

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**CRESCIMENTO DE REDES DE CANAIS E PIRATARIA DE ÁGUA  
SUBTERRÂNEA EM VALES DE CABECEIRAS DE DRENAGEM**



**PAULO JORGE VAITSMAN LEAL**

**ORIENTAÇÃO: PROF<sup>a</sup> DR<sup>a</sup> ANA LUIZA COELHO NETTO**

**Rio de Janeiro  
2009**

**CRESCIMENTO DE REDES DE CANAIS E  
PIRATARIA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM  
VALES DE CABECEIRAS DE DRENAGEM.**

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO  
REQUISITO PARCIAL PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE  
DOUTOR EM CIÊNCIAS (D. SC.).

**ORIENTADORA: ANA LUIZA COELHO NETTO  
CO-ORIENTADOR: ANDRÉ DE SOUZA AVELAR**

**Rio de Janeiro**

**2009**

## FICHA CATALOGRÁFICA

LEAL, Paulo Jorge Vaitsman

**CRESCIMENTO DE REDES DE CANAIS E PIRATARIA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM VALES DE CABECEIRAS DE DRENAGEM.**

Paulo Jorge Vaitsman Leal – Rio de Janeiro: UFRJ, 2009.  
213 Páginas.

Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro - PPGG, Rio de Janeiro 2009.

Orientadora: Ana Luiza Coelho Netto

- 1 – Hidrologia de águas subterrâneas
- 2 – Evolução da rede de canais
- 3 – Voçorocas
- 4 – Modelagem de fluxos de água subterrânea
- 5 – Pirataria de água subterrânea

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**CRESCIMENTO DE REDES DE CANAIS E PIRATARIA DE  
ÁGUA SUBTERRÂNEA EM VALES DE CABECEIRAS DE  
DRENAGEM.**

**Paulo Jorge Vaitsman Leal**

**Aprovada por:**

---

**Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Ana Luiza Coelho Netto**  
**(Orientadora - Dept<sup>o</sup> de Geografia – IGEO/UFRJ)**

---

**Prof. Dr. André de Souza Avelar**  
**(Co-orientador - Dept<sup>o</sup> de Geografia – IGEO/UFRJ)**

---

**Prof. Dr. Eurípedes do Amaral Vargas Junior**  
**(Depto. Engenharia Civil – PUC-Rio)**

---

**Prof. Dr. Francisco de Rezende Lopes**  
**(Programa de Engenharia Civil – COPPE/UFRJ)**

---

**Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Junior**  
**(Dept<sup>o</sup> de Geologia – IGEO/UFRJ)**

---

**Prof. Dr. Paulo Marcio Leal de Menezes**  
**(Dept<sup>o</sup> de Geografia – IGEO/UFRJ)**

**Rio de Janeiro**  
**2009**  
**AGRADECIMENTOS**

Durante todo o período dessa pesquisa, que começou ainda na fase do mestrado, recebi incentivo e ajuda de muitas pessoas, algumas das quais provavelmente não estarão relacionadas aqui, mas que certamente têm a minha gratidão. Dentre as pessoas que acreditaram e me apoiaram nessa empreitada, gostaria de agradecer em especial a:

- Professora Ana Luiza Coelho Netto pela orientação, estímulo e por ter compartilhado da sua paixão pela ciência e do conhecimento de anos de pesquisa.

- Professor André de Souza Avelar pelas orientações, pelas discussões, inúmeros ensinamentos e pela revisão criteriosa da dissertação.

- Professor Otávio Rocha Leão pelas discussões, ensinamentos e por ter me inserido na equipe do laboratório GEOHECO.

- Aos membros da banca examinadora, em especial aos professores Eurípedes do Amaral Vargas Junior e Paulo Marcio Leal de Menezes, pela revisão da dissertação e pelas sugestões propostas.

- Ao Professor Francisco de Rezende Lopes por ter participado da banca de qualificação, e, por nessa ocasião ter dado dicas valiosas para o desenvolvimento da tese. Além de sua participação na banca examinadora.

- Professor Gerson Cardoso da Silva Junior, que deu contribuições valorosas à minha tese de mestrado e que serviram também nessa pesquisa, além de ter aberto a oportunidade de participar do curso de modelagem de fluxos subterrâneos no programa Visual-Modflow, realizado no Laboratório de Hidrogeologia da UFRJ, ministrado por Raquel Quadros Velloso.

- Raquel Quadros Velloso, doutoranda do Departamento de Engenharia Civil da PUC-Rio, por ter ensinado praticamente tudo que consegui aprender sobre os programas de modelagem hidrológica, Visual-Modflow e FEFLOW.

- Aos pesquisadores do laboratório GEOHECO, Adriana, Adriano, Rita, Rafael Xavier, Ricardo, Rodrigo, André Negreiros, Achilles Chirol, Anderson Sato, Rogério Uagoda, Mariana, Gabriela, Leonardo e Maria, companheiros com quem tive o imenso prazer de conhecer e trabalhar, assim como os estagiários Gabriela, Thiago Mulato (que ajudou em várias etapas dessa

pesquisa), Cadu, Ingrid, Guilherme, Tiago Mônico, Aline, Renan e, principalmente aos administradores Daniele e Fernando que resolvem todos os problemas, não deixando que o laboratório pare jamais.

- Ao laboratorista da COPPE/GEOTECNIA, Carlinhos pela imensa ajuda na caracterização das amostras em laboratório.

- Aos professores do Laboratório Geocart, Paulo Marcio Leal de Menezes e Manoel do Couto Fernandes, pelos inúmeros ensinamentos referentes à cartografia digital, à topografia, ao nivelamento de precisão e aos procedimentos referentes ao uso do DGPS e por ajudar na obtenção de cartas topográficas. Além do integrante do mesmo laboratório, Luis Felipe da Rocha Fragoso, pelas inúmeras ajudas tanto nas campanhas de campo, como na parte teórica envolvendo o geoprocessamento.

- José Duarte Correia da Coordenação de Cartografia do IBGE, por ter fornecido as fotos aéreas digitais e o mosaico ortorretificado também em formato digital, que cobrem a bacia do rio Piracema.

- Alberto Luiz de Azevedo de Lou, engenheiro cartógrafo do IBGE, que disponibilizou a carta 1:50.000 de Bananal em formato digital.

- Ao Departamento de Águas e Energia Elétrica do governo de São Paulo e ao Centro Tecnológico de Hidráulica e Recursos Hídricos pela disponibilização dos dados relativos aos postos pluviométricos da Bocaina e Bananal.

- Jean da Silva (operador de campo), o qual, sem a ajuda, este trabalho não teria sido possível.

- Ao seu Dito e Dona Maria, pais de Jean, pela ajuda, pelo acolhimento e pela melhor comida de Bananal. Além do resto da família, em especial à Geovane Wilian da Silva que foi operador de campo de 1999 a 2004.

- Aos demais funcionários da Fazenda Bela Vista que ajudaram nos trabalhos de campo, Demir, Carlinhos, Cidinho, Aurélio, Didi, Dedé, André, Raul, entre outros.

- Aos proprietários e administradores da Fazenda Bela Vista que permitem o desenvolvimento das pesquisas do GEOHECO.

- Ao Duia da Pousada DK, que sempre nos acolhe com animação e resolve qualquer problema de percurso, na cidade de Bananal.

- Ao Filó por ter ajudado no fornecimento de todo o material para confecção e instalação dos aparelhos de campo.

- Aos motoristas que participaram das campanhas de campo: Ednaldo, Kléber, Sandra, Jonas, Lustosa e Jorge (Maguim).

- À toda população da cidade de Bananal, sempre receptiva e pronta pra ajudar no que for possível.

- À toda minha família, principalmente à minha mãe, por todo o suporte e incentivo, em todo o período de desenvolvimento da pesquisa.

À família, principalmente à minha mãe Jeni Vaitsman,  
que sempre me apoiou.

Aos amigos, que fazem tudo ter sentido sempre, apesar dos pesares.

## RESUMO

No presente trabalho, a expansão da rede de canais é investigada, através da modelagem matemática dos fluxos subterrâneos e do mapeamento da rede regional de canais. A dinâmica dos fluxos subterrâneos entre cabeceiras de drenagem vizinhas foi monitorada através de poços e piezômetros, o que possibilitou a calibração do modelo matemático elaborado. Portanto, o estudo abrange duas escalas de análise, uma a nível regional que compreendeu o mapeamento da rede de canais da bacia do rio Piracema, e, o monitoramento e modelagem matemática feitos em escala local, num grupo de cabeceiras de drenagem.

Os resultados permitiram comprovar e entender melhor a existência do fenômeno da pirataria de água subterrânea, proposto por Coelho Netto & Fernandes (1990). Além disso, a modelagem matemática possibilitou aumentar o entendimento de como esse mecanismo atua nas cabeceiras de drenagem e como as condições de recarga influem no fenômeno.

A modelagem matemática permitiu reconstruir e prever alguns cenários, e analisar como os fluxos subterrâneos de água se comportam frente às mudanças simuladas. Assim, as relações entre a rede de fluxos de águas subterrâneas e o crescimento da rede de canais foram investigadas.

O mapeamento da rede de canais da bacia do rio Piracema possibilitou a comparação com o mapeamento anterior feito por Cambra (1995), na mesma bacia, e permitiu identificar como a rede de canais vem evoluindo.

Os resultados da modelagem mostraram que o sistema subterrâneo de fluxos atua no crescimento diferencial da rede de canais, que pode alterar a configuração dos divisores topográficos, que por sua vez passa a influenciar na direção e magnitude dos fluxos subterrâneos.

Conclui-se que, no ambiente estudado, os fluxos regionais vindos através da rede de fraturamentos, funcionam como um adicional de recarga, aumentando o aporte de água em cabeceiras específicas, como por exemplo, o anfiteatro da Bela Vista. A pirataria da água subterrânea acaba redistribuindo os fluxos entre cabeceiras vizinhas com desnivelamento altimétrico.

## ABSTRACT

The drainage network evolution has been investigated by groundwater flow mathematical modeling and by regional channel network growth mapping. The groundwater flow dynamics between neighboring headwater valleys was monitored with piezometers and observation well stations, which permitted the calibration of the mathematical model. So the study encloses two scale analysis, the regional one that comprehended the Piracema basin channel network mapping and the hydrologic monitoring and modeling done in local scale.

The results permitted a better understanding and proved the existence of the groundwater piracy phenomenon, proposed by Coelho Netto & Fernandes (1990). The model also showed how the groundwater piracy acts between the headwater valleys and how the recharge conditions affect the phenomenon.

The mathematical modeling permitted to rebuild and predict some scenarios and analyze how the groundwater flows behave in response to changes imposed in the simulations. Therefore the relations between the groundwater flow network and the channel network development were investigated.

The gully mapping in the Piracema river basin and the comparison with a previous map made by Cambra (1995), for the same basin, made possible the analysis of the channel network evolution.

The modeling results showed that the groundwater flow system acts on channel network differential expansion, that can alter the topographic divides configuration that in turn control the direction and magnitude of the flows.

We can conclude that in the study site, the regional flows acts as a additional recharge, increasing the inflow on some specific headwater valleys, like Bela Vista Amphitheater. The groundwater piracy redistributes the groundwater between the neighboring headwater valleys with different altimetry.

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO</b>	23
1.1 Evolução de redes de canais	26
1.2 Pirataria de água subterrânea	32
<b>2 HIPÓTESES E OBJETIVOS</b>	39
<b>3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	42
3.1 Hidrologia de Encosta na Interface com a Hidrologia Subterrânea	42
3.1.1 Concavidades: unidades fundamentais na espacialização dos processos erosivos	44
3.1.2 O papel das redes de fraturas como condutoras de fluxos subterrâneos	47
3.2 Hidrologia subterrânea e os fluxos subsuperficiais saturados	49
3.2.1 Aquíferos	51
3.2.2 Movimento das águas subterrâneas	54
3.2.2.1 Lei de Darcy	56
3.2.2.2 Equação de fluxo da água subterrânea	59
3.2.2.3 Mensuração da movimentação dos fluxos subterrâneos no campo	62
3.2.2.4 Mapas potenciométricos e redes de fluxo	64
3.2.3 Mecanismos erosivos associados às águas subterrâneas	65
3.3 Canais erosivos incisos	69
3.4 Modelos	74
3.4.1 Modelagem de águas subterrâneas	76
3.4.2 Modelos físicos ou reduzidos	77
3.4.3 Mapas potenciométricos e redes de fluxo	78
3.4.4 Métodos analíticos	79
3.4.5 Métodos numéricos	80

<b>3.4.5.1 Método das diferenças finitas (MDF)</b>	<b>81</b>
<b>3.4.5.2 Método dos elementos finitos (MEF)</b>	<b>82</b>
<b>3.4.5.2.1 FEFLOW</b>	<b>83</b>
<b>4 ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>86</b>
<b>4.1 Clima</b>	<b>96</b>
<b>4.2 Geologia</b>	<b>98</b>
<b>4.3 Evolução quaternária do Planalto Sudeste Brasileiro</b>	<b>104</b>
<b>4.4 Evolução do ambiente de cabeceiras de drenagem do Rio do Bananal</b>	<b>105</b>
<b>4.5 Monitoramento Hidrológico na EEBV</b>	<b>109</b>
<b>5 METODOLOGIA</b>	<b>112</b>
<b>5.1 Procedimentos de gabinete</b>	<b>112</b>
<b>5.1.1 Confecção de mapas</b>	<b>113</b>
<b>5.1.1.1 Mapa das cabeceiras de drenagem vizinhas (EEBV)</b>	<b>113</b>
<b>5.1.1.2 Mapeamento da rede de canais e voçorocamentos da bacia do rio Piracema</b>	<b>114</b>
<b>5.1.2 Análises granulométricas</b>	<b>118</b>
<b>5.1.3 Análise dos dados extraídos dos poços e piezômetros</b>	<b>118</b>
<b>5.1.4 Cálculos para determinação da condutividade hidráulica</b>	<b>120</b>
<b>5.1.5 Análise dos dados pluviométricos</b>	<b>122</b>
<b>5.1.6 Elaboração dos mapas equipotenciais e das redes de fluxo</b>	<b>123</b>
<b>5.1.6.1 Redes de fluxo em planta</b>	<b>123</b>
<b>5.1.6.2 Mapas equipotenciais em perfil</b>	<b>125</b>
<b>5.1.7 Modelagem matemática dos fluxos de água subterrânea</b>	<b>126</b>
<b>5.2 Procedimentos de campo</b>	<b>137</b>
<b>5.2.1 Ampliação da rede piezométrica</b>	<b>138</b>
<b>5.2.2 Nivelamento da rede de poços e piezômetros</b>	<b>140</b>
<b>5.2.3 Obtenção da elevação de pontos da drenagem</b>	<b>141</b>

<b>5.2.4. Ensaio de permeabilidade em campo</b>	<b>143</b>
<b>5.3 Procedimentos de laboratório</b>	<b>146</b>
<b>5.3.1 Análises granulométricas</b>	<b>146</b>
<b>5.4 Características, confecção, instalação e funcionamento dos aparelhos de campo</b>	<b>147</b>
<b>6 Resultados e Discussão</b>	<b>151</b>
<b>6.1 Desenvolvimento da rede de canais na bacia do rio Piracema</b>	<b>151</b>
<b>6.2 Mapa da Estação Experimental da Bela Vista</b>	<b>155</b>
<b>6.3 Caracterização dos solos na EEBV</b>	<b>156</b>
<b>6.4 Nivelamento da rede de poços e piezômetros</b>	<b>163</b>
<b>6.5 Obtenção da elevação de pontos da drenagem</b>	<b>164</b>
<b>6.6 Análise dos dados dos poços e piezômetros</b>	<b>165</b>
<b>6.7 Condutividade hidráulica</b>	<b>177</b>
<b>6.8 Chuvas</b>	<b>179</b>
<b>6.9 Redes de fluxo</b>	<b>181</b>
<b>6.10 Modelagem matemática dos fluxos de água subterrânea</b>	<b>183</b>
<b>7 Conclusões</b>	<b>196</b>
<b>8 Bibliografia</b>	<b>200</b>

## Lista de Figuras

<b>Figura 1</b> – Visão em planta, mostrando a expansão de uma rede de drenagem a partir da perturbação de uma rede de fluxo. (a) concentração de fluxo no limite inferior da rede de fluxo, que foi modificado por um agente externo. (b) concentração de fluxos, causada por processo de exfiltração. (c) aumento da convergência de linhas de fluxo nas cabeças dos canais vizinhos. A convergência nos canais leva à divergência de fluxo entre os vales (Fonte: Dunne, 1990). -----	29
<b>Figura 2</b> - Fluxo regional de água subterrânea entre bacias de drenagem com diferentes elevações em um aquífero homogêneo e isotrópico (Fonte: Toth, 1963). -----	34
<b>Figura 3</b> - Esquema mostrando a captura de fluxos subterrâneos a partir do rebaixamento, através de voçorocamento, do vale localizado à direita em relação ao seu vale vizinho (suspensão) à esquerda (Fonte: Coelho Netto & Fernandes, 1990). -----	36
<b>Figura 4</b> – Tipos de fluxo em uma encosta: 1 – fluxo superficial; 2 – fluxo subterrâneo; 3 – fluxo subsuperficial raso e 4 – fluxo subsuperficial saturado (Modificado de Dunne & Leopold, 1978). -----	43
<b>Figura 5</b> – Modelo de formação de concavidades estruturais proposto por Avelar e Coelho Netto, 1992b. A interseção de fraturas sub-verticais (A) funcionariam como zonas de alívio de pressão para os fluxos artesianos, que formariam canais de primeira ordem (B) e posteriormente se desenvolveriam seus tributários (C). O processo de formação de canais acompanha o aumento do gradiente topográfico e hidráulico, desencadeando movimentos de massa nas encostas. -----	46
<b>Figura 6</b> – Distribuição da água abaixo da superfície do solo (Fonte: Karmann, 2001). -----	50
<b>Figura 7</b> – Esquema mostrando as características dos aquíferos classificados quanto a sua posição em relação aos demais aquíferos do sistema de águas subterrâneas. Além das características das cargas observadas nos poços penetrantes (modificado de Kresic, 2007). -----	52
<b>Figura 8</b> – Relação entre a estrutura da matriz porosa e porosidade. A – aquífero poroso; B – aquífero fissural e C – aquífero cárstico (modificado de Meinzer, 1923). -----	53
<b>Figura 9</b> – Esquema demonstrando o experimento de Darcy (modificado de Freeze & Cherry, 1979). -----	56
<b>Figura 10</b> – Volume de controle Elemental para um fluxo num meio poroso, onde $\rho$ é a densidade do fluido (modificado de Freeze & Cherry, 1979). -----	59

<b>Figura 11</b> – Esquema demonstrando como são estimadas as cargas de pressão (hp), as cargas totais (h), as cargas de posição (z), as diferenças entre as cargas totais ( $\Delta h$ ) e as distâncias entre as cargas de posição ( $\Delta l$ ), a partir da leitura dos piezômetros instalados no campo. -----	63
<b>Figura 12</b> – Diferenças morfológicas entre ravinas e voçorocas. (Fonte: Stow & Hughes (1980), apud Higgins (1990)). -----	71
<b>Figura 13</b> – A) Exemplo de um conjunto de células de um grid ou malha de diferenças finitas centrada no bloco, notar que as células não estão alinhadas, pelo efeito da topografia; B) Exemplo de como a malha é organizada, em colunas, linhas e camadas. Cada célula, ou grupo de células, pode ter características diferentes das demais ( McDonald & Harbaugh, 1988). -----	82
<b>Figura 14</b> – A – Prisma triangular ou elemento; B – Elementos organizados como na malha de elementos finitos e os nós da malha. -----	83
<b>Figura 15</b> – Localização regional da bacia do rio do Bananal (em laranja) e da bacia do rio Piracema (contorno vermelho). -----	87
<b>Figura 16</b> - Mapa hipsométrico da bacia do rio do Bananal, mostrando os compartimentos do relevo e a bacia do rio Piracema, estando limitada pela linha preta. O ponto vermelho localiza a área de estudo, representada em detalhe na Figura 17. -----	88
<b>Figura 17</b> – Modelo digital de elevação da bacia do rio Piracema, mostrando a localização da Estação Experimental da Bela Vista (EEBV). -----	90
<b>Figura 18</b> – Mapa da EEBV com a divisão das cabeceiras de drenagem e localização dos aparelhos do monitoramento hidrológico. -----	91
<b>Figura 19</b> – Fotografia da área de estudo destacando as cabeceiras 1, 2, 3, 4 e parte da 5, que têm sua localização mostrada na figura 18 -----	92
<b>Figura 20</b> - Monitoramento do contorno da Voçoroca da Bela Vista, mostrando a evolução do recuo remontante da mesma (Fonte: Rocha Leão et al., 2001). -----	93
<b>Figura 21</b> - Comparação dos perfis topográficos do eixo do voçorocamento dos anos de 1982 e 2001(indicados na figura 6.4), mostrando a incisão linear, assim como as taxas de recuo de cada seção da voçoroca (Fonte: Rocha Leão et al., 2001). -----	93
<b>Figura 22</b> – A – Voçoroca em expansão em 1973; B – Em 1999, quando o dígito ativo inicia uma fase de estabilização relativa e C – Em 2005, quando a vegetação já ocupa totalmente o dígito que estava ativo até 1999. -----	94
<b>Figura 23</b> - Desenho esquemático representando o modelo proposto por Rocha Leão (2005) de evolução da voçoroca da Bela Vista. O esquema mostra como o rebaixamento do lençol freático fez com que os fluxos subterrâneos deixassem de exfiltrar nas bordas do voçorocamento. -----	95

<b>Figura 24</b> - Faixa Móvel Ribeira (fonte: Valeriano & Heilbron, 1993). -----	100
<b>Figura 25</b> - Mapa geológico da bacia do rio do Bananal (Fonte: Almeida et al., 1993; Silva et al., 1993). -----	101
<b>Figura 26</b> - Mapa geológico da bacia do rio Piracema com a localização das voçorocas mapeadas por Cambra (1995). A localização da voçoroca da Bela Vista é indicada pela seta vermelha. -----	102
<b>Figura 27</b> - Relação entre a direção dos eixos das concavidades do anfiteatro da Bela Vista e a direção dos “sets” de fraturamento (Fonte: Coelho Netto, 1999). ----	103
<b>Figura 28</b> – Principais unidades aquíferas do Estado de São Paulo (Fonte: Iritani & Ezaki, 2008). O retângulo vermelho destaca a localização do município de Bananal. -----	104
<b>Figura 29</b> – Rede de fluxo em planta elaborada por Leal (2004). -----	110
<b>Figura 30</b> – Comportamento das cargas de pressão do piezômetro 2 frente as entradas de chuva (Rocha Leão, 2005). -----	111
<b>Figura 31</b> – Mosaico feito com as fotos aéreas ortorretificadas de 2005 na escala 1:30.000, elaborado por Duarte (2008). A linha vermelha representa a bacia do rio Piracema. -----	115
<b>Figura 32</b> – Exemplo das classes de voçorocas, quanto ao número de bifurcações. A) voçoroca sem bifurcação; B) voçoroca com uma bifurcação; C) voçoroca com duas bifurcações e D) voçoroca com seis bifurcações. -----	117
<b>Figura 33</b> – Esquema mostrando os parâmetros utilizados nos cálculos da permeabilidade em campo (modificado de Wilson, 1988). -----	120
<b>Figura 34</b> - Exemplo da malha gerada pelo programa Surfer a partir das informações de localização dos piezômetros (valores de x e y) e das cargas totais de cada aparelho (valor de z). Cada cruzeta representa um valor de z, obtido pela interpolação dos valores de carga total. As isolinhas são traçadas pelo próprio programa a partir dos valores das cruzetas. -----	125
<b>Figura 35</b> - Exemplo da malha gerada pelo programa Surfer a partir das informações de localização dos piezômetros (valores de x e y) e das cargas totais de cada aparelho (valor de z). Cada cruzeta representa um valor de z, obtido pela interpolação dos valores de carga total. As isolinhas são traçadas pelo próprio programa a partir dos valores das cruzetas. -----	126
<b>Figura 36</b> – Malha gerada pelo programa FEFLOW, para a área de estudo. -----	128
<b>Figura 37</b> – Domínio de fluxo gerado no programa FEFLOW, a partir da malha, das camadas e da topografia da área. -----	129
<b>Figura 38</b> – Áreas onde foram inseridas as condutividades hidráulicas, na área vermelha a condutividade é de $4,47 \times 10^{-3}$ cm/s e na área azul de $1 \times 10^{-12}$ cm/s.---	133

<b>Figura 39</b> – Comparação entre as curvas de nível originais (em cinza) e as curvas de nível alteradas (em vermelho), feitas para simular as condições da topografia e da drenagem do período da transição Pleistoceno-Holoceno. -----	134
<b>Figura 40</b> – Detalhe mostrando as diferenças entre os domínios de fluxo gerados a partir da topografia atual e da topografia alterada. A linha tracejada mostra a localização aproximada do rio Piracema. -----	134
<b>Figura 41</b> – Áreas onde foram inseridas as condutividades hidráulicas, nos testes com o rio Piracema elevado. -----	135
<b>Figura 42</b> – Esquema sintetizando as fases da modelagem. * - Apenas rede de canais foi modificada em relação a atual; ** - Topografia e rede de canais foram modificados. -----	137
<b>Figura 43</b> – Localização das estações de poço e piezômetro dentro da área de estudo. -----	139
<b>Figura 44</b> - A) sondagem sendo feita com trado mecânico; B) sondagem sendo feita com trado a percussão (SPT). -----	139
<b>Figura 45</b> – A – Marco fixo materializado no Anfiteatro da Bela Vista; B – Detalhe do aparelho DGPS; C – Conjunto com DGPS acoplado no tripé e antena e D – Detalhe do nivelamento da antena. -----	141
<b>Figura 46</b> – A) Detalhe do marco de apoio ao levantamento topográfico; B) Estação Total; C) Prisma refletor que serve para captar o ponto que se deseja obter; D) Operação da estação total; E e F) Detalhes da Estação Total e G) Exemplo da obtenção de um ponto. -----	142
<b>Figura 47</b> – Localização dos piezômetros onde os ensaios de condutividade hidráulica foram realizados. -----	144
<b>Figura 48</b> - A) Desenho esquemático do medidor de vazão confeccionado para realização do ensaio de permeabilidade; B) Detalhe do medidor já acoplado ao piezômetro; C) Medidor com funil acoplado a piezômetro; D) Detalhe da mangueira transparente, onde se lê a altura do nível d'água dentro do medidor de vazão; E) Inserção d'água no medidor de vazão; F) Galões de 60 litros utilizados para transportar água até os piezômetros e G) Foto da mensuração do rebaixamento do nível d'água dentro do medidor de vazão. -----	145
<b>Figura 49</b> – A) Aparelho agitador, utilizado para separar as frações do solo entre as peneiras de diferente diâmetro; B) Aparelho dispersor; C) Amostras preparadas na proveta para posterior análise da fração argilosa, através do densímetro e D) Detalhe da leitura do densímetro. -----	146

<b>Figura 50</b> – Características da instalação dos poços e piezômetros utilizados. (Modificado da figura disponível no site: <a href="http://www.sisgeo.it">www.sisgeo.it</a> ). -----	149
<b>Figura 51</b> - A) Inserção do poço já confeccionado no furo de sondagem; B) ponta de um tubo de PVC perfurada para confecção de piezômetro; C) ponta do piezômetro já com a tela de nylon instalada; D) leitor de nível de água e nível piezométrico do tipo “pio”. -----	150
<b>Figura 52</b> – Hierarquia da rede de canais na bacia do rio Piracema, reconstituída através de fotos aéreas na escala 1:30.000. -----	151
<b>Figura 53</b> – Unidades geológicas e rede de canais que drenam a bacia do rio Piracema, com base em fotos aéreas ( escala 1:30.000): Circulo vermelho – voçorocas desconectadas e ativas; circulo verde: voçorocas desconectadas e estáveis; triângulo vermelho: voçorocas conectadas e ativas e triângulo verde: voçorocas conectadas e estabilizadas. -----	152
<b>Figura 54</b> – Distribuição dos diferentes tipos de voçorocas identificados em fotos aéreas de 1973 (Cambra,1995) e em 2004 (este estudo) na bacia do rio Piracema. -----	154
<b>Figura 55</b> – Modelo digital de elevação da EEBV em base topográfica 1:10 000. --	156
<b>Figura 56</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 5 na EEBV. ----	157
<b>Figura 57</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 17 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	157
<b>Figura 58</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 18 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	158
<b>Figura 59</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 19 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	158
<b>Figura 60</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 20 na EEBV. --	158
<b>Figura 61</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 21 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	159
<b>Figura 62</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 23 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	159
<b>Figura 63</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 24 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	159
<b>Figura 64</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 25 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	160
<b>Figura 65</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 26 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o deposito quaternário e o saprolito. -----	160

<b>Figura 66</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 27 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito. -----	160
<b>Figura 67</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 28 na EEBV. --	161
<b>Figura 68</b> – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 18 na EEBV. --	161
<b>Figura 69</b> – Triângulo textural de Trefethen (1950), mostrando a classificação das amostras analisadas. -----	162
<b>Figura 70</b> – Localização dos pontos de drenagem levantados, e, tabela com as cotas de cada ponto. -----	165
<b>Figura 71</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 1, EEBV. -----	165
<b>Figura 72</b> – Variações da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 2, EEBV. --	166
<b>Figura 73</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 3, EEBV. -----	166
<b>Figura 74</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 4, EEBV. -----	166
<b>Figura 75</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 6, EEBV. -----	167
<b>Figura 76</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 7, EEBV. -----	167
<b>Figura 77</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 9, EEBV. -----	167
<b>Figura 78</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 10A, EEBV. -----	168
<b>Figura 79</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 10B, EEBV. -----	168
<b>Figura 80</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 11, EEBV. -----	168
<b>Figura 81</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 12, EEBV. -----	169
<b>Figura 82</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 13, EEBV. -----	169
<b>Figura 83</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 15, EEBV. -----	169

<b>Figura 84</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 16, EEBV. -----	170
<b>Figura 85</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 17, EEBV. -----	170
<b>Figura 86</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 18, EEBV. -----	170
<b>Figura 87</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 19, EEBV. -----	171
<b>Figura 88</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 20, EEBV. -----	171
<b>Figura 89</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 21, EEBV. -----	171
<b>Figura 90</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 22, EEBV. -----	172
<b>Figura 91</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 23, EEBV. -----	172
<b>Figura 92</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 24, EEBV. -----	172
<b>Figura 93</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 25, EEBV. -----	173
<b>Figura 94</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 26, EEBV. -----	173
<b>Figura 95</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 27, EEBV. -----	173
<b>Figura 96</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 28, EEBV. -----	174
<b>Figura 97</b> – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 29, EEBV. -----	174
<b>Figura 98</b> – Piezômetros com indicação freqüente de artesianismo na EEBV (componente vertical do fluxo) de cada estação. -----	175
<b>Figura 99</b> – Precipitação anual do posto Bananal, mostrando a média da série histórica (linha preta tracejada), a barra de erro mostra o desvio padrão acima e abaixo da média anual. Os anos mais secos têm a barra preenchida de bege e os anos mais chuvosos, em azul. -----	180

<b>Figura 100</b> – Precipitação anual do posto Bocaina, mostrando a média da série histórica (linha preta tracejada), a barra de erro mostra o desvio padrão acima e abaixo da média anual. Os anos mais secos têm a barra preenchida de bege e os anos mais chuvosos, em azul. -----	180
<b>Figura 101</b> – Chuva diária da estação Bananal. Período de análise do tempo de resposta das cargas hidráulicas. -----	181
<b>Figura 102</b> – Rede de fluxo elaborada no programa SURFER, para o dia 16/03/2007. -----	182
<b>Figura 103</b> – Rede de fluxo elaborada no programa SURFER, para o dia 17/11/2008. -----	182
<b>Figuras 104</b> – Rede de fluxo em perfil no programa SURFER, para o dia 20/02/2008, a localização do perfil é mostrada na figura 104. A numeração indica localização do piezômetro ou ponto de drenagem. A letra D indica a posição de divisores topográficos entre vales vizinhos. A linha pontilhada vermelha indica um divisor de água subterrânea distante do divisor topográfico. -----	183
<b>Figura 105</b> – Mapa mostrando as melhores calibrações de cada aparelho. A letra “T” indica que não houveram diferenças significativas entre os valores de recarga testados. Os números 1, 2, 3 e 4 indicam qual recarga teve melhor calibração para cada piezômetro. -----	184
<b>Figura 106</b> – Modelagem da rede de fluxos (-20m) na área de estudo (EEBV) e janelas de detalhamento mostradas nas figuras 107 e 108. -----	186
<b>Figura 107</b> – Resultado da simulação feita com o rio Piracema elevado, a 20 metros de profundidade. A linha preta tracejada mostra o limite topográfico do anfiteatro da Bela Vista (cabeceira 1). -----	187
<b>Figura 108</b> – Resultado da simulação feita com o rio Piracema elevado, a 20 metros de profundidade. A linha preta tracejada mostra o divisor topográfico entre as cabeceiras 3 e 4. A linha vermelha mostra o divisor de águas subterrâneas, traçado com base nos vetores. -----	187
<b>Figura 109</b> – Modelagem da rede de fluxos (-20m) na área de estudo (EEBV) e janelas de detalhamento mostradas nas figuras 110 e 111. -----	188
<b>Figura 110</b> – Resultado da simulação, a 20 metros de profundidade, feita com o rio Piracema rebaixado em relação a simulação da figura 63. A linha vermelha representa os desvios dos divisores de água subterrânea em relação aos divisores topográficos (linha preta tracejada) do anfiteatro da Bela Vista. -----	189
<b>Figura 111</b> – Resultado da simulação, a 20 metros de profundidade, feita com o rio Piracema rebaixado em relação a simulação da figura 64. A linha vermelha representa os desvios dos divisores de água subterrânea em relação aos divisores entre as cabeceiras 3 e 4. -----	189

<b>Figura 112</b> – Simulação do início do crescimento do canal da cabeceira 4, a 20 metros de profundidade. -----	190
<b>Figura 113</b> – Simulação do crescimento do canal 4, a 20 metros de profundidade. -----	191
<b>Figura 114</b> – Simulação do crescimento do canal 4, a 20 metros de profundidade. Visualização do divisor de drenagem entre as cabeceiras 3 e 4. -----	191
<b>Figura 115</b> – Simulação feita com a recarga local, a 20 metros de profundidade. Detalhe da pirataria entre os vales de cabeceira 3 e 4. -----	192
<b>Figura 116</b> – Detalhe entre as cabeceiras 1 e 2, da simulação feita com a recarga de 4 meses acumulados, a 20 metros de profundidade. Utilizando a topografia e os canais observados atualmente. -----	193
<b>Figura 117</b> – Detalhe entre as cabeceiras 3 e 4, da simulação feita com a recarga de 4 meses acumulados, a 20 metros de profundidade. Utilizando a topografia e os canais observados atualmente. -----	194
<b>Figura 118</b> – Simulação do crescimento do voçorocamento (canal da cabeceira 1), a 20 metros de profundidade. -----	194
<b>Figura 119</b> – Detalhe entre as cabeceiras 3 e 4 da simulação do crescimento do voçorocamento (canal da cabeceira 1), a 20 metros de profundidade. -----	195

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 1</b> – Valores de condutividade hidráulica para cada tipo de material, modificado de Freeze & Cherry (1979). _____	122
<b>Tabela 2</b> – Frequência dos diferentes tipos de voçorocamentos na bacia do rio Piracema. _____	153
<b>Tabela 3</b> – Distribuição por frequência (número) e densidade de voçorocamentos por unidade geológica na bacia do rio Piracema. _____	153
<b>Tabela 4</b> – Áreas da superfície do terreno calculadas a partir do MDE na área de estudo e no anfiteatro Bela Vista. _____	155
<b>Tabela 5</b> – Cotas obtidas com nivelamento das estações. _____	164
<b>Tabela 6</b> – Tempo de resposta das cargas hidráulicas frente às chuvas. _____	177
<b>Tabela 7</b> – Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica e classificações das amostras, segundo a classificação de Freeze & Cherry (1979) e segundo o triângulo textural de Trefethen (1950). _____	178
<b>Tabela 8</b> – Calibração dos piezômetros para cada tipo de recarga simulada. Os valores de referem ao último dia de simulação. _____	184

## 1 INTRODUÇÃO

Os processos hidro-erosivos observados na bacia do rio do Bananal, tributário do rio Paraíba do Sul, e suas contribuições ao modelado do relevo dessa região vêm sendo estudados por diversos autores, sob diferentes enfoques (Meis et al., 1985; Moura & Meis, 1986; Coelho Netto et al., 1988; Coelho Netto, 1999; 2002; Coelho Netto & Fernandes, 1990; Silva, 1991; Peixoto, 1993; Peixoto et al. 1989; Fernandes et al., 1994; Avelar e Coelho Netto, 1992b; Salgado, 1996; entre outros).

Nesse contexto, o Laboratório de Geo-Hidroecologia (GEOHECO) da UFRJ vem desenvolvendo pesquisas na região desde 1982. Desde então, fatores antrópicos, hidrológicos, biológicos, geológicos, pedológicos, geoquímicos e geomorfológicos vêm sendo relacionados aos mecanismos formadores das feições erosivas encontradas atualmente nesse relevo.

A sistematização das pesquisas realizadas pelo laboratório GEOHECO levou à escolha de algumas áreas de estudo que foram e continuam sendo monitoradas. Uma delas está localizada na fazenda Bela Vista, a 12 km da sede municipal de Bananal. Nesta localidade, uma cabeceira de drenagem em forma de anfiteatro, denominado anfiteatro da Bela Vista, foi escolhida como área laboratório, por conter uma voçoroca representativa das voçorocas existentes na região, chamada aqui de voçoroca da Bela Vista, e, que vem dissecando o espesso pacote aluvio-coluvionar depositado no fundo do vale. Essa área foi denominada Estação Experimental da Bela Vista (EEBV) e foi instrumentada e monitorada por diversos autores, os quais identificaram mecanismos e condicionantes erosivos geradores das feições observadas na região de Bananal.

O monitoramento de campo realizado pelo GEOHECO, nessa área, envolve uma ampla instrumentação, feita a fim de se entender as variáveis envolvidas nos

processos erosivos que aí ocorrem. Foram instaladas parcelas de escoamento superficial do tipo Gerlach para quantificar a erosão superficial e uma rede de tensiômetros para a caracterização do comportamento dos fluxos sub-superficiais não saturados. A rede de poços e piezômetros, já existente, foi adensada no anfiteatro da Bela Vista e estendida até um dos vales vizinhos, para a investigação dos fluxos subterrâneos, além da implantação uma rede de pluviômetros e um pluviógrafo mecânico para quantificação das chuvas. Além disso, a partir de mapeamentos sucessivos, é feito o monitoramento sistemático das taxas de recuo das frentes de expansão da voçoroca, localizada no anfiteatro da Bela Vista. A partir desses mapeamentos, foi possível perceber que os dígitos possuem comportamentos diferenciados. Neste trabalho, as frentes de avanço dos troncos principais das voçorocas, ou dos canais, serão denominadas “cabeça”, e, as frentes secundárias de avanço das voçorocas (bifurcações), serão denominadas “dígitos”. Portanto, a “cabeça” de uma voçoroca é, na verdade, o “dígito” do tronco principal da mesma.

O voçorocamento localizado no anfiteatro da Bela Vista possui três dígitos principais, dos quais dois estão localizados na porção superior da bacia e um, na porção inferior. O dígito da porção inferior se direciona para uma sub-bacia não canalizada, tributária da bacia principal. Quanto aos dígitos situados na porção superior da bacia, um deles foi classificado como estabilizado, por apresentar-se relativamente estável desde o primeiro mapeamento, enquanto o outro, localizado nessa mesma porção da bacia, foi classificado como ativo, por apresentar crescimento acelerado, assim como o dígito da porção inferior da bacia.

Coelho Netto (1988), com base nos trabalhos realizados na EEBV, identificou os mecanismos erosivos gerados pelos fluxos subterrâneos como responsáveis pelo desenvolvimento da voçoroca da Bela Vista.

Deus (1991) e Cambra (1998) demonstraram a influência dos caminhos escavados pelas formigas saúvas e da densa malha de raízes finas da cobertura de gramíneas no comportamento da hidrologia sub-superficial na EEBV.

A instrumentação para monitoramento hidrológico subterrâneo da EEBV foi ampliada por Rocha Leão (2005) até uma das cabeceiras de drenagem adjacentes ao anfiteatro da Bela Vista, já que um dos objetivos desse trabalho era investigar se as relações dos fluxos subterrâneos existentes entre as duas cabeceiras podiam explicar as diferenças na dinâmica hidro-erosiva observadas entre elas.

Como desdobramento das pesquisas relacionadas aos fluxos subterrâneos entre vales vizinhos, Leal (2004) ampliou ainda mais a rede de poços e piezômetros tanto no anfiteatro da Bela Vista quanto no vale vizinho já monitorado, além de sua ampliação até uma terceira cabeceira de drenagem, vizinha às duas primeiras.

A presente pesquisa é mais um desdobramento das pesquisas sobre relações entre fluxos subterrâneos de cabeceiras de drenagem vizinhas, e, sobre a influência da rede de fluxos na expansão diferencial da rede de canais. Novas ampliações da rede de monitoramento da hidrologia subterrânea foram feitas, além da modelagem tridimensional dos fluxos subterrâneos entre as cabeceiras. Pretende-se entender como esses fluxos entre vales funcionam atualmente e como atuaram no passado geológico recente, quando a drenagem da área de estudo se reencaixou nos vales antes entulhados.

Para entender como esses fluxos influenciam no desenvolvimento diferencial da rede de canais, o mapeamento da rede de canais da bacia do rio Piracema e dos

voçorocamentos foi realizado. Portanto, a conexão dos canais erosivos (voçorocas) com a rede regional de canais, assim como a atividade dos voçorocamentos é analisada em comparação com mapeamento anterior na mesma bacia (Cambra, 1997).

### **1.1 Evolução de redes de canais**

Os processos que envolvem a expansão das redes de canais são de central importância para a geomorfologia. Ao se expandirem, os canais de drenagem removem porções de solo e tornam novas áreas suscetíveis aos processos fluviais, influenciando diretamente na evolução do vale onde o canal se encontra. Segundo Bryan & Jones (1997), o transporte de sedimentos das encostas para os canais, onde se tornam acessíveis aos processos fluviais, é de central importância para a Geomorfologia desde os primórdios dessa ciência.

Além de modificar toda a dinâmica da bacia de drenagem, ao redistribuir os fluxos dentro da bacia, alterar o gradiente topográfico e hidráulico e aumentar a densidade de drenagem da bacia, a expansão de um canal de drenagem pode resultar em um arranjo espacial do relevo totalmente diferente do anterior através da coalescência de vales, da captura de canais adjacentes e da inversão de relevo.

A pergunta sobre como e onde surge um canal e a respeito de como evolui a rede de canais sempre norteou trabalhos geomorfológicos e hidrológicos. Os modelos sobre a expansão de redes de canais se desenvolveram a partir do reconhecimento dos padrões espaciais que as redes assumem com o crescimento dos canais. Um dos primeiros modelos conceituais propostos foi o de Glock (1931), que através da observação da forma das redes de canais em bases topográficas, idealizou as fases de evolução, que ele chamou de “dynamic cycle”. Na década

seguinte, Horton (1945) associou o desenvolvimento de canais com a concentração de fluxos d'água superficiais e o aprofundamento de sulcos erosivos por mecanismos de "micro-pirataria" entre sulcos erosivos adjacentes e gradação lateral. Nesse modelo a extensão máxima do canal dominante não ultrapassaria uma distância crítica dos divisores, à montante da qual existiria uma zona não-erosiva. Até meados da década de 1960, o modelo de iniciação de canais de Horton (op cit.) era amplamente aceito, inclusive para regiões úmidas (DUNNE, 1980; BERGER & AGHASSY, 1984).

A modelagem numérica do crescimento de redes de canais vem evoluindo desde a década de 1960, quando o crescimento das redes modeladas era concebido como sendo aleatórias. Aprimoramentos foram sendo feitos por vários autores, de modo que, a modelagem se tornasse mais realista. Howard (1971b) introduziu um modelo aonde a probabilidade de crescimento dos canais dependia da posição do canal assim como dos demais canais, simulando uma competição entre canais. A área de contribuição foi então introduzida por Smart & Moruzzi (1971) e a resistência dos materiais por Starck (1991).

Mais tarde, os processos de encostas, que vinham sendo modelados em separado, foram integrados à modelagem das redes de canais e geraram modelos de evolução de bacias de drenagem como um todo, como fizeram Willgoose et al. (1991), Howard (1994) e Fagherazzi et al. (2002), entre outros.

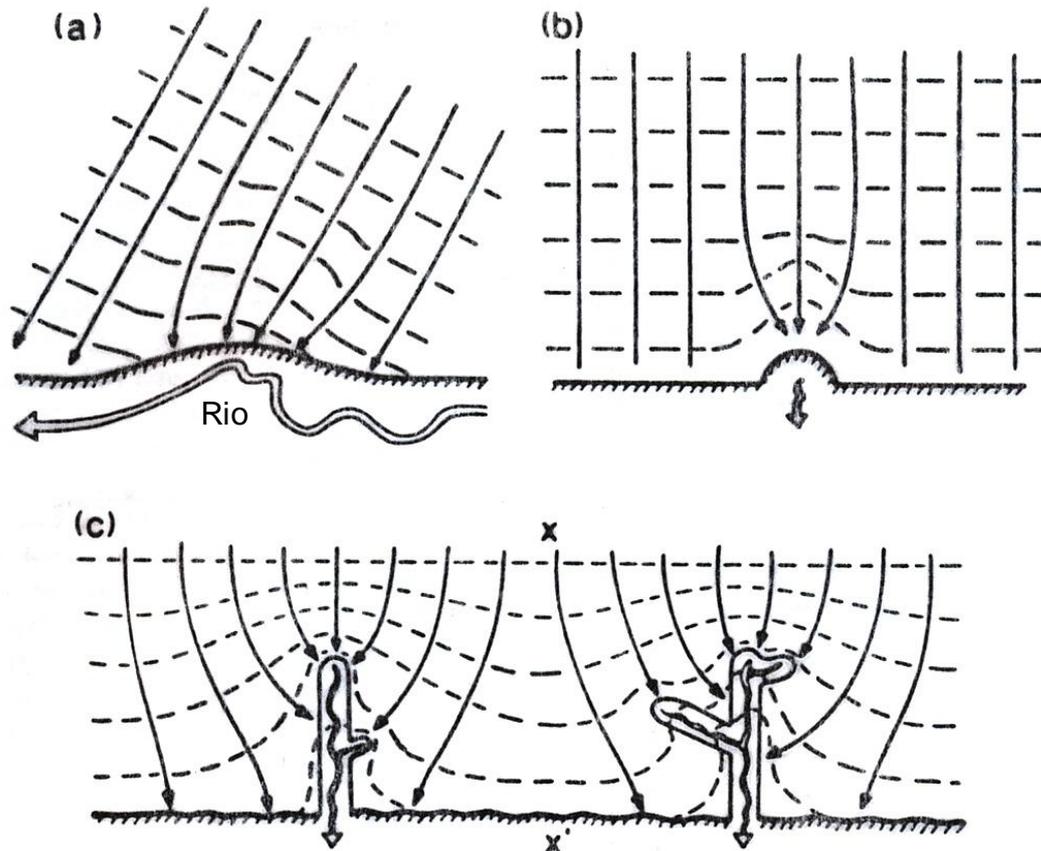
Levando em conta que a grande maioria das pesquisas até a década de 1980 focalizava mais as taxas e padrões de crescimento dos canais, Dunne (1980) formulou uma explicação física para a progressão remontante de canais em regiões úmidas, tomando por base, a formação e o crescimento das redes de canais

associados aos mecanismos erosivos detonados pelo excesso de poro pressão em faces de exfiltração de água subterrânea (“spring sapping”).

Levando em conta que a grande maioria das pesquisas, até então, focalizavam mais as taxas e padrões de crescimento dos canais, ao invés dos processos erosivos, Dunne (1970, 1980), formulou uma explicação física para a progressão remontante de canais em regiões úmidas, tomando por base, a formação e o crescimento das redes de canais associados aos mecanismos erosivos detonados pelo excesso de poro pressão em faces de exfiltração de água subterrânea (“spring sapping”), já que ele não identificou, nessas áreas, os mecanismos de incisão de canais propostos por Horton. Segundo esse modelo (Figura 1), as linhas de fluxo de um sistema de água subterrânea passam a convergir para um ponto em comum, quando acontece uma perturbação em algum ponto da saída da rede; a concentração pontual de fluxos detona processos erosivos, os quais, por sua vez, aumentam ainda mais a concentração de fluxos, retroalimentando o crescimento do canal.

Na figura 1, nota-se que a erosão lateral causada pelo rio causa uma concentração de fluxos para o ponto solapado (figura 1a); a convergência de fluxos aumenta o potencial erosivo nesse ponto, gerando erosão pela exfiltração de fluxos através da parede do canal (figura 1b); o incremento da concentração de fluxos gera um fluxo canalizado com a iniciação de um novo canal, que, por sua vez, gera uma incisão, aumentando os gradientes topográfico e hidráulico (figura 1c). O aumento dos gradientes vai aumentar ainda mais o potencial erosivo do canal, que, ao se expandir, causa a retroalimentação erosiva citada anteriormente. Dentro do novo canal de primeira ordem, processos fluviais controlarão o transporte de sedimentos. Através do mesmo processo responsável pelo surgimento do canal podem surgir

ramificações desse mesmo canal, dando origem a novos canais e fazendo com que o canal de primeira ordem suba de nível hierárquico, como exemplificado na figura 1c.



**Figura 1** – Visão em planta, mostrando a expansão de uma rede de drenagem a partir da perturbação de uma rede de fluxo. (a) concentração de fluxo no limite inferior da rede de fluxo, que foi modificado por um agente externo. (b) concentração de fluxos, causada por processo de exfiltração. (c) aumento da convergência de linhas de fluxo nas cabeças dos canais vizinhos. A convergência nos canais leva à divergência de fluxo entre os vales (Fonte: Dunne, 1990).

Segundo Berger & Aghassy (1984), a partir de meados da década de 1960 houve crescimento do número de trabalhos que relacionam a iniciação e o desenvolvimento de redes de canais com os fluxos subterrâneos. A partir de então, segundo Higgins & Coates (1990), as águas subterrâneas começaram a ser reconhecidas como importante agente geomórfico e vários trabalhos vêm sendo

desenvolvidos sobre os mecanismos erosivos causados pelos fluxos subterrâneos e suas resultantes geomorfológicas (KIRKBY & CHORLEY, 1967; DUNNE, 1970;1980; 1990; DE VRIES, 1976; PILLANS, 1985; COELHO NETTO, 1988; 1999; 2002; AVELAR & COELHO NETTO, 1992a; 1992b; FERNANDES et al., 1994; SCHUMM et al., 1995; SIMON & COLLISON, 2001).

Vários autores reconheceram os fluxos d'água subterrâneos ou subsuperficiais como responsáveis pelo controle da evolução das encostas através do recuo remontante dos canais de primeira ordem (DUNNE, 1970; 1980; 1990; JONES, 1971; HIGGINS, 1982; PILANS, 1985; GÓMEZ & MULLEN, 1992; SCHUMM et al., 1995). Alguns trabalhos vêm apontando a importância desse processo na configuração geomorfológica regional em diferentes áreas. Em seu trabalho, De Vries (1976) atribui o desenvolvimento da rede de drenagem de grande parte da Holanda à exfiltração de água subterrânea. Na zona de cabeceiras de drenagem da região de Bananal (SP), essa mesma relação vem sendo apontada como responsável pela evolução da rede de drenagem (COELHO NETTO et al., 1988; COELHO NETTO, 1999; 2002; AVELAR & COELHO NETTO, 1992b; FERNANDES et al., 1994).

Contudo, alguns fatores controladores da expansão de um canal ainda precisam de comprovação em campo. As relações que envolvem o crescimento dos canais e suas respectivas áreas de contribuição ainda causam controvérsias.

Assim como o modelo de Horton (1945), Dunne (1970) aponta a existência de uma área de contribuição mínima acima da cabeça do canal a partir da qual as descargas na face de exfiltração são insuficientes à continuidade da erosão de tal modo que os canais tendem a estabilizar. Estudos conduzidos na costa oeste norte-americana (Dietrich et al. 1986; Montgomery e Dietrich, 1989; Dietrich e Dunne,

1993) mostraram que a área de contribuição acima da cabeça de canais diminui com o aumento do gradiente topográfico. Na região sudeste brasileira, entretanto, estudos conduzidos no médio vale do rio Paraíba do Sul não confirmaram esta relação, apontando que as cabeças de canais podem iniciar muito próximo aos divisores (Freitas et al., 1995).

Coelho Netto (1999), através do monitoramento do crescimento de uma voçoroca representativa das voçorocas conectadas à rede de canais das cabeceiras de drenagem localizadas no compartimento colinoso do vale do rio do Bananal, argumenta que, apesar da área de contribuição ter diminuído, as taxas de avanço do canal aumentaram, e que, no passado, alguns dos antigos canais destruíram os divisores de drenagem, chegando até a capturar canais de vales vizinhos. A autora sugere ainda, que a relação entre o avanço de canais e suas respectivas áreas de contribuição, pode sofrer alterações em bacias que recebam fluxos subterrâneos de fora de seus limites topográficos. Pesquisas sistemáticas nas cabeceiras de drenagem do rio Piracema, tributário do rio do Bananal, vêm indicando que o crescimento diferencial da rede de canais não é controlado apenas pela área de contribuição superficial (COELHO NETTO, 2002 e 2003; LEAL, 2004 e LEAL et al., 2008).

A modelagem matemática da evolução do relevo depende dos processos considerados dominantes e como eles são representados no modelo (WILLGOOSE, 2005). Portanto o conhecimento dos processos geomórficos controladores da evolução da região modelada é essencial. Monitoramentos de campo de longo prazo são pouco documentados na literatura geomorfológica e são fundamentais para o conhecimento dos processos modeladores do relevo.

## 1.2 Pirataria de água subterrânea

As redes de fluxo de águas subterrâneas ou sistemas de águas subterrâneas nem sempre respeitam os limites topográficos, que controlam os fluxos das águas superficiais. Portanto, muitas vezes, a área de um sistema de águas subterrâneas pode estar abaixo de diferentes bacias hidrográficas. A não correspondência entre bacias de drenagem superficial e bacias subterrâneas, vem sendo citada cada vez mais na literatura, em ambientes diversos e leva a transferência de fluxos subterrâneos entre bacias de drenagem.

Quando fluxos subterrâneos ultrapassam os limites superficiais de uma bacia, influenciam diretamente na quantidade de água estocada na bacia e na quantidade de água que chega ao canal fluvial, alterando assim a hidrologia e as características químicas da água dos vales afetados, tanto o vale que perde quanto o que ganha água. A alteração das características hidrológicas pode propagar efeitos que influenciam no comportamento da rede de canais e, em última análise, na esculturação do relevo.

Os primeiros trabalhos citando a troca de fluxos subterrâneos entre vales são datados da primeira década do século XX. Essas citações são encontradas principalmente nos trabalhos de caracterização hidrológica e hidrogeológica do Serviço Geológico dos EUA (USGS). Segundo Bedinger & Harrill (2003), Mendenhall (1909) foi provavelmente o primeiro autor a sugerir a transferência de fluxos entre vales. Nesse trabalho, Mendenhall (op cit.) sugere que muitas nascentes do deserto do Mojave (EUA) não são dependentes da chuva local e que recebem águas de fontes distantes.

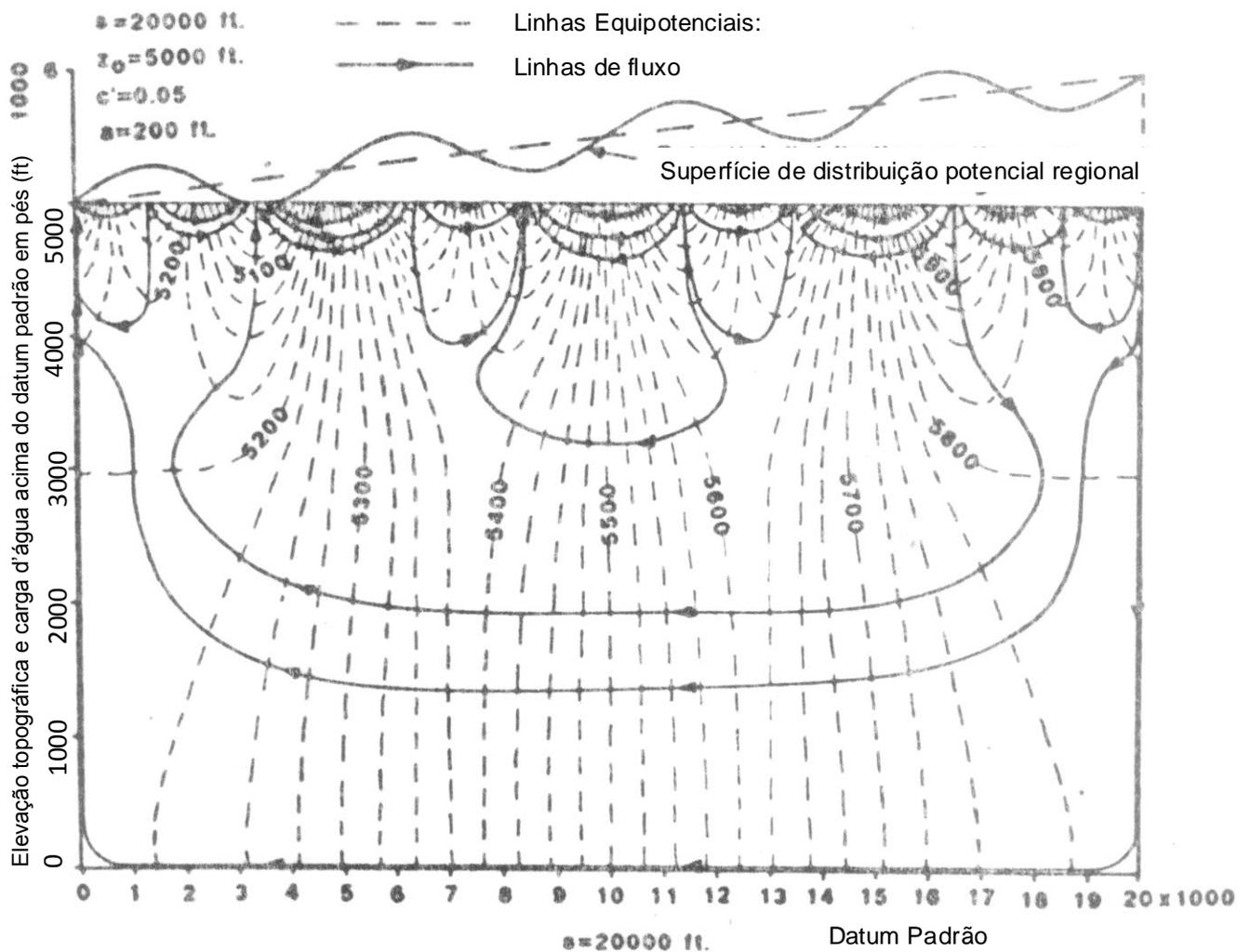
Carpenter (1915), em estudo realizado numa região, que envolve os desertos do Mojave e Great Basin, localizada no sudeste do estado de Nevada (EUA),

identifica que, a maior parte dos vales topograficamente fechados são suspensos em relação aos vales vizinhos e perdem água para estes, através de fraturas no substrato rochoso. Ainda nessa mesma região, Meinzer (1917) diz que a explicação mais provável para a configuração do nível freático do vale Alkali Spring, é que existem vazamentos através da vertente oeste do vale, para o vale Clayton, rebaixado e vizinho em relação ao primeiro.

Winograd (1962), ao avaliar o risco potencial de contaminação de aquíferos por testes nucleares subterrâneos, em rochas carbonáticas, indicou fluxos d'água subterrânea entre bacias que ele chamou de "interbasin movement of ground water". Após este trabalho o termo "interbasin ground water flow", em inglês, ou "fluxo de água subterrânea entre bacias", começou a ser amplamente utilizado para designar fluxos subterrâneos provenientes de fora dos limites da bacia hidrográfica. No entanto, esse termo não define o tipo de mecanismo responsável pela troca de fluxos, sendo usado geralmente de forma genérica para indicar fluxos que ultrapassam divisores de drenagem, independentemente da origem e comportamento desses fluxos. Genereux (et al., 2002) cita trabalhos em áreas diversas, com configurações hidrológicas, geológicas, topográficas e climáticas distintas, onde a ocorrência do fenômeno é mencionada.

Segundo Winter *et al.* (2004), a idéia de que fluxos subterrâneos de diferentes magnitudes poderiam se sobrepor uns aos outros vieram dos clássicos trabalhos de Tóth (1962 e 1963). Esse último autor idealizou fluxos regionais de água subterrânea, em aquíferos homogêneos e isotrópicos, onde subsistemas poderiam ultrapassar sistemas intermediários sem respeitar limites topográficos, que seriam governados pelo gradiente regional do relevo (figura 2).

A partir de então vários autores vêm identificando a ocorrência dos fluxos regionais, em áreas recobertas por sedimentos glaciais (SIEGEL & WINTER, 1980), em áreas desérticas (PAGE et al., 2006), em sistemas cársticos (EBERTS & GEORGE, 2000), em rochas vulcânicas e sedimentares (LITE & GANNETT, 2004) e condicionados por sistemas de falhas ou fraturas (AVELAR e COELHO NETTO,



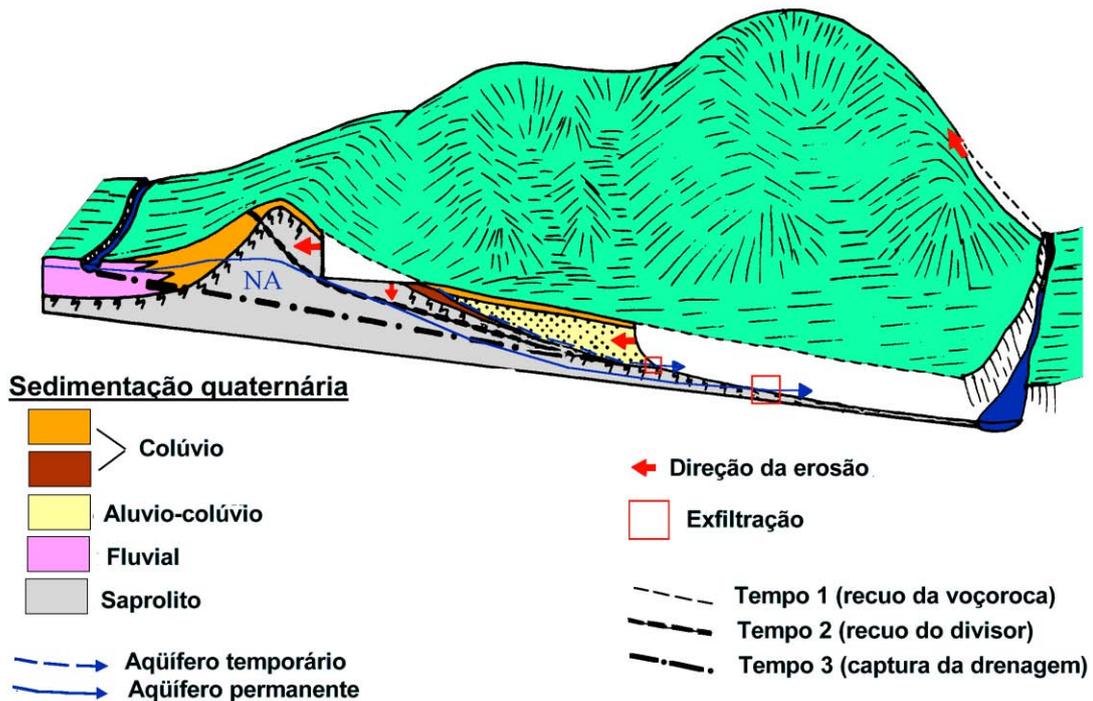
**Figura 2** - Fluxo regional de água subterrânea entre bacias de drenagem com diferentes elevações em um aquífero homogêneo e isotrópico (Fonte: Toth, 1963).

O termo “pirataria” é usado na geomorfologia há bastante tempo, principalmente nos estudos sobre captura de drenagem. Os termos, em inglês,

“stream capture” (captura de canal) ou “stream piracy” (pirataria de canal), vêm sendo utilizados na literatura, para designar o fenômeno, onde um canal de drenagem cresce remontantemente, ultrapassando o divisor de drenagem e captura um canal de drenagem de um vale adjacente. Portanto, na ciência geomorfológica, os termos “pirataria” e “captura” são utilizados como sinônimos.

Mais recentemente, no entanto, o termo “pirataria de água subterrânea” ou “ground water piracy”, em inglês, vem sendo proposto para definir um mecanismo hidrológico, ainda pouco conhecido e estudado. Coelho Netto & Fernandes (1990), para explicar o avanço de canais de drenagem sobre divisores de drenagem, no Planalto Sudeste Brasileiro, idealizaram o funcionamento desse mecanismo (figura 3), onde, fluxos d’água subterrânea são desviados de um vale, suspenso em relação aos seus vales vizinhos, para um ou mais vales com relação de vizinhança direta. Esse mecanismo é acionado a partir do rebaixamento do fundo de um vale em relação ao seu vale vizinho.

A ocorrência desse mecanismo pode aumentar de forma significativa a eficiência que um canal tem em promover a degradação das encostas de sua bacia de drenagem, já que, a área de contribuição de canais que recebem fluxos subterrâneos de outras bacias não se restringiria à bacia de drenagem superficial, e sim a área da bacia de drenagem subterrânea. Contrapondo, dessa forma, a concepção de que os canais de drenagem só avançariam até o começo da zona não erosiva. Sendo assim, esses canais podem avançar além dos limites impostos pela área de contribuição superficial.



**Figura 3** - Esquema mostrando a captura de fluxos subterrâneos a partir do rebaixamento, através de voçorocamento, do vale localizado à direita em relação ao seu vale vizinho (suspenso) à esquerda (Fonte: Coelho Netto & Fernandes, 1990).

Pederson (2001), num trabalho mais recente, publicou um modelo de evolução de canais de drenagem através da “pirataria de canais” promovida por fluxos subterrâneos com origem em vales vizinhos. Nesse trabalho, Pederson (op cit.) descreve um mecanismo semelhante ao descrito por Coelho Netto (op cit.).

Alguns outros autores citam o termo “ground water piracy”, porém, sem necessariamente se referir ao processo descrito acima. Schorghofer *et al.*, 2004, em modelos experimentais de escala reduzida, identificaram a “pirataria de fluxos subterrâneos” entre canais paralelos e próximos. Esses autores, ao induzirem o crescimento de canais por exfiltração de água subterrânea, verificaram que alguns canais estabilizavam por terem seus fluxos pirateados por canais vizinhos.

Meiman *et al.* (2001), utilizam o termo para denominar a inversão de rotas de fluxo em sistemas cársticos, mas, apesar de, nesse caso, envolver diferenças altimétricas entre partes do sistema de fluxo, os sistemas cársticos têm um

comportamento totalmente diferenciado por apresentarem fluxos subterrâneos “livres” através de condutos. A interconexão subterrânea de aquíferos cársticos já é bem conhecida e relatada na literatura e não será abordada no presente trabalho.

Tanto a pirataria de água subterrânea causada por desnivelamentos altimétricos entre vales vizinhos como os fluxos regionais causados pelo gradiente topográfico regional, indicam que os limites das bacias de águas subterrâneas, onde esses fenômenos ocorrem, não correspondem aos limites das bacias superficiais. No entanto, esses fenômenos são distintos em sua essência e na escala em que operam. A falta de estudos que tratam das trocas de fluxos subterrâneos entre bacias ainda não permitiu uma terminologia própria que caracteriza e diferencia esses fenômenos.

A pirataria de água subterrânea, por ter como condicionante, diferenças altimétricas entre vales vizinhos, é um mecanismo mais local e específico. No entanto, vales vizinhos com esse mecanismo podem estar contidos num sistema de fluxos regional, como um subsistema dentro de um sistema maior. Os fluxos regionais podem ocorrer de várias formas diferentes, por condutos cársticos, por fraturas ou falhas e em materiais espessos e com alta condutividade hidráulica, como citado anteriormente. Por isso, não é um mecanismo que pode ser extrapolado para regiões distintas e deve ser analisado caso a caso.

Alguns trabalhos vêm indicando que a transferência de fluxos entre vales tem grande influência na resultante do balanço hidrológico e químico de algumas bacias de drenagem (VERRY, 2003 e 2006). Winter et al. (2001), em estudo numa região recoberta por depósitos glaciais espessos (~120m), destacam que a descarga numa região pantanosa seria ~30 vezes menor se não houvesse o aporte de água subterrânea de fora da bacia.

Montgomery *et al.* 2006, relata a transferência de fluxos entre bacias topograficamente fechadas, que são separadas por divisores montanhosos de até 1000 metros de altura, no altiplano chileno. Esse autor enfatiza a importância de se reconhecer e quantificar os fluxos subterrâneos entre bacias para o planejamento responsável dos recursos hídricos subterrâneos nessa região.

A quantidade de trabalhos reconhecendo a ocorrência de transferência de fluxos de água subterrânea entre vales, em diferentes escalas e realidades ambientais, vem aumentando de forma expressiva. O aprofundamento dos estudos sobre os processos que governam tanto os fluxos regionais como a pirataria de água subterrânea, são grande importância para o entendimento da hidrologia subterrânea e processos geomorfológicos associados, que servem como subsídio às práticas de planejamento e gerenciamento dos recursos hídricos.

