

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

CENTRO DE TECNOLOGIA

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA

HIDRAÚLICA E AMBIENTAL

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM

RECURSOS HÍDRICOS

UNIVERSITÉ MONTPELLIER 2

ÉCOLE DOCTORALE SIBAGHE

SYSTEMES INTEGRES EN BIOLOGIE,

AGRONOMIE, GEOSCIENCES,

HYDROSCIENCES, ENVIRONNEMENT

OS PEQUENOS AQÜÍFEROS ALUVIAIS NAS ÁREAS CRISTALINAS
SEMI-ÁRIDAS: FUNCIONAMENTO E ESTRATÉGIAS DE GESTÃO.

Estudo de caso no Nordeste brasileiro

LES PETITS AQUIFERES ALLUVIAUX DANS LES ZONES
CRISTALLINES SEMI-ARIDES: FONCTIONNEMENT ET STRATEGIES
DE GESTION.

Etude de cas dans le Nordeste brésilien.

JULIEN DANIEL PIERRE BURTE

FORTALEZA - CEARÁ

2008

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

CENTRO DE TECNOLOGIA

DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA

HIDRAÚLICA E AMBIENTAL

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO EM

RECURSOS HÍDRICOS

UNIVERSITÉ MONTPELLIER 2

ÉCOLE DOCTORALE SIBAGHE

SYSTEMES INTEGRES EN BIOLOGIE,

AGRONOMIE, GEOSCIENCES,

HYDROSCIENCES, ENVIRONNEMENT

OS PEQUENOS AQÜÍFEROS ALUVIAIS NAS ÁREAS CRISTALINAS
SEMI-ÁRIDAS: FUNCIONAMENTO E ESTRATÉGIAS DE GESTÃO.

Estudo de caso no Nordeste brasileiro

LES PETITS AQUIFERES ALLUVIAUX DANS LES ZONES
CRISTALLINES SEMI-ARIDES: FONCTIONNEMENT ET STRATEGIES
DE GESTION.

Etude de cas dans le Nordeste brésilien.

JULIEN DANIEL PIERRE BURTE

FORTALEZA - CEARÁ

2008

JULIEN DANIEL PIERRE BURTE

DINÂMICA HIDROLÓGICA DOS PEQUENOS AQUÍFEROS ALUVIAIS
SOB EXPLORAÇÃO NO NORDESTE BRASILEIRO SEMI-ÁRIDO.
CONSEQÜÊNCIAS EM TERMOS DE ESTRATÉGIAS DE GESTÃO.

Tese submetida à Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Engenharia Civil, da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para obtenção do grau de Doutor em Engenharia Civil.

Área de concentração: Recursos Hídricos

Orientadores: Prof. Dr. HORST FRISCHKORN
Dra. ANNE COUDRAIN

Co-orientador: Dr. JEAN-YVES JAMIN

FORTALEZA - CEARÁ

JUNHO - 2008

B98p Burte, Julien Daniel Pierre

Os pequenos aquíferos aluviais nas áreas cristalinas semi-áridas: funcionamento e estratégias de gestão: estudo de caso no Nordeste brasileiro = les petits aquifères alluviaux en zones semi-arides: fonctionnement et stratégies de gestion. Etude de cas dans le Nordeste brésilien / Julien Daniel Pierre Burte. 2008.

289f. ;il.; enc.

Orientador: Prof. Dr. Horst Frischkorn

Orientador: Pro^{fa} Dr^a. Anne Coudrain

Área de concentração: Recursos Hídricos

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Ceará / Université Montpellier 2 , Fortaleza, 2008.

1. Recursos Hídricos. 2. Águas subterrâneas. 3. Regiões semi-áridas – Brasil. I. Frischkorn, Horst. (Orient.). II. Coudrain, Anne. (Orient.). III. Universidade Federal do Ceará. – Curso de Pós – Graduação em Engenharia Civil. IV. Université Montpellier 2. – Ecole doctorale SIBAGHE Systèmes intégrés en biologie, agronomie, geosciences, hydrosciences, environnement. V. Título. VI. Título.

CDD 627

AGRADECIMENTOS

Aos meus diretores de tese e amigos, Anne Coudrain, Horst Frischkorn e Jean-Yves Jamin cuja ajuda e confiança foram determinantes para concluir esta tese. Eles tiveram a paciência de aconselhar-me e criticar-me ao longo destes quatro anos para que eu progredisse neste desafio acadêmico.

Aos órgãos que apoiaram este trabalho, as universidades de Montpellier 2 e Federal do Ceará, o IRD (Institut de Recherche pour le Développement - UR GREATICE) e o CIRAD (Centre International de Recherche en Appliquée pour le Développement - UMR G-EAU), o programa CAPES-COFECUB, o IFR ILEE (Montpellier), a FUNCEME (Fundação do Ceará de Meteorologia e Recursos Hídricos) .

Esta tese beneficiou-se no primeiro ano de uma bolsa do programa LAVOISIER (França), e nos anos seguintes de uma bolsa da FUNCAP (Fundação Cearense de Apoio a Pesquisa - Ceará).

Agradeço também os seguintes pesquisadores, sem a confiança dos quais não teria tido a oportunidade de entrar no doutorado: Pascal Kosuth e Jean-Philippe Tonneau.

Por fim agradeço à minha esposa, a quem eu dedico este trabalho, pela paciência, apoio e carinho sempre renovados.

RESUMO

Nas áreas cristalinas semi-áridas, os pequenos aquíferos aluviais são recursos hidrológicos importantes para as populações rurais, mas limitadas, cuja dinâmica é fortemente influenciada pelas ações antrópicas. A sustentabilidade da disponibilidade destes recursos depende do desenvolvimento de estratégias de gestão adaptadas ao meio físico, mas também às características socioeconômicas locais.

Numa bacia hidrográfica localizada na área cristalina do Nordeste brasileiro semi-árido, onde o uso dos pequenos aquíferos aluviais desenvolveu-se rapidamente na última década, foi desenvolvido este estudo segundo uma dupla abordagem 1) física, para caracterizar estes recursos hídricos tradicionalmente pouco estudados e propor um modelo do seu funcionamento hidrossalino, e 2) socioeconômico para caracterizar os grupos de usuários e as estratégias locais de uso e gestão dos recursos hídricos. Este estudo se apóia em seis anos de dados (monitoramento e estudos de caracterização dos meios físico e socioeconômico) e na construção de modelos de balanços hidrológicos e de massa de sais ao passo de tempo mensal que permitiram a quantificação dos principais termos dos balanços do aquífero aluvial e a discussão das interações com os outros recursos hidrológicos (aquífero cristalino, açudes). As hipóteses de funcionamento hidrológico foram testadas com um modelo espacializado de base física. Cenários de evolução da exploração dos recursos hídricos foram construídos a partir dos principais fatores internos (físicos e antrópicos) e externos (políticas públicas) que determinam sua dinâmica e sua gestão. O impacto destes cenários sobre a disponibilidade em água (em termos de quantidade e qualidade) foi simulado a curto e longo prazo, o que permitiu mostrar a importância de uma gestão integrada montante/jusante dos recursos hídricos. Por fim, um método regional de mapeamento dos pequenos aquíferos aluviais é desenvolvido, permitindo a avaliação do volume anual de água potencialmente explorável numa grande bacia hidrográfica.

RESUME

Dans les zones cristallines semi-arides, les petits aquifères alluviaux sont des ressources hydrogéologiques limitées, mais importantes pour les populations rurales. La durabilité de leur disponibilité repose sur le développement de stratégies de gestion adaptées aux contraintes physiques mais aussi socioéconomiques locales.

Sur un bassin versant situé dans la zone cristalline du Nordeste brésilien semi-aride, où l'utilisation des nappes alluviales s'est développée rapidement depuis 10 ans, a été mise en œuvre une double approche 1) physique afin de caractériser et proposer un modèle de fonctionnement hydrosalin de ces ressources traditionnellement peu étudiées, 2) socioéconomique pour caractériser les groupes d'utilisateurs et les stratégies locales d'utilisation et de gestion des ressources en eau.

L'étude s'appuie sur 6 ans de données (suivis et études de caractérisation des milieux physique et anthropique) et sur la construction de modèles de bilans hydrologiques et de masse au pas de temps mensuel qui ont permis de quantifier les termes des bilans de la nappe alluviale et de discuter les interactions avec les autres ressources en eau (aquifère de socle, retenues). Les hypothèses de fonctionnement hydrologique ont été testées avec un modèle spatialisé à base physique.

Des scénarios d'évolution de l'exploitation des ressources ont été construits en tenant compte des principales contraintes internes (physiques et anthropiques) et externes (politiques publiques). L'impact de ces scénarios sur la disponibilité en eau (en termes de qualité et quantité) a été simulé à plus ou moins long terme ce qui a permis de montrer qu'une gestion intégrée amont/aval des ressources est bénéfique pour l'ensemble des usagers.

Enfin, une méthode régionale de cartographie des petits aquifères alluviaux basée sur la télédétection est développée et permet d'évaluer le volume d'eau potentiellement exploitable sur un grand bassin versant.

ABSTRACT

In crystalline semi-arid areas, small alluvial aquifers are important hydrological resources for rural population. But the dynamics of these restricted resources remains highly influenced by anthropogenic actions. Sustainability of their availability lies on the development of water management strategies well-adapted to the physical and socioeconomic local constraints. In crystalline areas of semi-arid Brazilian north-east, the exploitation of alluvial aquifers for irrigation and domestic supply by rural communities has been developed over the last 10 years. This study has been carried out based on two approaches 1) a physical one, to characterize and suggest a hydrological and salt-mass functioning model of these poorly studied resources and 2) a socio-economical one, to characterize users and strategies and water resources use and management. The study is based on six-year data (physical and socioeconomic issues) and on the construction of monthly time-step hydrological and mass balance models that allowed to quantify the terms of alluvial aquifer balances and to discuss interactions with other water resources (hard-rock basement aquifer, reservoirs). Hydrological functioning hypotheses have been also tested with a spatial physical-based model. Models were used to simulate hydrological and salinity responses of the alluvial aquifer under different water management scenarios. Several possible prospective scenarios of water management have been built based on the main internal (physical and anthropogenic) and external (public policy) constraints. The impact of these scenarios on the short- and long-run water availability (quantity and quality) has been simulated. It underlined the importance of integrated management of up- and downstream water resources. Finally, a regional, remote-sensing based method to map alluvial aquifer has been developed and tested. It was used to estimate the mean annual water volume available in large watershed.

pluviométricas instaladas na bacia do Forquilha (triângulo vermelho) nas comunidades de Jardim (1), Trapiazeiro (2) e São Bento (3).....	32
Figura 3-3: Precipitação acumulada medida semanalmente nos pluviômetros de 200 cm ² das estações de Jardim, São Bento e Trapiazeiro para o ano 2005.	33
Figura 3-4: Localização dos poços profundos e das seções transversais abertas durante a construção de barragens subterrâneas no aquífero aluvial do Vale do Forquilha.....	38
Figura 3-5: Profundidade (z) do embasamento cristalino medida em dois perfis transversais no aquífero aluvial (Comunidades Forquilha e Campinas).	41
Figura 3-6: Mapa da área na localidade de São Bento onde foi realizado o estudo geofísico, com a localização dos perfis realizados (linhas vermelhas) incluindo X ₁ X ₂ com SEVs (setas vermelhas), com a localização das sondagens (triângulos azuis) com os respectivos parâmetros hidrogeológicos (T,K) e o perfil granulométrico vertical.	43
Figura 3-7: Curva teórica da resistividade aparente após calagem no caso de um modelo de cinco camadas.	44
Figura 3-8: Resultados das SEVs ao longo de X ₁ X ₂ , interpretação com resistividade variável da zona saturada e perfil X ₁ X ₂ (curva 1). A curva 2, obtida usando uma resistividade constante da zona saturada para a interpretação das SEVs, apresenta profundidades elevadas do embasamento (ponto cercado de vermelho na curva 2) que não são plausíveis conforme as tradagens realizadas.....	45
Figura 4-1: Localização do Vale do Forquilha, Município de Quixeramobim (Ceará, Brasil).....	51
Figura 4-2: Mapa da bacia hidrográfica do Riacho Forquilha, confeccionada a partir de imagem de Satélite LANDSAT, com resolução de 30 m (Miranda & Coutinho, 2004) e do mapa na escala 1:100 000 (IPLANCE, 1998); coordenadas UTM. Área da bacia hidrográfica até a passagem molhada da Veneza: 195 km ² e até Campinas: 221 km ²	52
Figura 4-3: Evolução da área total irrigada no Vale entre Janeiro 2001 e Dezembro de 2003 (a partir de dados observados em 20 áreas monitoradas).....	55
Figura 4-4: Evolução do volume médio de água no aquífero (linha cinza = volume de referência), da condutividade elétrica (média de 20 piezômetros) e pluviometria mensal registrada no posto da Manituba.....	56
Figura 4-5: Evolução dos níveis piezométricos (H) de 20/02/2003 (início da estação chuvosa) até 26/03/2003 com relação ao nível do 20/02/2003 (H ₀) para diferentes piezômetros localizados em distâncias de 0 a 170 m do riacho e precipitações diárias registradas em São Bento.	59
Figura 4-6: Evolução da CE nos piezômetros na comunidade de São Bento com relação ao valor em 20/02 CE normalizada em 1000 μS.cm ⁻¹	59
Figura 4-7: Esquema simplificado dos principais fluxos do balanço hidrológico do aquífero aluvial, com os dois reservatórios S e I.	61
Figura 4-8: Evolução do volume de água no aquífero (a partir das observações piezométricas e a partir do modelo levando em conta os bombeamentos). Resultado da simulação com a hipótese "sem bombeamento" (linha pontilhada).	66
Figura 4-9: Comparação dos diferentes termos do balanço hidrológico (em 10 ⁶ m ³ ano ⁻¹).....	66
Figura 4-10: Volume de água simulado no aquífero a partir de dados pluviométricos da estação Manituba de 1970 à 1988 para diferentes cenários de bombeamento e com um objetivo de 75 ha irrigados atingido quando o nível piezométrico o permite (cenário 1) ou forçado (cenário 2).	67
Figura 4-11: Localização da área de experimento para estudo das relações rio-aquífero.....	69
Figura 4-12: Principais recursos hídricos no Vale do Forquilha (açudes e aquíferos) com os quatro trechos separados segundo os principais fatores hidrológicos; poços monitorados (pontos vermelhos); distâncias ao açude do Rch.Verde seguindo o rio (abscissas curvilíneas na régua); áreas onde são concentradas as culturas irrigadas (retângulos verde e azul); área piloto com a localização do rio, dos limites do aquífero aluvial, dos piezômetros e das áreas irrigadas (encarte).	72

Figura 4-13: Diagrama de Piper das amostras coletadas na bacia do Forquilha, para águas superficiais (açudes (n=8), rio (n=13)) e subterrâneas (aluvião (n=95), cristalino (n=2)).	77
Figura 4-14: Diagrama RAS vs CE de classificação das amostras coletadas na bacia do Forquilha, de águas superficiais (açudes, n=8; rio, n=13) e subterrâneas (aluvião, n=95; cristalino, n=2).	78
Figura 4-15: Histograma de distribuição dos valores de CE por classes de $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.	79
Figura 4-16: Distribuição do número total de dados e do número de dados elevados em função dos períodos de escoamento (com e sem) de 2000 a 2006.	79
Figura 4-17: Variogramas temporais das variações de nível piezométrico do aquífero aluvial nos piezômetros P27, P86 e P106 e localização.	81
Figura 4-18: Variogramas temporais da salinidade da água do aquífero aluvial nos piezômetros P27, P86 e P106 e localização.	82
Figura 4-19: Cloretos vs bicarbonatos para diferentes tipos de amostras (água superficial, aquífero com e sem recarga direta do rio) em períodos com e sem escoamento.	83
Figura 4-20: Alcalinidade vs Σ catiões = $[\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ para as amostras de água do aquífero aluvial.	83
Figura 4-21: Massas de sal por m^2 durante as estações secas estimadas a partir das observações (M_{est}) e calculadas considerando que a concentração é constante ($M_{\text{C}=\text{C}_0}$).	86
Figura 4-22: Modelo conceitual para as duas hipóteses de explicação do aumento de salinidade observado após a cheia de 2004: (1) contribuição do embasamento e (2) lixiviação da zona não saturada.	87
Figura 4-23: Concentrações de HCO_3^- e Cl^- e Alcalinidade residual em P111 no período 07/2003 até 07/2006.	88
Figura 4-24: Piezometria do aquífero aluvial no piezômetro P107, de abril/2006 a maio/2007, medida manualmente (círculos) com frequência semanal a mensal e automática (linha vermelha) com frequência horária; Nível de referência correspondente ao equilíbrio com o nível do rio (linha roxa); Detalhe do período 27/4 até 24/5/2006 (encarte verde) evidenciando variações rápidas da piezometria (traços cinza pontilhados) que não aparecem no monitoramento manual.	90
Figura 4-25: Precipitações (barras); nível piezométrico com relação à H_{sat} (linha azul) e CE (linha vermelha) em P107, datas de primeiro pedido de liberação de água das comunidades a jusante (seta preta), no período de realização do balanço hidrológico no trecho 1 do Vale (montante).	92
Figura 4-26: Influência da liberação de água do açude do Rch. Verde sobre o nível piezométrico D_h (m) (linha azul escuro) e a CE observada nos piezômetros P27, 51 e 107, localizados no mapa. Conforme a pluviometria (barras azuis), o período de liberação (caixa vermelha) ocorreu durante a estação seca.	95
Figura 4-27: CE calculada a partir das observações, e modelada com hipóteses M_0 de contribuição de base do cristalino de 30, 45 e 110 T/mês; precipitações mensais.	98
Figura 4-28: Contribuição, M , do embasamento cristalino, calculada a partir das observações (azul), e modelada com hipóteses 1) sem bombeamento, 2) $M_0 = 45$ T/mês, 3) sem contribuição do cristalino; precipitações mensais.	98
Figura 4-29: Balanço de massa mensal no período 1970-1988 mostrando a média dos principais fluxos entrando e saindo do aquífero aluvial, com uma contribuição de base do cristalino $M_0 = 45$ T/mês nas hipóteses sem exploração do aquífero e com 75 ha irrigados.	100
Figura 4-30: Pluviometria mensal no período 1970-1988 (a) e resultado da simulação de variação do volume (b) da CE (c) e da massa de sais (d) da água do aquífero aluvial no caso de um cenário sem bombeamento (linhas azuis) e com 75 ha irrigados (linhas vermelhas).	100
Figura 4-31: Áreas de alta (A+) e baixa (A-) condutividade hidráulica no trecho modelado.	102
Figura 4-32: Discretização da área piloto em polígonos com as condições de contorno C_1, C_2 e C_3 (carga fixa - pontilhado verde) na simulação em regime permanente.	102

Figura 4-33: Condição inicial de piezometria obtida a partir dos dados coletados em 05/2002 nos piezômetros (círculos cinza).....	104
Figura 4-34: Níveis piezométricos em regime permanente (referência e simulados após calibração de K) nos diferentes piezômetros da área piloto.....	104
Figura 4-35: Condições de contorno na simulação em regime transitório num ciclo hidrológico (05/2002-05/2003). As condições de carga H (pontilho verde) e de fluxo Φ (traço laranja) são constantes. As condições de transferência (linha azul entre os pontos M a montante e J a jusante) e de bombeamento (pontos vermelhos) dependem do tempo (encartes).....	106
Figura 4-36: Níveis piezométricos medidos e simulados com $\Phi_R = 5.10^4 \text{ dia}^{-1}$, de 05/2002 a 05/2003.	108
Figura 4-37: Piezometria simulada no fim da estação seca mostrando a inversão de gradiente piezométrico provocada pelos fortes bombeamentos em P106.	108
Figura 4-38: Principais termos do balanço hidrológico (média anual) no período 09/2000 a 04/2006.	110
Figura 4-39: Condições de contorno (a) de fluxo de sal constante (vermelho) e concentração constante (verde) e distribuição de salinidade (b) em regime permanente.	112
Figura 4-40: Distribuição da salinidade da água no trecho modelado, no fim da simulação (a) e salinidade simulada nos diferentes piezômetros (b).	113
Figura 5-1: Localização da bacia do Forquilha (Quixeramobim-CE) com os limites das comunidades rurais, as áreas de densidades populacionais baixas e elevadas com os respectivos tipos de sistemas de abastecimento de água doméstica, principais recursos hídricos (reservatórios e aquífero aluvial) e áreas irrigadas. Uma área próxima ao açude de L.Cercada é detalhada para mostrar a estrutura fundiária (IDACE, 2005) com propriedades estreitas para permitir um acesso ao rio.	134
Figura 5-2: Principais territórios da água na bacia do Forquilha, organizados em torno dos açudes (preto) e do aquífero aluvial (cinza escuro).	143
Figura 5-3: Modelos hidrológicos construídos com um passo de tempo mensal para simular a dinâmica hidrológica (1) dos reservatórios (variações do volume V_{RES}), (2) do aquífero aluvial (variações do volume V_{AQ}) e (3) da propagação do deflúvio liberado (Vazão Q_L e volume V_L liberados, volume eficaz V_{EF} , abscissa curvilínea atingida X_C após o tempo t). Os fatores ligados à pressão social são levados em conta (4) e correspondem à fluxos de informação montante-jusante.....	146
Figura 5-4: Croquis do aquífero aluvial e do leito do rio, com os principais fluxos do balanço hidrológico durante um tempo Δt (fluxo liberado, evaporação, bombeamento, escoamentos subterrâneos), resultando na recarga do aquífero aluvial numa distância Δx . L é a largura do aquífero, l_R é a largura do rio, Δz é a diferença entre o nível piezométrico antes da recarga (Z_0) e o nível do rio (Z_{REF}).	149
Figura 5-5: Propagação do fluxo liberado a jusante do açude do Rch. Verde para um evento de liberação de 57 horas (278L/s durante as primeiras 20 horas e 139L/s depois): simulada (linha) e observada (círculos).	149
Figura 5-6: Número de famílias (número total e número de famílias com acesso a um sistema de abastecimento doméstico a partir do aquífero aluvial ou dos reservatórios: período de observação 1998-2006 (taxa de crescimento decrescente de 6% para 3%) e período de simulação 2007-2037 (taxa de crescimento decrescente de 3% to 0,5%).....	151
Figura 5-7: Cenário ‘atual / 75 ha’: simulação do balanço hidrológico do volume de água liberado com quatro hipóteses de vazão (20 até 278 L/s) e tempo de liberação (dias) necessário para recarregar o trecho 15-19 km com o aquífero aluvial inicialmente cheio. As perdas em trânsito são devidas à evaporação da água no leito do rio (assume-se um valor constante de 8 mm/dia). Parte dos volumes liberados é consumida pelos bombeamentos e não contribui para a elevação do nível piezométrico no aquífero aluvial.	155
Figura 5-8: Cenário “75 ha”. Precipitações (série de 30 anos) e simulações das variações de (1) Volume do açude RV (%), (2) volumes liberados (10^6 m^3) do RV, (3) STD da água	

(g/L) e (4) volume do aquífero aluvial (%). As hipóteses de descarga a partir do açude do Rch. Verde são: nula (linhas cinzas) e 50 L/s (linhas pretas e áreas cinzas mostrando os períodos críticos em termo de volume do reservatório).	159
Figura 5-9: Cenário “150 ha”. Precipitações (série de 30 anos) e simulações das variações de (1) Volume (%) e (2) volume liberado do açude Rch. Verde (10^6m^3), (3) concentração da água (g/L) e (4) volume do aquífero aluvial (%). As hipóteses de descarga a partir do açude do Rch. Verde são: nula (linhas cinzas) e 80 L/s (linhas pretas e áreas cinzas mostrando os períodos críticos em termo de volume do reservatório).	160
Figura 6-1: Localização e topografia das bacias hidrográficas do Banabuiú (preto), do Forquilha (vermelho) e da Vista Alegre (roxo), com a rede de drenagem (azul).	166
Figura 6-2: Relevo ondulado na bacia do Forquilha.	168
Figura 6-3: Planície com inselbergues na bacia de V. Alegre.	168
Figura 6-4: Mapas dos aquíferos aluviais das bacias do Forquilha (vermelho) e da V. Alegre (roxo) gerados a partir imagens SPOT5 e observações de campo.	169
Figura 6-5: Distribuição dos valores de declividade nas bacias do Forquilha (vermelho) e V. Alegre (azul).	170
Figura 6-6: Mapa de declividades das bacias do Forquilha e V. Alegre para os intervalos [0-4], [4-8] e $> 8\%$; Detalhes do mapa de declividades das bacias do Forquilha (vermelho) e V. Alegre (roxo) sem [1] e com [2] os limites dos aquíferos aluviais (áreas coloridas) definidos a partir das observações de campo e de foto-interpretação das imagens SPOT 5 (2002 e 2003) com resolução espacial 5 m.	171
Figura 6-7: Rede de drenagem na bacia do Banabuiú em função da área da bacia hidrográfica a montante de cada trecho da rede de drenagem.	174
Figura 6-8: Rede de drenagem na bacia do Banabuiú em função da declividade média (%) da bacia hidrográfica a montante de cada trecho da rede de drenagem.	174
Figura 6-9: Largura (ℓ) dos aquíferos aluviais em função da área (S) da bacia a montante (cruz) e envelopes ajustadas com a equação VII-1 (curvas), com $a_1 = 45$ para a bacia do Forquilha (vermelho) e com $a_1 = 25$ para a bacia da V. Alegre (roxo).	174
Figura 6-10: Buffers gerados pelas funções ℓ_1 (a-azul) e ℓ_2 (b-verde) para as bacias do Forquilha (vermelho) e V. Alegre (roxo), limites reais dos aquíferos (c); localização das áreas em destaque na Fig.VII-11 (i,ii).	175
Figura 6-11: Detalhes dos buffers gerados pelas funções ℓ_1 (azul) e ℓ_2 (verde) e aquíferos aluviais (verde escuro).	176
Figura 6-12: Buffer (largura 500 m) gerado ao longo de um trecho de rio A-B (azul), declividade de cada pixel (escala vermelha).	177
Figura 6-13: Declividade lateral (D_{lat}) versus declividade longitudinal (D_{long}) dos trechos da rede de drenagem das bacias do Forquilha e V. Alegre.	178
Figura 6-14: Pixeis com declividade inferior ao limiar D selecionados (azul) e com declividade superior ao limiar D descartados (verde).	178
Figura 6-15: Buffer externo +45 m (cinza) realizado no entorno das áreas de declividade inferior a D (azul) e buffer interno -45 m (amarelo).	178
Figura 6-16: a) Corpos aluviais separados em função da ordem de Strahler (ordem 1 roxo, ordem 2 azul); b) buffer de 500 m (área verde) gerado ao longo do aquífero (branco) para cálculo da declividade lateral média.	179
Figura 6-17: Médias (\bar{D}), distribuição cumulada (a) e não cumulada (b) de valores de declividade dos pixeis nos buffers das bacias do Forquilha (azul) e da V. Alegre (vermelho). em verde, o intervalo $[0; \bar{D}+2\sigma]$	180
Figura 6-18: Mapa de declividade de um trecho de buffer na bacia da V. Alegre ($\bar{D}(M_x)=5,5\%$, $\sigma(M_x)=11\%$ e $D_M(M_x)=87\%$). Notar as áreas com valores altos de declividade.	181
Figura 6-19: Área das aluviões obtidas pelo método 1 com limiares variáveis por diferentes valores de λ	182

Figura 6-20: Conceito de retângulo equivalente (de comprimento L e largura ℓ_a) e de estimativa do volume V_r de um trecho de aquífero aluvial r de área S e profundidade máxima média H a partir da declividade lateral média D_{lat} de r	183
Figura 6-21: Mapa dos aquíferos aluviais (roxo) segundo o método 2, com limiar variável, a) na bacia do Banabuiú e b) nas bacias do Forquilha (1) e V. Alegre (2) e mapa de referência (azul).	187
Figura 6-22: Mapa dos aquíferos aluviais (pelo método 2 com limiar variável) segundo a faixa de volume de água potencialmente armazenado.....	189
Figura 6-23: Mapa dos aquíferos aluviais (pelo método 2 com limiar variável) segundo a faixa de volume de água potencialmente armazenado por quilômetro.	190

