

5.

Modelo conceitual de fluxo subterrâneo da micro-bacia de Barro Branco

5.3.1

Descrição do Domínio

A micro-bacia de Barro Branco constitui um sistema hidrogeológico caracterizado por relevo colinoso e sustentado por rochas cristalinas metamórficas de alto grau, intensamente intemperizadas. Predominam argissolos, nas encostas e elevações, e gleissolos no fundo dos vales. Do ponto de vista hidrogeológico, não há distinção entre os gnaisses do Complexo Juiz de Fora e os do grupo Andrelândia, sendo o grau de fraturamento das rochas o fator determinante para caracterizar os sistemas armazenadores e transmissores de água. O depósito aluvionar, no fundo dos vales, constitui um sistema sedimentar inconsolidado, com espessuras variando entre 2 e 12 m, e espessura média de 5 m. Existem, portanto, quatro unidades hidrogeológicas no domínio (Figura 17):

- Rochas metamórficas com baixo grau de fraturamento, baixa interconectividade e fraturas seladas, aqui designadas de maciços cristalinos;
- Zonas de fraturas, correspondentes às zonas com foliação milonítica e intenso fraturamento;
- Depósito aluvionar inconsolidado, com espessura variando entre 2 e 12 m, e espessura média de 5 m, designado de aluvião.
- Zona de transição, correspondendo à continuidade em profundidade da área correspondente à cobertura aluvionar. Maciço cristalino alterado próximo ao contato com a zona de fratura.

Foi assumida uma continuidade das zonas de fratura em profundidade, conceito sustentado pela atitude sub-vertical das estruturas regionais. O domínio foi subdividido em 12 camadas, com a camada superficial possuindo 5 m de espessura, representando as coberturas inconsolidadas (solos e aluvião). As camadas seguintes foram distribuídas em intervalos de profundidade, com espessuras variando de 50 a 150 m, com o objetivo de reproduzir a variação da condutividade hidráulica das rochas fraturadas com a profundidade. As espessuras foram escolhidas de forma arbitrária, tentando seguir classes de profundidade usadas em estudos anteriores de comportamento hidráulico de fraturas com a profundidade (Gale, 1982; Ericsson & Ronge, 1986; Raven, 1986). Nas simulações de calibração, o domínio foi variado de 200 a 1000 m de profundidade, tendo sido também variado o número e a espessura das camadas. A figura 18 é uma representação 3D da disposição final do modelo, com 12 camadas e 1000 m de espessura, e na Tabela 2 é descrita a geometria final do modelo calibrado de Barro Branco, com as litologias e espessuras de cada camada.

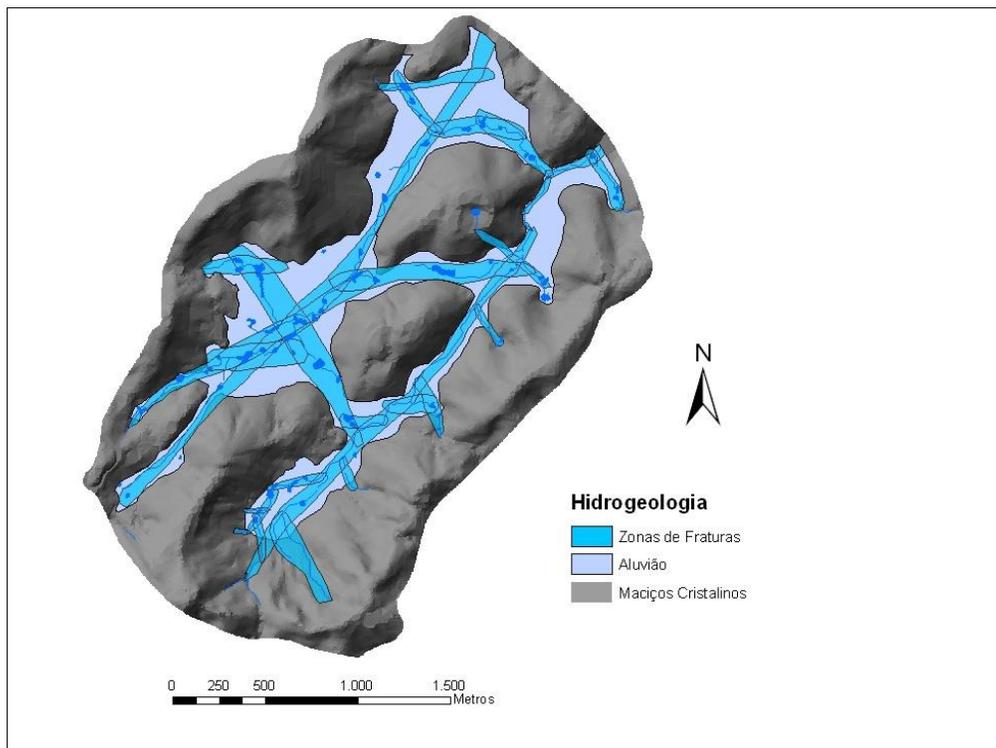


Figura 17 – Hidrogeologia da Micro-bacia de Barro Branco

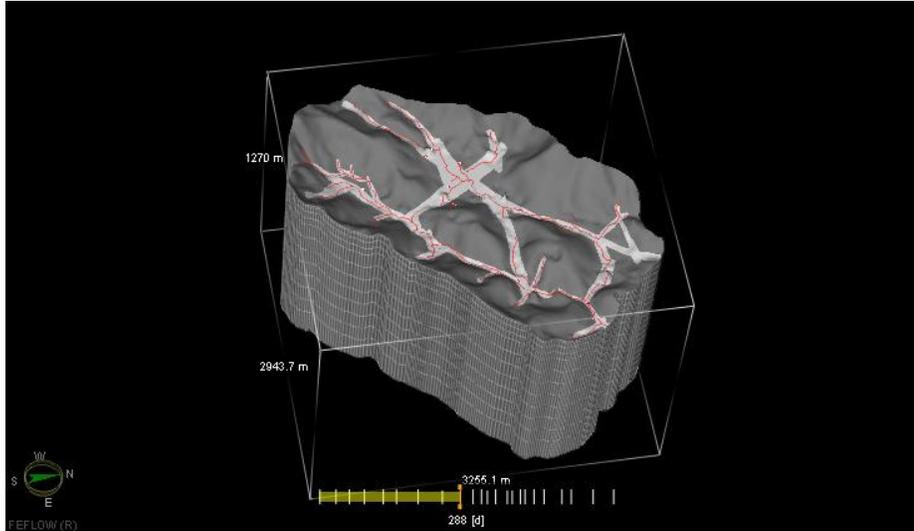


Figura 18 – Sólido em 3D, representando o domínio do modelo de fluxo subterrâneo da micro-bacia de Barro Branco. 12 camadas e 1000m de espessura. Em cinza claro a região correspondente às zonas de fratura.