Neste trabalho busca-se compreender melhor o papel do desnivelamento topográfico como condicionante da pirataria de águas subterrâneas e suas interações com o crescimento da rede de canais. O foco principal recai sobre a análise da rede de fluxos da água subterrânea por meio da interpolação direta das cargas hidráulicas mensuradas em campo e através da modelagem tridimensional das redes de fluxos subterrâneos. Não se trata de modelar o crescimento da rede de drenagem, mas entender como a evolução da rede de canais, conhecida através de pesquisas sistemáticas de longo prazo, influenciou no comportamento dos fluxos subterrâneos e como isto retro-alimentou a evolução da rede de canais. Para tanto, busca-se aplicar os conhecimentos advindos dos estudos pretéritos sobre a evolução da bacia do rio Bananal em tempo geológico recente (Dietrich *et al.*, 1991; Coelho Netto *et al.*, 1994), assim como dos estudos funcionais sobre os processos de voçorocamento citados anteriormente.

## 2 HIPÓTESES E OBJETIVOS

Os fatores condicionantes da expansão do voçorocamento localizado no anfiteatro da Bela Vista vêm sendo estudados por diversos autores, os quais identificaram processos hidro-erosivos e seus mecanismos associados, que são responsáveis pela expansão da voçoroca e pela remoção dos sedimentos de suas paredes.

O comportamento da voçoroca da Bela Vista não parece confirmar as teorias que determinam a área de contribuição como fator limitante do crescimento de canais. Em razão disso são investigadas as relações entre os fluxos subterrâneos responsáveis pelo comportamento da voçoroca e a sua área de contribuição, além do comportamento da rede de fluxos frente à variabilidade do regime de chuvas.

Coelho Netto (1999) vem apontando a pirataria de água subterrânea de vales vizinhos como condicionante dos fluxos subterrâneos responsáveis pelo recuo remontante desse voçorocamento. Leal (2004), indicou com base na interpolação dos dados de carga total, que há indícios de troca de fluxos entre a cabaceira de drenagem onde se localiza a voçoroca e as cabeceiras vizinhas.

Para detectar a existência da pirataria de água subterrânea entre cabeceiras de drenagem, o monitoramento hidrológico foi expandido na área de estudo. A modelagem dos fluxos subterrâneos vem sendo utilizada, à luz do conhecimento adquirido ao longo das pesquisas sistemáticas de longo prazo, para aumentar o entendimento sobre os condicionantes envolvendo a pirataria de águas subterrâneas.

Algumas hipóteses vêm sendo investigadas:

- A ocorrência da “pirataria” de água subterrânea.
- A expansão de canais erosivos altera a dinâmica dos fluxos subterrâneos entre cabeceiras de drenagem vizinhas?
- O comportamento da rede de fluxo das cabeceiras seria controlado pelo nível de base de cada cabeceira e estas estariam competindo por água subterrânea a medida que fossem rebaixando?
- A rede regional de canais, em termos da expansão dos canais, estaria adquirindo um comportamento mais estável do que no passado?

A expansão da Estação Experimental da Bela Vista (EEBV) tem como objetivo, além de possibilitar uma primeira análise do comportamento do aquífero, viabilizar futuras pesquisas acerca dos fluxos subterrâneos existentes na área de estudo, além de gerar subsídios ao entendimento de fluxos subterrâneos entre cabeceiras de drenagem.

O monitoramento contínuo da EEBV permitirá análise temporal comparativa entre o comportamento das cargas de pressão e o do nível do lençol freático em diferentes pontos do anfiteatro da Bela Vista e nas cabeceiras adjacentes, em condições diversas de pluviosidade, incluindo o período seco e o chuvoso. A seqüência dos estudos na EEBV poderá detectar mudanças dos gradientes topográfico e hidráulico e suas relações com o desenvolvimento da voçoroca. Poderão ser também monitoradas as variações de posição dos divisores de águas subterrâneas.

Portanto os objetivos gerais desta pesquisa são:

- Identificar o comportamento da rede de fluxos de águas subterrâneas entre as cabeceiras de drenagem vizinhas estudadas e observar variações entre os divisores de água subterrânea e os divisores topográficos.
- Entender se a dinâmica observada na EEBV se aplica ao resto da bacia do rio Piracema e como a rede regional de canais vem evoluindo.

Os objetivos específicos da presente pesquisa são:

- Monitorar os fluxos d'água subterrâneos na EEBV, através de poços de monitoramento e piezômetros.
- Fazer um modelagem 3D dos fluxos subterrâneos entre cabaceiras de drenagem adjacentes na EEBV.
- Mapear a rede de canais da bacia do rio Piracema, classificando os voçorocamentos quanto sua atividade e conexão com a rede de canais.
- Estabelecer as relações existentes entre o comportamento da rede de fluxos na EEBV e o crescimento diferencial da rede de canais.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 HIDROLOGIA DE ENCOSTAS NA INTERFACE COM A HIDROLOGIA SUBTERRÂNEA

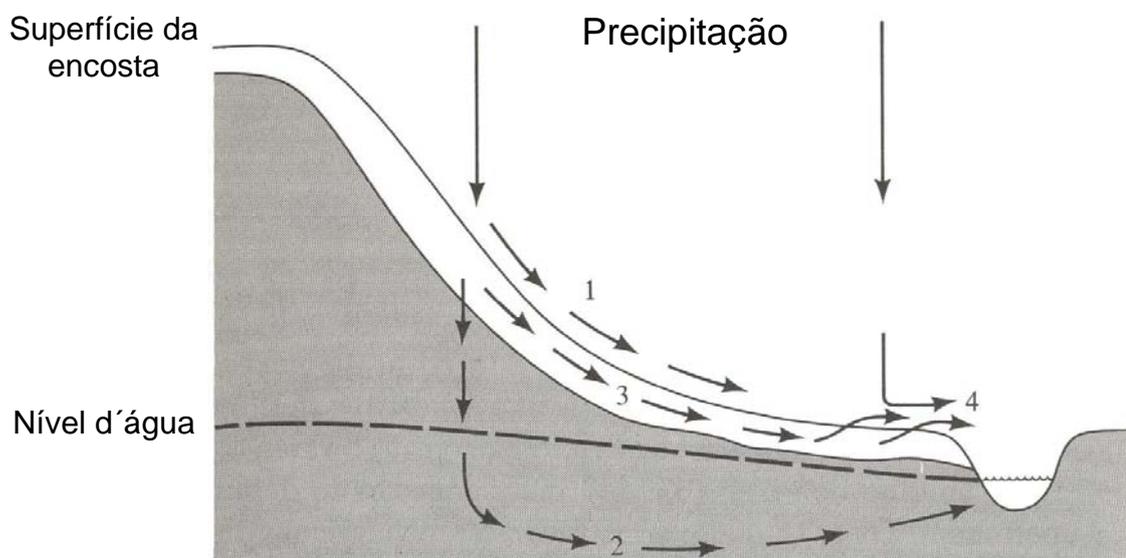
O comportamento da água no solo depende das características da chuva (intensidade e precipitação total), das propriedades do solo (textura, estrutura e profundidade), da cobertura vegetal e das características da encosta (forma e declividade). As taxas de infiltração de cada solo determinarão por quais tipos de fluxos (por qual caminho) a água passará até atingir os canais fluviais.

Até a década de 1960, por falta de estudos hidrológicos nos trópicos úmidos, acreditava-se que os processos erosivos associados aos fluxos subsuperficiais estavam limitados a ambientes áridos e semi-áridos. A partir de então, novos trabalhos (WHIPKEY, 1965; HEWLETT & HIBBERT, 1967; KIRKBY & CHORLEY, 1967 e DUNNE & BLACK, 1970) começaram a mostrar evidências da importância desses fluxos no transporte de sedimentos assim como no balanço hídrico de bacias de drenagem em regiões úmidas.

Em 1967, Kirkby e Chorley já creditavam aos fluxos subsuperficiais maior importância que os fluxos superficiais em áreas úmidas. Em 1975, Dunne *et al.*, mostraram que em áreas úmidas, o fluxo hortoniano ocorre apenas em áreas restritas, principalmente em áreas desprovidas de vegetação, ao contrário do que Horton havia suposto.

Esses trabalhos foram de fundamental importância para que se chegasse ao conhecimento atual sobre o comportamento dos fluxos subsuperficiais e subterrâneos e suas influências na hidrologia superficial.

Desse modo, a partir dos trabalhos de Kirkby e Chorley (*op. cit.*) e de Dunne e Leopold (1978) pode-se dividir a drenagem da água da chuva nas encostas em quatro tipos de fluxos, de acordo com o percurso do escoamento, como mostra a Figura 4.



**Figura 4** – Tipos de fluxo em uma encosta: 1 – fluxo superficial; 2 – fluxo subterrâneo; 3 – fluxo subsuperficial raso e 4 – fluxo subsuperficial saturado (Modificado de DUNNE & LEOPOLD, 1978).

A chuva ao atingir o topo do solo começa a infiltrar até que sua intensidade iguale a capacidade de infiltração do solo. Segundo Horton (1945), cada solo possui uma capacidade de infiltração e, quando a intensidade da precipitação supera essa capacidade, ocorre o escoamento superficial, também denominado fluxo hortoniano.

A água que infiltra pode escoar em subsuperfície através da zona não saturada (gerando o fluxo subsuperficial raso), ou recarregar o aquífero, contribuindo com os fluxos subterrâneos. O fluxo subsuperficial saturado ou fluxo de retorno ocorre quando os fluxos subsuperficiais emergem a superfície do solo. Esse tipo de fluxo acontece devido à concentração de água nas partes mais baixas da encosta, o que faz com que o nível do lençol freático suba, se juntando aos fluxos subsuperficiais rasos e retorne à superfície. O fluxo de retorno ocorre, em geral, em

áreas de convergência de fluxos ou onde o gradiente, a espessura do solo ou a condutividade hidráulica diminuem (KIRKBY & CHORLEY, 1967). Ainda segundo esses autores, o fluxo subsuperficial saturado engloba, além do fluxo de retorno, a precipitação direta sobre o terreno saturado, aumentando ainda mais o volume desse tipo de fluxo.

Outro fator controlador da drenagem e, conseqüentemente, da erosão são as formas do relevo. Para Coelho Netto (1995), as formas geométricas do relevo: côncavas, convexas ou retilíneas, que resultam da ação de processos erosivos e/ou deposicionais no tempo, condicionam igualmente a espacialização dos processos erosivo-deposicionais subseqüentes.

Na bacia do rio do Bananal, essa tendência é facilmente percebida, uma vez que os fundos de vale entulhados são agora retrabalhados pelos processos erosivo-deposicionais, resultando em um ambiente com alta densidade de voçorocas.

### **3.1.1 Concavidades: unidades fundamentais na espacialização dos processos erosivos**

A partir do trabalho de Hack and Goodlett (1960), os quais subdividiram as encostas em segmentos côncavos, convexas e retilíneos, as relações existentes entre a geometria das encostas e o direcionamento dos fluxos da água no solo puderam ser melhor entendidas. Esses autores caracterizam as formas côncavas do relevo como zonas de convergência de fluxos e as convexas, como locais de divergência de fluxos.

Segundo Anderson e Burt (1978), o modelado do relevo terrestre está associado à formação de feições côncavas que se constituem em zonas de convergência de fluxos de água e sedimentos.

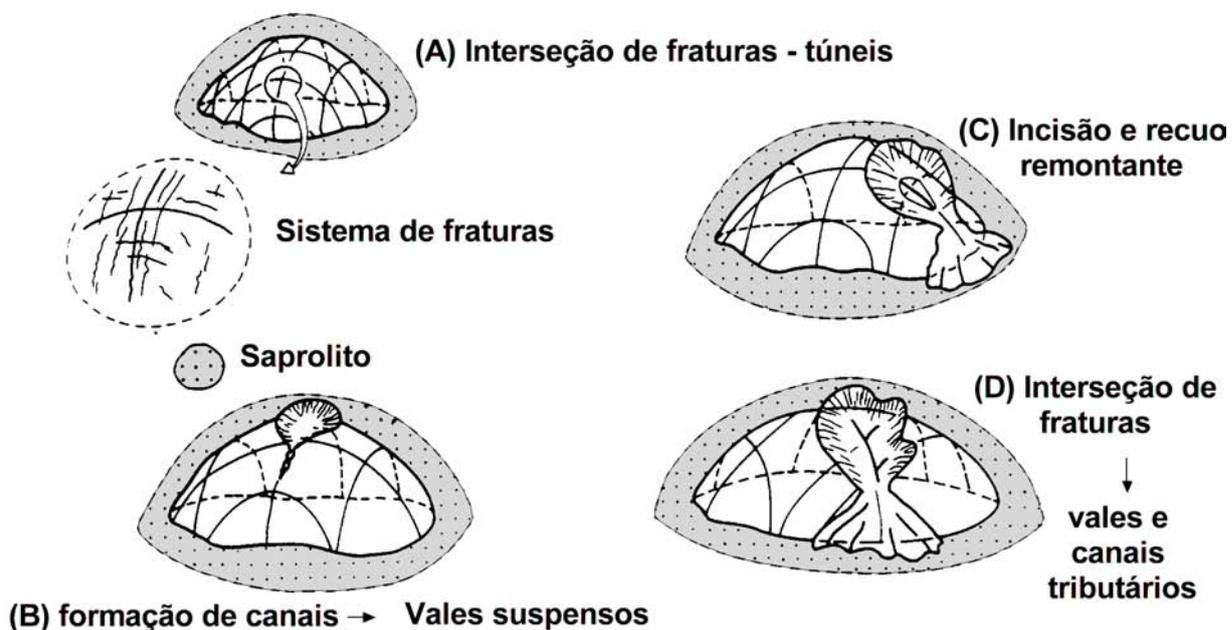
Oliveira e Meis (1985), ao mapearem as concavidades da bacia do rio do Bananal, verificaram que elas somam apenas 29% da área da bacia, no entanto concentram 66% dos voçorocamentos, demonstrando a forte correlação entre as feições côncavas e a dissecação do relevo.

Lafayette Pinto (1999), em mapeamento mais recente das concavidades na bacia do rio do Bananal, demonstrou que a geometria predominante dos vales sofre mudanças de um compartimento para o outro. Enquanto o compartimento montanhoso apresenta-se predominantemente convexo, o compartimento de colinas (convexo-côncavo) concentra a maioria das concavidades. Segundo Coelho Netto (1999), o aumento da densidade de concavidades na direção montante-jusante do vale do rio do Bananal não reflete maior antiguidade dessa porção da bacia e sim maior efetividade erosiva nessa direção.

Avelar e Coelho Netto (1992a e 1992b) demonstram o controle lito-estrutural na produção de feições côncavas do vale do rio do Bananal, revelando as relações entre as unidades geológicas, as redes de fraturamento e a formação e orientação dos canais de drenagem. Para os autores, a interseção de fraturas propiciaria uma exfiltração com descarga crítica, que favoreceria a formação de túneis erosivos e de canais incisos (voçorocas), os quais dão lugar à formação de áreas côncavas (figura 5).

Esses mesmos autores diferenciaram as concavidades do vale do rio do Bananal de acordo com a influência que o substrato geológico tem sobre elas. Os dois tipos morfológicos principais são: as concavidades profundas com estreitamento na porção inferior (concavidades estruturais) e as concavidades rasas com a porção inferior aberta (concavidades não estruturais); ambos os casos podem ocorrer ajustados aos fundos de vale adjacentes ou suspensas. A maioria

significativa das concavidades estruturais (acima de 70%) em relação ao número total de concavidades revela o forte controle exercido pelas estruturas geológicas.



**Figura 5** – Modelo de formação de concavidades estruturais proposto por Avelar e Coelho Netto, 1992b. A interseção de fraturas sub-verticais (A) funcionariam como zonas de alívio de pressão para os fluxos artesianos, que formariam canais de primeira ordem (B) e posteriormente se desenvolveriam seus tributários (C). O processo de formação de canais acompanha o aumento do gradiente topográfico e hidráulico, desencadeando movimentos de massa nas encostas.

Coelho Netto (2003), reclassificou as formas côncavas estruturais em dois subtipos:

1.1 - Concavidades Estruturais Ajustadas (CEA), que estão topograficamente ajustadas ao fundo do vale fluvial coletor.

2.2 - As Concavidades Estruturais Suspensas (CES), que se encontram topograficamente suspensas em relação à rede de drenagem adjacente, e, se formam próximas aos divisores de águas.

### 3.1.2 O papel das redes de fraturas como condutoras de fluxos subterrâneos

As redes de fraturas presentes nas rochas podem funcionar como condutoras de fluxos subterrâneos e podem assim gerar inúmeras resultantes (intemperismo, mecanismos erosivos, mudanças locais na composição mineralógica, formação e orientação de canais, etc.) decorrentes da exposição contínua dos materiais a esses fluxos. A efetividade do fluxo (a quantidade transmitida e a velocidade de transmissão) vai depender, além das características do fluido, da densidade e estrutura (conectividade) das fraturas.

Afora a densidade dos fraturamentos (quantidade), sua qualidade também tem grande influência na formação de pontos de descarga de fluxos de água subterrânea. Fernandes & Rudolph (2001), em estudo sobre a capacidade de produção de água subterrânea de diferentes famílias de fraturas na região de Campinas (SP), identificaram as fraturas mais abertas (de extensão) como as mais eficientes na condução de águas subterrâneas. Esses autores defendem que os eventos tectônicos mais recentes são responsáveis pela remodelagem das redes de fraturas e, por isso, são, em geral, os eventos que definem a capacidade de transmissão de água subterrânea da rocha.

Vários trabalhos vêm indicando as resultantes decorrentes dos fluxos intra-fraturas. Segundo Dunne (1990), variações espaciais nas propriedades hidrogeológicas podem causar concentrações locais de descarga ou reduções locais da resistência ao intemperismo e à força de exfiltração.

Higgins (1984), em trabalho sobre mecanismos erosivos causados pela exfiltração de fluxos subterrâneos, indica as fraturas e outras zonas de fraqueza estrutural como áreas que podem concentrar fluxos, fazendo com que os canais se

desenvolvam nessas áreas. Já Berger & Aghassy (1984), citam as fraturas como condicionantes de fluxos artesianos e indicam que, nesses casos, podem-se formar elevações pontuais do lençol freático.

Dunne (1980), sintetizando trabalhos anteriores realizados em uma cabeceira de drenagem em Vermont, nos EUA, onde manteve uma estação experimental durante vários anos, desenvolve a hipótese de que a água proveniente do derretimento da neve infiltraria nas fraturas da rocha e desencadearia índices críticos de poro-pressão, que, através de fluxos ascendentes, exfiltraria através das fraturas mais abertas e seriam responsáveis pela formação e expansão da rede de canais. O mergulho das camadas da rocha e o alinhamento das fraturas controlariam as zonas produtoras de fluxo d'água e o padrão topográfico.

Avelar & Coelho Netto (1992a) conceberam um modelo para a formação de formas côncavas no ambiente de cabeceiras de drenagem do compartimento colinoso da bacia do rio do Bananal. Os autores demonstraram que as diferentes formações litológicas possuem densidades de fraturas muito distintas, o que deixa evidente a necessidade de se conhecer bem as características estruturais da área. Esse trabalho mostrou também como a rede de fraturas propiciou a formação da rede de canais, que, por sua vez desencadeia movimentos de massa nas encostas, propiciando o desenvolvimento de concavidades estruturais através dos processos descritos na seção anterior (Figura 5).

Em recente estudo de uma bacia do alto curso do rio Piracema, Xavier et al. (2002) verificaram, através da análise da mineralogia dos solos, taxas de intemperismo mais altas nos solos que estão situados próximos às fraturas, as quais são relacionadas à menor presença de minerais resistentes ao intemperismo. Nessa mesma porção da bacia, Leite (2001), por meio de análises químicas das águas da

chuva, do solo e do canal, encontrou pouca ou nenhuma relação entre a água dos canais com a água do solo e da chuva, mostrando a complexidade dos processos envolvidos no abastecimento dos canais e a possível influência do aquífero regional.

### **3.2 Hidrologia subterrânea e os fluxos subsuperficiais saturados**

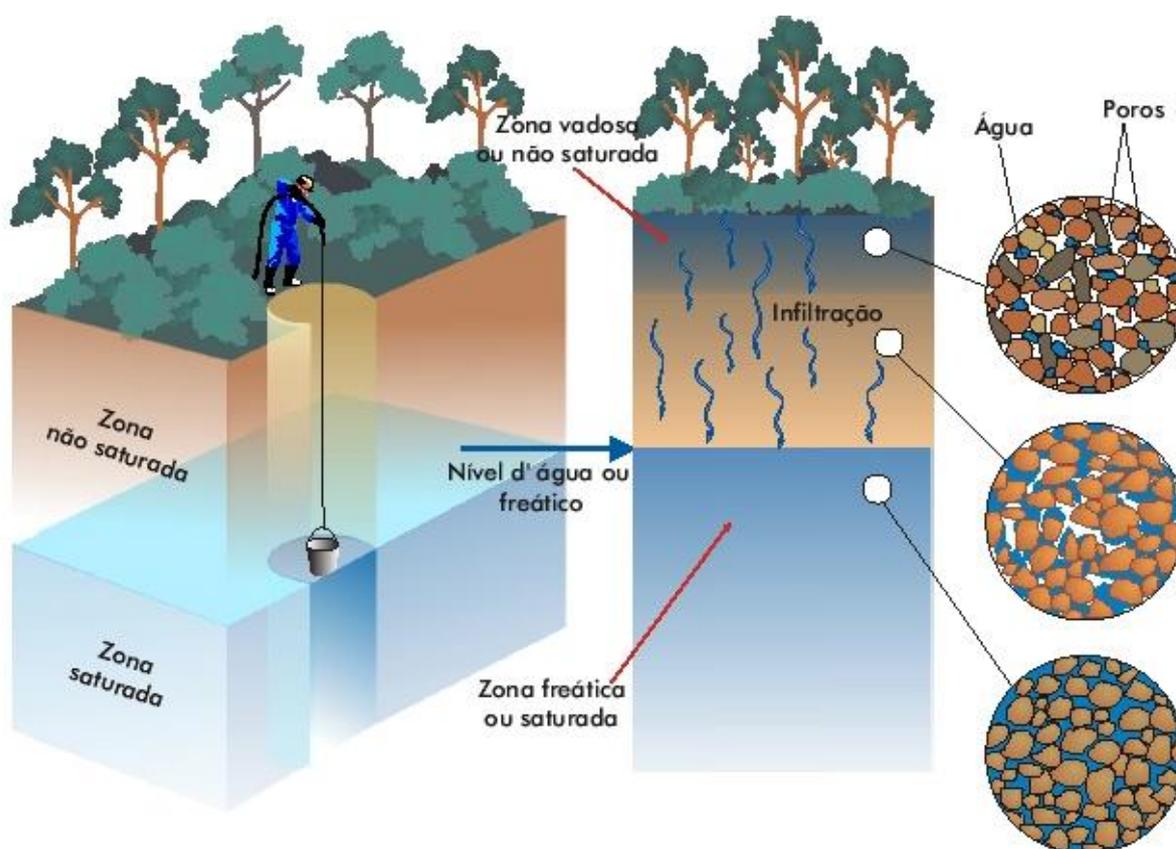
A água encontrada abaixo da superfície terrestre é denominada água subsuperficial. Essa água pode ocorrer em dois ambientes distintos, na zona saturada ou na zona de aeração (ou não saturada). A movimentação da água é distinta em cada um desses ambientes. No nível freático ou nível da água, que divide os dois compartimentos, a pressão da água contida nos poros do solo é igual à pressão atmosférica. Na zona não saturada, os poros do solo estão apenas parcialmente preenchidos pela água, que, nessa situação, está sob uma pressão abaixo da pressão atmosférica. A zona saturada é caracterizada pelo preenchimento total dos poros do solo por água que está sob uma pressão acima da pressão atmosférica.

Acima do nível freático, existe ainda a franja capilar (ou zona capilar), onde a água está submetida a forças capilares. Na franja capilar a pressão da água está abaixo da pressão atmosférica. A espessura dessa porção do solo é variável de acordo com as propriedades físicas do solo e com a umidade do solo.

Neste trabalho, serão abordados os processos hidrológicos decorrentes dos fluxos saturados, promovidos pela água subterrânea. A água subterrânea pode ser definida como a água encontrada nas zonas saturadas (TODD, 1959), ou seja, que ocorre abaixo do nível freático (Figura 6). A grande maioria dos fluxos envolvendo a água subterrânea são muito lentos e são controlados, em grande parte, pela força

da gravidade, sendo que a direção do fluxo é determinada pelas condições hidráulicas circunvizinhas e a velocidade, pelo gradiente hidráulico (TODD, 1959; FREEZE & CHERRY, 1979; HEATH, 1983; PRICE, 1985).

Os fluxos sub-superficiais são reconhecidos pela literatura como sendo responsáveis pela iniciação e propagação dos voçorocamentos e outras feições erosivas no médio vale do rio Paraíba do Sul (MEIS et al., 1985; COELHO Netto, 1999; AVELAR e COELHO NETTO, 1992b; FERNANDES et al., 1994), Vários autores têm ressaltado essa relação em diferentes lugares do mundo (HIGGINS, 1982; 1990; PILLANS, 1985; BEAVIS, 2000).



**Figura 6** – Distribuição da água abaixo da superfície do solo (Fonte: Karmann, 2001).

Alguns autores (COELHO NETTO, 1999; 2002; AVELAR e COELHO NETTO, 1992a) têm sugerido uma relação entre a exfiltração do aquífero regional e a rede de

fraturas. As fraturas funcionariam como zonas de alívio de pressão, podendo gerar pontos de fluxos ascendentes (artesianismo) no ambiente colinoso do vale do rio do Bananal. As voçorocas poderiam capturar esses fluxos, que ao desencadearem processos erosivos na base de suas paredes, promoveriam o avanço das mesmas (COELHO NETTO, 1999; AVELAR e COELHO NETTO, 1992a e b).

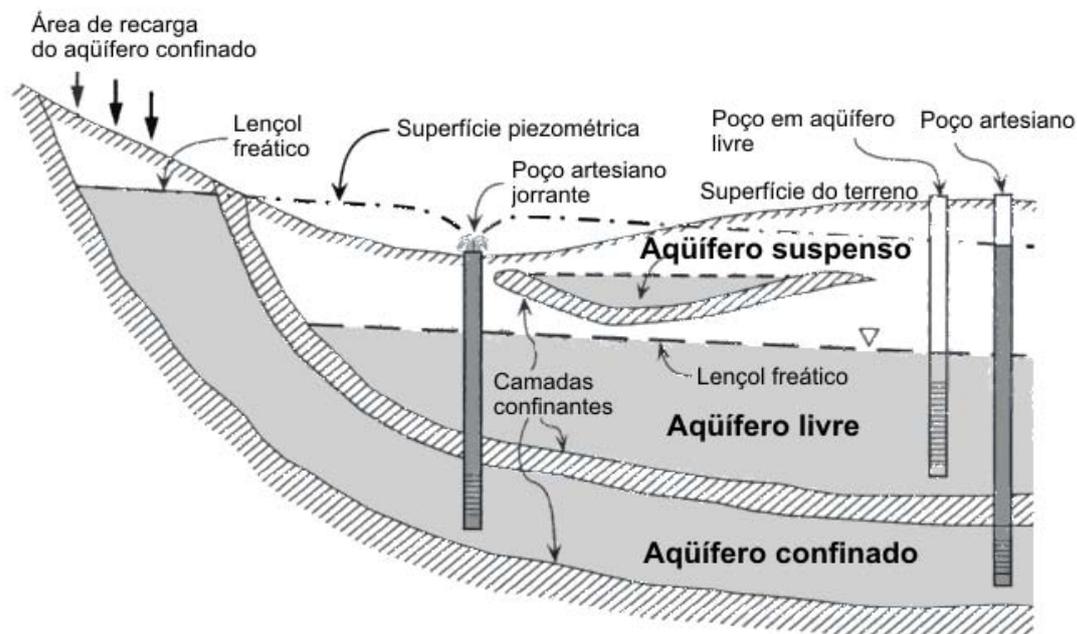
Tendo em vista a influência que os fluxos subsuperficiais saturados ou fluxos subterrâneos têm sobre o desenvolvimento dos processos erosivos, que são responsáveis pela expansão da rede de drenagem no ambiente de cabeceiras de drenagem do vale do rio do Bananal, os mecanismos e condicionantes desses processos serão analisados adiante.

### **3.2.1 Aquíferos**

Os aquíferos são definidos como: “uma unidade geológica permeável, saturada, capaz de armazenar e transmitir quantidades significativas de água”. Além dos aquíferos, outras unidades geológicas são classificadas de acordo com a sua capacidade de armazenamento e transmissão de água subterrânea. Os aquitardes são unidades que contêm água, mas sua capacidade de transmissão é baixa e os aquiocludes contêm água mas não têm capacidade de transmissão.

A classificação dos aquíferos pode ser quanto a sua condição em relação aos demais aquíferos e quanto à porosidade. Quanto a condição em relação à outros aquíferos, os aquíferos podem ser divididos em livres, confinados e suspensos (figura 7). Os aquíferos livres ou não confinados são aqueles em que o limite superior é caracterizado pela superfície do lençol freático. Os aquíferos confinados são limitados por uma camada confinante impermeável e os aquíferos suspensos ou

temporários, são aquíferos livres que se encontram acima de camadas impermeáveis, não confinantes, localizadas acima de outros aquíferos.



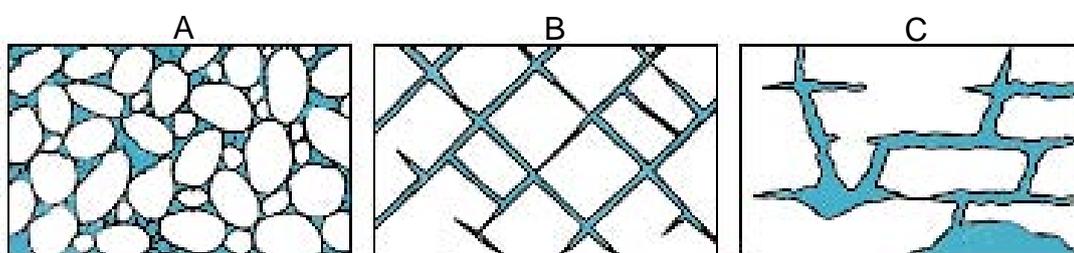
**Figura 7** – Esquema mostrando as características dos aquíferos classificados quanto a sua posição em relação aos demais aquíferos do sistema de águas subterrâneas. Além das características das cargas observadas nos poços penetrantes (modificado de Kresic, 2007).

O comportamento das cargas hidráulicas é diferente num aquífero livre e num aquífero confinado. As cargas hidráulicas na superfície do lençol freático são iguais à pressão atmosférica, portanto o limite superior do aquífero está submetido à pressão atmosférica. Os aquíferos confinados, por estarem sob pressão, exercida pela coluna d'água conectada ao aquífero e pelas camadas confinantes e material sobrejacente, possuem cargas hidráulicas maiores do que as encontradas no aquífero livre, localizado acima da camada confinante.

Os poços penetrantes nos aquíferos livres apresentam um nível igual ao nível freático, ao passo que, os níveis observados em poços que penetram aquíferos confinados, estão acima do nível freático. Nesse segundo caso, os poços são chamados de artesianos, por apresentarem fluxos artesianos, ou seja, ascendentes.

Quando a carga hidráulica nos aquíferos confinados chega a uma altura superior à superfície do terreno, o poço transborda e é denominado poço jorrante. A figura 7 ilustra também as condições encontradas em poços que penetram ambos os tipos de aquíferos.

A formação geológica que constitui um aquífero define o tipo de porosidade e a estrutura ou interconexão dos poros, que será determinante no controle da velocidade e da quantidade de água. Quanto ao tipo de porosidade os aquíferos podem ser divididos em aquíferos sedimentares, fissurais ou cársticos (figura 8).



**Figura 8** – Relação entre a estrutura da matriz porosa e porosidade. A – aquífero sedimentar; B – aquífero fissural e C – aquífero cárstico (modificado de Meinzer, 1923).

Os aquíferos sedimentares são formados por rochas sedimentares ou pacotes sedimentares inconsolidados. Nesse tipo de aquífero, a água circula através dos poros formados pelos espaços vazios entre os poros da matriz da rocha ou do solo. Quando a porosidade intra-granular é distribuída de forma homogênea, permite que os fluxos se dêem em qualquer direção dentro de um aquífero, em função apenas das diferenças de pressão, caracterizando um aquífero isotrópico.

Nos casos onde a circulação da água se dá entre as fraturas ou falhas de rochas sãs, os aquíferos são denominados fissurais. A capacidade de acumular e transmitir água desses aquíferos depende da densidade de fraturas, a abertura das fraturas e a interconexão das mesmas. A velocidade dos fluxos, nesses casos, é

controlada pelas características, já citadas, das fraturas, e, a direção dos fluxos segue a orientação dos fraturamentos, portanto são aquíferos anisotrópicos.

Os aquíferos cársticos são formados por rochas carbonáticas, onde a rede de vazios, resultante da dissolução das rochas permite a circulação das águas subterrâneas. Muitas vezes a grande dimensão desses vazios faz com que os fluxos aconteçam de forma livre, como num rio, e atinjam velocidades mais altas que as observadas em outros tipos de aquíferos.

### 3.2.2 Movimento das águas subterrâneas

A água subterrânea necessita de energia para se movimentar e a energia potencial proveniente de sua posição (elevação) e da sua condição interna (pressão) é determinante na geração desse movimento. Uma das formas de se expressar a energia dessa água é mensurando a altura que ela pode subir acima de um ponto (PRICE, 1985). Essa altura pode ser chamada de carga de pressão, que expressa a pressão exercida pela água dentro dos poros do solo e, por isso, pode também ser chamada de carga de poro-pressão.

As forças resultantes da atração entre matriz do solo e água, da concentração de solutos, da ação da gravidade, temperatura e pressão externa dos gases dão origem ao conceito de potencial total da água no solo (HUBBERT, 1940), definido como:

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o \quad (1)$$

onde,  $\Phi_t$  é o potencial total da água no solo,  $\Phi_g$  é o potencial gravitacional,  $\Phi_p$  é o potencial de pressão ou matricial e  $\Phi_o$  é o potencial osmótico.

Segundo Freeze & Cherry (1979), o potencial do fluido num meio poroso é simplesmente a carga hidráulica, num determinado ponto, multiplicado pela aceleração da gravidade, que é aproximadamente constante. Então o potencial  $\Phi$  é a energia por unidade de massa, e, a carga hidráulica ou carga total  $h$  é a energia por unidade de peso. Portanto, o potencial da água no solo pode ser expresso em termos de energia por unidade de peso ou carga hidráulica, que é definido como:

$$h = h_g + h_p \quad (2)$$

onde,  $h$  é a carga total ou hidráulica,  $h_g$  é a carga gravitacional e  $h_p$  é a carga de pressão ou matricial.

Então a carga total é igual a carga de pressão adicionada da componente de elevação, que é estabelecida por um datum pré-definido. As águas subterrâneas se movimentam de pontos com maior carga total para pontos com menor carga total.

Hubbert (1940), definiu "potencial" como uma quantidade física mensurável em cada ponto do sistema que direciona o fluxo das regiões com grandes valores para as regiões com menor valor. Hewlett & Nutter (1969), definem o potencial da água no solo como o trabalho necessário para a movimentação de uma unidade de água de um ponto qualquer de dentro do solo até o datum de referência.

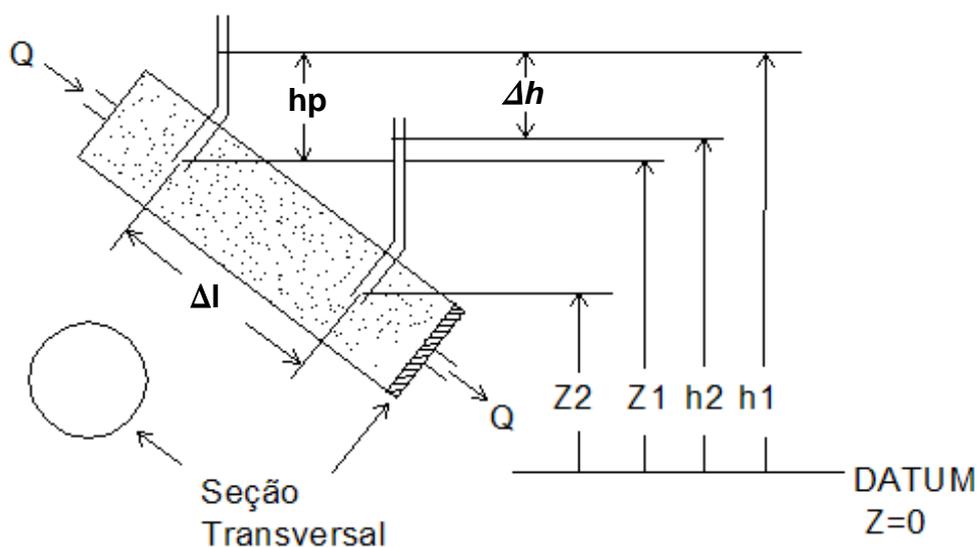
Segundo Freeze & Cherry (1979), os processos físicos que envolvem fluxos geralmente necessitam de um gradiente potencial. A lei de Darcy estabelece que a vazão do fluxo subterrâneo é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico, que é a diferença de carga entre dois pontos de uma linha de fluxo dividido pela distância entre os dois pontos e proporcional, também, à condutividade hidráulica que é a propriedade que define a capacidade de transmissão de fluxos do meio poroso.

Segundo Price (1985), a movimentação da água subterrânea obedece à declividade do gradiente hidráulico, ou seja, quanto mais íngreme for o gradiente hidráulico, mais rápido é o fluxo. Isso significa dizer que quanto maior o gradiente hidráulico maior o potencial erosivo do fluxo. Sendo assim, a determinação da declividade do gradiente hidráulico é de fundamental importância para a compreensão dos processos erosivos causados pelos fluxos subterrâneos.

### 3.2.2.1 Lei de Darcy

Segundo Freeze & Cherry (1979), o nascimento da hidrologia de águas subterrâneas como uma ciência quantitativa se deu a partir da publicação do experimento que Henry Darcy fez em 1856, quando analisava o fluxo d'água através de areia.

O experimento pode ser visualizado na figura 9. Um cilindro circular de área transversal  $A$ , preenchido com areia, com tubos nas pontas para entrada e saída de água e piezômetros.



**Figura 9** – Esquema demonstrando o experimento de Darcy (modificado de Freeze & Cherry, 1979).

Permite-se a entrada de um fluxo constante de água até que a água preencha todos os poros e saia do cilindro com uma vazão igual a do fluxo de entrada. Se um datum arbitrário for pré-definido com elevação  $z=0$ , as pontas inferiores dos manômetros (Z1 e Z2) representam as cargas de posição. O nível de elevação da água dentro de cada manômetro em relação à carga de posição é a carga de pressão ( $h_p$ ) e, em relação ao datum, representam as cargas totais ( $h_1$  e  $h_2$ ). A diferença entre as cargas totais é a perda de carga ( $\Delta h$ ). Se a vazão do fluxo for dobrada, a perda de carga também dobra, ou seja, a vazão ou taxa de descarga ( $Q$ ) é diretamente proporcional à perda de carga ( $\Delta h = h_2 - h_1$ ). A distância entre as cargas de posição é representada por  $\Delta l$ . A descarga específica ( $v$ ), através do cilindro foi definida como:

$$v = \frac{Q}{A} \quad (3)$$

onde,  $Q$  é a taxa de descarga ( $L^3/T$ ),  $A$  é a seção transversal do cilindro ( $L^2$ ) e  $v$  representa uma velocidade ( $L/T$ ), considerando  $L$  a unidade de comprimento e  $T$ , a de tempo.

O experimento de Darcy definiu, então, a equação:

$$v = K \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (4)$$

Ou, na sua forma diferencial:

$$v = -K \frac{dh}{dl} \quad (5)$$

onde  $h$  é a carga total e  $\Delta h/\Delta l$  (ou  $dh/dl$ , na equação 5) é o gradiente hidráulico,  $K$  é a constante de proporcionalidade, que deve ser uma propriedade do solo e do fluido no cilindro que mantém o gradiente hidráulico constante.  $K$ , então, pode ser definido como condutividade hidráulica, que é função tanto do meio poroso (tamanho e disposição dos poros e/ou fraturas) quanto do fluido (viscosidade e densidade).

Observando as equações 3 e 4 temos que:

$$\frac{Q}{A} = K \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (6)$$

Que pode ser escrita também da seguinte forma:

$$Q = K \frac{\Delta h}{\Delta l} A \quad (7)$$

A equação 7 pode ser simplificada também como:

$$Q = KiA \quad (8)$$

onde  $i$  é o gradiente hidráulico.

Segundo Freeze & Cherry (1979), para um fluxo tridimensional, num meio anisotrópico, a forma unidimensional da lei de Darcy, descrita pela equação 5, deve ser generalizada. Em três dimensões a velocidade  $v$  é um vetor com componentes  $v_x$ ,  $v_y$  e  $v_z$  e a generalização mais simples seria:

$$\begin{aligned} v_x &= -K_x \frac{\partial h}{\partial x} \\ v_y &= -K_y \frac{\partial h}{\partial y} \\ v_z &= -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \end{aligned} \quad (9)$$

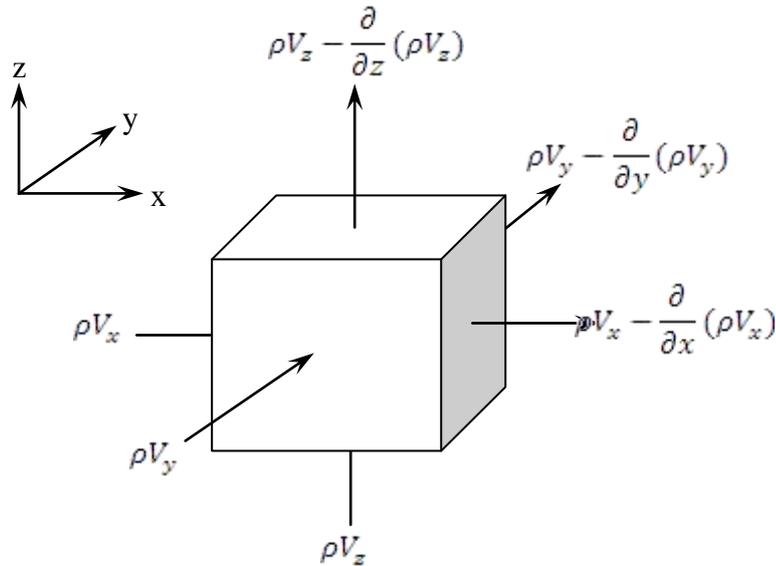
onde  $K_x$ ,  $K_y$  e  $K_z$  são os valores de condutividade hidráulica nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ . Sendo  $h$ , nesse caso, uma função de  $x$ ,  $y$  e  $z$ , as derivativas devem ser parciais.

### 3.2.2.2 Equação de fluxo da água subterrânea

A equação fundamental do fluxo da água subterrânea é uma forma de descrever matematicamente o processo físico do movimento da água subterrânea em meios porosos. Essa equação diferencial parcial do fluxo é resultado da combinação matemática da lei de Darcy (lei básica do fluxo) com a equação da continuidade, que descreve a conservação de massa do fluido, durante o fluxo através do meio poroso.

Todas as fórmulas, e, derivações das mesmas, apresentadas a seguir, foram baseadas nas considerações de Freeze & Cherry (1979), a respeito do desenvolvimento da fórmula do fluxo da água subterrânea, tanto para condição constante quanto transiente. Para um detalhamento maior a respeito das equações dos fluxos da água subterrânea, consultar os autores citados acima, além de Bear (1972), Wang & Anderson (1982), Anderson & Woessner (1992).

A partir de um “volume de controle elementar” para o fluxo através do meio poroso (figura 10), que é um cubo grande o suficiente para representar as propriedades do meio poroso, mas pequeno o suficiente para não refletir grandes mudanças na carga hidráulica (CAVALCANTI, 2002). A lei da conservação de massa, para uma condição de fluxo constante, através de um meio poroso saturado, requer que a entrada de massa do fluido que entra no “volume de controle elementar” seja igual à saída, considerando que o fluido é incompressível.



**Figura 10** – Volume de controle Elemental para um fluxo num meio poroso, onde  $\rho$  é a densidade do fluido (modificado de FREEZE & CHERRY, 1979).

A equação da continuidade que traduz essa lei na forma matemática, para um fluxo saturado constante, pode ser escrita dessa forma:

$$-\frac{\partial(\rho v_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho v_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho v_z)}{\partial z} = 0 \quad (10)$$

Que pode ser simplificada para a equação:

$$-\frac{\partial v_x}{\partial x} - \frac{\partial v_y}{\partial y} - \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

Substituindo a lei de Darcy para  $v_x$ ,  $v_y$  e  $v_z$ , na equação 11, resulta na equação do fluxo constante através de um meio poroso anisotrópico:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (12)$$

Para um meio isotrópico, onde a condutividade hidráulica  $k$  é constante, nas direções  $x$ ,  $y$  e  $z$ , e o meio poroso homogêneo, o fluxo constante é descrito pela equação de Laplace.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (13)$$

A equação de Laplace descreve o valor da carga hidráulica em qualquer ponto de um campo de fluxo tridimensional.

A combinação da lei da conservação de massa com a lei de Darcy, descreve um fluxo para uma condição transiente através de um meio poroso anisotrópico saturado, através da equação:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_z \frac{\partial h}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (14)$$

onde  $S_s$  é o armazenamento específico.

Para um meio isotrópico e homogêneo, a equação 14 pode ser reduzida para:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{\rho g(\alpha + n\beta)}{K} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (15)$$

A equação 15 descreve o valor da carga hidráulica em qualquer ponto de um campo de fluxo, em qualquer tempo. A solução requer o conhecimento de três parâmetros hidrogeológicos básicos, condutividade hidráulica  $K$ , compressibilidade do aquífero  $\alpha$  e porosidade  $n$ , e, os parâmetros do fluido, densidade  $\rho$  e compressibilidade  $\beta$ .

Segundo Freeze & Cherry (1979), as equações 14 e 15, além de outras não exploradas aqui, têm o suporte da Lei de Darcy (1856), no esclarecimento do

potencial hidráulico (HUBBERT, 1940), no reconhecimento dos conceitos de elasticidade do aquífero (MEINZER, 1923), da tensão efetiva (TERZAGHI, 1925) e do esforço inicial de desenvolvimento dos conceitos de estocagem de Jacob (1940 e 1950).

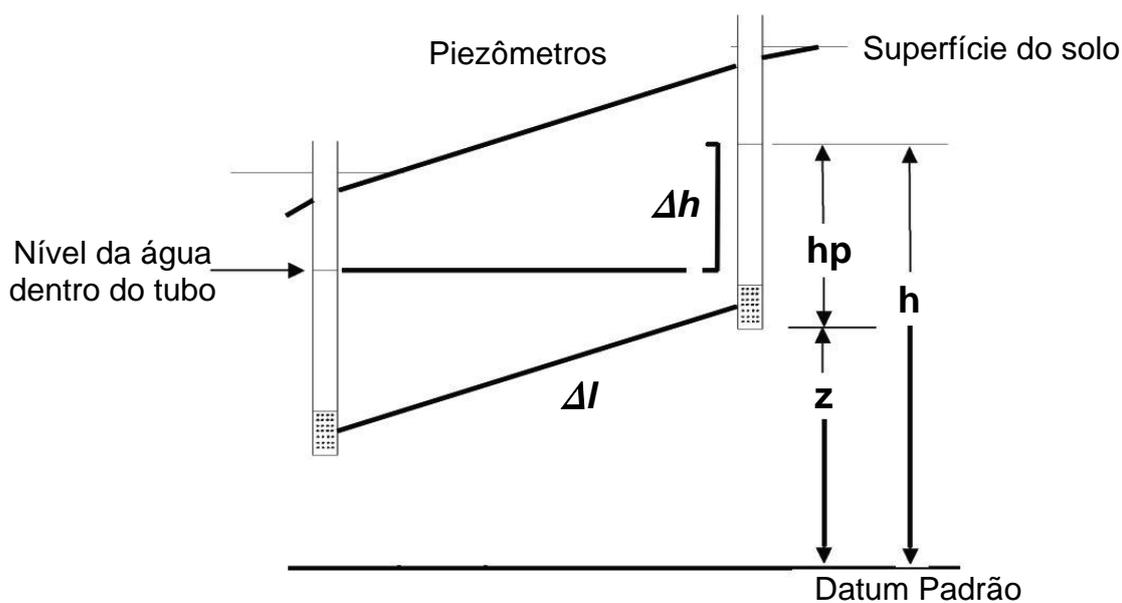
### **3.2.2.3 Mensuração da movimentação dos fluxos subterrâneos no campo**

O monitoramento da poro-pressão é essencial quando se investiga a movimentação da água subterrânea para qualquer fim, já que através da pressão da água podemos estimar sua velocidade, o gradiente hidráulico e a direção vertical e horizontal do fluxo de água.

Em campo, a carga de pressão da água em determinada profundidade pode ser estimada a partir da leitura de um piezômetro, que funciona como um manômetro. O piezômetro nada mais é do que um tubo com uma ponta porosa na ponta inferior, que é inserida no solo e com uma abertura para a atmosfera na parte superior. A ponta porosa serve de entrada de água e o nível que essa água atinge dentro do tubo representa a carga de pressão da água na profundidade onde a ponta porosa está localizada. A figura 11 ilustra os parâmetros estimados a partir da leitura dos piezômetros instalados no campo.

A instalação de um medidor de nível de água (poço de monitoramento) ao lado de um piezômetro pode ser bastante útil, já que a relação entre o nível freático e o nível piezométrico indica a componente vertical do fluxo, podendo ser ascendente ou descendente. A componente vertical de um fluxo pode ser detectada também com a instalação dois ou mais piezômetros posicionados lado a lado em diferentes profundidades no solo. Os fluxos ascendentes serão indicados pelos

aparelhos quando o nível piezométrico estiver acima do nível freático ou quando a carga total indicada no piezômetro mais profundo estiver acima da indicada no piezômetro mais raso. Em caso contrário, quando o nível freático ou do piezômetro mais raso estiverem acima do nível do piezômetro mais profundo, o fluxo é descendente.



**Figura 11** – Esquema demonstrando como são estimadas as cargas de pressão ( $h_p$ ), as cargas totais ( $h$ ), as cargas de posição ( $z$ ), as diferenças entre as cargas totais ( $\Delta h$ ) e as distâncias entre as cargas de posição ( $\Delta l$ ), a partir da leitura dos piezômetros instalados no campo.

Na prática, a análise pontual de um aquífero pode ser importante na detecção do componente vertical de um ponto específico analisado. No entanto, quando analisamos bacias de drenagem como um todo, surge a necessidade de se traçar a rede de fluxo da bacia e, para isso, a construção de uma rede piezométrica se torna essencial. A rede de fluxo indicará as direções preferenciais dos fluxos da água subterrânea.

A instrumentação de campo é imprescindível na investigação de formas erosivas causadas por fluxos subterrâneos, já que, além de terem sua origem ligada

e esses tipos de fluxos, essas formas erosivas ao evoluírem condicionam o re-direcionamento e o aumento da magnitude desses fluxos. A retro-alimentação positiva do sistema, causada pelo aumento do gradiente hidráulico e pela convergência de fluxos decorrentes das transformações topográficas geradas pelas feições erosivas, pode ser evidenciada, quando existente, através do monitoramento dos fluxos subterrâneos.

#### **3.2.2.4 Mapas potenciométricos e redes de fluxo**

O contorno potencial de um aquífero pode ser expresso graficamente através de um mapa potenciométrico, que indica a variação do potencial da água numa dada secção de um aquífero (CLEARY, 1989). Os mapas potenciométricos podem ser feitos representando o plano horizontal (mapa em planta) ou uma secção transversal vertical (mapa em perfil) e são constituídos de linhas eqüipotenciais, que são isolinhas que representam limites de superfícies potenciométricas, onde a carga hidráulica é constante.

As equipotenciais são obtidas através da interpolação de valores de carga hidráulica em campo. A carga em um dado local representa o valor da linha eqüipotencial naquele ponto. A água subterrânea se move do maior potencial para o menor, ou seja, das equipotenciais de maior valor para as de menor valor (CLEARY, op. cit.).

As redes de fluxo nada mais são do que mapas potenciométricos sobre os quais linhas de fluxo foram superpostas (CLEARY, op. cit.). As linhas de fluxo indicam a direção do fluxo da água subterrânea e são traçadas perpendicularmente às linhas eqüipotenciais. O número de linhas equipotenciais e linhas de fluxo é

infinito, entretanto, são traçadas apenas algumas para efeito de análise (HEATH, 1983).

### **3.2.3 Mecanismos erosivos associados às águas subterrâneas**

Dois mecanismos erosivos envolvendo os fluxos subterrâneos são amplamente conhecidos e vêm sendo citados por muitos autores, que os citam usando nomes diferentes. Dunne (1990) os definiu como: (1) desenvolvimento de uma força crítica que remove partículas de solo ou rocha a partir da exfiltração (emersão) da água de dentro do meio poroso, causando liquefação; (2) a aplicação de uma força de cisalhamento nas margens de um macroporo, que pode ter sido formado independentemente da ação da água (rachaduras do solo, origem biológica ou até mesmo por exfiltração).

O mesmo autor discute a terminologia aplicada a esses mecanismos erosivos pela literatura e defende o uso dos termos erosão por exfiltração ou por percolação (“*seepage erosion*”) para o primeiro processo e lavagem em túneis (“*tunnel scour*”) para o segundo. A superfície de solo por onde o fluxo exfiltra será denominada face de exfiltração, podendo acontecer em um determinado trecho da encosta, em cortes de estrada, paredes de voçorocas, margens de rios, entre outros.

Ainda segundo Dunne (1990), ambos mecanismos podem causar o recuo das encostas através da formação de túneis erosivos e posterior solapamento do teto dos mesmos. Esse processo de recuo lateral de encostas pode acontecer de diferentes formas, envolvendo movimentos de massa e voçorocas.

Onda (1994) criou um modelo de formação de cabeceiras de drenagem em anfiteatro, para a região de Obara no Japão, baseado no solapamento do sopé das encostas provocado pela exfiltração de fluxos subterrâneos, que geram um aumento

do gradiente topográfico, instabilizando a encosta a montante e causando pequenos movimentos de massa, que ocorrem sucessivamente encosta acima. Já no vale do rio do Bananal, Coelho Netto (2002) relaciona a incisão de voçorocamentos com a instabilização das encostas adjacentes, pelo aumento dos gradientes de declividade, catalisando movimentos de massa.

Segundo Dunne (op.cit.), vários trabalhos (FLETCHER *et al.*, 1954; CHORLEY, 1978; JONES, 1981; BRYAN & YAIR, 1982; HIGGINS, 1982; 1984) vêm utilizando o termo “*piping*” para designar simplesmente a formação de túneis, sem especificar o processo erosivo envolvido. Para acabar com as confusões em torno dos termos, ele propôs a terminologia citada anteriormente, que será utilizada nesse trabalho, já que esta parece definir bem o processo envolvido em cada mecanismo. Além dessa terminologia, o termo “túnel erosivo” será utilizado para designar as feições chamadas de “pipe” pela literatura internacional.

Os túneis erosivos, que podem ter origem biológica (fauna escavadora, raízes mortas, entre outras) ou mecânica (erosão por exfiltração, rachaduras do solo, entre outras) têm um papel muito importante na drenagem das encostas que apresentam essas feições. O tamanho dos túneis pode variar bastante, desde poucos milímetros até vários metros. A esse respeito, Zhu (1997 e 2003) relata um sistema de túneis com diâmetro médio de 4,8m, com túneis de até 20m de diâmetro no norte da China.

Segundo Carey & Woo (2000), os túneis servem de caminhos preferenciais e que, através deles, os fluxos atingem os canais rapidamente. No entanto, esses autores indicam que o fluxo dentro dos túneis é efêmero e só acontece quando o nível da água, na encosta, está acima ou no mesmo nível dos túneis. Uchida *et al.* (1999) monitoraram túneis erosivos em diferentes altitudes em uma cabeceira de drenagem localizada na parte central do Japão e estabeleceram uma relação entre a

precipitação e a descarga dos túneis. À medida que a quantidade de chuva precipitada aumentava, os autores encontravam descarga em túneis cada vez mais altos em relação ao canal de drenagem.

Uchida *et al.* (2001) fizeram uma revisão de vários trabalhos relacionados aos túneis erosivos e, a partir dessa revisão, tiraram algumas conclusões: a descarga máxima de um túnel varia em função do diâmetro do mesmo; os túneis erosivos podem contribuir para a estabilidade das encostas, drenando as mesmas e prevenindo a formação de zonas saturadas, ou podem contribuir para a instabilidade das encostas quando a concentração de água nos túneis é superior a sua capacidade de transmissão, o que gera um aumento da poro-pressão na matriz do solo que envolve o túnel; a erosão dos túneis muitas vezes têm um papel importante na geração de movimentos de massa rasos. Terajima *et al.* (2000), ao examinar a estrutura interna de túneis erosivos localizados em encostas florestadas no norte do Japão, identificou que a orientação dos túneis principais era paralela ao gradiente das encostas.

Deus (1991), em estudo experimental no anfiteatro da Bela Vista, associou a formação de dutos escavados pelas formigas saúvas com o processo de erosão em túneis. Nesse trabalho, foram mensuradas as vazões de um conjunto de túneis localizados em um corte de estrada. Nessa porção do anfiteatro, Deus (op cit.) encontrou túneis de 1 a 10 centímetros de diâmetro, com descargas médias variando de 0 a 1.000ml, sendo que determinados túneis chegaram a apresentar volumes superiores a 5.000ml em resposta a um único evento de chuva. Ainda a exfiltração de fluxos com descarga crítica foi observada nas paredes da voçoroca durante eventos chuvosos extremos.

O papel da fauna escavadora tem sido relatado por diversos autores em diferentes ambientes. Onda (1994) associou a exfiltração de fluxos subsuperficiais à atividade escavadora dos caranguejos de rio encontrados comumente na região de Obara, no Japão. Onda & Itakura (1997) desenvolveram um experimento realizado em um flume equipado com piezômetros, onde eles fizeram testes com e sem os caranguejos de rio. Nesse experimento eles mostram que os túneis escavados pelos caranguejos atuam aumentando a velocidade dos fluxos subsuperficiais, além de disponibilizar o material retirado na escavação dos túneis.

Um outro processo diretamente ligado aos mecanismos citados anteriormente, o “spring sappig”, vem sendo citado na literatura e foi definido por Laity & Malin (1985) como o solapamento de blocos ou porções de solo causado pelo enfraquecimento ou remoção do solo localizado abaixo da parte solapada. Baker (1990) faz uma análise entre esse processo e a formação de vales e defende que, apesar do processo e sua ação erosiva ainda não serem definidos com exatidão e mesmo sendo uma interpretação subjetiva, o “spring sappig” deve ser reconhecido como responsável pelo desenvolvimento de vales e canais de drenagem. Esse autor espera que futuras pesquisas permitam o refinamento desse termo. Uchupi & Oldale (1994) indicaram o “spring sappig” como processo mais significativo na formação de vales em formato de anfiteatro.

Os mecanismos descritos anteriormente (erosão por exfiltração, lavagem em túneis e solapamento de bases) ocorrem nas paredes da voçoroca da Bela Vista e são responsáveis pelo recuo remontante da mesma. Túneis erosivos e de origem biogênica são observados em grandes quantidades em toda a extensão das paredes e da cabeça da voçoroca.

### 3.3 Canais erosivos incisos

Os canais incisos formados por escoamento concentrado vêm sendo amplamente estudadas pelos geomorfólogos; no entanto, a terminologia empregada na definição de tais feições gera confusões.

A literatura internacional vem utilizando o termo em inglês “gully”, para definir feições incisas, com bordas bem definidas e; o termo “rill” para caracterizar as feições incisas com formas mais instáveis. Portanto, essas definições não distinguem os processos operantes ou a gênese das feições.

No Brasil, os termos usados para a caracterização dos canais incisos tem uma conotação mais genética, remetem à formação, ou processos formadores das feições. O termo voçoroca que tem origem na palavra “*ibi-çoroc*”, que significa terra rasgada em tupi-guarani (PICHLER, 1953), é utilizado para designar feições onde a água subterrânea é a causadora pelos processos erosivos dominantes na produção da forma. As ravinas são denominadas assim quando a feição é controlada principalmente por fluxos superficiais, e, ainda não interceptaram o lençol freático, como acontece com as voçorocas.

Higgins (1990) estabelece uma discussão interessante e rara na literatura sobre a distinção dos termos citados acima. Em seu entender, esses termos têm sido confundidos por diversos autores que usam, em geral, definições vagas em seus textos quando caracterizam essas feições, o que acaba por gerar termos conflitantes, pois feições que alguns autores denominam ravina, outros classificam como voçoroca.

Em virtude disso, alguns autores têm se esforçado para estabelecer um padrão à terminologia referente às feições erosivas, para que os leitores tenham a

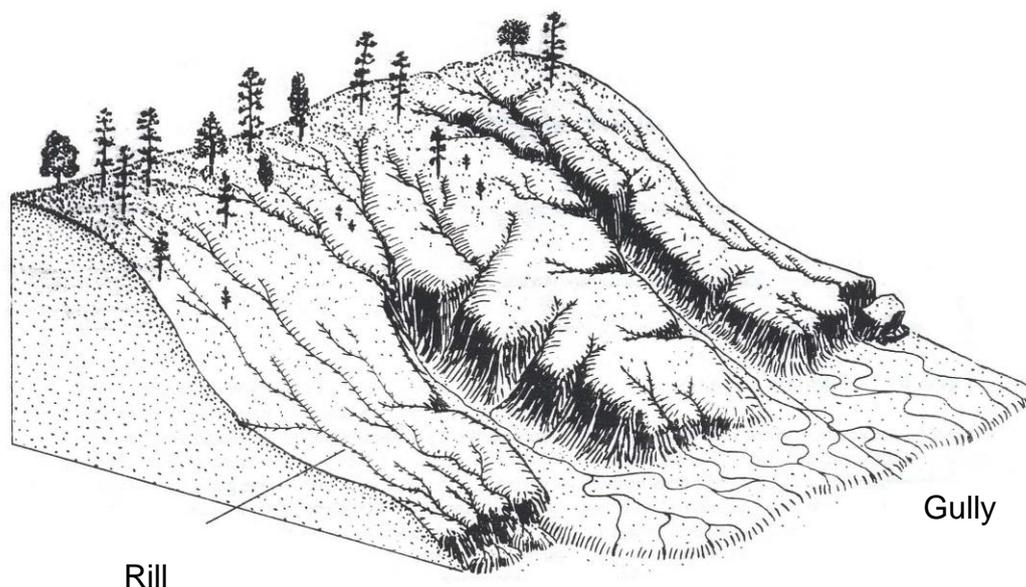
exata compreensão das feições citadas nos textos geomorfológicos. Portanto, antes que se discorra sobre as classificações, é necessário estabelecer exatamente o que está se chamando de voçoroca neste trabalho.

As definições são variadas e utilizam critérios diversos (tamanho, forma e processos envolvidos) para a diferenciação das feições erosivas. As “gullies” foram definidas pelo relatório da FAO (1965) como canais de drenagem que não podem ser obliterados por tratores ou por outras práticas agrícolas. Por sua vez, o Glossário de Termos de Ciência do Solo do Estados Unidos (1987) estabeleceu uma profundidade mínima de 0,5 m para se diferenciar uma “gully” de um “rill”.

Brice (1966), após medir diversas “gullies” no estado de Nebraska, nos EUA, concluiu que, para ser chamado de “gully”, o canal deve ter pelo menos 30 cm de largura e 60 cm de profundidade. No entanto, o que se percebe é que o tamanho por si só não é suficiente para diferenciar tais feições, que ocorrem nas mais variadas escalas.

Higgins (1990) diferenciou os termos “rill” e “gully”, ao definir “gully” como as feições que têm bordas íngremes e que, em geral, possuem seção transversal em forma de “u”, ou seja, as que possuem base achatada, além de desenvolverem-se remontantemente (de jusante para montante) pelo solapamento da base da cabeça ou das paredes do canal com a conseqüente instabilização do material localizado acima (processo conhecido em inglês como “sapping”), estando relacionadas principalmente aos fluxos subsuperficiais e a seus processos erosivos específicos e sendo encontradas, muitas vezes, em terrenos vegetados de encostas bem suaves a muito íngremes. Ao contrário, os “rills” foram caracterizadas como um sulco estreito, com seção transversal em forma de “v”, com bordas arredondadas não muito íngremes e associadas aos fluxos superficiais de encostas sem coberturas.

Ambas feições estão representadas na Figura 12, que mostra também a conexão entre as duas feições.



**Figura 12** – Diferenças morfológicas entre ravinas e voçorocas. Fonte: Stow & Hughes (1980), apud Higgins (1990).

Os fluxos superficiais ainda promovem a lavagem das paredes e da cabeça das voçorocas, e podem assim desobstruir as faces de exfiltração, potencializando os efeitos da erosão por exfiltração. Essa lavagem superficial produz um depósito ao longo do eixo do canal erosivo, onde os processos fluviais são operantes.

Higgins (1990) diz que, inquestionavelmente, o efeito cachoeira pode gerar solapamento de base na cabeça de uma voçoroca, promovendo o seu avanço. No entanto, afirma que, muitas vezes, os indícios deixados pela erosão promovida por fluxos subsuperficiais são apagados por fluxos superficiais subsequentes e que os processos de exfiltração e de erosão em túneis são raramente observados. Isso faria com que, à primeira vista, o pesquisador concluísse que os processos operantes em determinada voçoroca seriam superficiais. Esse mesmo autor propõe ainda que a maioria das voçorocas é iniciada e alargada por processos de erosão subsuperficial,

assim como no modelo proposto por Dunne (1980), exemplificado na Figura 1, a não ser nos casos em que a montante da cabeça do canal exista uma concentração local de fluxo superficial bem definido, capaz de gerar o efeito cachoeira.

As voçorocas podem ainda se desenvolver a partir da incisão causada por movimentos de massa, que, ao atingirem o lençol freático, propiciam os processos erosivos causados pela exfiltração da água subterrânea.

Os canais erosivos já foram classificadas de diferentes maneiras. Ireland et al. (1939) os distribuíram de acordo com a forma e o padrão do canal em planta, em uma divisão semelhante à classificação clássica de canais fluviais. Esses autores estabeleceram então seis classes de canais erosivos: linear, em bulbo, dendrítica, em treliça, paralela e composta.

Contudo, dentre esta classificação apresentada anteriormente e outras encontradas na literatura, a mais aceita na literatura em relação às voçorocas leva em conta a posição topográfica em que a feição é encontrada, o que foi sugerido por Brice (1966). Esse autor estabeleceu três tipos básicos: canais localizados nas encostas laterais dos vales, situados nas encostas frontais ou nas cabeceiras dos vales e os que se encontram nos fundos de vale. A diferença básica entre os situadas nas encostas laterais daquelas localizadas nas cabeceiras do vale é que as primeiras têm sua orientação perpendicular ao eixo do vale principal, enquanto que as últimas estão orientadas na mesma direção do eixo principal, apesar de poderem apresentar bifurcações ou dígitos com direções diferentes. Os canais erosivos encontradas nos fundos de vale estão, em geral, encaixadas no eixo do vale e podem também apresentar bifurcações com direção perpendicular à do vale voçorocado.

Antes mesmo dessa última classificação, Leopold & Miller (1956) já haviam desenvolvido o conceito de “gully” descontínua, ao estudarem no semi-árido do sudoeste dos EUA. A característica marcante dessas feições é que o gradiente do fundo do canal é menor que o gradiente do vale, ou seja, da borda do canal, de maneira que a profundidade do canal vai diminuindo até que as paredes da voçoroca acabam, onde um leque aluvial se forma. Além disso, essas feições se localizam nos fundos de vale, alinhadas ao eixo e em número maior que apenas uma “gully”, dando aspecto de descontinuidade ao canal. As “gullies” descontínuas, localizadas a jusante em relação às outras no mesmo vale, podem se desenvolver e unir-se à outros canais erosivos situadas a montante, transformando-se em uma “gully” contínua.

Segundo Higgins (1990), outro tipo de “gully” vem sendo citada, mas ainda não se tem um termo amplamente aceito para designá-las: esses canais se desenvolvem em regiões planas como planaltos, terraços, falésias, entre outras, mas não estão encaixadas no eixo de um vale específico e nem localizadas em uma encosta. Segundo ele, o termo “upland gullies” tem sido usado para caracterizá-las por ter sentido oposto ao dos canais de fundo de vale.

Nesse mesmo texto, Higgins (op. cit.) cita “gullies” muito pequenas, encontradas na Califórnia, EUA, com tamanho abaixo dos limites mínimos impostos por Brice em 1966. O autor descreve essas feições como tendo paredes verticais e com origem subsuperficial, evidenciada pelos túneis erosivos encontrados nas cabeças de alguns desses canais e pelos segmentos subsuperficiais encontrados na grande maioria delas. Ainda sob esse aspecto, Higgins (1984) identifica “micro gullies”, que ocorrem na zona de “face de praia”, de acordo com a terminologia

proposta por Muehe (1995) e que representam modelos em escala reduzida das demais “gullies”, resultantes de processos de erosão por exfiltração.

As divergências a respeito da definição do termo “gully” e “voçoroca” são muitas; no entanto, as definições que levam em conta as dimensões do canal erosivo não parecem adequadas por existirem, como citado anteriormente, “gullies” de tamanhos bem variados.

Geomorfologicamente, quando se analisa uma feição erosiva, é preciso ater-se aos agentes causadores ou aos agentes responsáveis pelo seu desenvolvimento. Portanto, acredita-se que os aspectos fundamentais para diferenciar voçorocas de ravinas são os processos que operam o desenvolvimento de tais feições.

Isso posto, as ravinas são aquelas feições causadas por fluxos superficiais concentrados nas encostas. Já as voçorocas são as feições causadas por fluxos subsuperficiais e seus mecanismos associados. Nos casos do aprofundamento de ravinas até o nível freático, a partir do momento em que os fluxos subsuperficiais se tornam predominantes, ou seja, quando o lençol freático surge à superfície, ou quando os processos de erosão em túneis ou por exfiltração se tornam dominantes no desenvolvimento da feição, o canal erosivo pode ser classificado como voçoroca. Neste trabalho, será utilizada esta definição de voçoroca e as características básicas deste tipo de feição erosiva são aquelas descritas para as “gullies”, anteriormente por Higgins (1990).