LISTA DE TABELAS

Tabela 2-1: Poços e cacimbões construídos nos aquíferos aluviais (SEAGRI, 2004) e cristalino (CPRM, 2001) nos 86 Municípios participantes do projeto “Poços do Sertão”, no Município de Quixeramobim e na bacia hidrográfica do Forquilha.	17
Tabela 3-1: Valores do coeficiente de determinação (R^2) das precipitações diárias e mensais para os diferentes pluviômetros.	34
Tabela 4-1: Comparação de termos hidrológicos de três anos de medidas: duração da estação chuvosa, volume (V) e condutividade da água (CE) no aquífero aluvial (média de 20 piezômetros monitorados).	55
Tabela 4-2: Características dos piezômetros instalados na área piloto de São Bento (Figura IV-2). A altura de água de referência é medida no fim da estação chuvosa, após o fim do escoamento no rio (18/06/2001).	58
Tabela 4-3: Classes de taxa de infiltração segundo o enchimento do aquífero (100% de enchimento correspondem a V_{sat}).	63
Tabela 4-4: Precipitação anual, escoamento e infiltração calculados (lâmina e volume) no aquífero. Os valores em mm são dados com relação à superfície da bacia até a Veneza (195 km ²).	64
Tabela 4-5: Separação do aquífero aluvial em trechos em função de fatores hidrológicos determinantes.	72
Tabela 4-6: Comparação dos valores medianos da composição dos diferentes tipos de água (mmol.L ⁻¹) e CE (mS.cm-1) pelo teste de Mann-Whitney, por $P < 0,05$. n é o número de amostras. Para cada parâmetro, as letras (colunas à direita) indicam se a água dos diferentes corpos é idêntica.	77
Tabela 4-7: Massa de sal por m ² (M), concentração (C) e altura de água (H), antes e após ($t_0 + 27$ dias) a cheia, nos piezômetros P101, P111 e P113; concentração da água de recarga calculada para obter as concentrações observadas após a cheia.	86
Tabela 4-8: CE da água do aquífero aluvial em P27 (trecho 1) antes, durante e após a liberação de água do açude.	93
Tabela 4-9: Valores de K (10 ⁻⁴ m/s) atribuídas às áreas A- e A+ para as duas camadas (saturada e não saturada) do aquífero após calibração em regime permanente. K_1 (horizontal na direção do fluxo), K_2 (horizontal perpendicular a K_1), K_z (vertical).	103
Tabela 5-1: Principais produções agrícolas e pecuárias no Município de Quixeramobim (IBGE, 2004).	118
Tabela 5-2: Principais recursos hídricos na bacia do Forquilha.	135
Tabela 5-3: Principais necessidades em recursos hídricos na bacia do Forquilha para diferentes tipos de uso.	137
Tabela 5-4: Vazão mínima de descarga (L/s) para recarregar o aquífero aluvial até o trecho 15-19 km.	154
Tabela 5-5: Tempo necessário (dias) para recarregar o aquífero aluvial até o trecho 15-19 km, com o aquífero aluvial inicialmente cheio até 75%, para vários cenários e vazões de descarga (L/s).	154
Tabela 5-6: Resultados das simulações numa série temporal de 30 anos (população crescente de 3900 até 5600 pessoas).	162
Tabela 6-1: Características topográficas extraídas do MNT, nas bacias escolhidas na área de estudo (área, perímetro, comprimento do maior eixo de drenagem (L_{max}), declividade e altitude) e dos aquíferos aluviais das bacias do Forquilha e V. Alegre.	169
Tabela 6-2: Declividade média (\bar{D}) e média corrigida (\bar{D}') dos buffers da rede de drenagem gerados nas diferentes bacias com os métodos 1 e 2.	181
Tabela 6-3a e 3b: Para as bacias do Forquilha (3a) e V. Alegre (3b), características dos aquíferos aluviais e dos buffer de 500m ao longo do rio, obtidas com os métodos 1 ou 2 de	

geração de buffers e com limiares fixos ou variáveis para a extração dos pixels planos e valores de referência (REF)	184
Tabela 6-4: Para a bacia do Banabuiú, características dos aquíferos aluviais e dos buffers de 500m ao longo do rio, obtidas com os métodos 1 ou 2 de geração de buffers e com limiares fixos ou variáveis para a extração dos pixels planos.....	186
Tabela 6-5: Área e largura dos aquíferos aluviais; declividade média \bar{D}_{aq} e média corrigida \bar{D}'_{aq} dos buffers laterais; profundidade e volume dos aquíferos aluviais estimados a partir de $\bar{D}_{aq}(P, V)$ e $\bar{D}'_{aq}(P', V')$; valores de referência (negrito).....	188

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CNES	Centre National d'Études Spatiales (FRANÇA)
DNOCS	Departamento Nacional de Obras contra a Seca
EMATERCE	Empresa Cearense de Assistência Técnica e Extensão Rural do Ceará
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
IDACE	Instituto de Desenvolvimento do Estado do Ceará
MNT	Modelo Numérico de terreno
ONG	Organização não governamental
ORSTOM/IRD	Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento (França)
SEBRAE	Serviço de Apoio às Micro e Pequenas empresas
SUDENE	Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste
UFC	Universidade Federal do Ceará (FORTALEZA-BRASIL)
UM2	Université Montpellier 2 (FRANÇA)
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Unidade	Descrição
l, \bar{l}	(m)	Largura e largura média do aquífero.
H, \bar{H}	(m)	Altura de água e altura de água média do aquífero aluvial.
$H_{\text{sat}}, \bar{H}_{\text{sat}}$	(m)	Altura de água e altura de água média do aquífero aluvial no momento do fim dos escoamentos no leito do riacho.
V_{sat}	(m ³)	Volume de água do aquífero aluvial no momento do fim dos escoamentos no leito do riacho.
S_{al}	(m ²)	Superfície do aquífero aluvial.
Tr, \bar{Tr}	(m ² /dia)	Transmissividade e transmissividade média do aquífero.
K, \bar{K}	(m/dia)	Condutividade hidráulica e condutividade hidráulica média do aquífero.
$\rho, \bar{\rho}, \rho_e, \bar{\rho}_e$	(%)	Porosidade, porosidade média, eficaz, porosidade eficaz média.
$\rho_{\text{elec}}, \rho_{\text{elec-ap}}$	ohm-m	Resistividade elétrica e resistividade elétrica aparente
$i, \bar{i}, i_L, \bar{i}_L$	(%)	Gradiente hidráulico, gradiente hidráulico longitudinal e gradiente longitudinal médio.
ETP	(mm)	Evapotranspiração Potencial.
P	(mm)	Precipitação.
T, \bar{T}	(°C)	Temperatura.
CE, \bar{CE}	(S/cm)	Condutividade elétrica.
C	(g/L)	Concentração (STD, sais totais dissolvidos).
Q	(m ³ /h)	Vazão.
K	(m/s)	Condutividade hidráulica.

SUMÁRIO

1.INTRODUÇÃO	1
1.1. A ÁGUA NAS REGIÕES SEMI-ÁRIDAS.....	1
1.2. QUESTIONAMENTO E PROBLEMÁTICA	5
1.3. OBJETIVO	7
1.4. ESTRUTURA DA TESE.....	8
2.- ÁREA DE ESTUDO	9
2.1. O NORDESTE BRASILEIRO SEMI-ÁRIDO.....	9
2.1.1. <i>Clima e vegetação</i>	9
2.1.2. <i>Geologia</i>	12
2.1.3. <i>Recursos hídricos</i>	13
2.1.4. <i>Desenvolvimento populacional no Nordeste semi-árido</i>	18
2.2. A BACIA HIDROGRÁFICA DO FORQUILHA	19
2.2.1. <i>Meio físico</i>	20
2.2.2. <i>População e usos da água</i>	23
3.- DADOS E MÉTODOS.....	25
3.1. INTRODUÇÃO	25
3.2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	26
3.2.1. <i>Caracterização do sistema físico</i>	26
3.2.1.1. Hidrologia de pequenas bacias hidrográficas em áreas semi-áridas	26
3.2.1.2. Métodos de caracterização dos parâmetros hidrodinâmicos e dos principais determinantes físicos da dinâmica hidrológica dos aquíferos aluviais	27
3.2.1.3. Modelagem	30
3.2.1.4. Conclusão	31
3.2.2. <i>Caracterização do sistema antrópico: usos, usuários, estratégias e determinantes de gestão</i>	31
3.3. DISPOSITIVO EXPERIMENTAL E MÉTODOS IMPLEMENTADOS NA BACIA EXPERIMENTAL DO FORQUILHA	32
3.3.1. <i>Pluviometria</i>	32
3.3.2. <i>Topografia</i>	35
3.3.3. <i>Solos</i>	35
3.3.4. <i>Fluviometria</i>	36
3.3.5. <i>Os açudes</i>	37
3.3.5.1. Geometria	37

3.3.5.2. Monitoramento hidrológico e de salinidade	37
3.3.6. <i>O aquífero do embasamento cristalino</i>	37
3.3.7. <i>O aquífero aluvial</i>	38
3.3.7.1. Parâmetros hidrodinâmicos	38
3.3.7.2. Geometria do aquífero aluvial	39
3.3.7.3. Monitoramento hidrológico e da salinidade	46
4.- DINÂMICA HIDROLÓGICA E DE SALINIDADE DO AQUIFERO ALUVIAL ..	47
4.1. INTRODUÇÃO	47
4.2. DINÂMICA HIDROLÓGICA DO AQUIFERO ALUVIAL	48
4.2.1. <i>Impactos antrópicos nos componentes do balanço hidrológico num aquífero aluvial no Nordeste semi-árido (Burte et al., 2005)</i>	48
4.2.1.1. Resumos.....	48
4.2.1.2. Introdução	49
4.2.1.3. Descrição da área de estudo.....	50
4.2.1.4. Dados	50
4.2.1.5. Dinâmica do aquífero	55
4.2.1.6. Modelagem	60
4.2.1.7. Resultados da modelagem	64
4.2.1.8. Conclusão	67
4.2.2. <i>Hidrodinâmica da relação rio-aquífero</i>	68
4.3. GEOQUÍMICA E DINÂMICA DE SALINIDADE DO AQUIFERO ALUVIAL	70
4.3.1. <i>Introdução</i>	70
4.3.2. <i>Contexto e dispositivo experimental</i>	71
4.3.2.1. Contexto.....	71
4.3.2.2. Dispositivo experimental	71
4.3.3. <i>Método</i>	73
4.3.3.1. Geoquímica.....	73
4.3.3.2. Modelagem	74
4.3.4. <i>Resultados</i>	76
4.3.4.1. Composição química e salinidade das águas	76
4.3.4.2. Variogramas temporais do nível piezométrico e da salinidade	80
4.3.4.3. Diagramas de concentração das águas subterrâneas	82
4.3.5. <i>Balanço de massa de sais</i>	85
4.3.5.1. Área piloto de São Bento	85
4.3.5.2. Impacto da liberação de água do reservatório do Rch. Verde	91
4.3.6. <i>Discussão</i>	95

4.4. MODELAGEM CONCEITUAL	98
4.4.1. Calibração no período 2000-2006.....	98
4.4.2. Simulação numa série histórica de 20 anos	99
4.5. MODELAGEM ESPACIALIZADA	101
4.5.1. Conceitualização, malhas, condições de contorno e calibração dos parâmetros hidrodinâmicos do modelo.....	101
4.5.1.1. Simulações em regime permanente	103
4.5.1.2. Simulações em regime transitório	105
4.5.2. Simulações hidrodinâmicas	109
4.5.3. Transporte de massa de sais.....	110
4.5.3.1. Contribuição lateral	111
4.5.3.2. Contribuição homogênea do embasamento	112
4.5.3.3. Contribuição da zona não saturada.....	113
4.5.4. Conclusão	113
5.- SIMULAÇÕES DE CENÁRIOS E AVALIAÇÃO DA DISPONIBILIDADE EM	
ÁGUA PARA USOS MÚLTIPLOS	115
5.1. INTRODUÇÃO	115
5.2. INTERAÇÃO ENTRE POLÍTICAS PÚBLICAS E DINÂMICAS LOCAIS SOBRE A AGRICULTURA FAMILIAR.....	115
5.2.1. Introdução.....	115
5.2.2. História agrária da região.	116
5.2.3. Situação atual e características da agricultura familiar.....	117
5.2.4. As dinâmicas locais e a institucionalidade da Agricultura Familiar.	123
5.2.5. Os principais efeitos de interação entre as políticas públicas e as dinâmicas locais da AF.	126
5.2.6. Ensinaamentos e perspectivas.	128
5.3. – CENÁRIOS, MODELAGEM E SIMULAÇÕES DA DISPONIBILIDADE EM ÁGUA PARA USOS MÚLTIPLOS.	130
5.3.1. Introdução.....	130
5.3.1.1. Fonte	130
5.3.1.2. Resumo	130
5.3.1.3. Introdução	131
5.3.2. Área de estudo	133
5.3.3. Dados e métodos.....	137
5.3.3.1. Caracterização hidrológica da bacia do Forquilha.....	137
5.3.3.2. Usos, usuários e limitações para a gestão dos recursos hídricos	138

5.3.3.3. Construção de cenários	139
5.3.3.4. Estratégia de modelagem.....	140
5.3.4. Resultados.....	141
5.3.4.1. Tipologia dos recursos hídricos, dos usuários e dos usos.....	141
5.3.4.2. Modelagem	145
5.3.4.3. Cenários de evolução.....	150
5.3.4.4. Resultados das simulações.....	153
5.3.5. Conclusão	161
6.- MAPEAMENTO E AVALIAÇÃO DO POTENCIAL HÍDRICO DOS PEQUENOS	
AQUÍFEROS ALUVIAIS EM ESCALA REGIONAL	163
6.1. TRANSIÇÃO.....	163
6.2. INTRODUÇÃO	164
6.3. ÁREA DE ESTUDO.....	166
6.4. MÉTODO	167
6.4.1. Metodologia.....	167
6.4.2. Validação.....	172
6.5. RESULTADOS.....	173
6.5.1. Construção dos buffers e extração das áreas planas.	173
6.5.1.1. Definição da função l de criação dos buffers.....	173
6.5.1.2. Construção dos buffers	175
6.5.1.3. Extração das áreas planas nos buffers	176
6.5.1.4. Limiar variável para extração	178
6.5.2. Avaliação do potencial hídrico.....	182
6.5.3. Resultados e discussão.....	184
6.5.3.1. Mapeamento dos aquíferos aluviais.....	184
6.5.3.2. Avaliação da reserva hídrica.....	186
6.6. CONCLUSÃO	191
7.- CONCLUSÃO	192
7.1. DINÂMICA HIDROLÓGICA E DE SALINIDADE.....	193
7.2. INFLUÊNCIA DA IRRIGAÇÃO.....	194
7.3. INTEGRAÇÃO AÇUDES/RIO/AQUÍFERO	195
7.4. GESTÃO SOCIAL DA ÁGUA	195
7.5. MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO REGIONAL	198
7.6. PERSPECTIVAS	199
8.RESUMO ESTENDIDO EM FRANCÊS.....	200

8.1. PREAMBULE	200
8.2. INTRODUCTION	201
8.2.1. <i>L'eau en milieu semi-aride</i>	201
8.2.2. <i>Questionnement et problématique</i>	202
8.2.3. <i>Objectif</i>	203
8.2.4. <i>Structure de la thèse</i>	204
8.3. ZONE D'ETUDE	204
8.3.1. <i>Le Nordeste brésilien semi-aride</i>	204
8.3.2. <i>Le bassin versant de Forquilha</i>	207
8.4. METHODES ET DONNEES	210
8.5. DYNAMIQUE HYDROLOGIQUE ET DE SALINITE DE L'AQUIFERE ALLUVIAL ...	214
8.6. SIMULATIONS DE SCENARIOS ET EVALUATION DE LA DISPONIBILITE EN EAU POUR DES USAGES MULTIPLES.....	222
8.6.1. <i>Interaction entre politiques publiques et dynamiques locales sur l'agriculture familiale (Fabre & Burte, 2007)</i>	222
8.6.2. <i>Scénarios, modélisation et simulations de la disponibilité en eau pour des usages multiples (Burte & Jamin & Coudrain & Frischkorn & Martins, 2008(soumis))</i>	223
8.7. CARTOGRAPHIE ET EVALUATION DU POTENTIEL HYDRIQUE DES PETITS AQUIFERES ALLUVIAUX A UNE ECHELLE REGIONALE.....	229
8.8. CONCLUSION.....	234
8.8.1. <i>Dynamique hydrologique et de salinité du bassin de Forquilha</i>	235
8.8.2. <i>Influence de l'irrigation</i>	236
8.8.3. <i>Intégration retenues/rivière/aquifère alluvial et gestion sociale de l'eau</i>	237
8.8.4. <i>Perspectives</i>	239
9.BIBLIOGRAFIA	240
ANEXOS	258
ANEXO 1. FOTOGRAFIA DE UM POÇO TUBULAR.....	259
ANEXO 2. LEMBRETE TÉCNICO: SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS EM ARRANJO SCHLUMBERGER.....	260
ANEXO 3. RIBEIRO LIMA, C.H., FRISCHKORN, H., BURTE, J., 2007. AVALIAÇÃO DA INTERAÇÃO RIO-AQUÍFERO A PARTIR DE DADOS EXPERIMENTAIS E DE UM MODELO ANALÍTICO. RBRH (REVISTA BRASILEIRA DE RECURSOS HÍDRICOS).	261
ANEXO 4. BALANÇO DE MASSA NOS PIEZÔMETROS DA ÁREA PILOTO DE SÃO BENTO. 285	

1. INTRODUÇÃO

1.1. A água nas regiões semi-áridas

O período atual de crescimento da população mundial e do seu nível de desenvolvimento conduz a um aumento contínuo do consumo de água, resultando em maior pressão sobre os recursos hídricos e numa degradação tanto da quantidade quanto da qualidade.

Simultaneamente, as atividades humanas são uma das causas das mudanças climáticas atuais que devem aguçar os problemas ligados à escassez na maioria das regiões do mundo (**IPCC, 2007**). Os problemas ligados à qualidade de água são tanto, senão mais preocupantes quanto àqueles ligados à quantidade disponível.

Neste contexto, o desafio é encontrar o difícil equilíbrio entre garantir a disponibilidade de água para as necessidades das populações tanto quanto a preservação do meio ambiente.

Disponibilizar ou explorar novos recursos será insuficiente para satisfazer o crescimento das necessidades, já que na maioria das regiões onde a água é escassa a maior parte das infra-estruturas possíveis já foi construída. Por conseguinte, o contexto mundial para as próximas décadas é de diminuição da disponibilidade hídrica, e a garantia da continuidade do abastecimento passa por uma melhor gestão dos recursos existentes (**Loucks et al., 2005**).

Num contexto global, as tentativas dos órgãos públicos para adequar a oferta à demanda mostraram, nas mais diversas situações de penúria (superexploração, poluição urbana,...), que a busca de soluções deve ser feita nas esferas locais (bacia hidrográfica, sub-bacias e até micro-bacias), após caracterização dos fatores externos (não influenciáveis) e internos, para que as ações possam ser mais eficientes (**Vicariot, 1989, Cheminaud et al., 2007**). A gestão participativa dos recursos hídricos ao nível da bacia hidrográfica faz consenso nas esferas políticas e científicas, porque ela deve permitir uma melhor discussão e aceitação das necessárias restrições entre usuários. Esta gestão participativa pode ser

declinada nas sucessivas sub-bacias e favorecer a negociação dos usuários de um mesmo recurso, diminuindo assim as tensões sociais e amenizando os conflitos e a escassez.

Os recursos hídricos subterrâneos são particularmente solicitados na fase atual do crescimento mundial por causa da sua boa qualidade e da sua relativa proteção com relação às poluições superficiais e, nas regiões áridas, porque são menos sensíveis à evaporação do que os recursos superficiais.

A população mais indigente, que já é aquela que tem o acesso mais limitado à água para consumo e para meios produtivos (irrigação), é também aquela que tem menos capacidade de adaptar-se às tendências atuais de diminuição da disponibilidade (UNESCO, 2006) e às mudanças climáticas.

O desafio é grande nas regiões semi-áridas pobres, que cumulam o “handicap” da pobreza com a deficiência hídrica devida às restrições climáticas e ao uso ineficiente dos recursos disponíveis.

O problema da limitação dos recursos hídricos e da sua exploração sustentável é particularmente agudo nas regiões submetidas à aridez.

A aridez é um conceito climático de forte déficit pluviométrico em relação à evapotranspiração, muitas vezes agravado pela fraca média pluviométrica anual, e tem referência espacial (zonas semi-áridas), o que o diferencia do conceito de seca, que é temporal. Cerca de 40% das áreas emersas são submetidas a algum grau de aridez (**Figura 1-1**) e a sua intensidade pode ser definida a partir de índices pluviométricos como o *Standardized Precipitation Index* (McKee et al., 1993, McKee et al., 1995) ou de índices de aridez (Paulo & Pereira, 2006, Cancelliere et al., 2007, Livada & Assimakopoulos, 2007, Tsakiris et al., 2007). Nestas regiões, os escoamentos são fracos e irregulares, os processos de erosão dos solos avançados, a vegetação escassa e adaptada aos rigores do clima, e a pluviometria anual é inferior a 50 mm (regiões hyper-áridas), a 150 mm (regiões áridas) ou a 800 mm (regiões semi-áridas).

Nas regiões semi-áridas, mesmo com um déficit hídrico pronunciado, as chuvas concentradas durante os poucos meses da estação chuvosa são geralmente suficientes para assegurar um ritmo sazonal para a vegetação e para os escoamentos nos rios, o que não é o caso nas regiões hyper-áridas ou áridas.

As mudanças climáticas devem acirrar o problema da falta de água nas regiões áridas onde as populações já são particularmente vulneráveis e a possibilidade de exploração de novos recursos hídricos é limitada.

Simulações de cenários realistas de emissão de gás carbônico com vários modelos climáticos apontam para elevações globais médias de 0,2 °C por década e de 0,1 °C por década, se as emissões ficassem no nível de 2000 (Hegerl et al., 2007, IPCC, 2007). Entretanto, a elevação de temperatura não será homogênea e deverá ser particularmente sensível em algumas das regiões mais áridas como a África (Christensen et al., 2007, Solomon et al., 2007). No Nordeste Brasileiro, o aumento da aridez devido a elevação de temperatura deve levar a uma adaptação dos biomas (Oyama & Nobre, 2003, Salazar et al., 2007) e a uma situação crônica de penúria de água para os usos domésticos e agrícolas das populações rurais (Krol et al., 2003, Krol et al., 2006, Krol & Bronstert, 2007).

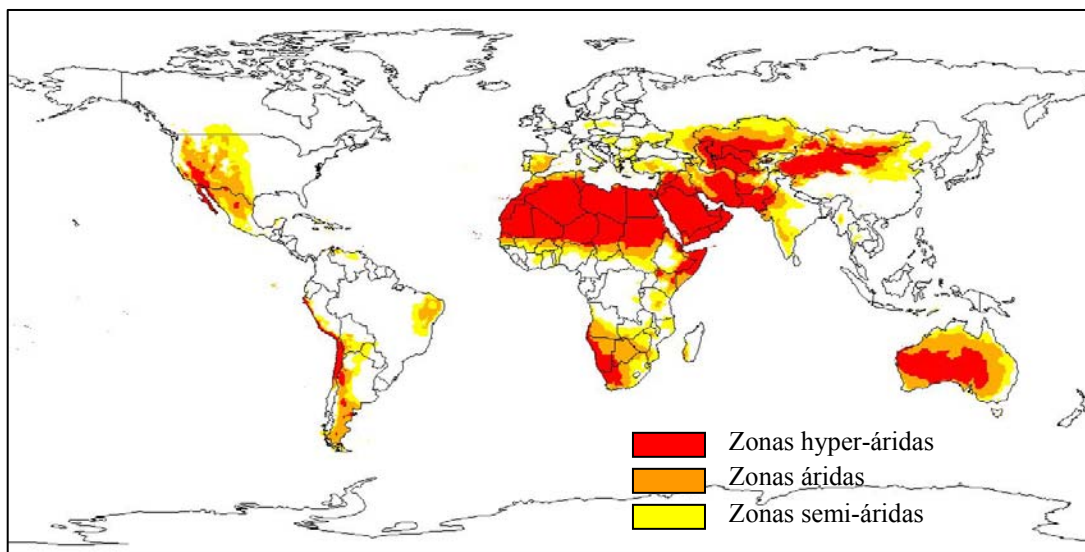


Figura 1-1: Mapa das regiões áridas no mundo (período 1976-2000) a partir de Rudolf et al., 2005, Grieser et al., 2006

A densidade populacional nas áreas áridas rurais pobres é geralmente baixa, mesmo que algumas áreas semi-áridas da Índia fazem parte das mais densamente povoadas do mundo. Nas áreas rurais, o habitat é distribuído conforme as áreas cultivadas (Thornton et

al., 2002) e os recursos hídricos disponíveis. Tradicionalmente, a população rural enfrenta a escassez hídrica com uma estratégia adaptativa baseada:

- na diversificação dos usos: todos os recursos hídricos disponíveis são usados para o suprimento doméstico e dos rebanhos e, entre outros, até pequenos aquíferos aluviais, que seriam descartados na Europa (se não for para uso local). Pequenos barramentos são construídos, fontes e afloramentos de pequenos aquíferos são usados nos períodos de seca. O abastecimento é feito a partir dos pequenos recursos em função da sua disponibilidade. Os limites são atingidos durante secas plurianuais, quando 1) os pequenos açudes e barramentos, fortemente submetidos à evaporação, secam e 2) os pequenos aquíferos ficam de acesso difícil porque o nível piezométrico baixou.
- na migração com os seus rebanhos para áreas mais propícias. Entretanto, em muitas áreas, o aumento da população e a privatização fundiária impossibilitaram ou restringiram este modo de vida nômade. Nas secas plurianuais graves, sem êxito, uma parte da população pode ser obrigada ao êxodo, com todos os problemas sociais decorrentes (diminuição da população rural, favelização das áreas urbanas). É o caso, por exemplo, no Nordeste Brasileiro.

Enquanto os centros urbanos podem ser abastecidos a partir de recursos hídricos concentrados (como por exemplo, barragens), em áreas rurais semi-áridas, um dos desafios é garantir a perenidade do abastecimento de uma população rural dispersa, garantindo assim a ocupação e o desenvolvimento do território rural. Assim, uma larga distribuição espacial dos pontos de abastecimento é fundamental.

A construção de infra-estruturas para o armazenamento superficial (barragens plurianuais) e a exploração de aquíferos importantes permitem redistribuir a água armazenada em épocas chuvosas durante os períodos secos. Entretanto, estas infra-estruturas não são sempre adaptadas para atingir a população rural dispersa ou responder às necessidades da mesma, porque são onerosas e espacialmente localizadas e dificilmente atingem a população rural dispersa, senão ao custo de transposições, canais ou adutoras. O custo de manutenção pode também ser elevado (Araujo et al., 2005) e fora do alcance das comunidades, o que dificulta uma gestão autônoma e sustentável da água pelos usuários. Por sua vez, a construção de pequenos reservatórios tem a desvantagem de ser altamente susceptível à evaporação, o

que pode resultar em ruptura no abastecimento (**Vallet-Coulomb et al., 2001**) ou degradação da qualidade de água (eutrofização ou salinização).

Neste contexto, os lençóis aluviais merecem uma atenção especial com relação ao seu potencial para o desenvolvimento rural, por causa:

- da sua evaporação limitada,
- da sua dispersão geográfica,
- e da sua proximidade de terras aluviais férteis.

1.2. Questionamento e problemática

A conquista das regiões desérticas pelo homem sempre se articulou em torno do uso e do domínio destes pequenos recursos hídricos como, por exemplo, a progressão dos romanos na África a partir do terceiro século (**Hilali, 2000**). Nas regiões semi-áridas, a população desenvolveu-se preferencialmente nas áreas onde o acesso mais fácil às águas permitia a manutenção dos homens e dos animais pela exploração de fontes naturais, onde a água armazenada nos aquíferos durante os períodos chuvosos é redistribuída no tempo.

Nas áreas semi-áridas ou áridas na África (Sudão e Sael), a exploração dos aquíferos aluviais pela agricultura familiar (pequenas hortas e culturas múltiplas irrigadas a partir de pequenos poços) é antiga e permite suprir a alimentação das famílias mesmo durante os períodos de seca e às vezes são a principal atividade econômica (**Lavigne Delville, 1998**).