Tabela 2 - Composição e espessura das camadas do domínio do modelo

Camada	Espessura (m)	Profundidade (m)	Material
1	5	0-5	Solo
2	45	5-50	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
3	50	50-100	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
4	50	100-150	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
5	100	150-250	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
6	100	250-350	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
7	100	350-450	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
8	100	450-550	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
9	100	550-650	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
10	100	650-750	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
11	100	750-850	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada
12	150	850-1000	Maciço cristal., zona de fratura e rocha alterada

5.3.2

Condições de Contorno

Em problemas de fluxo, o domínio estudado pode ter contornos físicos, como a presença de uma camada impermeável ou um corpo d'água superficial, ou podem ser o resultado de uma condição hidrológica como por exemplo divisores de água ou linhas de corrente (Anderson and Woessner, 2002).

Os contornos hidrogeológicos, sejam físicos ou não, são representados por três tipos de condições matemáticas:

- 1º Tipo – Contorno com carga especificada (condição de Dirichlet), onde a carga ao longo do contorno é prescrita;
- 2º Tipo – Contorno com fluxo especificado (condição de Neumann), onde o fluxo através do contorno é prescrito;
- 3º Tipo – Contorno de transferência (condição de Cauchy), onde o fluxo através do contorno é calculado em função de um valor de carga hidráulica prescrito. Este tipo de contorno também é chamado de misto, porque o fluxo é dependente de uma carga de referência no contorno. A transferência se dá através de uma camada colmatante, sendo a sua taxa dependente da condutividade hidráulica e da espessura desta camada.

A bacia é delimitada por seus divisores de água, representados por uma superfície, que envolve inteiramente a bacia e se estende verticalmente abaixo da sua linha divisória, através da qual não ocorre fluxo subterrâneo. O limite da bacia é, portanto, representado pela condição de contorno de 2º tipo (Neumann, vazão imposta), com fluxo igual a zero. Todo o escoamento, superficial e subterrâneo se dá em direção aos córregos e fundos de vales. Todo fluxo subterrâneo é descarregado no rio, e deixa a bacia através de seu único exutório, que é a seção do vale que contém a estação fluviométrica. O fundo da bacia, a 1000 m de profundidade, foi considerado um limite impermeável e, portanto, constitui um contorno de 2º tipo. O rio foi descrito como contorno de 3º tipo (Cauchy), onde ocorre uma transferência de fluxo entre o aquífero e o rio através de uma camada colmatante, com espessura igual a 1 m e condutividade menor que a do sistema aquífero. Existe um poço tubular profundo na área, pertencente à Prefeitura do

Município de São José de Ubá, que está parcialmente desativado e por isso não foi inserido no modelo.

As cotas dos rios foram interpoladas do modelo digital de elevação através do programa ArcGis (ESRI), e foram a base para a atribuição de carga hidráulica nos rios, tanto nas primeiras simulações, como contorno de 1º tipo, quanto nas simulações finais, como contorno de 3º tipo.

5.3.3 Condições Iniciais

Em relação à condição inicial de distribuição da carga hidráulica na micro-bacia de Barro Branco, em um cenário sem bombeamento, pode-se afirmar:

- Existe um forte controle da topografia na distribuição de carga hidráulica na bacia, por tratar-se de um sistema livre;
- Próximo às áreas de recarga e de descarga podem existir gradientes hidráulicos verticais significativos;
- Zonas de fratura sub-verticais podem ocasionar gradientes e fluxos verticais significativos (Gale & Vargas, 1999);
- As coberturas inconsolidadas estão em contato hidráulico direto com o meio fraturado;
- Abaixo do solo e do aluvião, a água está contida nas fraturas e a distribuição da carga hidráulica depende da interconectividade das mesmas;
- Espera-se níveis d'água profundos no alto das elevações, e rasos nas áreas de descarga, próximos da elevação das lâminas d'água dos corpos hídricos superficiais.

Por todas as razões expostas acima, o traçado de equipotenciais de carga hidráulica neste tipo de terreno depende de uma densa rede de piezômetros dispostos a diferentes profundidades e captando os diversos sistemas de fratura existentes.

Na área de Barro Branco os poços rasos estão todos próximos às drenagens, e os valores dos níveis estáticos são próximos às cotas da lâmina d'água dos rios. Foram feitas simulações permanentes para ajuste do modelo e obtenção de uma

distribuição de carga hidráulica inicial para as simulações transientes. Nas simulações permanentes, optou-se por assumir uma carga inicial uniforme, equivalente à cota mínima do rio. A simulação que obteve uma melhor correspondência com a carga hidráulica observada nos poços foi então utilizada como condição inicial das simulações transientes.

5.3.4

Parâmetros de fluxo

5.3.4.1

Condutividade Hidráulica

A atribuição das condutividades hidráulicas foi feita com base em valores típicos para os sedimentos, e em valores encontrados em rochas metamórficas e zonas de fraturas, de mesma composição litológica e de domínios tectônicos semelhantes às rochas da bacia, obtidos na base de dados de rochas fraturadas. A bacia do São Domingos, e em especial a micro-bacia de Barro Branco, possui litologia e ambiente tectônico semelhante à área de Chalk River (Ontário, Canadá), onde a Agência Canadense de Energia Nuclear (Atomic Energy of Canada Limited, AECL) mantém uma de suas áreas experimentais de pesquisa de rochas cristalinas desde 1977.

A área de Chalk River faz parte de um terreno metamórfico de rochas gnáissicas e granitóides, intensamente deformadas durante a Orogenia Grenvilliana, a aproximadamente 950 Ma (Bourne and Rey, 1976 apud Raven, 1986). Após o metamorfismo de alto grau, as rochas sofreram intenso tectonismo, com a ocorrência de extensos falhamentos e fraturamentos associados à formação do Graben de Ottawa-Bonnechere (Brown et al., 1981 apud Raven, 1986) e sua subsequente atividade tectônica. Este ambiente tectônico se assemelha ao que deu origem ao Gráben do rio Paraíba do Sul, com zonas de cisalhamento que vem sendo reativadas a cada evento tectônico, desde a sua formação.

A composição litológica do sítio de Chalk River inclui metagabros, ortognaisses de composição monzonítica e granada biotita gnaisses. As três famílias de fraturas identificadas possuem atitudes (direção/mergulho) de $15^{\circ}/80^{\circ}W$, $95^{\circ}/85^{\circ}S$ e $155^{\circ}/90^{\circ}$, ou seja, direções NE, E-W e NW,

respectivamente, e mergulho subvertical. A condutividade hidráulica, determinada em diferentes locais, variou da ordem de 10^{-12} a 10^{-4} m/s (Raven, 1980; Davison, 1981 e Raven, 1985).