### **3.4 MODELOS**

Desde os primórdios da ciência moderna, os modelos sempre foram fundamentais ao avanço do conhecimento científico. A construção dos modelos, a

contestação dos mesmos, por parte da comunidade científica, e, as suas reformulações, adaptações ou aperfeiçoamentos geram uma dinâmica que auxilia no entendimento de processos que por sua vez guiam a elaboração das teorias e leis científicas.

Os modelos são representações simplificadas da realidade e podem ajudar no entendimento da mesma, na medida em que permitem entender mecanismos e processos envolvidos no sistema em estudo. Gilbert e Boulter (1995, apud FERREIRA & JUSTI, 2008), além de definir o conceito de modelo, indicam seus possíveis objetivos, segundo esses autores “um modelo pode ser definido como uma representação parcial de um objeto, evento, processo ou idéia, que é produzida com propósitos específicos como, por exemplo, facilitar a visualização; fundamentar elaboração e teste de novas idéias; e possibilitar a elaboração de explicações e previsões sobre comportamentos e propriedades do sistema modelado”.

Os impactos ambientais promovidos pelas atividades humanas e as mudanças decorrentes desses impactos, nas diferentes escalas de tempo e espaço vêm aumentando o interesse científico em modelar os sistemas ambientais. Dessa forma, o papel da modelagem ganha destaque, pois auxilia no entendimento dos sistemas ambientais e permite a previsão das mudanças de comportamento desses sistemas além da simulação de possíveis cenários.

Nos campos da geomorfologia e hidrologia, a modelagem vem sendo cada vez mais utilizada, principalmente a modelagem matemática, seguindo o avanço dos recursos tecnológicos da informática. Na geografia física e seus campos correlatos, os modelos sempre influenciaram o desenvolvimento das teorias e do próprio conhecimento. Segundo Kirkby (1987), um modelo pode ser considerado como qualquer abstração da realidade. Para exemplificar a importância dos modelos para

a geomorfologia, esse autor cita o ciclo geográfico de Davis (1899) que influenciou enormemente os pesquisadores e seus modelos, que surgiram das reflexões geradas a partir do modelo de Davis. Kyrkby (op. cit.) diz ainda que os modelos são muito diversos e podem ir desde novas hipóteses ainda não testadas, até leis físicas já estabelecidas. Segundo esse autor, apesar da maior parte dos modelos serem expressos em termos quantitativos, os “insights” tirados deles podem ser qualitativos. Dessa forma, as lições tiradas de um modelo podem ajudar no entendimento de outros sistemas, e, serem testados em novos modelos.

A forma como a realidade é abstraída ou traduzida num modelo pode gerar uma infinidade de tipos de modelos. A classificação dos modelos vem sendo proposta na literatura por vários autores (TUCCI, 1998; CHRISTOFOLETTI, 1999; entre outros) e as classificações são as mais diversas. Dentro desse trabalho a classificação de modelos não será abordada de forma detalhada, no entanto serão citados os modelos mais utilizados na modelagem dos fluxos de água subterrânea.

### **3.4.1 Modelagem de águas subterrâneas**

A modelagem dos fluxos de água subterrânea vem sendo empregada amplamente, e, pode ter finalidades distintas, dentre as quais estão: a determinação do sentido, gradiente e velocidade do fluxo; a modelagem de fluxos através de barragens; o transporte de contaminantes e remediação de aquíferos; determinação de zonas potenciais para captura de água subterrânea; avaliação do rebaixamento do lençol freático em decorrência de bombeamento por poços; interações entre água salina e água doce; determinação de pontos para perfuração de poços; previsão de cheias e enchentes; entre outras. Sendo assim, a modelagem dos fluxos subterrâneos constitui um instrumento importante, tanto nas pesquisas científicas,

quanto na gestão dos recursos hídricos. Nessa pesquisa, a modelagem de fluxos subterrâneos é empregada para a determinação de domínios de fluxos e do sentido dos fluxos em cabeceiras de drenagem, tendo em vista os processos geomorfológicos decorrentes dos fluxos subterrâneos.

Existem diferentes metodologias em que a modelagem dos fluxos de água subterrânea pode ser feita e dentre as formas mais comuns estão os modelos físicos, os gráficos e os métodos matemáticos, que podem ser divididos entre os analíticos e os numéricos. Atenção especial será dada aos métodos gráficos e numéricos, por serem os métodos testados no presente trabalho.

#### **3.4.2 Modelos físicos ou reduzidos**

Os modelos reduzidos ou físicos são modelos construídos de forma que determinadas variáveis possam ser isoladas e observadas. Esses modelos são como maquetes onde determinada parte do sistema se comporta de forma análoga ao sistema estudado. Os modelos reduzidos são utilizados amplamente nos estudos ligados à hidrologia e geomorfologia na investigação de diferentes processos e mecanismos. As caixas experimentais foram utilizadas, entre outras finalidades, para modelar os fluxos superficiais e subsuperficiais e a influência desses no crescimento e desenvolvimento de ravinamentos (BRYAN et al. 1998; BRYAN & BRUN, 1999; BRUNTON & BRYAN, 2000), para o estudo dos fluxos subsuperficiais e sua influência na formação e desenvolvimento de túneis erosivos (TORRI et al., 1994, ONDA & ITAKURA, 1997), para o entendimento de mecanismos envolvidos na iniciação e no crescimento de canais (KOCHEL & PIPER, 1986; GOMEZ & MULLEN, 1992; SCHORGHOFER et al., 2004), no entendimento da influência das raízes no processo de infiltração (JANSEN & COELHO NETTO, 1998; BASILE &

COELHO NETTO, 2002) e na geração de movimentos de massa (AVELAR & LACERDA, 2000).

### **3.4.3 Mapas potenciométricos e redes de fluxo**

Os sistemas de fluxos subterrâneos também podem ser representados graficamente, através das redes de fluxo, que são uma solução indireta da equação de Laplace (CEDERGREN, 1997) e são traçadas a partir de um mapa potenciométrico.

O contorno potencial de um aquífero pode ser expresso através de um mapa potenciométrico, que indica a variação do potencial da água numa dada seção de um aquífero (CLEARY, 1989). Os mapas potenciométricos podem ser feitos representando o plano horizontal (mapa em planta) ou uma seção transversal vertical (mapa em perfil) e são constituídos de linhas equipotenciais, que são isolinhas que representam limites de superfícies potenciométricas, onde a carga hidráulica é constante.

As equipotenciais são obtidas através da interpolação de valores de carga hidráulica. A carga em um dado local representa o valor da linha equipotencial naquele ponto. A água subterrânea se move do maior potencial para o menor, ou seja, das equipotenciais de maior valor para as de menor valor.

As redes de fluxo nada mais são do que mapas potenciométricos sobre os quais linhas de fluxo foram superpostas (CLEARY, op. cit.). As linhas de fluxo indicam a direção do fluxo da água subterrânea e são traçadas perpendicularmente às linhas equipotenciais. O número de linhas equipotenciais e linhas de fluxo é infinito, entretanto, são traçadas apenas algumas para efeito de análise (HEATH, 1983). A distância entre as linhas equipotenciais reflete o gradiente hidráulico do

fluxo, quanto maior a distância entre as linhas, menor o gradiente hidráulico. Maiores esclarecimentos a respeito das técnicas empregadas na construção das redes de fluxo podem ser obtidas em Harr (1962) e Cedergren (1997).

A análise dos dados mensurados em campo, através das redes de fluxo, é extremamente importante nos estudos sobre os fluxos subterrâneos, porque a rede permite uma leitura do comportamento do sistema, num dado momento. Através das redes de fluxo podem ser determinadas a vazão, as cargas hidráulicas, e, o gradiente hidráulico em qualquer ponto do meio poroso.

#### **3.4.4 Métodos analíticos**

Os métodos analíticos consistem em resolver equações de fluxo subterrâneo para determinar variações de carga hidráulica num determinado ponto ou grupo de pontos do domínio do fluxo num tempo específico (KRESIC, 2007). Esses métodos são muito utilizados para a resolução de problemas de fluxos em barragens e tornam-se generalizantes quando o sistema a ser modelado é muito complexo.

Segundo Bear e Verruijt (1987), a principal limitação das soluções analíticas é que elas só são possíveis para problemas relativamente mais simples, com geometria regular e poucas variações nas propriedades do solo. Apesar das limitações, Huertas (2006), coloca que as soluções analíticas são extremamente úteis para fins de comparação e análise da confiabilidade de outros métodos aproximados de solução, como os métodos numéricos.

Haitjema (2006), diz que as soluções analíticas apesar de serem cada vez menos utilizados pelos modeladores, em decorrência da grande popularidade dos modelos numéricos, possuem grande importância na modelagem de fluxos subterrâneos. Segundo esse autor, uma solução analítica pode revelar quais

parâmetros influenciam na melhora da calibração de um modelo numérico, e, podem mostrar o que esperar quando se altera o valor de determinado parâmetro, em resumo, podem oferecer insights que os métodos numéricos podem não trazer. Além disso, as soluções analíticas podem ajudar a escolher o tipo de modelagem numérica necessária para determinado problema, evitando complexidade desnecessária e aumentando a confiabilidade, e, portanto podem salvar recursos financeiros e tempo.

### **3.4.5 Métodos numéricos**

A modelagem numérica dos fluxos subterrâneos apresenta vantagens em relação aos métodos analíticos, já que, a modelagem numérica permite uma solução aproximada para todo o domínio do fluxo, permite também a solução de problemas muito mais complexos em termos de geometria, e, com condições variáveis do meio poroso e de entradas e saídas no sistema, além de permitir a realização de simulações ao longo do tempo. Outra vantagem é que as variáveis de entrada são facilmente alteradas e novas condições podem ser testadas sem esforços muito grandes, assim cenários diversos podem ser simulados, previsões de mudanças no sistema podem ser feitas, além de retroanálises, onde condições passadas podem ser reconstruídas.

Os métodos numéricos avançaram muito com o desenvolvimento da capacidade de processamento matemático dos computadores e com a difusão dos computadores pessoais. Por isso, esses métodos vêm sendo amplamente utilizados para a modelagem dos fluxos subterrâneos. A modelagem numérica é feita num programa de computador (software), onde o sistema modelado é discretizado em elementos menores. A equação diferencial parcial é resolvida para que o potencial

hidráulico em cada elemento ou vértice entre elementos (dependendo do método utilizado) seja determinado.

Os métodos mais comumente utilizados são o das diferenças finitas (MDF) e o dos elementos finitos (MEF). As principais diferenças entre o MDF e o MEF estão no tipo de malha utilizada na discretização do domínio do fluxo e na forma como as equações que governam os fluxos descritos pelo modelo são resolvidas.

No MEF, os elementos que formam a malha podem ter vários formatos, sendo a malha triangular a mais comum, e, por isso, permite uma aproximação melhor das formas geométricas do que as malhas retangulares utilizadas no MDF.

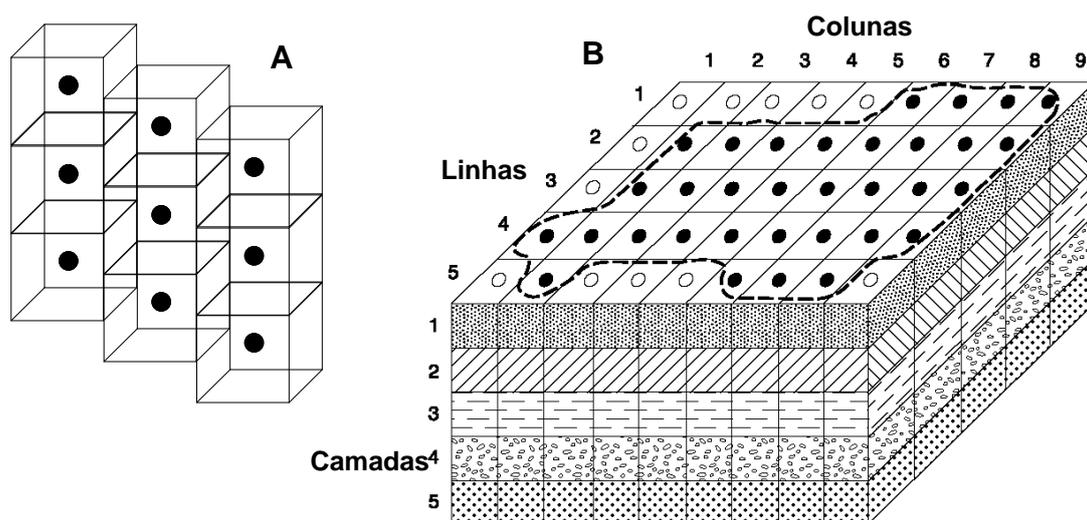
Além disso, no MDF a equação diferencial parcial do fluxo subterrâneo é resolvida, para cada célula, e, o valor de carga hidráulica é dado para toda célula. No MEF, as soluções são aproximadas por equações de diferenças finitas, onde as derivadas das equações diferenciais são substituídas por aproximações de diferenças finitas, resultando numa série de equações. Os resultados são obtidos para os nós entre os elementos, e depois, as soluções são obtidas, por interpolação, para dentro dos elementos. Portanto, resultados são obtidos para qualquer ponto do domínio do modelo.

Na presente pesquisa, dois programas de modelagem matemática de fluxos subterrâneos, com ambas as metodologias foram testados. No entanto, as simulações realizadas com o programa que utiliza o MDF não tiveram sucesso.

#### **3.4.5.1 Método das diferenças finitas (MDF)**

No MDF o domínio do fluxo é discretizado por uma grade retangular tridimensional (figura 13), composta por linhas, colunas e camadas, formando células. A grade apresenta nós, que podem ser localizados no centro de cada célula

ou no vértice entre as células. Os valores de potencial hidráulico, em cada nó, são então calculados pelo programa, a partir das condições iniciais e das condições de contorno impostas, através da solução da equação fundamental do fluxo de água subterrânea e o valor obtido é extrapolado para toda a célula.

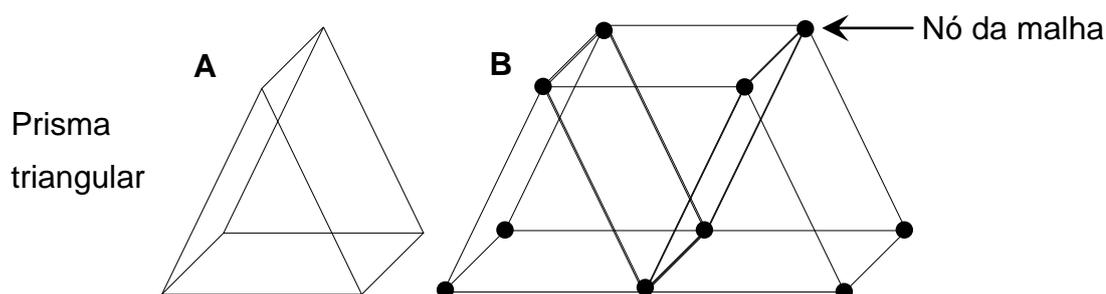


**Figura 13** – A) Exemplo de um conjunto de células de um grid ou malha de diferenças finitas centrada no bloco, notar que as células não estão alinhadas, pelo efeito da topografia; B) Exemplo de como a malha é organizada, em colunas, linhas e camadas. Cada célula, ou grupo de células, pode ter características diferentes das demais ( McDonald & Harbaugh, 1988).

### 3.4.5.2 Método dos elementos finitos (MEF)

Uma das diferenças entre o MDF e o MEF está no tipo de malha utilizada na discretização do domínio do fluxo. No MEF, os elementos que formam a malha podem ter vários formatos, sendo a malha triangular a mais comum, e, permite uma aproximação melhor das formas geométricas do que as malhas retangulares utilizadas no MDF. Na realidade o método pode ser feito com outros tipos de malha, no entanto, além da triangular ser a mais comum, foi esse o tipo de malha utilizada nesse trabalho. Além disso, as soluções são obtidas, por interpolação, para qualquer ponto do domínio do modelo, enquanto no MDF, cada célula possui um único valor.

No MEF, cada triângulo tridimensional, ou, prisma triangular com seis nós é denominado elemento, nos vértices dos prismas, onde os mesmos se encontram, estão localizados os nós da malha (figura 14). Durante a simulação do modelo, os valores de carga hidráulica são calculados para cada nó e interpolados para dentro dos elementos.



**Figura 14** – A – Prisma triangular ou elemento; B – Elementos organizados como na malha de elementos finitos e os nós da malha.

A modelagem por elementos finitos foi testada através do programa FEFLOW 5.3 e as principais características desse programa são descritas a seguir.

#### 3.4.5.2.1 FEFLOW

A primeira etapa para se criar um novo modelo no FEFLOW é a criação da malha de elementos finitos. O polígono da área a ser modelada deve ser desenhado ou importado, e o grau de refinamento é selecionado. Podem ser inseridos também pontos de refinamento, que são importantes se existem pontos de interesse, já que, nós serão criados nos locais exatos desses pontos. Isso permite que condições de contorno sejam inseridas exatamente nesses locais. Áreas inteiras também podem ser refinadas após a criação da malha.

Após a criação da malha, o problema deve ser definido. Nessa etapa deve-se definir, se o fluxo modelado se dá e meio saturado ou não saturado; se o fluxo é permanente ou transiente; o tipo de aquífero e se a modelagem é bidimensional ou tridimensional.

Se o fluxo modelado se dá em condições transientes, a discretização temporal deve ser feita. Isso inclui inserir a duração da simulação e possíveis intervalos.

A definição da topografia e das camadas do domínio do fluxo, no caso dos modelos tridimensionais, podem ser estabelecidos. Essas informações podem ser importadas de outros programas. A partir desse momento o domínio do fluxo está criado e as condições de contorno e demais parâmetros relativos ao fluxo e ao meio poroso podem ser inseridos, além das condições iniciais.

O programa permite a inserção de quatro tipos de condição de contorno, que podem variar no tempo ou não, e, podem ser limitadas por restrições impostas. Os tipos de condições são descritos a seguir, baseados em Diersch (2006):

Condição 1 (carga) – Permite fixar uma carga hidráulica específica em um determinado nó.

Condição 2 (fluxo) – Permite atribuir um fluxo de um fluido a determinado nó, essa condição só se torna válida se a distância que o fluxo alcança for definida, através da seleção de nós adjacentes.

Condição 3 (transferência) – Permite definir uma carga hidráulica de referência de uma área externa ao modelo, como por exemplo um rio ou um lago. Uma taxa de transferência entre o corpo d'água e o aquífero deve ser fixada.

Condição 4 (poço) – Essa condição descreve a injeção ou o bombeamento de água de um nó específico ou de um conjunto de nós.

Após a definição das condições de contorno, as características do meio poroso devem ser atribuídas, como a condutividade hidráulica, a estocagem e compressibilidade, além da recarga e eventuais perdas do sistema.

Durante a simulação do problema, como dito anteriormente, as derivadas da equação diferencial parcial são substituídas por equações diferenciais, simplificando a obtenção da solução do problema. Porém, a solução se torna aproximada e como essa solução aproximada não corresponde exatamente à equação original, haverá um resíduo. Segundo Vasconcellos (2008), o resíduo em cada ponto do domínio do problema é uma medida do grau de imprecisão local, da aproximação em relação à equação governante.

#### 4 ÁREA DE ESTUDO

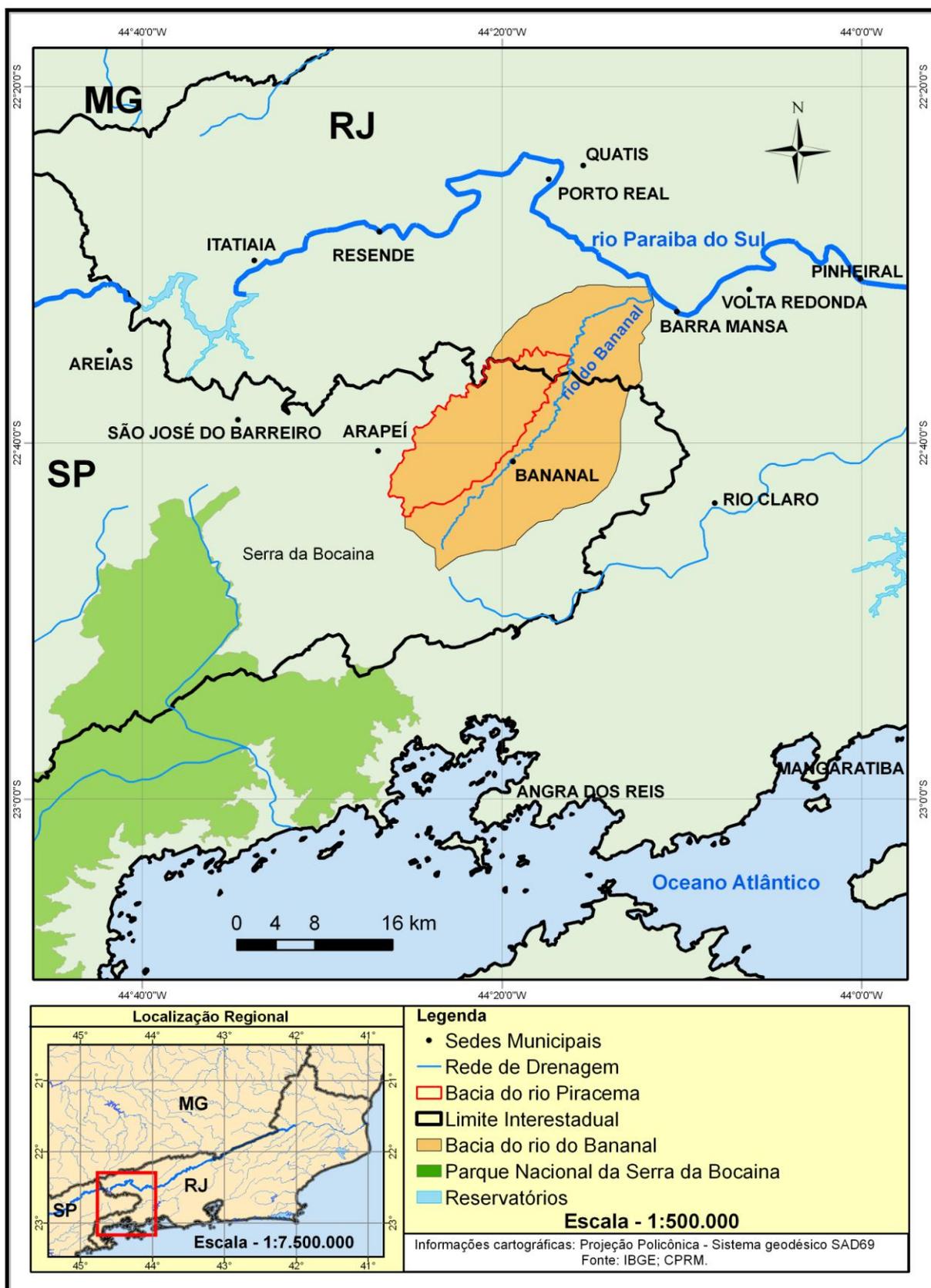
A presente pesquisa envolve duas escalas de análise distintas, uma, o conjunto de cabeceiras de drenagem vizinhas (EEBV), onde o monitoramento e a modelagem dos fluxos de água subterrânea foram realizados, e, a bacia do rio Piracema, onde foi analisada a evolução da rede regional de canais. A EEBV está localizada dentro da bacia do rio Piracema, que, por sua vez, faz parte da bacia do rio do Bananal.

A bacia do rio do Bananal (518km<sup>2</sup>) está localizada entre o extremo leste do estado de São Paulo e o extremo oeste do estado do Rio de Janeiro; faz parte da bacia do rio Paraíba do Sul, uma das principais bacias hidrográficas do sudeste brasileiro e principal fonte abastecedora de água da cidade do Rio de Janeiro.

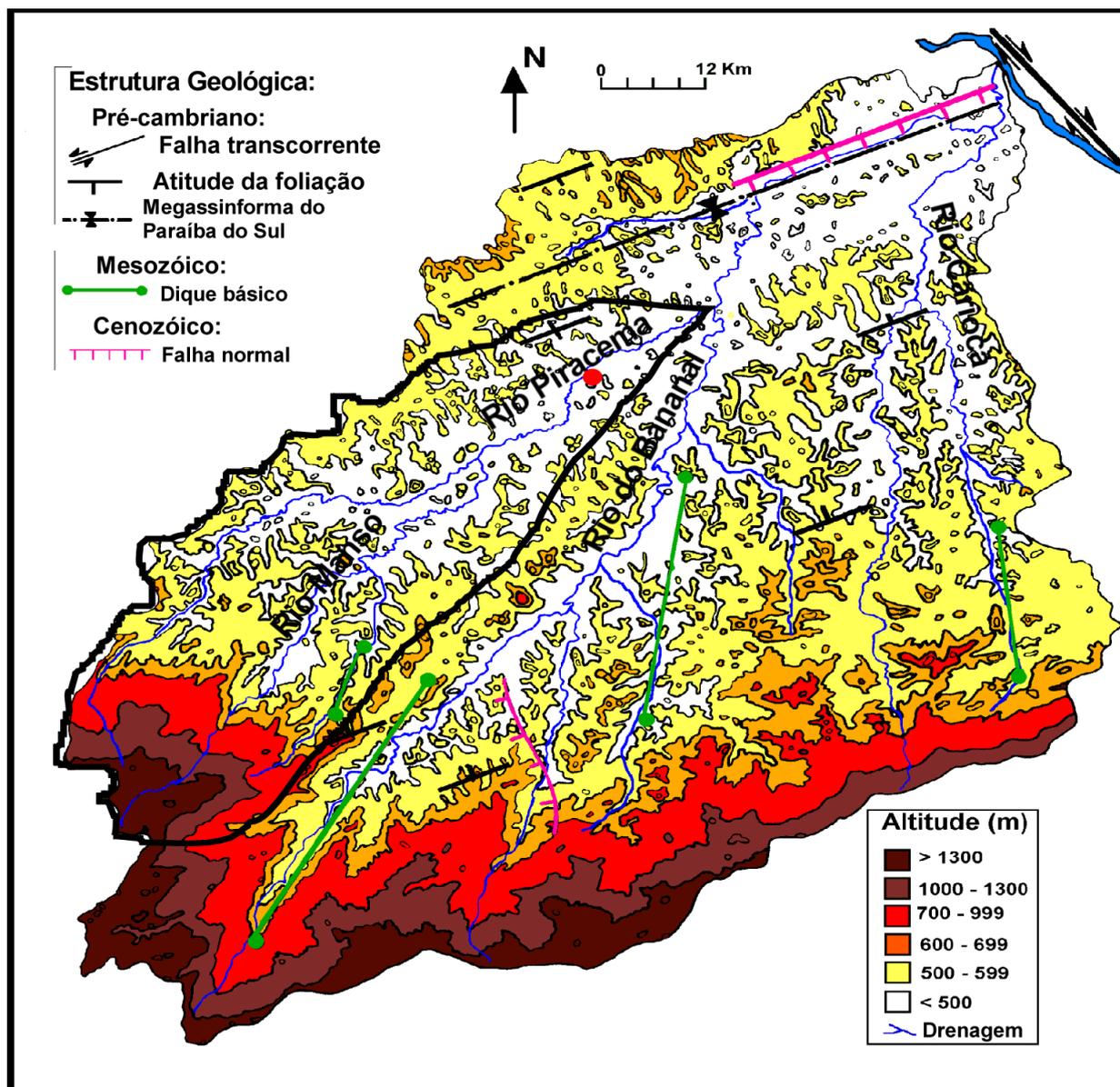
O rio do Bananal nasce na Serra da Bocaina e segue o sentido sudoeste-nordeste, passando pela cidade de Bananal, até desaguar no rio Paraíba do Sul, na altura da cidade de Barra Mansa, já no estado do Rio de Janeiro. A localização regional da bacia do rio do Bananal é mostrada na Figura 15.

A bacia do rio do Bananal apresenta duas unidades fisiográficas distintas (Figura 16): uma, o compartimento montanhoso da Serra da Bocaina, com desnivelamentos topográficos acima dos 600 metros, encostas íngremes e fundos de vale estreitos; outra, o compartimento de colinas, com fundos de vale largos e ligeiramente inclinados com desnivelamentos abaixo dos 500 metros (FERNANDES, 1990).

A bacia do rio Piracema, em destaque na figura 17, é a principal bacia tributária do rio do Bananal, possui 138 km<sup>2</sup> de área e, também apresenta os compartimentos colinoso e montanhoso.



**Figura 15** – Localização regional da bacia do rio do Bananal (em laranja) e da bacia do rio Piracema (contorno vermelho).



**Figura 16** - Hipsometria da bacia do rio do Bananal, mostrando os compartimentos do relevo e a bacia do rio Piracema, estando limitada pela linha preta. O ponto vermelho localiza a área de estudo, representada em detalhe na Figura 17.

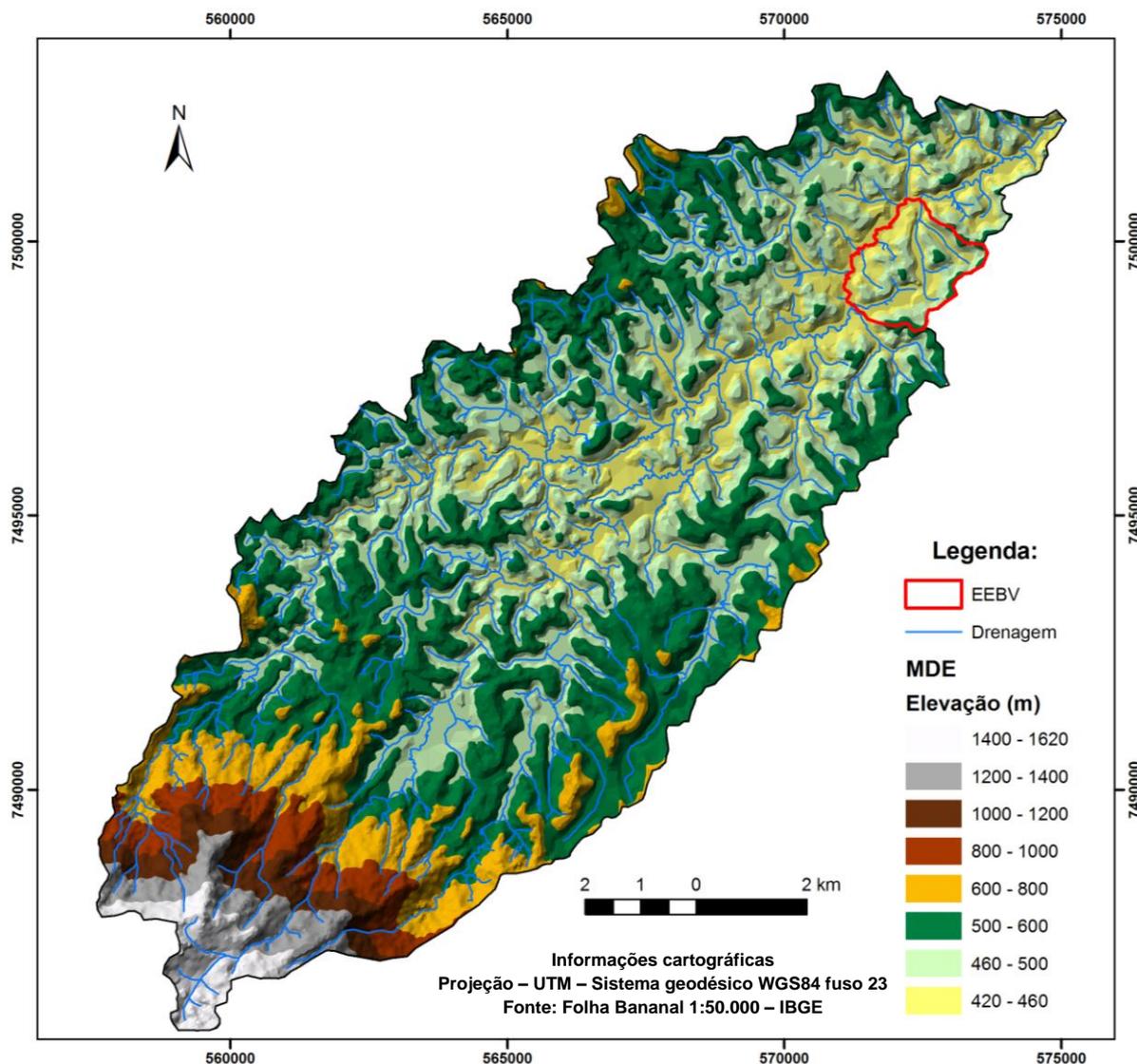
A EEBV (3,7 km<sup>2</sup>) está localizada na fazenda Bela Vista, no compartimento colinoso, a aproximadamente 10km da cidade de Bananal (SP), sendo delimitada pelos paralelos 22° 35' e 22° 45' S bem como pelos meridianos 44° 25' e 44° 28 W. A figura 17 mostra a localização da EEBV dentro da bacia do rio Piracema. A EEBV é formada pelo anfiteatro da Bela Vista (0,21 km<sup>2</sup>) e pelas sub-bacias com relação

de vizinhança direta (vales com divisores em comum). Toda a drenagem da área converge para o rio Piracema.

Na figura 18 estão destacados os quatro vales de cabeceira de drenagem, vizinhos ao Anfiteatro da Bela Vista (cabeceira 1). A cabeceira 2 está topograficamente suspensa em relação ao Anfiteatro da Bela Vista e possui fundo plano. A cabeceira 3, possui fundo aplainado e bem extenso, tem um divisor em comum com a cabeceira 4 muito rebaixado, de aproximadamente 5 metros. Além disso, a cabeceira 3 é controlada por um “knickpoint” rochoso de aproximadamente 3 metros. As cabeceiras 4 e 5 estão rebaixadas em relação ao Anfiteatro da Bela Vista e possuem o mesmo nível de base, já que a cabeceira 5 é tributária da cabeceira 4. A figura 19 mostra uma foto destacando as cabeceiras 1, 2, 3, 4 e 5.

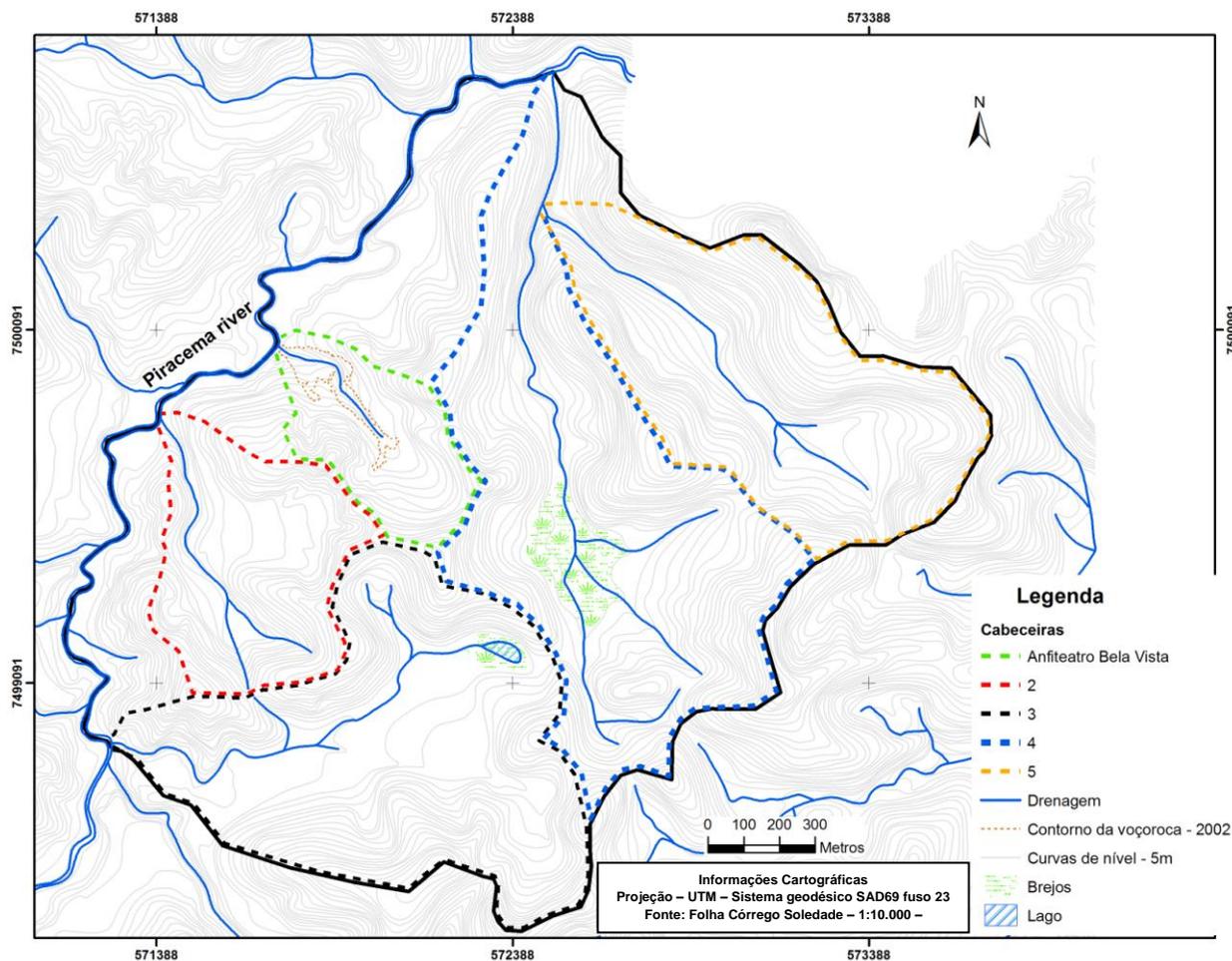
O anfiteatro da Bela Vista, representa uma cabeceira de drenagem em anfiteatro, que é formada por uma concavidade principal, a qual é alimentada por concavidades menores. O fundo da concavidade principal está preenchido por um pacote aluvio-coluvionar espesso, que vem sendo dissecado pelo avanço remontante da voçoroca da Bela Vista, que tem aproximadamente 450 metros de comprimento, 40 metros de largura média e profundidade de até 15 metros.

Segundo Rocha Leão et al. (2002a), esse voçorocamento já ocupava 14% da área do anfiteatro da Bela Vista em maio de 1999. O voçorocamento com incisão vertical e recuo lateral expressivos vem tendo a sua evolução monitorada, em base topográfica detalhada desde 1982, pela equipe do Laboratório de Geo-Hidroecologia/UFRJ. Os contornos elaborados foram integrados por Rocha Leão et al. (2001), como mostra a Figura 20. A partir desse monitoramento foi constatado que o voçorocamento foi aumentando suas taxas erosivas até 1999, quando diminuiu em muito a sua expansão.



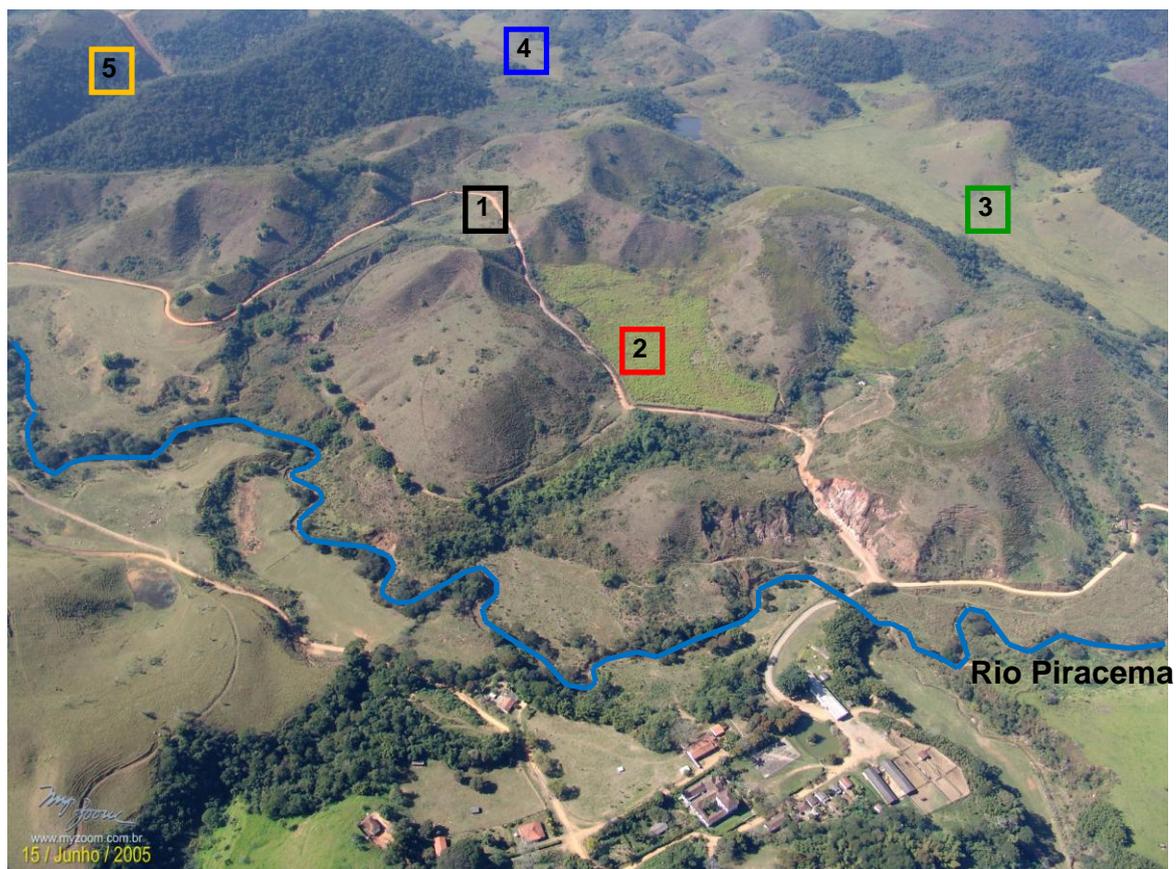
**Figura 17** – Modelo digital de elevação da bacia do rio Piracema, mostrando a localização da Estação Experimental da Bela Vista (EEBV).

Rocha Leão et al. (2001) fizeram uma caracterização geotécnica em perfil, desde as proximidades da borda do voçorocamento, até o divisor de drenagem do anfiteatro da Bela Vista. Nesse trabalho, os autores identificaram camadas coluviais que recobriam toda a parte superior do perfil até 6m de profundidade, em média, o saprolito abaixo dos colúvios e, ainda, uma camada aluvio-coluvial entre a camada coluvial e o saprolito.

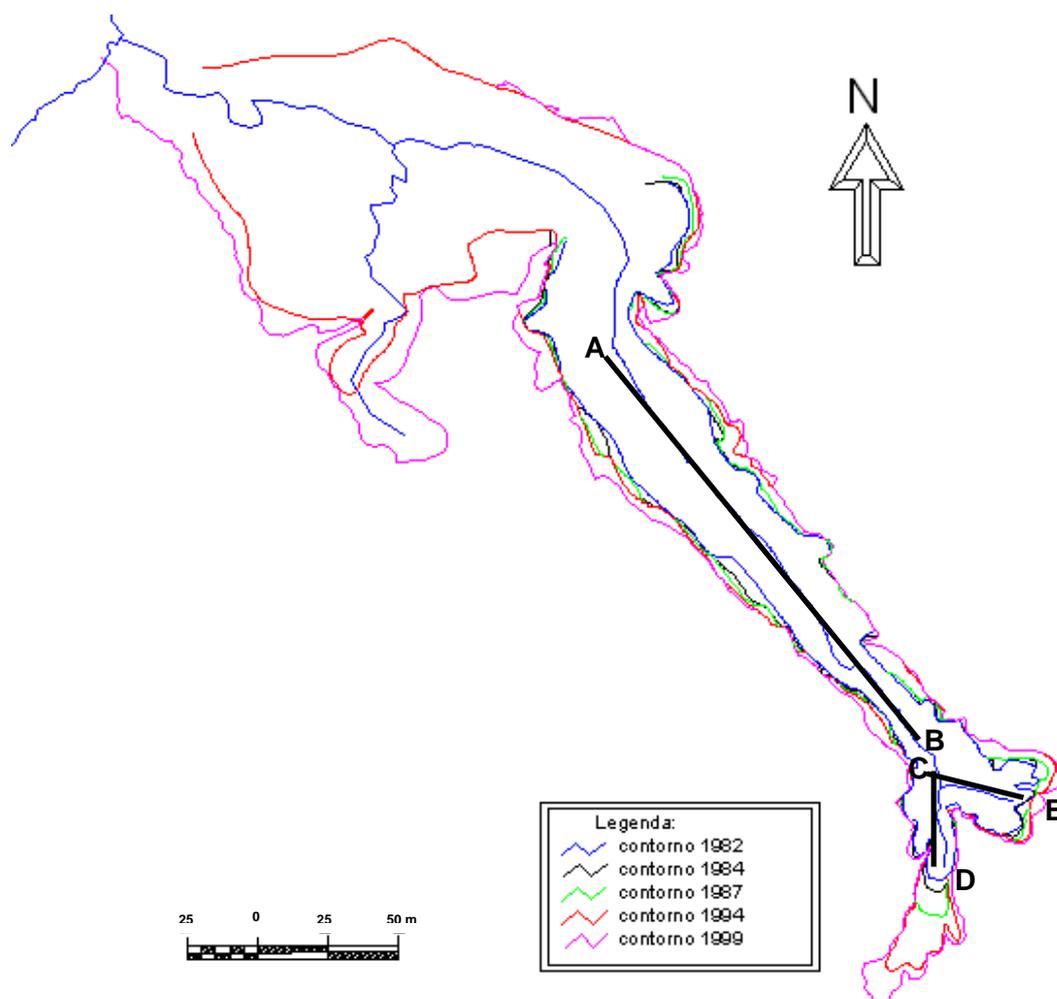


**Figura 18** – Mapa da EEBV com a divisão das cabeceiras de drenagem e localização dos aparelhos do monitoramento hidrológico.

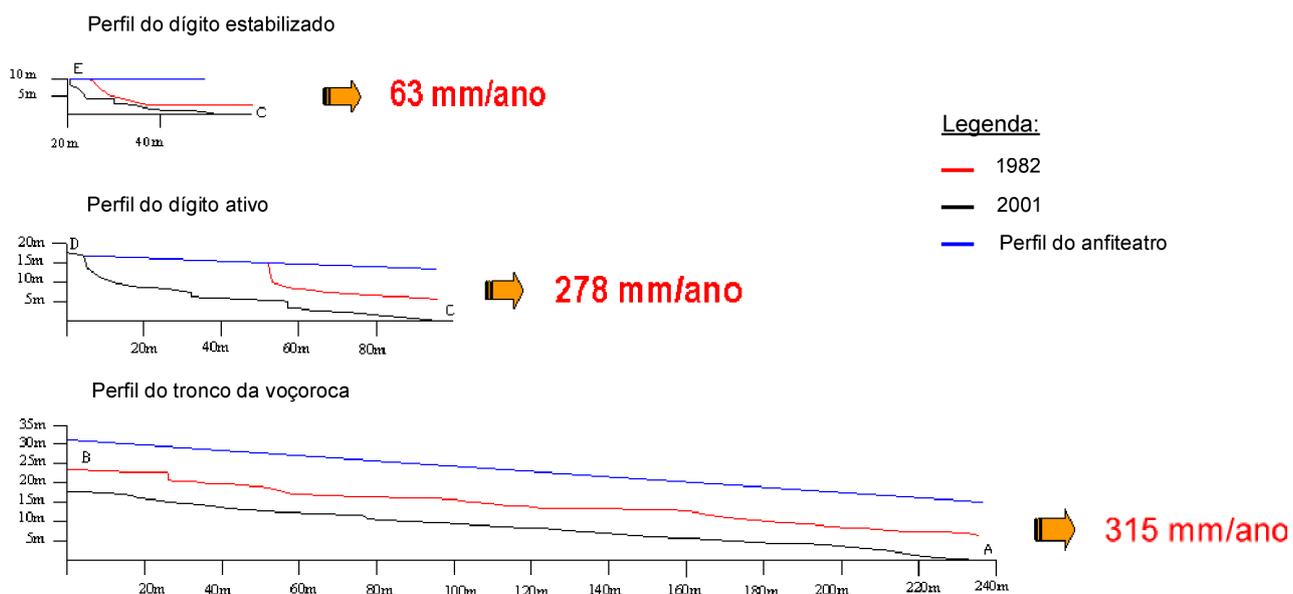
Ainda nesse trabalho, os autores identificaram o quartzo, o feldspato, a mica e a granada como os principais minerais primários presentes nesses solos. Eles relacionaram também a incisão linear e a progressão remontante do voçorocamento da EEBV com o aumento do gradiente topográfico promovido pelo recuo dos níveis de base internos da voçoroca. A Figura 21 mostra o perfil topográfico de dentro da voçoroca da Bela Vista, expondo o recuo remontante e a incisão linear.



**Figura 19** – Fotografia da área de estudo destacando as cabeceiras 1, 2, 3, 4 e parte do 5, que têm sua localização mostrada na figura 18.



**Figura 20** - Monitoramento do contorno da Voçoroca da Bela Vista, mostrando a evolução do recuo remontante da mesma (Fonte: Rocha Leão et al., 2001).

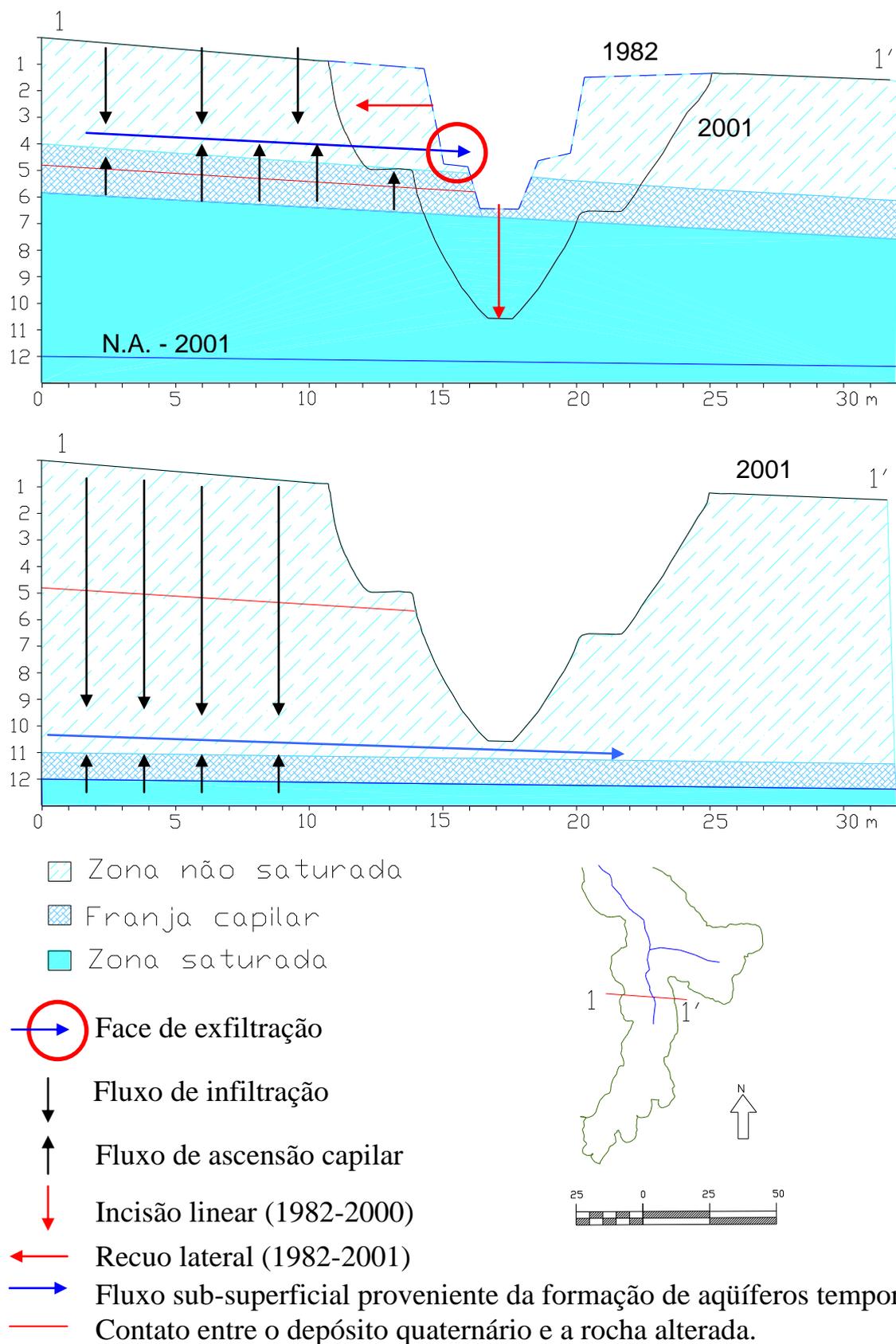


**Figura 21** - Comparação dos perfis topográficos do eixo do voçorocamento dos anos de 1982 e 2001(indicados na figura 6.4), mostrando a incisão linear, assim como as taxas de recuo de cada seção da voçoroca (Fonte: Rocha Leão et al., 2001).

Rocha Leão (2005), propõe que a história evolutiva da voçoroca da Bela Vista desde meados da década de 1970, seguiu três fases de atividade. A fase de aceleração nas taxas de recuo (expansão lateral), que ocorreu até o início da década de oitenta. Entre 1982 até o final da década de 1990, há uma fase de intensificação da incisão linear. A partir de 1999, começa uma fase de relativa estabilização erosiva, que acontece a partir do rebaixamento do lençol freático, influenciado pelo próprio voçorocamento. Portanto, esse autor conclui que, no ambiente de cabeceiras de drenagem do médio vale do rio Paraíba do Sul, as modificações provocadas na topografia, pelos próprios voçorocamentos, causam reflexos na hidrologia subterrânea das cabeceiras, que acabam influenciando a expansão das voçorocas. A figura 22 ilustra diferentes momentos da expansão da voçoroca da Bela Vista e a figura 23, os efeitos gerados pela incisão linear e rebaixamento do lençol freático, segundo o modelo de Rocha Leão (2005).



**Figura 22** – A – Voçoroca em expansão em 1973; B – Em 1999, quando o dígito ativo inicia uma fase de estabilização relativa e C – Em 2005, quando a vegetação já ocupa totalmente o dígito que estava ativo até 1999.



**Figura 23** - Desenho esquemático representando o modelo proposto por Rocha Leão (2005) de evolução da voçoroca da Bela Vista. O esquema mostra como o rebaixamento do lençol freático fez com que os fluxos subterrâneos deixassem de exfiltrar nas bordas do voçorocamento.

Na bacia do rio do Bananal, a dissecação do relevo está expressa no grande número de feições erosivas e cicatrizes de movimentos de massa observados. A bacia do rio Piracema mantém essa característica. Cambra (1995) identificou 117 voçorocas e calculou uma densidade de 0,98 voçorocas por km<sup>2</sup> através do mapeamento dos voçorocamentos da bacia.

#### 4.1 Clima

Brandalise (1976) descreve o clima da região de Bananal, como de condição climática do tipo Cwa, caracterizada por clima mesotérmico, com inverno seco e verão quente, de acordo com a classificação de Köppen.

A temperatura média anual varia de 19,5°C a 21,8°C. O mês mais frio apresenta média inferior a 18°C e o mais quente, acima de 22°C. O regime tropical de chuvas domina essa região, a média histórica anual é de 1352 mm, sendo as chuvas altamente concentradas no verão, quando a pluviosidade dos meses mais chuvosos pode exceder 580 mm, e, em alguns dias, superar o registro de 100 mm.

Segundo Monteiro (1973), as chuvas se concentram nos meses de verão, quando a elevação da temperatura favorece a formação dos eventos de maiores intensidades, resultantes tanto dos movimentos convectivos do ar como do maior impacto térmico da passagem das frentes frias na região.

Para MEIS *et al.* (1981), essas chuvas de maior intensidade, causadas pelas frentes frias no verão, são responsáveis pelas variações na pluviosidade média anual. Ainda, segundo Silva (1991), o total de chuvas no verão determina um ano seco ou chuvoso.

Rocha Leão *et al.* (2002b), ao analisarem os dados pluviométricos da estação Bananal, destacaram os anos secos e chuvosos, além de apontar a ciclicidade do

ritmo de variação pluviométrica das chuvas de Bananal. Meis *et al.* (1981) chegaram a resultados semelhantes para a região de Resende e apontam a ciclicidade dos períodos mais chuvosos como uma característica do regime de chuvas do médio vale do Paraíba do Sul.

Os dados pluviométricos mostram uma grande diferença na quantidade precipitada entre os compartimentos da bacia do rio do Bananal. As médias anuais vão desde 1400 mm (Estação Bananal) no domínio das colinas até 2200 mm (Estação Bocaina) no alto da Serra da Bocaina, no domínio montanhoso (GEOHECO, 1998).

Na análise feita por Rocha Leão *et al.* (op. cit.), as precipitações no compartimento montanhoso apresentam índices médios maiores do que no compartimento de colinas durante todas as estações do ano, no entanto, as diferenças são mais marcantes nos meses de verão.

Figueiró *et al.* (2003) ressaltam tendência progressiva de redução dos totais anuais de precipitação na região de Bananal nas últimas três décadas, reforçando o papel da circulação regional na regulação dos totais pluviométricos locais, além de evidenciarem também a tendência de concentração das chuvas no verão.

## **4.2 Geologia**

A bacia do rio do Bananal está situada na porção central da Faixa Móvel Ribeira (Figura 24) de idade pré-cambriana, sob o domínio de rochas metamórficas de alto grau, principalmente paragneisses, compostas pelo embasamento pré-1.8 Ga (ortogneisses), pela seqüência metassedimentar denominada grupo Paraíba do Sul e por rochas granitóides (ALMEIDA *et al.*, 1991 e 1993; SILVA *et al.*, 1993). Esses autores ressaltaram a ocorrência de 3 unidades de rochas metasedimentares,

5 unidades de rochas granitóides e 1 unidade de ortognaisse dispostas segundo a direção NE-SW (Figura 25). As unidades metasedimentares estão descritas a seguir:

- Unidade Três Barras: Biotita gnaisse bandado com níveis ou lentes de biotita xisto, sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto e de rochas calciossilicáticas.
- Unidade São João: Sillimanita-granada-muscovita-biotita gnaisse com intercalações de níveis ou lentes de rochas calciossilicáticas, gondito, mármore e de sillimanita-muscovita-biotita xisto.
- Unidade Beleza: (Granada)-Biotita gnaisse bandado rico em lentes de rochas calciossilicáticas, ocorrendo ainda muitas intercalações de espessuras variadas de sillimanita-granada-muscovita-biotita xisto, gondito, mármore e, subordinadamente, quartzito impuro e anfíbolito.

As rochas granitóides ocorrem, em geral, na forma de corpos alongados de dimensões variadas, aflorando dentro das unidades metassedimentares. As principais unidades são:

- Unidade Rio Turvo: Biotita gnaisse granitóide porfiróide, apresentando muitas vezes contatos gradacionais com as unidades metassedimentares encaixantes, além de possuir enclaves dessas rochas. Para os autores, essa unidade parece ser derivada da fusão parcial dos metassedimentos.
- Unidade Serra da Bocaina: (Hornblenda)-biotita gnaisse granitóide, exibindo ora textura xistosa rica em biotita, ora textura granular grosseira, rica em porfiróides de feldspatos.
- Unidade Campinho: Biotita-Hornblenda gnaisse granitóide, muito homogênea, mesocrática e de granulometria média a grossa, apresentando lentes centimétricas, anfíbolíticas e dioríticas.

- Unidade Resgate: (Turmaliba)-biotita-muscovita-quartzo xisto/gnaiss, que aflora na parte central da Unidade Três Barras.

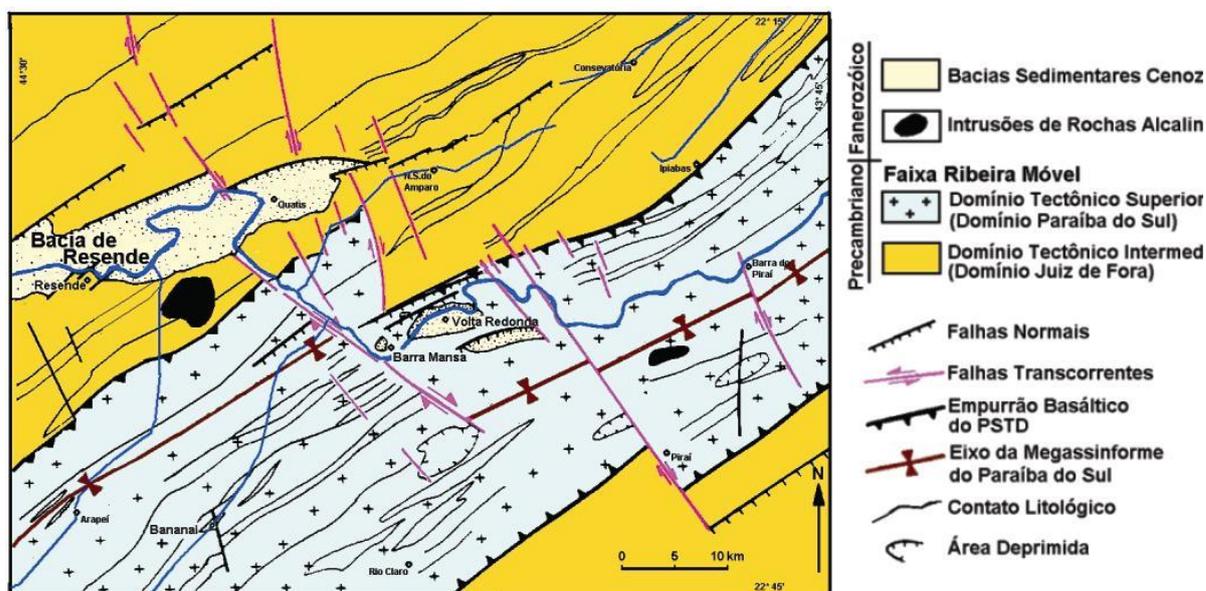
Ocorrem ainda intrusões de diques de diabásio, que apresentam orientação preferencial segundo a direção NNE-SSW. Pela análise de Silva *et al.*, 1993, os principais sets de fraturamento são:

- Fraturas com direção SE/NW.
- Fraturas com direção NE/SW.
- Fraturas com direção SSE/NNW.

Na bacia do rio Piracema encontram-se as unidades litológicas Campinho e Rio Turvo além das metassedimentares Beleza e São João. A área de estudo está situada dentro da unidade metassedimentar São João.

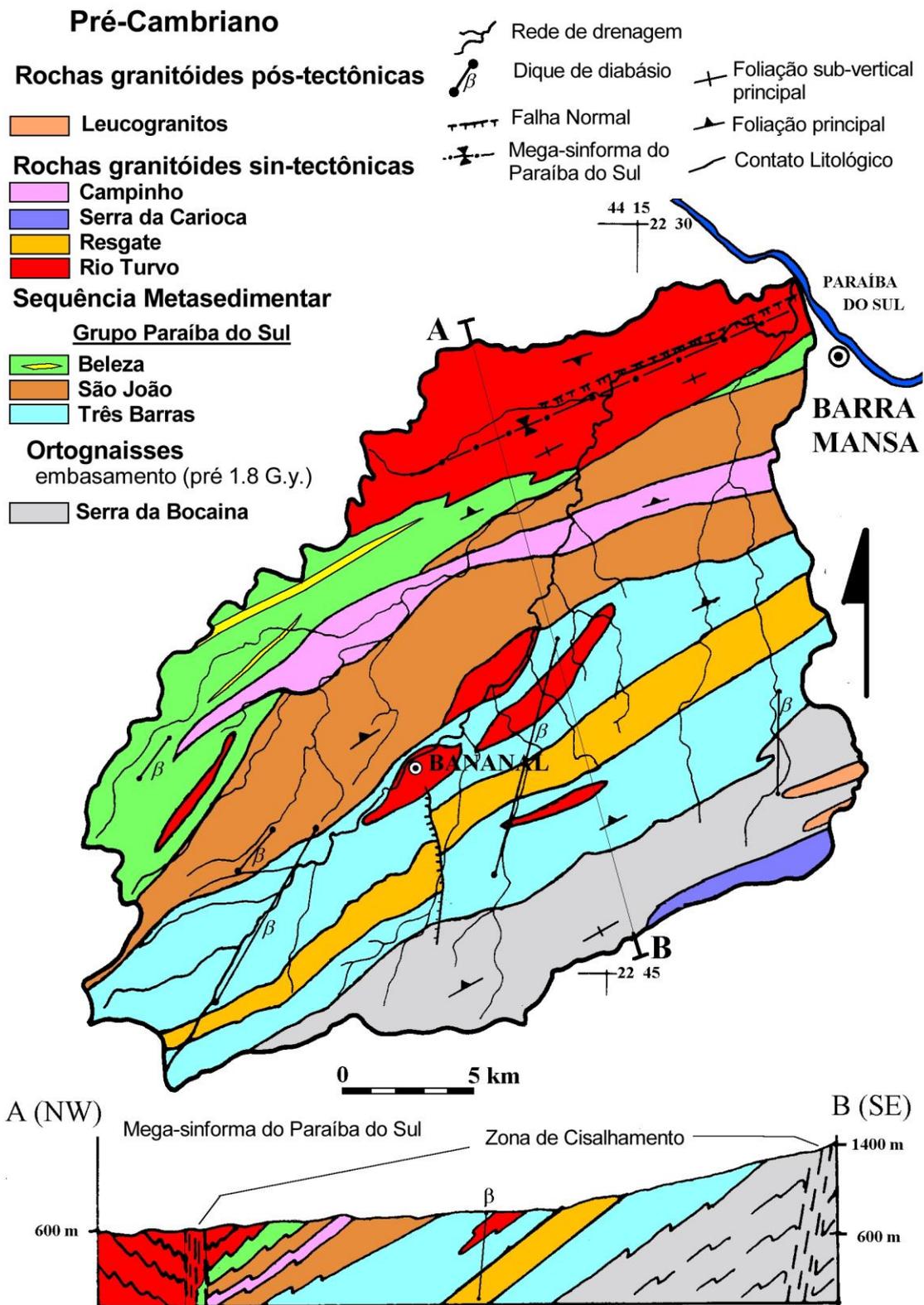
A Figura 26 mostra o mapa geológico da bacia do rio Piracema e a localização e situação dos voçorocamentos mapeados por Cambra (1995), assim como a localização da voçoroca da Bela Vista.

A rede de drenagem regional tem forte controle estrutural, os canais principais se orientam paralelamente ao strike da foliação principal e das zonas de cisalhamento na direção NE-SW. Os canais tributários orientam-se, perpendicularmente aos primeiros e se encaixam em juntas com atitude regional NW-SE, com algumas exceções. Esse comportamento pode ser notado tanto no nível das bacias dos rios do Bananal e Piracema, quanto no anfiteatro da Bela Vista, como demonstrado na Figura 27. Nota-se, pela direção dos sets de fraturamentos e do eixo da voçoroca, que esta última se comporta como a maioria dos canais tributários.



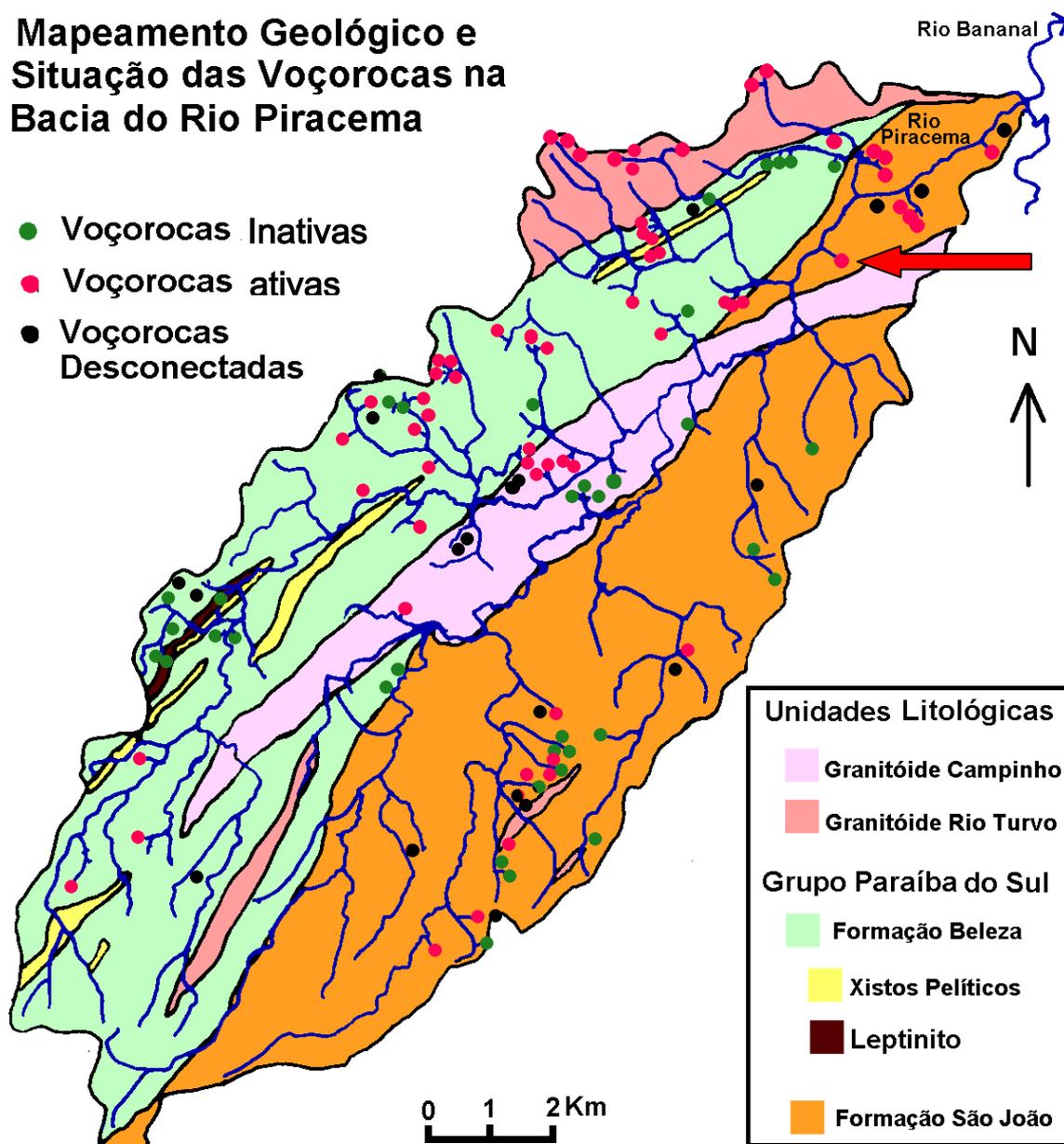
**Figura 24** - Faixa Móvel Ribeira (fonte: Valeriano & Heilbron, 1993).