Os pequenos aquíferos aluviais representam recursos limitados, mas de acesso fácil e de uma grande dispersão geográfica ao longo da rede de drenagem, o que possibilita a manutenção de pequenos núcleos de população no meio rural. Tradicionalmente, a exploração destes pequenos aquíferos era limitada pelo acesso difícil e penoso. Mas com as técnicas de exploração das águas subterrâneas (poços, bombeamento), estes pequenos recursos representam um potencial para o desenvolvimento local.

Porém, os estudos sobre a dinâmica e a exploração sustentável dos pequenos aquíferos em áreas semi-áridas são poucos.

Na África, estudos da hidrologia das áreas planas de fundo de vale de bacias inferiores a 200 km² focaram-se na hidrologia superficial no intuito de subsidiar programas de construção de infra-estruturas hidráulicas superficiais para o desenvolvimento local (**Albergel, 1988**).

Vários autores se interessaram pela dinâmica hidrológica de aquíferos nas regiões semi-áridas (**Mebarki & Thomas, 1988, Leduc et al., 1997, Ruud et al., 2004, Marechal et al., 2006, Sharda et al., 2006**) ou salinas (**Rkiouak et al., 1997, Mhiri et al., 1998, Saleh et al., 2001, Schoups et al., 2005, Subyani, 2005**). Estes estudos focaram-se em áreas onde o contexto geológico é de aquíferos profundos que influenciam fortemente a dinâmica hidrológica dos aquíferos superficiais ou em aquíferos aluviais de um volume importante, com uma dinâmica plurianual clara como, por exemplo, tendências plurianuais de elevação do nível piezométrico. Na literatura, poucos estudos focaram-se na dinâmica dos pequenos aquíferos anuais, cujo volume limitado é considerado ainda como desprezível quando se fala de desenvolvimento territorial regional.

Os pequenos aquíferos aluviais são recursos hídricos particularmente importantes nas áreas semi-áridas de embasamento cristalino. Com efeito, as rochas cristalinas maciças têm uma porosidade primária quase nula e, por conseguinte, o armazenamento de água é limitado à porosidade secundária desenvolvida nas fraturas. Quando a porosidade do sistema fraturado é importante, este pode representar um valioso recurso hidrológico e participar na recarga dos aquíferos aluviais (**Tantawi et al., 1998, Dewandel et al., 2003, Dewandel et al., 2006**). Entretanto, no caso de um sistema cristalino pouco fraturado como, por exemplo, na maior parte do Nordeste semi-árido, a disponibilidade de água pode ser muito pequena e aleatória e associada a uma salinidade elevada, relacionada com a alta evaporação num clima semi-árido (**Silva et al., 1999**) e à falta de uma rede regional de fluxo subterrâneo.

Nestas condições (recursos superficiais sujeitos a alta evaporação e ausência de recursos subterrâneos profundos), os aquíferos aluviais são pequenos oásis que podem ter um papel importante no desenvolvimento socioeconômico das regiões semi-áridas.

A partir das experiências desenvolvidas na África e na América do Sul nas últimas décadas, ficou evidente que uma das bases de qualquer estratégia de desenvolvimento é o uso pertinente e sustentável dos recursos naturais renováveis locais, sendo necessária, conseqüentemente, a sua avaliação (**Vicariot, 1989**).

Por conseguinte, a questão de como os pequenos aquíferos aluviais podem ser explorados para o desenvolvimento sustentável no meio rural é fundamental para a definição de estratégias de desenvolvimento nas regiões rurais do semi-árido.

Entretanto, se o conhecimento do funcionamento físico do sistema é necessário, é fundamental evidenciar os principais grupos de usuários diretos e os grupos de influência externa (políticos, técnicos, ONGs), os modos de uso e as estratégias em tempo de escassez.

1.3. Objetivo

O objetivo geral do estudo é desenvolver uma metodologia para caracterização do sistema 'aquífero aluvial' no Nordeste cristalino semi-árido e simular a evolução da disponibilidade hídrica para usos múltiplos com base em cenários realísticos dos pontos de vista físicos e socioeconômicos.

Os objetivos específicos deste estudo são:

- Melhorar a compreensão do funcionamento hidrológico deste tipo de aquífero, para fornecer aos órgãos gestores às bases de conhecimento necessárias (indispensáveis) a uma exploração racional deste recurso.
- Elaborar metodologias de monitoramento e avaliação dos riscos ligados à superexploração maciça em curto prazo de um recurso hidrogeológico.
- Desenvolver ferramentas de simulação (modelos de previsão simples), permitindo prever o impacto de modos de exploração e de gestão, e avaliar os riscos que pesam no recurso em termo de quantidade (curto prazo) e qualidade.
- Definir estratégias de gestão coletiva dos recursos hídricos subterrâneos, adaptadas às limitações físicas bem como aos objetivos econômicos dos atores e às estruturas sóciopolíticas locais, para garantir, a curto, médio e longo prazo, a adequação do recurso à demanda.

1.4. Estrutura da tese

Após a apresentação do contexto e o levantamento dos principais questionamentos que serão o foco deste trabalho (**Capítulo 1**), é descrita a área de estudo (**Capítulo 2**).

Os dados e métodos usados são apresentados (**Capítulo 3**), incluindo uma revisão bibliográfica focada em duas vertentes: estado de arte para abordagem do tipo de questionamento e estudos existentes na região.

A partir da caracterização do sistema, tanto do ponto de vista físico (**Capítulo 4 e 4.3.**) quanto socioeconômico (**Capítulo 5**), são construídos cenários de evolução da exploração dos recursos hídricos e são simulados os seus impactos (**Capítulo 5.3.**).

Os conhecimentos adquiridos na bacia piloto são usados em nível regional para desenvolver, aplicar e testar um método de mapeamento e avaliação do potencial hídrico dos pequenos aquíferos aluviais em escala regional (**Capítulo 6**).

Finalmente, os principais resultados e limites do estudo são apresentados e estudos complementares são propostos (**Capítulo 7**).

2. - ÁREA DE ESTUDO

2.1. O Nordeste Brasileiro semi-árido.

2.1.1. Clima e vegetação

A região Nordeste do Brasil estende-se em nove estados do Brasil, numa área de cerca de 1.660.000 km² (20% da área do Brasil). O “polígono das secas” (**Figura 2-1**), grande área de cerca de 950 000 km², inclui as áreas de clima mais árido do Brasil e foi delimitado pelo poder público para direcionar subsídios para o desenvolvimento regional.

As áreas costeiras ou serranas se beneficiam de precipitações mais abundantes por causa da proximidade do mar ou do relevo e têm uma pluviometria suficiente (1100-2000 mm) para uma vegetação de tipo floresta atlântica sub-úmida. Uma zona de transição (agreste) existe principalmente nos estados de Pernambuco, Paraíba e Sergipe, com pluviometria entre 600 e 1200 mm.

Nas zonas semi-áridas, o clima caracteriza-se por uma temperatura média entre 25 e 28 °C, com médias máximas mensais entre 30 e 36 °C e mínimas entre 18 e 20 °C.

Existem duas estações bem marcadas (Fig.3b); a estação chuvosa, com precipitações entre 400 e 1000 mm, é concentrada em três meses do ano. A evapotranspiração é muito elevada (2000-3000 mm) e, por conseguinte, esta região é marcada por um déficit hídrico anual forte (> 1000 mm). Existem pelo menos seis sistemas atmosféricos geradores de precipitações, cujos três principais são: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), a zona de convergência do atlântico sul e as frentes frias vindo do sul (**Alves et al., 2006**). A diversidade e a complexidade dos sistemas atmosféricos geradores de chuva envolvidos conduzem a uma irregularidade anual e interanual das precipitações muito elevada: a pluviometria máxima é da ordem do dobro da média e a mínima da ordem de 30 até 50% da média (**Dubreuil, 1966**).

“Nos anos secos, o mês mais chovido representa, em mm, cerca da metade da precipitação do ano e o dia mais chuvoso concorre com quase metade da água caída no mês” (**Duque, 1980**).

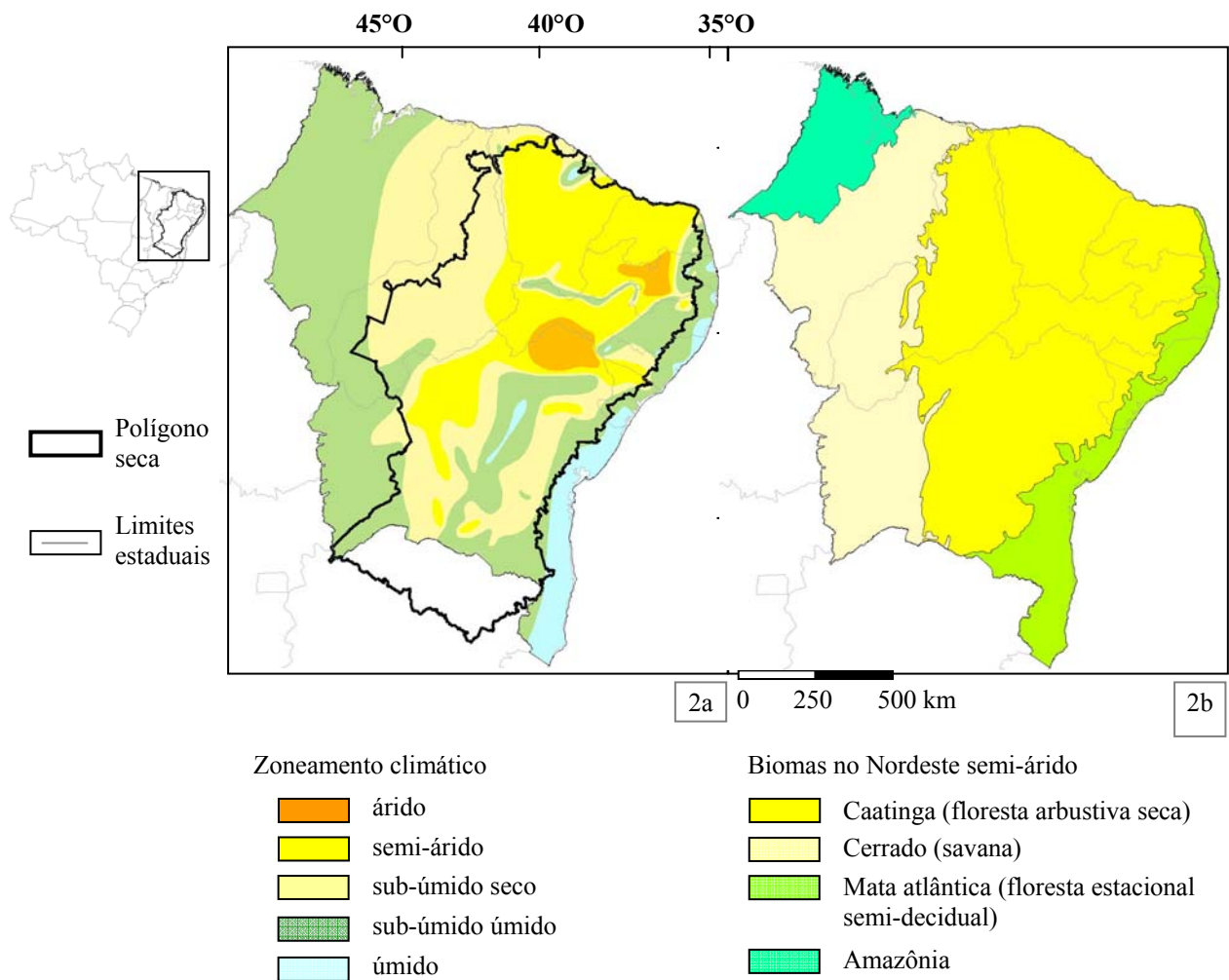


Figura 2-1: a) Tipos de clima tropical, limite da grande área do “polígono da seca” que inclui semi-árida denominada e b) principais biomas do Nordeste Brasileiro.

Dados climáticos registrados na estação pluviométrica de Quixeramobim-CE (5°12S, 39°18W) no período 1896-2006 são uma boa ilustração desta forte variabilidade climática (Figura 2-2).

A vegetação nativa desta região, a caatinga primária, é de tipo floresta seca (com um estrato arbóreo de 15-20 m e um estrato herbáceo quase ausente), caducifólia durante a estação seca. Ela desapareceu quase inteiramente em decorrência das práticas agrícolas de desmatamento para culturas de sequeiro. A vegetação atual é uma caatinga degradada arbustiva com um estrato arbóreo-arbustivo de 5-8 m de altura.

No que se refere à tendência evolutiva do clima na América do Sul, a maior parte dos modelos aponta para tendência de aumento da aridez e de diminuição das áreas úmidas de florestas tropicais (Salazar, Nobre, & Oyama, 2007). Observações recentes mostram uma

regressão significativa das geleiras dos Andes devido ao aumento da temperatura (Coudrain et al., 2005). No Nordeste, tendências significativas de aumento do déficit pluviométrico bem como de um aumento da pluviometria são possíveis (Krol, Jaeger, & Bronstert, 2003, Krol & Jaeger & Bronstert & Guntner, 2006, Krol & Bronstert, 2007). Futuras mudanças no regime pluviométrico do Nordeste devem levar a estações secas mais secas do que as atuais (Christensen & Hewitson & Busuioc & Chen & Gao & Held & Jones & Kolli & Kwon & Laprise & Magaña Rueda & Mearns & Menéndez & Räisänen & Rinke & Sarr & Whetton, 2007) e ao aumento da demanda de água pelas populações.

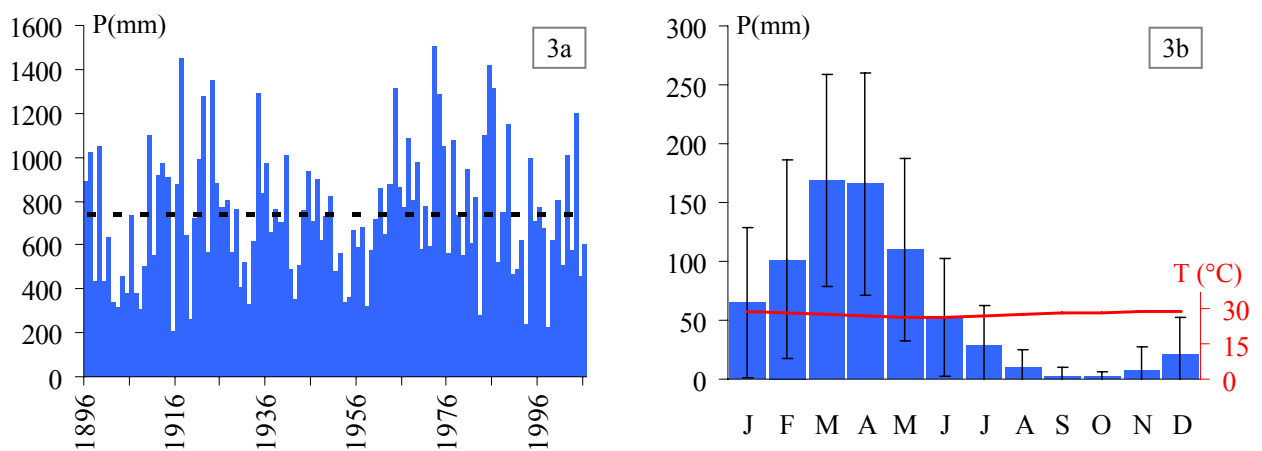


Figura 2-2: a) Pluviometria anual e média (traço preto) na estação de Quixeramobim-CE a partir de dados mensais de pluviometria (período 1896-2006). b) Diagrama ombrotérmico (médias mensais de temperatura calculadas a partir de 73 anos observados dentro do período 1911-1990). Dados da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos - FUNCEME (www.funceme.br).

As ações antrópicas na ocupação do solo podem ter uma influência determinante no clima local (Christensen & Hewitson & Busuioc & Chen & Gao & Held & Jones & Kolli & Kwon & Laprise & Magaña Rueda & Mearns & Menéndez & Räisänen & Rinke & Sarr & Whetton, 2007). No Sael (África), simulações com um modelo global de circulação, GCM, forçadas com mudanças no uso da terra desde 1961 indicaram que estas não podem ser apontadas como as únicas responsáveis pelo decréscimo das precipitações observado (Taylor et al., 2002). Diferentemente, o crescimento das áreas desmatadas no Nordeste Brasileiro provocaria um decréscimo substancial das precipitações (Oyama & Nobre, 2004).

Com o aumento da população e das áreas desmatadas e o aquecimento global, o cenário mais plausível para o Nordeste é de um aumento da aridez. Nestas condições, a preocupação em avaliar a futura disponibilidade dos recursos hídricos nesta região é legítima.

2.1.2. Geologia

A geologia da região Nordeste (Nogueira, 2004) inclui formações sedimentares (arenitos, calcários, argilas) e uma grande área cristalina (Figura 2-3) que se estende em cerca de 30% da zona semi-árida (340.000 km²). Depósitos aluviais do Holoceno existem principalmente na área cristalina. Grandes aquíferos profundos existem nas formações sedimentares da região norte-oeste (Piauí). Pelo contrário, os aquíferos do cristalino são muito fracos. Isto é devido ao fato que as rochas cristalinas maciças (dos períodos pré-cambriano e proterózoico) têm uma porosidade primária quase nula. Nestas condições, a porosidade depende do fraturamento e da alteração da parte superior do embasamento cristalino, muito limitados na maior parte do Nordeste.

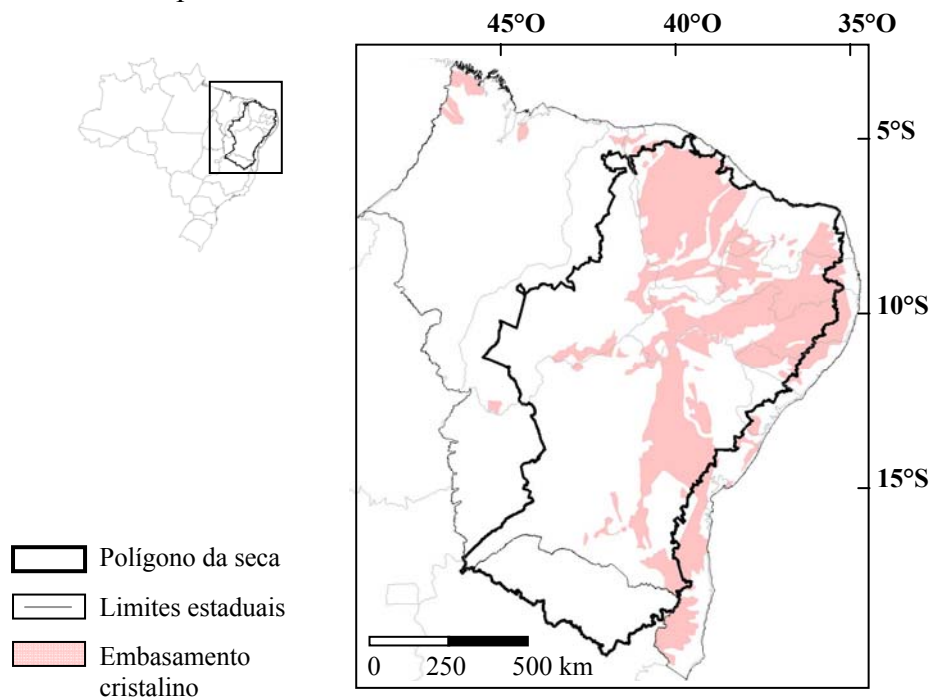


Figura 2-3: Mapa da grande área cristalina.

2.1.3. Recursos hídricos

Nas áreas de embasamento cristalino (**Figura 2-3**), os solos são rasos (~50 cm) e os escoamentos são de tipo hortonianos, resultando em deflúvios geralmente intensos (todavia curtos e irregulares) o que favorece o enchimento dos reservatórios superficiais.

A variabilidade dos escoamentos superficiais é mais acentuada ainda do que aquela das precipitações: por causa da evaporação forte, as precipitações que ocorrem no começo da estação chuvosa e as precipitações de baixa intensidade não produzem escoamentos significativos. Os escoamentos decorrem principalmente de eventos pluviométricos intensos. Todos os rios são temporários salvo aqueles perenizados artificialmente.

A partir do século XIX, a construção de açudes privados se difunde para garantir o abastecimento humano e animal durante as secas e é incentivada financeiramente pelo poder público. O crescimento da população é forte (de 34 000 em 1777, para 800 000 em 1877 no estado do Ceará), favorecido pelo clima favorável nestas décadas.

A severa seca de 1877-1879, que ocorreu após o período favorável, constituiu um momento crítico pelo impacto na população (50% de mortalidade) e marca o início das políticas públicas de obras hídricas contra as secas.

O período 1930-1980 é marcado pela criação e atuação do DNOCS, Departamento Nacional de Obras Contra a Seca, e a construção de açudes e poços aos milhares (**Figura 2-4**) em todo o Nordeste semi-árido. A densidade de açudes podia atingir até 0,6 açudes/km² em 1988 (**Molle et al., 1988**) e pode atingir até 1,5 açudes/km² em 2007 (**FUNCEME, 2007**).

Apesar das somas gastas e da infra-estrutura construída, vários fatores explicam que os resultados, em termos de mitigação dos efeitos das secas e de desenvolvimento regional, foram aquém do esperado. De forma geral, os financiamentos irregulares e descontínuos e o desvio de recursos com a corrupção aumentaram o custo das obras (**Molle, 1989**). A localização das obras, pouco criteriosa, muitas vezes beneficiou os grandes proprietários em detrimento do benefício público.

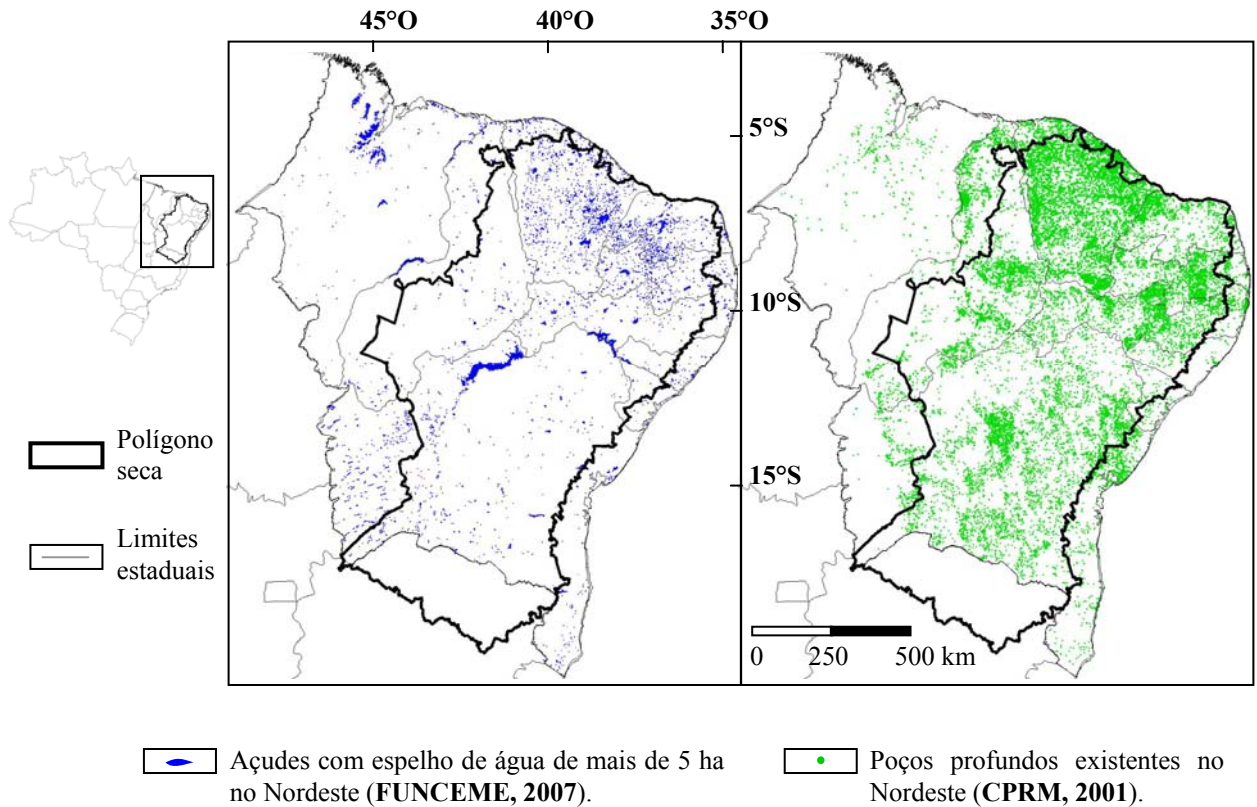


Figura 2-4: Mapa das principais infra-estruturas hídricas superficiais (açudes e barragens) e subterrâneas profundas no Nordeste Brasileiro.

Ao mesmo tempo, o aproveitamento da água armazenada nos açudes é baixíssimo por três razões principais:

- localização muitas vezes errônea do ponto de vista hidrológico, movida na época da construção por razões políticas, que limita a capacidade hidrológica do reservatório e resulta, muitas vezes, numa salinização alta da água e limita o seu aproveitamento,
- a evaporação alta (superior a 2 m, podendo chegar a 3 m por ano), que consome a maior parte do volume de água,
- a ausência de tradição de irrigação faz que o uso da água dos açudes se restrinja, muitas vezes, principalmente à pecuária (salvo os grandes açudes, usados para abastecimento de perímetros irrigados ou centros urbanos).

Um aproveitamento diversificado dos açudes (irrigação, pecuária, piscicultura) permitiria um maior aproveitamento da água (Molle & Cadier, 1992).

A perfuração de poços profundos também foi realizada de forma generalizada em todo o Nordeste, mais particularmente na área semi-árida. A partir dos dados da Companhia Brasileira de Pesquisa em Recursos Minerais (CPRM, 2001), podemos evidenciar que a perfuração de poços profundos nas áreas cristalinas apresenta resultados variáveis, com baixa taxa de sucesso (~50% de poços secos ou de vazão fraca demais para ser aproveitada). Num total de 44000 poços existentes no Nordeste em 2001, mais de 15000 foram perfurados na área cristalina, com menos de 35% em operação. Ademais, a alta salinidade das águas as deixa impróprias ao uso na maioria das vezes. Isto não impediu largos esforços públicos em perfurar poços como medida mitigadora.

Mesmo com grandes limitações sobre os recursos hídricos superficiais (evaporação) e subterrâneas profundos (quantidade e qualidade insuficientes), os aquíferos aluviais não despertaram muita atenção dos órgãos públicos nos programas de convivência com a seca. Isto é interessante, porque estes pequenos aquíferos foram fundamentais na colonização do interior do Nordeste semi-árido, a partir dos anos 1650. Com efeito, a colonização do interior, área propícia à pecuária extensiva, se fez pela necessidade de fornecimento de animais de carga e de alimentos para as áreas litorâneas e ao longo das vias naturais oferecidas pelos rios secos durante a maior parte do ano. A coroa portuguesa atribuía grandes propriedades (sesmarias) estruturadas em torno do principal rio que a atravessava e cujo aquífero aluvial associado permitia o acesso à água dos rebanhos e dos homens durante a estação seca.

A exploração dos pequenos aquíferos aluviais na região Nordeste resumiu-se, na maioria das vezes, em iniciativas locais.

Entretanto, vale salientar um projeto de aproveitamento de pequenos aquíferos aluviais em escala regional desenvolvido pelo Estado do Ceará, de 2001 até 2006. Este projeto ambicionou desenvolver o uso dos aquíferos aluviais para a irrigação e abastecimento doméstico com a perfuração de 5000 poços em 120 Municípios. Constatando que a perfuração de poços por máquina é onerosa e mais direcionada para a exploração de aquíferos profundos, a aposta metodológica foi numa parceria institucional entre Estado, prefeituras e comunidades rurais, para a capacitação de técnicos para a perfuração manual de poços tubulares em aluviões. De 2001 até 2004, o projeto abrangeu 86 Municípios (**Figura 2-5, Tabela 2-1**) e resultou na perfuração de 3500 poços em 2004 e cerca de 5000 em 2006.

O custo baixo da construção de tais poços (100 US\$), as suas características favoráveis (vazão alta e salinidade baixa (**Figura 2-6**)) em relação aos poços no cristalino incentivaram a sua multiplicação, o que resultou localmente em uma concentração alta de poços ao longo dos aquíferos aluviais (**Figura 2-5**).