Os valores de condutividade hidráulica foram obtidos em ensaios de injeção com carga constante, pulso (injeção e rebaixamento instantâneos) e de interferência entre sondagens. Foram identificadas zonas de fraturas extremamente condutoras com valores entre 10^{-6} a 10^{-4} m/s. Uma condutividade hidráulica média de 2×10^{-9} m foi determinada para a área, baseada em mais de 350 testes de injeção. Ensaio de interferência realizados em diversos poços e sondagens, com menos de 60 m de profundidade, determinaram uma condutividade hidráulica radial e vertical média entre 5×10^{-7} a 3×10^{-6} m/s com um aumento da condutividade vertical em relação à radial por um fator de 10 a 170 (Raven, 1986).

Os valores de condutividade utilizados para as rochas da micro-bacia de Barro Branco foram variados durante o processo de calibração do modelo, dentro de uma faixa plausível para os materiais envolvidos, tendo como base os valores determinados em Chalk River. Os valores aplicados no modelo serão especificados no Capítulo 6.

A condutividade hidráulica saturada dos solos foi calculada através das curvas de retenção de cada classe pedológica, fornecidas pelo projeto RADEMA (Carvalho Filho et al. 2008) da EMBRAPA Solos, tendo variado de $1,0 \times 10^{-7}$ a $6,94 \times 10^{-5}$ m/s.

As zonas de fraturas foram tratadas como um meio contínuo equivalente, homogêneo e isotrópico, sendo que de 5 a 100 m de profundidade, a principal zona de fratura de direção NW (identificada como NW1 na figura 5), foi inserida no modelo, ao final da calibração, com uma condutividade hidráulica quatro vezes maior do que o restante da zona fraturada. Esta proporção foi a que resultou em um melhor ajuste com os dados observados nos poços. A atribuição de uma maior condutividade hidráulica para esta zona é justificada pelo conceito de que, regionalmente, na Faixa Ribeira, as direções de fraturamento NW são distensivas (Ferrari, 2001; Silva, 2006). Outra justificativa é a grande área de interseção desta zona com a zona de fratura NE, onde o vale do córrego Barro Branco se encontra encaixado.

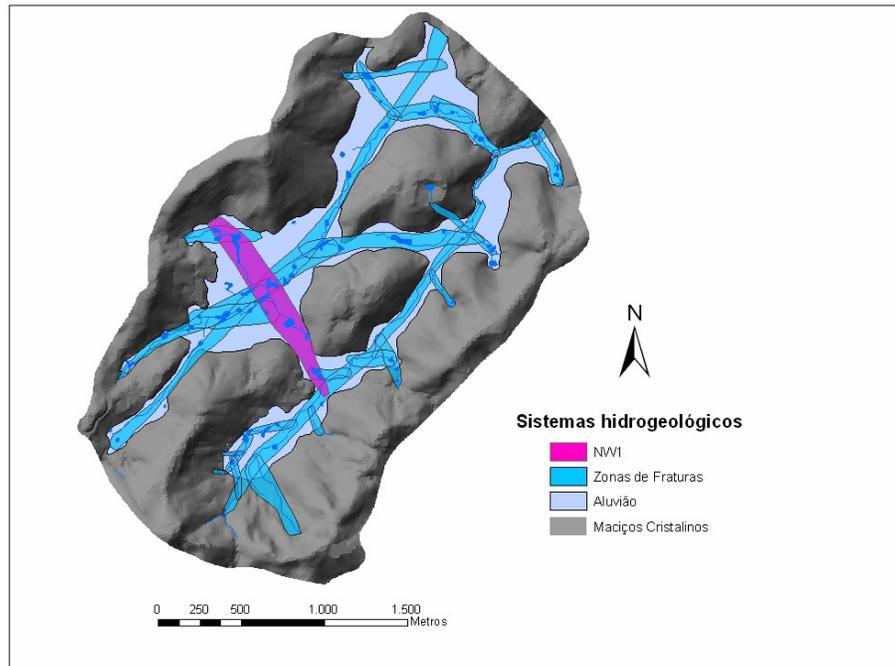


Figura 19 – Zona de fratura NW1, com condutividade hidráulica maior que o restante da zona fraturada.

Os valores de condutividade hidráulica aplicados no modelo variaram segundo a tabela 3 abaixo:

Tabela 3 – Condutividades hidráulicas dos sistemas aquíferos de Barro Branco

Profundidade (m)	Condutividade Hidráulica (m/s)		
	Zonas de Fraturas	Transição	Maciço Cristalino
5 – 100	$1,0 \times 10^{-5} - 2,5 \times 10^{-6}$	$2,0 \times 10^{-6}$	$2,0 \times 10^{-7}$
100 – 250	$1,0 \times 10^{-6}$	$1,0 \times 10^{-7}$	$1,0 \times 10^{-8}$
250 – 450	$1,0 \times 10^{-7}$	$1,0 \times 10^{-8}$	$1,0 \times 10^{-9}$
450 – 550	$1,0 \times 10^{-8}$	$2,0 \times 10^{-9}$	$2,0 \times 10^{-10}$
550 – 650	$2,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-10}$	$1,0 \times 10^{-11}$
650 – 850	$1,0 \times 10^{-9}$	$1,0 \times 10^{-10}$	$1,0 \times 10^{-11}$
850 – 1000	$2,0 \times 10^{-10}$	$1,0 \times 10^{-11}$	$1,0 \times 10^{-12}$

5.3.4.2

Coeficiente de Armazenamento

Enquanto a condutividade hidráulica é um parâmetro que apresenta uma variação de até 13 ordens de grandeza, o coeficiente de armazenamento e a porosidade efetiva são parâmetros que geralmente apresentam variação de uma ordem de grandeza, e conseqüentemente, existe uma incerteza menor associada a estimativas deste parâmetro em comparação com a condutividade hidráulica (Anderson & Woessner, 2002). Durante a calibração foi aplicado um valor global de coeficiente de armazenamento que variou de 2×10^{-1} a 2×10^{-3} , sendo este último compatível com a ordem de grandeza de valores obtidos em testes de bombeamento de sistemas fraturados (Raven, 1986; Gale, 1995). O modelo não se mostrou sensível a este parâmetro nos resultados de distribuição de carga hidráulica e de descarga através do contorno que representa os córregos. Optou-se então por atribuir, de forma global, o valor de 2×10^{-3} para toda a área, com exceção da camada superficial que representa o solo, cujas propriedades de fluxo foram calculadas a partir das curvas de retenção dos solos existentes na bacia, como será descrito adiante.