A partir do mapeamento das águas subterrâneas do Estado de São Paulo (DAEE/IG/IPT/CPRM, 2005a), as unidades aquíferas do estado foram definidas. A bacia do rio do Bananal está inserida no aquífero fissural Pré-Cambriano, e, segundo os autores desse mapeamento (DAEE/IG/IPT/CPRM, 2005b), apesar da capacidade de transmissão desse aquífero ser, em geral, mais baixa do que a dos aquíferos sedimentares, ele abastece vários centros urbanos e indústrias do Estado de São Paulo.



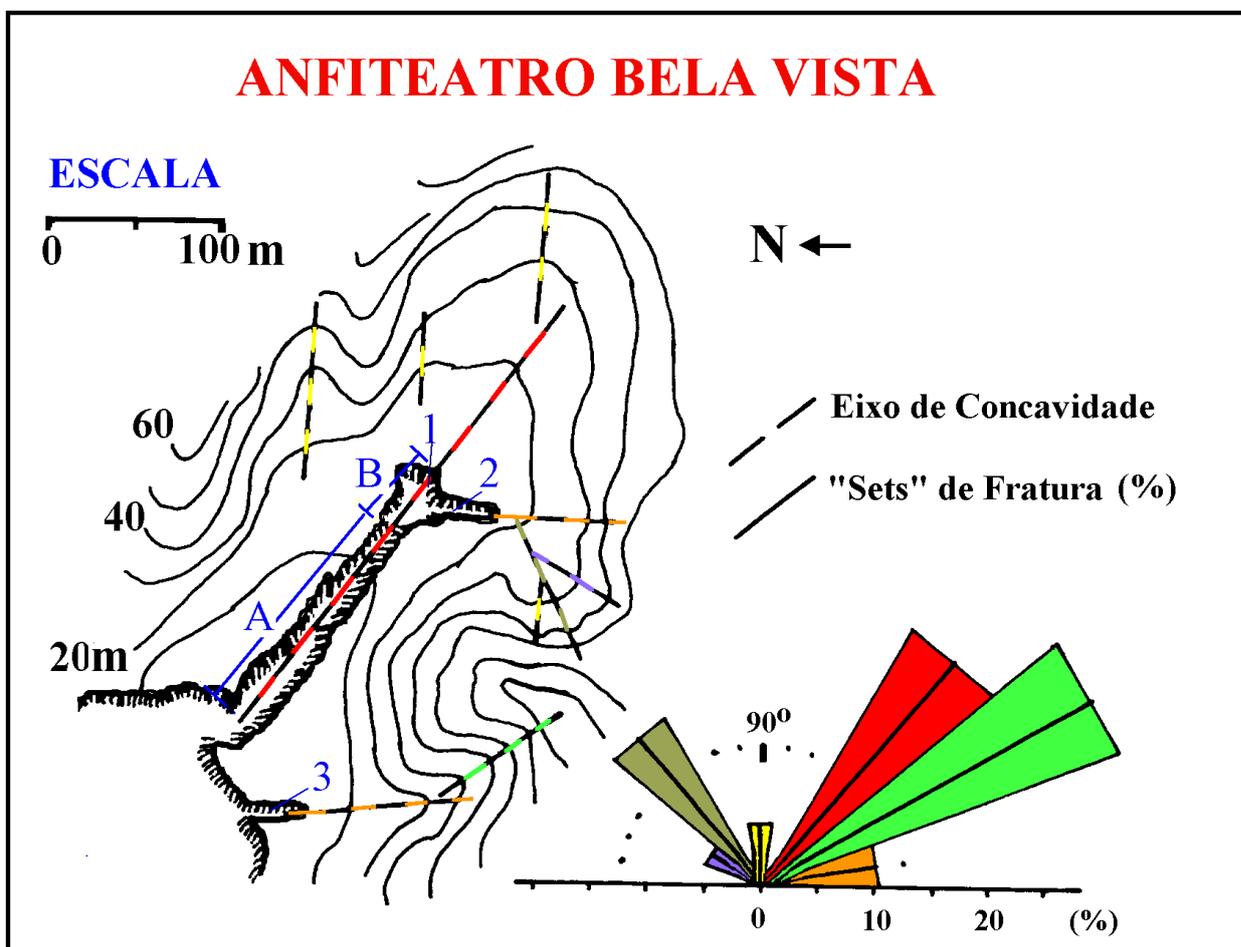
**Figura 25** – Geologia da bacia do rio do Bananal (Fonte: Almeida et al., 1993; Silva et al., 1993).

## Mapeamento Geológico e Situação das Voçorocas na Bacia do Rio Piracema

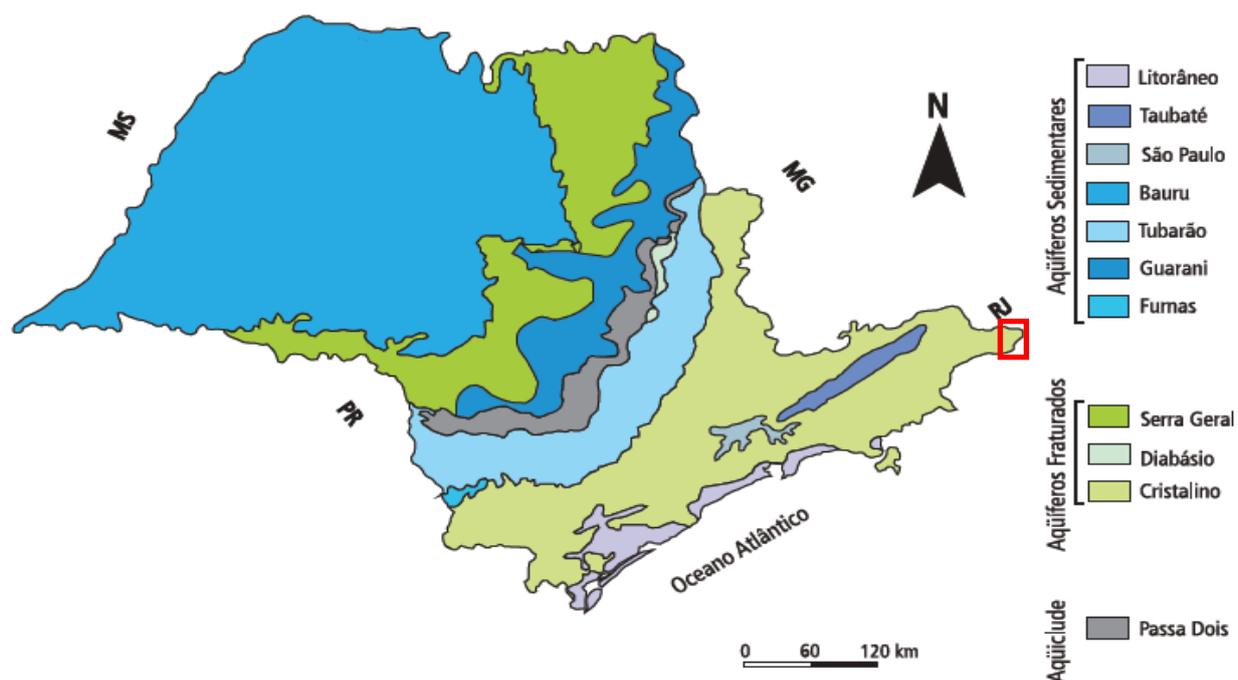


**Figura 26** - Geologia da bacia do rio Piracema com a localização das voçorocas mapeadas por Cambra (1995). A localização da voçoroca da Bela Vista é indicada pela seta vermelha.

Segundo Iritani & Ezaki (2008), esse aquífero fissural foi formado há mais de 550 milhões de anos e é composto pelas rochas mais antigas do Estado de São Paulo (figura 28). O aquífero é chamado por estes últimos autores de aquífero cristalino, que é subdividido em aquífero Pré-Cambriano e aquífero Pré-Cambriano Cárstico, na porção sul do Estado de São Paulo. Ainda segundo estes autores, as vazões mensuradas em poços no Aquífero Pré-Cambriano variam entre 1 e 23 m<sup>3</sup>/h, no entanto, é comum poços próximos entre si terem vazões muito diferentes, devido a variação no número, tipo, abertura e conexão das fraturas.



**Figura 27** - Relação entre a direção dos eixos das concavidades do anfiteatro da Bela Vista e a direção dos "sets" de fraturamento (Fonte: Coelho Netto, 1999).



**Figura 28** – Principais unidades aquíferas do Estado de São Paulo (Fonte: Iritani & Ezaki, 2008). O retângulo vermelho destaca a localização do município de Bananal.

### 4.3 Evolução quaternária do Planalto Sudeste Brasileiro

A história quaternária recente dessa região foi revista pelos trabalhos de Meis e Machado (1978); Meis e Moura (1984); Meis *et al.* (1985); Moura e Meis (1986) e Moura (1990; 1994). Esses trabalhos demonstram um padrão descontínuo e episódico de erosão e sedimentação nas encostas assim como ciclos de agradação e degradação nos vales fluviais relativos às mudanças climáticas. Esses episódios contribuíram para a formação dos denominados Complexos de Rampa, que são superposições de camadas coluviais e alúvio-coluviais, as quais se estendem desde os fundos dos vales até a média encosta, formando espessos pacotes sedimentares incoesos, que entulharam a antiga rede de canais.

Evidências estratigráficas e numerosas datações absolutas nos pacotes de sedimentos fluviais e de encostas demonstram a ocorrência de dois ciclos recentes de instabilidade morfodinâmica, sincronizados na escala de bacia do rio do Bananal

(DIETRICH et al., 1991; COELHO NETTO et al., 1994; COELHO NETTO, 1999). O primeiro ciclo erosivo-deposicional ocorreu entre 10.000 e 8.000 anos atrás, na transição Pleistoceno-Holoceno, induzido por alterações paleoambientais e hidrológicas associadas às mudanças climáticas decorrentes do aquecimento global. Como consequência, houve o aumento das precipitações, que, no primeiro momento, causou intensa erosão e deposição de materiais ao encontrar um solo coberto por vegetação esparsa, típica do semi-árido, e, depois, possibilitou o desenvolvimento de um ambiente florestal em todo o Planalto Sudeste Brasileiro.

O segundo ciclo, iniciado no começo do século XIX, foi induzido pela devastação da Floresta Atlântica original, em decorrência da expansão regional do ciclo cafeeiro (entre meados do século XVIII e final do século XIX), seguindo pela atividade de pecuária extensiva (domínio de gramíneas) até a metade do século XX, a partir do qual se intensificou a atividade industrial e a expansão dos núcleos urbanos. Esse segundo ciclo, apesar de ter duração temporal bem menor do que o primeiro e, por isso, ter como resultante uma quantidade total menor de sedimentos erodidos das encostas, foi bem mais intenso do que o primeiro (DANTAS, 1995).

O ciclos mencionados acima, que promoveram a degradação das encostas e agradação dos fundos de vale, desorganizaram em grande parte a drenagem do vale. Em resposta às mudanças impostas ao sistema de drenagem, os canais tendem a buscar um ajuste, e, através dos voçorocamentos, se reorganizam até atingirem esse ajuste.

#### **4.4 Evolução do ambiente de cabeceiras de drenagem do Rio do Bananal**

A evolução do ambiente de cabeceiras de drenagem do compartimento de colinas da bacia do rio do Bananal vem sendo estudada por diversos autores, que

relacionam os processos erosivos, ocorridos no passado e os que operam na atualidade, com as formas de relevo observadas atualmente nesse ambiente (MEIS & MOURA, 1984; MOURA & MEIS, 1986; COELHO NETTO, 1988; 1997; 1999; COELHO NETTO & FERNANDES, 1990; FERNANDES et al., 1994; AVELAR e COELHO NETTO, 1992a e 1992b).

A bacia do rio do Bananal teve sua evolução geomorfológica controlada fortemente pela estrutura geológica e pelas respostas geo-hidroecológicas às mudanças climáticas, em especial, no que diz respeito à hidrologia subterrânea e aos mecanismos erosivos associados (COELHO NETTO, 1999). Na bacia do rio Piracema, as voçorocas são muito comuns e, junto às outras formas erosivas ressaltam a dissecação do relevo.

A expansão de uma voçoroca representa aumento da densidade de drenagem do canal em questão (DIETRICH & DUNNE, 1993), expondo maior quantidade de material aos processos de erosão fluvial. Essas feições erosivas são responsáveis pelo transporte de grandes quantidades de sedimentos dos vales para a rede de drenagem.

Segundo Cambra (1995), 83% das voçorocas encontradas no vale do rio Piracema, de um total de 117, estão conectadas à rede de canais e a maioria dos voçorocamentos se desenvolve em paralelo aos sets de fraturamento. A conexão existente entre a grande maioria das voçorocas e os canais de drenagem demonstra que o recuo remontante das voçorocas representa a expansão da rede de drenagem regional ou a re-hierarquização da rede de drenagem, como apontado por Peixoto et al. (1989). Os processos erosivos operantes na atualidade vêm dissecando os pacotes sedimentares dos fundos dos vales das cabeceiras de drenagem e aumentando a carga de sedimentos nos canais fluviais coletores.

Meis (1977), em pesquisa no médio vale do rio Doce, apontou o intenso processo de degradação das encostas e o conseqüente entulhamento dos canais fluviais, ocorridos no Pleistoceno tardio, como responsáveis pelos espessos pacotes aluviais e pelo baixo grau de hierarquização da rede de drenagem, encontrados atualmente em grande parte do Planalto Sudeste Brasileiro. Ainda no médio vale do rio Doce, Meis & Monteiro (1979) indicaram que os processos erosivos ocorridos nessa época destruíram divisores de drenagem, o que causou a coalescência de vales vizinhos, a inversão de relevo e a agradação dos fundos dos vales fluviais, gerando os complexos de rampas. Os complexos de rampas são característicos do Planalto Sudeste Brasileiro, inclusive da bacia do rio do Bananal.

Os processos que governam a modelagem desse relevo têm sido relacionados a escalas locais de rebaixamento ou de elevação de níveis de base através de processos de degradação ou agradação, que resultariam no reafeiçoamento das cabeceiras de drenagem, com coalescência das rampas de anfiteatros, gerando o complexo de rampas (MEIS & MOURA, 1984). Os níveis de base locais, que regulam a dissecação e a estocagem diferencial dos materiais, podem controlar também os gradientes hidráulicos, como apontado por Dantas et al. (1994). O rebaixamento dos níveis de base é ainda citado por Dunne (1990) como responsável pela convergência de fluxos de água subterrânea, que resulta no aumento do gradiente hidráulico e na força de exfiltração da água, crescendo assim o potencial erosivo na face de exfiltração.

Rocha Leão et al. (2001), em recente trabalho sobre os voçorocamentos em cabeceiras de drenagem na bacia do rio do Bananal, associaram a incisão linear e a progressão remontante do voçorocamento da EEBV com o aumento do gradiente topográfico promovido pelo recuo dos níveis de base internos da voçoroca. Os

dados fornecidos por este último trabalho demonstram a retroalimentação positiva do sistema hidro-erosivo: à medida que a voçoroca se expande, os níveis de base internos recuam remontantemente (de jusante para montante), aumentando o gradiente topográfico e, por sua vez, o gradiente hidráulico, o que induz, cada vez mais, a concentração de fluxos na direção da voçoroca.

Apesar de os níveis de base locais exercerem controle sobre o gradiente hidráulico em cada sub-bacia e, por sua vez, sobre a energia dos fluxos d'água, o comportamento das águas subterrâneas nem sempre obedece a esses limites locais.

Como exposto anteriormente, em muitos casos, os divisores de águas subterrâneas não correspondem aos limites topográficos da bacia de drenagem superficial (WINTER *et al.*, 2004; HAITJEMA & MITCHELL-BRUKER, 2005). Essa relação de não correspondência entre bacia de drenagem superficial e sistema de fluxos subterrâneos, inclusive vêm sendo apontada para as cabeceiras da EEBV (LEAL, 2004; LEAL & COELHO NETTO, 2006).

Alguns trabalhos (COELHO NETTO & FERNANDES, 1990; AVELAR & COELHO NETTO, 1992a e b; COELHO NETTO, 1999; 2003) definiram o modelo de evolução da bacia do rio do Bananal como fortemente controlado pela exfiltração pontual do aquífero regional, que atua através do controle e expansão remontante de voçorocas promovendo a expansão da rede regional de canais. A predominância de feições morfológicas associadas aos processos de exfiltração evidencia a necessidade de uma avaliação sobre os fluxos de água subterrânea na escala da bacia do rio do Bananal, para o entendimento dos processos erosivos responsáveis pela evolução do relevo.

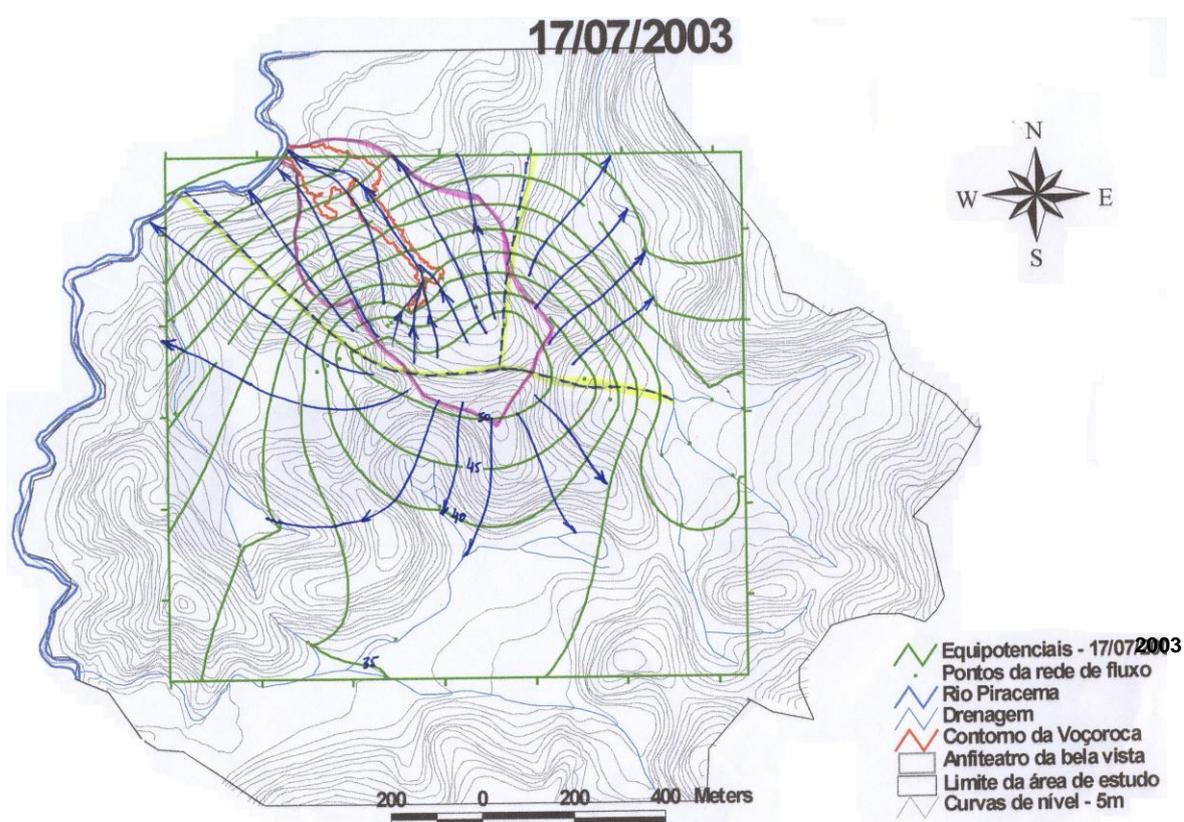
Os estudos envolvendo o monitoramento hidrológico de cabeceiras de drenagem adjacentes vêm indicando, como preconizado pelo modelo de Coelho Netto (2006), a ocorrência de fluxos subterrâneos provenientes de outras bacias. A identificação, assim como, a diferenciação, entre o aporte de fluxos regionais, provenientes de fontes distantes, e a pirataria de água subterrânea de vales vizinhos, tornam-se necessárias para subsidiar a construção do modelo de evolução de cabeceiras de drenagem do rio do Bananal.

#### **4.5 Monitoramento Hidrológico na EEBV**

O monitoramento hidrológico na EEBV vem sendo realizado por diferentes autores através das pesquisas sistemáticas realizadas na área. Deus (1991) monitorou o escoamento superficial, além da erosão por exfiltração. Esse autor verificou que o escoamento superficial gerado pelas chuvas locais geralmente é baixo, e, é controlado principalmente pelas condições de umidade antecedente dos solos. Além disso, esse autor mostrou que as taxas de infiltração são elevadas e que os dutos, excavados pelas formigas saúvas, desempenham um papel importante na entrada de água no solo. Cambra (1998) identificou uma relação entre a infiltração da água nas camadas mais superficiais do solo e o sistema radicular das gramíneas, através de monitoramento dos fluxos subsuperficiais não saturados.

A partir de 1996 o laboratório GEOHECO começou monitorar a zona saturada do solo através da instalação de uma rede de piezômetros e poços no anfiteatro da Bela Vista. A leitura dos aparelhos foi interrompida em 1997 e a partir de 1999 foi retomada pela pesquisa de Rocha Leão, que ampliou a rede de monitoramento até uma das cabeceiras vizinhas ao anfiteatro da Bela Vista. A presente pesquisa, ainda num estágio inicial, visando aprofundar os estudos sobre os fluxos entre cabeceiras

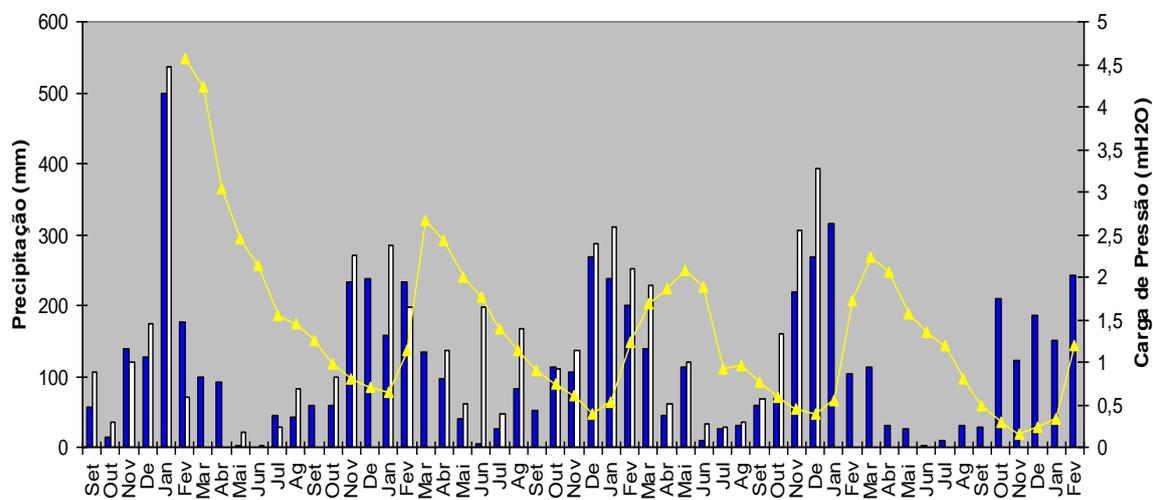
de drenagem vizinhas, ampliou a rede de monitoramento até as cabeceiras 2 e 4. Nessa fase, Leal (2004) identificou através da interpolação das cargas hidráulicas que os divisores de águas subterrâneas não coincidiam com os divisores topográficos, como mostra a figura 29. No entanto, nessa fase da pesquisa ainda não existiam piezômetros localizados sobre os divisores topográficos, o que tornava a análise menos precisa. Portanto, optou-se por ampliar mais uma vez a rede de monitoramento, resultando na atual rede.



**Figura 29** – Rede de fluxo em planta elaborada por Leal (2004).

A análise do comportamento das cargas hidráulicas frente às entradas de chuva na área de estudo, mostrou que existe um tempo de atraso de 2 a 5 meses, entre o início do período chuvoso e a elevação das cargas mensuradas nos piezômetros instalados na EEBV (Leal, op cit., Rocha Leão, 2005). Essa mesma relação foi encontrada em outra cabeceira de drenagem da bacia do rio Bananal

(Fonseca et al., 2002). A figura 30 mostra o comportamento do piezômetro número 2, instalado no anfiteatro da Bela Vista.



**Figura 30** – Comportamento das cargas de pressão do piezômetro 2 frente as entradas de chuva (Rocha Leão, 2005).

## 5 METODOLOGIA

Os procedimentos metodológicos envolvidos nas atividades desenvolvidas em gabinete, em campo e em laboratório são detalhados a seguir, assim como os materiais utilizados durante o desenvolvimento da pesquisa.

### 5.1 Procedimentos de gabinete

As atividades desenvolvidas no laboratório GEOHECO/UFRJ envolveram:

- compilação e confecção de mapas da área de estudo
- organização de bancos de dados geográfico para geração de mapas temáticos e para modelagem de fluxos subterrâneos
- mapeamento dos voçorocamentos da bacia do rio Piracema
- digitalização dos dados primários
- organização e análise de dados secundários
- elaboração de perfis topográficos e de solos
- elaboração de gráficos e tabelas
- elaboração das redes de fluxo
- modelagem matemática dos fluxos de água subterrânea
- análises dos dados apresentados nessa dissertação
- pesquisas bibliográficas realizadas na internet
- redação e edição final da presente publicação

### **5.1.1 Confeção de mapas**

#### **5.1.1.1 Mapa das Estação Experimental da Bela Vista (EEBV)**

O mapa da área de estudo, que abrange o vale onde se encontra o voçorocamento e os vales vizinhos, foi elaborado através da digitalização de parte da carta topográfica Córrego Soledade (código da folha: SF-23-Z-A-V-1-NE-F) na escala 1:10.000 do ano de 1978 (fonte: Divisão de Geografia da Coordenadoria de Ação Regional da Secretaria de Economia e Planejamento do Estado de São Paulo).

A primeira etapa da digitalização foi a extração das informações da carta topográfica através de um overlay, contendo as curvas de nível e a drenagem da área de interesse. O overlay foi então escaneado e transformado em arquivo de desenho do tipo matricial e importado pelo programa AutoCad. Através do utilitário “CAD overlay”, as linhas em formato matricial foram vetorizadas e, posteriormente, editadas. A linha referente ao contorno da voçoroca no ano de 2002 foi extraída em campo por meio de um DGPS por Rocha Leão (2005).

As informações vetorizadas foram exportadas para o sistema de informações geográficas ArcGIS 9.2, onde foram georeferenciadas. Com a base digital pronta, o restante das informações, localização e número das estações, contorno do anfiteatro da Bela Vista, curvas de nível potenciométricas, entre outras, foram sendo inseridas no próprio ArcGIS.

As cotas das curvas de nível foram inseridas no programa ArcGIS 3.2, utilizando a extensão “Contour Labeling Tools”, que a partir de uma cota conhecida, insere na tabela de atributos das curvas de nível, a cota das demais curvas. O

arquivo das curvas de nível foi então atualizado no projeto que havia sido feito no ArcGIS. Com as curvas de nível cotadas, o modelo digital de elevação (MDE) baseado em grade irregular triangular foi elaborado, através da extensão “3D Analyst”, que utiliza o método “Delaunay” de triangulação.

A partir do MDE gerado, a área da superfície do terreno pôde ser calculada, levando em conta o relêvo, o que tornou o cálculo de área mais preciso do que o cálculo da área plana, feito diretamente na carta topográfica, como exposto por Fernandes (2004). O cálculo foi feito diretamente no programa ArcGIS 9.2, através do comando “Area and Volume” da opção “surface analysis” da extensão “3D analyst”, tanto para a área da EEBV, quanto para a área do anfiteatro da Bela Vista.

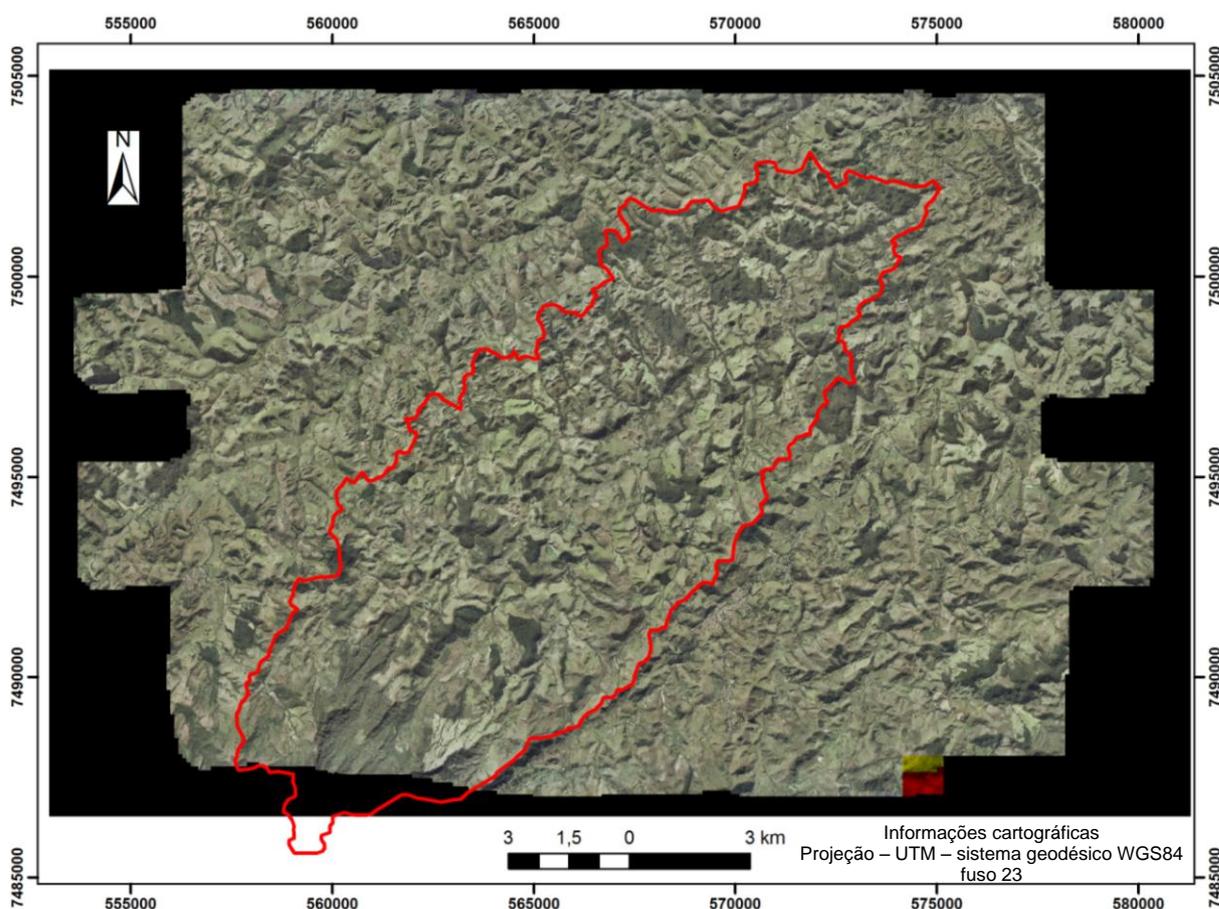
A criação do banco de dados geográficos para a EEBV, permitiu que os mapas temáticos fossem facilmente organizados e exportados para impressão de acordo com os objetivos de cada etapa desse estudo.

#### **5.1.1.2 Mapeamento da rede de canais e voçorocamentos da bacia do rio Piracema**

Para o mapeamento da rede de canais da bacia do rio Piracema foram adquiridas fotografias aéreas coloridas impressas, na escala 1:30.000 do ano de 2005, de modo que toda a área da bacia fosse coberta por pares estereoscópicos. Grande parte dessas fotografias aéreas também foram disponibilizadas pelo IBGE, em meio digital. Além das fotografias aéreas, um mosaico de fotografias ortorretificadas (figura 31), elaborado por Correia (2008), foi disponibilizado pelo próprio autor, que cobre quase toda a bacia do rio Piracema. Foi cedida também

pelo IBGE, a carta topográfica Bananal (código da folha: SF-23-Z-A-V-1) na escala 1:50.000, em formato digital (fonte: IBGE).

As fotografias aéreas foram georreferenciadas com base no mosaico ortorretificado, que já foi disponibilizado georreferenciado ao datum WGS-1984, e, com projeção UTM. A carta topográfica foi integrada ao mosaico ortorretificado e às fotografias aéreas no programa ArcGIS.



**Figura 31** – Mosaico feito com as fotos aéreas ortorretificadas de 2005 na escala 1:30.000, elaborado por Duarte (2008). A linha vermelha representa a bacia do rio Piracema.

A rede de canais e os voçorocamentos foram mapeadas diretamente nas fotos aéreas impressas (pares estereoscópicos), com o auxílio de um estereoscópio de espelho. As informações foram passadas para um overlay em cada par

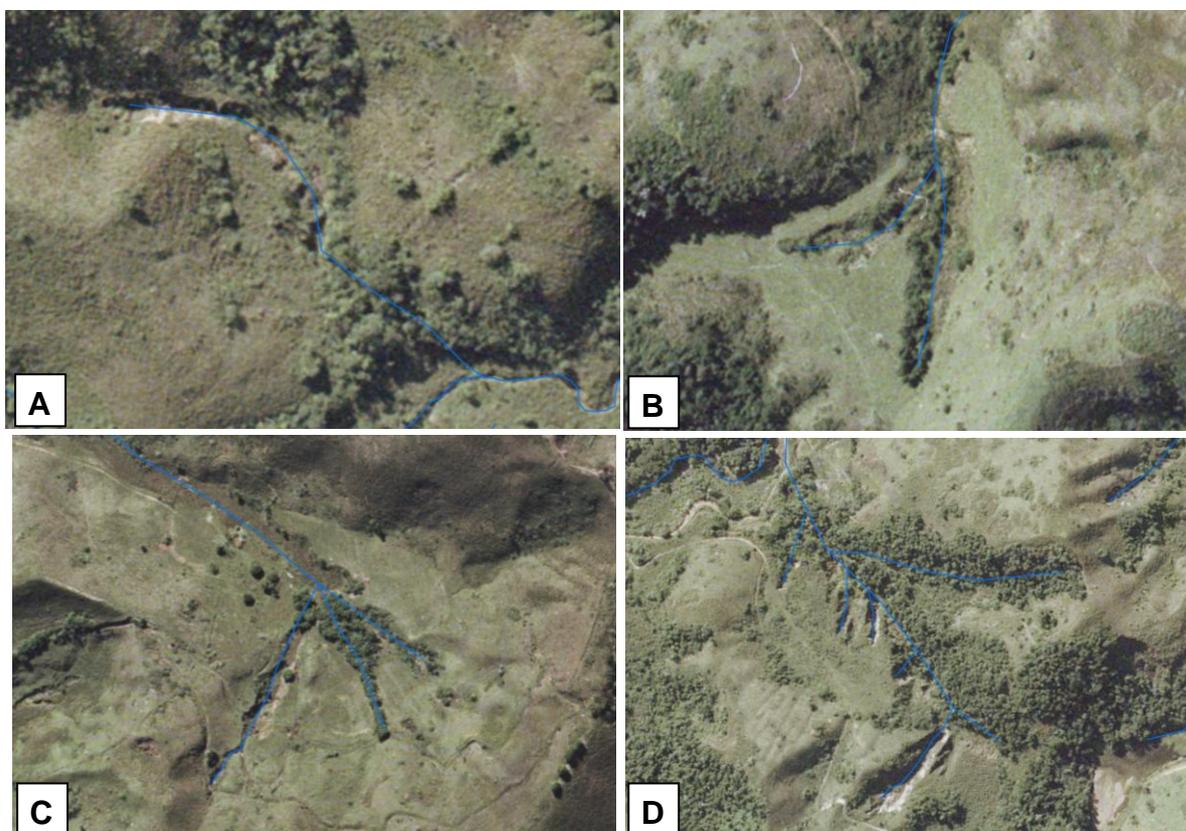
estereoscópio. As informações contidas nos overlays foram integradas, no ArcGIS, para a foto digital correspondente que já havia sido georreferenciada. Algumas feições, não identificadas nas fotografias digitais impressas, foram mapeadas diretamente nas fotos digitais, já que essas permitem um detalhamento maior através de aproximações feitas no software utilizado. O mapa geológico da bacia do rio Piracema, elaborado por Almeida et al., 1993 e Silva et al., 1993, foi integrado à base cartográfica.

Após o mapeamento, digitalização e georreferenciamento das informações, foram feitos, já no ambiente ArcGIS, a hierarquização da rede de canais e a classificação dos voçorocamentos quanto a sua atividade e quanto a sua conexão com a rede de canais.

A hierarquização da rede de canais foi feita de acordo com o critério de Strahler (1952). Para a determinação da atividade dos voçorocamentos foi utilizado o critério da ocupação dos dígitos do voçorocamento por vegetação. Acredita-se que, quando a vegetação ocupa determinado dígito, isso significa que o processo erosivo não tem energia suficiente para impedir a colonização das espécies vegetais e com o crescimento da vegetação o processo passa a ter uma estabilidade momentânea, que pode ser quebrada se a força erosiva aumentar por algum motivo. Portanto, nos casos onde a vegetação ocupa um dígito, esse dígito foi classificado como estabilizado, e, quando não se encontrou vegetação, foi classificado como ativo. As voçorocas foram ainda classificadas como conectadas, quando sua drenagem está diretamente conectada à rede regional de canais, e, desconectadas quando não se conectavam à rede de drenagem regional.

Os voçorocamentos foram ainda classificados quanto ao número de bifurcações que apresentavam. Para a classificação, as voçorocas foram divididas

em voçorocas sem bifurcações; voçorocas com uma bifurcação, voçorocas com duas bifurcações e voçorocas com mais de duas bifurcações (figura 32).



**Figura 32** – Exemplo das classes de voçorocas, quanto ao número de bifurcações. A) voçoroca sem bifurcação; B) voçoroca com uma bifurcação; C) voçoroca com duas bifurcações e D) voçoroca com seis bifurcações.

A partir das curvas de nível da bacia do rio Piracema a área da superfície do terreno da bacia foi calculada, assim como das diferentes unidades geológicas encontradas na bacia, utilizando a mesma metodologia do cálculo feito para a EEBV, descrita anteriormente.

A densidade de voçorocamentos foi calculada dividindo o número de voçorocamentos pela área da bacia do rio Piracema. Esse procedimento foi feito também para cada unidade geológica.

Para comparação com o mapeamento realizado por Cambra (1995), um novo mapeamento foi feito utilizando a mesma metodologia desse autor, que considerou

cada dígito dos voçorocamentos como uma voçoroca. Em seu mapeamento, Cambra (op. cit.) havia utilizado fotografias aéreas do ano de 1973, na escala 1:25.000.

### **5.1.2 Análises granulométricas**

Após a obtenção dos resultados das análises granulométricas feitas em laboratório, os solos foram classificados de acordo com o triângulo textural proposto por Trefethen (1950). A partir da classificação, gráficos foram feitos mostrando as frações granulométricas de cada profundidade.

### **5.1.3 Análise dos dados extraídos dos poços e piezômetros**

As leituras dos aparelhos, feitas pelo operador de campo, são registradas em planilhas impressas em papel, empregando-se uma planilha para cada dia de mensuração. Os dados anotados nas planilhas são digitados e organizados em planilhas eletrônicas do programa EXCEL. As fórmulas para se chegar aos valores de carga de pressão e carga total foram inseridas nas planilhas eletrônicas ao passo que os respectivos valores foram automaticamente calculados pelo programa.

Diminuindo a distância mensurada, através do fio medidor, da profundidade total de cada aparelho, são obtidos os valores de carga de pressão ou nível potenciométrico, no caso do piezômetro, ou de nível da água, no caso do poço. A carga total é encontrada pela soma da carga de pressão com a diferença entre a ponta do piezômetro e o datum arbitrário pré-definido.

Gráficos foram gerados no Excel, a partir dos dados de carga total e do nível freático, demonstrando o comportamento de cada estação. Os momentos em que as

cargas hidráulicas estiveram acima do nível freático, denunciam os períodos em que os fluxos artesianos atuaram e sua magnitude, dependendo das diferenças observadas.

Os valores de carga de pressão e carga total e foram calculados de acordo com as seguintes fórmulas:

- Carga de pressão:  $h_p = p - l$  (17)

onde  $p$  é a profundidade do piezômetro e  $l$  é a leitura do piezômetro.

- Carga total:  $h = h_p + z$  (18)

onde  $h_p$  é a carga de pressão e  $z$  é a carga de posição, que foi determinada pela diferença entre o datum e a ponta do piezômetro.

A comparação dos tempos de respostas das cargas hidráulicas frente às entradas de chuva, foi feita ainda através da organização dos dados da estação plviométrica de Bananal. Como o período de análise do monitoramento piezométrico foi de 01/01/2006 a 28/03/2009, uma planilha foi criada no programa EXCEL com os dados diários da estação, desde o dia 01/10/2005 até o dia 28/03/2009. A partir dessa planilha foram estabelecidos dias referentes ao início dos períodos chuvosos, que influenciaram no período do monitoramento mencionado. O critério de escolha dos dias foi o de apresentarem chuva expressiva e de serem seguidos por conjuntos de dias chuvosos, ou seja, representavam o início de um período chuvoso. Os dias escolhidos foram 15/10/2005, 02/10/2006, 20/10/2007 e 28/10/2008.

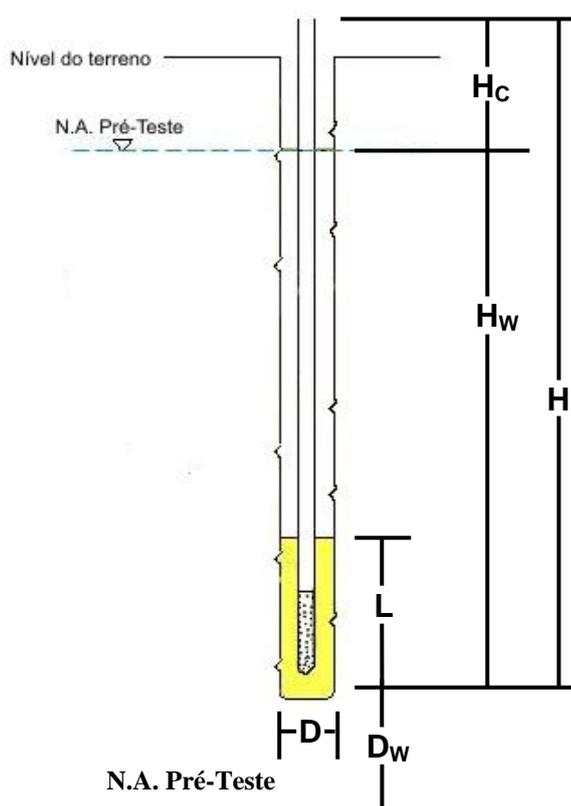
A partir da observação da série de dados das cargas hidráulicas de cada estação, os dias que apresentaram os valores mais baixos antes de começarem a subir, até atingirem o pico de um certo momento dentro da série, foram definidos como os dias onde se deu o início da elevação das cargas hidráulicas. As diferenças

entre o início do período chuvoso e o início da elevação das cargas foram definidas e os resultados foram convertidos para meses, dividido os valores por 30,5.

#### 5.1.4 Cálculos para determinação da condutividade hidráulica

A determinação dos valores de condutividade hidráulica, utilizada para a modelagem matemática dos fluxos subterrâneos, foi feita a partir de ensaios de permeabilidade dos solos em campo. Os ensaios realizados (descritos em detalhes na seção 7.2.2) foram baseados no método desenvolvido por Hvorslev (1951) e USBR-Earth Manual (1968), sendo compilados junto a outros métodos por O'Rourke *et al.* (1977) e que está descrito por Wilson, C. J. (1988). O método foi extraído desta última publicação e se realiza a partir das seguintes etapas.

A partir da determinação, em campo, da vazão da condição de fluxo constante,  $Q_c$  (ml/s), os valores são convertidos em permeabilidade,  $K$  (cm/s), para isso, os seguintes parâmetros devem ser determinados (Figura 33).



**Figura 33** – Esquema mostrando os parâmetros utilizados nos cálculos da permeabilidade em campo (modificado de Wilson, 1988)

- 1)  $H$  – Comprimento total do piezômetro
- 2)  $H_W$  – Comprimento da coluna d'água pré-teste
- 3)  $L$  – Comprimento da seção preenchida por areia lavada (seção testada)
- 4)  $D$  – Diâmetro do furo
- 5)  $D_W$  – Distância do fundo do furo até o lençol freático
- 6) Cada posição da ponteira do piezômetro em relação ao lençol freático define uma zona:

Zona 1 – A seção testada está acima do lençol freático e não saturada

Zona 2 – A seção testada está acima do lençol freático e saturada pela ação capilar

Zona 3 – A seção testada está abaixo do lençol freático

Para conversão de  $Q$  (ml/s) em  $K$  (cm/s) usa-se a equação:

$$K = Qc / (F \cdot Hc) \quad (19)$$

onde  $F$  (cm) é o fator forma e  $H_C$  (cm) é a carga constante.

Para calcular  $F$  e  $H_C$  é preciso saber qual a zona em que se está trabalhando, usando as seguintes equações:

$$\text{Zona 1} \rightarrow F = (C_u \cdot D) / 2 \quad (20)$$

$$Hc = H \quad (21)$$

$$\text{Zona 2} \rightarrow F = [(C_s \cdot D) / 2] + 2D \quad (22)$$

$$C_s = 5.3(2l/D)^{-7.9} \quad (23)$$

$$Hc = [(H + D_w) + (H \cdot L)] / 2 \quad (24)$$

$$\text{Zona 3} \rightarrow F = [(C_s \cdot D) / 2] + 2D \quad (25)$$

$$Hc = H - H_w \quad (26)$$

Os valores de  $C_s$  são obtidos da equação (23) acima.

Para piezômetros posicionados abaixo do lençol freático, a permeabilidade pode ser determinada usando-se também a técnica de Hvorslev, onde a equação (26) é usada para obter os valores de HC, e F é determinado pela seguinte equação:

$$F = 2\pi L / \ln [(L/D) + 1 + (L/D)^2] \quad (27)$$

Substitui-se então os valores de HC e F na equação (19) para obter a permeabilidade.

A quantidade de água utilizada nos ensaios e a localização de algumas estações impossibilitou a realização dos ensaios em todas as estações. Os piezômetros testados foram os seguintes: 1, 2, 5, 7, 12, 13, 17, 20, 21, 22, 25, 26, 27, 28 e 29.

Os resultados de cada ensaio foram enquadrados na classificação proposta por Freeze & Cherry (1979), mostrada na tabela 1.

**Tabela 1** – Valores de condutividade hidráulica para cada tipo de material, modificado de Freeze & Cherry (1979).

<b>Material</b>	<b>K (cm/s)</b>
Cascalho	$10^{-1}$ a $10^2$
Areia lavada	$10^{-3}$ a 1
Areia siltosa	$10^{-5}$ a $10^{-3}$
Argila siltosa	$10^{-7}$ a $10^{-4}$

### 5.1.5 Análise dos dados pluviométricos

Os dados de chuva das estações pluviométricas de Bananal (posto: D1-001) e Bocaina (Posto: D1-026) foram cedidos pelo Setor de Hidrologia do Departamento

de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo. A partir desses dados, os totais anuais foram calculados, assim como a média histórica de cada posto. Foram elaborados gráficos com os totais anuais de cada posto, com a média histórica e com o desvio padrão da média histórica. A partir desses gráficos, foram definidos os anos secos, que estavam abaixo da média histórica menos o desvio padrão, e, os anos mais chuvosos, que apresentaram o total anual maior que a média histórica mais o desvio padrão.

#### **5.1.6 Elaboração dos mapas equipotenciais e das redes de fluxo**

Os Mapas equipotenciais da área de estudo foram traçados em planta e em perfil para diferentes períodos. A partir dos mapas equipotenciais em planta foram elaboradas redes de fluxo para a definição da área de contribuição da água subterrânea. Os mapas equipotenciais em perfil foram feitos só para o perfil entre os vales de cabeceiras 3, 4 e 5, já que nesse perfil existiam dados de carga hidráulica nos piezômetros localizados nos divisores. Redes de fluxo em perfil entre os vales de cabeceiras 1 e 2 e entre os vales 1 e 4, já haviam sido elaborados por Leal (2004).

##### **5.1.6.1 Redes de fluxo em planta**

A primeira etapa no desenvolvimento das redes de fluxo em planta foi estabelecer os pontos onde seriam inseridos os dados de carga total na rede. Para efeito de representação gráfica, como a rede piezométrica não abrange toda a área de estudo, além dos piezômetros, foram utilizados pontos onde a elevação da

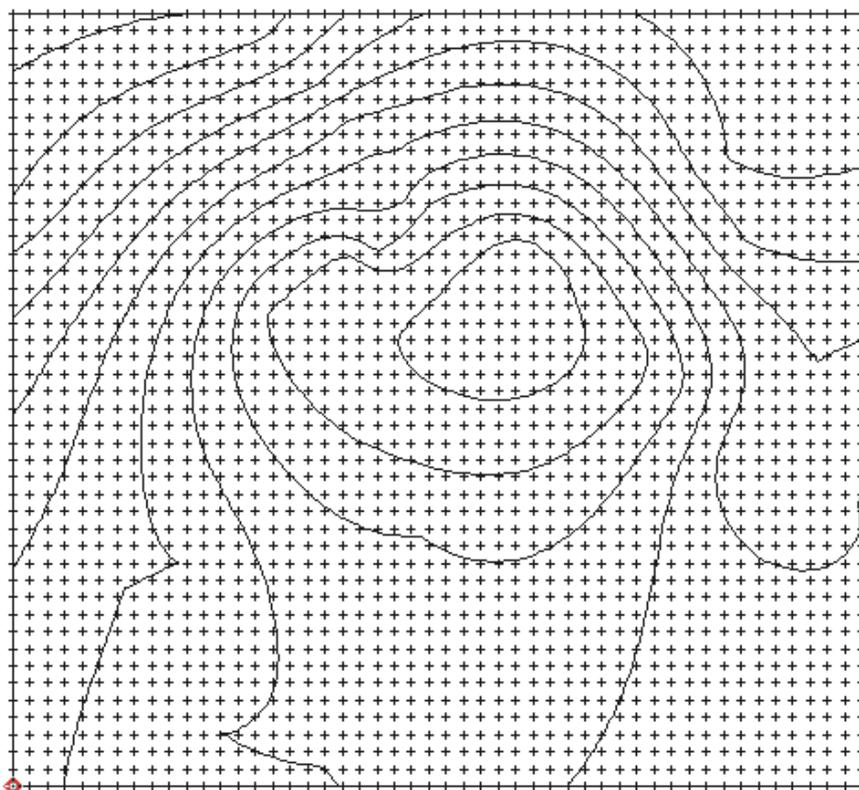
drenagem era conhecida, de modo que a rede de fluxo cobrisse uma fração maior da área de estudo.

Os pontos de drenagem levantados em campo foram utilizados para a composição das rede de fluxo, os pontos PD5, PD6, PD7, PD12, PD13 e PD14 foram usados nas redes em planta e os pontos PD17 e PD19, nas redes em perfil. Nesses pontos, a carga total é igual à cota da superfície do terreno, já que a água está aflorando. Segundo Cleary (1989), quando uma linha equipotencial cruza um rio, o valor do potencial iguala-se à altitude do rio naquele ponto.

As linhas equipotenciais foram traçadas pelo programa Surfer, que emprega uma planilha eletrônica com valores de x, y e z para interpolar os valores dos diferentes pontos, gerando isolinhas de carga total (ou linhas equipotenciais). Utilizando-se o programa AutoCad, foram obtidos os valores de x e y para cada um dos pontos da rede de fluxo. O valor de z é exatamente igual a carga total calculada para cada dia em cada piezômetro. Os valores de x, y e z foram então digitados em planilhas do programa Excel. O Surfer utiliza essas planilhas e interpola os seus valores, criando uma malha (Figura 34), que é um arquivo onde os valores de z têm arrumação espacial retangular e regular.

A partir desse ponto, cada malha foi transformada em um gráfico, representando um mapa equipotencial. Foram gerados ainda no Surfer mapas de vetores superpostos aos gráficos criados anteriormente. O mapa de vetores é criado através de cálculos que estimam a direção e a magnitude dos fluxos a partir das informações contidas na malha previamente gerada. Cada seta representa a direção do vetor e a magnitude, que se refere ao gradiente hidráulico, no primeiro ponto de cada seta (ponto de origem). As linhas equipotenciais foram, então, exportadas para

o AutoCad, para que fossem georeferenciadas, editadas e integradas aos mapas topográficos, e, por último, os divisores de água subterrânea foram traçados.

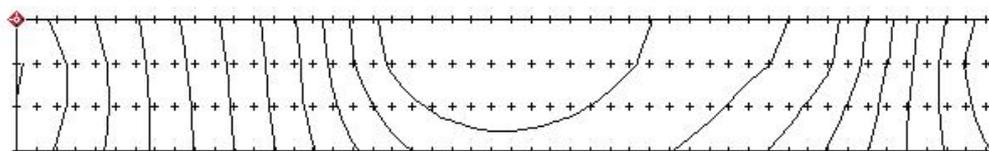


**Figura 34** - Exemplo da malha gerada pelo programa Surfer a partir das informações de localização dos piezômetros (valores de  $x$  e  $y$ ) e das cargas totais de cada aparelho (valor de  $z$ ). Cada cruzeta representa um valor de  $z$ , obtido pela interpolação dos valores de carga total. As isolinhas são traçadas pelo próprio programa a partir dos valores das cruzetas.

#### 5.1.6.2 Mapas equipotenciais em perfil

Os mapas equipotenciais em perfil foram elaborados da mesma forma dos feitos em planta. A principal diferença consiste nos valores de  $x$  e  $y$  de cada ponto. Os valores de  $x$  e  $y$  foram obtidos através dos perfis topográficos elaborados no programa AutoCad, que já continham a localização e a profundidade de cada aparelho. Esses valores foram transferidos para uma planilha do Excel e, nesse programa, os valores de  $z$  (carga total) foram inseridos.

O Surfer utilizou essas planilhas e gerou uma malha (Figura 35) para cada planilha. Cada malha foi transformada em um gráfico, representando um mapa equipotencial. Foram gerados ainda no Surfer mapas de vetores superpostos aos gráficos criados anteriormente, da mesma forma como feito para as redes em planta. As linhas equipotenciais foram, então, exportadas para o AutoCad, para que fossem editadas e integradas ao perfil topográfico.



**Figura 35** - Exemplo da malha gerada pelo programa Surfer a partir das informações de localização dos piezômetros (valores de x e y) e das cargas totais de cada aparelho (valor de z). Cada cruzeta representa um valor de z, obtido pela interpolação dos valores de carga total. As isolinhas são traçadas pelo próprio programa a partir dos valores das cruzetas.

### 5.1.7 Modelagem matemática dos fluxos de água subterrânea

A primeira etapa da modelagem matemática dos fluxos de água subterrânea em três dimensões foi a escolha do programa ou aplicativo matemático. As características básicas do programa testado foram descritas na seção 5.1.4 dessa tese. As características do modelo matemático foram baseadas no modelo conceitual do comportamento hidrológico da área de estudo, que foi sendo construído a partir das pesquisas sistemáticas realizadas pelo laboratório GEOHECO, incluindo a presente pesquisa.

A escolha do programa Feflow 5.3 foi feita depois que testes em diferentes programas mostraram que o Feflow apresentava desempenho superior entre os

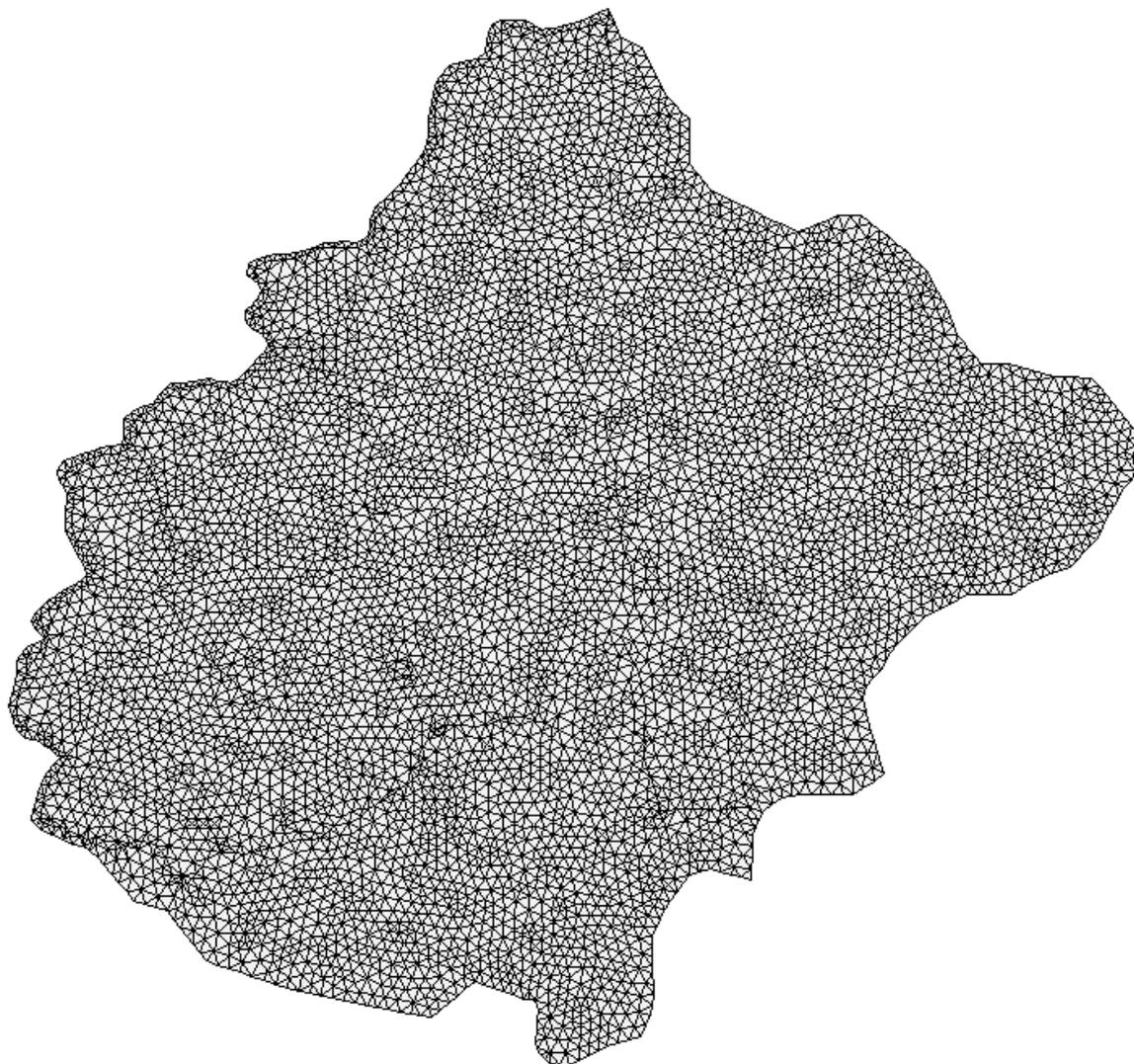
programas testados, e, se mostrou mais eficiente para analisar o problema aqui modelado.

A malha triangular de elementos finitos gerada pelo Feflow (figura 36), diferente das malhas de diferenças finitas, não são regulares e, portanto, os elementos da malha não têm um tamanho fixo. Durante a geração da malha, o tamanho e formato exato de cada elemento dependem da geometria da malha, do grau de refinamento da mesma, além dos pontos impostos à malha, que são pontos impostos pelo usuário, onde nós serão criados. Além do polígono da área de estudo, os vértices das linhas representando os rios foram utilizados como pontos impostos, para discretização da malha. A geração da malha pode ser feita de três formas, automaticamente, por área ou gradual. A opção utilizada foi a automática, que gera uma malha para toda a área.

O domínio de fluxo é dividido, pelo programa, em fatias e camadas. As camadas são tridimensionais e podem se diferenciar, ou não, nas suas características. As fatias são os planos bidimensionais superiores e inferiores da cada camada. Portanto, quando o domínio de fluxo é criado, sempre existe uma fatia a mais do que o número de camadas. Quando o número de fatias e a altura de cada fatia são inseridos, os triângulos de cada fatia são interligados aos triângulos das demais fatias, criando os elementos da malha e as camadas.

Todas as informações utilizadas no processo de criação da malha, foram geradas a partir de arquivos com extensão SHP, gerados no programa ArcGIS 9.2. O FEFLOW importa esses arquivos e cria a malha com o refinamento definido pelo usuário. O refinamento se refere a quantos triângulos são gerados em média em cada fatia do domínio de fluxo e o refinamento utilizado foi de 5.000 elementos. A

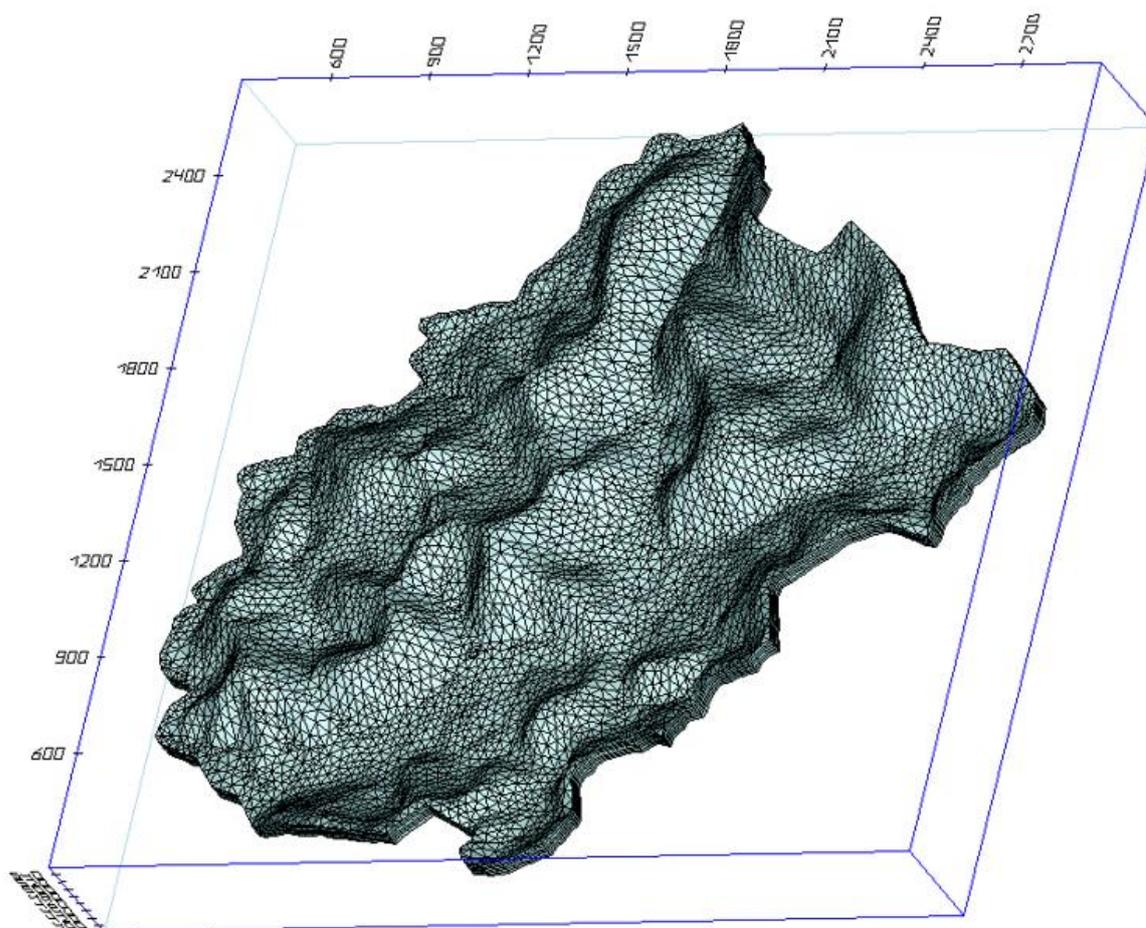
malha gerada para a atual modelagem tem 5.892 nós por fatia e 11.396 elementos por camada, totalizando 68.376 elementos e 41.244 nós.



**Figura 36** – Malha gerada pelo programa FEFLOW, para a área de estudo.

Ao todo foram criadas 6 camadas com 5 metros de profundidade cada, portanto o problema tem 7 fatias, a figura 37 mostra uma visão do domínio de fluxo gerado. Existem diferentes tipos de fatias e cada uma deve ser especificada, os tipos de fatias são:

- Livre e móvel (“free and movable”) – aquífero livre. O topo da camada coincide com as cargas calculadas, portanto a malha se torna móvel. Essa opção só existe para a fatia superior (primeira fatia).
- Freática (“phreatic”) – aquífero livre com malha fixa, a malha não se move.
- Fixa (“fixed”) – camada confinante com malha fixa.
- Indeterminado (“unspecified”) – se adapta automaticamente de acordo com a fatia localizada acima desta. Se estiver abaixo de uma fatia livre e móvel, a fatia será móvel e se estiver abaixo de uma fatia freática, essa camada poderá ser saturada apenas parcialmente como uma camada freática.



**Figura 37** – Domínio de fluxo gerado no programa FEFLOW, a partir da malha, das camadas e da topografia da área.

As fatias criadas foram especificadas da seguinte forma, a primeira fatia foi configurada como freática, com uma restrição para que as cargas não pudessem ter valor acima da superfície do terreno, a última fatia (camada inferior) como fixa e as fatias intermediárias (da camada dois à camada seis) como indeterminadas. O fluxo modelado foi definido no programa como fluxo transiente em aquífero livre, em meio saturado e em três dimensões.

A condição de contorno do tipo 1(carga) foi imposta nos nós da malha, correspondentes aos vértices das linhas que representam os rios e que tinham sido previamente impostos durante a criação da malha. Para definir o valor da carga que seria inserida em cada ponto, um arquivo SHP foi preparado no ArcGIS 9.3. As linhas (vetores) que representam os rios foram transformadas em pontos, com a utilização da ferramenta “feature vertices to points”, então os valores altimétricos de cada ponto foram obtidos através da ferramenta “surface spot”, que calcula os valores para cada ponto, baseado nos valores do MDE da EEBV. Como a drenagem foi conferida em campo e a maior parte dos canais não são profundos (20 cm de profundidade em média), os valores gerados a partir do mapa topográfico, para a maior parte dos canais foi aceito, sendo esses valores corrigidos pelo levantamento de campo feito com estação total.

Para minimizar os efeitos da carga inicial imposta, foi realizada uma simulação por um longo período, usando os valores da topografia menos 5 metros como carga inicial. O tempo que levava para as cargas se tornarem constantes (aproximadamente 500 dias), que foi observado e as cargas calculadas pelo programa foram salvas. Em todas as demais simulações, esses valores salvos foram importados e utilizados como cargas iniciais.

A condutividade hidráulica escolhida para a modelagem foi baseada nos ensaios de permeabilidade realizados em campo, no entanto, como os pontos de amostragem são distantes uns dos outros, optou-se por utilizar a média geral dos resultados obtidos ( $4,47 \times 10^{-3}$  cm/s). Como a condutividade hidráulica é uma propriedade do solo muito variável espacialmente, a simples interpolação dos resultados não foi considerada apropriada.