A aquisição recente de dados sobre os poços aluviais associada a estes programas de perfuração de poços aluviais (**SEAGRI, 2004**) permite uma comparação das suas características com os poços no cristalino (**CPRM, 2001**). Esta comparação é interessante porque é a primeira vez (em nosso conhecimento) que tantos dados sobre os aquíferos aluviais estão disponíveis e podem ser comparados com os dados existentes nos poços no cristalino.

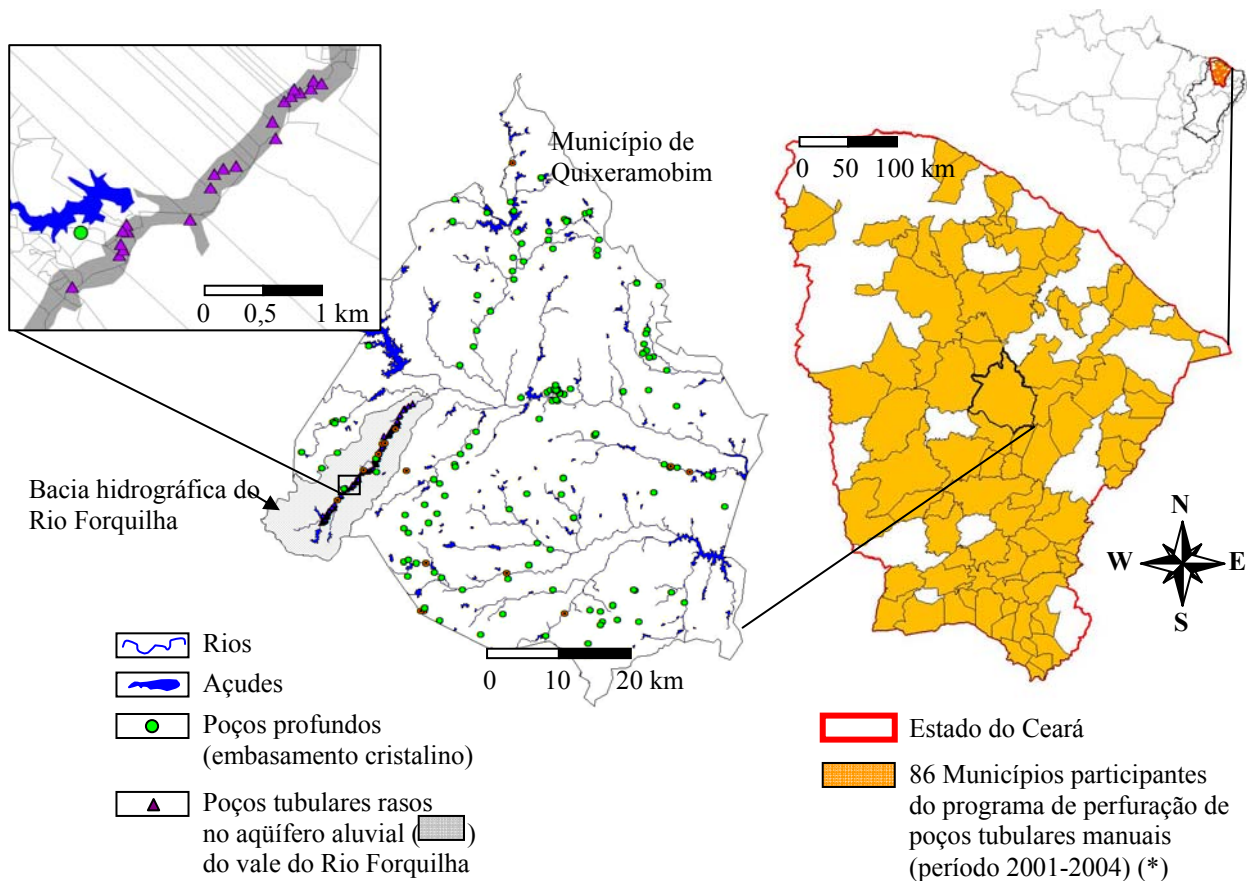


Figura 2-5: Mapa dos Municípios cearenses que participaram do programa de construção de poços manuais tubulares em aquíferos aluviais no período 2001-2004 (**SEAGRI, 2004**), principais infra-estruturas hídricas no Município de Quixeramobim (**CPRM, 2001**) e poços manuais construídos no aquífero aluvial do vale do Rio Forquilha

Tabela 2-1: Poços e cacimbões construídos nos aquíferos aluviais (SEAGRI, 2004) e cristalino (CPRM, 2001) nos 86 Municípios participantes do projeto “Poços do Sertão”, no Município de Quixeramobim e na bacia hidrográfica do Forquilha.

Área	Área (km ²)	Tipo de aquífero			
		Aluvial		Cristalino	
		Nº de poços (1) e de cacimbões (2)	Período de construção	Nº de poços	Período de construção
Estado do Ceará	96,5.10 ³	3500 (1)	2001-2004	8639	1942-2001
86 Municípios (* Fig.2-5)		806 (2)	1942-2001		
Município de Quixeramobim	3270	350 (1)	1998-2007	134	1942-2001
Bacia hidrográfica do Forquilha	221	182 (1)	1998-2007	4	1982-2001
		6 (2)	1989-2001		

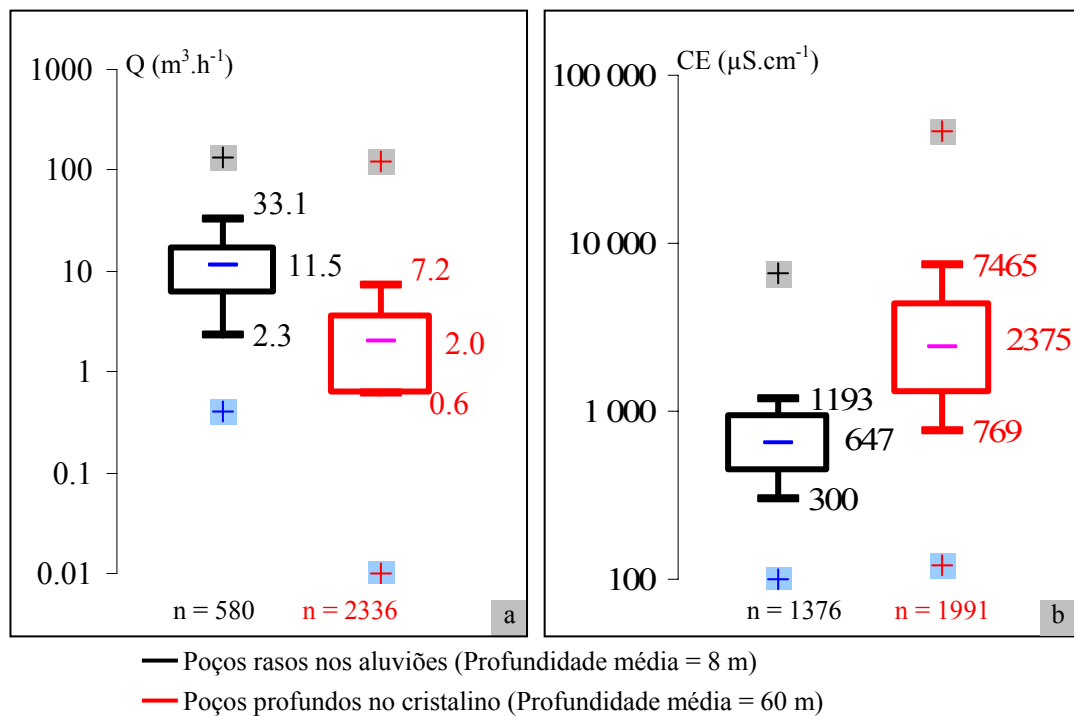


Figura 2-6: Distribuições da Vazão explorável Q (a) e condutividade elétrica CE (b) para poços tubulares no cristalino (CPRM, 2001) e nos aluviões (SEAGRI, 2004) em 86 Municípios (* Fig.6). São apresentados o mínimo (cruz azul) e o máximo (cruz cinza), os primeiro e último decils (barras), os primeiro e terceiro quartils (caixa), a mediana (traço azul) e o número de dados (n).

A distribuição dos valores de condutividade elétrica (CE) da água e de vazão explorável dos poços aluviais e do cristalino em 86 Municípios do Ceará (**Figura 2-6**) evidencia que o potencial de exploração dos poços nos aluviões é muito mais alto que no cristalino por causa da condutividade elétrica da água mais baixa (fator 5) e da vazão explorável maior (fator 5).

Na maioria das vezes, os usos são limitados em volumes e vazão e restritos ao âmbito familiar (abastecimento doméstico e dos animais), o que corresponde a volumes explorados limitados com relação à capacidade do recurso hídrico. em alguns vales, a maioria dos proprietários construiu um poço manual no seu terreno para ter o seu acesso privado à água. A concentração espacial dos poços pode alcançar até 0,8 poços por hectare, muito superior à concentração de poços profundos (**Figura 2-5**). Assim, no Vale do Forquilha, 183 poços foram construídos de 1998 até 2007. Com o desenvolvimento da irrigação e outros usos intensivos, problemas de superexploração surgem, como no Vale do Forquilha no Município de Quixeramobim.

Neste contexto, existe o risco que sistemas comunitários de abastecimento de água construídos desde 2000 na base da exploração de aquíferos aluviais sejam prejudicados porque a água não está mais disponível em quantidade suficiente. Portanto, num contexto regional de crescimento do uso dos aquíferos aluviais, é fundamental entender o seu funcionamento hidrológico e avaliar o seu potencial de exploração.

2.1.4. Desenvolvimento populacional no Nordeste semi-árido

Neste contexto, as políticas públicas direcionadas para as áreas rurais são particularmente decisivas no intuito de garantir o desenvolvimento e manter a população no meio rural e controlar o êxodo rural que leva ao crescimento das favelas nos subúrbios dos grandes centros urbanos.

Com efeito, se de 1940 para 2000 a população no Brasil cresceu por um fator 4,1, no Nordeste o crescimento foi ‘somente’ de 3,3 (**IBGE, 2007**). Isto é devido, em grande parte, ao quadro de êxodo rural contínuo desde os anos 1960: o crescimento populacional no período 1940-2000 é essencialmente restrito às áreas urbanas (3,8% anual).

O Nordeste semi-árido apresentou, no censo de 2000, uma população de cerca de 48.106 pessoas (IBGE, 2004), com uma taxa média de crescimento anual de 1,31%. A população, essencialmente rural no início do século (77%), é hoje em maioria concentrada em núcleos urbanos (69%), mas apresenta ainda uma parte significativa (31%) no meio rural (Figura 2-7).

Portanto, permanece o desafio da convivência da população rural com as secas que passa pela satisfação das necessidades hídricas (água potável, doméstica e para agricultura e pecuária).

Neste contexto, a avaliação do potencial de exploração dos aquíferos aluviais (considerado até recentemente como insuficiente e, portanto não podendo ter uma contribuição significativa e estruturante no melhoramento da segurança hídrica da região semi-árida) é pertinente.

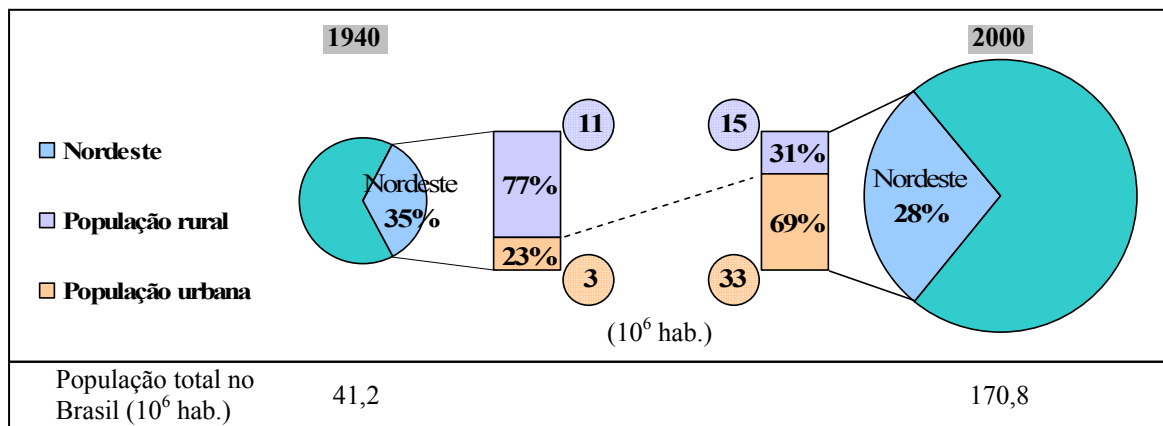


Figura 2-7: População no Brasil (1940 e 2000), repartição da população rural e urbana no Nordeste Brasileiro em porcentagem (retângulos) e em milhões de habitantes (círculos pequenos) (IBGE, 2007).

2.2. A bacia hidrográfica do Forquilha

No quadro deste trabalho, as atividades foram focadas na bacia hidrográfica do Forquilha no Município de Quixeramobim (Figura 2-8), localizada em plena área semi-árida (39°30 O, 5°15 S).

A escolha da bacia do Forquilha para o desenvolvimento deste estudo justifica-se particularmente:

- pelo quadro geomorfológico da bacia, representativo desta região, que inclui um aquífero aluvial sob exploração e cujas características são comuns na região semi-árida,
- pelos dados e estudos já existentes na bacia, incluindo estudos socioeconômicos (Burte, 1998), agrônômicos (Burte & Schrader, 1998, Villemain, 1999, Chapuis, 2001), e hidrológicos (Burte & Schrader, 1999, Burte, 2002),
- pelo conhecimento da área adquirido e das parcerias locais existentes (comunidades, prefeitura municipal).
- Esta bacia pode ser considerada como sendo bem representativa da região (tanto do ponto de vista antrópico quanto do meio físico).

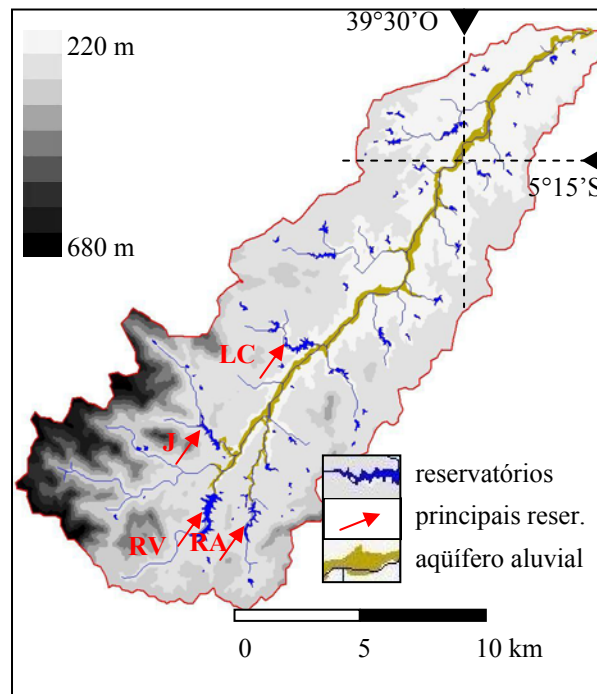


Figura 2-8: Topografia da bacia hidrográfica do Forquilha e principais recursos hídricos superficiais (açudes: Riacho verde (RV), Riacho do Algodão (RA), Jardim (J) e Lagoa Cercada (LC)) e subterrâneos (aquífero aluvial).

2.2.1. Meio físico

A bacia hidrográfica do Forquilha tem uma área de 221 km², com altitudes variando de 684 m (no maciço montanhoso de Pedra Branca no sul-oeste da bacia) até 220 m (norte-leste) com uma altitude média de 315 m. A declividade média é de 9,2% (com máxima de

cerca de 90%). O curso de água de maior comprimento tem 37,6 km de comprimento, com declividade variando de 20% até menos de 0,1%.

Na bacia, existem mais de 70 reservatórios superficiais cuja maioria seca durante a estação seca com capacidades variando de 10^3 até $6,7.10^6$ m³. Quatro reservatórios têm capacidade superior a $0,9.10^6$ m³ (**Figura 2-9**) e altura de água superior a 8 m, o que garante a disponibilidade de água mesmo em caso de uma seca anual.



Figura 2-9: Reservatório de L.Cercada.



Figura 2-10: Planície aluvial no Vale do Forquilha.

Depósitos aluviais existem no rio principal (**Figura 2-10**) e localmente em alguns afluentes. A extensão do aquífero aluvial associado aos depósitos foi estimada em cerca de 6 km², correspondente a 2,7% da área da bacia hidrográfica.

No Vale do Forquilha e no Município de Quixeramobim, os valores de salinidade da água e vazão explorável dos poços nos aluviões e no cristalino (**Figura 2-11**) são similares aos observados em outros Municípios cearenses (**Figura 2-6**). Isto evidencia que o aquífero aluvial do Forquilha e a bacia do Forquilha, não são singularidades locais.

O clima na bacia é semi-árido, com uma média anual de precipitação de 706 mm (dados FUNCEME para o posto ‘Manituba’ (5°13’S, 39°34’O) no período 1988-2007). A vegetação é de tipo catinga arbustiva fortemente degradada em decorrência da prática generalizada de queimadas para o preparo das áreas de plantios de sequeiro. As únicas áreas preservadas, com vegetação arbórea, encontram-se nas cabeceiras mais íngremes, aonde o acesso penoso resulta numa pressão antrópica menor. A vegetação exuberante na estação chuvosa (concentrada em três meses do ano) contrasta com a vegetação seca na estação seca (**Figura 2-12, Figura 2-13**).

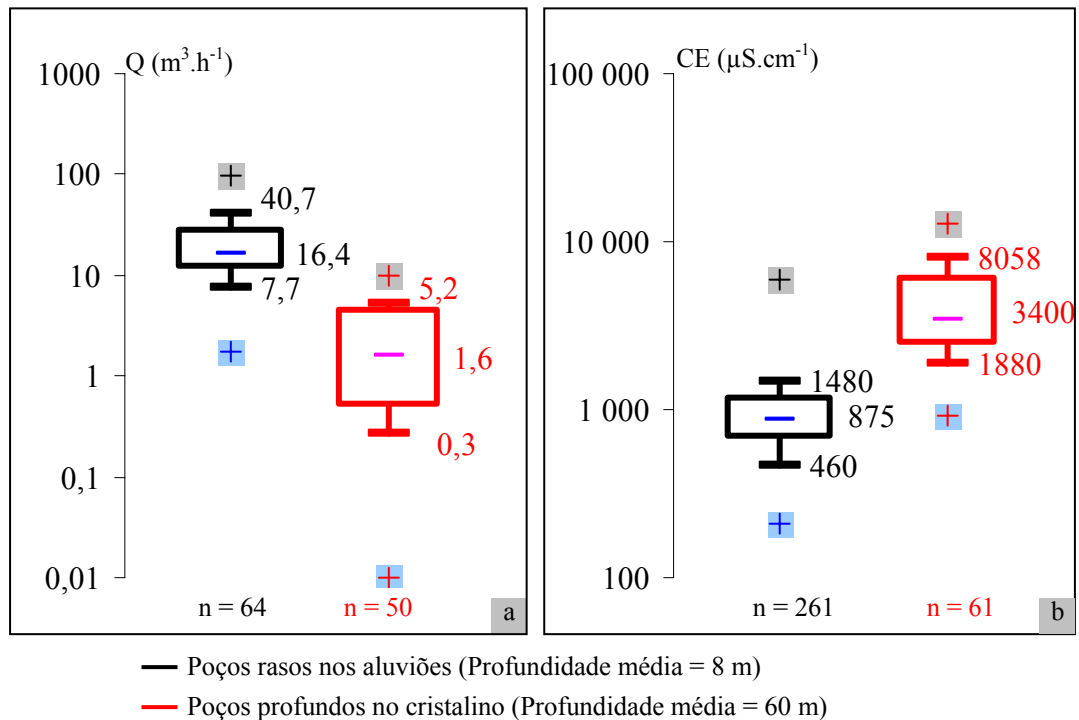


Figura 2-11: Distribuições da Vazão explorável Q (a) e condutividade elétrica CE (b) para poços tubulares no cristalino (CPRM, 2001) e nos aluviões (SEAGRI, 2004) no Município de Quixeramobim. São apresentados o mínimo (cruz azul) e o máximo (cruz cinza), os primeiro e último decils (barras), os primeiro e terceiro quartils (caixa), a mediana (traço azul) e o número de dados (n).



Figura 2-12: Paisagem na estação chuvosa.



Figura 2-13: Paisagem na estação seca.

Com exceção das áreas aluviais, os solos são rasos (50 cm a 100 cm), e apresentam uma capacidade de retenção de água limitada, o que explica que os escoamentos são principalmente de tipo hortonianos.

Os principais tipos de solos são os solos bruno não cálcicos, vertisolos, planosolos e solos hidromórficos. Os planosolos e os solos hidromórficos são particularmente pobres

quimicamente e pouco estruturados, e apresentam geralmente problemas de hidromorfia resultando numa vegetação esparsa de arbustos espinhosos e gramíneas (**Figura 2-14**).

Com o aumento da população rural e da capacidade de plantar (mecanização, aumento do nível de vida), a pressão sobre estes solos aumenta porque as áreas devem ser desmatadas mais frequentemente, o que não permite uma regeneração suficiente da vegetação e dos solos.

A valorização das terras mais férteis e irrigáveis (aluviões principalmente) é, portanto, importante não somente para permitir o desenvolvimento social, mas também para oferecer uma alternativa aos plantios de sequeiro (**Figura 2-15**).

O desenvolvimento da exploração do aquífero aluvial do Vale do Forquilha começou em 1998, com o objetivo de permitir a irrigação de culturas nas áreas aluviais.



Figura 2-14: Vegetação de planosolos.



Figura 2-15: Plantio irrigado e colheita de melão no Vale do Forquilha (estação seca 2001). Observar o contraste com a vegetação seca na área não irrigada.

2.2.2. População e usos da água

A população da bacia do Forquilha é estruturada em 17 comunidades e concentrada em pequenas vilas de 20 até 130 famílias. Em 1998, a população tinha cerca de 620 famílias com uma média de 4,1 pessoas por família (**Burte, 1998**).

As formas de abastecimento hídrico evoluíram bastante na última década, com a construção progressiva de sistemas de abastecimento de água comunitários a partir do aquífero aluvial ou dos maiores açudes (5 e 5.3.).

A atividade principal é a agricultura de sequeiro com pecuária extensiva. As áreas são queimadas e plantadas (milho, feijão) durante dois anos seguidos. As terras são depois deixadas em repouso por um tempo variando de 4 até 8 anos.

Desde 1999, a horticultura e a fruticultura irrigadas desenvolveram-se no vale graças à construção de poços manuais tubulares (Figura An 1), de profundidade média 6,9 m, explorando o aquífero aluvial. A vazão explorável alta (média de $16 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, máxima de $98 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, mínima de $3 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, em 175 poços) permite a irrigação de áreas de 0,5 até 5 hectares ao longo da planície aluvial.

Este novo sistema de produção agrícola é atrativo para os agricultores, que alcançam níveis de renda superiores aos das culturas de sequeiro.

Entretanto, uma tendência de alto consumo de fertilizantes e agrotóxicos é observada desde 2001, o que levanta uma série de questionamentos com relação à sustentabilidade agrícola e ao impacto sobre o meio ambiente e a saúde da população.

3. - DADOS E MÉTODOS

3.1. Introdução

A metodologia seguida neste estudo (Figura 3-1) é baseada primeiramente num estudo detalhado desenvolvido numa bacia piloto (Forquilha) e na discussão dos resultados obtidos, num ambiente regional, com proposta de um método para estimar, em nível regional, o potencial hídrico de exploração dos pequenos aquíferos regionais.

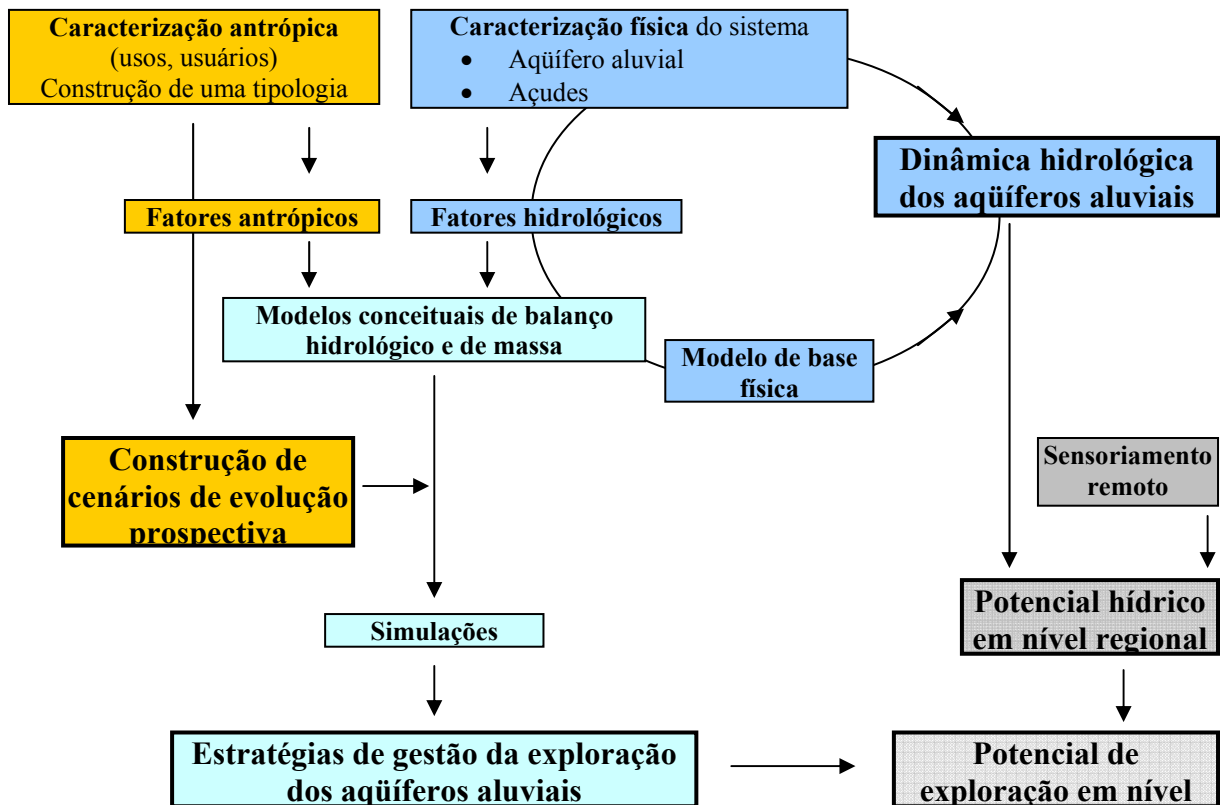


Figura 3-1: Esquema da metodologia aplicada na bacia piloto com os eixos antrópico (amarelo) e físico (azul) e a sua integração para a modelagem e as simulações de cenários (verde) e a abertura para a avaliação do potencial de exploração dos pequenos aquíferos aluviais em escala regional (cinza).

A abordagem proposta aqui é multidisciplinar com o intuito integrar uma boa caracterização física do sistema, mas também de usos e estratégias dos usuários dos recursos hídricos, para evidenciar os principais fatores físicos e antrópicos que influenciam na dinâmica hidrológica dos principais recursos hídricos da bacia. O objetivo é caracterizar bem os fatores antrópicos que serão levados em conta na modelagem e construir cenários robustos para simulações prospectivas. O desenvolvimento de modelos conceituais (aquífero, açudes) e o uso de um modelo hidrogeológico com base física permitem testar hipóteses de funcionamento hidrológico e simular os impactos de diferentes cenários em termos de disponibilidade da água, degradação dos recursos hídricos e satisfação dos diferentes usos.

3.2. Revisão bibliográfica

3.2.1. Caracterização do sistema físico

Para avaliar o potencial de exploração dos recursos hídricos é necessária uma caracterização do sistema que não se limita a uma caracterização física. Isto é particularmente verdade no caso de pequenos recursos hidrológicos com alta taxa de renovação, onde os impactos da exploração no balanço hidrológico podem ser determinantes na degradação da disponibilidade de água (qualidade e quantidade) em curto prazo.

Neste âmbito, a abordagem proposta é multidisciplinar e apoia-se, além de uma caracterização física numa caracterização dos fatores antrópicos que determinam os usos de água.