5.3.4.3

Coeficiente de Transferência ou de Drenança

O coeficiente de transferência é definido segundo as equações 14 e 15 para o fluxo influente e efluente, respectivamente. Os valores de coeficiente de transferência aplicados foram encontrados durante o processo de calibração do modelo, por tentativa e erro, tendo sido ajustados em relação às condutividades dos materiais inconsolidados. A condutividade hidráulica dos sedimentos de fundo dos canais foi atribuída procurando-se manter valores com uma ordem de grandeza inferior à dos solos aluvionares da área, que são da ordem de 10^{-3} cm/s. Chegou-se ao valor de $2,0 \times 10^{-4}$ cm/s para a condutividade hidráulica do fluxo influente, considerando-se uma espessura de 1 m para os sedimentos de fundo. Geralmente o valor do coeficiente de transferência é maior para o fluxo efluente do que para o fluxo influente, em razão do acúmulo de sedimentos finos nos depósitos de fundo de canais e corpos d'água superficiais. Com isso o valor

atribuído para a condutividade hidráulica do fluxo efluente foi de $4,0 \times 10^{-4}$ cm/s, resultando em um coeficiente de transferência duas vezes maior que o do fluxo influente.

$$\phi_{in}^o = \frac{K_{in}^o}{d} \quad (T^{-1}) \quad (\text{Eq.14})$$

$$\phi_{ef}^o = \frac{K_{ef}^o}{d} \quad (T^{-1}) \quad (\text{Eq.15})$$

ϕ_{in}^o = Coeficiente de transferência de fluxo influente

ϕ_{ef}^o = Coeficiente de transferência de fluxo efluente

K_{in}^o = Condutividade hidráulica do fluxo influente

K_{ef}^o = Condutividade hidráulica do fluxo efluente

d = Espessura da camada colmatante

5.3.4.4

Parâmetros de fluxo não saturado

Os parâmetros de retenção dos solos que foram usados para modelar a infiltração na bacia de Barro Branco foram levantados pela Embrapa Solos nos diversos projetos desenvolvidos na região (Lumbreras et al., 2007; Carvalho Filho et al, 2008) e disponibilizados para este trabalho. Foi adotado o modelo de Van Genuchten (1980), que é o modelo padrão usado pelo FEFLOW para o cálculo da condutividade hidráulica não saturada.

Na tabela 4 estão relacionados os perfis de solo escolhidos para representar a micro-bacia de Barro Branco e seus respectivos parâmetros da curva de retenção. Na figura 20 é apresentado o mapa com a distribuição espacial dos perfis.

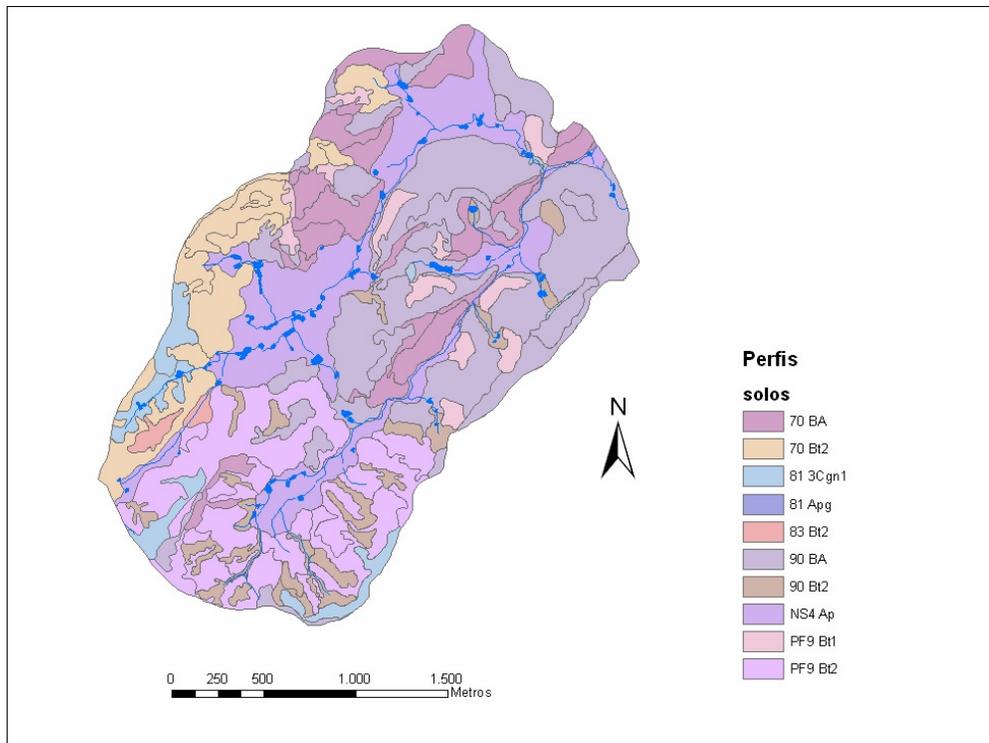


Figura 20 – Distribuição espacial dos perfis de solo, cujas curvas de retenção foram utilizadas no modelo.

Tabela 4 – Atributos físico-hídricos dos perfis selecionados

Perfil	Classe	Horiz.	Prof.	Composição Granulométrica Frações da amostra total						Cond. hidráulica	% Sat.	MPa							
				Calh.	Casc.	A.G.	A.F.	Silte	Argila			0.006	0.010	0.033	0.10	0,20	0,30	0.50	1,5
			cm	g/kg						cm/h	v/v	v/v	v/v	v/v	v/v	v/v	v/v	v/v	v/v
90	PVe típico	Bt2	- 140	0	0	153	88	147	612	1,9	49,4	40,1	39,1	36,5	34,4	nihil	33,1	nihil	31,4
70	PVAd latossólico	BA	- 24	0	0	189	150	92	569	2,2	50,3	36,5	34,9	31,9	29,1	nihil	27,5	nihil	24,7
70	PVAd latossólico	Bt2	- 85	0	0	167	142	41	650	0,3	51,5	38,5	37,0	33,1	30,8	nihil	29,3	nihil	27,7
83	PVAe típico	Bt2	- 145	0	0	135	96	54	715	0,2	55,4	44,6	43,7	40,7	38,2	nihil	36,6	nihil	34,7
<u>81</u>	GXve solódico	Apg	0 - 27	0	0	29	129	301	541	0,0	61,1	51,5	50,5	47,6	45,6	nihil	43,4	nihil	36,6
<u>81</u>	GXve solódico	3Cgn1	- 80	0	0	36	54	303	607	2,6	58,6	50,0	48,9	46,6	44,4	nihil	42,5	nihil	37,2
NS4	GXve solódico vertissólico	Ap	0 - 4	0	0	101	137	410	352	>23.5	65,3	37,7	37	34,5	31	29	nihil	27	22,1

5.3.5

Recarga

O volume global de recarga atribuído nas simulações foi estimado, a princípio, como uma porcentagem da precipitação média anual na bacia, assumida como 1200 mm/ano. Nas primeiras simulações, quando os dados de chuva e vazão de Barro Branco ainda não estavam disponíveis, foi utilizado, como uma primeira aproximação, o valor de 180 mm, correspondente a 15% da precipitação média anual. Posteriormente, quando os dados locais foram disponibilizados, verificou-se que o hidrograma de vazões obtido na estação de Barro Branco era muito irregular (Figuras 21 e 22). Os córregos Barro Branco e Ferreira constituem corpos d'água periódicos, e portanto, inadequados à aplicação do método da separação da hidrógrafa para o cálculo da recarga subterrânea, uma vez que este método é adequado apenas a rios efluentes, ou seja, permanentes.