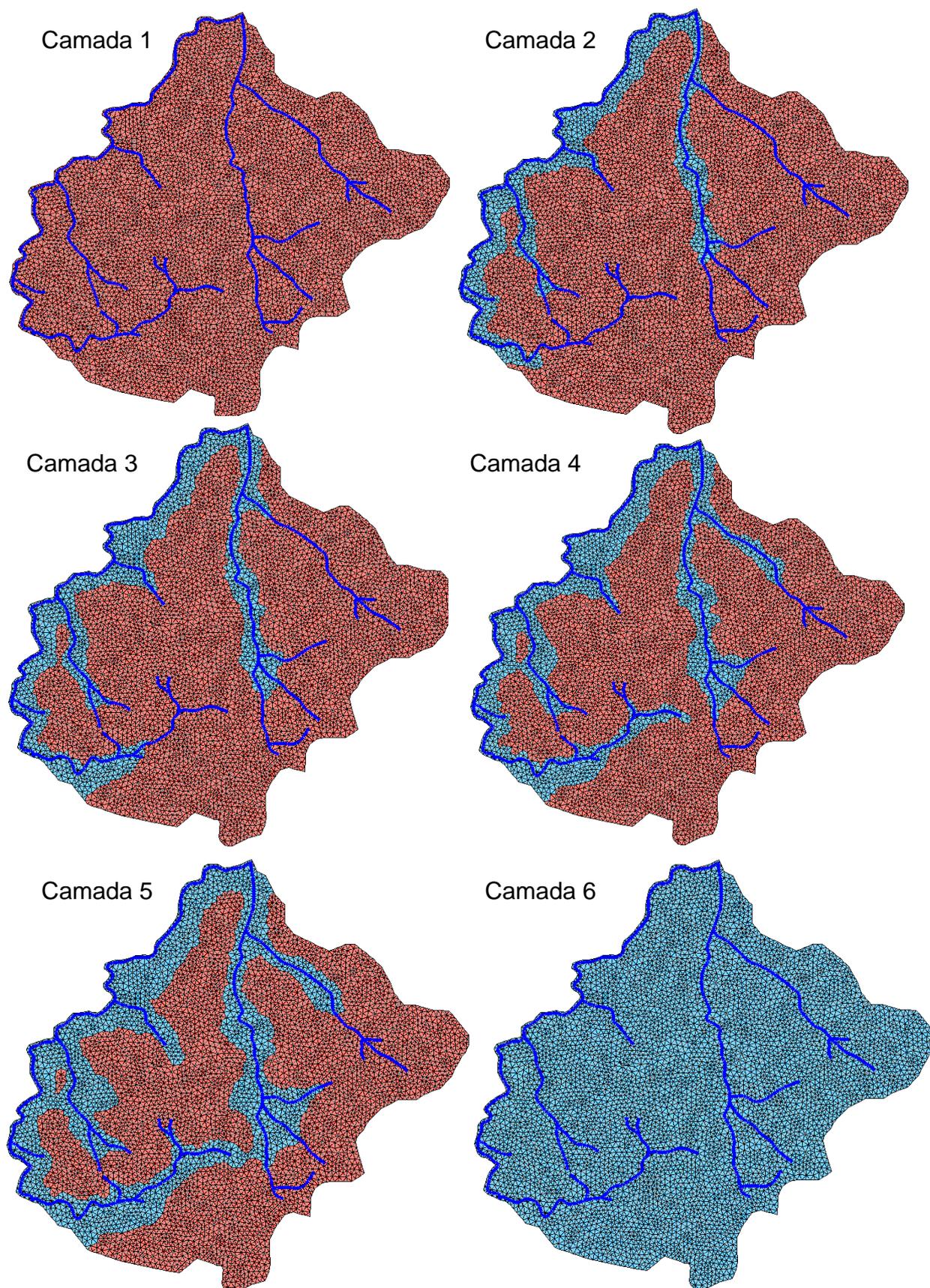
Inicialmente o valor médio foi inserido em toda a área do modelo, nas cinco camadas superiores, e, na última foi inserido um valor muito baixo ( $1 \times 10^{-12}$  cm/s) para simular a rocha sã. Portanto, o domínio do modelo tem 30 metros de profundidade mas o aquífero tem 25 metros, já que a penúltima fatia é impermeável. No entanto, de acordo com Dantas (1995), os canais de drenagem na bacia do rio Bananal são muito próximos à rocha sã. Para simular essa condição, o mesmo valor da última camada foi inserido também nas áreas próximas aos canais e essa área foi sendo expandida, tendo como referência as curvas de nível, nas camadas inferiores, a figura 38 mostra como foram inseridos os valores em cada fatia.

Com o modelo pronto para ser simulado, alguns testes foram feitos, e, a partir dos resultados, a calibração do modelo foi feita comparando as cargas calculadas pelo programa, com as cargas observadas em campo, nos piezômetros. O modelo foi sendo ajustado até se obter uma calibração satisfatória. A partir do melhor resultado de calibração obtido, chegou-se a um modelo padrão, usado para simular outras condições e cenários.

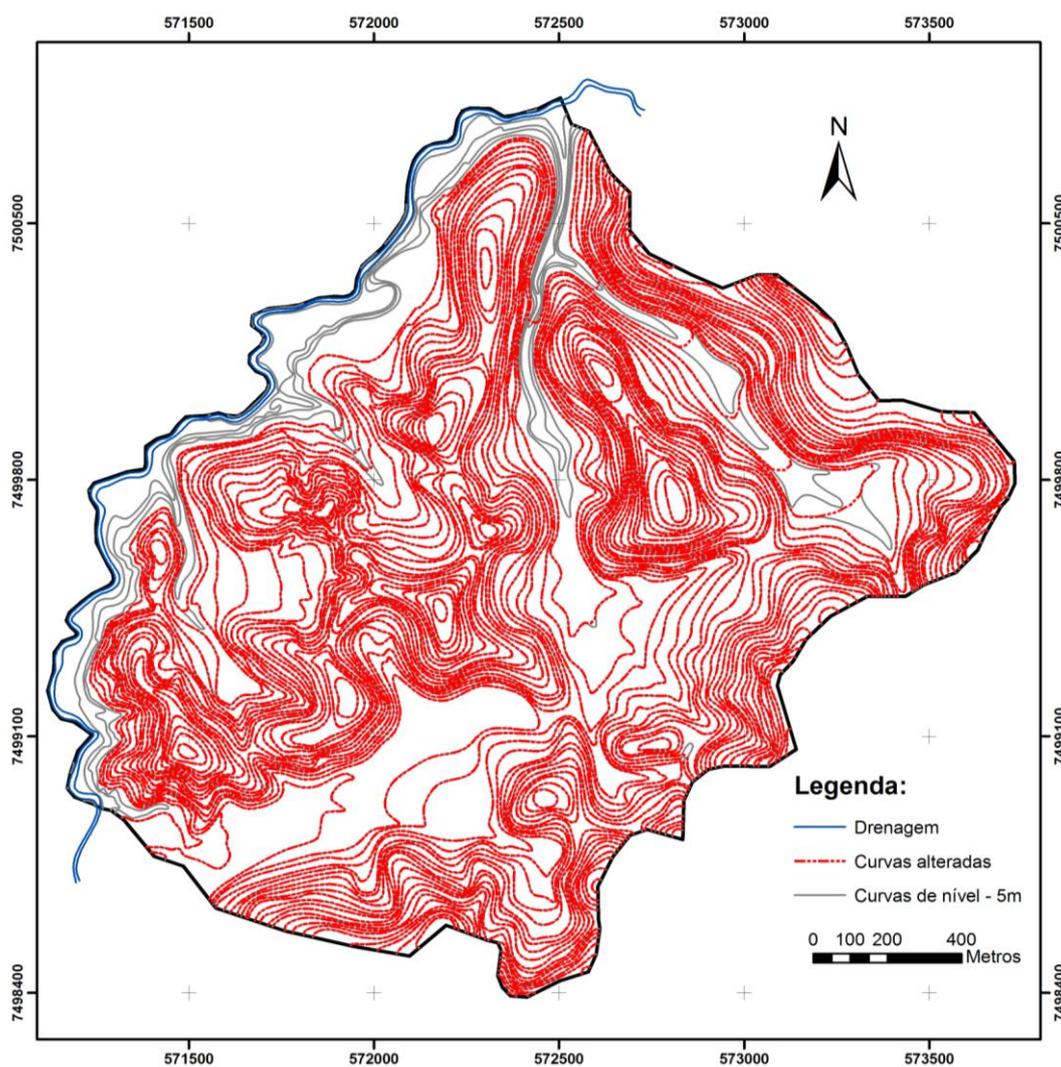
A partir do entendimento que a recarga da chuva local não é o único input de água no sistema, alguns testes foram feitos com recargas acumuladas de 2, 3 e 4 meses, baseadas nos tempos de resposta entre as chuvas locais e o comportamento das cargas hidráulicas. Esses modelos com recarga acumulada

também foram calibrados, como havia sido feito com a chuva local. A observação das calibrações mostrou que a chuva acumulada de 4 meses resultou em maiores áreas de pirataria de água subterrânea; esse fato foi levado em conta, já que assim a influência da rede de canais no fenômeno da pirataria poderia ser melhor analisado, além disso, como comentado anteriormente, as melhores calibrações nos piezômetros localizados dentro do anfiteatro da Bela Vista foram sempre com recarga acumulada. Portanto, nos cenários construídos a recarga de 4 meses acumulados foi utilizada.

O primeiro teste foi simular a condição da área de estudo no período de transição do Pleistoceno para o Holoceno, quando a rede de canais foi entulhada de sedimentos (COELHO NETTO et al., 1994). Para essa simulação, a topografia foi redesenhada no programa ArcGIS, de modo que, a planície de inundação do rio Piracema fosse elevada. Além disso, o entalhe das cabeceiras tributárias foi suavizado, simulando a agradação do relevo, a figura 39 mostra as curvas de nível originais e as modificações feitas. Os canais tributários do rio Piracema também foram retirados nesse modelo, deixando apenas o rio Piracema. No programa FEFLOW, as cargas que representam o rio Piracema no modelo foram elevadas em 20 metros, já que os depósitos fluviais relativos à esse período têm espessura próxima a essa. A figura 40 mostra um detalhe, próximo ao rio Piracema, dos domínios de fluxo resultantes de cada topografia.

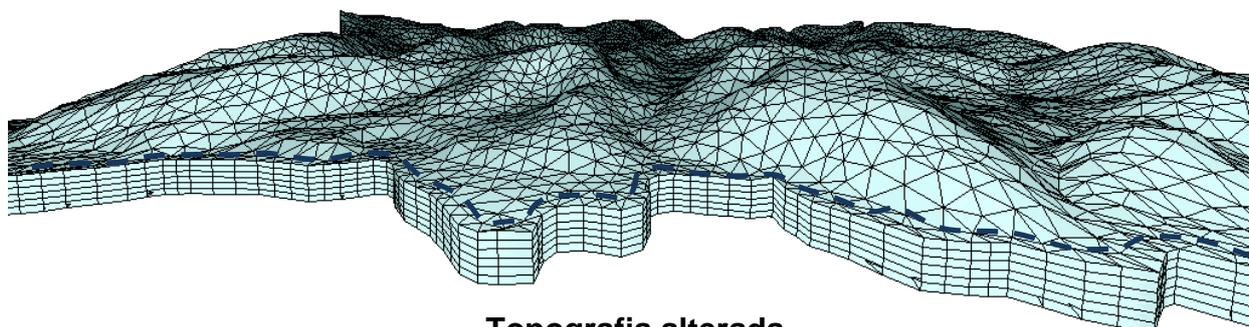


**Figura 38** – Áreas onde foram inseridas as condutividades hidráulicas, na área vermelha a condutividade é de  $4,47 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$  e na área azul de  $1 \times 10^{-12} \text{ cm/s}$ .

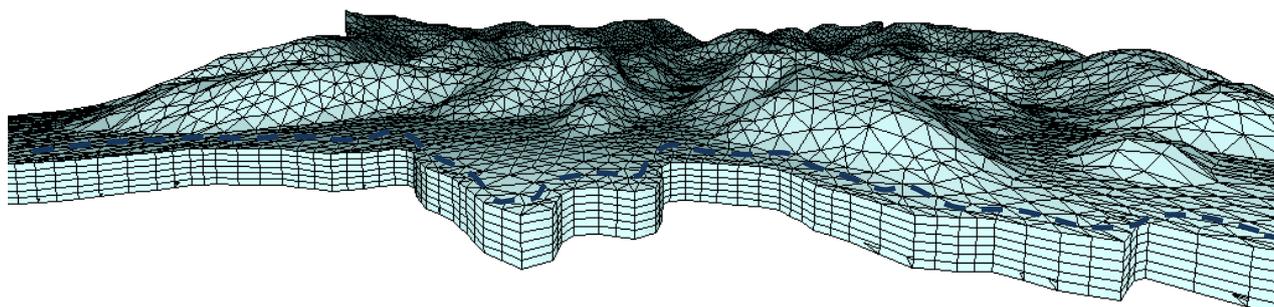


**Figura 39** – Comparação entre as curvas de nível originais (em cinza) e as curvas de nível alteradas (em vermelho), feitas para simular as condições da topografia e da drenagem do período da transição Pleistoceno-Holoceno.

### Topografia atual

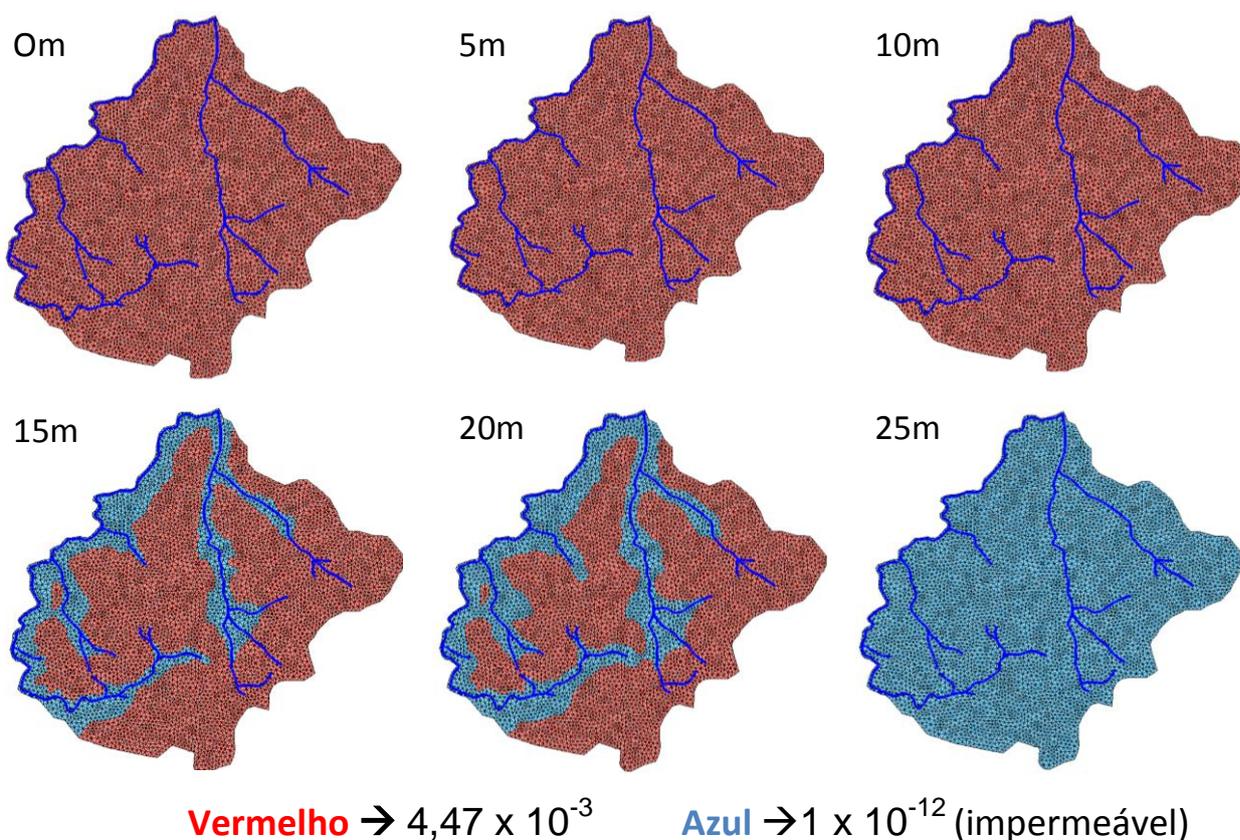


### Topografia alterada



**Figura 40** – Detalhe mostrando as diferenças entre os domínios de fluxo gerados a partir da topografia atual e da topografia alterada. A linha tracejada mostra a localização aproximada do rio Piracema.

Para os testes com o rio Piracema elevado, em toda a área das camadas 2 e 3 foi inserido o valor médio dos resultados obtidos nos ensaios de campo, como feito para a camada 1 da figura 39. Como os fundos de vale estavam entulhados de sedimentos, e, por isso, os rios não se encontravam próximos da rocha sã, como acontece na atualidade, os valores de condutividade hidráulica das camadas 2 e 3 foram alterados, como mostra a figura 41.



**Figura 41** – Áreas onde foram inseridas as condutividades hidráulicas, nos testes com o rio Piracema elevado.

A segunda simulação foi feita a fim de se entender o comportamento da rede de fluxos frente às mudanças ocorridas no Holoceno inferior, quando a vegetação florestal já se encontrava nesse ambiente e os canais principais dissecavam as calhas entulhadas durante a fase de transição Pleistoceno-Holoceno. Para essa

simulação o rio Piracema foi inserido no seu nível atual, ou seja, rebaixado em relação à primeira simulação, os canais tributários ainda não foram inseridos.

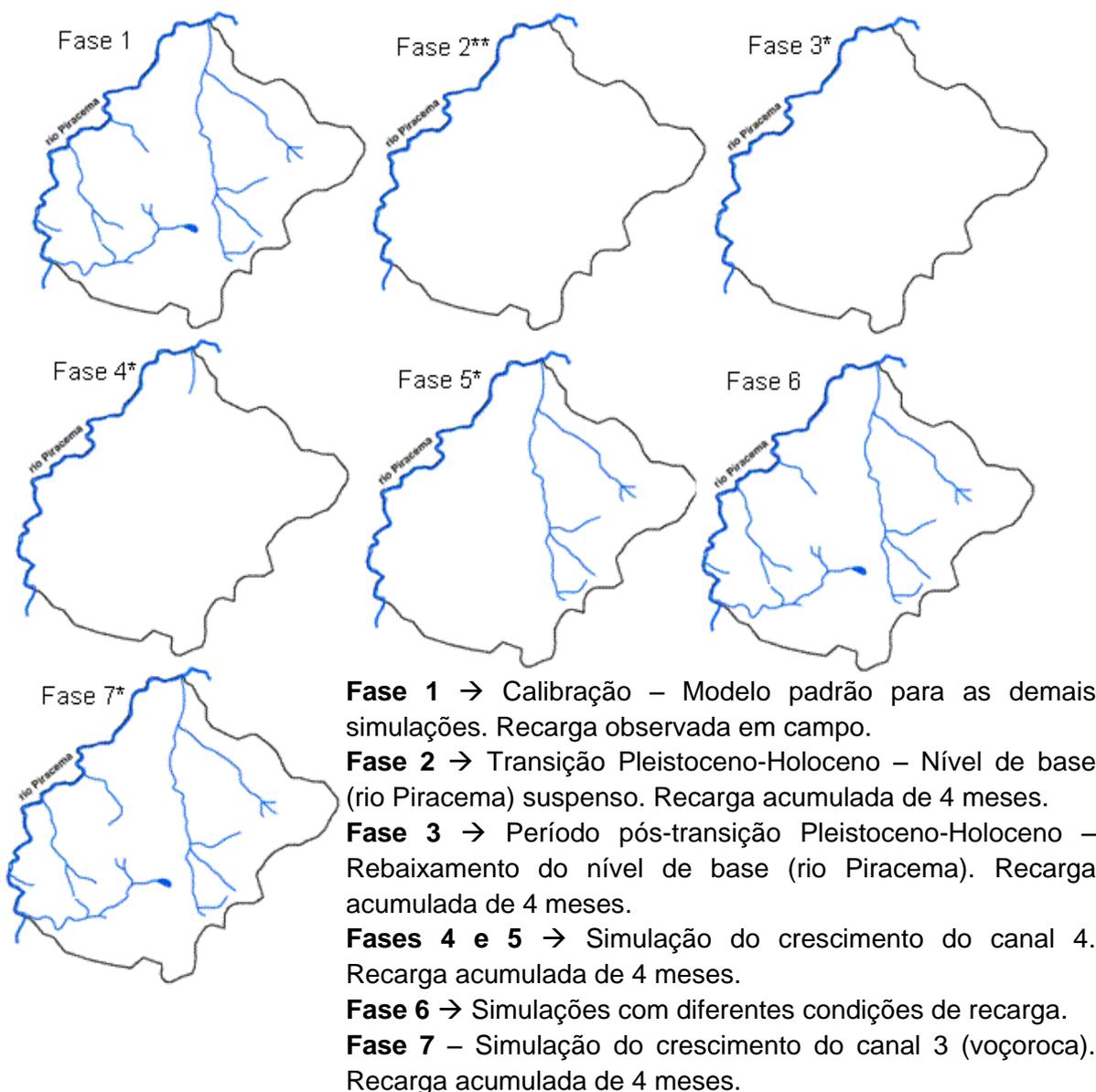
A partir da observação das mudanças ocorridas na rede de fluxos, o crescimento dos canais começou a ser simulado, utilizando ainda a mesma configuração de topografia. Para isso, simulações foram feitas com o canal da cabeceira 4 iniciando seu crescimento a partir do rio Piracema, e, depois com esse mesmo canal mais evoluído. O mapa da rede de canais foi alterado, no ArcGIS, e os arquivos resultantes foram importados no FEFLOW.

Para analisar as condições de recarga desse sistema e entender como a rede de fluxos responde às entradas pontuais acumuladas de 2 a 4 meses como demonstraram os estudos de Leal (2004), Rocha Leão (2005) e Fonseca et al. (2002), uma nova fase de simulações foi feita utilizando a topografia atual e todos os canais tributários observados na atualidade. Nessa nova fase, foi utilizada a recarga mensurada em campo, além de recargas acumuladas de dois, três e quatro meses. Por último, foi feita uma simulação com o canal do voçorocamento (na cabeceira 1) desenvolvido até as proximidades do divisor com a cabeceira 2.

O procedimento de calibração realizado para a condição de chuva normal, foi feito também para outras as condições de recarga simuladas, para ver a qual condição de entrada de chuva o modelo dá respostas mais próxima da realidade. A figura 42 sintetiza as diferentes fases da modelagem.

Ressalta-se que na fase 1, a recarga utilizada foi a observada em campo. Nas fases, 2, 3, 4, 5 e 7, a recarga utilizada foi a acumulada de 4 meses e na fase 6 foram testadas as recargas acumuladas de 2, 3 e 4 meses.

Todos os resultados foram mostrados para a profundidade de 20 metros, pelo fato de, nessa profundidade, as áreas de pirataria de água subterrânea serem mais evidentes.



**Figura 42** – Esquema sintetizando as fases da modelagem. \* - Apenas rede de canais foi modificada em relação a atual; \*\* - Topografia e rede de canais foram modificados.

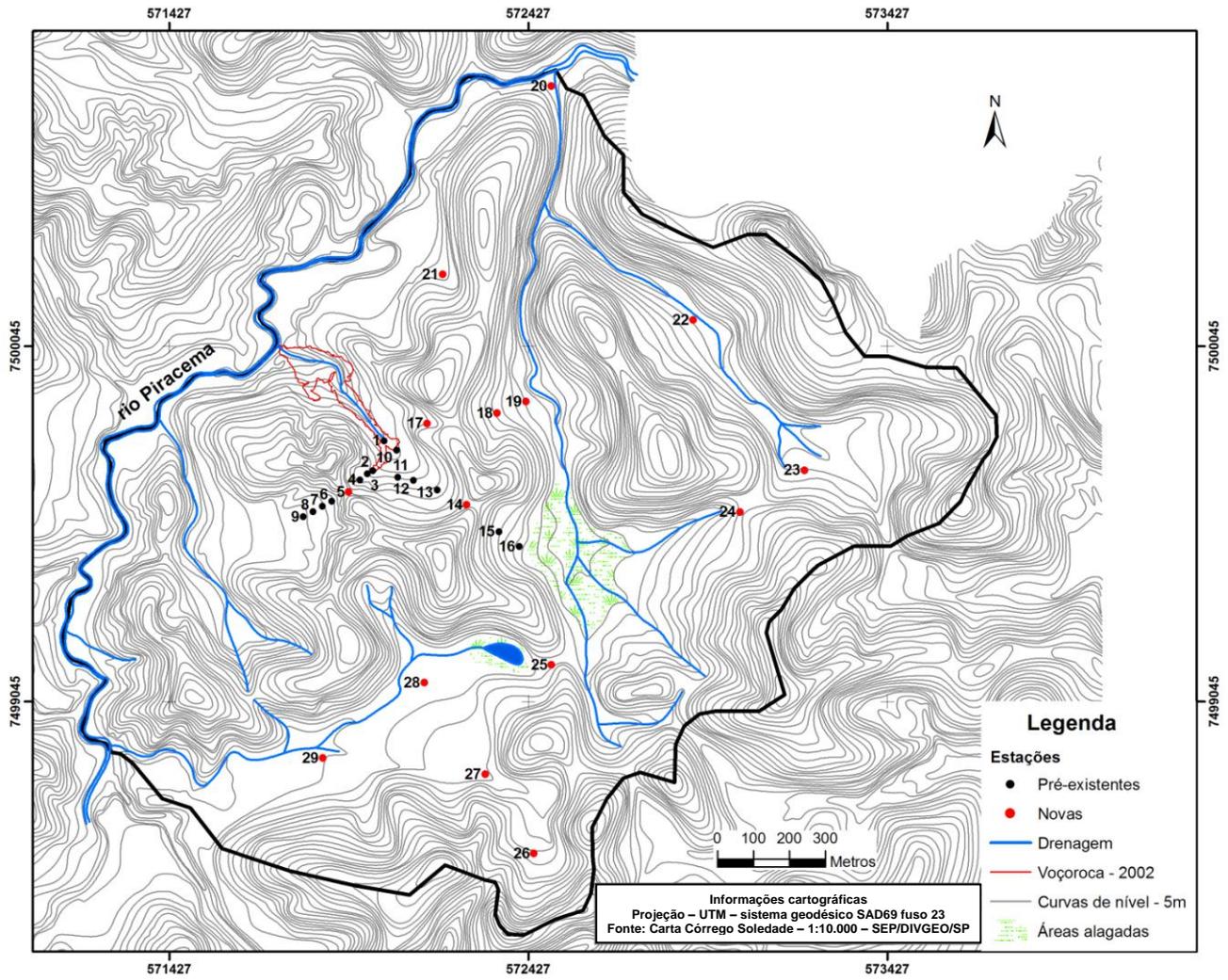
## 5.2 Procedimentos de campo

Trabalhos de campo com duração de um a dois dias foram realizados por, praticamente, todo o período da pesquisa, em média, uma vez por mês, para coleta dos dados e manutenção dos aparelhos. A instalação dos equipamentos foi feita em campanhas adicionais.

### 5.2.1 Ampliação da rede piezométrica

A rede de estações de poços e piezômetros (do tipo Casagrande), já instalada dentro do anfiteatro da Bela Vista, foi estendida às cabeceiras de drenagem vizinhas (figura 43). As estações instaladas durante essa fase de expansão da rede foram as estações 5, 14, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28 e 29. A instalação da rede foi concluída em dezembro de 2006. As estações em preto na figura 43, eram pré-existentes, sendo as restantes, em vermelho, instaladas durante atual fase da pesquisa. As sondagens realizadas para a instalação das estações 5 e 14, foram feitas por percussão (SPT). As demais estações novas foram instaladas através de sondages feitas com um trado mecânico (figura 44).

Como as estações 5 e 14 estão localizadas nos divisores topográficos do Anfiteatro da Bela Vista e era necessário o conhecimento da profundidade da rocha sã, a empresa Solobase foi contratada para a realização de sondagens à percussão até a profundidade da rocha sã. Foram realizados 4 furos de sondagem à percussão com circulação de água e protegidos por revestimento de 2 ½". A extração das amostras processou-se com a cravação de amostrador padrão, com 2" e 1 ¾" de diâmetro externo e interno.



**Figura 43 - Localização das estações de poço e piezômetro dentro da área de estudo.**



**Figura 44 - A) sondagem sendo feita com trado mecânico; B) sondagem por percussão (SPT).**

A maior parte das sondagens foi feita com trado mecânico com broca de 4”, porque o laboratório GEOHECO possui um trado desse tipo, e, por isso, foi relativamente fácil e barato utilizá-lo. No entanto, este equipamento só permite a perfuração até o nível do lençol freático. Tal limitação faz com que o piezômetro ou poço seque quando o nível da água fica abaixo da elevação do dia de instalação.

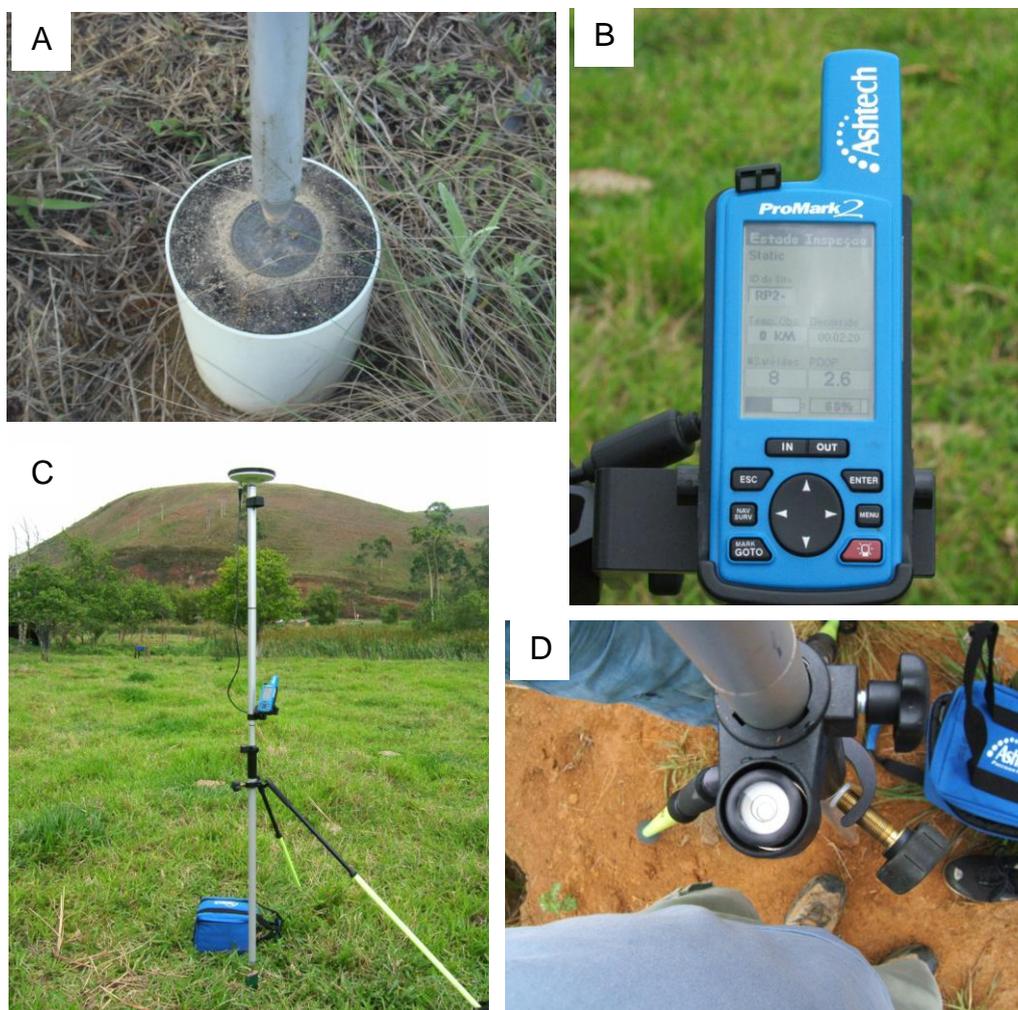
Durante as sondagens, amostras das camadas de solo foram coletadas para que fossem analisadas quanto a sua granulometria. Em cada estação foram feitos dois furos em média: um, para instalação do poço e outro, para instalação do piezômetro.

### **5.2.2 Nivelamento da rede de poços e piezômetros**

Todas as estações de poços e piezômetros foram niveladas com o uso de dois pares de DGPS topográfico Ashtech Promark 2, devidamente acoplados aos tripés e às antenas externas (Figura 45). A aquisição dos pontos foi feita de maneira simultânea com a leitura contínua em dois marcos fixos, na estação altimétrica RN-9020G (Referência de nível do IBGE) localizada na cidade de Bananal e num marco materializado no Anfiteatro da Bela Vista. Os aparelhos DGPS permaneceram durante duas horas sobre cada estação piezométrica e durante todo o período de rastreamento nos marcos fixos. Os dados foram descarregados em um computador e foram pós-processados no software “Ashtech Solutions”.

As altitudes elipsoidais ou geométricas (referidas ao elipsóide) obtidas foram convertidas em altitudes ortométricas (referidas ao geóide). A conversão das coordenadas planialtimétricas foi feita através do software “MAPGEO 2004” do

IBGE, que tem como entrada as coordenadas geográficas e como saída a diferença entre as altitudes ortométrica e geométrica no ponto determinado.



**Figura 45** – A – Marco fixo materializado no Anfiteatro da Bela Vista; B – Detalhe do aparelho DGPS; C – Conjunto com DGPS acoplado no tripé e antena e D – Detalhe do nivelamento da antena.

### 5.2.3 Obtenção da elevação de pontos da drenagem

O levantamento de precisão de alguns pontos de elevação da rede de drenagem, foi feito entre os dias 15 e 23 de agosto de 2005, com estação total, pela empresa META LTDA. A partir da do marco fixo na Fazenda Bela Vista e da materialização de diversos marcos fixos de apoio, por toda a área de estudo, a

elevação dos pontos de drenagem de interesse foi obtida. A figura 46 ilustra o levantamento topográfico realizado



**Figura 46** – A) Detalhe do marco de apoio ao levantamento topográfico; B) Estação Total; C) Prisma refletor que serve para captar o ponto que se deseja obter; D) Operação da estação total; E e F) Detalhes da Estação Total e G) Exemplo da obtenção de um ponto.

#### 5.2.4 Ensaios de permeabilidade em campo

Os ensaios de campo utilizados para a determinação da permeabilidade dos solos (K), foram do tipo “slug test” de injeção e foram realizados nos piezômetros 1, 2, 5, 7, 12, 13, 17, 20, 21, 22, 25, 26, 27, 28 e 29 (figura 47). A quantidade de água utilizada em cada teste é muito alta, e, por isso, alguns piezômetros não puderam ser testados por causa da sua localização que inviabilizou o transporte da água. Os ensaios foram realizados a partir das seguintes etapas.

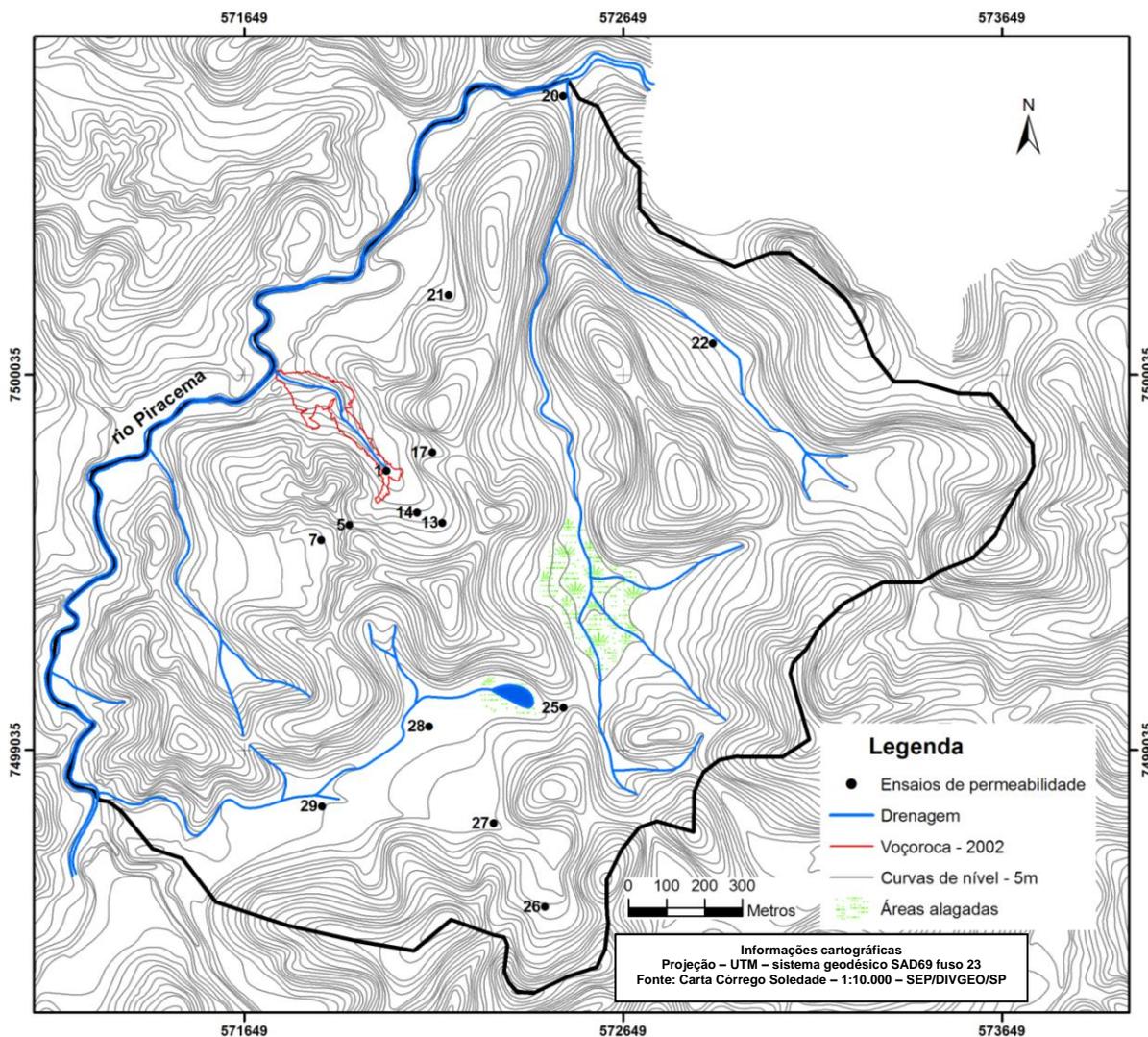
- 1- Mensuração do nível piezométrico pré-teste
- 2- Preenchimento do piezômetro com água limpa
- 3- A medida que a água infiltra e o nível abaixa, adiciona-se água até voltar a posição anterior, sempre num intervalo de tempo conhecido
- 4- O volume de água no decorrer do ensaio é plotado em função do tempo

A água deve ser inserida continuamente para que se crie uma condição de carga constante no interior do piezômetro. O ensaio é dado como concluído quando a razão  $dv/dt$ , que é a vazão  $Q$ , torna-se constante. O que significa que a vazão do piezômetro para o meio ao redor de sua ponteira atingiu a condição de fluxo permanente (Steady State Condition).

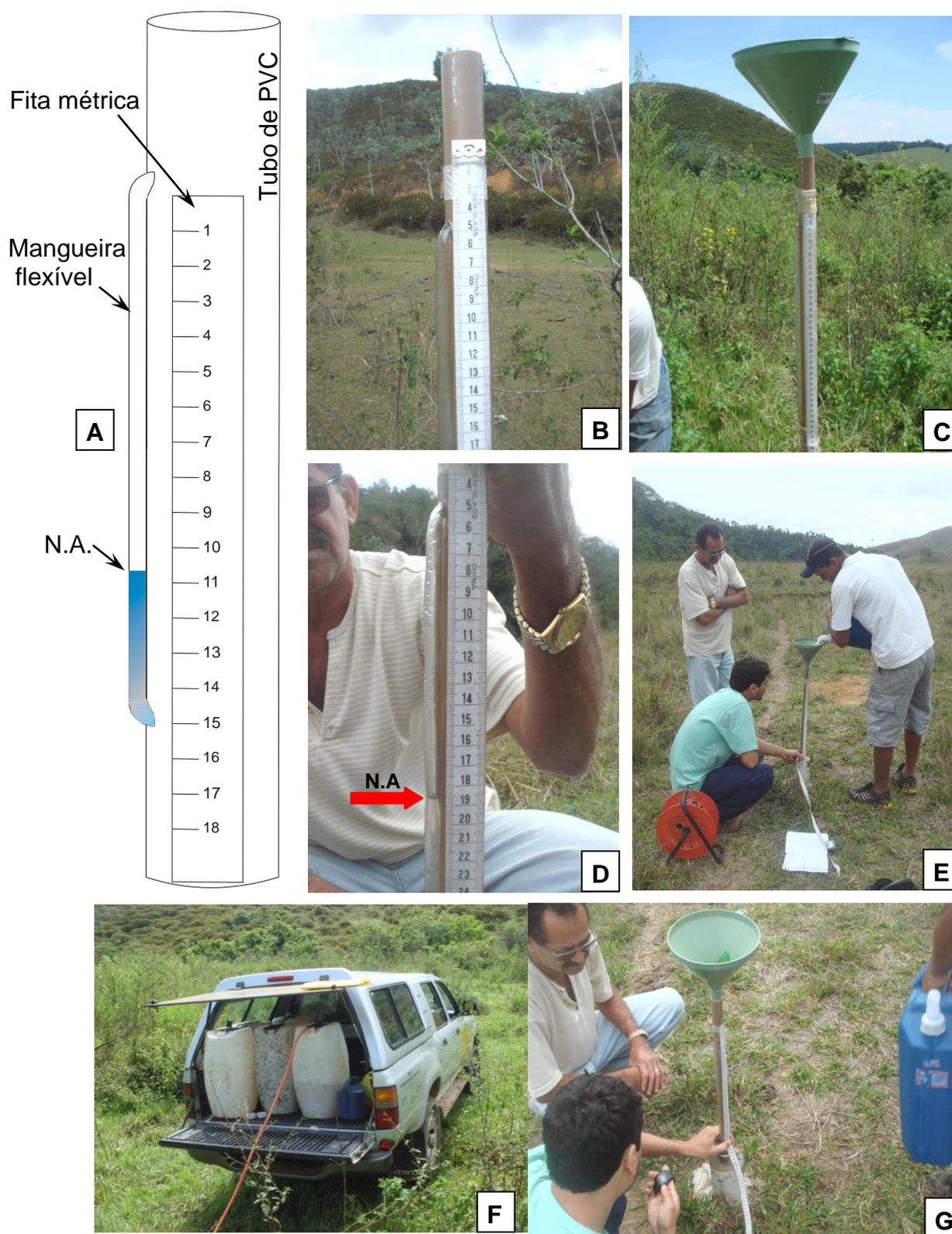
Para a realização dos ensaios de permeabilidade nos piezômetros previamente instalados, foram seguidos procedimentos utilizados por Avelar (1992), onde, ao invés de mensurar o volume d'água adicionado ao piezômetro, mede-se a altura d'água adicionada.

Para mensurar a altura d'água adicionada nos piezômetros, foi conectado aos piezômetros, com uma luva de rosca, um medidor de vazão, feito com um tubo de PVC de  $\frac{3}{4}$ " e 70 cm de comprimento. Uma mangueira flexível e transparente de

50cm foi conectada à parte externa tubo de PVC, além de uma fita métrica, permitindo assim a leitura do nível da água dentro do tubo de PVC. A figura 48, mostra em detalhe o medidor de vazão assim como o ensaio de permeabilidade em campo.



**Figura 47** – Localização dos piezômetros onde os ensaios de condutividade hidráulica foram realizados.

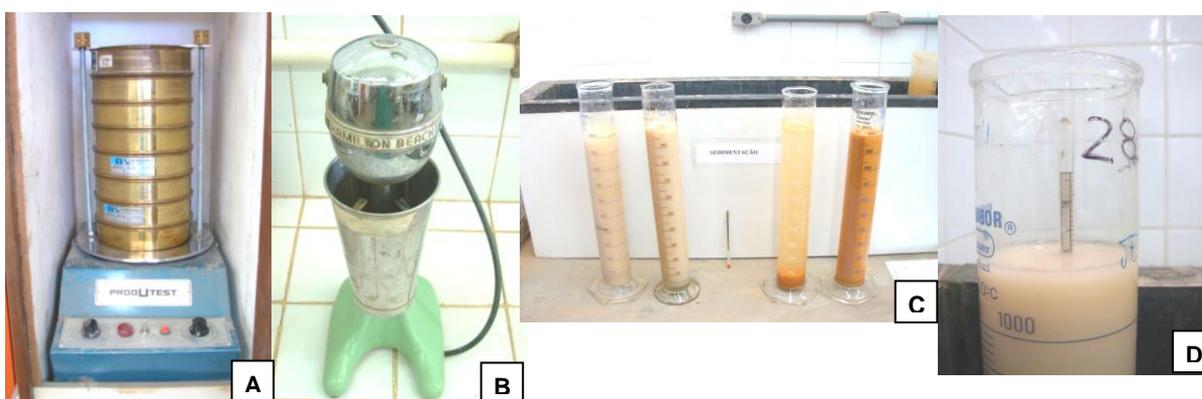


**Figura 48** - A) Desenho esquemático do medidor de vazão confeccionado para realização do ensaio de permeabilidade; B) Detalhe do medidor já acoplado ao piezômetro; C) Medidor com funil acoplado a piezômetro; D) Detalhe da mangueira transparente, onde se lê a altura do nível d'água dentro do medidor de vazão; E) Inserção d'água no medidor de vazão; F) Galões de 60 litros utilizados para transportar água até os piezômetros e G) Foto da mensuração do rebaixamento do nível d'água dentro do medidor de vazão.

### 5.3 Procedimentos de laboratório

#### 5.3.1 Análises granulométricas

Durante as sondagens para instalação dos poços e piezômetros foram coletadas amostras de solo para análise e caracterização textural. As análises dos materiais foram feitas no Laboratório de Geotecnia da COPPE-UFRJ, através de ensaios de granulometria dispersa (peneiramento e sedimentação), segundo os procedimentos da norma técnica da ABNT (NBR 7181/84), e, densidade real dos grãos, segundo o método de ensaio do DNER (DNER-ME 093/94). Foram feitas ainda análises com uma metodologia modificada, sem o uso de defloculante e aparelho dispersor, para algumas amostras, como havia feito Rodriguez (2005) para amostras dessa mesma área. Na metodologia modificada, as partículas do solo não são dispersas, e, por isso, os resultados refletem as condições que os agregados do solo apresentam em campo. A figura 49 ilustra algumas das fases das análises de caracterização das amostras de solo.



**Figura 49** – A) Aparelho agitador, utilizado para separar as frações do solo entre as peneiras de diferente diâmetro; B) Aparelho dispersor; C) Amostras preparadas na proveta para posterior análise da fração argilosa, através do densímetro e D) Detalhe da leitura do densímetro.

#### **5.4 Características, confecção, instalação e funcionamento dos aparelhos de campo**

Nessa tese optou-se pela utilização de piezômetros do tipo Casagrande para a mensuração das cargas hidráulicas e de poços para a mensuração dos níveis da água ao longo dos eixos dos vales escolhidos. Os poços de monitoramento e piezômetros são feitos artesanalmente com tubos de PVC, cola de PVC, linha de pedreiro e tela de nylon.

Para confecção dos poços, primeiro emendou-se, com cola de PVC, quantos tubos fossem necessários para que se conseguisse um tubo com comprimento maior em um metro ao da profundidade do furo onde seria instalado. Fura-se toda a extensão do tubo, deixando-se intactos os dois metros superiores do tubo. Em seguida são cortadas tiras de tela de nylon, com as quais se envolve toda a extensão de tubo perfurada, amarrando-as com linha de pedreiro.

A confecção do piezômetro é parecida com a do poço, porém são furados apenas os 50 centímetros inferiores do tubo, envolvendo essa extremidade com tiras de tela de nylon. A extremidade inferior do piezômetro, que será inserida no furo, é vedada com uma tampa própria para tubos de PVC.

Para instalar os poços, primeiro joga-se areia peneirada grossa e compacta-se a mesma com o uso de um peso amarrado a uma linha de pedreiro, até que a areia atinja a altura aproximada de 30 centímetros. Em seguida, o aparelho é inserido no furo previamente feito, segurando-se o tubo no centro do furo, para que não encoste nas laterais; envolve-se o aparelho com areia grossa até uma profundidade de, aproximadamente, 30 centímetros da superfície do terreno, onde se coloca uma camada de bentonita.

Para instalação do piezômetro, joga-se areia peneirada grossa no fundo do furo de modo a fazer uma camada compacta de areia igual à feita na instalação do poço. O piezômetro é, então, inserido e mantido no centro do furo para que não encoste nas paredes do mesmo; em seguida joga-se mais areia grossa de modo a cobrir toda a extensão furada do cano (ponta porosa). Após essa etapa joga-se uma camada de bentonita para selar a camada de areia e, então, todo o restante do furo é preenchido com o material retirado na perfuração. A instalação dos poços e piezômetros é ilustrada pela figura 50.

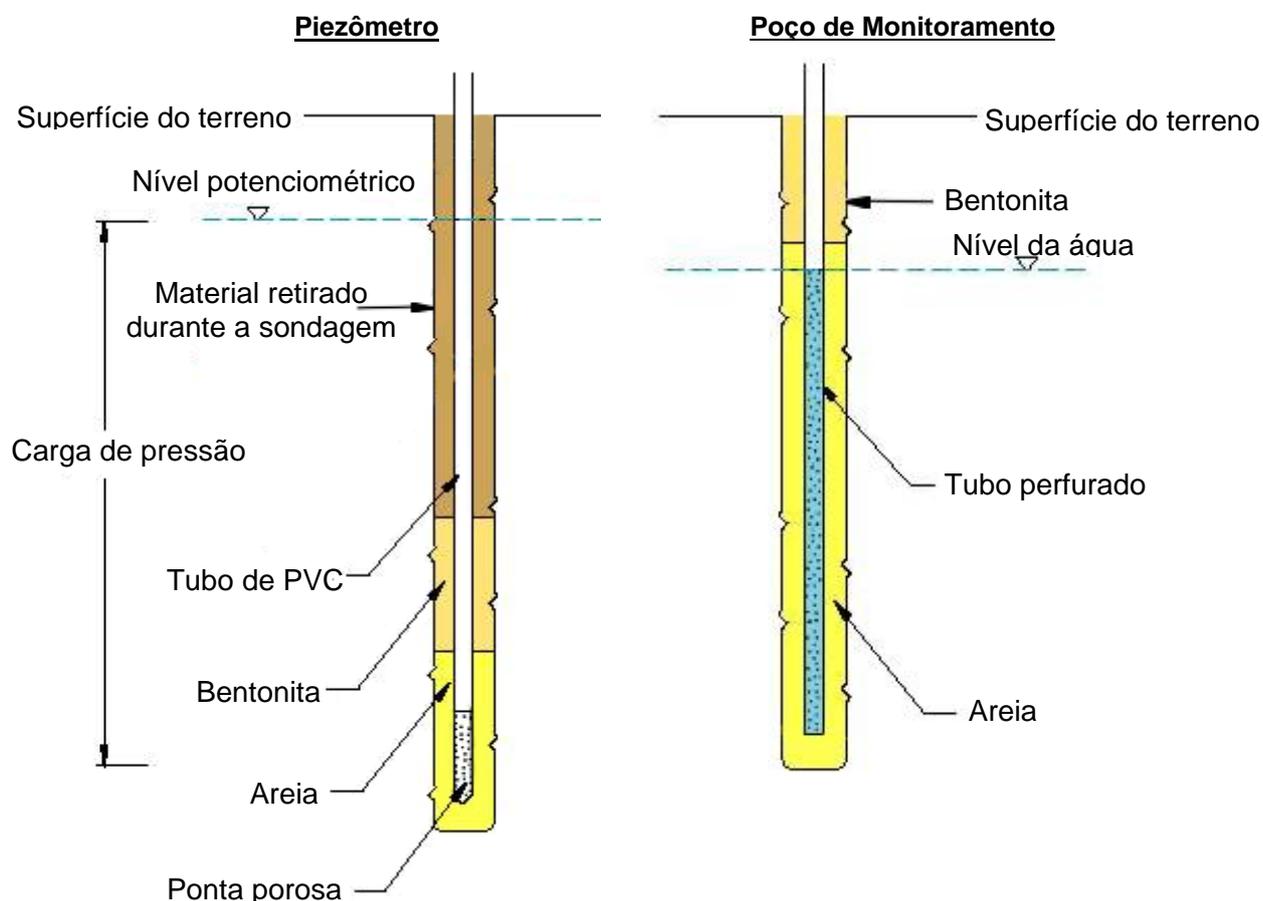
O poço é perfurado em toda a sua extensão porque assim a entrada da água fica desobstruída. A água situada na zona saturada (lençol freático), ao entrar em contato com o poço preenche o espaço vazio do tubo até igualar o nível relativo fora do tubo.

O piezômetro serve para medir a carga de pressão da água em determinado ponto. Por isso, esse aparelho só é perfurado em sua extremidade, pois, na verdade, os dados mensurados nos piezômetros são relativos à profundidade dessa extremidade perfurada, chamada de ponta porosa.

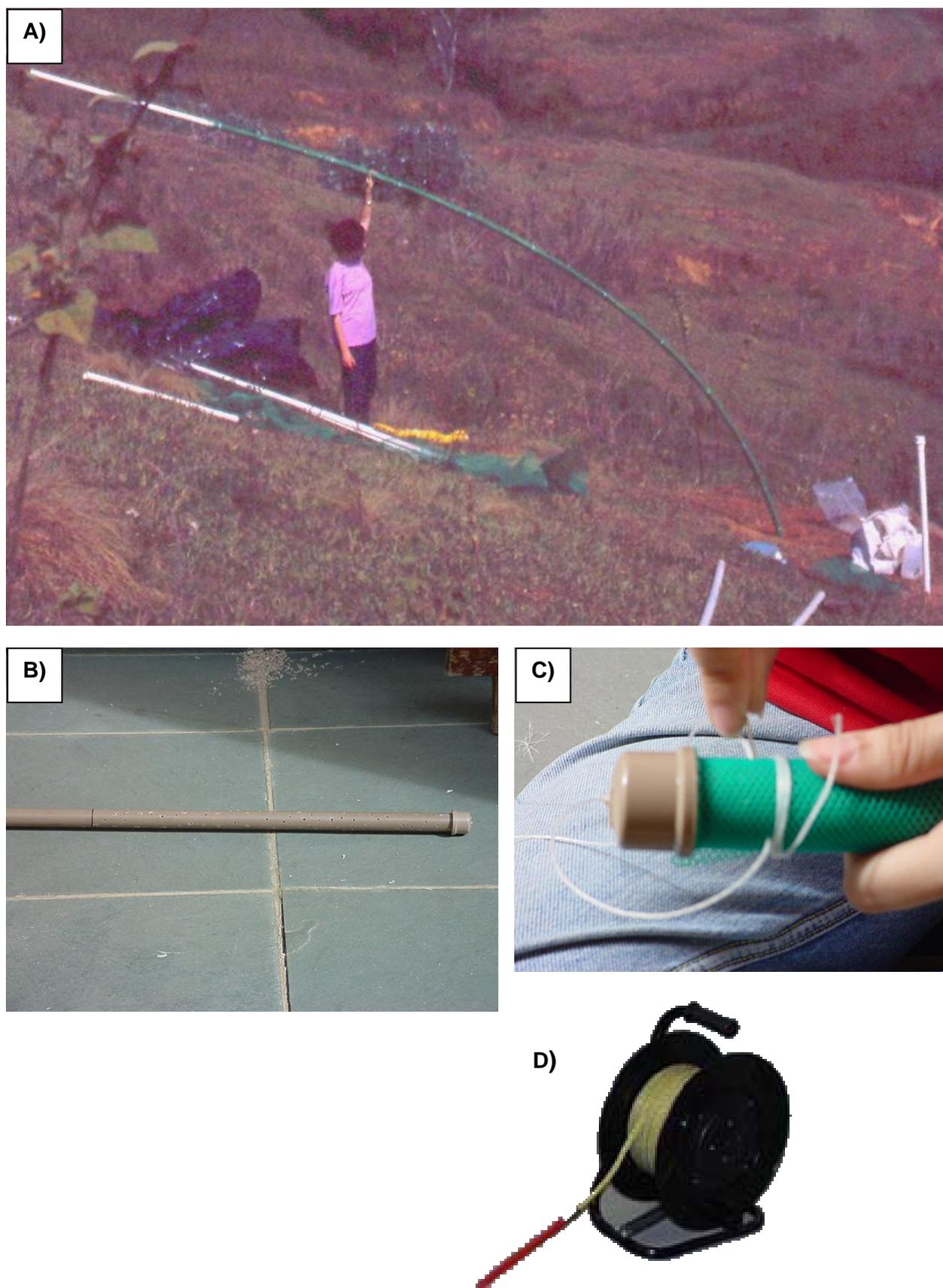
A tela de nylon atua de modo a impedir que os grãos de areia entrem nos aparelhos, entupindo-os. A Figura 51 ilustra a metodologia de instalação e confecção dos piezômetros e dos poços utilizados.

As leituras das cargas de pressão e de nível freático são feitas diariamente por um operador de campo, com um fio do tipo pio, que tem um sensor na ponta, o qual apita ao entrar em contato com a água. A leitura é feita pela introdução do fio no piezômetro ou no poço, contando-se quantos metros foram necessários para fio entrar em contato com a água.

As dificuldades na instalação dos equipamentos (tempo gasto e investimento financeiro), assim como na leitura dos aparelhos (eventuais defeitos no medidor de nível) tiveram como consequência um período amostral descontínuo.



**Figura 50** – Características da instalação dos poços e piezômetros utilizados. (Modificado da figura disponível no site: [www.sisgeo.it](http://www.sisgeo.it)).

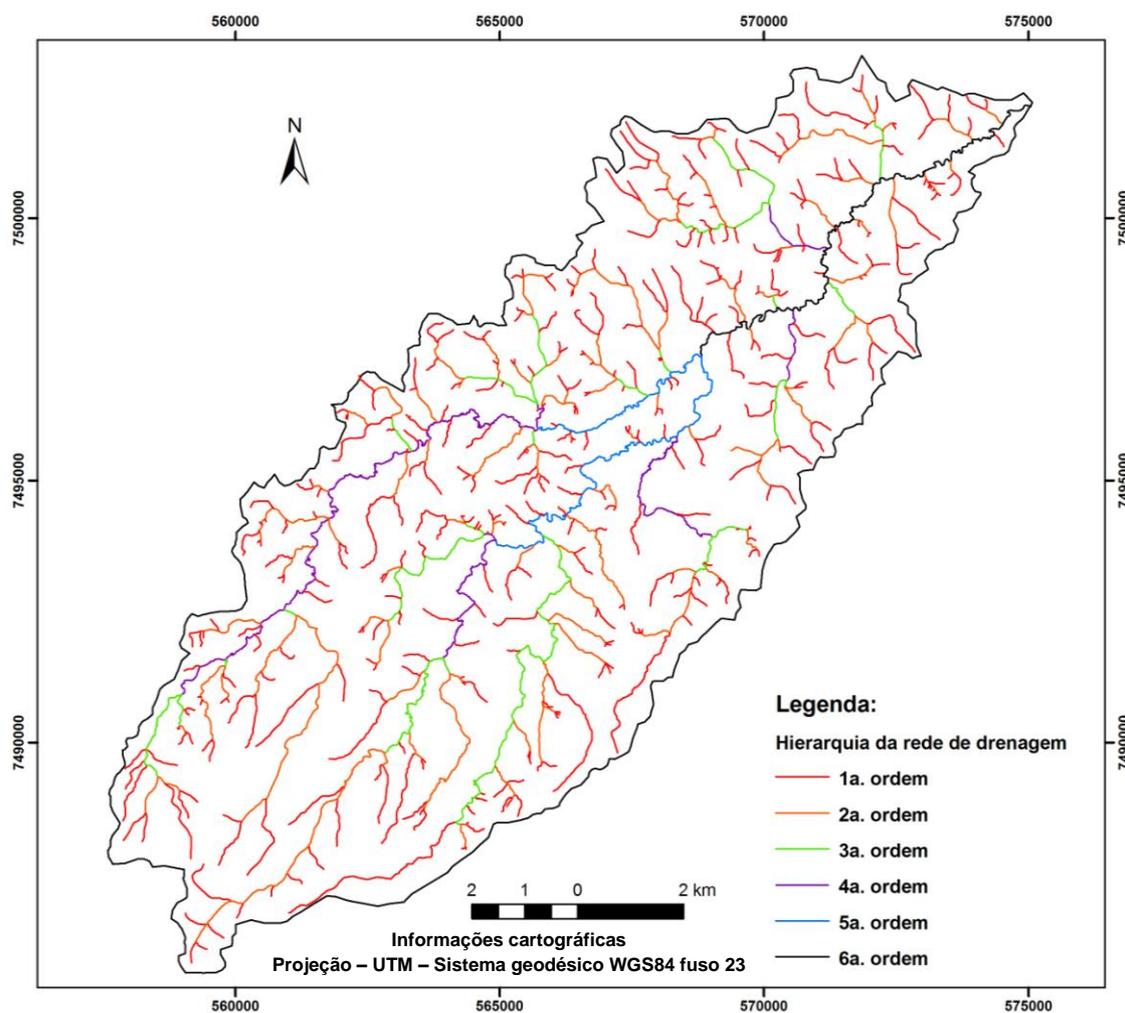


**Figura 51** - A) Inserção do poço já confeccionado no furo de sondagem; B) ponta de um tubo de PVC perfurada para confecção de piezômetro; C) ponta do piezômetro já com a tela de nylon instalada; D) leitor de nível de água e nível piezométrico do tipo “pio”.

## 6 RESULTADOS

### 6.1 Desenvolvimento da rede de canais na bacia do rio Piracema

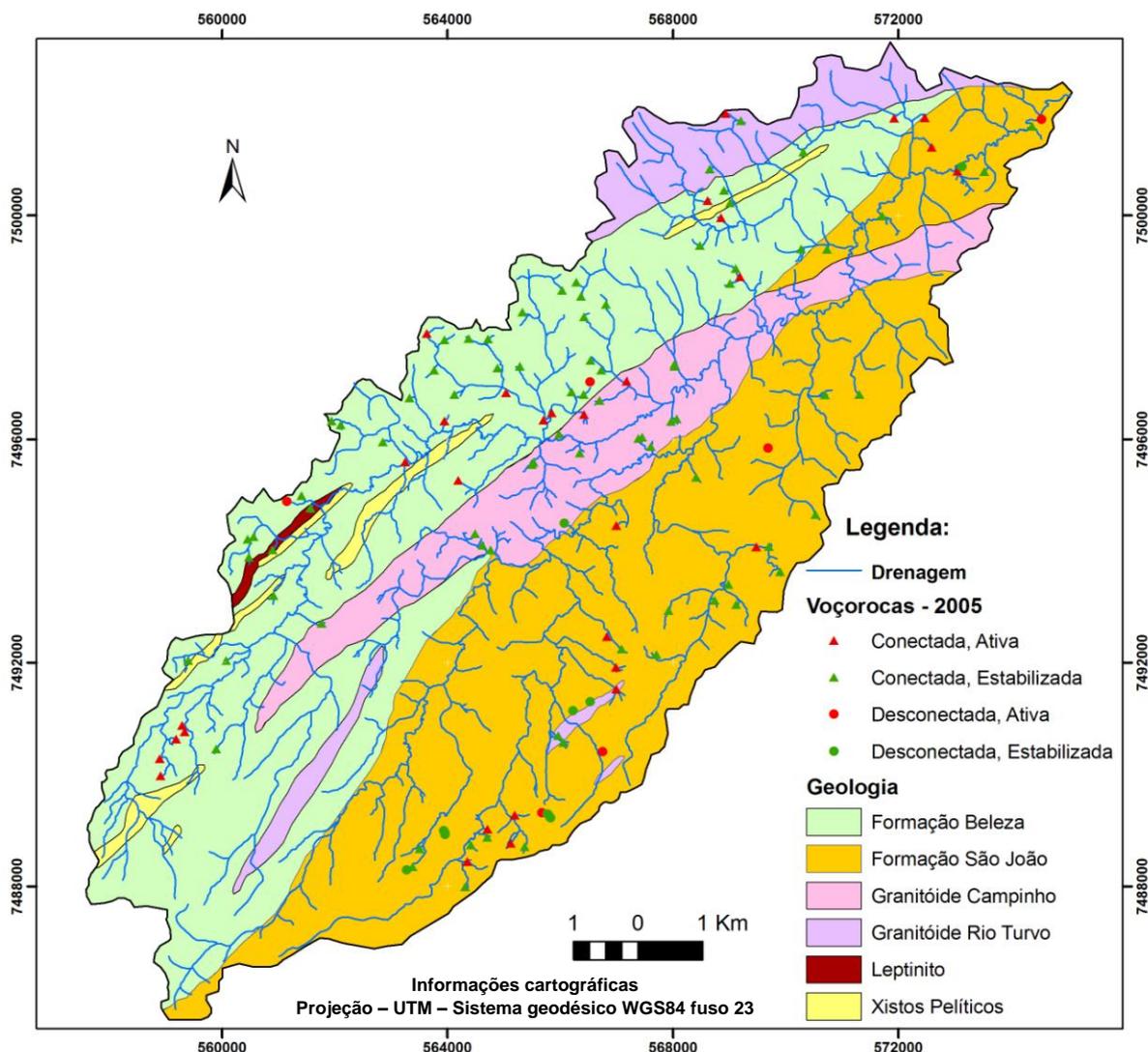
O mapeamento da rede de canais permitiu a identificação do grau de hierarquização da bacia do rio Piracema, na escala analisada, além da classificação dos voçorocamentos. Foram encontrados 386 canais de primeira ordem, 107 de segunda ordem, 26 de terceira ordem, 7 canais de quarta ordem, 2 canais de quinta ordem e 1 canal de sexta ordem (rio Piracema). A figura 52 mostra a hierarquia dos canais da bacia do rio Piracema.



**Figura 52** – Hierarquia da rede de canais na bacia do rio Piracema, reconstituída através de fotos aéreas na escala 1:30.000.

No mapeamento de voçorocamentos foram encontradas 128 voçorocas, sendo 111 (87%) conectadas e 17 (13%) desconectadas à rede regional de canais. Quanto à atividade, 36 (28%) voçorocas foram classificadas como ativas e 92 (72%) como estabilizadas. A figura 53 mostra o mapa geológico da bacia do rio Piracema com a localização e classificação de cada voçorocamento.

A partir da contagem dos voçorocamentos chegou-se também à densidade de voçorocamentos da bacia do rio Piracema, que é de 0,93 voçorocas/km<sup>2</sup>, ou seja, aproximadamente 1 voçorocamento por km<sup>2</sup>. A tabela 2, mostra o número de voçorocamentos de cada classe estabelecida.



**Figura 53** – Unidades geológicas e rede de canais que drenam a bacia do rio Piracema, com base em fotos aéreas (escala 1:30.000): Circulo vermelho – voçorocas desconectadas e ativas; círculo verde: voçorocas desconectadas e estáveis; triângulo vermelho: voçorocas conectadas e ativas e triângulo verde: voçorocas conectadas e estabilizadas.

**Tabela 2** – Frequência dos diferentes tipos de voçorocamentos na bacia do rio Piracema.

<b>Classe</b>	<b>Número</b>	<b>Percentual</b>
Conectadas, ativas	31	24%
Conectadas, estabilizadas	80	63%
Desconectadas, ativas	5	4%
Desconectadas, estabilizadas	12	9%

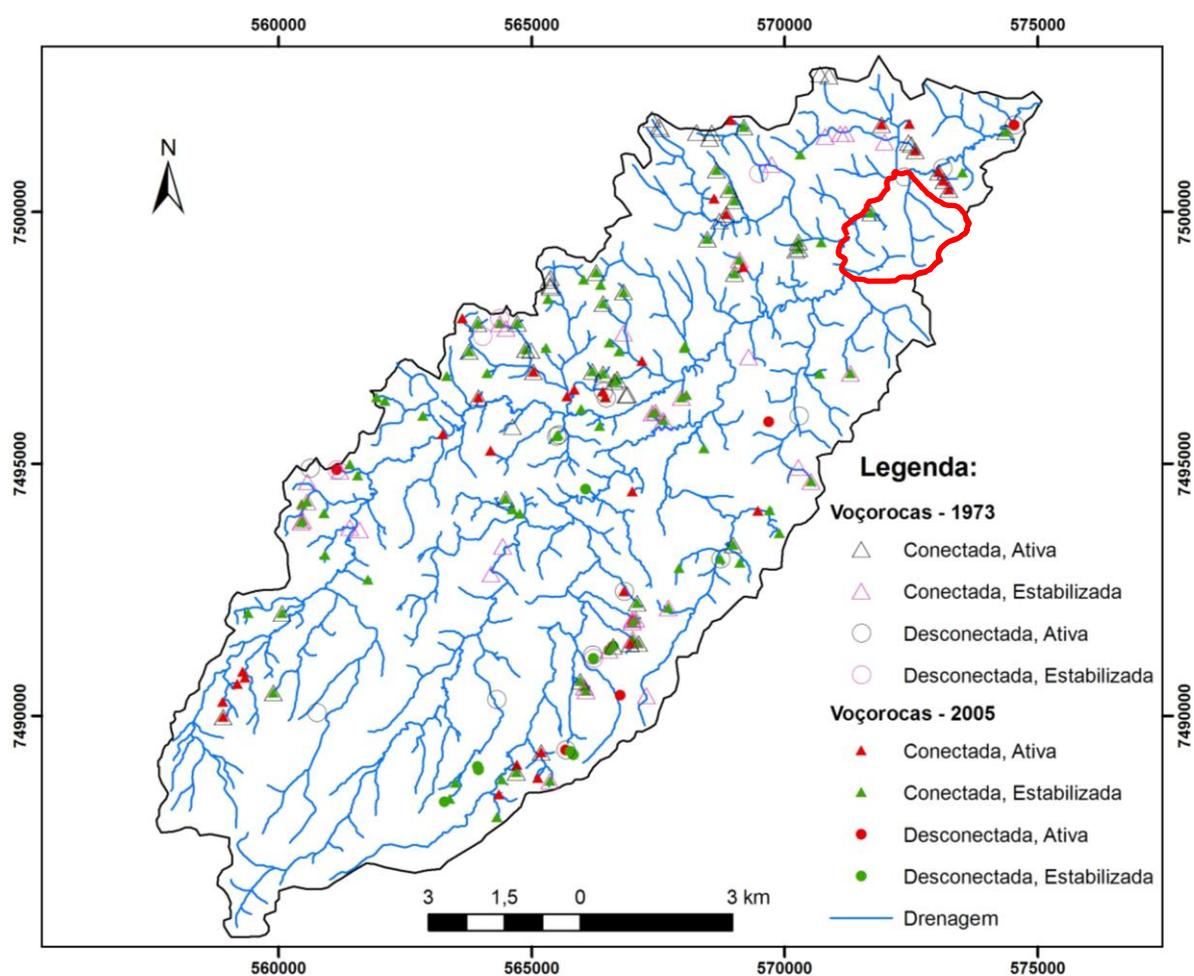
Quanto à unidade litológica onde as voçorocas se encontram, a maior parte, está localizada nas unidades com maior área. Foram encontradas 52 voçorocas na unidade Beleza, 49 na unidade São João, 19 na unidade Campinho, 5 na unidade Rio Turvo, 2 no Leptinito e 1 nos Xistos Pelíticos. A densidade de voçorocamentos em cada unidade, assim como as áreas da superfície do terreno calculadas podem ser visualizadas na tabela 3.