3.2.1.1. Hidrologia de pequenas bacias hidrográficas em áreas semi-áridas

A hidrologia de pequenas bacias hidrográficas nas regiões semi-áridas é caracterizada por eventos de duração curta e menos previsíveis do que em bacias grandes e, portanto difíceis de serem observados. Isto explica a atenção específica dedicada aos estudos regionais da sua hidrologia com o intuito de assessorar a gestão de recursos hídricos em bacias não ou pouco monitoradas.

Diversos estudos hidrológicos focados no Nordeste semi-árido foram realizados, principalmente dos anos 1960 até os anos 1990. Estudos hidrológicos de referência foram realizados sob a coordenação da SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste), em cooperação com o ORSTOM/IRD (Instituto de Pesquisa para o Desenvolvimento - FRANÇA). Estes estudos focaram-se na caracterização dos principais processos da dinâmica hidrológica da grande zona semi-árida, e na caracterização da dinâmica e aproveitamento dos açudes (**Cadier, 1993, Molle, 1994**) com uma atenção especial para o desenvolvimento de métodos que permitissem a modelagem em bacias não ou pouco monitoradas (**Cadier, 1996**).

3.2.1.2. Métodos de caracterização dos parâmetros hidrodinâmicos e dos principais determinantes físicos da dinâmica hidrológica dos aquíferos aluviais

A caracterização dos parâmetros hidrodinâmicos de um aquífero aluvial necessita geralmente do uso de diferentes métodos complementares (**Jeong-Woo et al., 2005**), incluindo testes hidráulicos e com traçadores, estudos geofísicos e modelagem (**Jha et al., 2004**).

Diferentes técnicas (linear, krigagem,...) são usadas para a interpolação dos dados pontuais coletados (**Meylan, 1986, Reed et al., 2004**). Tratamentos estatísticos ou geoestatísticos são, muitas vezes, necessários para obter a melhor representação possível do sistema a partir de dados pontuais obtidos em poços ou sondagens e de dados indiretos numa área espacial mais larga (como, por exemplo, dados de geofísica), mas que necessitam ser calibrados e não representam todas as heterogeneidades do meio (**Patriarche et al., 2005, Tronicke & Holliger, 2005, Singh et al., 2007**).

Considerar várias escalas temporais e espaciais e cruzar diferentes métodos de investigação é, muitas vezes, necessário para obter resultados robustos diante da complexidade dos fenômenos envolvidos (**Leduc et al., 2006**).

A determinação das condições de contorno é necessária para poder realizar um balanço hidrológico e de salinidade do aquífero aluvial e quantificar os diferentes termos deste balanço. Diferentes abordagens são usadas para caracterizar os fluxos entrando e saindo de um determinado manancial, incluindo evaporação, relações com outros recursos hídricos.

Podemos salientar os métodos baseados no monitoramento da piezometria (nos aquíferos) ou vazão (rios), no uso de diferentes traçadores (isotópicos, geoquímicos, temperatura, salinidade) e no uso de modelos.

3.2.1.2.1. Monitoramento piezométrico e/ou tensiométrico

O monitoramento piezométrico e/ou tensiométrico é uma ferramenta interessante para caracterizar as variações de gradiente hidráulico como, por exemplo, a recarga dos aluviões do rio Sena na França (**Weng et al., 1999**) ou as relações entre águas superficiais e subterrâneas num rio do Mali (**Malou et al., 1991, Mahé et al., 2000**). **Boronina et al., 2005**, quantificaram a evapotranspiração de um aquífero aluvial a partir de registros contínuos de vazão no rio em Chipre, evidenciando que a sua relevância no balanço hidrológico é pequena.

Diferentes traçadores podem ser usados para melhorar o conhecimento da dinâmica de recursos hídricos subterrâneos ou superficiais.

3.2.1.2.2. Temperatura e condutividade elétrica

A temperatura é um traçador robusto dos fluxos de água, principalmente perto do rio (**Cox et al., 2007**) e pode ser usada de forma eficiente como traçador da água subterrânea (**Anderson, 2005**).

A condutividade elétrica CE é também um excelente traçador quando os diferentes recursos hídricos têm salinidades bem diferentes (**Santiago et al., 1997**).

É por exemplo o caso no estudo das interações rio/aquífero aluvial se os escoamentos superficiais apresentam salinidade baixa com relação ao aquífero aluvial.

3.2.1.2.3. Traçadores isotópicos

O uso de diferentes traçadores isotópicos vem se desenvolvendo cada vez mais.

É o caso de ^2H e ^{18}O . Com efeito, a razão de $^2\text{H}/^1\text{H}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ nas águas subterrâneas depende principalmente das variações da composição isotópica das precipitações (**Celle-**

Jeanton et al., 2004) e dos processos de evaporação. Eles podem ser usados para distinguir diferentes origens de recarga da água subterrânea (**Mendonca et al., 2004, Fette et al., 2005, Blasch & Bryson, 2007**), para investigar os mecanismos e a taxa de recarga ou de evaporação de aquíferos profundos nas áreas áridas a partir da análise de dados temporais (**Coudrain et al., 1994**) ou da construção de perfis isotópicos (**Causse, 1995**).

Shah et al., 2007, propuseram um método para quantificar a proporção de água evaporada diretamente do manancial com relação à evapotranspirada por diversas coberturas vegetais. **Coudrain-Ribstein et al., 1998**, propuseram uma fórmula de estimativa da evaporação em função da profundidade do nível piezométrico de um aquífero.

Outros traçadores isotópicos podem ser usados em função das características locais e dos recursos estudados. É o caso do estrôncio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (**Coudrain et al., 2002, Negrel et al., 2004**) ou do trítio ^3H radioativo (**Wood & Sanford, 1995, Fette & Kipfer & Schubert & Hoehn & Wehrli, 2005**) cujos níveis altos marcam o período de testes nucleares atmosféricos no hemisfério norte.

Os traçadores isotópicos podem também ser usados para melhorar o conhecimento do balanço hidrológico ao nível de um reservatório superficial (**Gay et al., 2003**).

3.2.1.2.4. Traçadores geoquímicos

Em muitos casos, são usados, de forma conjunta, traçadores isotópicos e traçadores geoquímicos, o que permite diminuir as incertezas ligadas aos diferentes métodos ou obter diferentes características e informações que permitem precisar os processos hidrológicos (**Favreau, 2000, Negrel & Lachassagne, 2000, Hsissou et al., 2002, Negrel et al., 2003, Mendonca et al., 2005, Massuel et al., 2006, Machado et al., 2007, Zagana et al., 2007**).

O cloreto, como íon conservativo, permite realizar balanços de massa e é, portanto, considerado um ótimo traçador que pode ser usado, por exemplo, como indicador da origem de uma poluição difusa (**Manwell & Ryan, 2006**) ou da taxa de renovação da água subterrânea (**Zagana & Obeidat & Kuells & Udluft, 2007**).

Análises químicas completas e monitoramento da condutividade elétrica CE podem ser usados para determinar a origem das águas de um aquífero, principalmente quando os

diferentes recursos hídricos possíveis têm assinatura geoquímica bem diferente. Por exemplo, **Saxena et al., 2003**, evidenciaram intrusão de água do mar na Índia em decorrência de um bombeamento excessivo num aquífero aluvial. **Macpherson & Sophocleous, 2004**, usaram o nitrato NO_3^- e o sulfato SO_4^{2-} para caracterizar a dinâmica de mistura das águas num aquífero aluvial, ligando NO_3^- aos fertilizantes lixiviados na zona não saturada e SO_4^{2-} à dissolução mineral do embasamento.

3.2.1.2.5. Gases

Gases também podem ser usados como traçadores. Por exemplo, **Wu et al., 2004** usou o Radônio (^{222}Rn) elevado nas águas subterrâneas para estimar a infiltração de águas superficiais num aquífero na China. **Reddy et al., 2006**, propuseram um método de delineamento de fraturas com água subterrânea em ambiente granítico baseado na análise dos teores de ^{222}Rn e Helio ^4He no solo.

3.2.1.3. Modelagem

O uso de modelos tem dois objetivos principais:

i) Testar hipóteses de funcionamento. No caso de dados parciais, os modelos podem permitir estudar a dinâmica ou obter parâmetros característicos de um aquífero (**Munevar & Marino, 1999**). Em bacias onde não existem dados, os modelos podem prever comportamentos hidrológicos (**Mutua & Klik, 2007**) ao custo de uma incerteza que deve ser quantificada.

ii) Simular e prever o impacto de determinados cenários de uso ou recarga. Por exemplo, **Ma et al., 1997**, avaliaram a influência da exploração de um aquífero aluvial sobre o fluxo de recarga a partir de um aquífero profundo salgado subjacente e as conseqüências em termos de degradação da qualidade de água. Em regiões semi-áridas, a modelagem permite simular o impacto de infra-estruturas construídas no rio no aproveitamento de eventos raros de cheias importantes para a recarga dos aquíferos (**Martin-Rosales et al., 2007**). Para simular as interações rio-aquífero que são particularmente importantes, por exemplo, na

gestão dos bombeamentos no aquífero (que podem levar a uma diminuição da vazão escoando no rio), podem ser usados modelos específicos (Tissot, 1993, Miller et al., 2007) ou módulos adicionados a modelos hidrogeológicos (Osman & Bruen, 2002). O uso de modelos (Rubin & Buddemeier, 2003, Purkey et al., 2006) pode permitir simular diferentes hipóteses de origem de poluição e propor a mais verossímil.

Uma das dificuldades reside na modelagem das interações entre meios saturados e não saturados ou águas subterrâneas e superficiais (Woessner, 2000) por causa da complexidade das interfaces e da dificuldade particular em modelá-las (Sophocleous, 2002). Modelos conceituais de balanço hidrológico relativamente simples podem evidenciar relações entre recursos hídricos subterrâneos e superficiais (Tang et al., 2007) e quantificar os principais termos do balanço hidrológico sem entrar na modelagem fina dos processos físicos (Tang et al., 2007). Num aquífero aluvial no vale do rio Sena (França), o balanço hidrológico permitiu evidenciar os diferentes mecanismos de recarga (direta pelas precipitações, pelo aquífero subjacente e pelo rio) e quantificar os principais fluxos do balanço hidrológico (Weng et al., 1999).

Outra dificuldade reside na questão da escala de modelagem e da integração dos modelos de grande (interface rio/aquífero) e pequena escala (bacia) (Purkey et al., 2006).

3.2.1.4. Conclusão

A escolha das diferentes técnicas a serem implementadas é ligada a dados, métodos e competências disponíveis (inclusive analíticas), representação do sistema e financiamento disponível.

3.2.2. Caracterização do sistema antrópico: usos, usuários, estratégias e determinantes de gestão

A caracterização dos principais fatores externos e internos determinantes na gestão dos recursos hídricos foi realizada em duas etapas, detalhadas no 5:

- 1) a caracterização dos fatores sócio-políticos externos (5.2.) e
- 2) uma tipologia dos recursos hídricos, usos e usuários (5.3.3.2.).

3.3. Dispositivo experimental e métodos implementados na bacia experimental do Forquilha

Nesta parte o dispositivo experimental é apresentado, em complemento às descrições presentes nos capítulos IV, V e VI, redigidos sob forma de artigos. Entretanto, alguns métodos ou dispositivos experimentais não apresentados nos artigos (ou de forma sucinta) são detalhados aqui para melhor entendimento do arcabouço metodológico implementado.

3.3.1. Pluviometria

A pluviometria na bacia do Forquilha poderia ser estimada a partir dos dados de três pluviômetros da rede brasileira de monitoramento do clima, gerenciada no estado do Ceará pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME, www.funceme.br): São Miguel (05°20'S;39°30'W), Manituba (05°13'S;39°34'O) e Quixeramobim (5°12'S;39°17'O), localizados próximos à bacia, respectivamente a 4 km nordeste e 1 km sudeste do divisor de águas (Figura 3-2).

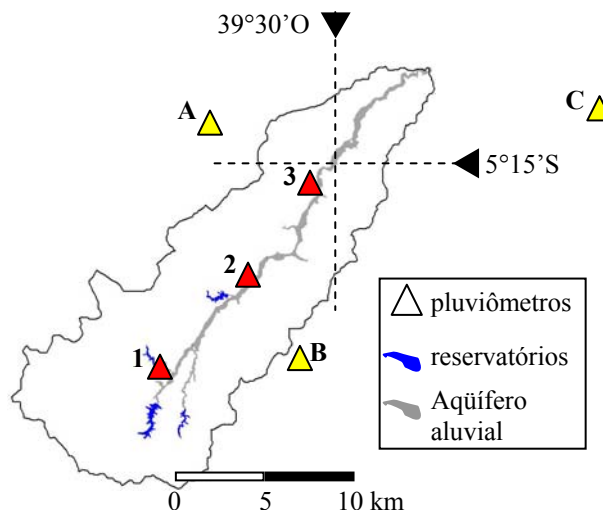


Figura 3-2: Localização dos pluviômetros da rede brasileira de monitoramento (triângulos amarelo) da Manituba (A), São Miguel (B) e Quixeramobim (C) e das estações pluviométricas instaladas na bacia do Forquilha (triângulo vermelho) nas comunidades de Jardim (1), Trapiazeiro (2) e São bento (3).

Para complementar os dados destes pluviômetros, foram instaladas, em 2004, três estações pluviométricas na bacia do Riacho Forquilha, cada uma com dois pluviômetros totalizadores de área de captação de 200 cm² e 800 cm² respectivamente e a 1,5 m de altura. Além de complementar as medidas registradas nos pluviômetros da FUNCEME, estas estações permitem avaliar a representatividade dos resultados obtidos com pluviômetros de área de captação diferentes.

O objetivo deste dispositivo era permitir a comparação dos dados coletados nos pluviômetros 200 cm² com os dados i) dos pluviômetros FUNCEME cuja área de captação é também de 200 cm², e ii) dos pluviômetros 800 cm² localizados no mesmo local, menos sujeitos aos erros de leitura.

Os dados coletados em 2005 nas três estações (1, 2, 3, ver **Figura 3-2**) mostraram que não houve diferença significativa das precipitações acumuladas medidas semanalmente nos pluviômetros de 200 e 800 cm².

A partir das curvas de precipitação acumulada nos pluviômetros de 200 cm² das três estações na bacia (**Figura 3-3**), observa-se que a principal diferença ocorre durante os eventos intensos no período 25-31 de março de 2005. Nestes eventos, o total precipitado em São Bento (132 mm) foi muito inferior àquele registrado em Trapiazeiro (262 mm), o que explica a maior parte da diferença entre os totais anuais. Isto é conforme a heterogeneidade espacial e temporal característica dos eventos chuvosos intensos nesta região (**Molinier et al., 1992**).

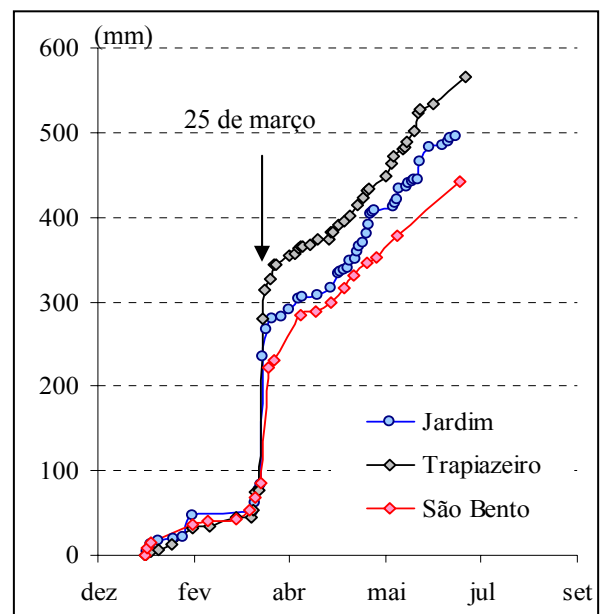


Figura 3-3: Precipitação acumulada medida semanalmente nos pluviômetros de 200 cm² das estações de Jardim, São Bento e Trapiazeiro para o ano 2005.

Para as precipitações diárias, a correlação é boa entre os pluviômetros 1 e 2 (0,9), mas não com 3.

Conforme o esperado, as precipitações diárias medidas nos pluviômetros A, B e C não são bem correlacionadas àquelas dos pluviômetros 1, 2 e 3.

As precipitações mensais nos postos pluviométricos A, B apresentam uma boa correlação com os valores dos pluviômetros 1, 2 e 3. Pelo contrário, o posto C não apresenta uma boa correlação com os pluviômetros localizados na bacia. Portanto, ele não foi usado para calibração e validação nos anos em que foram coletados dados de campo (2000-2007).

Para os diferentes pluviômetros, foram calculadas as correlações entre as precipitações diárias e entre os totais mensais (**Tabela 3-1**).

Tabela 3-1: Valores do coeficiente de determinação (R^2) das precipitações diárias e mensais para os diferentes pluviômetros.

R^2 (P diárias)							R^2 (Σ P mensais)						
Pluviômetro	1	2	3	A	B	C	Pluviômetro	1	2	3	A	B	C
1	-	90%	1%	2%	1%	2%	1	-	98%	86%	87%	98%	33%
2	90%	-	0%	14%	18%	6%	2	98%	-	94%	86%	99%	25%
3	1%	0%	-	44%	29%	40%	3	86%	94%	-	88%	93%	32%

Por outro lado, o posto B, não apresenta um histórico de dados de duração suficiente para ter uma representatividade das variações pluviométricas em escalas plurianuais (i.e. superior a 20 anos porque as secas intensas ocorrem em média uma vez em 11 anos (**Dubreuil et al., 1968**)). Assim, para as simulações, são usados os dados pluviométricos da série histórica de 30 anos do posto pluviométrico A no período 1977-2007 (**Figura 2-2**).

A estratégia de modelagem (**4.2.1.** e **5.3.4.2.**) é baseada num passo de tempo mensal. Isto é consistente, em particular, com a ausência de uma rede de monitoramento pluviométrico suficientemente densa e bem distribuída espacialmente (i.e. um pluviômetro a cada 5 km² para uma bacia como Forquilha (**Cadier, 1993**)), que não permite trabalhar num passo de tempo diário.

A escolha do pluviômetro A é robusta porque ele apresenta para o ano 2005 a melhor correlação com os pluviômetros da bacia para as precipitações diárias e uma boa correlação para os totais mensais.

3.3.2. Topografia

Os mapas topográficos disponíveis, de escala 1/100.000, apresentam uma precisão insuficiente (curvas de nível espaçadas de 50 m) para subsidiar a modelagem hidrológica dos pequenos aquíferos aluviais.

Consequentemente, vários mapas foram elaborados a partir de diferentes suportes:

- mapeamento dos principais corpos hídricos (riachos, aquíferos aluviais e açudes) e das áreas agrícolas irrigadas a partir i) do mosaico do território brasileiro com imagens LANDSAT de resolução 30 m de 1999-2000 (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - EMBRAPA) e ii) de duas imagens SPOT 5 de resolução 5 e 10 m 10/2002 e 07/2003 (Centre National d'Etudes Spatiales - CNES).
- mapeamento da distribuição espacial do habitat e dos limites das principais comunidades a partir de fotografias aéreas dos anos 1960 de resolução 1/25.000 (Departamento Nacional de Obras contra a Seca - DNOCS), do mapa das casas no Vale do Forquilha (**Burte, 1998**) e do cadastro fundiário (2003) do Vale do Forquilha (Instituto de Desenvolvimento Agrário do estado do Ceará – IDACE).

Foi também realizado um nivelamento longitudinal do riacho Forquilha com um nível topográfico, a jusante do açude do Riacho verde (**Figura 2-8**), necessário à caracterização da declividade longitudinal média do aquífero aluvial.

3.3.3. Solos

Observações pontuais foram realizadas em complemento dos estudos de solo já existentes (**Burte & Schrader, 1998, Burte, 2002**) nas quais foram descritos os principais tipos de solo no Vale do Forquilha. O mapeamento regional de solo existe na escala 1/500.000. Na ausência de um mapa de solo mais preciso, resolvemos considerar para fins da

modelagem o solo da bacia como homogêneo, com características do tipo de solo mais comum na bacia: os solos bruno não cálcicos.

3.3.4. Fluviometria

Não existe estação fluviométrica na bacia do Forquilha, portanto não existem medições de vazão do riacho Forquilha.

Tendo em vista que o foco do estudo é o aquífero aluvial e que, na maior parte do ano, os riachos na bacia estão secos, ter uma ordem de grandeza dos volumes escoados pareceu suficiente no quadro do nosso estudo. Os dados disponíveis são:

Observações qualitativas realizadas de 1998 até 2007 durante as estações chuvosas (rio em estado de cheia, drenagem do aquífero ou seco),

Medições manuais semanais do nível de sangria na passagem molhada da Veneza, cujo vertedouro foi nivelado (com um nível topográfico) com o intuito de poder aproximar a vazão escoada pelas fórmulas de vertedouro de parede espessa.

No entanto, salienta-se que nunca foram medidas as alturas de sangrias durante os picos de cheia e que somente alguns eventos puderam ser estimados indiretamente (observações de camponeses, níveis onde detritos e sedimentos se acumularam).

Estas diferentes observações foram usadas para avaliar os resultados obtidos pelo modelo hidrológico regional ORSTOM (**Cadier, 1993**) para pequenas bacias hidrográficas, cujo uso é descrito em **4.2.1.6**. Este modelo permite calcular a lâmina escoada anual a partir da pluviometria anual e das características da bacia hidrográfica (solos, vegetação, densidade de açudes). A lâmina mensal escoada é calculada proporcionalmente à pluviometria mensal, o que pode levar a superestimar as lâminas escoadas durante os primeiros meses chuvosos.

3.3.5. Os açudes

3.3.5.1. Geometria

Os quatro principais açudes da bacia do Forquilha foram construídos por órgãos diferentes (Exército, Secretaria de Recursos Hídricos do Estado do Ceará). Foi possível obter o relatório das características geomorfológicas somente do açude de Riacho do Algodão, cujas informações, porém, apresentam-se incertas, senão erradas.

Portanto, na impossibilidade de realizar uma batimetria dos quatro açudes (**Figura 2-8**), as características de altura (H_a), superfície do espelho (A_s) e volume de água (V_a), foram obtidas por relações regionais (**Molle & Cadier, 1992, Molle, 1994**) apresentadas em **5.3.3.4.** .

3.3.5.2. Monitoramento hidrológico e de salinidade

Os níveis de água dos quatro principais açudes foram monitorados semanalmente na estação chuvosa e mensalmente, na estação seca, o que permitiu avaliar a sua recarga e a sua evaporação. Ao contrário dos outros reservatórios, o de Lagoa Cercada apresenta perdas significativas de água por infiltração na parede que foram levadas em conta no seu balanço hidrológico (**4.2.1.6.**).

3.3.6. O aquífero do embasamento cristalino

Na bacia do Forquilha foi realizado um levantamento dos poços tubulares profundos (~ 60 m) e cacimbões rasos (3-10 m) escavados por parte, ou inteiramente, no embasamento cristalino. A maior parte deles é construída parcialmente em aluvião, o que não permite o seu uso para caracterização do aquífero cristalino.

Portanto, para caracterização das águas do aquífero cristalino na bacia do Forquilha, foram usados:

- O poço profundo localizado na comunidade de Várzea do Meio ($5^{\circ}16'45''\text{S};39^{\circ}31'19''\text{O}$, **(Figura 3-4)**). Análises físico-químicas em duas amostras coletadas na parte superior e inferior do poço mostraram que a água tem características típicas do cristalino. O poço profundo localizado na Maladinha ($5^{\circ}17'45''\text{S};39^{\circ}31'18''\text{O}$), construído na planície aluvial, tinha uma fácies geoquímicas ‘aluvião’ e foi descartado.
- A média de salinidade (STD) da água de 61 poços profundos no Município de Quixeramobim, considerando que o contexto geológico é relativamente homogêneo.

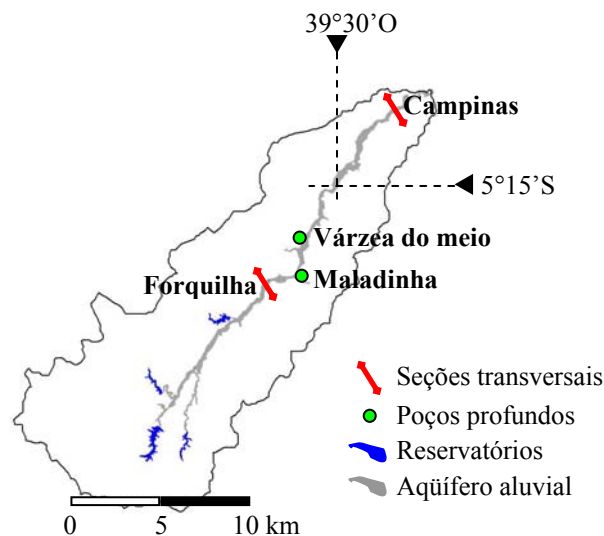


Figura 3-4: Localização dos poços profundos e das seções transversais abertas durante a construção de barragens subterrâneas no aquífero aluvial do Vale do Forquilha.

3.3.7. O aquífero aluvial

3.3.7.1. Parâmetros hidrodinâmicos

Os parâmetros hidrogeológicos do aquífero aluvial foram estimados a partir dos seguintes dados:

- Dados coletados em 165 poços e sondagens durante a sua perfuração (1988-2002). Estes dados permitiram avaliar a heterogeneidade estratigráfica do aquífero aluvial, avaliar a profundidade média do aquífero aluvial, a altura das zonas saturadas e não saturadas

e a profundidade do embasamento. Estas perfurações mostraram, em particular, que o aquífero tem uma estratigrafia muito heterogênea, com lentes, às vezes livres e às vezes semi-confinadas.

- Análise granulométrica de duas amostras coletadas durante a perfuração de um poço permitiram estimar a condutividade hidráulica (**Bredden, 1963, Gonzalez et al., 1999**) e a porosidade do aquífero.
- Testes de bombeamento escalonados, com três vazões, foram realizados em 45 poços. A interpretação dos resultados foi realizada segundo dois métodos: i) o método de Jacob-Theis (**Jacob, 1947**), para aquíferos livres e semi-confinados, que permite estimar a transmissividade T_r (m^2/dia), a condutividade hidráulica K (m/dia) e o coeficiente de armazenamento (adimensional); ii) o método de Hurr (**Hurr, 1966**) para aquíferos confinados (válido também para aquíferos livres considerando uma descarga instantânea e após correção das perdas de carga não lineares segundo (**Jacob, 1947**) que permite estimar T_r).

3.3.7.2. Geometria do aquífero aluvial

3.3.7.2.1. Introdução

Entender o funcionamento hidrológico do aquífero aluvial e modelar a sua dinâmica necessita da avaliação dos parâmetros característicos que regem esta dinâmica. No caso de um aquífero tão estreito e comprido como aquele do Forquilha (250 m de largura e 23 km de comprimento), uma questão importante é a avaliação da profundidade do aquífero tanto quanto da altura do pacote saturado, e mais ainda da condutividade hidráulica K .

Os poços manuais (185) perfurados no vale do Forquilha mostraram uma grande heterogeneidade da formação aluvial tanto do ponto de vista da granulometria quanto da salinidade da água no aquífero. Dados de profundidade (em 165 poços) e testes de vazão escalonados (em 45 poços) permitem uma primeira estimativa da profundidade do aquífero aluvial e da condutividade hidráulica K .

Entretanto, esta estimativa é pouco representativa porque os poços foram localizados preferencialmente nas áreas mais condutivas hidráulicamente.

Duas observações permitem ilustrar isto.

- Em 2004, K foi estimada em $1,8 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ ($n = 15$, $\sigma = 0,8 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$) a partir de 15 testes de bombeamento. Entretanto, em 2006, com os dados complementares de outros 30 testes de bombeamento, foi obtida uma melhor estimativa: $K = 4,7 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ ($n = 45$, $\sigma = 5,2 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$).
- Em 2002 e 2003, dois cortes transversais no aquífero aluvial foram observados durante a construção de barragens subterrâneas (**Figura 3-5**). Os perfis verticais mostraram uma grande heterogeneidade. Isto evidencia que é difícil alcançar uma boa representatividade de uma determinada área (geomorfologia, granulometria) a partir de sondagens verticais pontuais. Na melhor das hipóteses pode-se estimar uma ordem de grandeza de K.

Diante do custo elevado para realizar de forma sistemática sondagens e testes de bombeamento exploratórios e obter uma malha de dados precisa o suficiente para representar a heterogeneidade do aquífero, métodos geofísicos são usados de forma larga para complementar os dados existentes (obtidos a partir de sondagens e observações pontuais) particularmente com relação à representação espacializada:

- das variações do nível do embasamento cristalino,
- do nível piezométrico,
- da condutividade hidráulica.