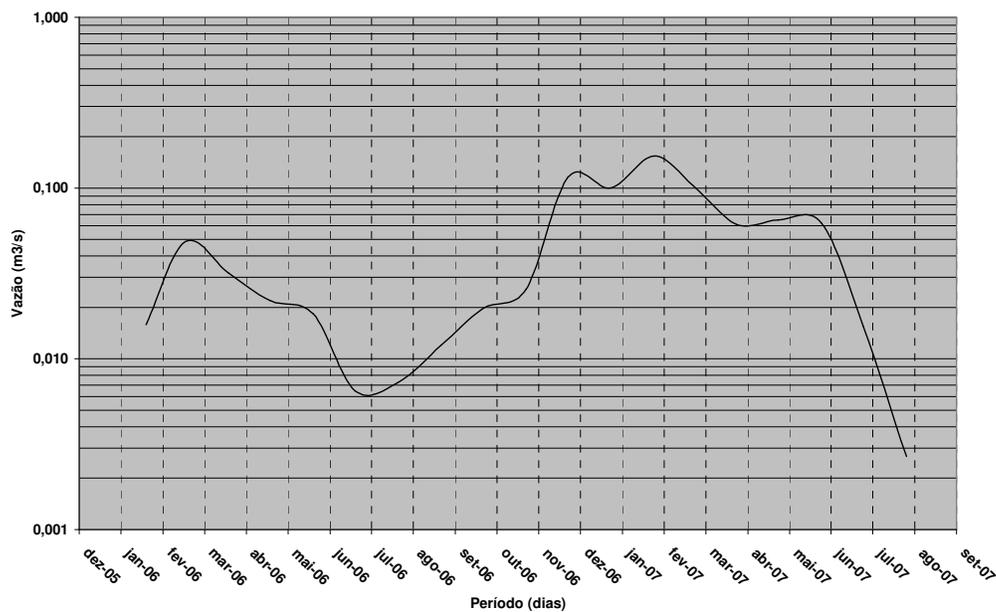


Figura 21 - Hidrograma de vazões médias mensais da Estação do córrego Barro Branco

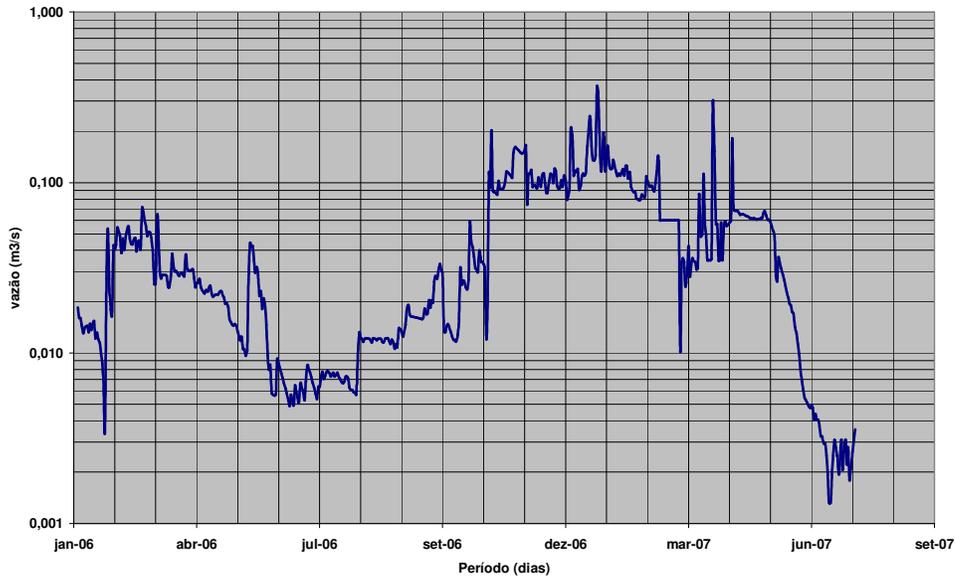


Figura 22 – Hidrograma de vazões diárias da Estação do Córrego de Barro Branco

O córrego Barro Branco apresenta vazões reduzidas, muitas vezes nulas. O seu curso se encontra barrado em diversos pontos, formando reservatórios para irrigação das lavouras. As barragens favorecem as perdas de água por evaporação e todos estes fatores se refletem no hidrograma. Como referido no Capítulo 2, as condições para a adoção do fluxo de base como uma aproximação da recarga são atendidas quando todo o fluxo subterrâneo é descarregado no canal, e perdas como fluxo subterrâneo através do fundo da bacia e evapotranspiração da mata ciliar e da vegetação nos terraços do canal sejam consideradas desprezíveis. Em Barro Branco, mesmo que os rios principais fossem efluentes, outras condições, como o desvio da descarga para uso na irrigação e o problema de evaporação nas barragens, impediriam a aplicação do método.

A recessão, ou fluxo de base, de uma bacia hidrográfica é função do seu relevo, padrão de drenagem, solos e geologia (Fetter, 1994). Considerando-se que a região geográfica da micro-bacia de Barro Branco possui uma fisiografia bastante homogênea, optou-se por adotar uma bacia contribuinte do Rio Muriaé, com características semelhantes à de Barro Branco, onde fosse possível a aplicação do cálculo do fluxo de recessão e a utilização do mesmo como uma estimativa da recarga subterrânea para a região. A bacia de contribuição da estação fluviométrica de Cardoso Moreira (Estação 58960000–ANA) possui estas características, tendo apresentado uma boa correlação com os dados de vazão

medidos na estação de Barro Branco (Figura 23). Outra razão para a adoção desta bacia é a existência de uma série histórica de medidas de chuva e de vazão de mais de 60 anos, com registros de chuva desde o ano de 1939 e de vazão desde 1928. A estação de Itaperuna (Estação 58940000-ANA), apesar de mais próxima da bacia do São Domingos, apresenta uma grande falha na série histórica de precipitação pluviométrica, não havendo registros entre 1978 e 1996, prejudicando a retro-análise de um período recente (últimos 10 anos), importante para o objetivo do modelo. Outro motivo para a não utilização desta estação foi a inconsistência observada nos dados de vazão de alguns anos do período adotado (1988 a 2007).