**Tabela 3** – Distribuição por frequência (número) e densidade de voçorocamentos por unidade geológica na bacia do rio Piracema.

<b>Unidade</b>	<b>Área (km<sup>2</sup>)</b>	<b>Número de voçorocas</b>	<b>Densidade (voçorocas/km<sup>2</sup>)</b>
Formação São João	57,6	49	0,85
Formação Beleza	53,4	52	0,97
Granitóide Campinho	15,6	19	1,22
Granitóide rio Turvo	8,5	5	0,59
Xistos Pelíticos	2,6	1	0,38
Leptinito	0,4	2	5
Bacia do rio Piracema	138,1	128	0,93

Quanto ao número de bifurcações, as voçorocas, em sua grande maioria, não apresentam bifurcações (n=110), foram encontradas 13 voçorocas com uma bifurcação, 4 com duas bifurcações e 1 com seis bifurcações.

No mapeamento feito com a metodologia modificada para a comparação com o mapeamento de Cambra (1995), foram mapeadas 146 voçorocas (figura 54), dentre as quais 29% ativas e 88% conectadas. No entanto, muitas voçorocas mapeadas não haviam sido mapeadas anteriormente por Cambra (op. cit.), e, outras mapeadas anteriormente não foram encontradas durante a análise das fotos aéreas de 2005. Esse fato, provavelmente, está ligado ao surgimento de novas voçorocas, no período de 32 anos entre as fotos analisadas, e, como muitas voçorocas estabilizaram, muitas podem ter sido totalmente cobertas pela vegetação, e, por isso, não puderam ser identificadas nas fotos aéreas de 2005.



**Figura 54** – Distribuição dos diferentes tipos de voçorocas identificados em fotos aéreas de 1973 (Cambra,1995) e em 2004 (este estudo) na bacia do rio Piracema.

A conexão com a rede de drenagem não mudou significativamente entre os mapeamentos, passando de 83% de voçorocas conectadas, em 1973, para 86%, em 2005. No entanto, a atividade erosiva mudou de forma expressiva, no passado haviam 65% de voçorocamentos ativos e na atualidade apenas 28%.

A análise comparativa, feita apenas nas 71 voçorocas coincidentes nos dois mapeamentos, mostrou que das 49 voçorocas conectadas à rede de canais, que estavam ativas, 36 (73%) estabilizaram.

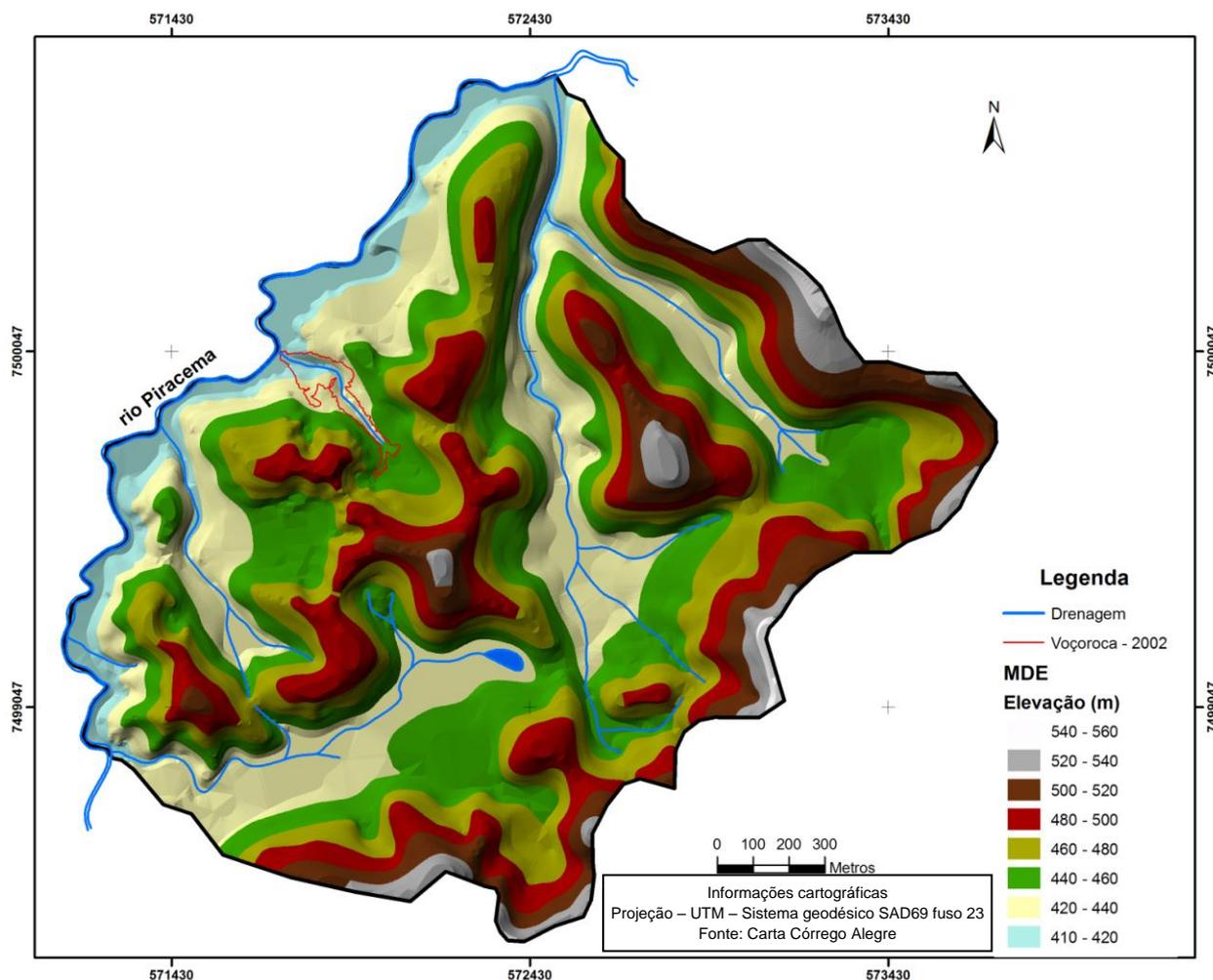
A EEBV, área onde a modelagem de fluxos subterrâneos foi feita, está em destaque no mapa da figura 54 (contorno em vermelho). Os procedimentos adotados para o mapeamento dessa área serão descritos a seguir.

## 6.2 Mapa da Estação Experimental da Bela Vista

O mapa das cabeceiras de drenagem vizinhas da EEBV foi mostrado no capítulo “Área de estudo” (figura 18). A figura 55, mostra o modelo digital de elevação gerado a partir do mapa topográfico da área. Além da análise do relevo o MDE permitiu o cálculo da área da superfície do terreno da EEBV e do anfiteatro da Bela Vista, que são mostrados na tabela 4.

**Tabela 4** – Áreas da superfície do terreno calculadas a partir do MDE na área de estudo e no anfiteatro Bela Vista.

Área analisada	Área calculada (km <sup>2</sup> )
EEBV	3,7
Anfiteatro da Bela Vista	0,21



**Figura 55** – Modelo digital de elevação da EEBV em base topográfica 1:10 000.

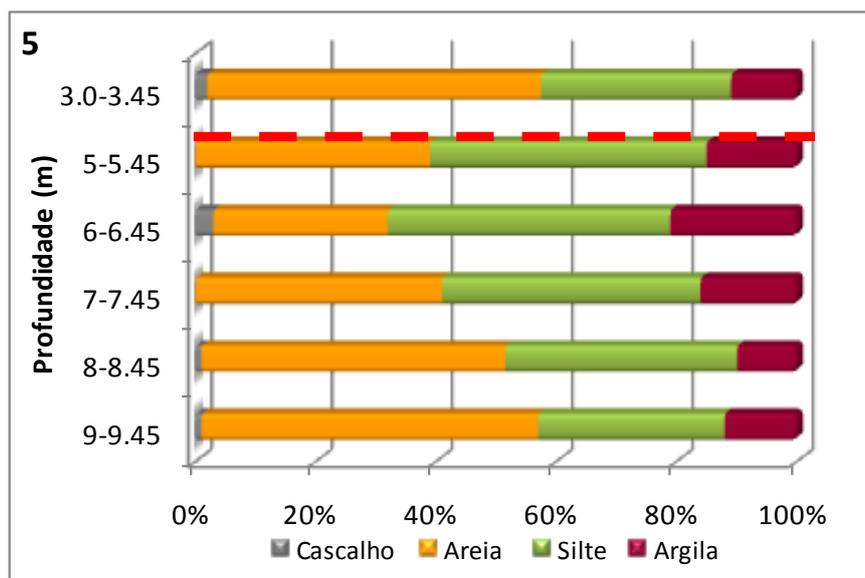
### 6.3 Caracterização dos solos na EEBV

Os resultados das análises granulométricas, feitas com defloculante e aparelho dispersor, das amostras coletadas durante as sondagens feitas para a instalação dos poços e piezômetros são mostradas nos gráficos (figuras 56 a 68), elaborados para cada sondagem, a linha vermelha tracejada mostra a profundidade do saprolito. Os gráficos sem a linha vermelha representam as sondagens mais superficiais, que não chegaram até o saprolito.

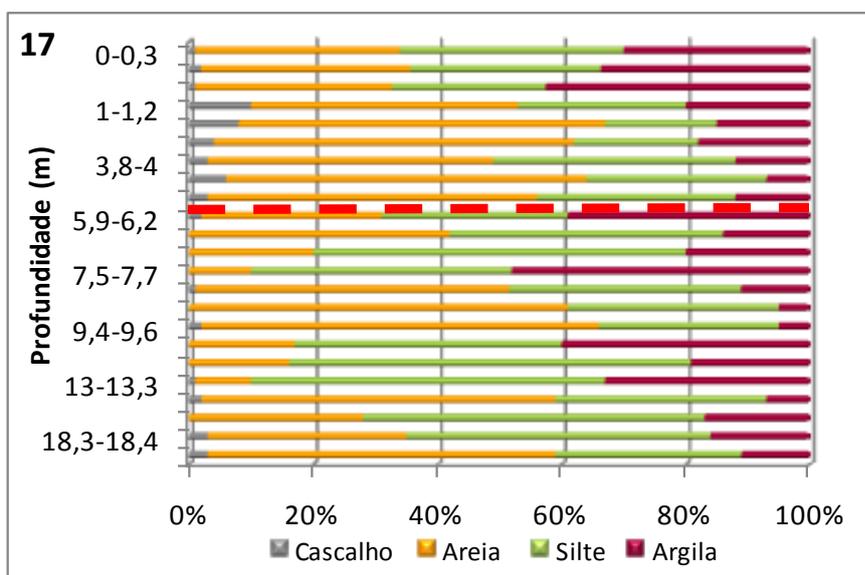
A sondagem feita para a instalação da estação 22 foi realizada num local onde o solo havia sido desestruturado para a realização de obras, feitas para a

instalação de um gasoduto próximo ao local, por isso, as amostras dessa sondagem não foram analisadas.

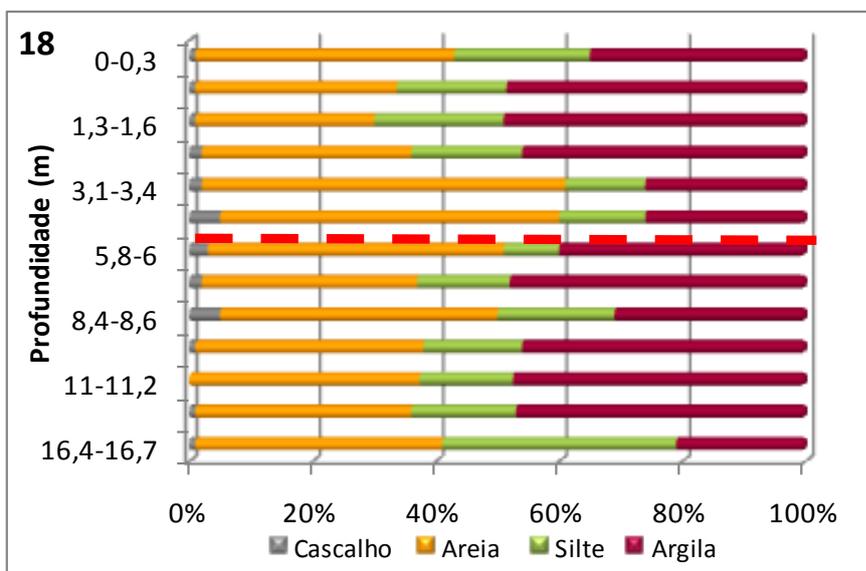
A figura 69 mostra o triângulo textural de Trefethen (1950), com as amostras analisadas no presente estudo.



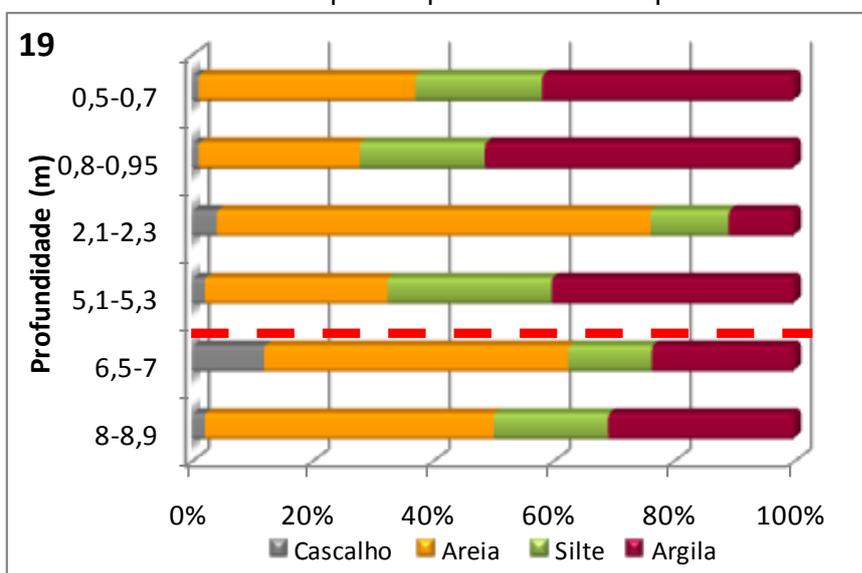
**Figura 56** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 5 na EEBV.



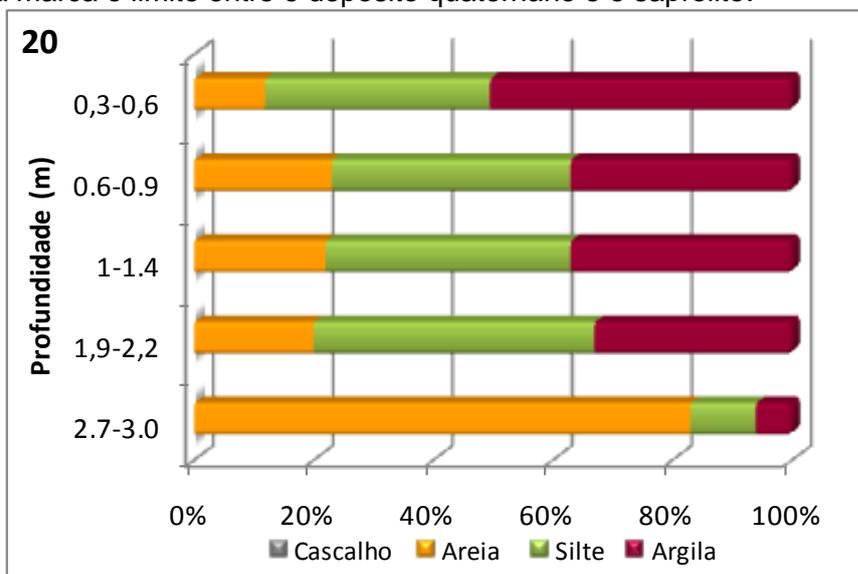
**Figura 57** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 17 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



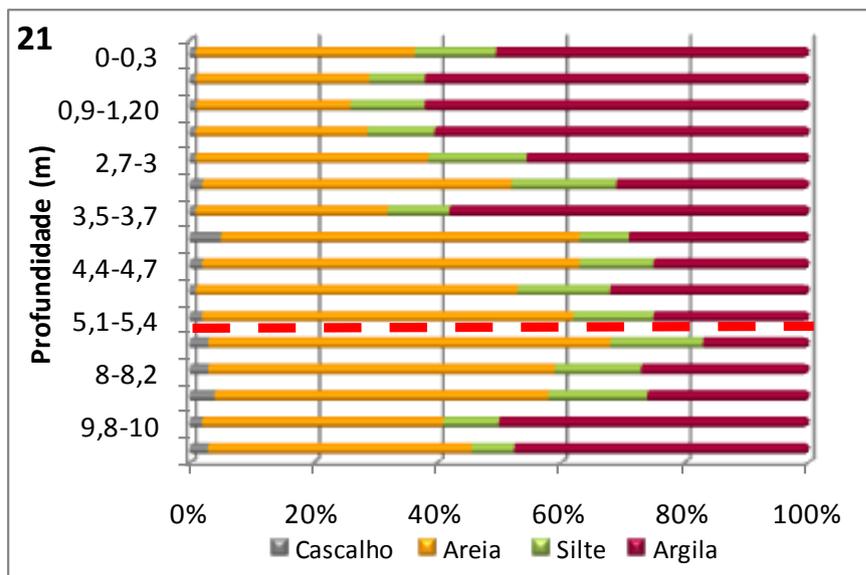
**Figura 58** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 18 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



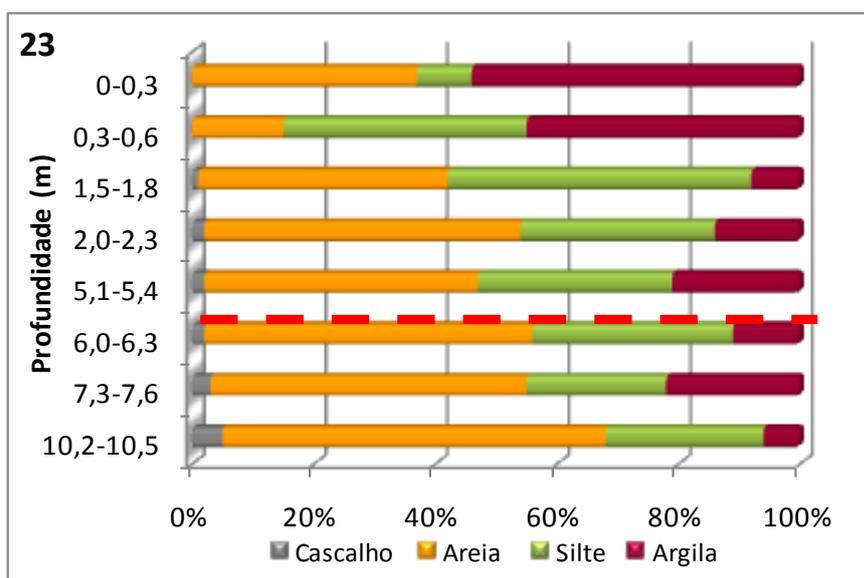
**Figura 59** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 19 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



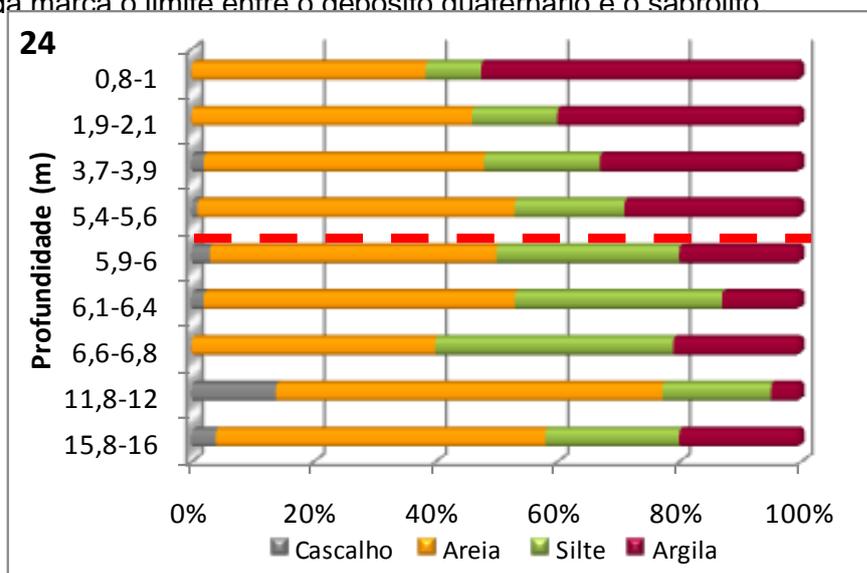
**Figura 60** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 20 na EEBV.



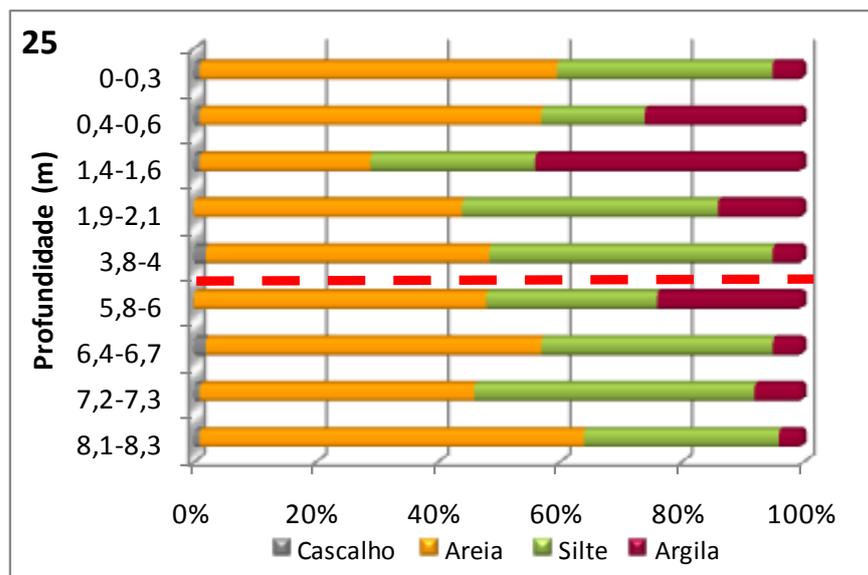
**Figura 61** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 21 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



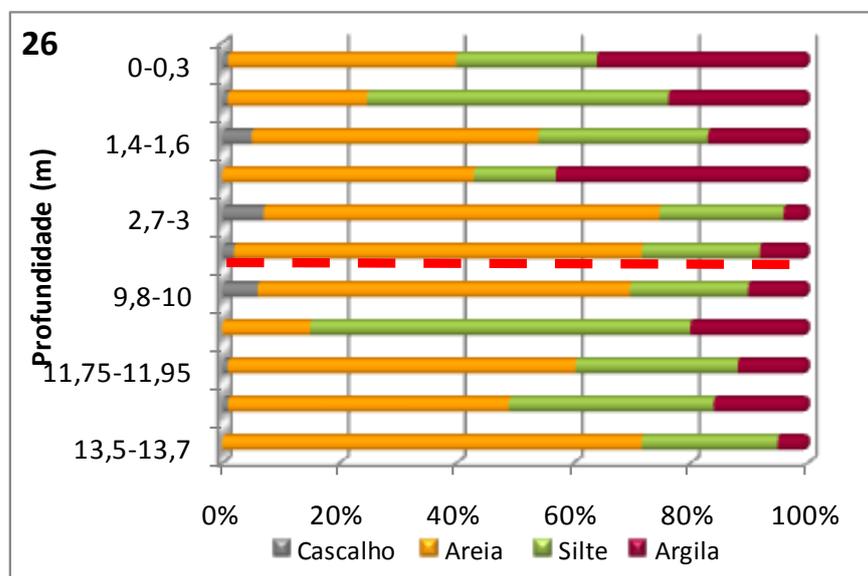
**Figura 62** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 23 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



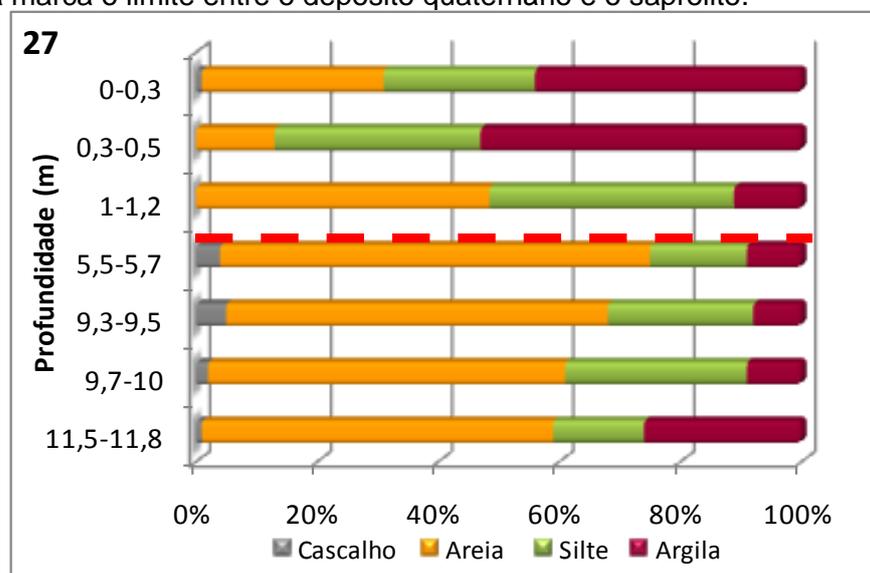
**Figura 63** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 24 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



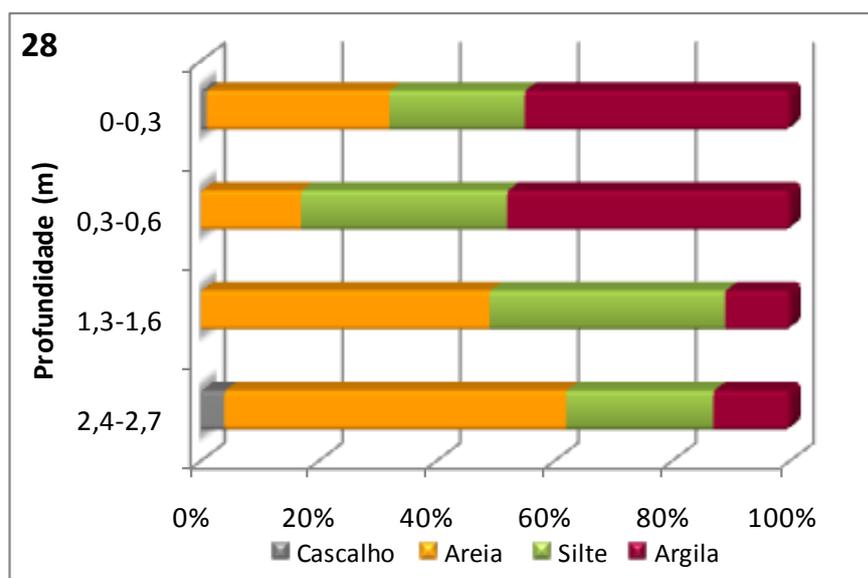
**Figura 64** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 25 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



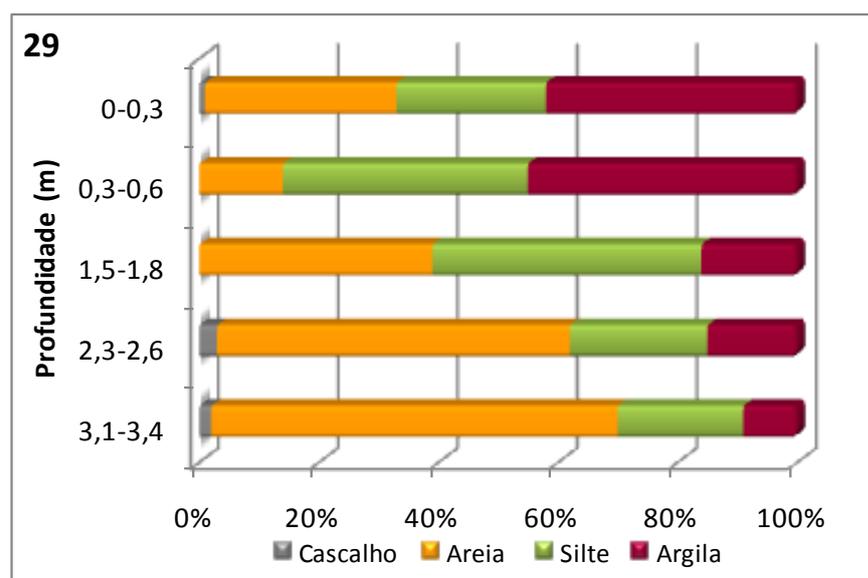
**Figura 65** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 26 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



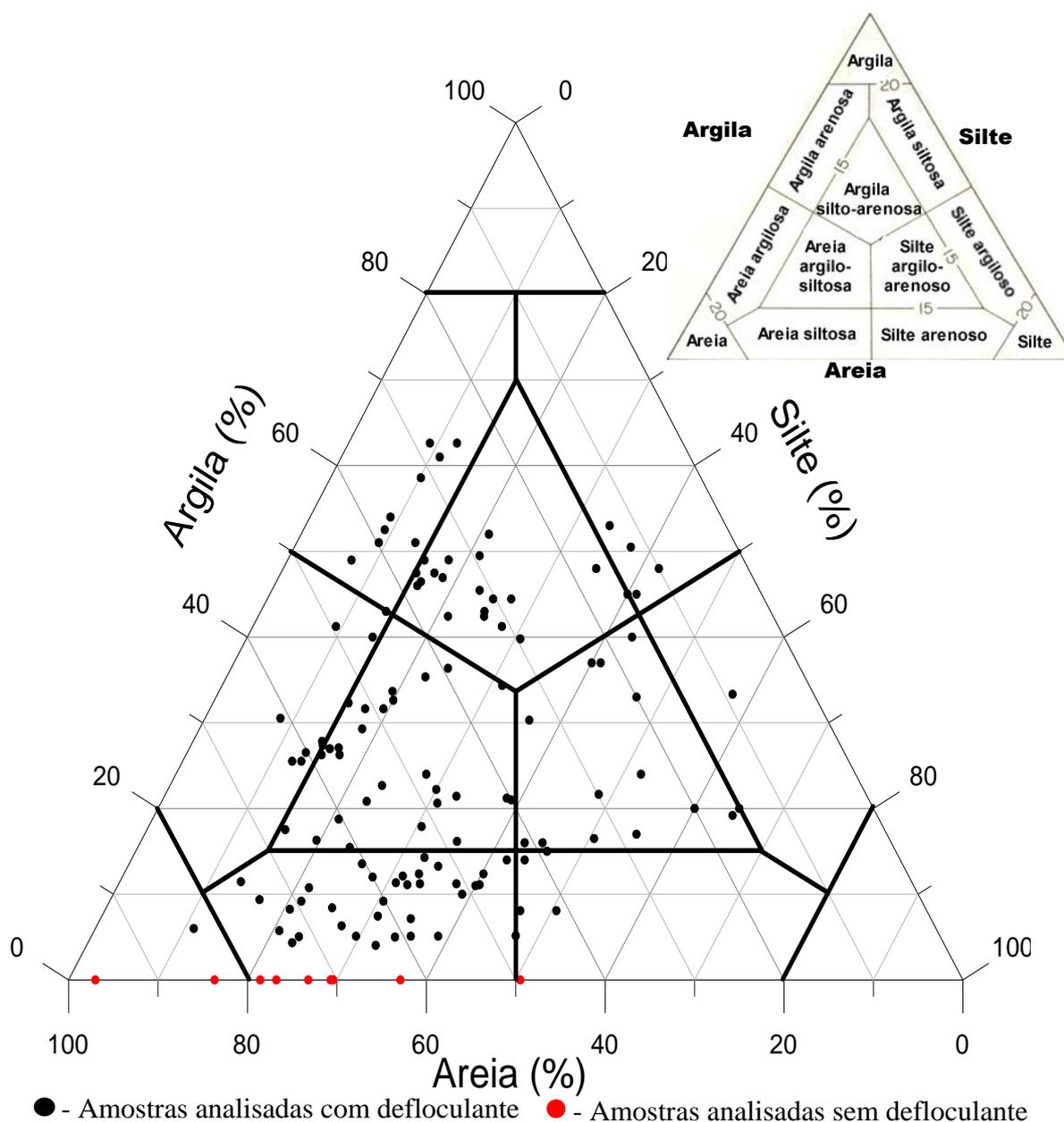
**Figura 66** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 27 na EEBV: a linha tracejada marca o limite entre o depósito quaternário e o saprolito.



**Figura 67** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 28 na EEBV.



**Figura 68** – Variações texturais no perfil de sondagem da estação 18 na EEBV.



**Figura 69** – Triângulo textural de Trefethen (1950), mostrando a classificação das amostras analisadas.

A análise dos perfis de solo caracterizados, mostra que de modo geral, os perfis localizados nos fundos de vale, sondagens 19, 20, 21, 23, 26, 27, 28 e 29, apresentam um predomínio de sedimentos finos (argilo-siltoso) no metro superior do solo e maiores proporções de areia nas camadas mais profundas. Os perfis localizados nos divisores de drenagem, sondagens 5, 24 e 25, apresentaram em geral menores teores de argila. No entanto, esse comportamento, no perfil 24, só é

observado no saprolito. Os perfis 17 e 18, localizados no domínio de encostas, apresentam grande alternância de camadas argilosas com camadas mais arenosas.

As análises feitas através da metodologia modificada não apresentaram teores de argila, mostrando que a argila se encontra totalmente agregada com as demais partículas do solo, como já haviam demonstrado as análises feitas por Rodriguez (2005), em amostras dessa mesma área. A metodologia modificada foi utilizada na presente pesquisa, apenas nas amostras das camadas mais profundas de algumas sondagens, onde a ponta porosa dos piezômetros foram instaladas, para analisar como a estrutura dos solos dessa área influencia na permeabilidade saturada dos mesmos. No entanto, os resultados obtidos por Rodriguez (op. cit.), mostram que essa relação se mantêm em todo o perfil de solo, desde a superfície, em solos residuais, coluviais e aluvio-coluviais, até as camadas mais profundas do saprolito. Por este motivo, esta metodologia modificada, como já haviam discutido Rodriguez (op. cit.) e Leal (2004), reflete melhor o comportamento hidrológico do solo, como será discutido mais adiante na seção sobre os ensaios de condutividade hidráulica.

#### **6.4 Nivelamento da rede de poços e piezômetros**

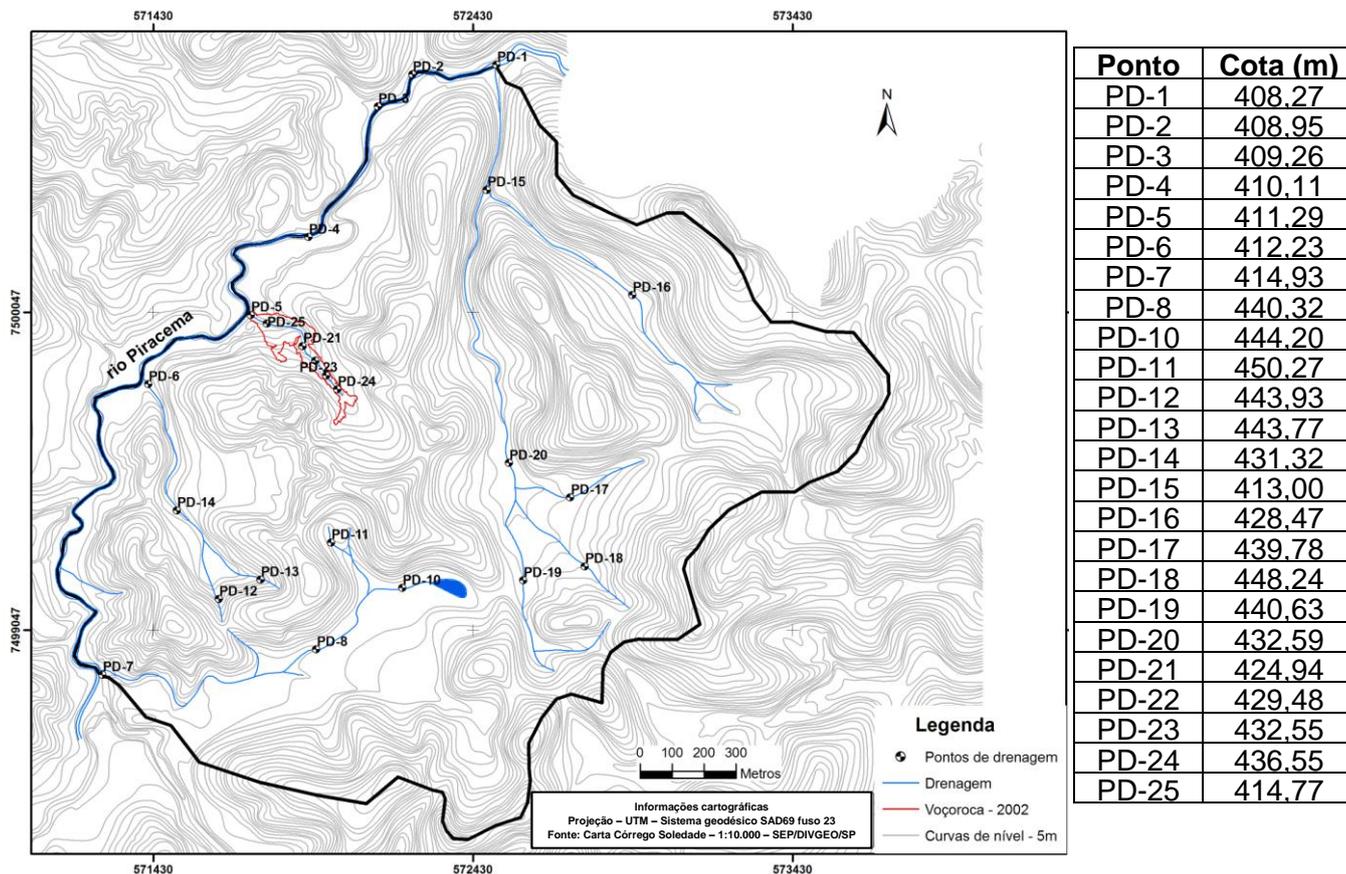
O nivelamento das estações de monitoramento das águas subterrâneas, possibilitou a determinação da carga de posição (Z) de cada poço e piezômetro, que, por sua vez, permite o cálculo de gradientes hidráulicos, possibilita a construção de redes de fluxos, permite comparar o nível d'água entre poços, assim como calcular as cargas totais de piezômetro. A tabela 5 mostra as cotas obtidas pra cada estação (no nível do terreno) e a carga de posição de cada aparelho.

**Tabela 5** – Cotas obtidas com o nivelamento das estações.

<b>Estação</b>	<b>Cota da estação (m)</b>	<b>Carga de Posição (m)</b>
1	440,158	434,858
2	457,432	445,332
3	459,432	446,182
4	462,835	448,735
5	479,216	459,216
6	463,611	453,911
7	459,476	449,476
8	456,541	448,041
9	454,723	443,423
10A	449,784	441,684
10B	449,784	426,984
11	456,660	447,660
12	458,496	448,746
13	465,766	453,266
14	488,006	464,006
15	461,138	450,138
16	448,021	439,521
17	464,933	445,333
18	446,239	435,839
19	436,473	423,973
20	410,927	407,627
21	437,412	425,412
22	433,585	427,085
23	449,437	437,937
24	471,691	451,691
25	449,895	441,895
26	476,459	461,459
27	456,346	447,346
28	444,882	441,482
29	440,651	437,951

### 6.5 Obtenção da elevação de pontos da drenagem

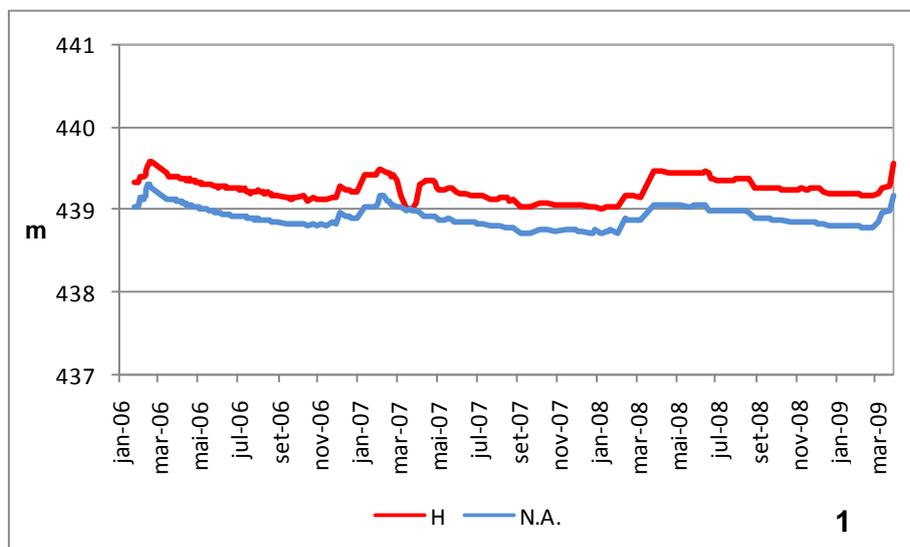
Os pontos da drenagem levantados, assim como suas cotas são mostradas na figura 70. As cotas levantadas serviram para aumentar a área das redes de fluxo em planta e foram usadas na construção do domínio de fluxo para a modelagem dos fluxos subterrâneos na EEBV. O desnível do rio Piracema, dentro da área de estudo, entre os pontos PD1 e PD7, é de 6,7 metros. Nesse trecho do rio Piracema não existe nenhum “knickpoint” expressivo.



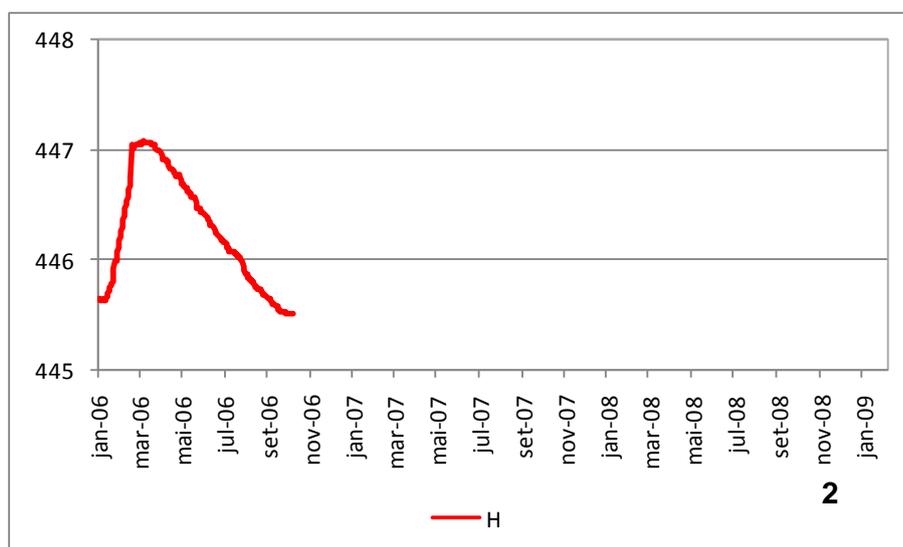
**Figura 70** – Localização dos pontos de drenagem levantados na EEBV; na tabela ao lado, são indicadas as cotas de cada ponto.

## 6.6 Análise dos dados dos poços e piezômetros

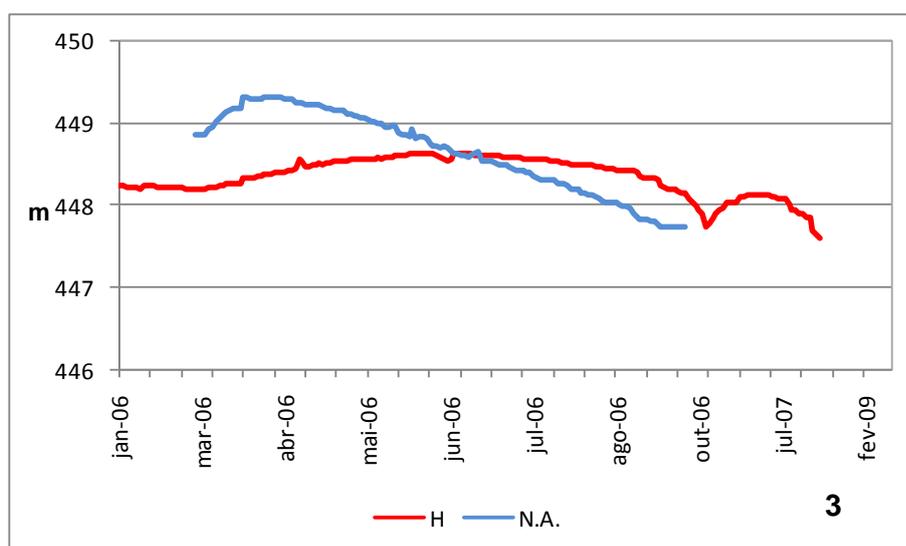
Os dados obtidos através do monitoramento das estações de poços e piezômetros são mostrados nos gráficos a seguir (figuras 71 a 97).



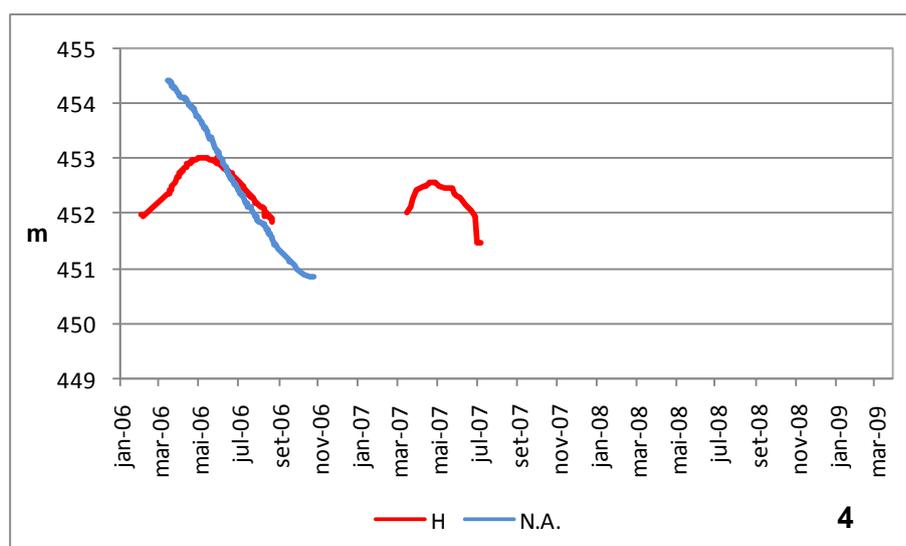
**Figura 71** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 1, EEBV.



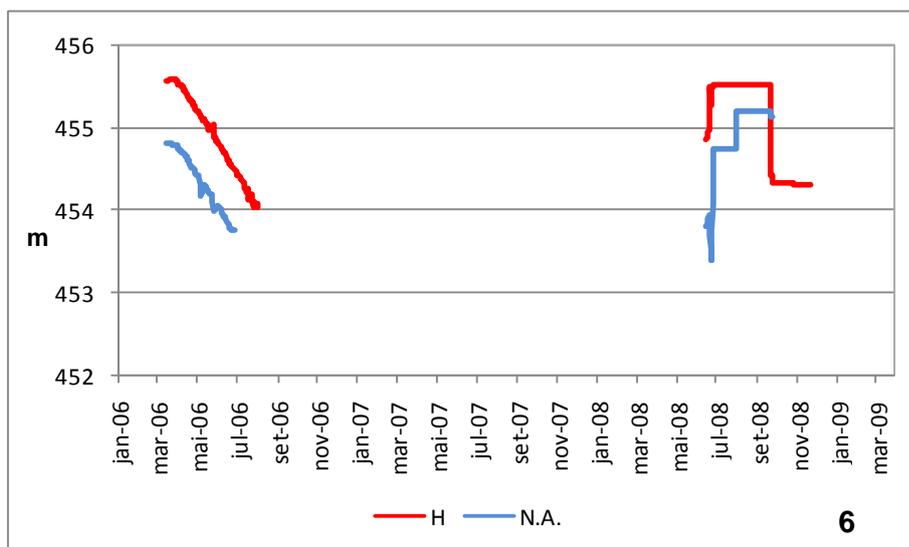
**Figura 72** – Variações da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 2, EEBV.



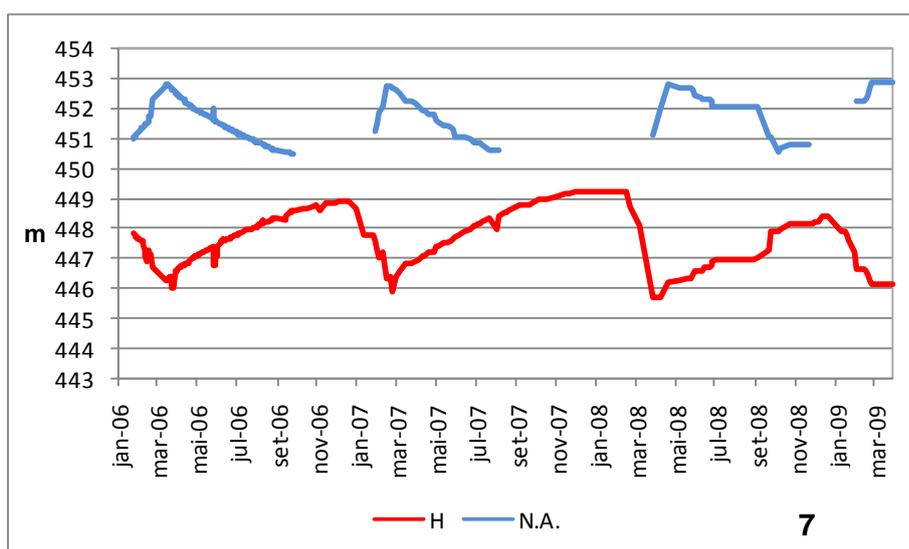
**Figura 73** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 3, EEBV.



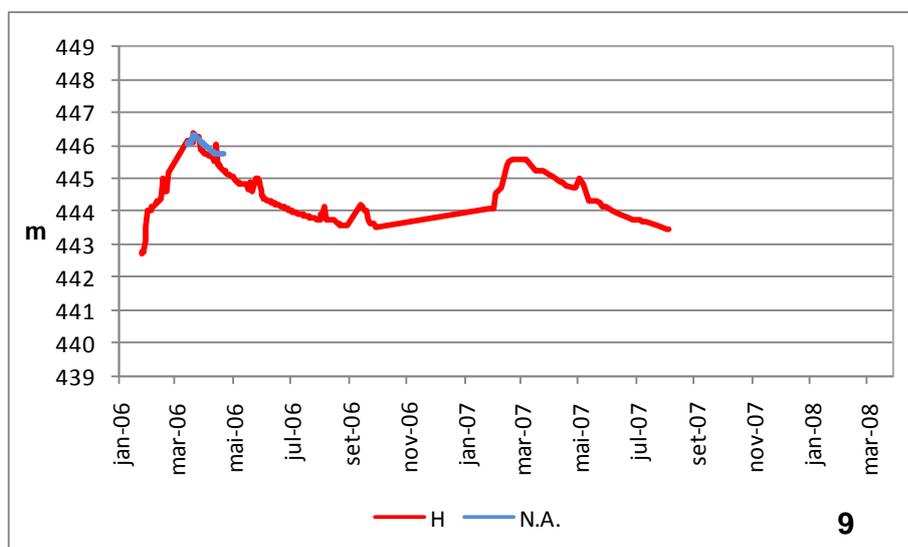
**Figura 74** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 4, EEBV..



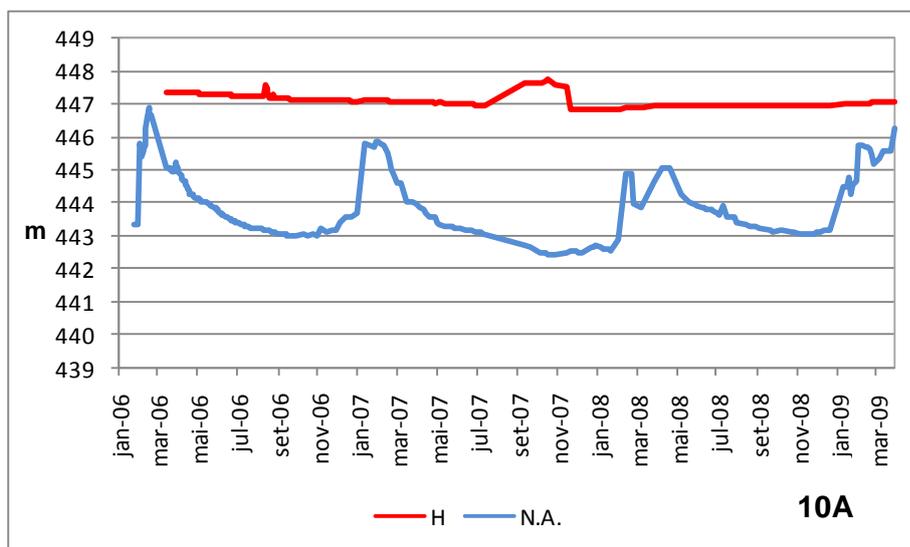
**Figura 75** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 6, EEBV..



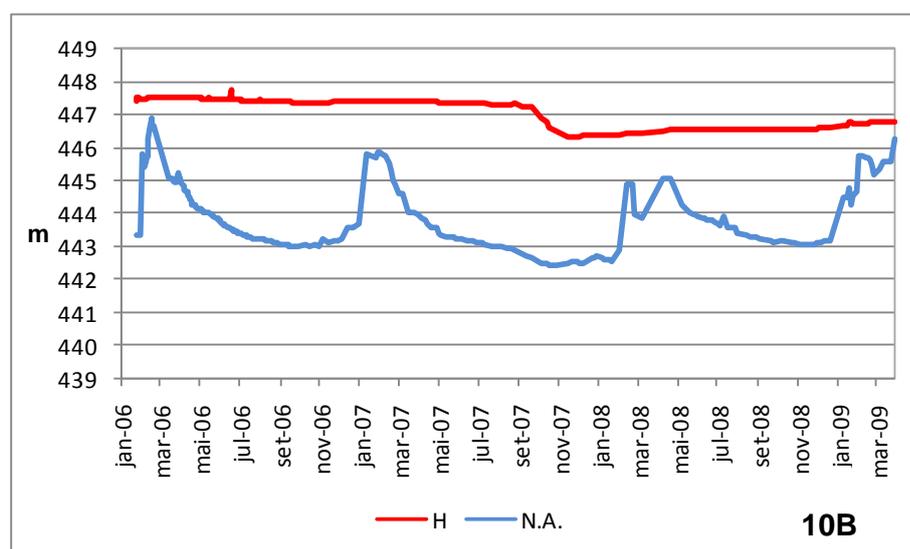
**Figura 76** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 7, EEBV.



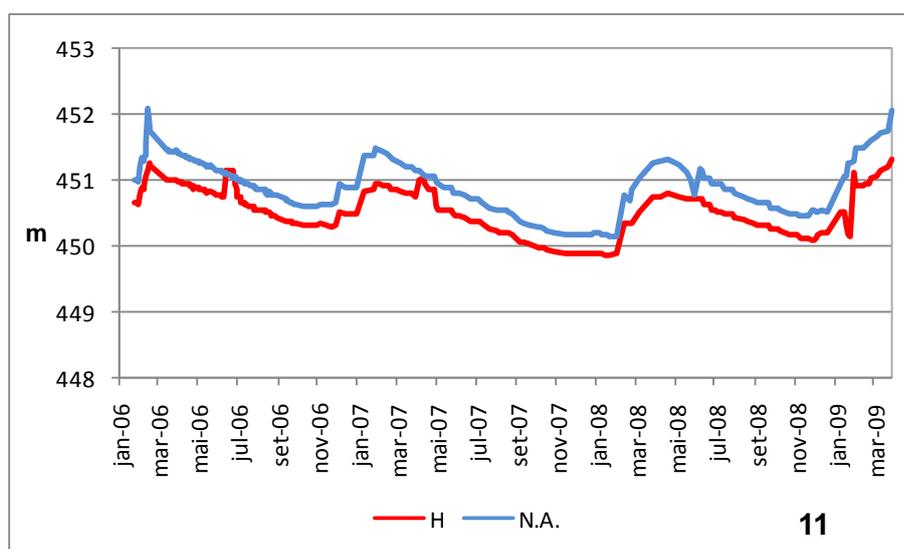
**Figura 77** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 9, EEBV.



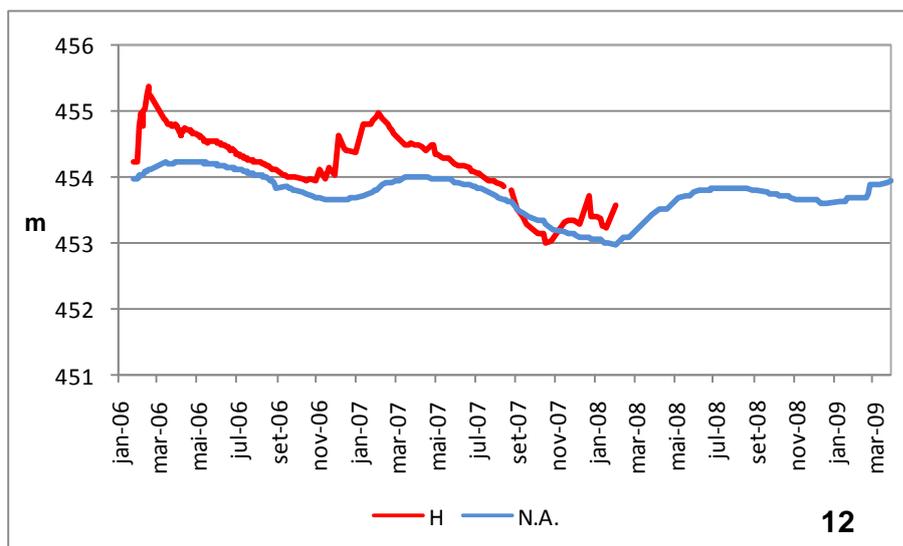
**Figura 78** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 10A, EEBV.



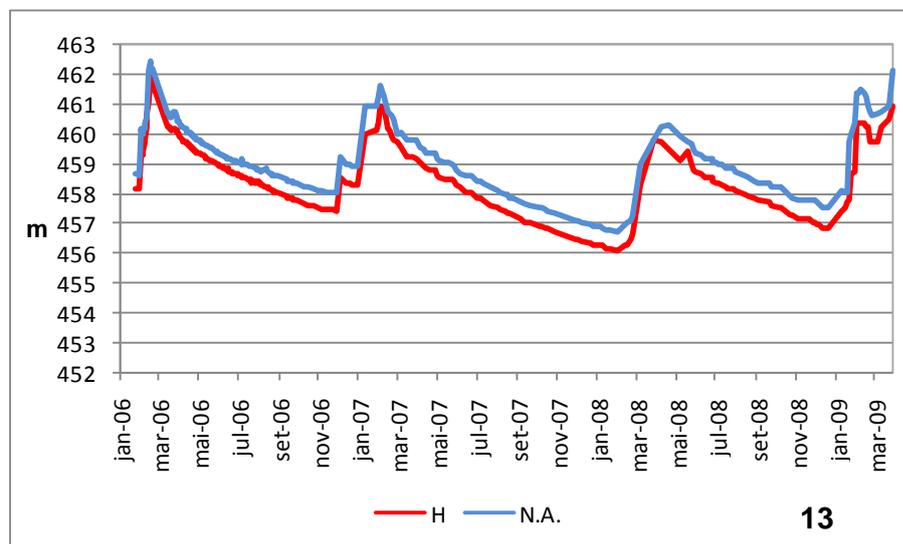
**Figura 79** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 10B, EEBV.



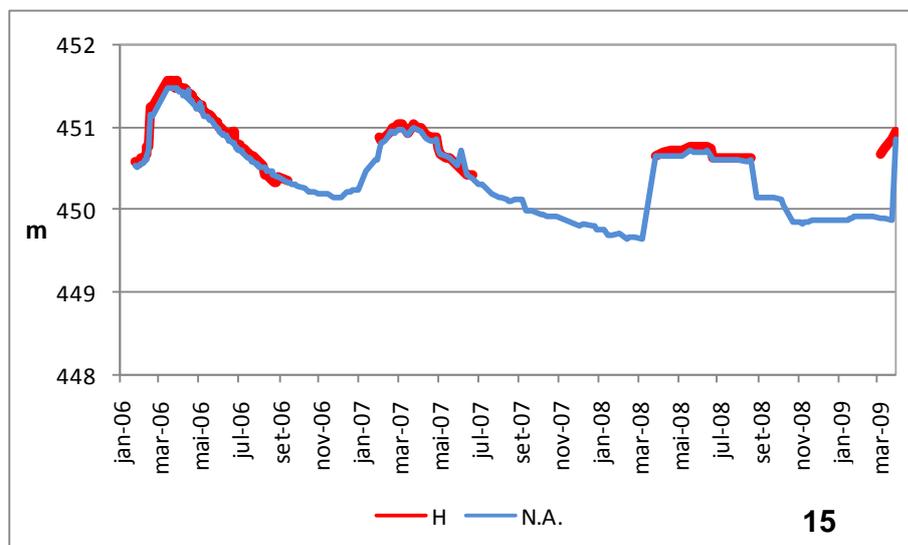
**Figura 80** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 11, EEBV.



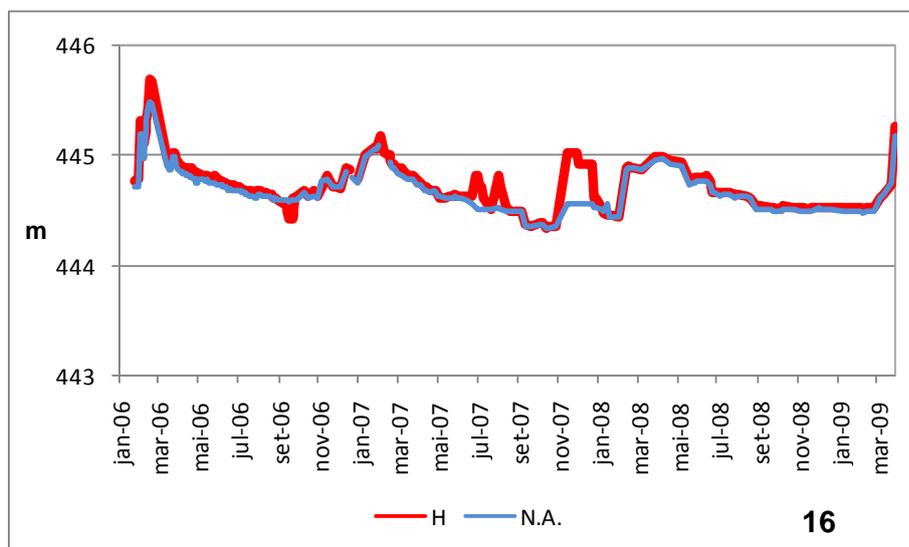
**Figura 81** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 12, EEBV.



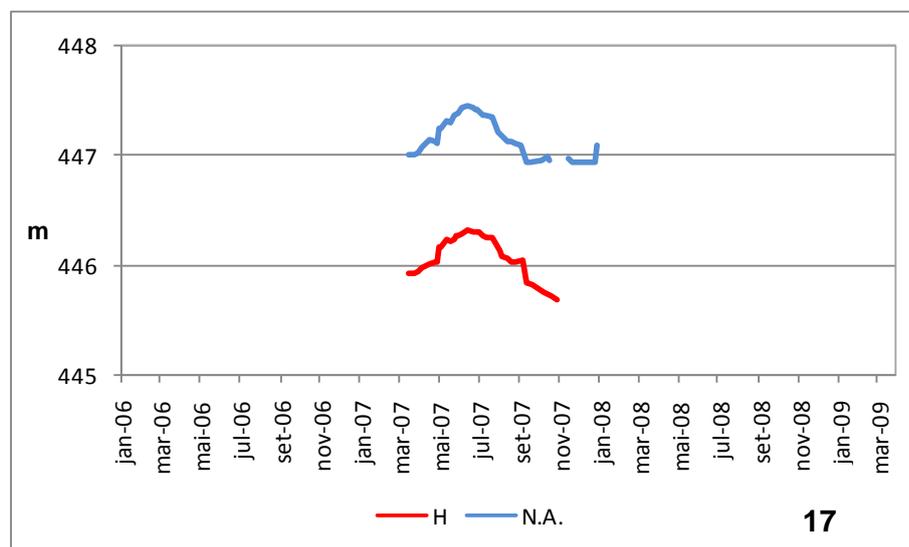
**Figura 82** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 13, EEBV.



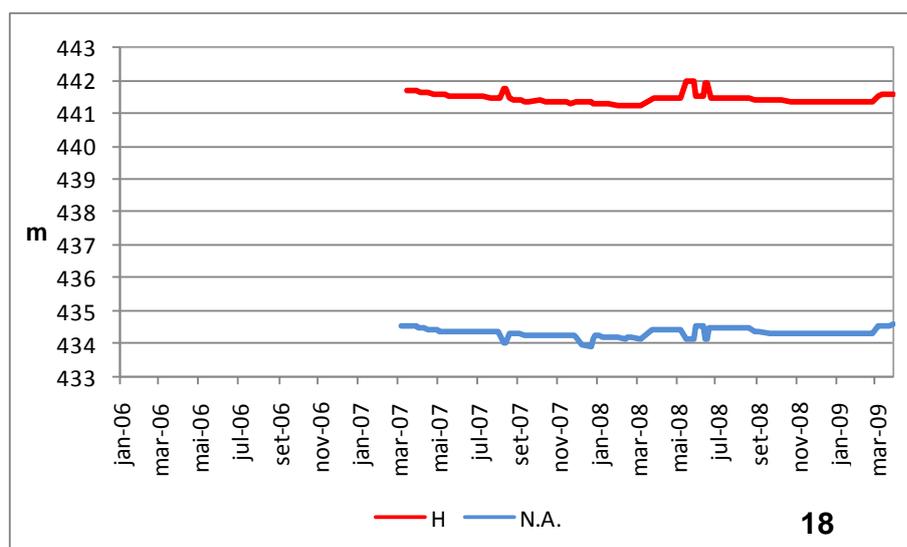
**Figura 83** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 15, EEBV.



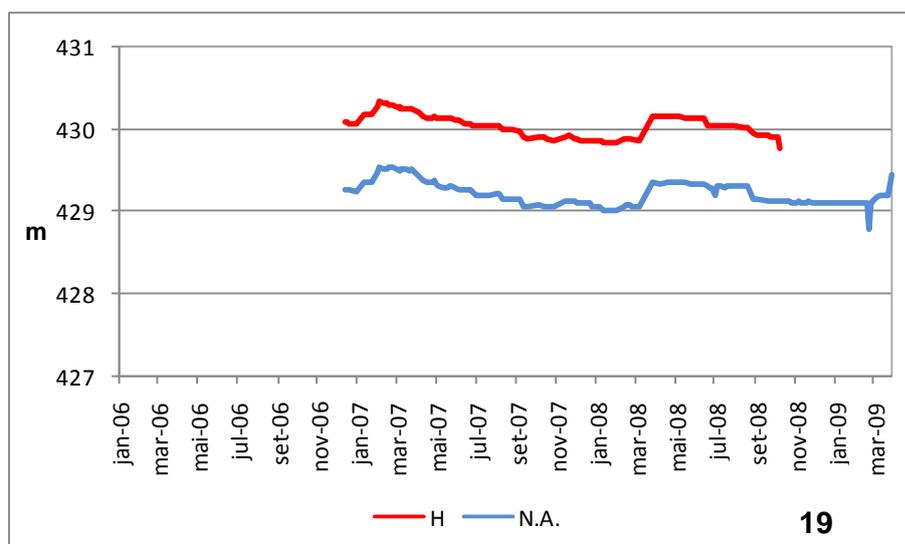
**Figura 84** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 16, EEBV.



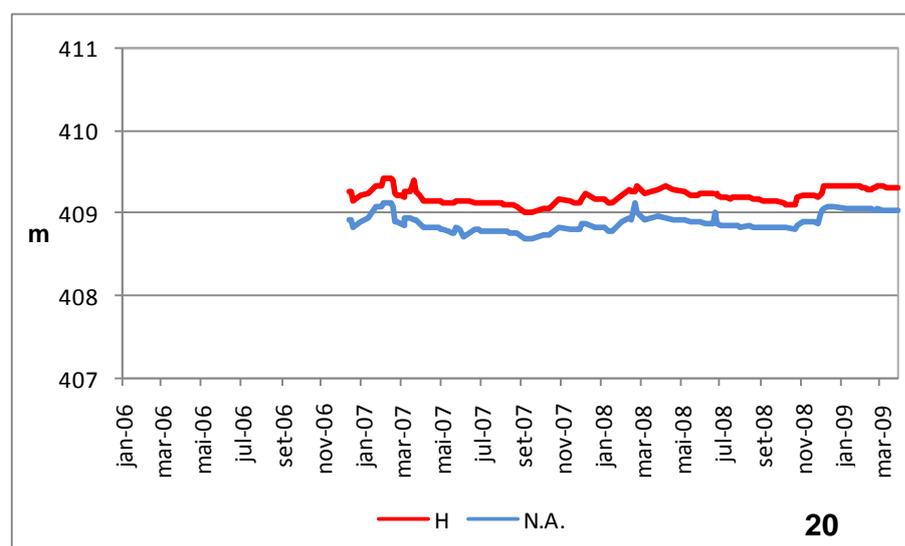
**Figura 85** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 17, EEBV.