Os exemplos de aplicação dos métodos geofísicos em hidrogeologia são numerosos.

A partir de estudos hidrogeológicos e geofísicos **Balmer et al., 1991**, mostraram que a recarga do aquífero aluvial do Kori Teloua (Níger) é localizada em um paleo-canal, o que permitiu sugerir a modificação de obras hidráulicas no vale para aumentar a recarga do aquífero, anteriormente deficitário.

Bowling et al., 2005, aplicaram de forma combinada métodos de resistividade elétrica (ρ_{elec}) e GPR (Ground Penetrating Radar) e os validaram para obtenção de dados geomorfológicos num aquífero aluvial.

Godin, 1986, evidenciou as variações de espessura de um aquífero aluvial a partir de sondagens elétricas verticais. Sondagens geofísicas foram usadas em complemento de

sondagens a trado para caracterizar as variações de espessura e a estratigrafia (Park et al., 2007) ou para obter as características hidrodinâmicas (Martins, 2007) de aquíferos aluviais.

Rkiouak, Pulido-Bosch, & Gaiz, 1997, usaram também métodos geofísicos para estimar o potencial hidrológico de uma planície litoral no Marrocos.

Yang & Lee, 2002, usaram medições de resistividade elétrica para obter resultados rápidos e econômicos no mapeamento da transmissividade de um aquífero aluvial em Taiwan.

Na Tunísia, Montoroi et al., 2002, explicaram as relações entre um reservatório superficial e o aquífero aluvial a jusante a partir da caracterização das formações superficiais ao redor do reservatório por um método eletromagnético.

Os métodos geofísicos são geralmente sensíveis a variações de salinidade, o que permite o seu uso para investigar zonas mais salgadas como, por exemplo, através de sondagens eletromagnéticas (Guerin et al., 2001). Entretanto, isto pode dificultar a interpretação dos SEVs em caso de uma grande heterogeneidade da CE das águas do aquífero na área de estudo.

No caso do Forquilha, em várias sondagens foi observada uma camada argilosa de rocha alterada de espessura inferior a 1 m na interface entre o embasamento cristalino e a formação aluvial de origem sedimentar. Esta camada alterada poderia ter uma importância nos processos hidrológicos que governam a dinâmica hidrológica do aquífero aluvial (escoamentos subterrâneos, salinidade). Assim, o uso de geofísica pode permitir caracterizar a espessura desta camada alterada e auxiliar na modelagem.

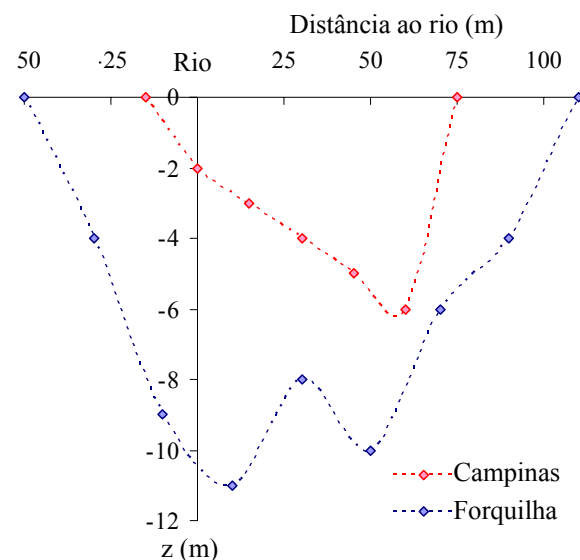


Figura 3-5: Profundidade (z) do embasamento cristalino medida em dois perfis transversais no aquífero aluvial (Comunidades Forquilha e Campinas).

3.3.7.2.2. Dados e método

O estudo geofísico foi realizado a partir de sondagens elétricas verticais (SEV) de tipo Schlumberger (**Anexo 2**), em seções transversais ao eixo do rio, no objetivo de obter o perfil geológico ao longo de uma seção transversal.

O equipamento usado é o eletroresistivímetro de marca TECTROL (TDC 1000/12RA).

A interpretação dos dados de eletroresistividade aparente ($\rho_{elec-ap}$) das SEVs foi realizada com o programa IPI2Win v.2.6.3.a (Universidade Estadual de Moscou).

A sondagem elétrica permite efetuar medições no mesmo ponto, aumentando gradativamente a distância entre os eletrodos simetricamente com relação ao centro do dispositivo (**Anexo 2**).

Esta forma de aquisição de dados permite obter as variações verticais de resistividade aparente. É evidente que durante uma sondagem elétrica, faz-se a hipótese que as diferentes camadas investigadas são homogêneas lateralmente.

As SEVs foram realizadas com um afastamento progressivo dos eletrodos num eixo paralelo ao rio, admitindo a hipótese que a heterogeneidade da formação aquífera é maior transversalmente do que longitudinalmente. Por causa da heterogeneidade da formação aluvial, escolheu-se uma área bem conhecida (várias sondagens, poços e testes de bombeamento) para permitir uma melhor avaliação da pertinência do método para prospecção.

O objetivo é obter o perfil geológico de uma seção transversal X_1X_2 (**Figura 3-6**).

3.3.7.2.3. Calibração do modelo de resistividade aparente

Três seções foram realizadas, totalizando 14 SEVs, com uma distância de 40 m entre cada SEV. A primeira SEV foi realizado em cima de um poço cujo perfil granulométrico e nível piezométrico são conhecidos (**Figura 3-6**), e foi posteriormente usado para interpretar os dados de resistividade aparente segundo um modelo de oito camadas.

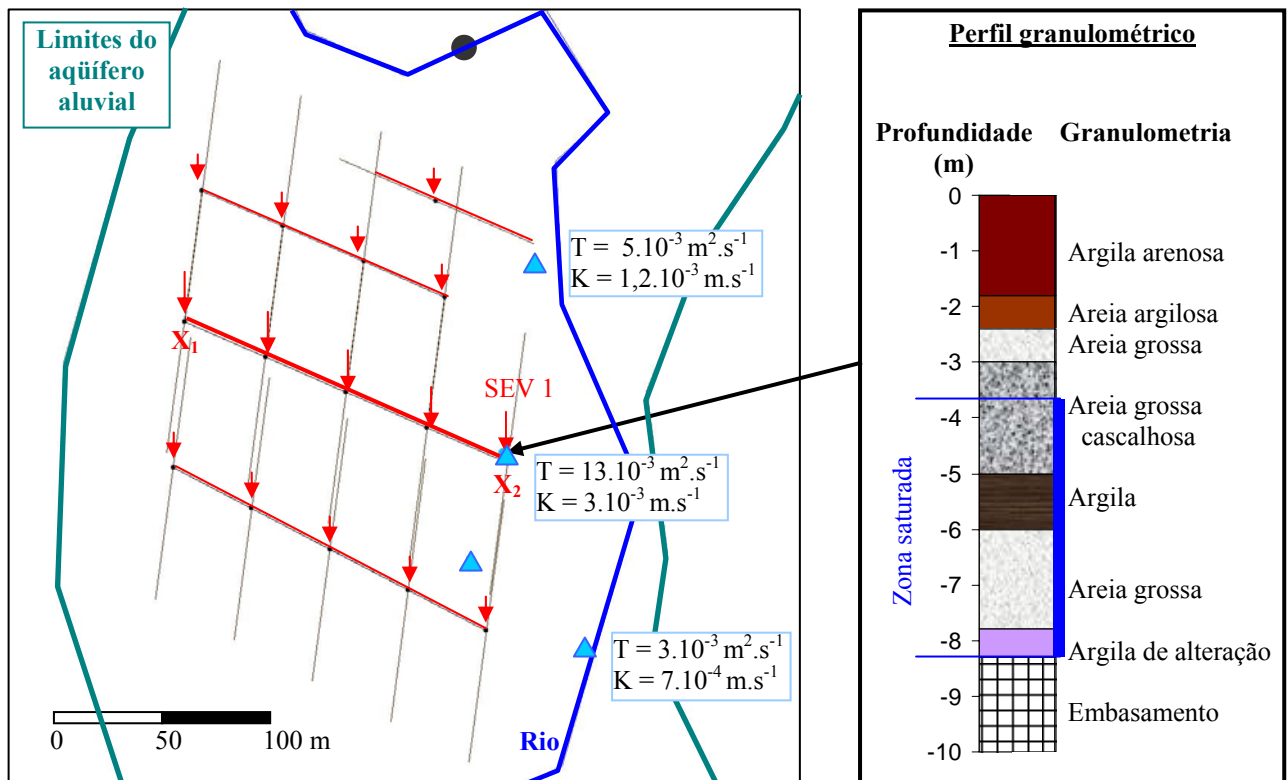


Figura 3-6: Mapa da área na localidade de São Bento onde foi realizado o estudo geofísico, com a localização dos perfis realizados (linhas vermelhas) incluindo X₁X₂ com SEVs (setas vermelhas), com a localização das sondagens (triângulos azuis) com os respectivos parâmetros hidrogeológicos (T,K) e o perfil granulométrico vertical.

Com um modelo de interpretação conforme o perfil granulométrico e a área saturada, os dados da primeira SEV mostram que a precisão com oito camadas (erro de 3,2%) não foi melhor do que um modelo com cinco camadas (erro = 2,1%). Assim, não foi possível distinguir as diferentes camadas na área saturada. Particularmente, não foi possível distinguir a camada sedimentar da camada alterada (ambas saturadas).

O melhor ajuste foi obtido com um modelo de cinco camadas (**Figura 3-7**) e permitiu distinguir:

- a área não saturada (3 camadas) e a área saturada (1 camada)

$$Z_{\text{calculado}} = 3,67 \text{ m e } Z_{\text{medido}} = 3,7 \text{ m,}$$

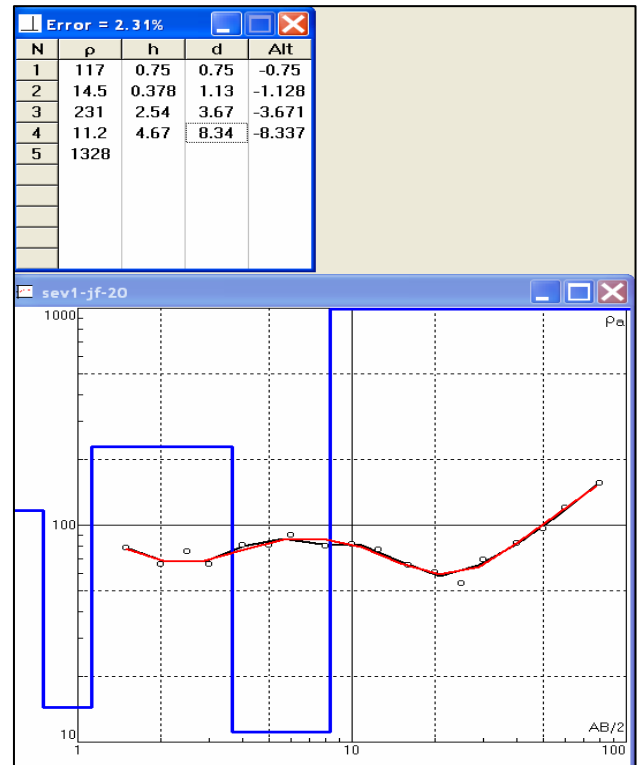
$$\rho (\text{área saturada}) \ll \rho (\text{área não saturada})$$

- a área saturada (pouco resistiva) e o embasamento cristalino, muito resistivo

$$Z_{\text{calculado}} = 8,34 \text{ m e } Z_{\text{medido}} = 8,3 \text{ m,}$$

$$\rho (\text{área não saturada}) \ll \rho (\text{embasamento})$$

Figura 3-7: Curva teórica da resistividade aparente após calagem no caso de um modelo de cinco camadas.



3.3.7.2.4. Resultados

Esta fase de calibração permitiu escolher, para a interpretação das outras SEVs, os valores de referência seguintes, fazendo a hipótese que a resistividade da área saturada não varia significativamente na zona de estudo:

- ρ (área saturada) = 11,2 Ωm
- ρ (embasamento) = 1328 Ωm

Considerou-se também que o nível piezométrico é constante em toda a seção da SEV (i.e. transversalmente ao rio).

A interpretação (**Figura 3-8**) segundo estas hipóteses conduz a supor uma zona profunda (curva 2) ao nível das SEVs 3 e 4, o que não está de acordo com as observações realizadas durante sondagens exploratórias em 2000. A hipótese da diminuição da resistividade da área não saturada foi testada, permanecendo dentro dos limites de resistividade propostas por **Astier, 1971**.

Esta hipótese implica na diminuição progressiva da profundidade do embasamento nas sondagens 3 a 5 e o aumento da espessura das camadas argilosas menos resistivas sem

aumento do erro entre ρ_{aparente} e ρ_{real} . Isto está em conformidade com as observações realizadas em 2000.

As curvas 1 e 2 mostram perfis subterrâneos muito diferentes. Entre diversas interpretações possíveis dos resultados das SEVs, foram necessários os dados das sondagens para escolher a interpretação correta.

As seções das SEVs 2 e 3 conduzam à mesma conclusão.

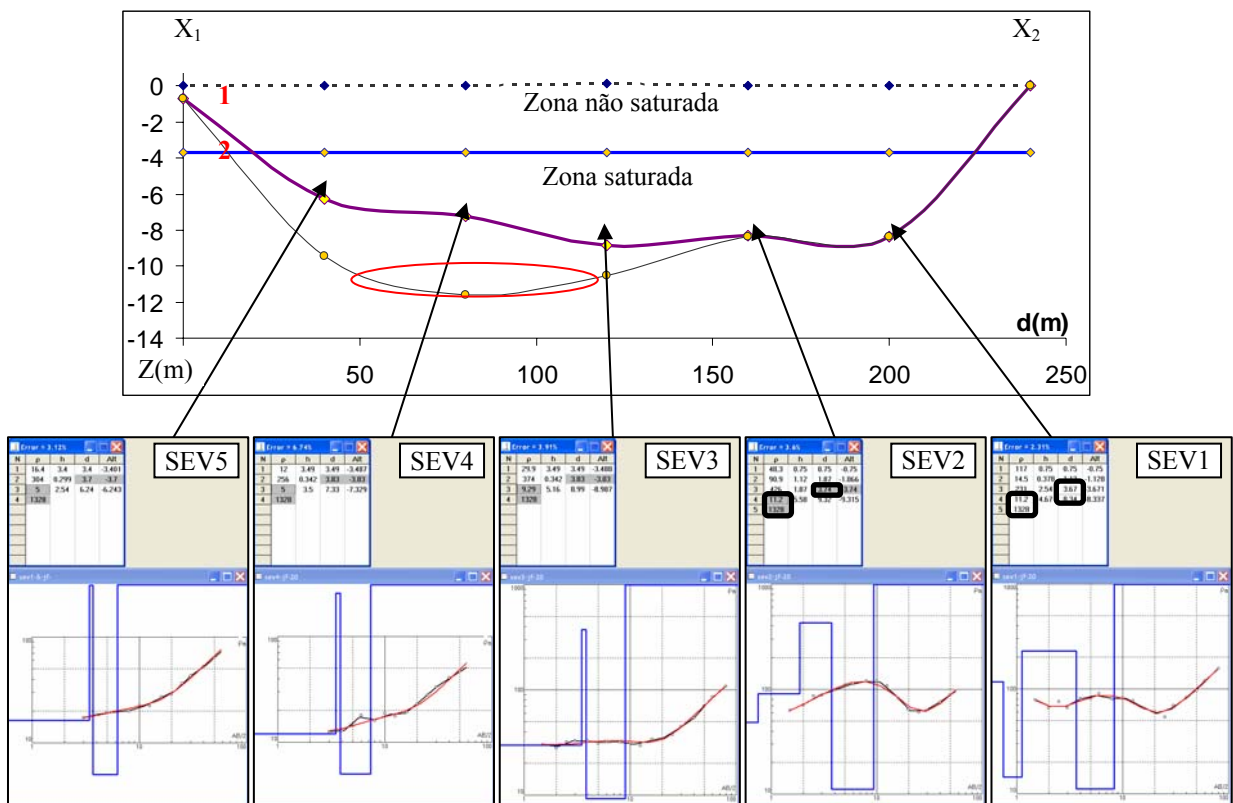


Figura 3-8: Resultados das SEVs ao longo de X_1X_2 , interpretação com resistividade variável da zona saturada e perfil X_1X_2 (curva 1). A curva 2, obtida usando uma resistividade constante da zona saturada para a interpretação das SEVs, apresenta profundidades elevadas do embasamento (ponto cercado de vermelho na curva 2) que não são plausíveis conforme as tradagens realizadas.

3.3.7.2.5. Conclusão

Assim, para a área de estudo, o uso de SEVs permitiu distinguir os três níveis principais (zona saturada, zona não saturada, embasamento). Várias hipóteses de profundidade e resistividade real foram testadas e permitiram uma boa interpretação (i.e. com erro < 5%) das medidas de resistividade aparente mesmo no caso de hipóteses que não correspondem à realidade física (embasamento muito profundo).

Não foi possível escolher dentro destas hipóteses sem recorrer às observações coletadas nas três sondagens exploratórias. A heterogeneidade elevada do aquífero, tanto em termos de granulometria quanto de salinidade, dificulta a extrapolação e necessita de numerosas sondagens para calibração local dos valores de resistividade, como observado por **Martins, 2007** em outro aquífero nesta região.

Nestas condições, este método geofísico não parece poder ser usado para campanhas exploratórias em aquíferos aluviais no Nordeste brasileiro semi-árido quando a geometria do aquífero não é conhecida.

3.3.7.3. Monitoramento hidrológico e da salinidade

Os níveis piezométricos e a condutividade elétrica de 20 piezômetros foram monitorados semanalmente na estação chuvosa e mensalmente na estação seca de 09/2000 até 12/2007. O dispositivo de monitoramento é apresentado na **Figura 4-2**.

4. .- DINÂMICA HIDROLÓGICA E DE SALINIDADE DO AQUÍFERO ALUVIAL

4.1. Introdução

Neste capítulo são apresentados os estudos e resultados sobre a dinâmica hidrológica e de salinidade do aquífero aluvial.

A primeira parte (4.2.) foca-se na dinâmica hidrológica e é baseada em dois artigos:

1) Burte, J., Coudrain, A., Frischkorn, H., Chaffaut, I., Kosuth, P., 2005. Human impacts on components of hydrological balance in an alluvial aquifer in the semiarid Northeast, Brazil. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, 50, 95-110.

2) Ribeiro Lima, C.H., Frischkorn, H., Burte, J., 2007. Avaliação da Interação Rio-Aquífero a Partir de Dados Experimentais e de um Modelo Analítico. *RBRH (Revista Brasileira de recursos Hídricos)*.

A segunda parte foca-se na dinâmica de salinidade (4.3.) e num modelo de balanço de massa (4.4.) e é baseada num artigo em fase de redação.

Por fim, em 4.5., um modelo espacializado aplicado num trecho piloto permite testar hipóteses de funcionamento do aquífero.

4.2. Dinâmica hidrológica do aquífero aluvial

4.2.1. Impactos antrópicos nos componentes do balanço hidrológico num aquífero aluvial no Nordeste semi-árido (Burte et al., 2005)

4.2.1.1. Resumos

4.2.1.1.1. Resumo em português

A exploração de um aquífero aluvial (2.10^6 m^3) associado a um rio não perene desenvolveu-se a partir de 1998 no Vale do Forquilha (Quixeramobim, Estado do Ceará) a título de experiência. Para este fim, 165 poços tubulares foram construídos ao longo dos 23 km do vale para abastecer 500 famílias e propriedades agrícolas. Os monitoramentos piezométricos e hidroquímicos mensais (2000-2003) mostram variações sazonais do volume de água armazenado no aquífero (~35%) e da condutividade média das águas ($800\text{-}1200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). Um modelo hidrogeológico conceitual foi desenvolvido. A análise dos dados e das simulações evidencia que a recarga do aquífero vem essencialmente das contribuições do rio durante a estação chuvosa e é da ordem de 1% da precipitação na bacia hidrográfica (195 km^2). Os bombeamentos são a origem de um acréscimo da recarga de 30 a 60%. O modelo permite propor cenários de exploração sustentável na bacia hidrográfica. Assim, para o período 1970-1988, simulações mostram que teria sido possível manter culturas irrigadas em 75 ha durante 80% do tempo. Durante os 20% complementares, com nível de água baixo demais, os agricultores teriam sido obrigados a diminuir as superfícies irrigadas.

Palavras chaves: aquífero aluvial; Brasil; exploração; modelagem; Nordeste; recarga; semi-árido.

4.2.1.1.2. Resumo em inglês

Human impacts on components of hydrological balance in an alluvial aquifer in the semiarid Northeast, Brazil

The exploitation of an alluvial aquifer ($2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) has been developed since 1998 in the Forquilha Valley (Quixeramobim, State of Ceará). For this purpose, 165 wells were drilled along the 23 km of the valley that supplies 500 families and their farms. Monthly monitoring of piezometric and electrical conductivity (2000–2003) shows seasonal variations in the water volume (35%) and in the mean value of electric conductivity ($800\text{--}1200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$). A conceptual hydrogeological model was developed. Analysis of the data and simulations highlights that the recharge of the aquifer is mainly due to infiltration from the river in the rainy season, which is of the order of 1% of the rain over the catchment area (195 km^2). The abstractions increase the recharge between 30 and 60%. The model makes it possible to propose scenarios of sustainable exploitation of the water resource in the catchment. For the period between 1970 and 1988, other simulations show that it would have been possible to maintain irrigated cultures on 75 ha for 80% of the time. During the remaining 20%, the water level is too low, and farmers would have to reduce the irrigated area.

Key words alluvial aquifer; Brazil; exploitation; modeling; Nordeste; recharge; semiarid.

4.2.1.2. Introdução

O Nordeste brasileiro semi-árido tem uma estação chuvosa concentrada em três meses, de fevereiro a abril. Os rios são intermitentes e o déficit pluviométrico (evapotranspiração potencial menos precipitação) anual médio é da ordem de 1200 mm. Por conseguinte, existe uma limitação climática forte sobre o desenvolvimento das atividades agrícolas (**Leprun et al., 1995**).

Para responder as necessidades hídricas do Nordeste, as políticas públicas foram concentradas principalmente na construção de açudes e barragens cuja eficácia permanece insuficiente (**Molle, 1994**)

O polígono das secas que cobre cerca de 950 000 km² é localizado principalmente no embasamento cristalino maciço cujas águas subterrâneas são dificilmente exploráveis por causa da alta salinidade, da necessidade de perfurações de poços profundos com baixa taxa de sucesso e com vazões geralmente inferiores a 1 m³ h⁻¹.

A exploração dos aquíferos aluviais parece ser uma alternativa interessante para o desenvolvimento local, possível a baixo custo (perfurações manuais), e podendo fornecer uma água de qualidade adequada a uma população tradicionalmente concentrada ao longo dos rios.

Desde 1998, o Município de Quixeramobim (**Figura 4-1**) colocou de forma experimental à disposição das populações rurais uma técnica manual de perfuração de poços rasos em aluviões. O desenvolvimento do uso deste novo recurso perturbou os costumes locais e levou à criação de novas formas de renda (fruticultura e horticultura), mas também levou a uma situação próxima da superexploração do aquífero.

Este capítulo apresenta os resultados do monitoramento realizado desde 2000 e de uma modelagem integrando vários cenários de exploração baseados nos dados de 20 anos de precipitação.

4.2.1.3. Descrição da área de estudo

A bacia do Riacho Forquilha, localizada no embasamento cristalino, tem uma área de 195 km², até a passagem molhada da Veneza, de 221 km², até Campinas.

O índice de compacidade elevado (valor de 1,55) é característica da forma da bacia hidrográfica em espinha de peixe (**Figura 4-2**). Vários reservatórios existem na bacia.

4.2.1.4. Dados

A população da bacia do Forquilha é de cerca de 700 famílias (**Burte, 1998**), em maioria composta de pequenos agricultores familiares com pequenas propriedades (1–2 ha). 90% da população é localizada numa área de cerca de 30 km² ao longo do leito do Riacho Forquilha.

Os dados pluviométricos são de três pluviômetros (estações Manitoba, Quixeramobim e São Miguel) da rede da SUDENE (Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste) aos quais foram juntados, desde 2001, dois pluviômetros, localizados na bacia, nas comunidades de São Bento e Forquilha (**Figura 4-1 e Figura 4-2**).

A série pluviométrica da estação Manitoba registrada de 1970 a 1988, usada para as simulações, mostra uma pluviometria anual média de 670 mm.

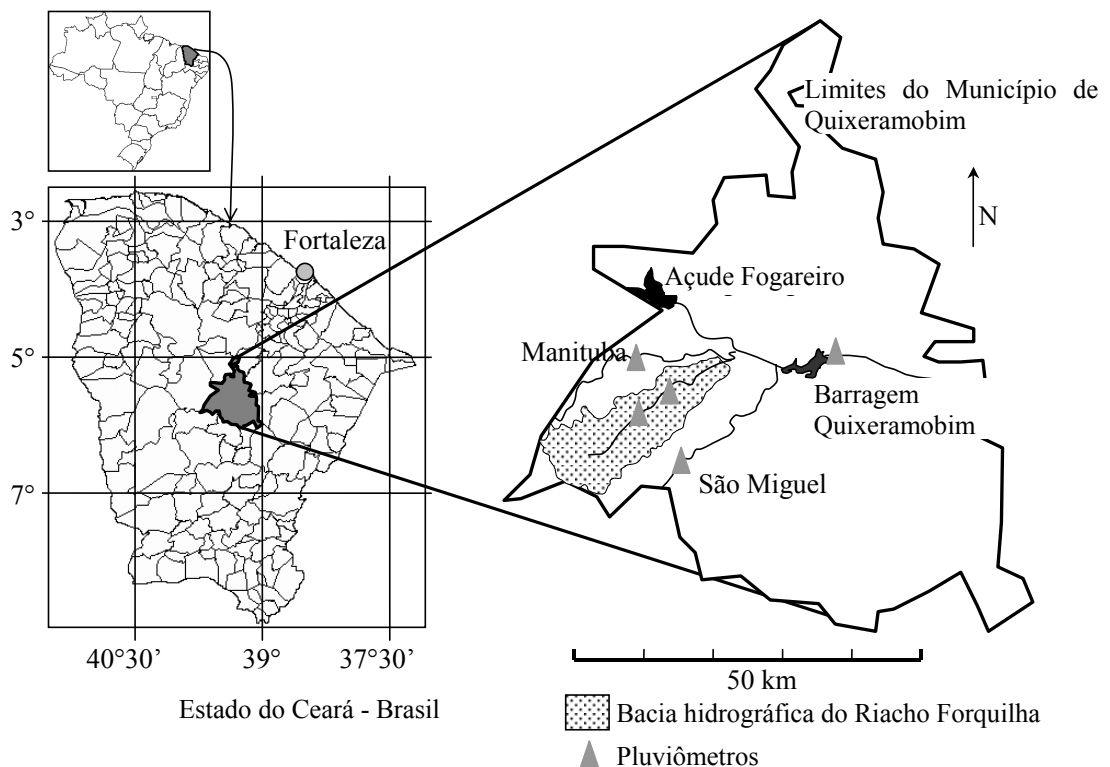


Figura 4-1: Localização do Vale do Forquilha, Município de Quixeramobim (Ceará, Brasil).

4.2.1.4.1. Estudo hidrológico

O estudo hidrológico realizado em 165 pequenas bacias hidrográficas do Sertão Central (**Molle & Cadier, 1992, Cadier, 1993**) evidenciou as relações entre os eventos chuvosos e os escoamentos superficiais na região.

Os coeficientes de escoamento são da ordem de 0,1 para as precipitações fracas e atingem 0,3 para precipitações excepcionais (período de retorno maior do que 20 anos).

A partir deste estudo e conhecendo as precipitações no Forquilha, a soma dos escoamentos não perenes no riacho Forquilha é avaliada em 50 a 80 mm.