Nas Figuras 24 e 25 são apresentados os hidrogramas de vazões médias mensais da estação fluviométrica de Cardoso Moreira, da série histórica de 20 anos, de janeiro de 1988 a dezembro de 2007. Na tabela 5 se encontram os resultados do cálculo do fluxo de recessão para a série, que foi considerado equivalente à recarga na bacia, em volumes totais anuais e como altura pluviométrica equivalente. São também apresentados os totais anuais pluviométricos e o percentual da precipitação correspondente à recarga. O ano hidrológico foi considerado de setembro a agosto. Apesar de trabalhos anteriores (Moraes, 2007; Gonçalves et al. 2006) terem considerado o início do ano hidrológico na área em outubro, a análise dos hidrogramas de vazão indicou o término da recessão ocorrendo em setembro, na maior parte dos anos analisados, tanto na estação de Cardoso Moreira quanto na estação de Itaperuna. Portanto, para se relacionar a descarga subterrânea com a precipitação pluviométrica, foi necessária a adoção do período de setembro a agosto para o ano hidrológico na bacia.

O fluxo de base no período de monitoramento de vazão na bacia de Barro Branco (janeiro de 2006 a julho de 2007) correspondeu ao volume recarregado no início do ano hidrológico de 2006 (setembro de 2005), e parte do volume recarregado durante o ano hidrológico de 2007. A recarga total para o período, portanto, foi de aproximadamente 297 mm (36,97% da precipitação) de janeiro a agosto de 2006 e de 541 mm (41,20% da precipitação) de setembro de 2006 a julho de 2007.

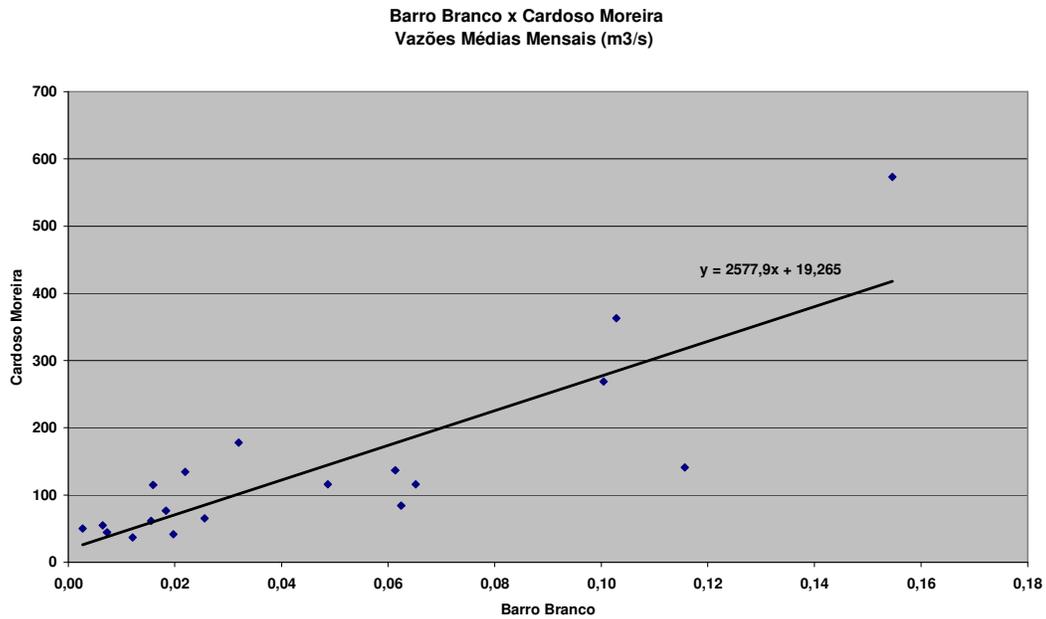


Figura 23 – Diagrama de dispersão correlacionando as vazões médias de Cardoso Moreira e de Barro Branco

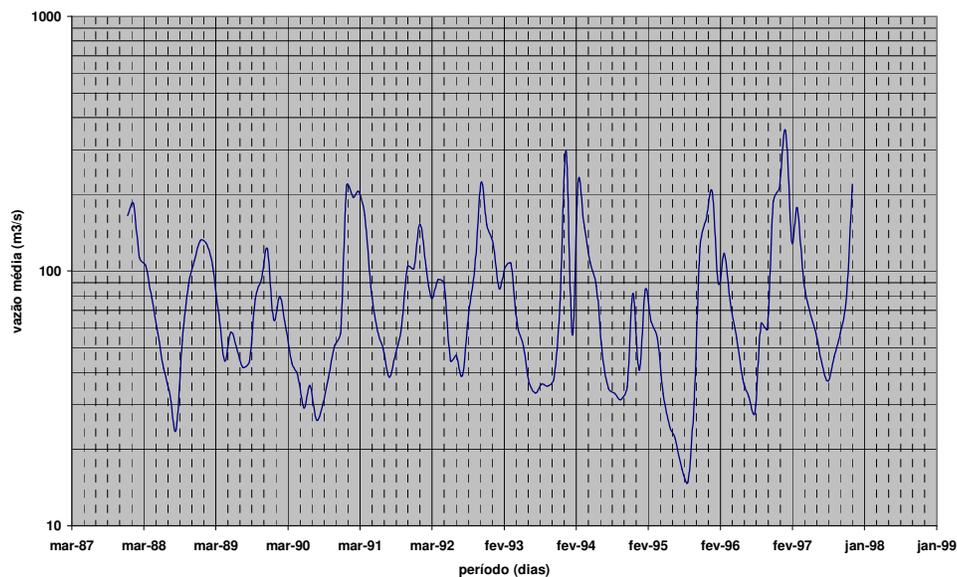


Figura 24 – Hidrograma de vazões médias do rio Muriaé na estação de Cardoso Moreira, entre os anos de 1987 e 1998

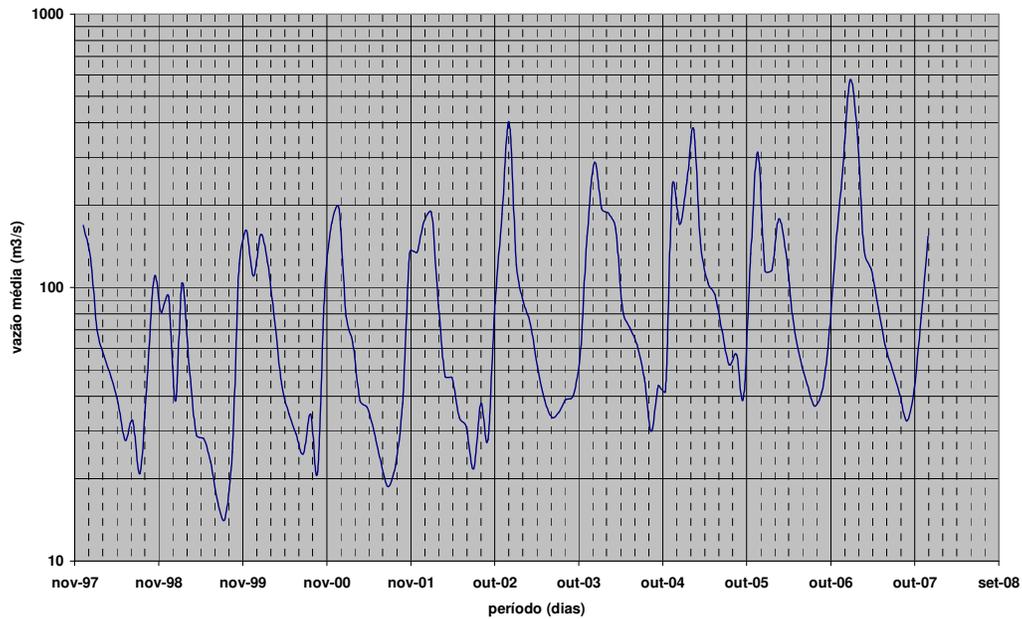


Figura 25 – Hidrograma de vazões médias do rio Muriaé na estação de Cardoso Moreira, entre os anos de 1997 e 2007