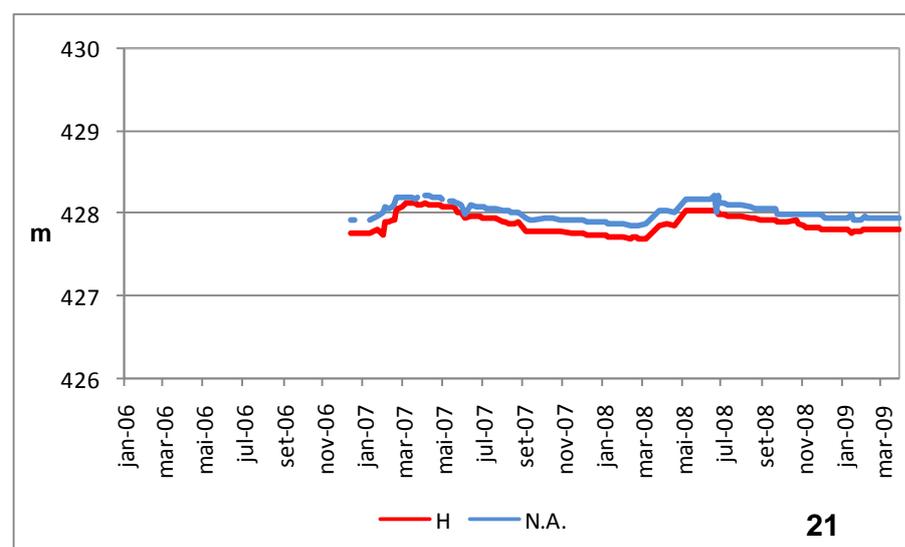
**Figura 86** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 18, EEBV.



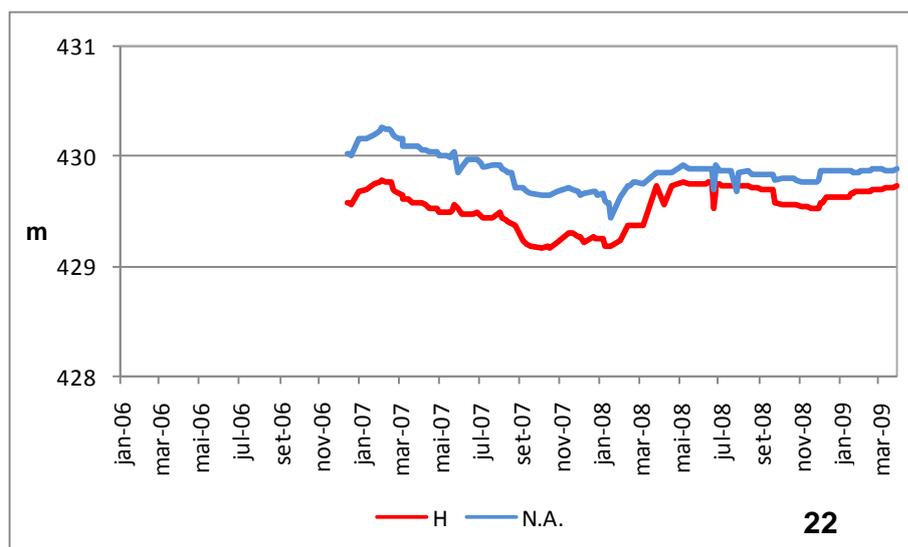
**Figura 87** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 19, EEBV.



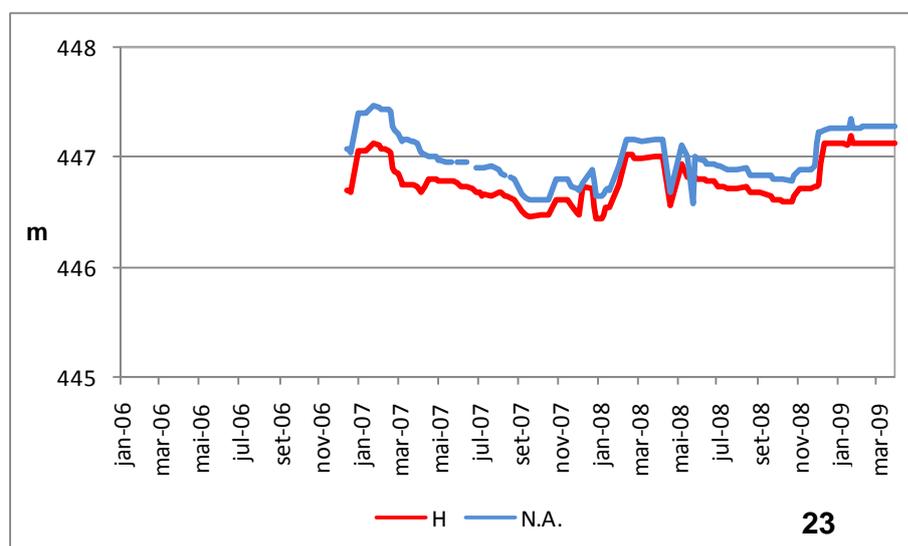
**Figura 88** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 20, EEBV.



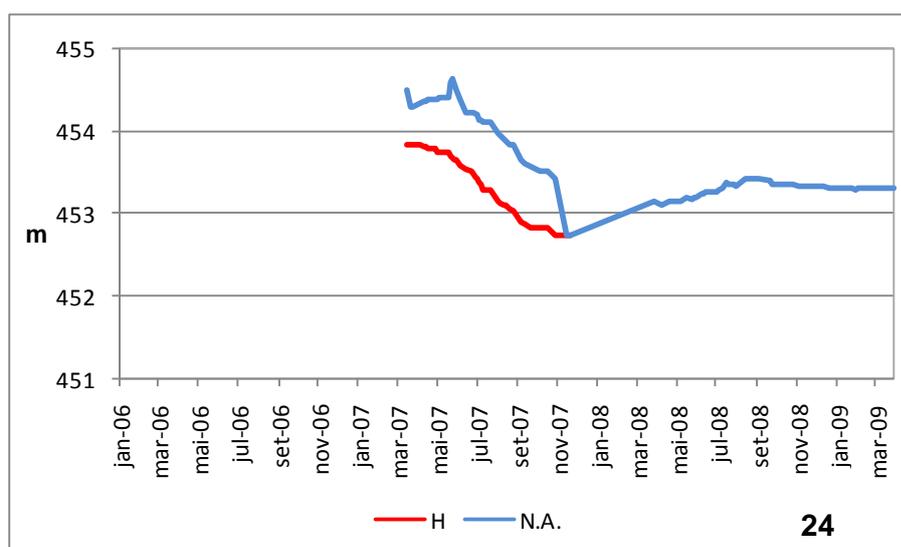
**Figura 89** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 21, EEBV.



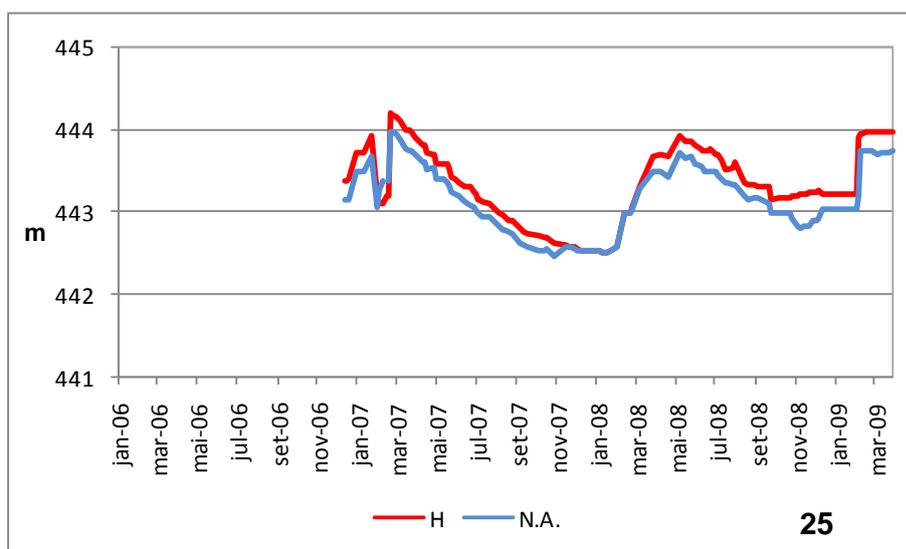
**Figura 90** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 22, EEBV.



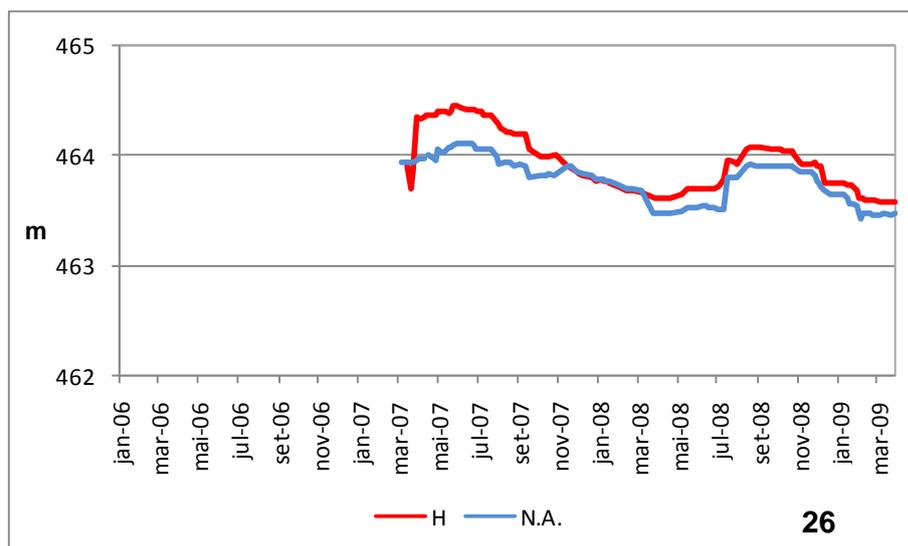
**Figura 91** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 23, EEBV.



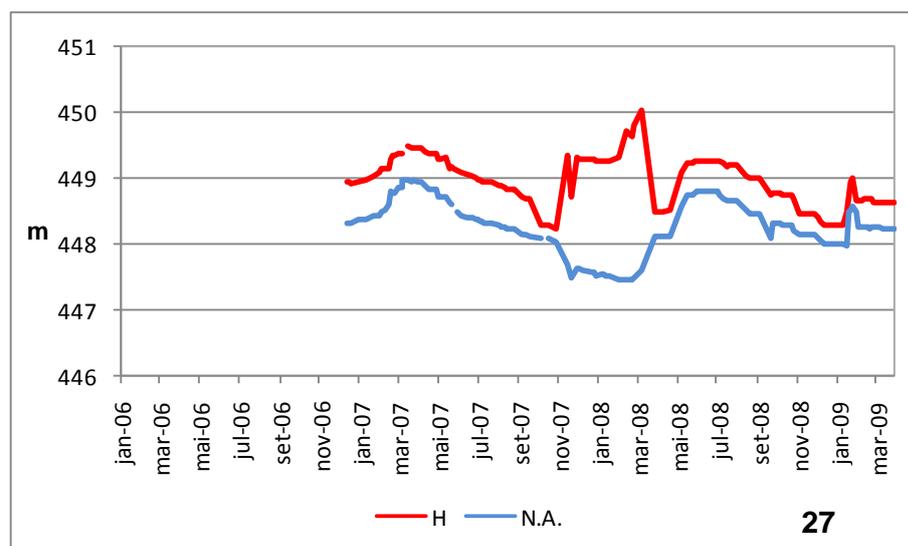
**Figura 92** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 24, EEBV.



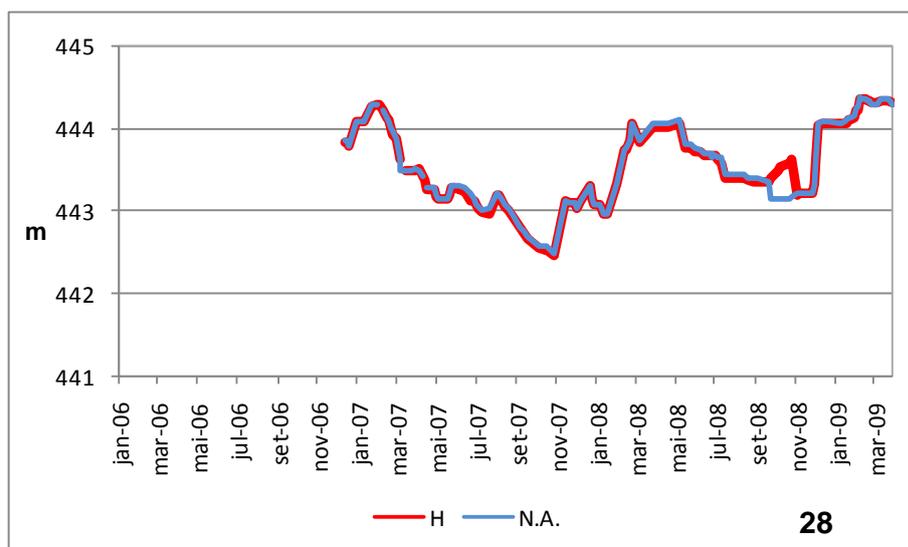
**Figura 93** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 25, EEBV.



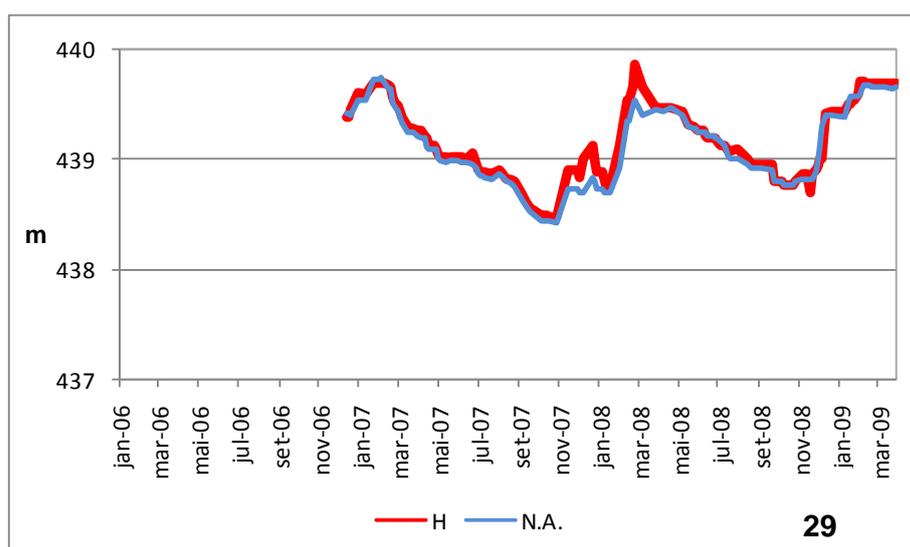
**Figura 94** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 26, EEBV.



**Figura 95** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 27, EEBV.



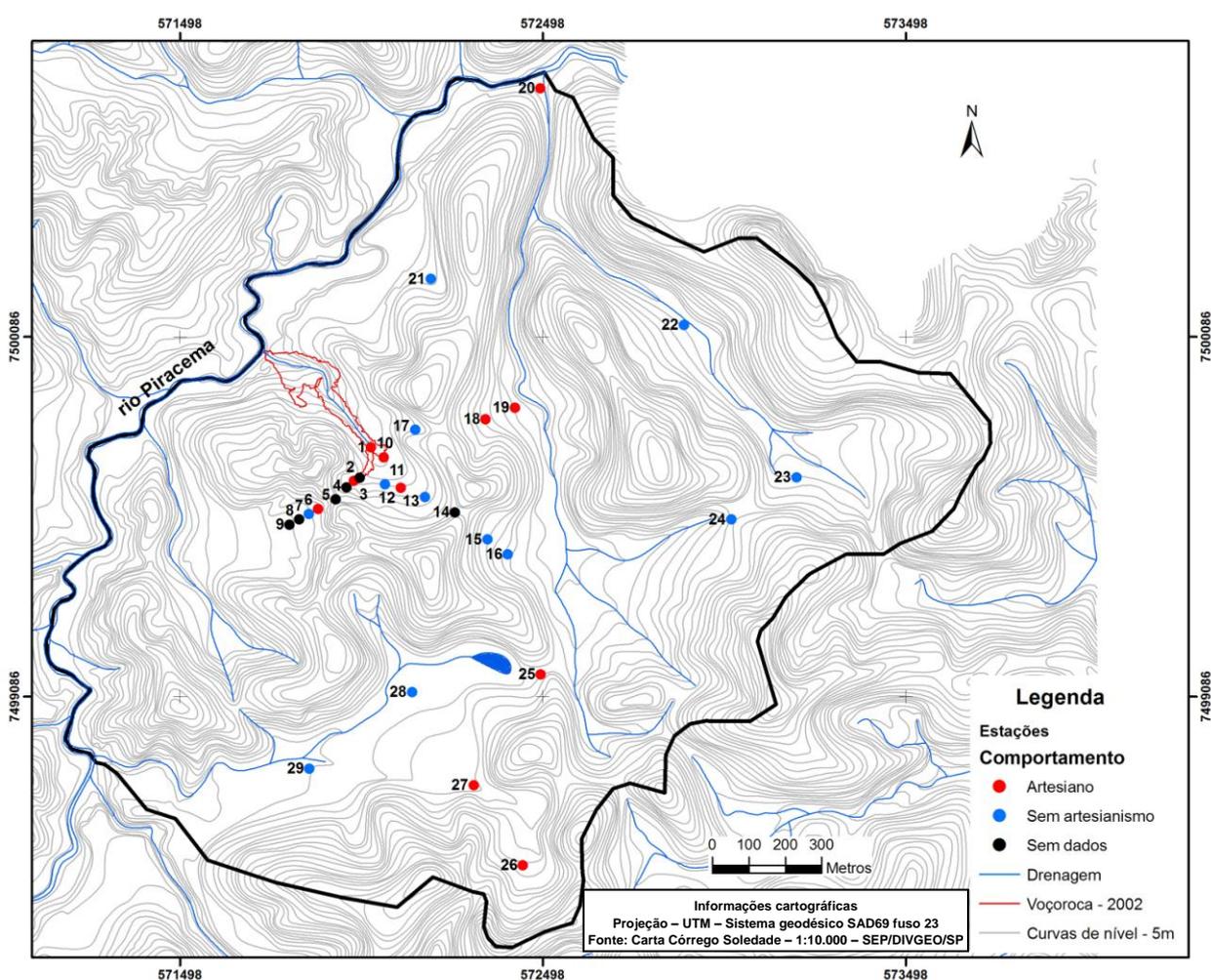
**Figura 96** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 28, EEBV.



**Figura 97** – Variações do nível do lençol freático (linha azul) e da carga hidráulica (linha vermelha) na estação 29, EEBV.

Os dados de monitoramento hidrológico mostram comportamentos bastante distintos entre as estações. Das 29 estações, 11 apresentaram artesianismo, 2 apresentaram artesianismo sem muita expressão, durante períodos muito curtos (E16 e E29), 10 não apresentaram artesianismo (E7, E11, E13, E15, E17, E21, E22, E23, E24 e E28) e 6 estações não apresentaram dados suficientes para analisar o componente vertical do fluxo (E2, E4, E5, E8, E9, E14). Essas últimas, ou permaneceram secas durante o período de análise, ou apenas o poço permaneceu

seco. Das estações que apresentaram artesianismo, duas se encontram no vale de cabeceira 1 (E26 e E27), uma no vale 2 (E6), quatro no vale 3 (E1, E3, E10 e E12), duas no vale 4 (E18 e E19), uma no divisor entre os vales 1 e 4 (E25) e uma na beira do rio Piracema (E20), nas proximidades da confluência com o canal do vale 4. A figura 98 sintetiza o comportamento do componente vertical do fluxo das estações de monitoramento, as estações que apresentaram artesianismo pouco significativo e durante períodos muito curtos foram classificadas como sem artesianismo.



**Figura 98** – Piezômetros com indicação freqüente de artesianismo na EEBV (componente vertical do fluxo) de cada estação.

Quanto ao tempo de resposta das cargas hidráulicas em relação às entradas de chuva, não foi possível estabelecer um padrão de resposta entre os piezômetros,

e, na maioria dos casos, a resposta variou em cada piezômetro. O tempo de resposta ao período chuvoso variou de poucos dias até um ano. Nos casos das respostas mais demoradas (próximas a um ano), a elevação das cargas começou poucos dias ou semanas antes do início do período chuvoso. Isso pode refletir uma resposta às chuvas anteriores ao início do período chuvoso definido, ou respostas realmente muito atrasadas.

Inicialmente imaginou-se que o tempo de resposta das cargas poderia refletir o vale de cabeceira de drenagem em que cada piezômetro estava localizado, ou, nos casos onde a influência da recarga local fosse predominante, a profundidade em que a ponta porosa estava instalada, ou mesmo se relacionar com a presença ou não de fluxo artesianos. No entanto não foi possível estabelecer nenhuma dessas relações, mostrando que a influência da recarga no ritmo de variação das cargas hidráulicas é bem complexa.

A série de dados cada estação de monitoramento é diferente, por terem sido instaladas em tempos diferentes, e, por algumas estações terem secado em alguns momentos. Por este motivo o número de tempos de respostas analisados foi diferente entre as estações. Entre as estações em que mais de um tempo de resposta puderam ser analisadas, as estações E1, E7, E20, E21, E28 e E29 mostraram características constantes, ou seja, seus tempos de resposta se mantiveram sem mudanças muito grandes. A tabela 6 mostra o tempo de resposta dos piezômetros frente às entradas de chuva.

**Tabela 6** – Tempo de resposta das cargas hidráulicas frente às chuvas.

<b>Piezômetro</b>	<b>Tempos de resposta (meses)</b>
1	1,7 / 1,5
2	3,7
3	5,1
4	Dados insuficientes
5	Dados insuficientes
6	Dados insuficientes
7	5,0 / 4,8 / 5,2
8	Dados insuficientes
9	3,9
10A e B	Não mostram qualquer correspondência entre as cargas e a recarga
11	1,8 / 3,8 / 1,1
12	1,0 / 2,8
13	1,9 / 3,5 / 1,7
14	Dados insuficientes
15	Dados insuficientes
16	11,1 / 12,4 / 4,0
17	Dados insuficientes
18	4,6
19	4,6
20	11,6 / 12
21	4,0 / 4,6
22	3,0
23	2,6 / 12,1
24	Dados insuficientes
25	3,0
26	6,0
27	0,2
28	0,2 / 0,6
29	0,2 / 0,7

### 6.7 Condutividade hidráulica

Os resultados dos ensaios de permeabilidade realizados em campo podem ser vistos na tabela 7. Foram integrados também à tabela a classificação dos materiais segundo sua condutividade, de acordo com a classificação proposta por Freeze & Cherry (1979), além da classificação encontrada a partir dos resultados das análises granulométricas e posterior plotagem no triângulo textural de Trefethen (1950).

**Tabela 7** – Resultados dos ensaios de condutividade hidráulica e classificações das amostras, segundo a classificação de Freeze & Cherry (1979) e segundo o triângulo textural de Trefethen (1950).

Piezômetro	Condutividade (cm/s)	Classificação (FREEZE & CHERRY, 1979)	Análise granulométrica (TREFETHEN, 1950)	
1	$2,10 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	Sem dados	
2	$1,41 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	Areia Argilo-Siltosa	
5	$4,88 \times 10^{-2}$	Areia Lavada	C	Areia Siltosa
			S	Areia Siltosa
7	$2,25 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	Areia Siltosa	
12	$7,17 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	Areia	
13	$3,62 \times 10^{-5}$	Areia Siltosa	Areia Siltosa	
17	$1,24 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	C	Areia Siltosa
			S	Areia Siltosa
20	$4,56 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	C	Areia
			S	Areia
21	$2,99 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	C	Argila Arenosa
			S	Areia
22	$3,67 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	Sem dados	
25	$3,54 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	C	Areia Siltosa
			S	Areia Siltosa
26	$2,60 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	C	Areia Siltosa
			S	Areia Siltosa
27	$2,54 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	C	Areia Argilo-Siltosa
			S	Areia Siltosa
28	$2,79 \times 10^{-4}$	Areia Siltosa	Areia Siltosa	
29	$1,02 \times 10^{-2}$	Areia Lavada	Areia Siltosa	
Média geral	$4,47 \times 10^{-3}$			

Os resultados mostram que grande parte dos solos ensaiados tem condutividade dentro da ordem de grandeza  $10^{-4}$ . Além disso, a comparação dos resultados dos ensaios de permeabilidade, com os resultados das análises granulométricas, obtidas através das duas metodologias utilizadas e suas respectivas classificações, mostram que a metodologia modificada, sem uso de

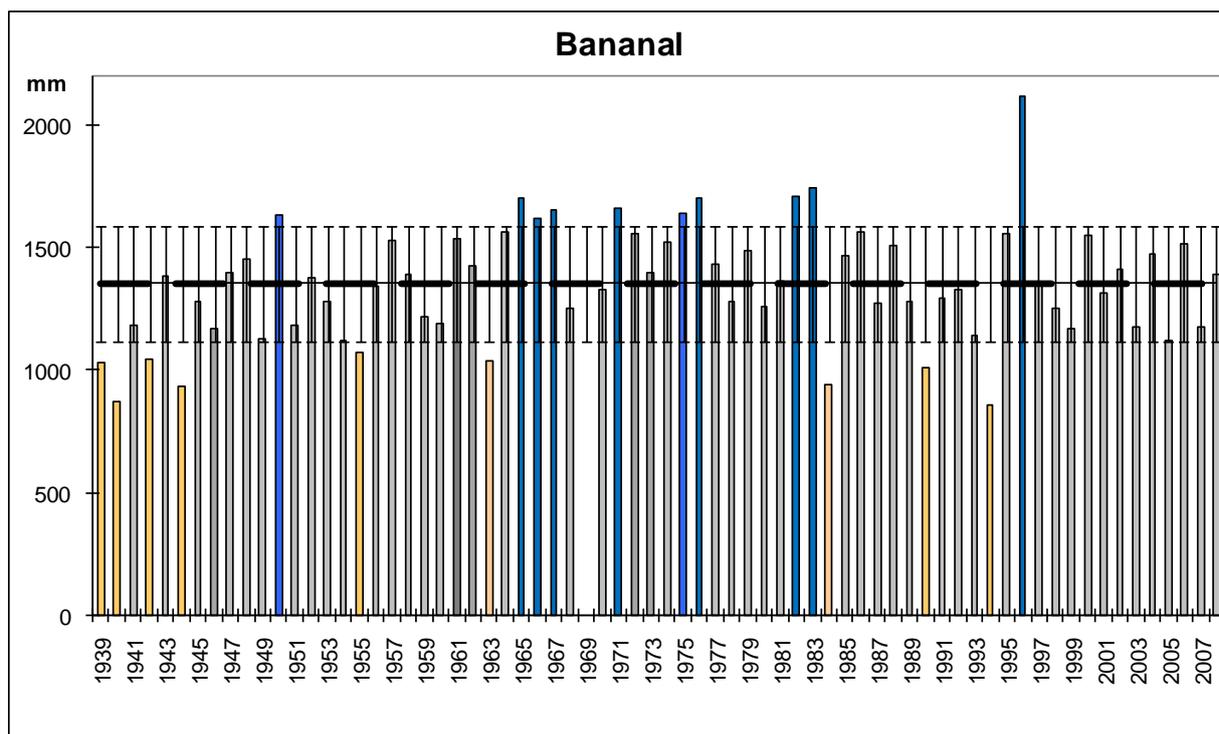
defloculante e aparelho dispersor, reproduz melhor o comportamento hidrológico dos solos, principalmente nas amostras com teores de argila mais elevados.

Os perfis de solo analisados mostram uma grande variação granulométrica em perfil, no entanto, como já demonstrado anteriormente as frações mais finas, principalmente a argila, encontram-se agregadas com as frações arenosas, por isso as condutividades hidráulicas desses solos, normalmente, são altas. Para dar uma idéia do tempo que a chuva local leva para recarregar o aquífero, a média dos resultados dos ensaios de permeabilidade foi de  $4,47 \times 10^{-3}$  cm/s, que equivale a 116 metros por mês. Levando em conta apenas os valores com ordem de grandeza  $10^{-4}$ , a média é de  $3,22 \times 10^{-4}$  cm/s, ou 8,3 metros por mês.

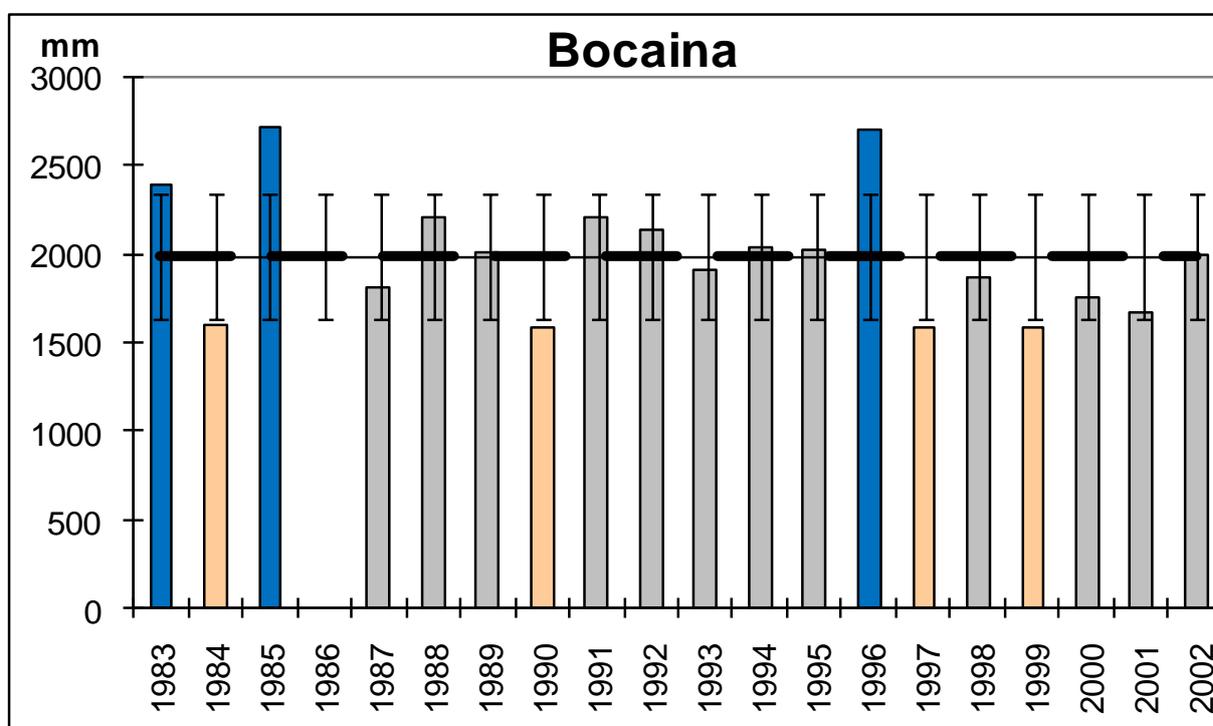
## 6.8 Chuvas

Os dados coletados dos postos pluviométricos da Bocaina e de Bananal foram organizados nas figuras 99 e 100, com os totais anuais, média histórica de cada posto e com os anos mais secos e mais chuvosos.

A série histórica do posto pluviométrico de Bananal, entre 1939 e 2008, excluindo o ano de 1969, para o qual não haviam dados, revelou uma média anual de 1355 mm. A série histórica do posto pluviométrico da Bocaina vai de 1983 até 2002, quando esse posto foi desativado, para o ano de 1986, não existem dados. A média anual desse posto é de 1990 mm.

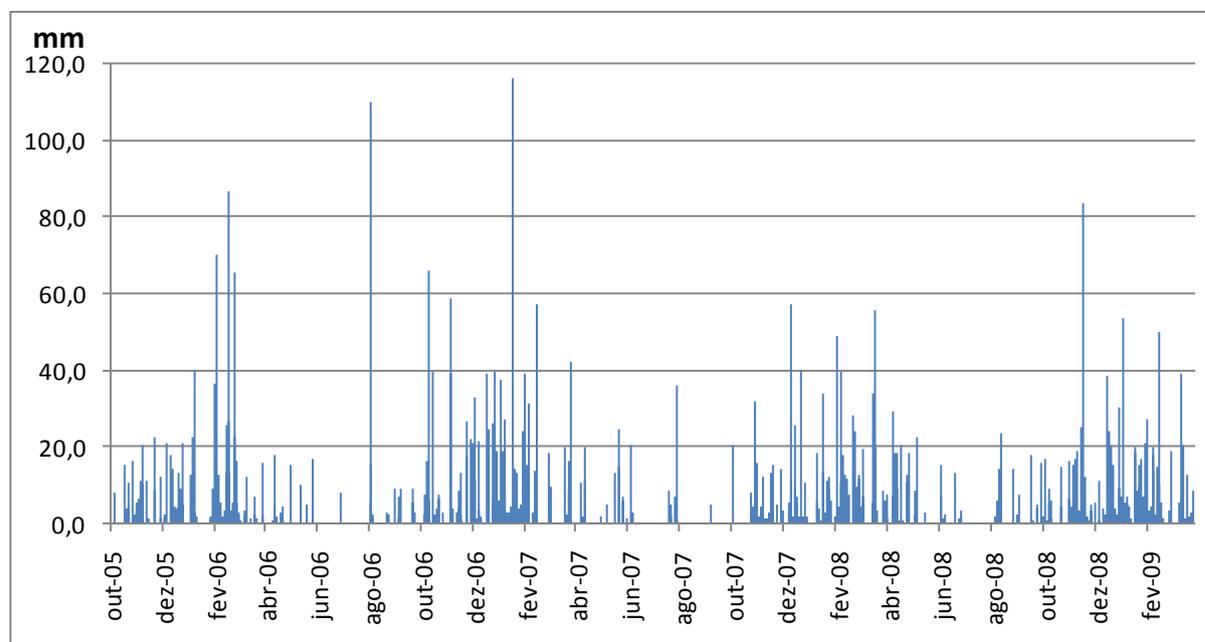


**Figura 99** – Precipitação anual do posto Bananal, mostrando a média da série histórica (linha preta tracejada), a barra de erro mostra o desvio padrão acima e abaixo da média anual. Os anos mais secos têm a barra preenchida de bege e os anos mais chuvosos, em azul.



**Figura 100** – Precipitação anual do posto Bocaina, mostrando a média da série histórica (linha preta tracejada), a barra de erro mostra o desvio padrão acima e abaixo da média anual. Os anos mais secos têm a barra preenchida de bege e os anos mais chuvosos, em azul.

Os dados diários da estação Bananal, organizados para determinação do tempo de resposta das cargas hidráulicas em relação às entradas de chuva são mostrados na figura 101.



**Figura 101** – Chuva diária da estação Bananal. Período de análise do tempo de resposta das cargas hidráulicas.

## 6.9 Redes de fluxo

A partir da leitura da rede de monitoramento piezométrica e da interpolação das cargas hidráulicas, redes de fluxo foram elaboradas no programa SURFER, para diferentes períodos. A seguir são mostradas redes de fluxo em planta, representando as situações onde o aquífero está mais elevado (figura 102) ou mais rebaixado (figura 103). Os desvios dos divisores de água subterrânea em relação aos divisores topográficos também são mostrados nas redes de fluxo.

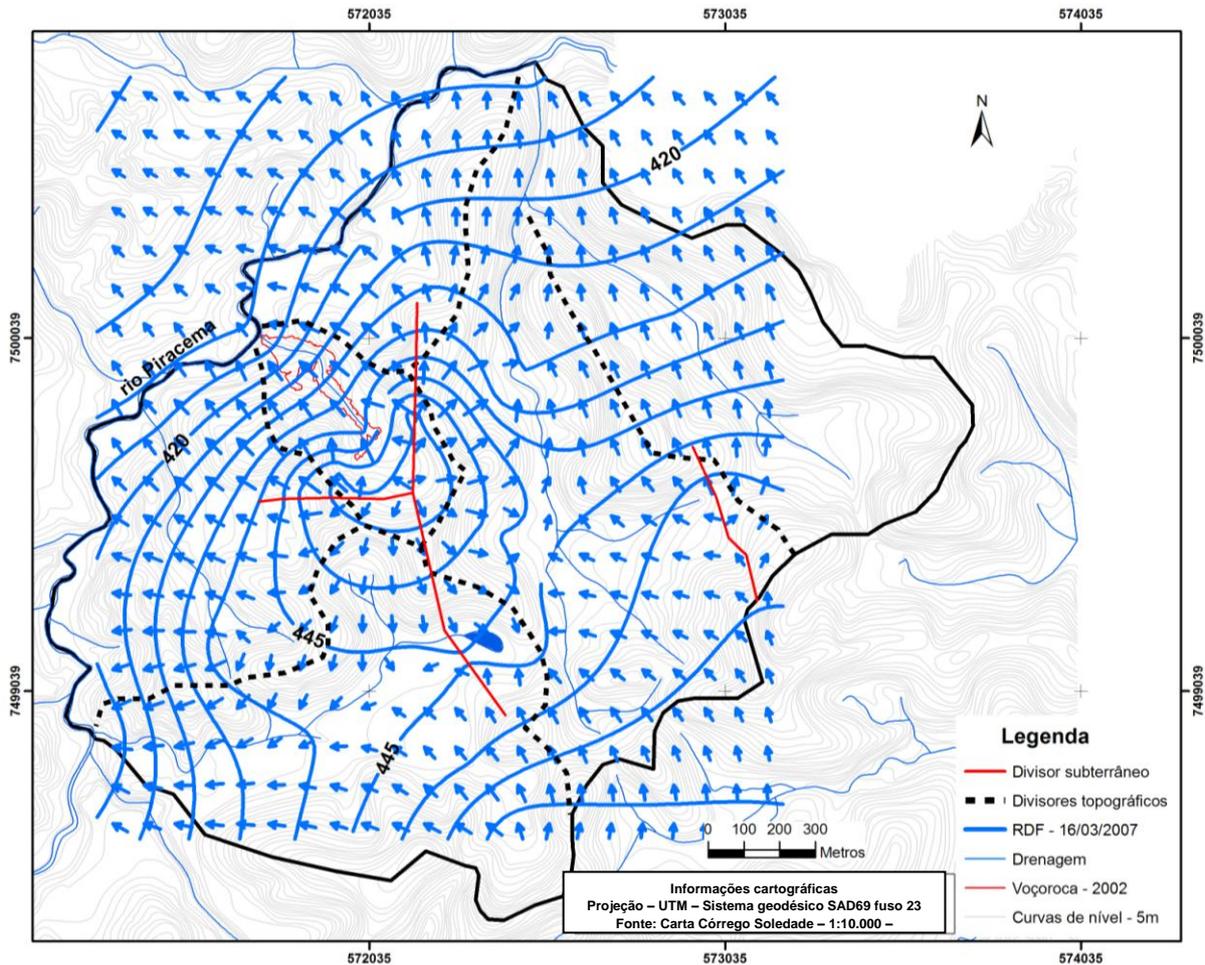


Figura 102 – Rede de fluxo elaborada no programa SURFER, para o dia 16/03/2007.

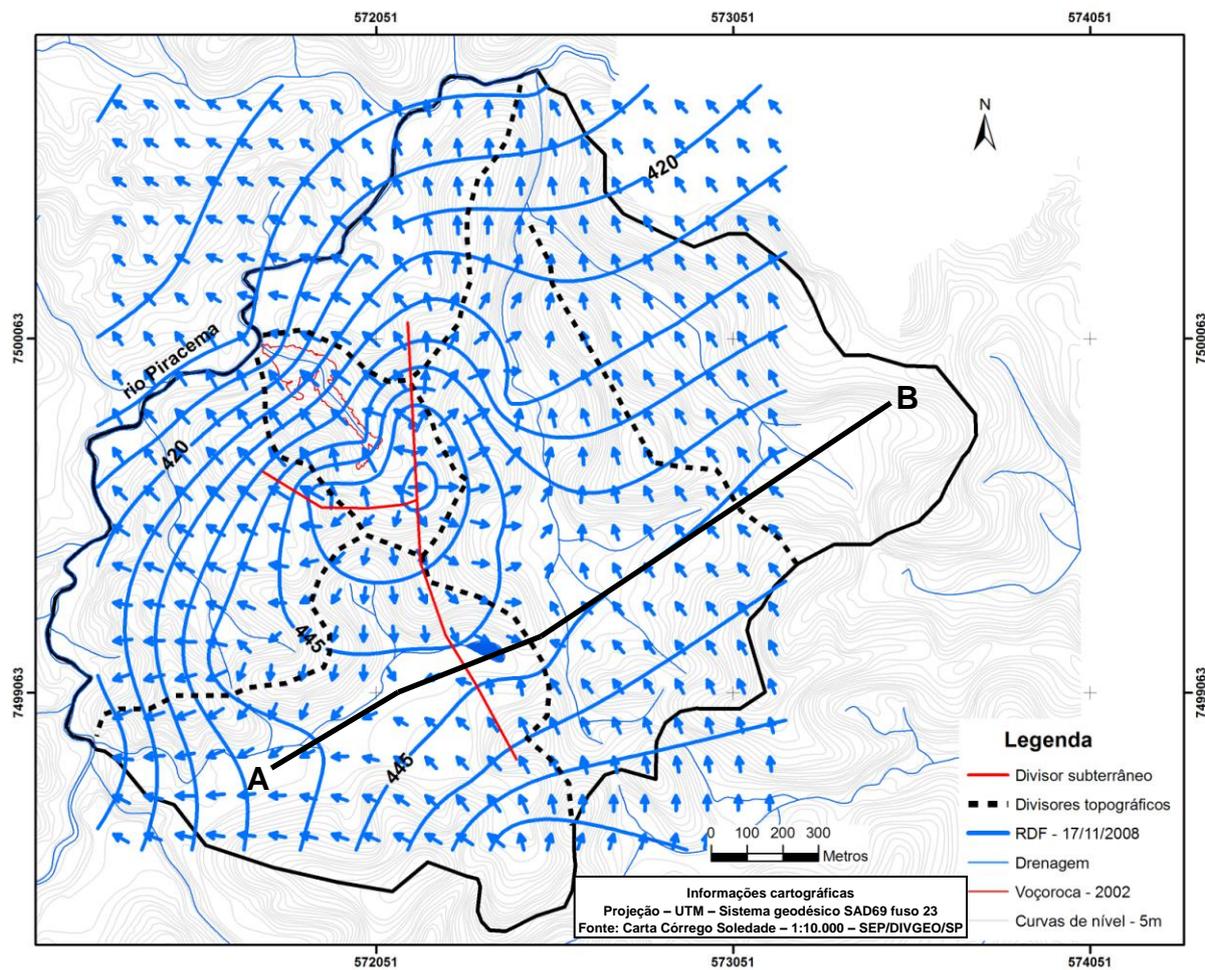
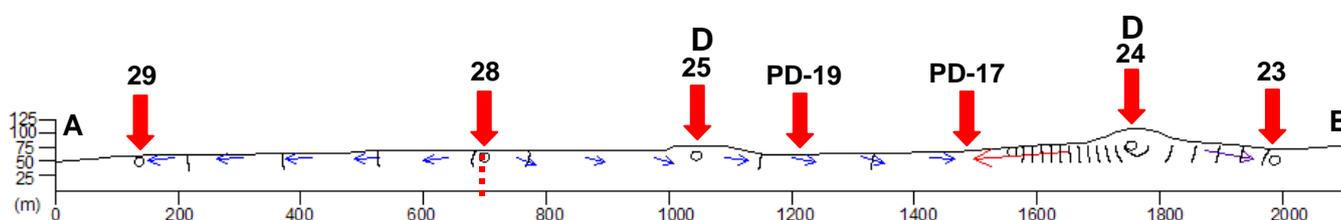


Figura 103 – Rede de fluxo elaborada no programa SURFER, para o dia 17/11/2008.

Apesar da certa generalização que as rede de fluxo têm, elas representam graficamente o comportamento de um determinado instante, a partir dos dados mensurados diretamente em campo. As redes confeccionadas mostram desvios de fluxos do vale 3 para o vale 4 nos períodos onde o aquífero está mais alto. Além disso, mostram desvios, em todos os períodos do vale 1, para os vale 2, 3 e 4. O problema do uso das redes de fluxo para determinação de pirataria de água subterrânea, é que são necessárias mensurações de carga hidráulica em pontos do divisor topográfico, para que a análise tenha uma precisão maior.

Para analisar os desvios dos divisores de águas subterrâneas em perfil, redes de fluxo em perfil foram confeccionadas no perfil A-B mostrado na figura 104. Este perfil foi escolhido por ter dados de campo nos piezômetros localizados nos divisores de drenagem (E24 e E25). A figura 104 mostra uma rede de fluxo em perfil feito para o dia 20/02/2008 e comprova a pirataria entre os vales de cabeceiras 3 e 4, na qual a cabeceira 4 pirateia água da cabeceira 3.



**Figuras 104** – Rede de fluxo em perfil no programa SURFER, para o dia 20/02/2008, a localização do perfil é mostrada na figura 104. A numeração indica localização do piezômetro ou ponto de drenagem. A letra D indica a posição de divisores topográficos entre vales vizinhos. A linha pontilhada vermelha indica um divisor de água subterrânea distante do divisor topográfico.

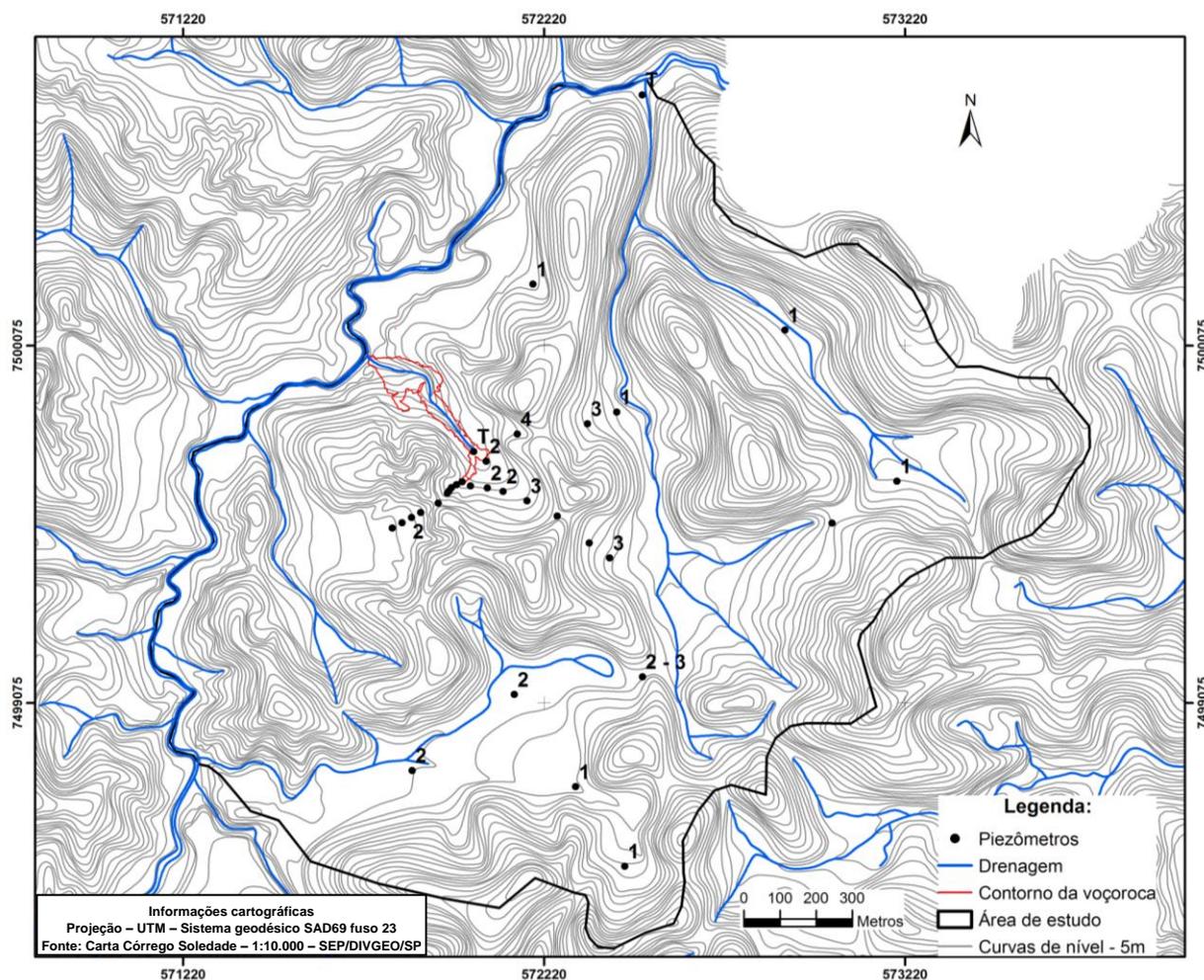
## 6.10 Modelagem matemática dos fluxos de água subterrânea

A calibração dos modelos gerados pelo programa FEFLOW, com diferentes valores de recarga foi feito para analisar qual recarga resultaria em cargas calculadas mais próximas às cargas mensuradas em campo. Os resultados mostraram que nenhum valor de recarga mostrou melhor calibração em toda a área

de estudo. Porém, pode-se constatar que dentro do anfiteatro da Bela Vista todos os piezômetros tiveram uma correspondência melhor com recargas acumuladas de 2 a 4 meses. A tabela 8 mostra as diferenças entre a carga mensurada em campo e as cargas calculadas pela modelagem. A figura 105 mostra as melhores calibrações para cada piezômetro.

**Tabela 8** – Calibração dos piezômetros para cada tipo de recarga simulada. Os valores de referem ao último dia de simulação.

	E1	E3	E7	E10	E11	E12	E13	E16	E17	E18	E19	E20	E21	E22	E23	E25	E26	E27	E28	E29
1 mês	0,74	5,65	5,83	2,10	3,30	6,24	8,06	5,47	11,46	6,22	6,99	0,11	5,83	-0,24	-3,52	2,29	11,46	-3,90	2,53	1,66
2 meses	0,35	3,92	-1,22	0,27	-0,72	1,41	2,35	2,42	7,83	1,68	9,39	-0,28	-1,22	-1,25	-11,64	0,28	7,83	-11,72	0,52	-1,32
3 meses	-0,07	2,51	-6,32	-1,21	-3,69	-2,01	-1,62	0,35	5,00	-1,51	11,29	-0,59	-6,32	-1,97	-17,60	0,28	5,00	-16,99	-1,19	-3,61
4 meses	-0,4	1,36	-9,73	-2,29	-5,71	-4,28	-4,17	-1,57	2,87	-4,15	12,64	0,18	-9,73	-2,49	-21,90	-2,88	2,87	-20,78	-2,48	-5,23



**Figura 105** – Mapa mostrando as melhores calibrações de cada aparelho. A letra “T” indica que não houveram diferenças significativas entre os valores de recarga testados. Os números 1, 2, 3 e 4 indicam qual recarga teve melhor calibração para cada piezômetro.

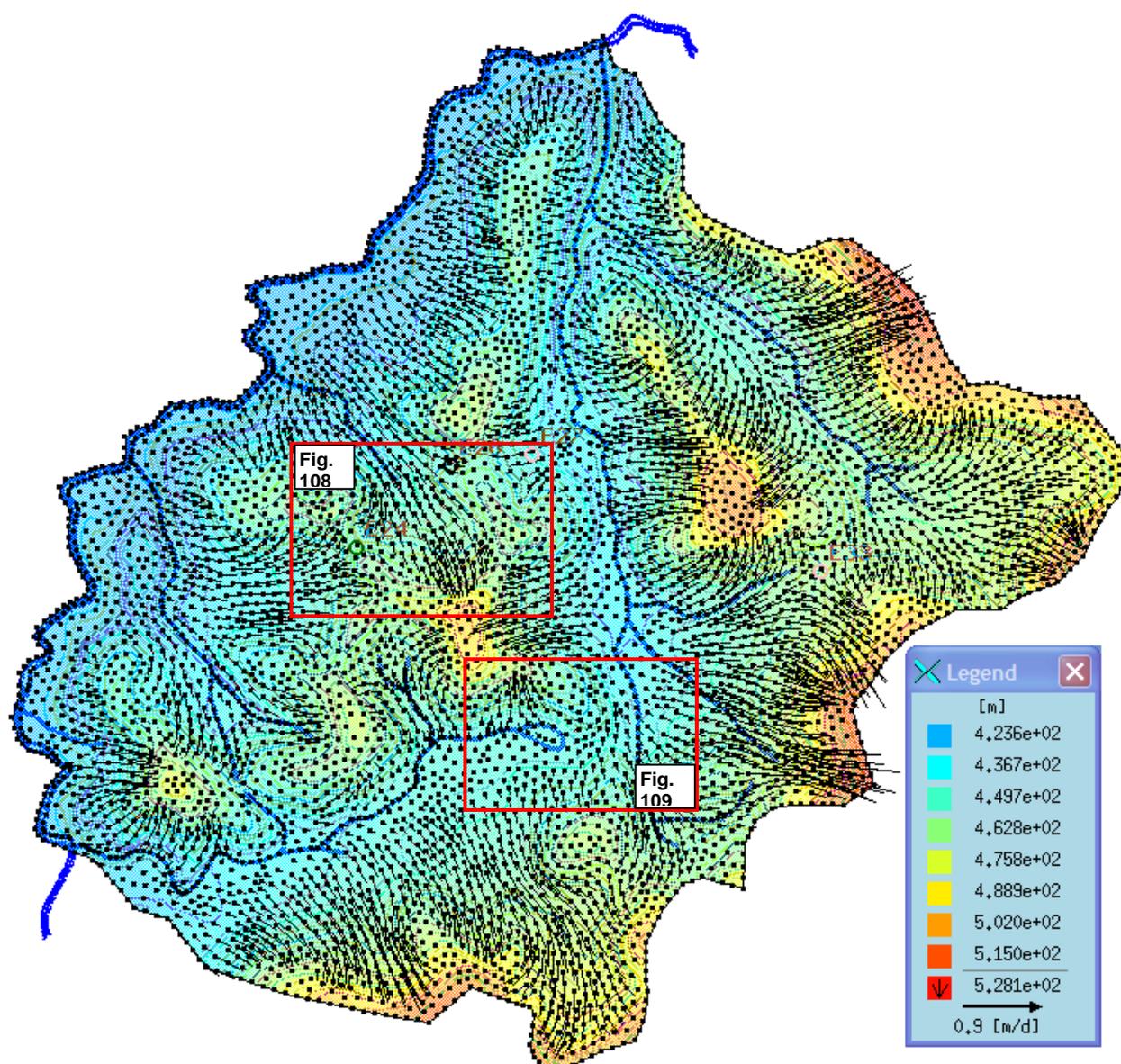
Apesar da modelagem ter sido feita para toda a área, foram priorizadas na análise dos resultados, duas janelas de detalhe: o anfiteatro da Bela Vista e seus divisores topográficos e o divisor topográfico entre as cabeceiras 3 e 4. A primeira janela foi escolhida pelo interesse inicial na cabeceira da Bela Vista. A outra área foi escolhida por ter sido onde a pirataria foi detectada em campo.

Em cada figura incluiu-se um quadro de referencia espacial para localização das áreas-foco, onde pode-se ver os canais inseridos em cada simulação da modelagem numérica. Nas figuras onse se apresetam as cargas e vetores, a drenagem está sendo exibida apenas para facilitar a localização das cabeceiras de drenagem. As cores representam a variação da carga hidráulica (m) e as setas indicam a direção dos fluxos e o tamanho de cada seta é proporcional à velocidade do fluxo (m/day). Para facilitar a localização das janelas de detalhe, são mostradas, para as primeiras simulações figuras com os resultados para toda a área da EEBV.

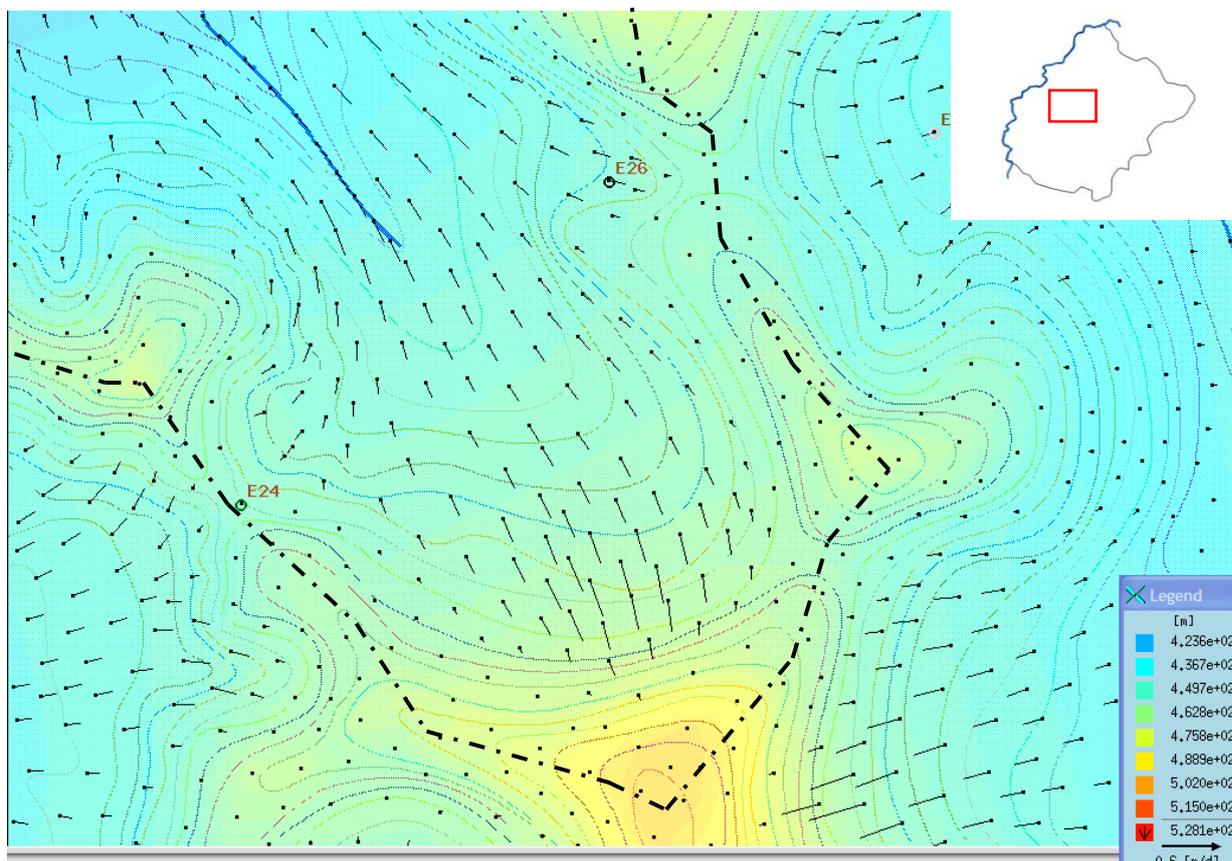
Os resultados da simulação feita com o rio Piracema suspenso mostraram um comportamento onde os fluxos subterrâneos são controlados pela topografia, no anfiteatro da Bela Vista, ou seja, não houveram desvios de fluxos em relação aos divisores (figura 107). No entanto, houveram desvios entre as cabeceiras 3 e 4, como pode ser visto na figura 109. O desvio entre as cabeceiras 3 e 4 foi observado em todas as demais simulações. Ressalta-se que o divisor topográfico entre as cabeceiras 3 e 4 é associado à um pacote sedimentar (perfil 25), com pouca argila. A sondagem realizada nesse ponto foi até 8,3 metros de profundidade, sendo que o desnível do divisor é de apenas 5 metros, ou seja, esse divisor não apresenta correpondência com a rocha subjacente.

A figura 109 mostra a localização das janelas, detalhadas nas figuras 110 e 111. A partir do rebaixamento do nível de base (rio Piracema), o anfiteatro da Bela

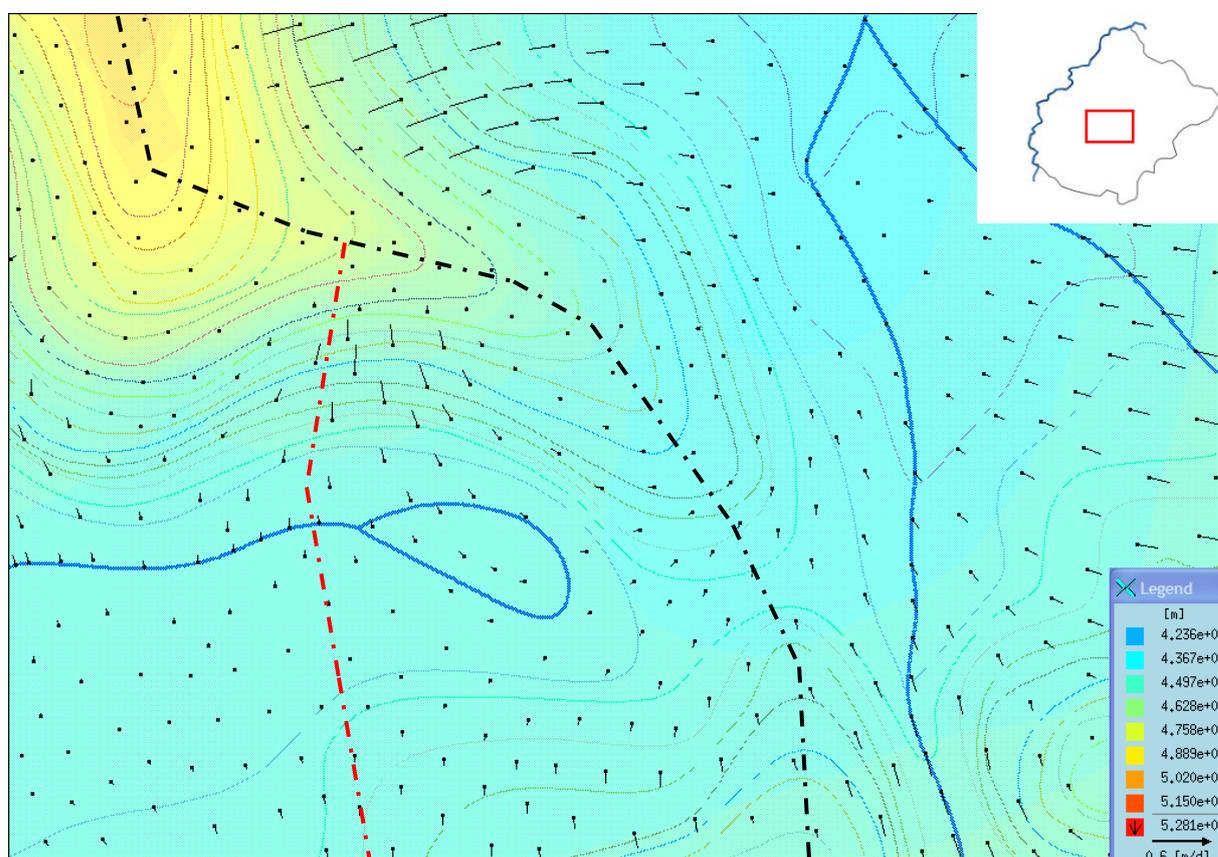
Vista começa a perder fluxos para os vales vizinhos (figura 110) e os gradientes hidráulicos aumentam em relação à primeira simulação. No entanto, a área pirateada da cabeceiras 3 pela cabeceira 4 diminui, assim os gradientes hidráulicos (figura 111). Esse fato não era esperado, já que os gradientes entre as cabeceiras 3 e 4 aumentam, como pode ser visto pela coloração (cargas hidráulicas) nas figuras 106 e 109.



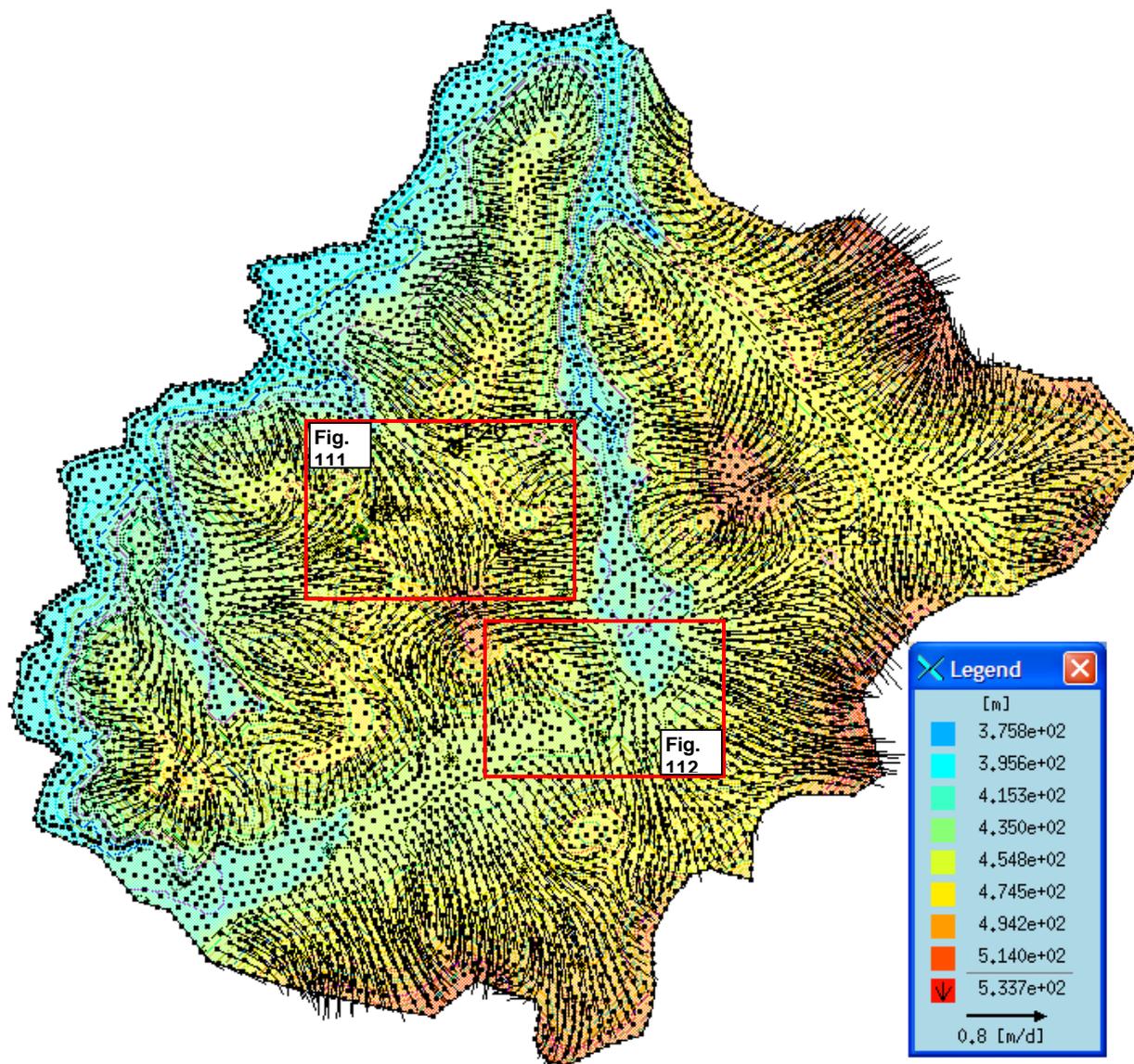
**Figura 106** – Modelagem da rede de fluxos (-20m) na área de estudo (EEBV) e janelas de detalhamento mostradas nas figuras 107 e 108.