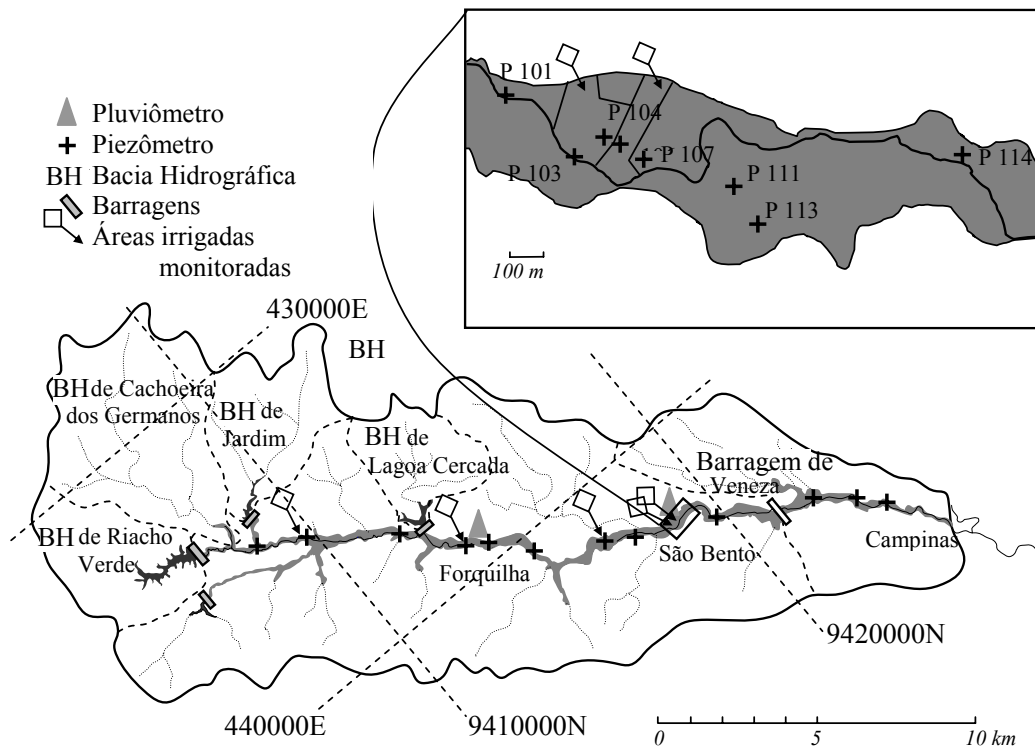


Figura 4-2: Mapa da bacia hidrográfica do Riacho Forquilha, confeccionada a partir de imagem de Satélite LANDSAT, com resolução de 30 m (Miranda & Coutinho, 2004) e do mapa na escala 1:100 000 (IPLANCE, 1998); coordenadas UTM. Área da bacia hidrográfica até a passagem molhada da Veneza: 195 km² e até Campinas: 221 km².

4.2.1.4.2. Extensão espacial do aquífero aluvial

A extensão espacial do aquífero aluvial foi mapeada a partir de fotografias aéreas na escala 1:25.000 (Burte & Schrader, 1999, Burte, 2002). A área (S_{all}) do aquífero aluvial é avaliada em 5,7 km² ($\pm 5\%$) para uma largura média (ℓ) de 250 m e um eixo principal (L) de 23 km de comprimento.

Um nivelamento piezométrico realizado com nível topográfico permitiu estimar o valor médio do gradiente hidráulico longitudinal $\bar{i}_L = 2,1\%$. A profundidade média dos 165 poços escavados até o embasamento em todo o vale é de 6,8 m (desvio padrão de 1,4 m) e a

altura saturada média das aluviões \bar{H}_{sat} é de 4,0 m no fim da estação chuvosa (desvio padrão de 1,2 m).

O aquífero aluvial é caracterizado por uma grande heterogeneidade litológica, alternando horizontes cascalhosos e arenosos com lentes argilosas ou siltosas. Mesmo com esta forte heterogeneidade, uma porosidade eficaz média ($\bar{\rho}_e$) foi estimada em 10% a partir de análises granulométricas (curvas de referência) e de testes de bombeamento realizados em 3 poços (segundo a metodologia de Jacobs-Theis).

O volume de referência de água no aquífero (V_{sat}), considerado em fim da estação chuvosa e após o fim dos escoamentos no rio, é estimado, em primeira aproximação, em:

$$V_{\text{sat}} = S_{\text{all}} \times \bar{H}_{\text{sat}} \times \bar{\rho}_e = 2,29 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \quad (1)$$

4.2.1.4.3. Nível de água e condutividade elétrica

O nível de água h e a condutividade elétrica CE foram medidos em 20 poços piezômetros nivelados, (**Figura 4-2**) de setembro 2000 a dezembro 2003, com uma frequência mensal durante a estação seca e mensal a semanal, durante a estação chuvosa.

A escolha destes piezômetros dentro dos disponíveis foi feita, de um lado, para ter uma representatividade do aquífero todo e, do outro lado, para caracterizar de forma mais afinada as interações rio-aquífero e bombeamentos/aquífero na área de São Bento.

O abastecimento de água das comunidades e dos rebanhos e a irrigação são os três principais usos da água subterrânea no Vale. O consumo das vilas, conhecido através dos medidores de consumo individuais, apresenta menos de 5% do consumo total de água. Portanto, 95% dos volumes de água bombeados no aquífero são destinados à irrigação. A estimativa dos volumes bombeados foi realizada cada ano a partir de uma campanha de medição e de coleta de informações num mês de referência, que permite estimar a área total irrigada e o consumo real deste mês a partir das necessidades hídricas das culturas e das contas de energia dos agricultores.

Os volumes bombeados para os outros meses do ano foram estimados a partir daquela do mês de referência, corrigida pela evolução mensal das áreas irrigadas. Esta, por

sua vez, é determinada pelo monitoramento mensal de 5 áreas de referência (de 1 a 3 ha) onde culturas e práticas agrícolas são representativas daquelas praticas no Vale. **(Figura 4-2)**.

O consumo de água das culturas irrigadas foi calculado levando em conta vários fatores:

- i. O tipo de cultura praticado;
- ii. A necessidade hídrica, que depende do déficit pluviométrico anual (ETP – P);
- iii. A eficaz dos sistemas de irrigação. As perdas por evaporação são de 5% até 10% do volume distribuído no caso de irrigação localizada, e de 20 até 40% no caso de aspersão convencional **(Keller & Bliesner, 1990, Marouelli et al., 2003)**. Após experimentações realizadas em 4 áreas entre 1998 e 2001, os valores de bombeamento efetivo por área unitária foram estimados em 1,05 (localizada) e 1,3 (aspersão) vezes a ETP. As medições de consumo real realizadas nas áreas pilotos mostraram que o erro destas estimativas é inferior a 20%;
- iv. A quantidade de água disponível no solo para as culturas, levando em conta uma reserva útil (RU) de 100 mm (correspondendo a uma porosidade de 10% e uma profundidade de enraizamento de 1 m).

A partir do conhecimento adquirido do ambiente (necessidades efetivas das culturas e práticas agrícolas), a incerteza sobre os volumes bombeados é estimada como inferior a 20%.

4.2.1.4.4. Variações temporais dos bombeamentos

As campanhas de monitoramento das culturas permitiram evidenciar um aumento da área irrigada máxima anual da ordem de 50% entre 2001 e 2003 **(Figura 4-3)**. Num ciclo anual, observa-se uma redução das áreas irrigadas na estação seca. A partir de áreas piloto, foi estimada esta redução em 53% em 2001, ano particularmente deficitário do ponto de vista pluviométrico **(Tabela 4-1)**.

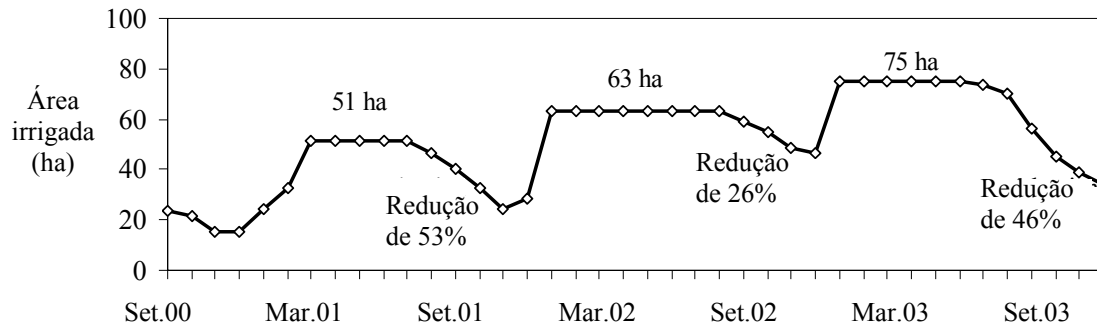


Figura 4-3: Evolução da área total irrigada no Vale entre Janeiro 2001 e Dezembro de 2003 (a partir de dados observados em 20 áreas monitoradas).

Tabela 4-1: Comparação de termos hidrológicos de três anos de medidas: duração da estação chuvosa, volume (V) e condutividade da água (CE) no aquífero aluvial (média de 20 piezômetros monitorados).

Ano	P (mm)	Duração (meses):			V (10^6 m^3)		CE ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	
		Estação chuvosa	Estação seca	Escoamentos no rio	Média	Min.	Média	Max.
2000–2001	546	5	6	0.25	1.92	1.51	1153	1319
2001–2002	1040	8	6	7.5	2.21	1.80	948	1149
2002–2003	680	6	6	5.5	2.10	1.72	973	1098
Média (1970–1988)	670	5	7	-	-	-	-	-

4.2.1.5. Dinâmica do aquífero

4.2.1.5.1. Variações sazonais do volume do aquífero

Para os três anos de observação, o volume de água no aquífero diminui durante a estação seca (**Figura 4-4 e Tabela 4-1**). Esta diminuição é estimada em $7,8 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ em 2001 (ano pouco chuvoso), em $4,9 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ em 2002 (ano muito chuvoso) e por fim em $5,7 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ em 2003.

Em 2001, o rebaixamento do nível do lençol aluvial, maior do que em 2000, é ligado ao aumento das áreas irrigadas de 51 a 63 ha. No fim de 2002, o rebaixamento é menor mesmo com o aumento das áreas irrigadas de 63 a 75 ha. Isto é devido, de um lado, a uma estação chuvosa mais longa e, do outro lado, ao abastecimento do aquífero pelas infiltrações do açude de Lagoa Cercada (enchimento em março 2002). O que suporta esta hipótese é que

os piezômetros localizados nos 3 km a jusante do açude não apresentam rebaixamento de nível de água em 2002 e 2003 enquanto apresentaram em 2000 e 2001.

Para os três anos de monitoramento, observa-se que o volume de água no aquífero atingiu (e até ultrapassou o volume de referência). Precipitações fracas provocam uma recarga fraca do aquífero (dez.2000 - fev.2001); escoamentos importantes no rio e recarga rápida do aquífero são oriundos de precipitações mensais maiores do que 100 mm (jan 2002 e mar 2003).

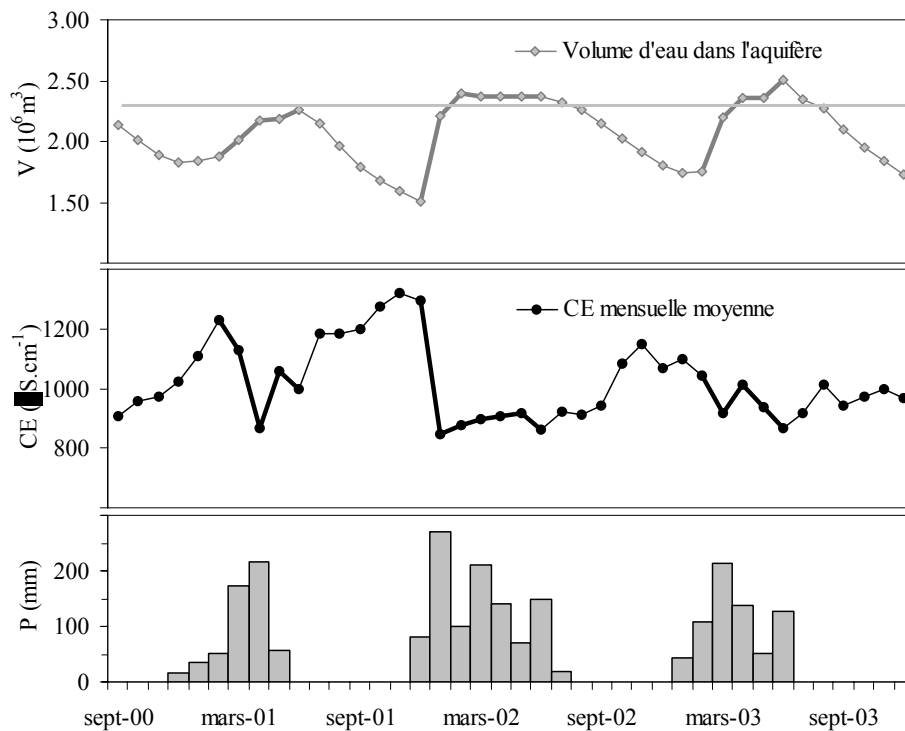


Figura 4-4: Evolução do volume médio de água no aquífero (linha cinza = volume de referência), da condutividade elétrica (média de 20 piezômetros) e pluviometria mensal registrada no posto da Manituba.

4.2.1.5.2. Evolução espacial e intra-anual da salinidade do aquífero

Uma campanha de medições da condutividade elétrica (CE) foi realizada em 15 de março de 2001 em 165 piezômetros. O valor médio de CE é de $916 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ com desvio padrão de $245 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. A heterogeneidade das águas do aquífero em termos de CE é grande. Não tem estruturação espacial na escala do aquífero (nem longitudinal nem transversal).

Medições mensais também foram realizadas em 20 piezômetros de referência de setembro de 2000 até dezembro de 2003 (**Figura 4-4**). Na estação chuvosa, observa-se geralmente a diminuição da CE das águas do aquífero e a elevação do nível piezométrico. Durante a estação seca, o nível piezométrico baixa e a CE aumenta.

Este aumento da CE foi observado tanto em áreas cultivadas quanto não cultivadas o que descarta a possibilidade de uma origem por poluição agrícola.

4.2.1.5.3. Evolução interanual da CE

A CE do aquífero apresenta uma variação interanual (**Tabela 4-1**), que pode ser relacionada com as condições hidrológicas (**Figura 4-4**). Para o ano 2003, a CE mais baixa é uma consequência do ano anterior particularmente chuvoso. Com efeito, os açudes, cheios em 2002, interceptaram somente uma pequena parte do escoamento na área da bacia que elas controlam, o resto sendo escoado para o riacho Forquilha, permitindo, portanto, a recarga do aquífero. Por outro lado, o aquífero deve ter sido beneficiado por uma lixiviação maior das águas de CE elevada durante o ano 2002 e um reabastecimento com águas de CE baixa em 2003 provenientes dos escoamentos no riacho.

4.2.1.5.4. Mecanismo de recarga do aquífero

Estudos realizados sobre os aquíferos aluviais no Nordeste brasileiro (**Montenegro et al., 2001, Santiago et al., 2001**) e outras regiões semi-áridas (**Rains & Mount, 2002**) evidenciaram o mecanismo preferencial de recarga a partir do leito do riacho para as áreas do aquífero localizadas a menos de 500 m do rio.

Para estudar o mecanismo de recarga do aquífero aluvial, medições foram realizadas em 2003 em oito piezômetros da localidade de São Bento (**Figura 4-2**) localizados a menos de 170 m do rio (**Tabela 4-2, Figura 4-5 e Figura 4-6**).

De 18/02 até 16/03, mesmo com precipitações importantes (total de 165 mm) na área estudada, o leito do riacho permaneceu seco (sem escoamentos significativos). A elevação dos níveis piezométricos, mesmo significativa, é fraca, em particular para os piezômetros mais

afastados do leito do riacho (P111 e P113). Não teve também variações importantes da CE (**Figura 4-6**). Isto sugere que não houve recarga direta do lençol a partir da zona não saturada.

A primeira cheia ocorre em 18/03 após um evento chuvoso intenso em 17/03 localizado a montante da área de estudo (nenhuma precipitação local registrada). Esta cheia provocou uma elevação do nível piezométrico muito forte perto do leito do riacho (P101, P103 e P107), significativa a uma distância maior (P104, P106) e desprezível nas áreas mais afastadas (P111 e P113). Observa-se também uma queda das condutividades nos piezômetros localizados perto do leito do rio (P101, P107 e, de forma menos significativa, P103). Estas observações sugerem a infiltração no aquífero das águas do riacho cuja CE é baixa (200–300 $\mu\text{S cm}^{-1}$).

As medições realizadas em 26/03 mostram uma elevação do nível piezométrico até 170 m do riacho (P113). Isto é conforme a hipótese de uma recarga contínua a partir do riacho que correu sem interrupção desde 18/03.

Tabela 4-2: Características dos piezômetros instalados na área piloto de São Bento (Figura 4-2**). A altura de água de referência é medida no fim da estação chuvosa, após o fim do escoamento no rio (18/06/2001).**

Identificação do piezômetro	101	103	114	107	104	106	111	113	Média
Distância ao rio (m)	0	5	10	30	90	90	90	170	-
Profundidade do poço (m)	5,4	8,4	9,9	7,3	7,3	7,6	7,2	8,3	7,70
Altura de água de referência H_{sat} (m)	4,5	5,0	6,2	3,3	3,7	4,6	4,9	4,6	4,64
	3	7	4	2	0	3	6	3	

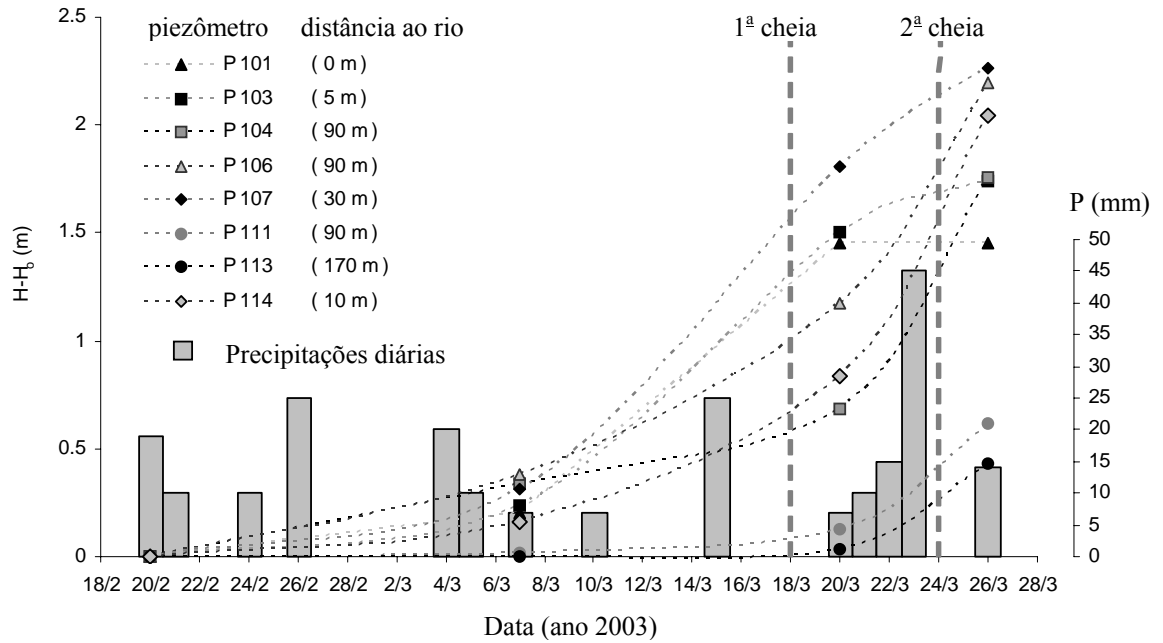


Figura 4-5: Evolução dos níveis piezométricos (H) de 20/02/2003 (início da estação chuvosa) até 26/03/2003 com relação ao nível do 20/02/2003 (H_0) para diferentes piezômetros localizados em distâncias de 0 a 170 m do riacho e precipitações diárias registradas em São Bento.

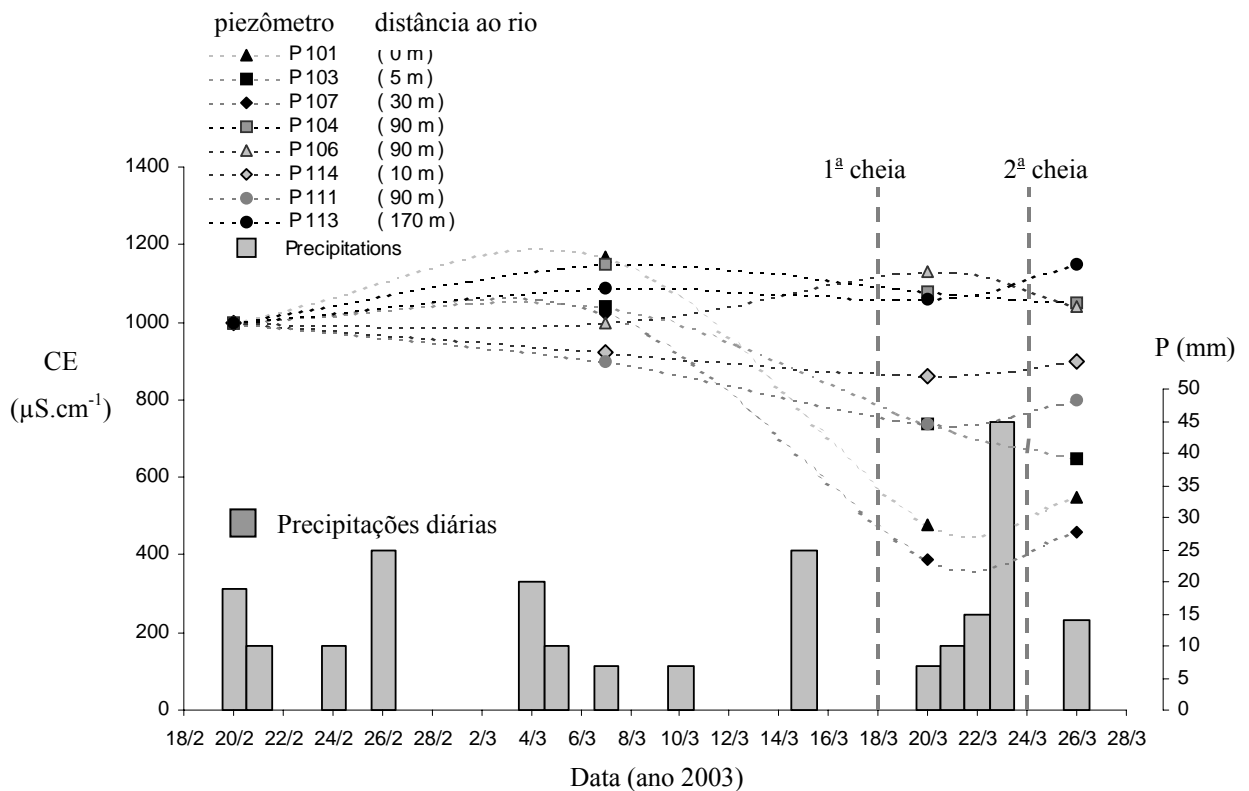


Figura 4-6: Evolução da CE nos piezômetros na comunidade de São Bento com relação ao valor em 20/02 CE normalizada em $1000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

4.2.1.6. Modelagem

Evidentemente, neste ambiente físico, a intensidade horária das chuvas é muito importante na geração de escoamentos e na infiltração. Entretanto, os dados disponíveis (níveis e precipitações) são mensais.

Um modelo conceitual de dois reservatórios foi desenvolvido ao passo de tempo mensal (**Figura 4-7**). O reservatório superior (S) corresponde à parte do aquífero aluvial suscetível de ser drenada para o riacho. O reservatório inferior (I) tem uma espessura de 4,0 m (H_{sat}) e um volume máximo de água de $2,29 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ (V_{sat}). O volume de água no aquífero (reservatórios R_1 e R_2) no mês x é calculado pela equação:

$$V(x) = V(x-1) - E(x) - V_P(x) + I_{LC}(x) - E_S(x) + I(x) - D(x) \quad (4-1)$$

em que $V(x)$ é o volume de água no aquífero no fim do mês x , $E(x)$ é o volume evaporado durante o mês x , $V_P(x)$ é o volume bombeado durante o mês x , $I_{LC}(x)$ é o volume infiltrado a partir do açude de Lagoa Cercada (**Figura 4-2**) durante o mês x , $E_S(x)$ é o volume escoado a jusante de Campinas durante o mês x , $I(x)$ é o volume infiltrado do rio para o aquífero durante o mês x e $D(x)$ é o volume drenado do aquífero para o rio durante o mês x .

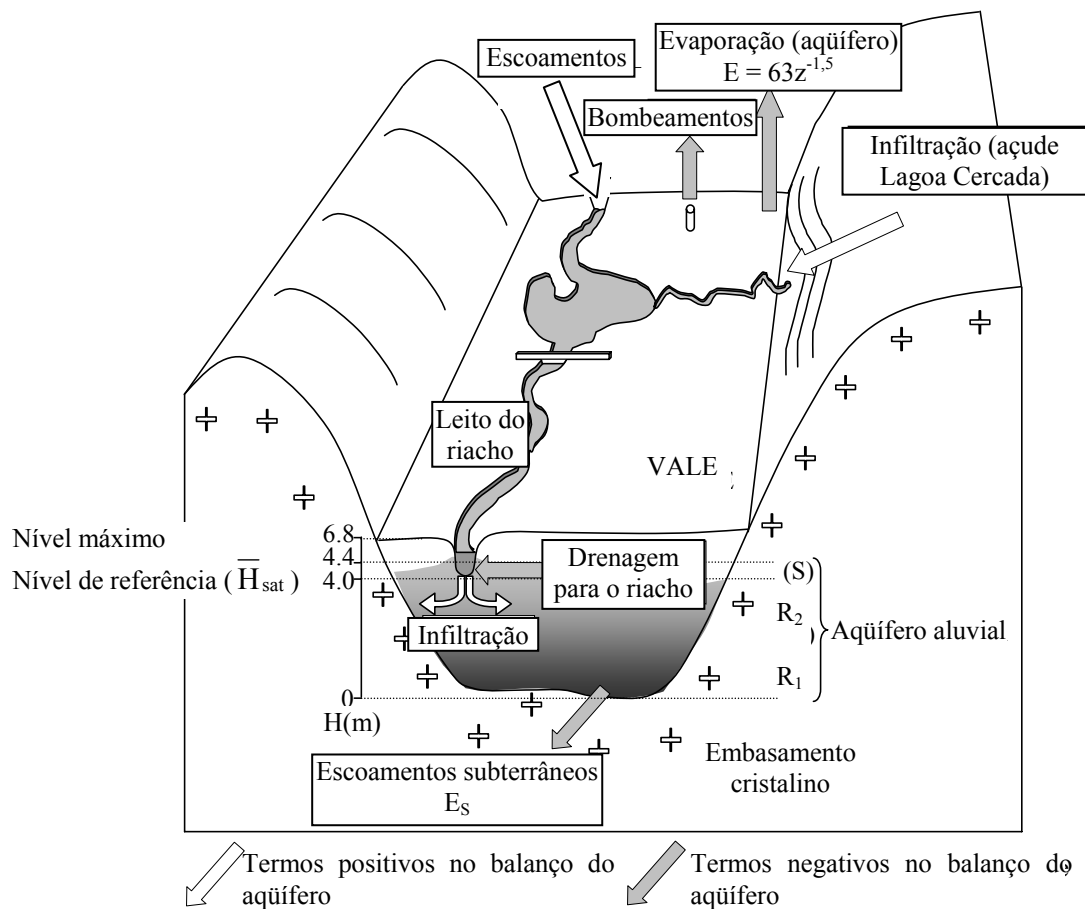


Figura 4-7: Esquema simplificado dos principais fluxos do balanço hidrológico do aquífero aluvial, com os dois reservatórios S e I.

Em seguida são analisados os diferentes termos da equação (4-1):

– As perdas por evaporação (E) correspondem ao fluxo de evaporação a partir do aquífero. O fluxo anual em (mm) de evaporação de um aquífero em região árida através de um solo seco é função da profundidade z (m) da zona saturada e não depende do tipo de solo (Coudrain et al., 2003). Ele segue a relação seguinte: $\bar{E} = 63z^{-1,5}$. Levando em conta a área do aquífero aluvial ($6 \cdot 10^6 \text{ m}^2$), o valor mensal do fluxo evaporativo é nulo na estação úmida e varia de $5 \cdot 10^4$ a $7 \cdot 10^4 \text{ m}^3$ na estação seca, de um ano ao outro.