Tabela 5 – Recarga calculada na bacia de contribuição de Cardoso Moreira

Ano	Recarga (m3)	R (mm)	P (mm)	R=%P
1987-1988	7,2700E+09	227,29	975,9	23,29
1988-1989	1,7558E+09	241,51	891,2	27,10
1989-1990	9,6977E+08	133,39	710,3	18,78
1990-1991	1,1299E+09	155,42	960,7	16,18
1991-1992	1,5923E+09	219,02	904,0	24,23
1992-1993	2,2329E+09	307,13	876,8	35,03
1993-1994	2,3001E+09	316,39	1106,4	28,60
1994-1995	5,5878E+08	76,86	747,8	10,28
1995-1996	1,5141E+09	208,27	1068,3	19,50
1996-1997	1,3969E+09	192,15	1057,0	18,18
1997-1998	1,5487E+09	213,03	941,1	22,64
1998-1999	4,7495E+08	65,33	812,1	8,04
1999-2000	1,2904E+09	177,50	984,6	18,03
2000-2001	1,1221E+09	154,35	732,7	21,07
2001-2002	9,5622E+08	131,53	826,0	15,92
2002-2003	2,0976E+09	288,53	1086,9	26,55
2003-2004	1,9095E+09	262,66	1012,7	25,94
2004-2005	2,7622E+09	379,95	1342,2	28,31
2005-2006	2,1581E+09	296,85	803,0	36,97
2006-2007	3,9321E+09	540,86	1312,7	41,20

Uma vez estimado o volume total de recarga para o período monitorado, o passo seguinte na construção do modelo foi decidir como distribuir este volume na bacia. Sabe-se que a topografia pode exercer um controle sobre a ocorrência de recarga, e que o processo de infiltração não é sempre unidimensional (Freeze & Cherry 1979; Simmers, 1990). Em bacias com relevo colinoso, certas áreas podem nunca receber infiltração direta para o nível freático. Ocorre infiltração, porém a água vai fazer parte do inter-fluxo, ou fluxo hipodérmico, escoando em sub-superfície pelas encostas, no contato com camadas de menor permeabilidade do próprio solo ou no contato solo-rocha. A recarga então se concentra em depressões e áreas rebaixadas, onde poças temporárias se formam durante chuvas intensas (Freeze & Cherry 1979; Simmers, 1990).

Não existe na literatura referência a metodologias consagradas de avaliação do efeito da topografia (declividade das encostas), bem como da espacialização deste efeito na ocorrência de recarga subterrânea. No entanto existem métodos de avaliação da vulnerabilidade natural de sistemas aquíferos à contaminação, que levam em consideração a topografia como um dos fatores condicionantes da entrada de um contaminante no sistema aquífero. Um destes métodos é o DRASTIC (Aller et al, 1987), cujo nome é um acrônimo composto pelas iniciais em inglês das características do meio físico de um determinado sítio (Depth, Recharge, Aquifer Media, Soil, Topography, Impact of the Vadose Zone, Conductivity), que condicionam a sua maior ou menor vulnerabilidade a um evento de contaminação a partir da superfície do terreno. Áreas de relevo plano são consideradas mais vulneráveis por oferecerem uma maior oportunidade à infiltração da água da chuva e dissolução e transporte do contaminante para o nível freático. Áreas de relevo movimentado propiciam o escoamento superficial da precipitação e do contaminante para outro local.

O sistema se baseia em uma ponderação onde cada um dos sete fatores tem um determinado peso e as classes que o compõe recebem notas de 0 a 10. O fator topografia é composto por cinco classes de declividade utilizadas pelo *Soil Conservation Service* dos Estados Unidos, e que apresentam uma boa correspondência com as classes de declividade descritas no Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006). Esta classificação de relevo foi aplicada na bacia de Barro Branco a partir do mapa de solos elaborado pelo

Projeto PRODETAB/Aqüíferos. As classes individualizadas são descritas a seguir (Embrapa, 2006):

- **Relevo Montanhoso:** superfície de topografia vigorosa, com predomínio de formas acidentadas, usualmente constituídas por morros, montanhas e maciços montanhosos, apresentando desnivelamentos relativamente grandes (superiores a 200m) e declives fortes ou muito fortes, predominantemente variáveis de 45 a 75%.
- **Relevo Forte Ondulado:** superfície de topografia movimentada, formada por morros (elevações de 100 a 200m de altitudes relativas) e raramente colinas elevadas, com declives fortes, predominantemente variáveis de 20 a 45%.
- **Relevo Ondulado:** superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjunto de colinas (elevações de 50 a 100m de altitudes relativas), apresentando declives moderados, predominantemente variáveis de 8 a 20%.
- **Relevo Suave Ondulado:** superfície de topografia pouco movimentada, constituída por conjuntos de colinas baixas (elevações de altitudes relativas até 50m), apresentando declives suaves, predominantemente variáveis de 3 a 8%.
- **Relevo Plano:** superfície de topografia esbatida ou horizontal, onde os desnivelamentos são muito pequenos, com declividades variáveis de 0 a 3%.

As duas últimas classes foram unidas no mapeamento de solos da micro-bacia de Barro Branco, resultando na classe Plano Suave Ondulado.

O mapa de relevo da bacia (Figura 26) foi extraído do mapa de solos (PRODETAB/Aqüíferos) através do programa ArcGIS (ESRI) e cada uma das classes individualizadas foi tratada como uma classe de recarga. Na tabela 6, estão listadas as classes de relevo, suas respectivas áreas e percentuais da área total da bacia.