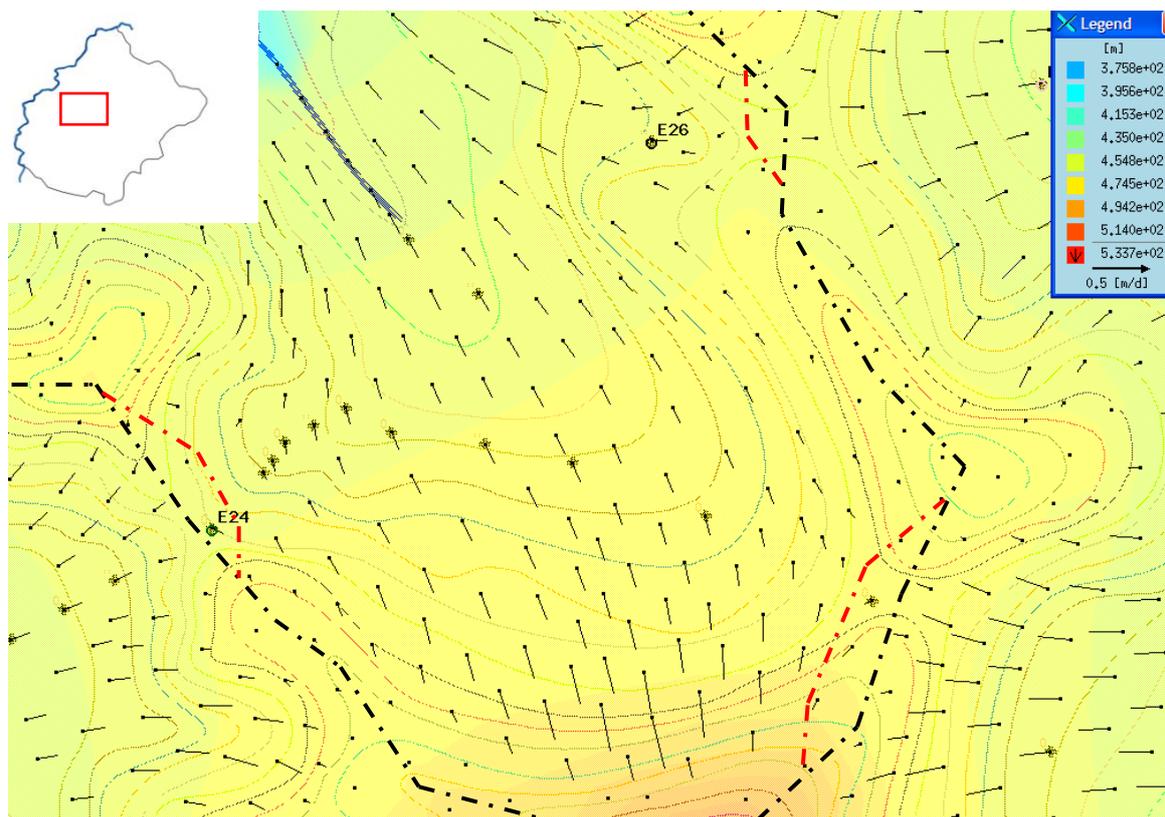
**Figura 107** – Resultado da simulação feita com o rio Piracema elevado, a 20 metros de profundidade. A linha preta tracejada mostra o limite topográfico do anfiteatro da Bela Vista (cabeceira 1)



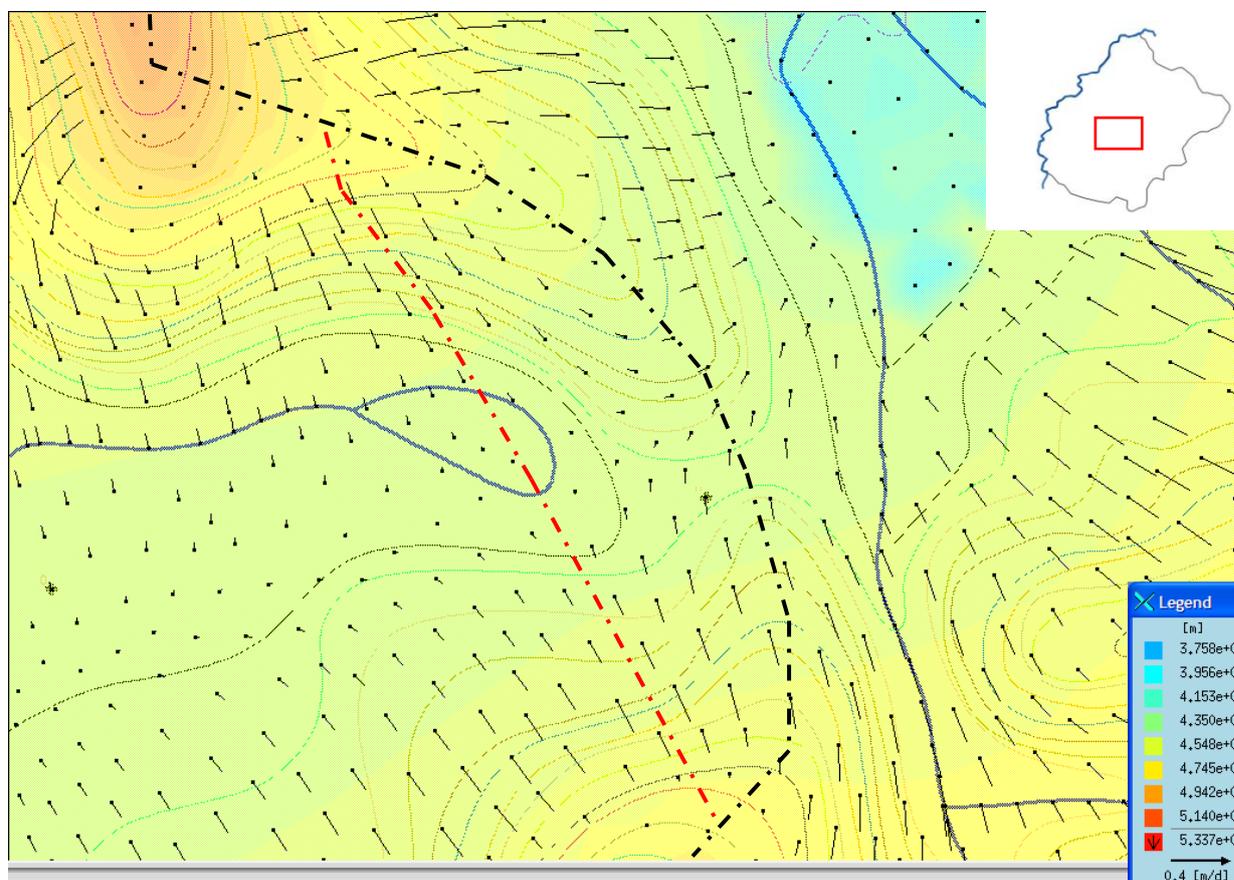
**Figura 108** – Resultado da simulação feita com o rio Piracema elevado, a 20 metros de profundidade. A linha preta tracejada mostra o divisor topográfico entre as cabeceiras 3 e 4. A linha vermelha mostra o divisor de águas subterrâneas, traçado com base nos vetores.



**Figura 109** – Modelagem da rede de fluxos (-20m) na área de estudo (EEBV) e janelas de detalhamento mostradas nas figuras 110 e 111.



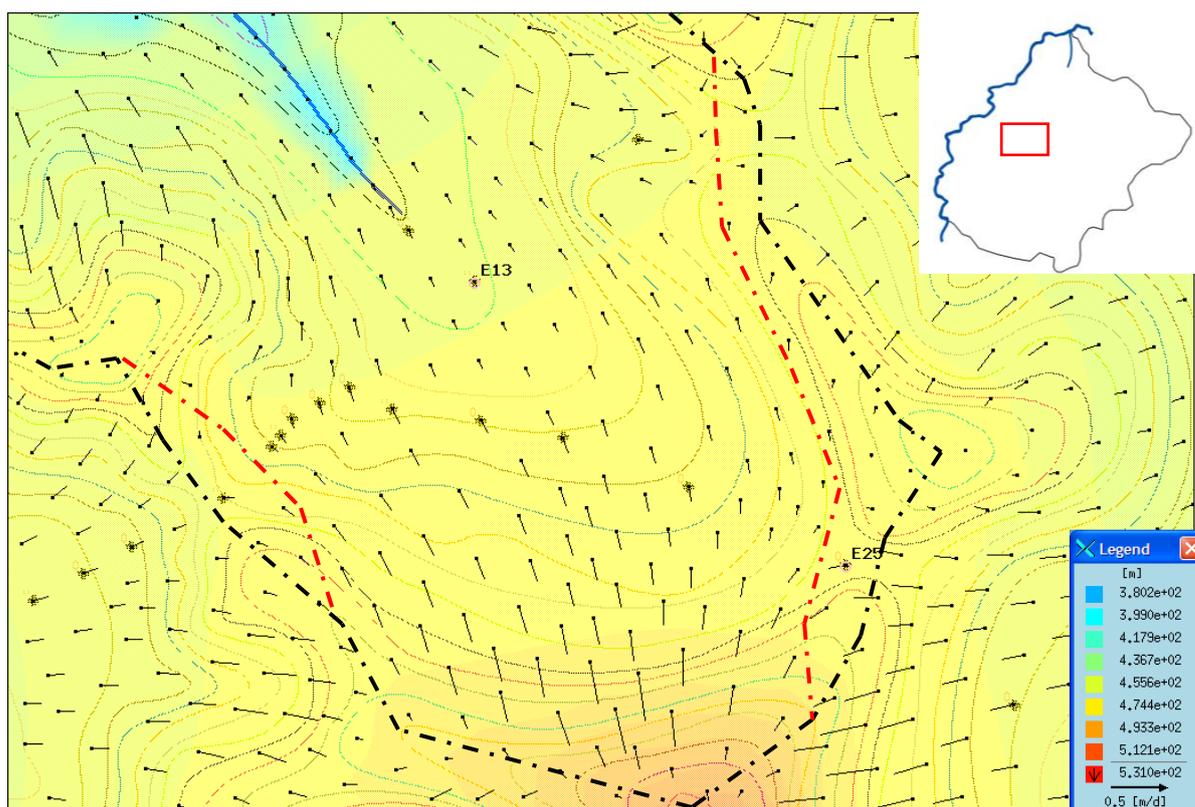
**Figura 110** – Resultado da simulação, a 20 metros de profundidade, feita com o rio Piracema rebaixado em relação a simulação da figura 63. A linha vermelha representa os desvios dos divisores de água subterrânea em relação aos divisores topográficos (linha preta tracejada) do anfiteatro da Bela Vista.



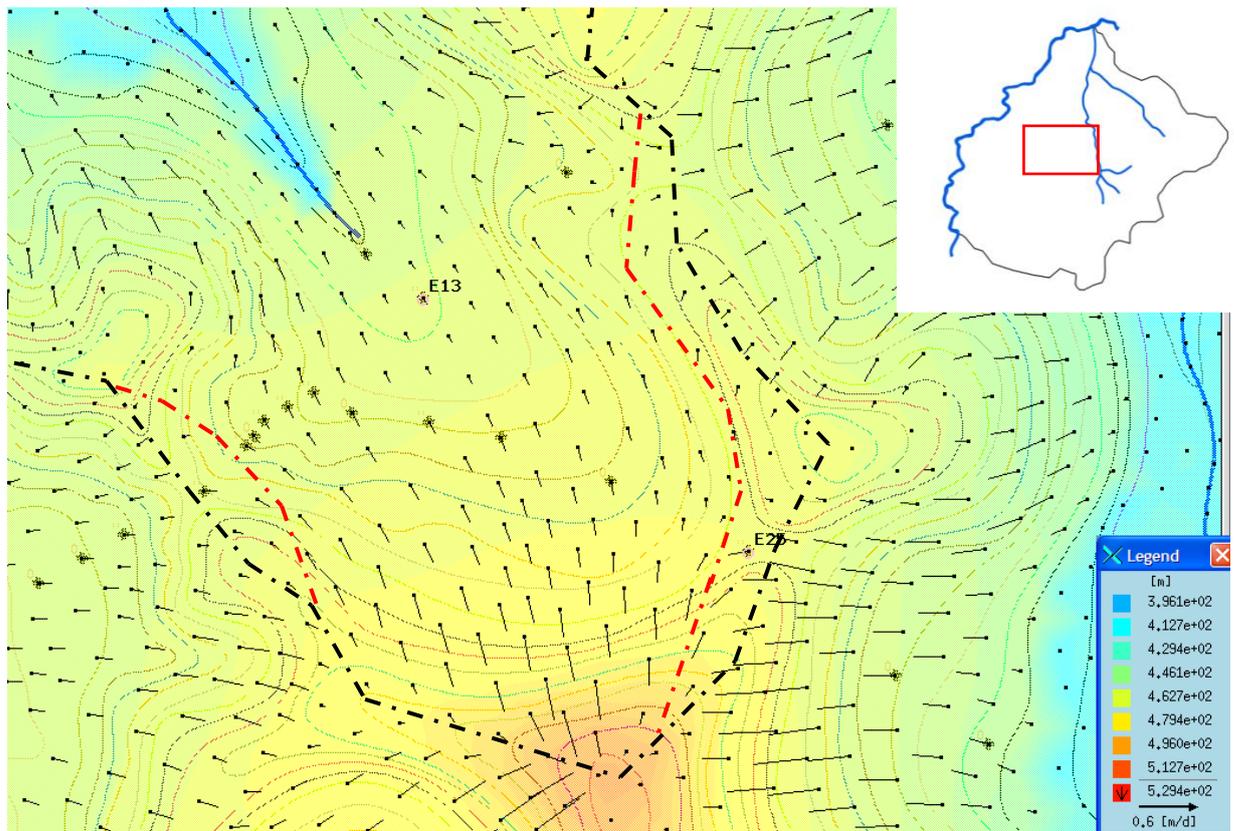
**Figura 111** – Resultado da simulação, a 20 metros de profundidade, feita com o rio Piracema rebaixado em relação a simulação da figura 64. A linha vermelha representa os desvios dos divisores de água subterrânea em relação aos divisores entre as cabeceiras 3 e 4.

A partir do maior aporte de fluxos observados na direção da cabeceira 4, o crescimento do canal nessa cabeceira começou a ser simulado. A figura 112 mostra a simulação feita com o início do desenvolvimento do canal 4 e mostra que a área da cabeceira 1 pirateada pela cabeceira 4 aumenta. À medida que o canal cresce (figura 113), os gradientes na direção das cabeceiras com canais em desenvolvimento aumentam, assim como a área pirateada da cabeceira 1.

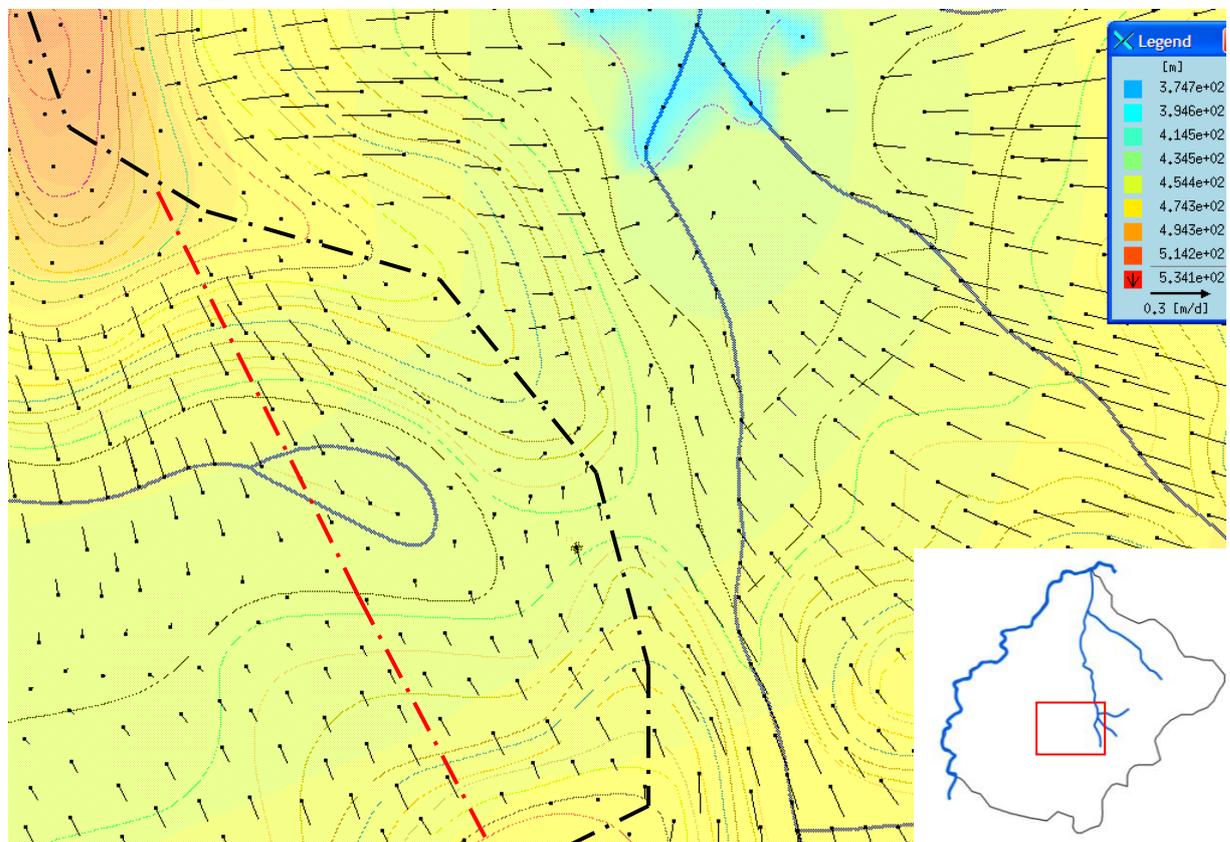
O crescimento do canal da cabeceira 4 altera um pouco a relação entre as cabeceiras 3 e 4. A pirataria entre as cabeceiras aumenta um pouco em área, apesar dos gradientes diminuírem (figura 114). No entanto, as mudanças nessa área não são muito significativas.



**Figura 112** - Simulação do início do crescimento do canal da cabeceira 4, a 20 metros de profundidade.

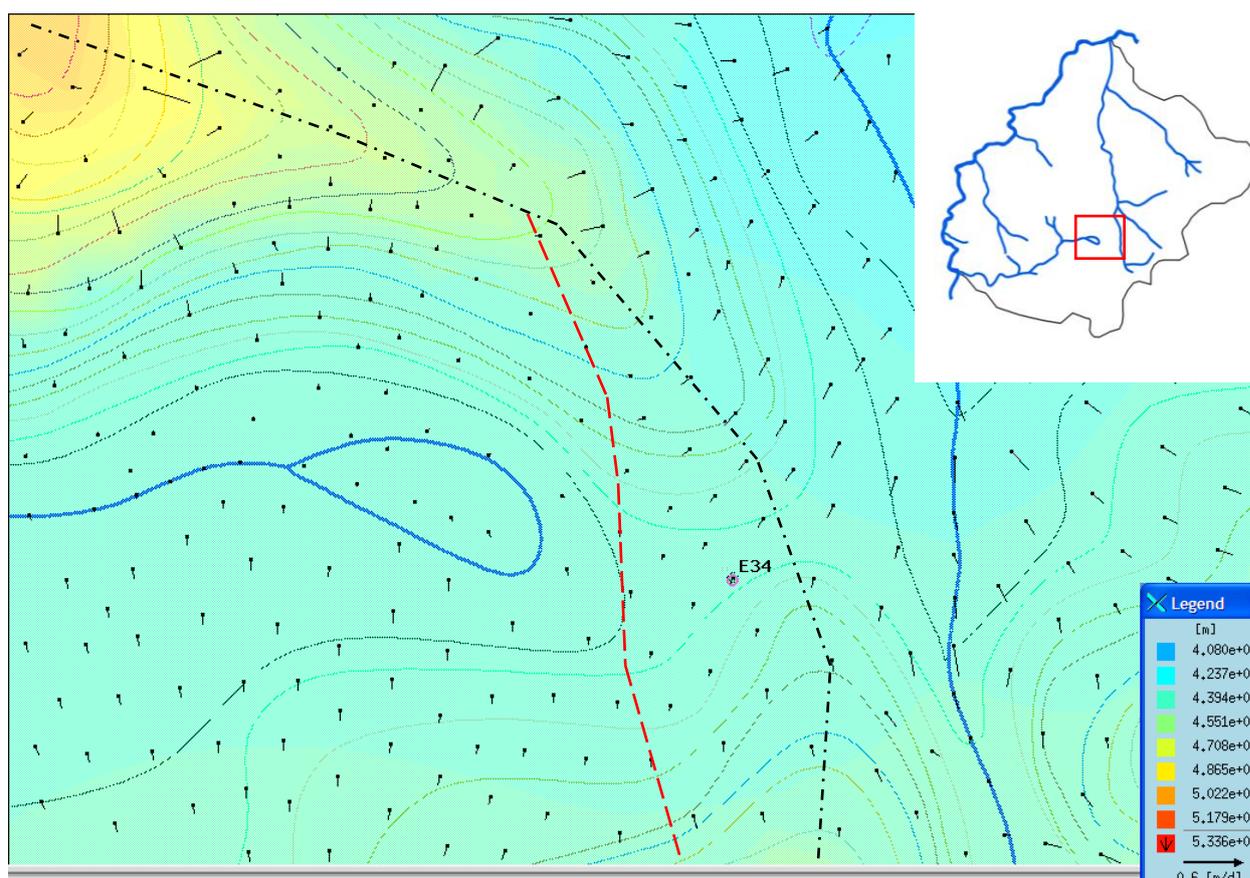


**Figura 113** – Simulação do crescimento do canal 4, a 20 metros de profundidade.



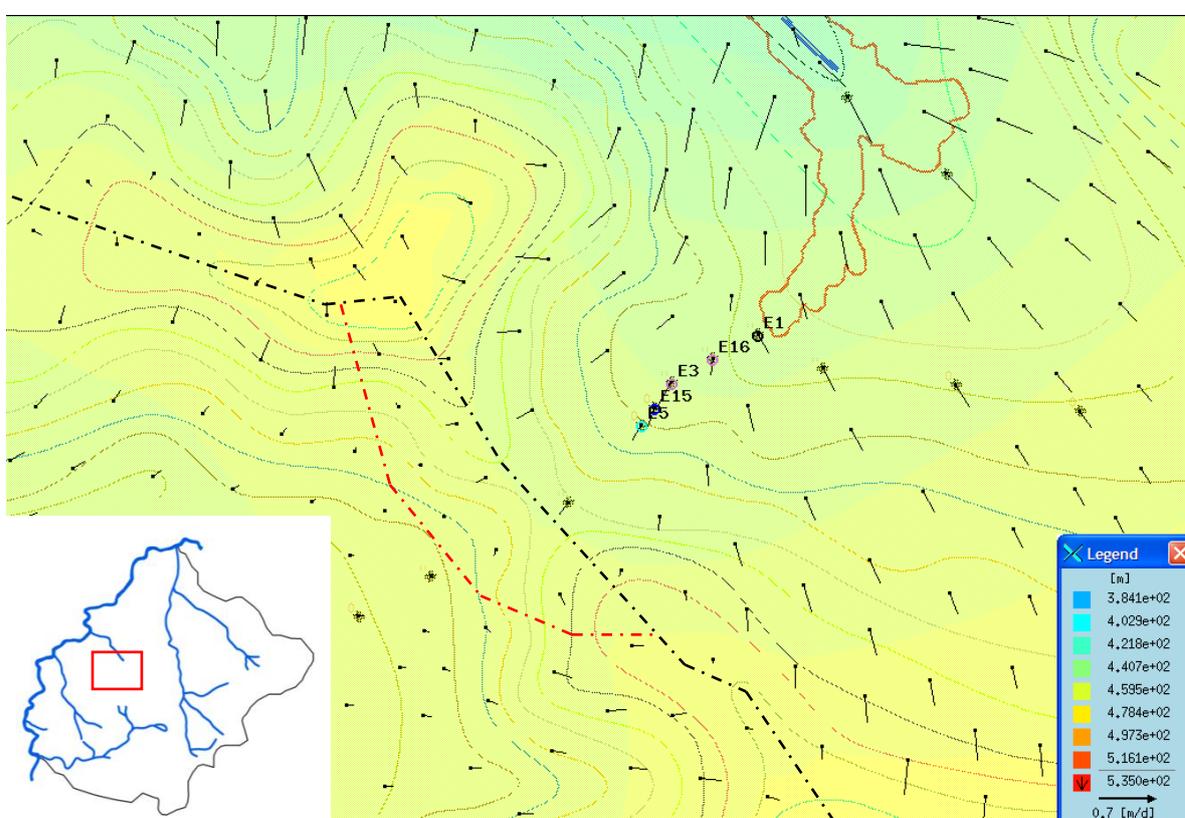
**Figura 114** – Simulação do crescimento do canal 4, a 20 metros de profundidade. Visualização do divisor de drenagem entre as cabeceiras 3 e 4.

Nas simulações que testaram as diferenças de recarga, o modelo baseado na recarga local onde apenas a chuva da área de estudo foi contabilizada, mostra uma forte correspondência entre o sistema de água subterrânea e a topografia. No entanto, os resultados indicam que a cabeceira 4 pirateia água da cabeceira 3, por este motivo apenas a janela entre as cabeceiras 3 e 4 é mostrada (figura 115). Portanto, em todas as simulações feitas, independente da recarga imposta ou dos canais inseridos, a pirataria da cabeceira 1 para a cabeceira 4 foi observada. A área pirateada aumenta com as maiores recargas, pode-se perceber na figura 115, que a recarga local (menor valor de recarga utilizado) resultou na área menor área pirateada na cabeceira 3.



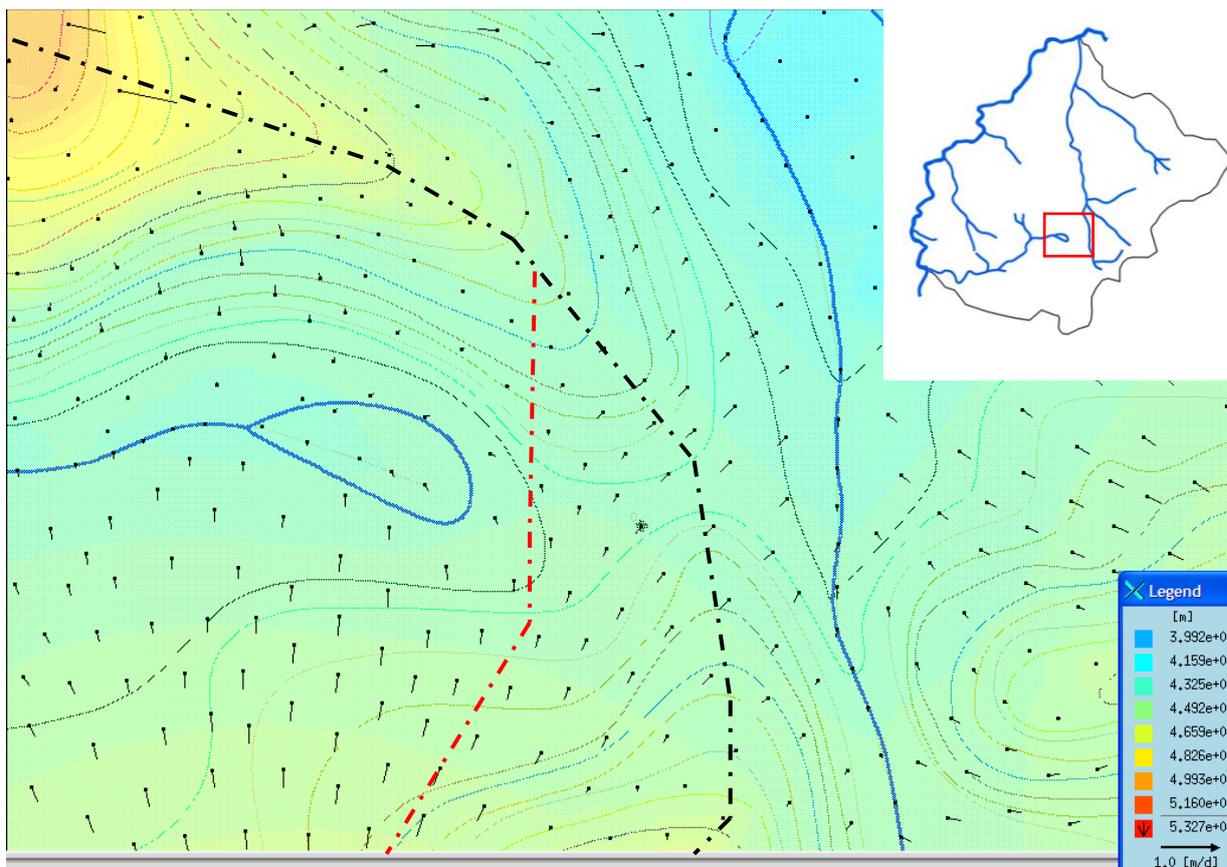
**Figura 115** – Simulação feita com a recarga local, a 20 metros de profundidade. Detalhe da pirataria entre os vales de cabeceira 3 e 4.

Na simulação feita com a chuva acumulada de 2 meses, as direções se mantêm as mesmas da simulação com a chuva mensurada em campo. O aumento da recarga faz com que o sistema sofra algumas alterações referentes à direção das linhas de fluxo. Nas simulações feitas com chuva acumulada de 3 e 4 meses, a cabeceira 1 pirateia água da cabeceira 2 (figura 116), nos períodos mais chuvosos. Entre as cabeceiras 3 e 4, a área pirateada mudou e os gradientes aumentam (figura 117).

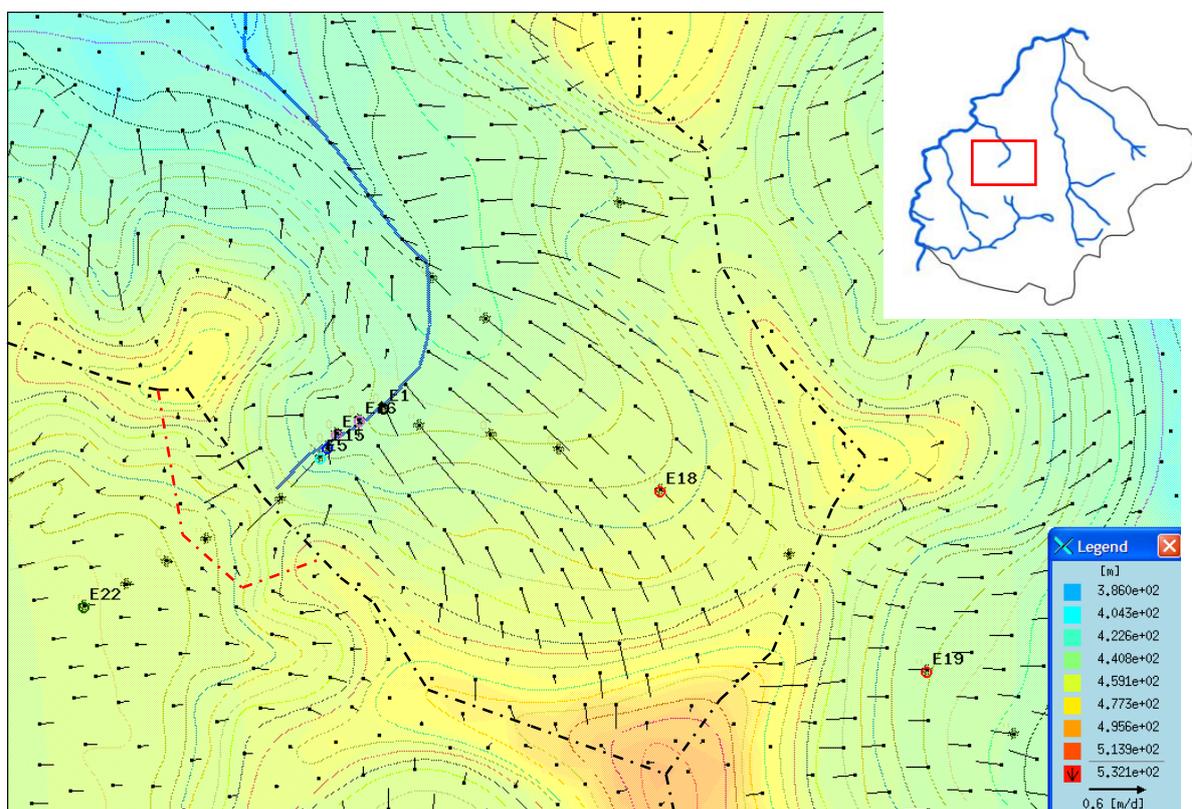


**Figura 116** – Detalhe entre as cabeceiras 1 e 2, da simulação feita com a recarga de 4 meses acumulados, a 20 metros de profundidade. Utilizando a topografia e os canais observados atualmente.

Ao simular o crescimento do voçorocamento localizado na cabeceira 1, percebe-se que os fluxos que se direcionam da cabeceira 2 para a 1 aumentam em velocidade e em área (figura 117).



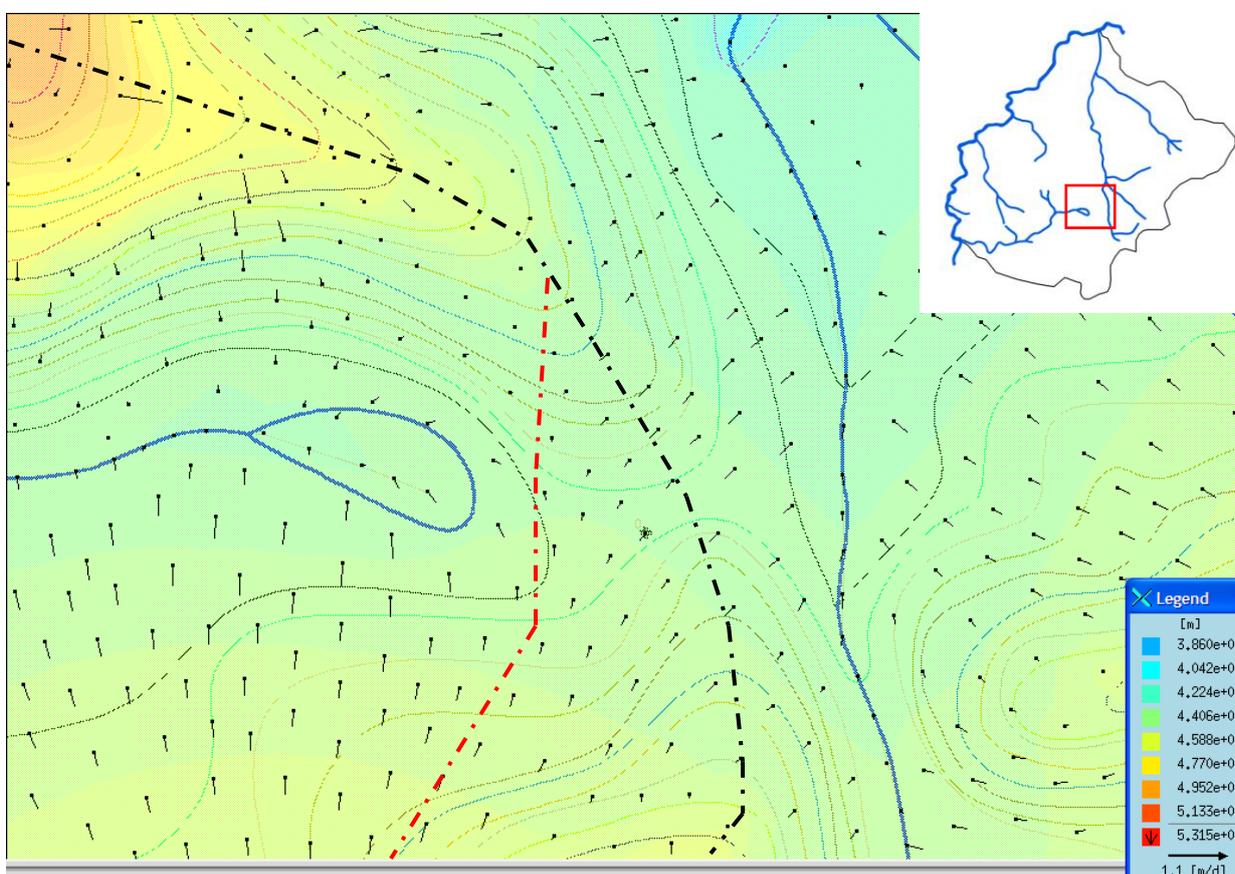
**Figura 117** – Detalhe entre as cabeceiras 3 e 4, da simulação feita com a recarga de 4 meses acumulados, a 20 metros de profundidade. Utilizando a topografia e os canais observados atualmente.



**Figura 118** – Simulação do crescimento do voçorocamento (canal da cabeceira 1), a 20 metros de profundidade.

A área de pirataria entre as cabeceiras 3 e 4, permanecem alteradas como na figura 116 e os gradientes voltam a sofrer um ligeiro aumento (figura 118). Os resultados parecem indicar que o aumento da pirataria entre as cabeceiras 1 e 2, influenciam na dinâmica entre as cabeceiras 3 e 4.

Algumas janelas de detalhe e a profundidade de 20 metros foram priorizadas nessa análise, como dito anteriormente, em anexo são mostradas as figuras com outras profundidades e simulações não mostradas aqui.



**Figura 119** – Detalhe entre as cabeceiras 3 e 4 da simulação do crescimento do voçorocamento (canal da cabeceira 1), a 20 metros de profundidade.

## 7 Conclusões

Através da rede de canais registrada nas fotos aéreas de 2004, percebeu-se uma nova situação no desenvolvimento dos canais de voçorocas em comparação com o mapeamento realizado por Cambra (1995): muitos canais estabilizaram desde o ano de 1973 e, no entanto, novos canais também surgiram neste intervalo de tempo. A rede de canais passou de um estado onde a maior parte dos canais erosivos se encontravam em expansão, para um estado onde a maior parte está se estabilizando.

Este fato demonstra que os processos operantes na bacia não são espacialmente uniformes, e são controlados tanto por condicionantes regionais (escala de bacia), quanto locais, como apontado por COELHO NETTO (2003). A expansão diferencial da rede de canais da bacia do rio Piracema mostra essa relação, onde mesmo numa fase de relativa estabilização, novos canais continuam surgindo. Os fatores que definem quais canais vão estabilizar ou quais irão continuar ativos, e onde novos canais vão surgir, são complexos e se relacionam com diversos fatores, como os gradientes locais e regionais, a ocorrência ou não de fraturas interligadas ao aquífero regional em cada cabeceira de drenagem, e com os níveis de base locais.

As variações espaciais e temporais das cargas piezométricas, e redistribuições espaciais dos fluxos d'água subterrânea, podem ser consideradas um dos principais reguladores da expansão da rede de canais erosivos na zona de cabeceiras de drenagem do domínio de colinas. Não se exclui, entretanto, a influência dos materiais de resistência variável na definição das taxas de erosão e progressão remontante de canais.

As redes de fluxos e a modelagem matemática foram empregadas para subsidiar a análise do comportamento dos fluxos d'água subterrâneos em associação ao desenvolvimento da rede de canais, em vales de cabeceiras de drenagem adjacentes. Inicialmente a interpolação das cargas piezométricas baseada nos registros de campo, e obtida através do programa *Surfer*, evidenciou as direções e velocidades dos fluxos apontando um possível deslocamento da rede de fluxos em relação aos divisores de águas superficiais. Este fato foi comprovado entre as cabeceiras 3 e 4. Nesse caso, a interpolação foi satisfatória para a detecção de fluxos subterrâneos entre cabeceiras, já que os níveis piezométricos nos divisores topográficos puderam ser lidos.

O uso da modelagem matemática tridimensional dos fluxos d'água subterrâneos, através do programa FEFLOW, permitiu que toda a área da EEBV fosse analisada em toda a área de estudo. Além disso, foi possível construir cenários para analisar como a rede de fluxos d'água subterrânea teria reagido no contexto da evolução do sistema de drenagem, tanto no período Quaternário Tardio como no tempo atual.

As simulações conduzidas evidenciaram que a incisão do fundo de vale pelo canal Piracema, num segmento de aproximadamente 3 km e com desnivelamento de apenas 7 m, detonou as mudanças associadas a direção e a magnitude dos fluxos nos vales tributários da área focalizada neste estudo. Pode-se dizer que a rede de fluxos foi sendo alterada na medida em que crescia a rede de canais à jusante do canal do anfiteatro Bela Vista (cabeceira 1). O rebaixamento do nível de base definido pelo rio Piracema, condicionou o redirecionamento dos fluxos na direção das cabeceiras a jusante do vale, e os

canais dessas cabeceiras cresceram à remontante causando novos deslocamentos da rede de fluxos em relação a topografia, ou seja, a pirataria de fluxos d'água subterrânea.

Esse fato mostra como a evolução geomorfológica influi no comportamento da hidrologia subterrânea das cabeceiras de drenagem da região: condiciona a rede de fluxos, desloca e catalisa os fluxos de cabeceiras vizinhas, gerando uma retroalimentação positiva, que intensifica a efetividade erosiva dos canais. Ou seja, o sistema subterrâneo de fluxos atua no crescimento diferencial da rede de canais, que pode alterar a configuração dos divisores topográficos, que por sua vez passa a influenciar na direção e magnitude dos fluxos subterrâneos. A modelagem FEFLOW evidenciou ainda que a pirataria de água subterrânea pode ocorrer também nas demais cabeceiras de drenagem estudadas, dependendo da quantidade de água no sistema.

A complexidade desse sistema nos leva a acreditar que a estabilização dos canais tipo voçoroca pode ser uma condição momentânea, passível de ser alterada diante de futuras mudanças ambientais que possam vir a ser impostas ao sistema, favorecendo aumento de recarga do aquífero subterrâneo.

Como foi reproduzido no modelo adotado neste estudo, o comportamento da rede de fluxos d'água subterrânea, assim como a expansão diferencial dos canais na área-foco da bacia do rio Piracema, revela-se como resposta ao re-encaixamento da calha do rio principal. Desde então, a rede de canais tributários estaria buscando um novo reajuste topográfico ao nível de base atual, ou seja, buscando retomar um novo ajuste de declive entre os vales de cabeceiras adjacentes. Sob tal condição, a evolução destes canais tenderia

a desacelerar revelando uma nova fase de estabilização na evolução destes vales de cabeceiras de drenagem, pelo menos no tempo atual.

As pesquisas do Laboratório GEOHECO, em continuidade ao presente estudo, devem ter como objetivo criar novos cenários para aumentar o entendimento dos condicionantes que levam aos desvios de fluxos em relação aos limites topográficos. Os fatores que determinam o desvio de fluxos subterrâneos de um vale para outro ainda podem ser investigados, tendo em vista o maior esclarecimento e explicação física do fenômeno da pirataria de água subterrânea entre vales de cabeceiras adjacentes e suas implicações com o crescimento e expansão da rede de canais.

## 8 BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, J.C. H.; EIRADO SILVA, L.G.A. & AVELAR, A.S. (1991). Coluna tectono-estratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na Região de Bananal - S.P. Atas do 2º Simp. Geol. Sudeste, São Paulo. SBG. p.509-513.
- ALMEIDA, J.C. H.; EIRADO SILVA, L.G.A. & VALLADARES, C.S. (1993). O Grupo Paraíba do Sul e as rochas granitóides na região de Bananal (SP) e Rio Claro (RJ): uma proposta de formalização litoestratigráfica. Atas do 3o Simp. Geol. Sudeste, São Paulo. SBG.
- ANDERSON, M. P. & WOESSNER, W. W. (1992). Applied groundwater modeling: simulation of flow and advective transport. Academic Press. San Diego.
- AVELAR, A. S. & COELHO NETTO, A.L. (1992a). Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. Rev. Bras. de Geociências, 22(2).
- AVELAR, A. S. & COELHO NETTO, A.L. (1992b). Fluxos d'água subsuperficiais associados a origem das formas côncavas do relevo; Anais da 1a Conferência Brasileira de Estabilidade de Encostas / COBRAE, ABMS e SBGE, Rio de Janeiro; vol. 2:709-719p.
- AVELAR, A. S. & LACERDA, W. A. (2000). Estudo de movimentos de massa em caixa experimental. In: Anais do III Encontro sobre Engenharia geotécnica e hidrologia no Sistema Encosta-Planície costeira - Grupo PRONEX, Ouro Preto – MG, v. 01. p. 19-24.
- BAKER, V. R. (1990). Spring sapping and valley network development, with case studies by Kochel, R. C., Baker, V. R., Laity, J. E., and Howard, A. D. In: Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in earth-surface processes and landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252.
- BASILE, R. O. N. C. & COELHO NETTO, A. L. (2002). Mecanismos de Infiltração sob a Influência de Raízes: estudo experimental em laboratório. In: Anais do IV Encontro sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta Planície Costeira, Bananal – SP, p. 118-122.
- BEAR, J. 1972. Dynamics of Fluids in Porous Media. American Elsevier Publishing Company Inc., New York, EUA.

- BEAR, J. & VERRUIJT, A. (1987). Modeling Groundwater Flow and Pollution: Theory and applications of transport in porous media. Springer Science & Business.
- BEAVIS, S.G. (2000). Structural control on the orientation of erosion-gullies, in mid-western New South Wales, Australia. In: *Geomorphology* 33, p.59-72.
- BEDINGER, M. S. & HARRILL, J.R. (2003). One Hundred Years of Hydrogeology – Where do we go from here? Transcrição da apresentação feita no GSA Annual Meeting and Exposition, Seattle, Washington, November 2-5, 2003.
- BERGER, Z. & AGHASSY, J. (1984). Near-surface groundwater and evolution of structurally controlled streams in soft sediments. In: LaFleur, R. G., ed., *Groundwater as a geomorphic agent*. Boston, Allen and Unwin, p.18-58.
- BORGANHA, C. A. (2005). A utilização da modelagem matemática como ferramenta para a gestão integrada e sustentável dos recursos hídricos subterrâneos: uma proposta para o município de Araraquara-S.P. Dissertação de Mestrado, Centro Universitário de Araraquara.
- BRANDALISE, L. A., RIBEIRO, J. H., FERRAPI, P. G. (1976). Projeto vale do rio Paraíba do Sul. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro, 441p. (Relatório final).
- BRICE, J. C.(1966). Erosion and deposition in the loess-mantled Great Plains, Medicine Creek drainage basin, Nebraska: U.S. Geological Survey Professional Paper 352-H, p.255-339.
- BRUNTON, D. A. & BRYAN, R. B. (2000). Rill Network development and sediment budgets. *Earth Surface Processes Landforms*, 25 (7), 783-800.
- BRYAN, R. B., YAIR, A. (eds.). (1982). *Badland geomorphology and piping*. Geobooks, Norwich, 408pp.
- BRYAN, R. B., JONES, J.A.A. (1997). The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology* 20, 209– 218.
- BRYAN, R. B., BRUN, S. E. (1999). Sequential scour and development of banded vegetation. *Catena* 37, 147-163.
- BRYAN, R. B., HAWKE, R. M., ROCKWELL, D. L. (1998). The influence of subsurface moisture on rill system initiation. *Earth Surface Processes Landforms* 23, 773-789.
- CAMBRA, M. F. E. S. (1995). Extensão da rede de canais no médio vale do rio Paraíba do Sul: condicionantes morfológicos e lito-estruturais. Monografia de Graduação, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro.

- CAMBRA, M.F.E.S. (1998). Movimentos de água na porção superior de solos sob pastagem: o papel do sistema radicular. Tese de Mestrado, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro, 144p.
- CAREY, S. K. E WOO, M. K. (2000). The role of soil pipes as a slope runoff mechanism, Subarctic Yukon, Canada. *Journal of Hydrology* 233, p. 206-222.
- CARPENTER, E. (1915). Ground water in southeastern Nevada: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 365, 86p.
- CAVALCANTI, M. A. M. P. (2002). A modelagem matemática associada ao sistema de informação geográfica como instrumento de previsão no estudo do impacto hidrogeológico de reservatórios. Tese de doutorado, Prog. de Pós-Grad. em Recursos Minerais e Hidrogeologia, USP.
- CEDERGREN, H. R. (1997). Seepage, Drainage and flow nets. 3ª edição. John Wiley & Sons, New York.
- CHORLEY, R. J. (1978). The hillslope hydrological cycle. In Kirkby, M. J. (ed.) *Hillslope hydrology*, Chichester: Wiley, 1-42.
- CHRISTOFOLETTI, A. (1999). Modelagem desistemas ambientais. Editora Edgard Blucher, São Paulo.
- CLEARY, R. W. (1989). Hidrologia de águas subterrâneas. In: Ramos, F., Occhipinti, A. G., Villa Nova, N. A., Reichardt, K., Magalhães, P. C. & Cleary, R. W. *Engenharia hidrológica 2. Coleção ABRH de Recursos Hídricos*. ABRH. Ed. UFRJ.
- COELHO NETTO, A. L. (1999). Catastrophic landscape evolution in a humid region (SE Brasil): inheritances from tectonic, climatic and land use induced changes. Fourth International Conference on Geomorphology - Italy.
- COELHO NETTO, A. L. (2002). Água subterrânea, mecanismos de erosão e evolução de cabeceiras de drenagem na região sudeste brasileira: importância da pesquisa na interface geológica-geomorfológica-geotécnica. Anais do IV Encontro Sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira. PRONEX 2002. Realizado de 7 a 9 de junho em Bananal/SP.
- COELHO NETTO, A. L., FERNANDES, N. F., DANTAS, M. E., DIETRICH, W. E., MONTGOMERY, D. R., DAVIS, J.C., PROCTOR, I., VOGEL, J. & SOUTHIN, J. (1994). 14C MAS Evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brazil: stratigraphy and stratigraphy inversion. In: Abstracts of the 14th International Sedimentological Congress, Recife, p.29-30.

- COELHO NETTO, A.L, FERNANDES, N.F. & DEUS, C. E. (1988). Gullying in the Southeastern Brazilian Plateau: Bananal, SP. Sediment Budgets (Proceedings of the Porto Alegre Symposium, Decemember 1988). IAHS Publ. nº 174, p.35-42.
- COELHO NETTO, A.L. & FERNANDES, N.F. (1990) Hillslope erosion-sedimentation and relief inversions in SE Brazil: Bananal,SP. IAHS Publ. 192: 174-182. Proceedings of the Intern. Symp. on "Research Needs and Aplications to Reduce Erosion & Sedimentation in Tropical Steeplands", Suva, Fiji.
- DARCY, H. (1856). Dètermination des lois d'ècoulement de l'eau à travers le sable. In: Les Fontaines Publiques de la Ville de Dijon, p. 590–594. Victor Dalmont, Paris.
- DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. (1899). In: Geographical Journal Of The Royal Geographical Society, 14, pp.481-504.
- DE VRIES, J. J. (1976). The groundwater outcrop-erosion model; evolution of the stream network in the Netherlands. Journal of Hydrology, 29:43-50.
- DEUS, C. E. (1991). O papel da escavação das formigas do gênero ATTA (Saúva) na hidrologia das encostas em áreas de pastagem: Bananal (SP). Tese de Mestrado, IGEO/UFRJ.
- DIERSCH, H. G. (2006). FEFLOW 5.3 – User's Manual. Finite-Element subsurface flow & Transport simulation system. WASY GmbH - Institute for Water Resources Planning and Systems Research Ltd. Berlin.
- DIETRICH, W. E. & DUNNE, T. (1989). The Channel Head. In: K. Beven and M. J. Kirkby (Ed). Channel Network Hydrology. Wiley, N.Y. pp.176-219.
- DUNNE, T. (1980) Formation and controls of channel networks. Prog. Phis. Geogr. 4 221-239.
- DUNNE, T. & BLACK, R. D. (1970). An experimental investigation of runoff processes in permeable soils. Water Research 6, 478-490.
- DUNNE, T. (1990). Hydrology, mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in Earth-Surface Processes and Landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252.
- DUNNE, T., MOORE, T.R. & TAYLOR, C.H. (1975). Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. Hidrological Sci. Bull-Sci. Hydrologiques, 3, 9, 305-327.

- EBERTS, S. M. & GEORGE, L. L. (2000). Regional Ground-Water Flow and Geochemistry in the Midwestern Basins and Arches Aquifer System in Parts of Indiana, Ohio, Michigan, and Illinois. U.S. Geological Survey Professional Paper 1423-C.
- FERNANDES, A. J. & RUDOLPH, D. L. (2001). The Influence of Cenozoic Tectonics on the groundwater-production capacity of fractured zones: a case study in Sao Paulo, Brazil. In: Hydrogeology Journal 9:151-167.
- FERNANDES, N. F. (1990). Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos Complexos de Rampa - Bananal (S.P.). Tese de Mestrado, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro 151p.
- FERNANDES, N. F., COELHO NETTO, A.L. e LACERDA, W. A. (1994). Subsurface hydrology of layered colluvium mantle in unchanneled valleys: southeastern Brasil. Earth Surface Process and Landforms, vol. 19:609-626p.
- FERREIRA, P.F.M. e JUSTI, R.S. (2008). Modelagem e o “Fazer Ciência”. QUÍMICA NOVA NA ESCOLA N° 28, p.32-36.
- FIGUEIRÓ, A. S., LEAL, P. J. V., & COELHO NETTO, A. L. (2003). Do Local ao Regional: Análise Comparativa de Transectos Pluviométricos em Diferentes Escalas. Anais do V Encontro Nacional da anpege - Associação Nacional de Pós-Graduação e Pesquisa em Geografia, 3 a 5 de Setembro de 2003. UFSC, Florianópolis, SC.
- FLETCHER, J. E., HARRIS, K., PETERSON, H. B. & CHANDLER, V. N. (1954). Piping: EOS. Transactions of the American Geophysical Union, v.35, p.258-263.
- FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION (FAO). (1965). Soil erosion by water. Some measures for its control on cultivated lands. Rome: FAO Agricultural Paper 81.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. (1979). Groundwater. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall Inc., 604p.
- GENEREUX, D.P., WOOD, S., PRINGLE, C.M. (2002). Chemical tracing of interbasin groundwater transfer in the lowland rainforest of Costa Rica. Journal of Hydrology 258, 163–178.
- GEOHECO / Laboratório de Geohidroecologia. (1998). Reabilitação de áreas degradadas para a ampliação das coberturas florestais de mata atlântica na região da Serra da Bocaina. Relatório técnico parcial do projeto.

- GLOSSARY OF SOIL SCIENCE TERMS. (1987). Soil Science Society of America, Wisconsin, USA, 44p.
- GOMEZ, B. & MULLEN, V. T. (1992). An experimental study of sapped drainage network development. *Earth Surface Process and Landforms*, vol. 17, 465-476.
- HACK, J.T & GOODLET, J. G. (1960) Geomorfology and forest ecology of a mountain region in the Central Appalachians. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 347 – 66p.
- HAITJEMA, H.M. & MITCHELL-BRUKER, S. (2005). Are water tables a subdued replica of the topography? *GROUND WATER* 43, no. 6: 781–786.
- HARR, M. E. (1962). *Groundwater and seepage*. McGraw-Hill, New York.
- HEATH, R. C. (1983). *Basic ground-water hydrology*. United states Geological Survey Water Supply. Paper 2220.
- HEWLETT, J. D. & NUTTER, W. L. (1969). Subsurface water. In: *An Outline of Forest hydrology*, University of Georgia Press, Athens, cap. 5, 40-60.
- HEWLETT, J.D. & HIBBERT, A.R. (1967). "Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas". In: "Forest Hydrol." Ed. W.E. Sopper e H. W. Lull. Pergamon Press: 275-290.
- HIGGINS, C. G. (1982). Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars. *Geology*, v. 10, p. 147-152.
- HIGGINS, C. G. (1984). Piping and sapping; Development of landforms by groundwater outflow, in LaFleur, R. G. (ed), *Groundwater as a geomorphic agent*. Boston, Allen and Unwin, p.18-58.
- HIGGINS, C. G. (1990). Gully development, with a case study by Hill, B. R., and Lehre, A. K., in Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., *Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in Earth-Surface Processes and Landforms*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252.
- HIGGINS, C. G. and COATES, D. R. (1990). Foreword. In: Higgins, C. G. and Coates, D. R., eds., *Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in Earth-Surface Processes and Landforms*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252.
- HILLEL, D. (1980). *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, California. 413p.

- HORTON, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* v56, 144-152, 1945.
- HUBBERT, M. K. (1940). The theory of groundwater motion. *J. Geol.*, 48, p. 785-822.
- HUERTAS, J. R. C. (2006). Modelagem numérica de fluxo 3D em meios porosos. Dissertação de mestrado, Departamento de engenharia civil, PUC-Rio.
- HVORSLEV, M. J. (1951). Time Lag and soil permeability in ground water observations, *Bulletin No. 36, U.S. Army Corps of Engineers* p. 50.
- IRELAND, H. A., SHARPE, C. F. S. & EARGLE, D. H. (1939). Principles of gully erosion in the Piedmont of South Carolina: U.S. Department of Agriculture Technical Bulletin 633, 142p.
- JACOB, C. E. (1940). On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 2, p. 574-586.
- JACOB, C. E. (1950). Flow of groundwater. In: *Engineering hydraulics*. Ed. Rouse, H. New York, John Wiley, p. 321-386.
- JANSEN, R. C. & COELHO NETTO, A. L. (1998). O Papel dos Sistemas Radiculares no Controle da Infiltração no Perfil do Solo: experiências de laboratório. In: *Anais do I FORUM DE GEO-BIO-HIDROLOGIA, CURITIBA - PR. V. 1.* p. 211-218.
- JONES, A. (1971). Soil Piping and Stream initiation. *Water Resources Research*. v. 7, p.602-610.
- JONES, A. A. (1981). The nature of soil piping, a review of research. *British Geomorphological Research Group Monograph 3*. Norwich, U. K., Geobooks, 301p.
- KARMANN, I. (2001). Ciclo da Água: Água Subterrânea e sua Ação Geológica. In: TEIXEIRA, W.; TOLEDO, M. C. M.; FAIRCHILD, T. R.; TAIOLI, F. (orgs.). *Decifrando a Terra*. São Paulo: Ed. Oficina de Textos.
- KIRKBY, M.J. (1987). Models in physical geography. In: Clark, M. J.; Gregory, K. J. & Gurnell, A. M. (Orgs.). *Horizons in Physical Geography*. Ed. Rowman & Littlefield, p. 47-61.
- KIRKBY, M.J. & CHORLEY, R.J. (1967). Throughflow, overland flow and erosion. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrology*, 12, 5-21.

- KOCHEL, R. C. & PIPER, J. F. (1986). Morphology of large valleys on Hawaii: evidence for groundwater sapping and comparisons with martian valleys. *J. Geophys. Res.* 91(B13), E175-E192.
- KRESIC, N. (2007). *Hydrogeology and Groundwater Modeling*. 2. Ed. CRC Press, 807p.
- LAFAYETTE PINTO, R. (1999). Distribuição espacial das unidades geomorfológicas côncavas na bacia do rio Bananal, médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Monografia de Graduação, IGEO/UFRJ, Rio de Janeiro.
- LAITY, J. e MALIN, M. C., (1985). Sapping processes and the development of theater-headed valley networks in the Colorado Plateau. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 203-217.
- LEAL, P. J. V. (2004). Relação entre fluxos subterrâneos de vales vizinhos e a expansão da rede de drenagem via voçorocamentos na bacia do rio Piracema, Bananal, SP. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Rio de Janeiro/PPGG.
- LEITE, A. F. (2001). Estudo hidrogeoquímico em uma pequena bacia de drenagem montanhosa-rural: alto vale do rio Fortaleza, Bananal – SP. Dissertação de mestrado, Departamento de Geografia, UFRJ. 96p.
- LEOPOLD, L. B. & MILLER, J. P. (1956). Ephemeral streams; Hydraulic factors and their relation to the drainage net: U.S. Geological Survey Professional Paper 282-A, p.1-37.
- LITE, K. E. Jr. & GANNETT, M. W. (2004). Simulation of regional ground-water flow in the Upper Deschutes Basin, Oregon. *Water-Resources Investigations Report* 03-4195.
- MC DONALD, M. G. & HARBAUGH, A. W. (1988). A Modular Three-dimensional finite-difference ground-water flow model. U.S. Geological Survey, *Techniques of Water Resources Investigation*, Book 6, chapter A1. Washington-D.C. EUA.
- MEIMAN, J., GROVES, C. & HERSTEIN, S. (2001). In-Cave Dye Tracing and Drainage Basin Divides in the Mammoth. Cave Karst Aquifer, Kentucky. In: Kuniansky, E. L. (ed.), 2001, U.S. Geological Survey Karst Interest Group Proceedings, *Water-Resources Investigations Report* 01-4011, p. 179-185
- MEINZER, O.E. (1917). *Geology and water resources of Big Smoky, Clayton, and Alkali Spring Valleys, Nevada*: U.S. Geological Survey, *Water Supply Paper* 423, 176p.

- MEINZER, O. E. (1923). The occurrence of ground-water in the United States, with a discussion of principles: U. S. Geol. Survey, Water-Supply Paper 489, pp. 1-321.
- MEIS, M.R.M. & MOURA, J.R.S. (1984). Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution. *Am. Jour. Sci.* 284:241-254.
- MEIS, M.R.M. e MACHADO, M.B. (1978). A morfologia de rampas e terraços no Planalto Sudeste do Brasil. *Finisterra*, 13 (26) : 201-218.
- MEIS, M.R.M., COELHO NETTO, A. L. & OLIVEIRA P.T.T. (1981). Ritmo e variabilidade das precipitações no médio vale do rio Paraíba do Sul: o caso de Resende. *Rev. Bras. de Hidrol. Recursos Hidr.*, 3(1), 43-56.
- MEIS, M.R.M.; COELHO NETTO, A. L. & MOURA, J. R. S. (1985b). As discontinuidades nas formações coluviais como condicionantes dos processos hidrológicos e da erosão linear acelerada. *Simpósio Nacional de Controle à Erosão*, Maringá, PR, ABGE, V.1, 179-189.
- MEIS, M.R.M.; MOURA, J.R.S. & COELHO NETTO, A. L. (1985a). Considerações preliminares sobre os condicionantes geomorfológicos e estratigráficos da erosão linear acelerada no planalto SE do Brasil. *Simpósio RNBH 1985*.
- MELLO, C.L.; MOURA, J.R.S.; CARMO, I.O. & SANTOS, A.A.M. (1995). Aloestratigrafia de depósitos quaternários no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: relações pedo-estratigráficas e datações por radiocarbono. *I Encontro de Geomorfologia do Sudeste*. Anais p.169-171.
- MENDENHALL, W.C. (1909). Some desert watering places in southeastern California and southwestern Nevada: U.S. Geological Survey Water Supply Paper 224, 86p.
- MONTEIRO, C. A. F. (1973). A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo. *Inst. de Geografia da USP*.
- MONTGOMERY, E.L., ROSKO, M. J., CASTRO, S. O., KELLER, B. R. & Bevacqua, P. S. (2006). Interbasin underflow between closed altiplano basins in Chile. *Ground Water* 41, no.4 :523-531.
- MOURA J.R.S. (1990). Transformações ambientais durante o Quaternário Tardio no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Tese de Doutorado, Prog. Pós-Grad. Geol.- IGEO/UFRJ.
- MOURA, J. R. S. & MEIS, M. R. M. (1986). Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul – Bananal, SP. *An. Acad. bras. Cienc.*, Rio de Janeiro, 58 (1): 89-102.

- MOURA, J. R. S. (1994). Geomorfologia do quaternário. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1995. Cap. 8, p. 335-364.
- MUEHE, D. (1995). Geomorfologia costeira. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, 1995. Cap. 6, p. 253-308.
- OLIVEIRA, M. & MEIS,R.M. (1985). Relações entre geometria do relevo e formas de erosão linear acelerada (Bananal,SP). Rev. Geociências 4: p87-99.
- ONDA, Y. & ITAKURA, N. (1997). An experimental study on the burrowing activity of river crabs on subsurface water movement and piping erosion. *Geomorphology*, 20, p.279-288.
- ONDA, Y. (1994). Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheatre valley heads: a case study at Obara, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 19, 627 – 640.
- PAGE, W. R., SCHEIRER, D. S., LANGENHEIM, V. E. (2006). Geologic cross sections of parts of the Colorado, White River, and Death Valley regional groundwater flow systems, Nevada, Utah, and Arizona. USGS Open-File Report 2006-1040.
- PEDERSON, D. T. (2001). Stream Piracy Revisited: a groundwater - sapping solution. *GSA Today*. P.4 –10.
- PEIXOTO, M. N. O. (1993). Estocagem de sedimentos em cabeceiras de drenagem em anfiteatro – médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ). Rio de Janeiro, 1993. 192p. (Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- PEIXOTO, M. N. O., MOURA, J. R. S., SILVA, T. M. (1989). Morfometria de cabeceiras de drenagem em anfiteatros e a retomada erosiva por voçorocamento – Bananal (SP). In: *Anais do Simpósio de Geografia Física Aplicada*, 3, nova Friburgo, 1989. Nova Friburgo, Depto. de Geografia – IGEO/UFRJ. v. 1, p.149-74.
- PETTIJOHN, F. J. (1975). *Sedimentary rocks*. Ed. Harper & Row, New York.
- PILLANS, B. (1985). Drainage initiation by subsurface flow in South Taranaki, New Zealand. *Geology*, v.13, p. 262-265.
- PRICE, M. (1985). *Introducing Groundwater*. Chapman & Hall.

- ROCHA LEÃO, O.M. (2005). Evolução regressiva da rede de canais por fluxos de água subterrânea em cabeceiras de drenagem: bases geo-hidroecológicas para recuperação de áreas degradadas com controle de erosão. Tese de doutorado – Rio de Janeiro: UFRJ. 247 p.
- ROCHA LEÃO, O. M., LEAL, P. J. V. & COELHO NETTO, A. L. (2002a). Regime de Chuvas e Comportamento da Água Subterrânea em Cabeceiras de Drenagem: subsídios ao entendimento da propagação de voçorocamentos no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP). Anais do IV Encontro Pronex Sobre Engenharia Geotécnica e Hidrologia no Sistema Encosta-Planície Costeira. Realizado em Bananal/SP, 7 a 9 de junho de 2002.
- ROCHA LEÃO, O.M., LEAL, P. J. V., BENEVENTO, A & COELHO NETTO, A.N. (2002b). Relação Entre Regime de Chuvas e Propagação de Voçorocamentos em Cabeceiras de Drenagem, Bacia do Rio Bananal, SP. Anais do 10º CBGE – Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia - OURO PRETO, MG (CD-ROM).
- ROCHA LEÃO, O.M., MORAES SILVA, T., LEAL, P. J. V., LACERDA, W. & COELHO NETTO, A. L. (2001). Relações entre propagação de voçorocamentos em cabeceiras de drenagem e movimentos de massa em divisores topográficos, Bananal-SP. Anais do III COBRAE, Rio de Janeiro 141-149p.
- SALGADO, C. M. (1996). Erodibilidade de coberturas sedimentares/pedológicas e variabilidade espacial de propriedades pedológicas físicas em cabeceiras de drenagem em anfiteatro – Bananal (SP/RJ). Rio de Janeiro, 154p. Dissertação de mestrado, Depto. de Geografia – IGEO/UFRJ.
- SCHORGHOFER, N., JENSEN, B., KUDROLLI, A. & ROTHMAN, D. H. (2004). Spontaneous Channelization in Permeable Ground: Theory, Experiment, and Observation. J. Fluid Mech. 503, 357-374.
- SCHUMM, S. A., BOYD, K. F., WOLFF, C. G. & SPITZ, W. J. (1995). A groundwater sapping landscape in the Florida Panhandle. Geomorphology. V.12, 281-297.
- SIEGEL, D. I. & WINTER, T. C. (1980). Hydrologic setting of Williams Lake, Hubbard County, Minnesota. USGS Open-File report 80-403.
- SILVA, L. G. E.; DANTAS, M. E. & COELHO NETTO, A.L. (1993). Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (Knickpoints) e implicações

- geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). Anais do III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, SBG, p. 96-102.
- SILVA, T. M. (1986). Condicionantes do relevo e dos solos na geração e evolução de voçorocas descontínuas. Monografia de graduação (IGEO-UFRJ), Rio de Janeiro.
- SILVA, T. M. (1991). Evolução geomorfológica e sedimentação de canais erosivos holocênicos no médio vale do rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro. 166p. (dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- SIMON, A. & COLLISON, A. J. C. (2001). Pore-water pressure effects on the detachment of cohesive streambeds: seepage forces and matric suction. *Earth Surface Process and Landforms* 26, 1421-1442.
- STRAHLER, A. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 63: 1117-1142.
- TERAJIMA, T., SAKAMOTO, T., SHIRAI, T. (2000). Morphology, structure and flow phases in soil pipes developing in forested hillslopes underlain by a Quaternary sand– gravel formation, Hokkaido, northern main island in Japan. *Hydrological Processes* 14, 713– 726.
- TERZAGHI, K. (1925). *Erdbaumechanik*. Frans Deuticke, Vienna, Áustria.
- TODD, D. K. (1959). *Ground water hydrology*. John Wiley & Sons, Inc. N.Y.
- TORRI, D., COLICA, A., ROCKWELL, D. (1994). Preliminary study of the erosion mechanisms in a biancane badland (Tuscany, Italy). *Catena* 23, 281-294.
- TÓTH, J. A. (1962). A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research* 67 (11), 4375-4387.
- TÓTH, J. A. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68 (16), 4795-4811.
- TUCCI, C. E. M. (1998). *Modelos hidrológicos*. Ed. Universidade UFRGS, Porto Alegre.
- UCHIDA, T., KUSUGI, K. & MIZUYAMA, T. (2001). Effects of pipeflow on hydrological process and its relation to landslide: a review of pipeflow studies in forested headwater catchments. *Hydrological Processes* 15, 2151-2174.
- UCHIDA, T., KUSUGI, K. e MIZUYAMA, T. (1999). Runoff characteristics of pipeflow and effects of pipeflow on rainfall-runoff phenomena in a mountainous watershed. *Journal of Hydrology* 222, p. 18–36.

- UCHUPI, E. & OLDALE, R. N. (1994). Spring sapping origin of the enigmatic relict valleys of Cape Cod and Martha's Vineyard and Nantucket Islands, Massachusetts. In: *Geomorphology* 9, p.83-95.
- USBR. (1968). *Earth Manual*. U. S. Government Printing Office, Washington, D.C. 810 pp.
- VASCONCELLOS, C. A. B. de. (2008). *Modelagem de águas subterrâneas utilizando a aproximação explícita de Green e o método dos elementos finitos*. Tese de doutorado, COPPE-UFRJ.
- VERRY, E.S. (2006a). Estimating ground water yield in small research basins. *Ground Water* 41, no. 7: 1001-1004.
- VERRY, E.S. (2006b). Ground Water and Small Research Basins: An Historical Perspective. *Ground Water* 41, no. 7: 1005-1007.
- WANG, H.F. & ANDERSON, M.P. (1982). *Introduction to Groundwater Modeling: Finite difference and finite element methods*. Academic Press. San Diego.
- WHIPKEY, R. Z. (1965). Subsurface stormflow from forested slopes. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin* 10(2): 74-85.
- WINOGRAD, I. J. & Thordarson, W. (1975). Hydrogeologic and hydrogeochemical framework, south-central Great Basin, Nevada–California, with special reference to the Nevada Test Site: U. S. Geological Survey Professional Paper 712-C, 109 p.
- WINTER, T.C., ROSENBERRY, D. O., LABAUGH, J. W. (2004). Where Does the Ground Water in Small Watersheds Come From? *GROUND WATER* 41, no. 7: 989–1000.
- WINTER, T.C., ROSENBERRY, D.O., BUSO, D.C. & MERK, D.A. (2001). Water source to four U.S. wetlands: Implications for wetland management. *Wetlands* 21, no. 4: 462-473.
- XAVIER, R. A., LEITE, A. F. & COELHO NETTO, A. L. (2002). Fraturas e artesianismo como condicionantes do intemperismo diferencial na bacia do alto rio Fortaleza, Bananal/SP: evidências mineralógicas. *Anais do X Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental (CD-ROM)*, Ouro Preto/MG.
- ZHU, T.X. (1997). Deep-seated, complex tunnel systems – a hydrological study in a semi-arid catchment, Loess Plateau of China. *Geomorphology* 20: 255–267.

ZHU, T.X. (2003). Tunnel development over a 12 year period in a semi-arid catchment of the loess plateau, China. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 507–525.

**Endereços de internet:** [www.sisgeo.it](http://www.sisgeo.it) acessado em novembro de 2005