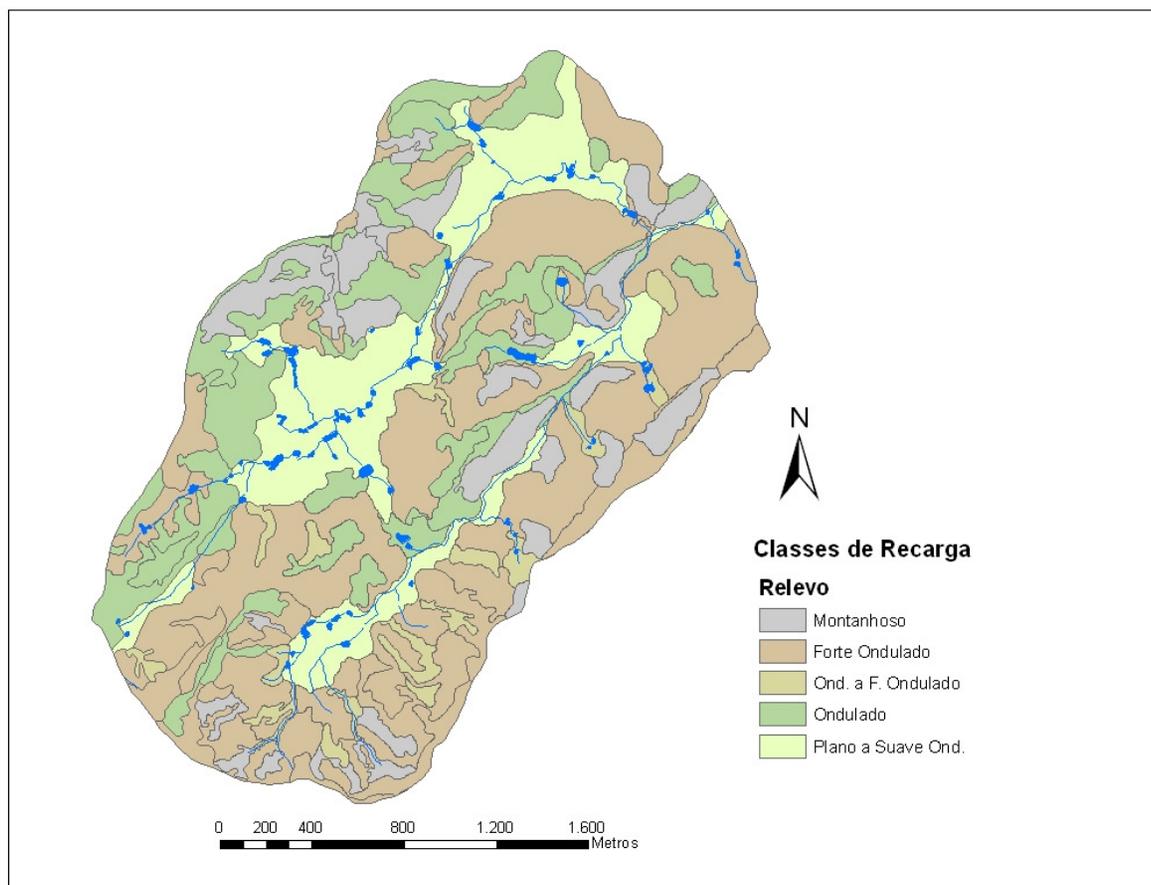


Figura 26 - Classes de recarga segundo as classes de relevo definidas pelo Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006)

Tabela 6 – Distribuição areal das classes de relevo na bacia de Barro Branco

Relevo	Área (m ²)	% da Área
Montanhoso	679452,39	12,42
Forte Ondulado	2407916,64	44,02
Ondulado a Forte Ondulado	223555,25	4,09
Ondulado	1112876,21	20,35
Plano a Suave Ondulado	1010555,91	18,47
Lagoas	35562,75	0,65

Se a topografia da bacia fosse totalmente plana, o volume de recarga global, calculado através do fluxo de base, estaria disponível para ser infiltrado de forma homogênea por toda a sua superfície, o que poderia ser representado como uma lâmina d'água com altura correspondente ao volume de recarga calculado, dividido pela área da bacia. No caso de uma área com relevo acidentado, parte desta água irá infiltrar nas áreas de encostas e se incorporar ao lençol subterrâneo e outra parte irá escoar como inter-fluxo e infiltrar em áreas rebaixadas, adjacentes às encostas.

Nas primeiras simulações transientes a recarga foi imposta de forma homogênea em toda a bacia, aplicando-se as porcentagens referidas, relativas aos anos de 2006 e 2007, aos dados diários de precipitação registrados na estação pluviométrica local. Posteriormente, a área foi subdividida em duas classes de recarga: baixada e morros, numa primeira tentativa de reproduzir o controle do relevo no processo de recarga. Finalmente, nas últimas simulações, a bacia foi subdividida em cinco classes de recarga, de acordo com as classes de relevo individualizadas, cada uma correspondendo a uma porcentagem da precipitação no período simulado. A proporção de recarga aplicada foi calculada fazendo-se uma correspondência entre as classes de topografia do DRASTIC e as classes de relevo do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (tabela 7). As notas do sistema DRASTIC foram então transformadas em percentuais da recarga anual para cada classe, que, transformados em altura pluviométrica e multiplicados pelas áreas totais respectivas, geraram o volume de recarga a ser aplicado. A diferença entre o volume infiltrado e o volume que infiltraria em cada classe, se a mesma fosse plana, foi somada e incorporada à classe de relevo Plano a Suave Ondulado. Finalmente os volumes totais de cada classe foram comparados com o volume total precipitado na bacia, e a recarga calculada para cada classe foi transformada em um percentual da precipitação. Na

tabela 8 é mostrado o exemplo do cálculo da recarga para o ano de 2007, cujo total foi de 540,85 mm.

Tabela 7 – Classes de topografia do DRASTIC e do Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2006), suas respectivas notas e percentuais de recarga

Relevo	Declividade EMBRAPA (%)	Declividade DRASTIC (%)	Nota DRASTIC	Recarga Global (%)
Plano a Suave Ondulado	0-3 e 3-8	2-6	10 a 9	100
Ondulado	8-20	6-12	5	50
Ondulado a Forte Ondulado	8-20 e 20-45	12-18	3	33
Forte Ondulado	20-45	> 18	1	10
Montanhoso	45-75	> 18	1	10
Lagoas	0	0	10	100

Tabela 8 - Recarga aplicada nas classes de relevo e percentuais da precipitação por classe para o ano de 2007

Classes	Área (m ²)	% R	Recarga (m/a)	VP (m ³ /a)	VR (m ³ /a)	% P
Montanhoso	679452,39	10	0,0541	8,92E+05	3,67E+04	4,12
F. Ondulado	2407916,64	10	0,0541	3,16E+06	1,30E+05	4,12
Ond. F. Ond.	223555,25	33	0,1785	2,93E+05	3,99E+04	13,60
Ondulado	1112876,21	50	0,2704	1,46E+06	3,01E+05	20,60
Pl. a S. Ond.	1010555,91	100	0,5409	1,33E+06	2,43E+06	183,29
Lagoa	35562,75	100	0,5409	4,67E+04	1,92E+04	41,20

VP-Volume precipitado

VR-Volume Recarregado

%P- Porcentagem da precipitação

A recarga foi, portanto, modelada como o resultado da combinação dos dois parâmetros, relevo e condutividade hidráulica dos solos. A água disponível para infiltrar é controlada pelo relevo e a infiltração propriamente dita, até o lençol freático, pelos parâmetros de retenção dos solos.