– Os bombeamentos mensais foram avaliados independentemente para cada ano, a partir de uma campanha anual de medição realizada durante o mês de referência ($V_p(x_{sat})$).

– Os bombeamentos mensais dos outros meses do mesmo ano $V_p(x)$, $1 \leq x \leq 12$, são calculados com a equação: $V_p(x) = V_p(x_{ref}) \times [N(x)/N(x_{ref})] \times \eta$, em que $N(x)$ é a necessidade de irrigação do mês x , estimada pela diferença entre a evapotranspiração $ETP(x)$ e a precipitação $P(x)$ mais a umidade do solo $H_{solo}(x-1)$, ou seja: $N(x) = ETP(x) - P(x) + H_{solo}(x-1)$. Se este valor é negativo, ele é zerado. η é um fator traduzindo a limitação da capacidade de bombeamento ligada ao rebaixamento do nível de água do aquífero no mês x , que resulta em suspensão temporária dos bombeamentos. A partir das estimativas realizadas nas áreas de referência, $\eta(x)$ foi representado por uma função linear variando de 0 (para $V = V_{sat}$) a 0,75 (para $V = 10^6 m^3$). Se $V > V_{sat}$, $\eta = 0$.

As infiltrações a partir do açude da Lagoa Cercada foram estimadas por calibração no ano 2002. Para dar conta a evolução temporal de \bar{H} , foi necessário simular uma infiltração de $I_{LC} = 4.10^4 m^3/mês$ a partir desta data. Este valor corresponde a cerca de 0,5% do volume total do açude (estimado em $1,3.10^6 m^3$) e parece consistente mesmo se o modelo global não permite quantificar precisamente um tal flux entrando localmente.

Com a hipótese de um aquífero homogêneo, delimitado pelo embasamento impermeável, os escoamentos subterrâneos longitudinais $E_S(x)$ (m^3) foram estimados a partir do gradiente hidráulico \bar{i} :

$$E_S(x) = \bar{S} \times \bar{K} \times \bar{i} = \bar{\ell} \times \bar{H}_{sat} \times V(x)/V_{sat} \times \bar{K} \times \bar{i}$$

em que \bar{S} (m^2) é a seção média, \bar{K} ($m.s^{-1}$), a condutividade hidráulica média, $\bar{\ell}$ a largura média do aquífero aluvial, \bar{H}_{sat} é a altura média saturada dos aluviões no momento do fim dos escoamentos no leito do riacho, V_{sat} é o volume de referência de água no aquífero e $V(x)$ é o volume de água no aquífero no mês x .

A partir de 15 testes de bombeamento escalonados (**Burte & Schrader, 1999**), \bar{K} foi estimado em $1,8.10^{-3} m.s^{-1}$ ($\sigma = 0,8.10^{-3} m.s^{-1}$). Com $\bar{S} = 975 m^2$ ($\bar{H}_{sat} = 4,0 m$ e $\bar{\ell} = 250 m$) e $\bar{i} = 2,1\%$, os escoamentos subterrâneos são estimados em cerca de $9.10^3 m^3/mês$. As infiltrações de água no aquífero a partir do rio dependem do nível piezométrico do aquífero aluvial e dos escoamentos no rio.

Para os três anos considerados, 2001–2003, os valores das lâminas escoadas anuais L_a , calculadas segundo **Cadier, 1993**, são de 31, 158 e 42 mm, respectivamente. As lâminas escoadas mensais foram calculadas usando a razão da pluviometria do mês x pela pluviometria anual:

$$L(x) = L_a \cdot P(x) / P_a$$

A estimativa do volume escoado no riacho para o mês x é então $L(x)$ multiplicado pela área (A) da bacia até a Veneza (195 km², **Figura 4-2**).

Para traduzir a diminuição das infiltrações do rio para o aquífero quando o nível piezométrico aumenta, os valores de uma taxa de infiltração (β) foram determinados a partir de observações nos piezômetros (**Tabela 4-3**). O volume mensal infiltrado $I(x)$ é dado por: $I(x) = L(x) \cdot A \cdot \beta$.

Este modo de cálculo pode superestimar as lâminas escoadas durante o(s) primeiro(s) mês(es) da estação chuvosa.

A drenagem $D(x)$ do aquífero para o rio durante o mês x é levada em conta quando $V(x) > V_{sat}$ (**Figura 4-7**) e é estimado como uma fração γ de $V(x) - V_{sat}$ segundo:

$$D(x) = \gamma \cdot V(x-1) - E(x) - V_P(x) - E_S(x) + I_{LC}(x) + I(x) - V_{sat}$$

Apos calibração, foi escolhido $\gamma = 0,5$.

Tabela 4-3: Classes de taxa de infiltração segundo o enchimento do aquífero (100% de enchimento correspondem a V_{sat}).

% de enchimento do aquífero	Taxa de infiltração (β)
80	100%
90	90%
100	20%
103	10%
110	5%
130	0%

A equação 4.1 foi resolvida segundo um esquema explícito que calcula o valor de $V(x)$ a partir de $V(x-1)$. Um passo de cálculo de 15 dias foi testado e deu resultados similares aos obtidos com um passo de tempo de 1 mês. Este esquema parece razoavelmente estável para ser aceito nesta abordagem de modelagem simplificada.

4.2.1.7. Resultados da modelagem

Os volumes de recarga do aquífero calculados pela modelagem correspondem a cerca de 1% da lâmina anual precipitada na bacia e de 7 a 20% da lâmina escoada anualmente (**Tabela 4-4**).

Tabela 4-4: Precipitação anual, escoamento e infiltração calculados (lâmina e volume) no aquífero. Os valores em mm são dados com relação à superfície da bacia até a Veneza (195 km²).

Ano	Precipitação		Escoamento calculado		Infiltração calculada	
	(mm)	(10 ⁶ m ³)	(mm)	(10 ⁶ m ³)	(mm)	(10 ⁶ m ³)
2001	546	106	30	5.9	6.0	1.5
2002	1040	203	157	30.6	11.1	2.3
2003	638	124	41	8.0	7.2	1.9

Os resultados da modelagem das variações mensais do volume de água no aquífero são próximas às observadas (**Figura 4-8 e Figura 4-9**). O coeficiente de correlação entre os valores medidos e observados é de $R^2 = 0,97$. O modelo mostra bem que os escoamentos no riacho entre 2001 e 2003 foram suficientes para assegurar a recarga completa do aquífero aluvial durante a estação chuvosa. O modelo desenvolvido permite simular diferentes cenários. Assim, a simulação das variações sazonais de nível de água sem bombeamentos mostra o que era esperado, amplitudes nitidamente menores sem do que com bombeamentos.

Considerando os três anos 2001–2003, os diferentes termos dos fluxos saindo do aquífero são, segundo o modelo, e por ordem decrescente de importância:

- a) os bombeamentos, com valores respectivos de 620 000, 770 000 e 780 000 m³, ou seja, 41, 33 e 41% dos fluxos saindo,
- b) os escoamentos subterrâneos (respectivamente 41, 32 e 35% nos três anos),

c) a drenagem do aquífero para o riacho (respectivamente 13, 33 e 20% nos três anos),

d) a evaporação a partir do aquífero, que corresponde a menos de 5% dos fluxos saindo.

Os bombeamentos são preponderantes nos anos hidrológicamente deficitários (2001 e 2003), enquanto a drenagem é dominante no ano muito chuvoso (2002).

Com o intuito de estudar a evolução do volume de água no aquífero em condições de pluviometria diferentes dos anos 2001-2003, simulações foram realizadas com a série pluviométrica disponível na estação Manitoba de 1970 até 1988 (dados SUDENE). Dois cenários de bombeamento pertinentes, permitindo assegurar a irrigação de no máximo 75 ha, foram considerados (**Figura 4-10**):

Cenário 1: as culturas são em maioria de ciclo curto (melão, tomate, pimentão), o que autoriza uma diminuição das áreas irrigadas e dos bombeamentos no fim da estação seca;

Cenário 2: as culturas de ciclo longo (banana, mamão, goiaba) são majoritárias, o que obriga os agricultores a continuar a irrigação mesmo com o nível de água baixa.

Qualquer que seja o cenário, observa-se uma tendência interanual de diminuição das reservas de água armazenadas no aquífero durante secas plurianuais (1979–1983).

A amplitude das variações sazonais do volume do aquífero é muito mais elevada para o cenário 2 (diminuição de 75% do volume de água no aquífero). A irrigação de 75 ha de forma contínua parece, portanto difícil.

O cenário 1 permite manter 75 ha irrigados durante 85% do tempo com uma diminuição do volume de água no aquífero inferior a 55%. Outras simulações com um objetivo de 200 ha foram realizadas. Elas mostraram uma perda de 94% da área irrigada no caso onde a seca estende-se em vários anos e leva a um esvaziamento forte do aquífero.

A modelagem evidencia a importância de uma gestão racional do calendário cultural das áreas irrigadas bem como das culturas a serem implantadas. No caso do cenário atual de 75 ha irrigados, parece possível manter a exploração do aquífero mesmo em caso de secas plurianuais, se 60% da área forem ocupados por culturas de ciclo curto que permitem parar a irrigação no fim da estação seca.

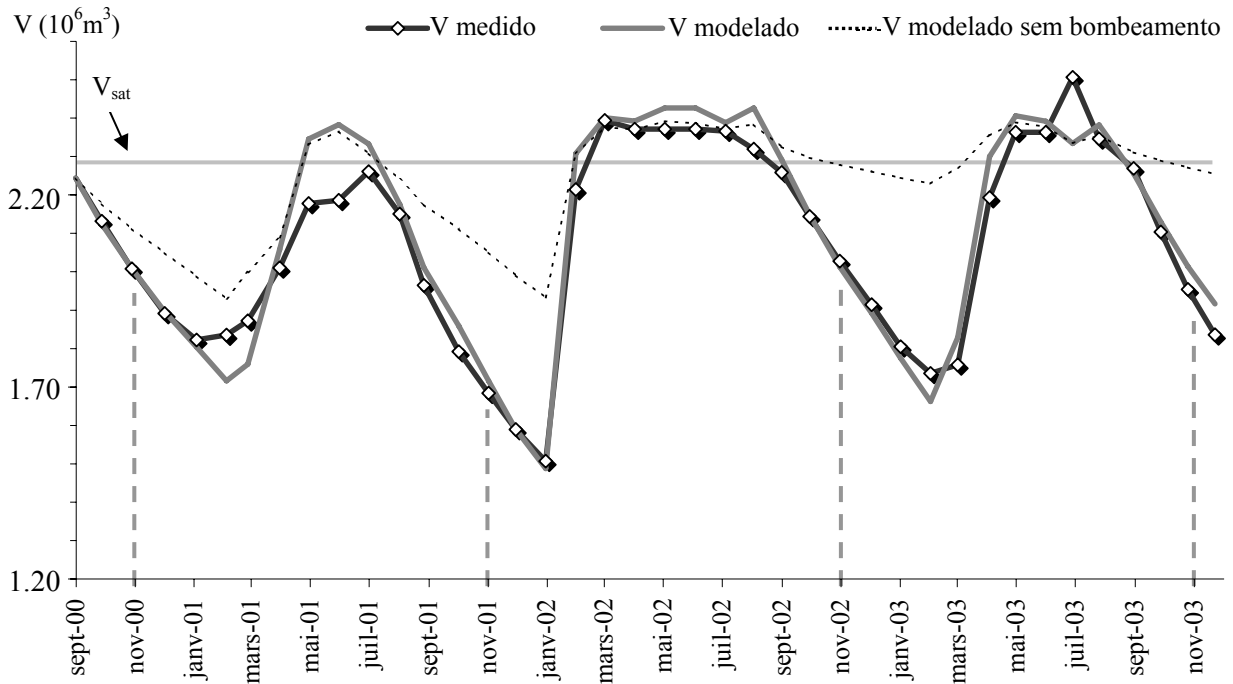


Figura 4-8: Evolução do volume de água no aquífero (a partir das observações piezométricas e a partir do modelo levando em conta os bombeamentos). Resultado da simulação com a hipótese "sem bombeamento" (linha pontilhada).

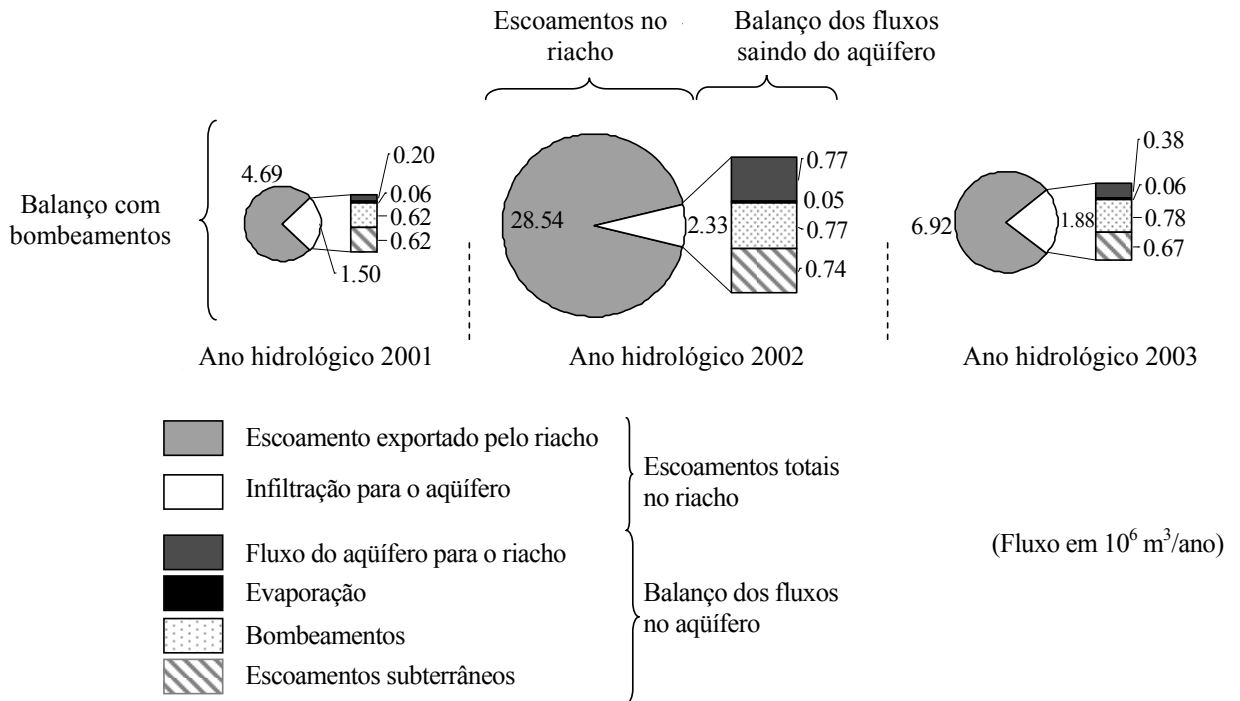


Figura 4-9: Comparação dos diferentes termos do balanço hidrológico (em $10^6 \text{ m}^3 \text{ ano}^{-1}$).

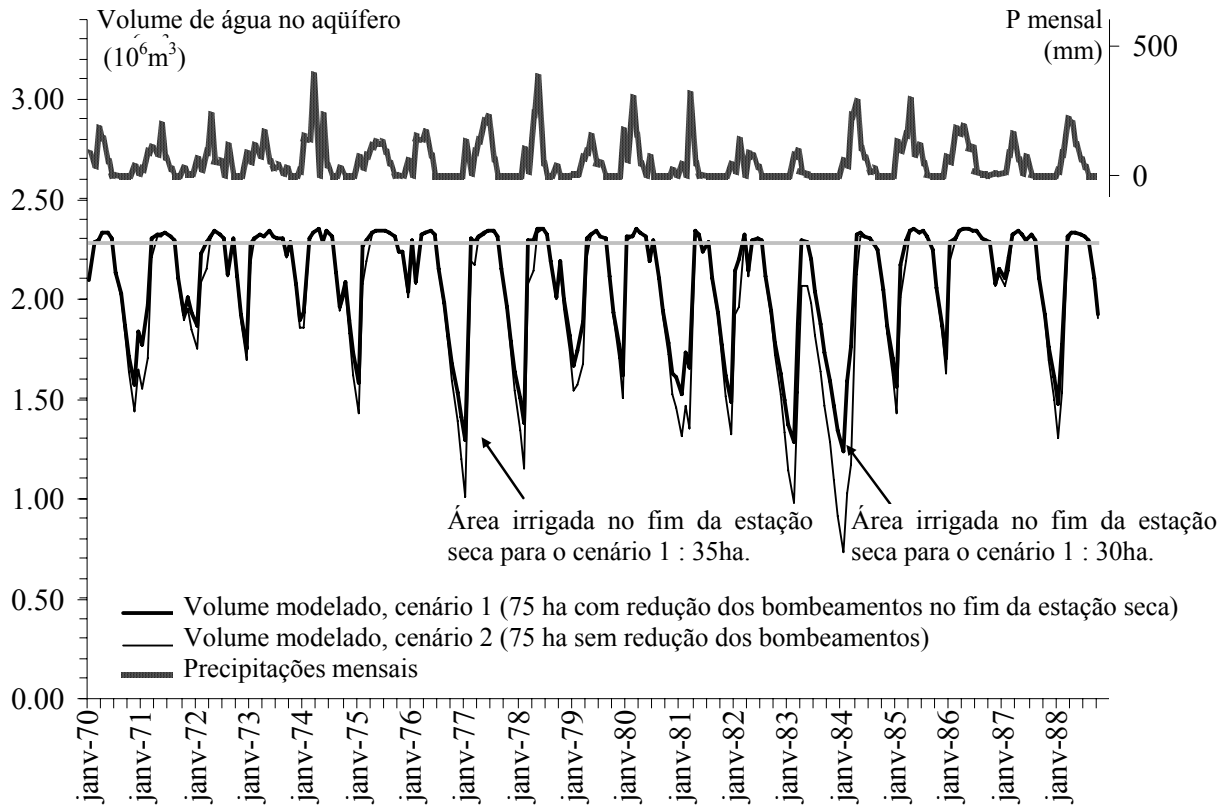


Figura 4-10: Volume de água simulado no aquífero a partir de dados pluviométricos da estação Manitoba de 1970 à 1988 para diferentes cenários de bombeamento e com um objetivo de 75 ha irrigados atingido quando o nível piezométrico o permite (cenário 1) ou forçado (cenário 2).

4.2.1.8. Conclusão

O aquífero aluvial no Vale do Forquilha é um recurso hídrico suficiente para manter áreas irrigadas e garantir o abastecimento humano e animal, mesmo durante secas plurianuais. Este novo recurso é, portanto fundamental para o desenvolvimento local.

Entretanto, é necessário adaptar os volumes bombeados, e conseqüentemente, o desenvolvimento das culturas irrigadas, às condições hidrológicas, hidrogeológicas e climáticas.

A simulação realizada numa série pluviométrica de 20 anos evidencia o impacto de secas plurianuais sobre a dinâmica do aquífero. A simulação de diversos cenários de bombeamento mostra que o aumento das áreas irrigadas deve ser limitado levando em conta

as capacidades do aquífero e a variabilidade climática, principalmente a ocorrência de secas plurianuais.

No caso do Forquilha, um cenário de aumento das áreas irrigadas de 75 para 200 ha foi testado e não parece recomendável tendo em vista suas conseqüências.

As fortes variações de salinidade intra e interanuais levantam a questão da evolução, em longo prazo, da salinidade da água no aquífero.

As infiltrações do açude Lagoa Cercada influenciaram fortemente na dinâmica hidrológica do aquífero aluvial durante a estação seca. Isto sugere que poderia ser interessante estudar a viabilidade de uma recarga artificial destes pequenos aquíferos aluviais, a partir de reservatórios localizados a montante. Uma gestão integrada do aquífero aluvial em conjunto com os outros recursos hídricos da bacia parece necessária e permitiria prevenir eventuais conflitos ligados aos usos múltiplos do recurso (água potável e conflitos entre irrigantes).

O passo de tempo mensal usado aqui é interessante porque permite a simulação de cenários plurianuais, mesmo com um dispositivo experimental relativamente sumário (**Dubois, 1988**). Para ultrapassar os limites ligados a esta abordagem, a aquisição de dados em frequência diária e o uso de um modelo espacializado devem permitir levar em conta, em particular, as precipitações de forte intensidade que são responsáveis pela maior parte dos escoamentos. Será também fundamental focar futuros protocolos de aquisição de dados sobre a recarga do aquífero.

A modelagem, mesmo simplificada, se mostra claramente como uma etapa indispensável na compreensão e na definição de estratégias de gestão adaptadas para os pequenos aquíferos aluviais, recursos hídricos vitais para as populações rurais no Nordeste brasileiro semi-árido.

4.2.2. Hidrodinâmica da relação rio-aquífero

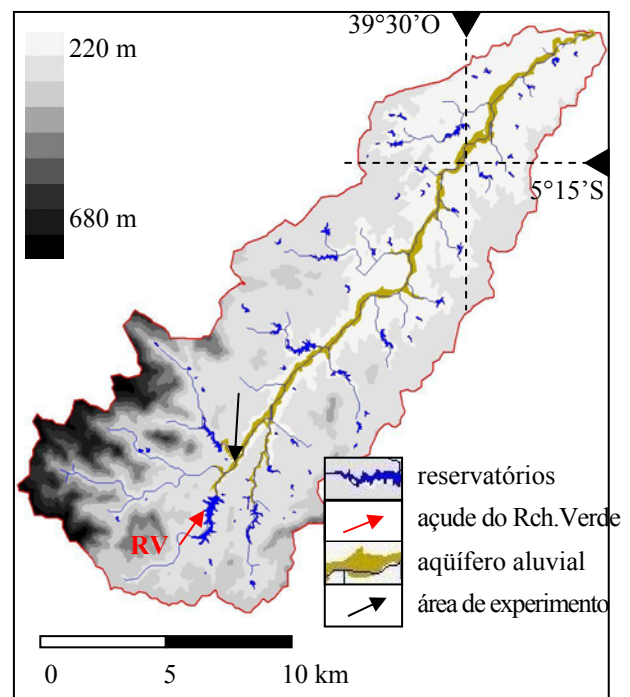
Para complementar as conclusões obtidas em **4.2.1.** no que refere às relações hidrodinâmicas entre o rio e o aquífero, foi acompanhado um estudo experimental e teórico da interação que ocorre num sistema rio-aquífero, de autores Carlos H. Ribeiro Lima, Horst

Frischkorn e Julien Burte (**Ribeiro Lima et al., 2007**). O artigo é apresentado, por extenso, no **Anexo 2**.

A parte experimental consistiu na liberação de um pulso de água do reservatório do Rch.Verde e na medição dos níveis de água no rio e no aquífero aluvial adjacente (**Figura 4-11**). O gradiente hidráulico entre ambos foi determinado, o que permitiu caracterizar os fluxos rio-aquífero e aquífero-rio nas diversas etapas do experimento.

A parte teórica consiste em analisar a interação rio-aquífero no regime transiente por meio de modelos especializados e a base física STLK1, desenvolvido por De Simone e Barlow do United States Geological Survey (USGS), e MODFLOW.

Figura 4-11: Localização da área de experimento para estudo das relações rio-aquífero.



O modelo analítico é usado então para estimar propriedades hidráulicas do aquífero, aquífero e da margem do rio, avaliar as condições hidrológicas no aquífero, estimar o fluxo de água no sistema rio-aquífero e o volume armazenado no aquífero resultante da onda de cheia. Os resultados de carga hidráulica e fluxo obtidos pelos dois modelos foram comparados e são semelhantes. As interações rio-aquífero permitem explicar a dinâmica observada.

Os resultados obtidos confirmam que os escoamentos no leito do rio constituem um mecanismo importante de recarga do aquífero aluvial.

4.3. Geoquímica e dinâmica de salinidade do aquífero aluvial

4.3.1. Introdução

A dinâmica de salinidade do aquífero aluvial influencia a sua exploração tanto para a irrigação (impacto sobre o solo e as culturas) quanto para os usos domésticos e o consumo, o que justifica estudá-la. O estudo da dinâmica de salinidade é, portanto, fundamental para avaliar os impactos da exploração do aquífero.

Na bacia do Forquilha, a salinidade das águas dos aquíferos aluviais ($\sim 0,7$ g/L) é intermediária entre aquela dos escoamentos superficiais ($\sim 0,2$ g/L) e aquela do embasamento cristalino (~ 2 g/L). De forma mais geral, isto é geralmente o caso em toda a área cristalina semi-árida (Audry & Suassuna, 1995, Sales Neto, 2002). Como os escoamentos superficiais são a principal fonte de recarga, estes valores de salinidade sugerem a existência de uma contribuição externa de sais. Porém, os estudos regionais que procuraram explicar a origem da salinidade das águas das águas subterrâneas no Nordeste brasileiro semi-árido não são conclusivos: as relações entre os diferentes corpos hidrológicos (açudes, solos, aquífero aluvial, aquífero cristalino) não são sempre claras.

Identificar as origens da salinidade da água e os principais fatores que governam a sua dinâmica é de importância fundamental para garantir a disponibilidade das águas do aquífero aluvial para diferentes usos e estimar as consequências de diferentes estratégias de exploração.

O objetivo desta parte é analisar a contribuição de características físicas (piezometria), geoquímicas e de modelos (conceitual de balanço hidrológico e de massa; modelo espacializado) para identificar a origem e os principais processos que governam a dinâmica da salinidade das águas do aquífero aluvial e avaliar as consequências, em termos de disponibilidade da exploração do aquífero aluvial.

O método desenvolvido é baseado i) numa análise da composição e dinâmica química das águas dos principais recursos hidrológicos e hidrogeológicos, e das variações de piezometria e salinidade do aquífero e ii) na modelagem conceitual (aquífero aluvial inteiro) e espacializada (numa área piloto).

4.3.2. Contexto e dispositivo experimental

4.3.2.1. Contexto

O funcionamento hidrológico do Vale do Forquilha é marcado por um regime hidrológico sazonal dos escoamentos no rio que condiciona a dinâmica sazonal de piezometria do aquífero aluvial. Por causa dos solos rasos, os escoamentos são essencialmente de tipo hortoniano. No início das estações chuvosas, os escoamentos somente ocorrem após as primeiras precipitações intensas. As precipitações de intensidade elevada proporcionam a maior parte dos escoamentos na estação chuvosa, de duração geralmente curta e seguidos de períodos de recessão cuja duração é variável (1 dia até 2 meses). As infra-estruturas hidráulicas (açudes, passagem molhada de Veneza) constituem descontinuidades na rede de drenagem e são determinantes na dinâmica hidrológica montante/jusante do Vale (**Tabela 4-5 e Figura 4-12**).

4.3.2.2. Dispositivo experimental

O monitoramento e as análises químicas realizadas são usados para caracterizar as águas dos diferentes corpos hidrológicos na bacia do Forquilha: principais características geoquímicas, variabilidade intra e interanual das suas composições, diagramas de concentração.

O nível piezométrico (Z) e a condutividade elétrica (CE) foram monitorados em 20 piezômetros e quatro açudes durante 75 meses (09/2000-12/2006) numa frequência semanal (estação chuvosa) a mensal (estação seca) em função das condições hidrológicas. Amostras de água foram coletadas também para análises químicas (160) no Riacho Forquilha, nos açudes, nos poços de exploração do aquífero aluvial e em poços profundos no aquífero cristalino.

As campanhas de amostragem ocorreram na estação seca (jul/1999, set/2003-out/2003-jan/2004, set/2004-out/2004-dez/2004, out/2005), no final da estação chuvosa (jul/2003, jun/2004-jul/2004, mai/2005) e durante a estação chuvosa de 2004 (fev, mar, abr, mai), que foi marcada por precipitações excepcionais (**Brabo, 2005**). Nas amostras foram

realizadas análises químicas (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , Fe total, SiO_2 , pH, CE) e $\delta^{18}\text{O}$.

Tabela 4-5: Separação do aquífero aluvial em trechos em função de fatores hidrológicos determinantes.

Fatores hidrológicos	Trechos				
	1	2	3a	3b	4
Exploração do aquífero	-	+	++	++	-
Influência das liberações de água do	++	+	+/-	-	--
Influência do açude de L.Cercada	--	++	-	--	--
Influência da barragem da Veneza	--	--	--	-	++
Número de pontos de monitoramento	3	3	3	8	3

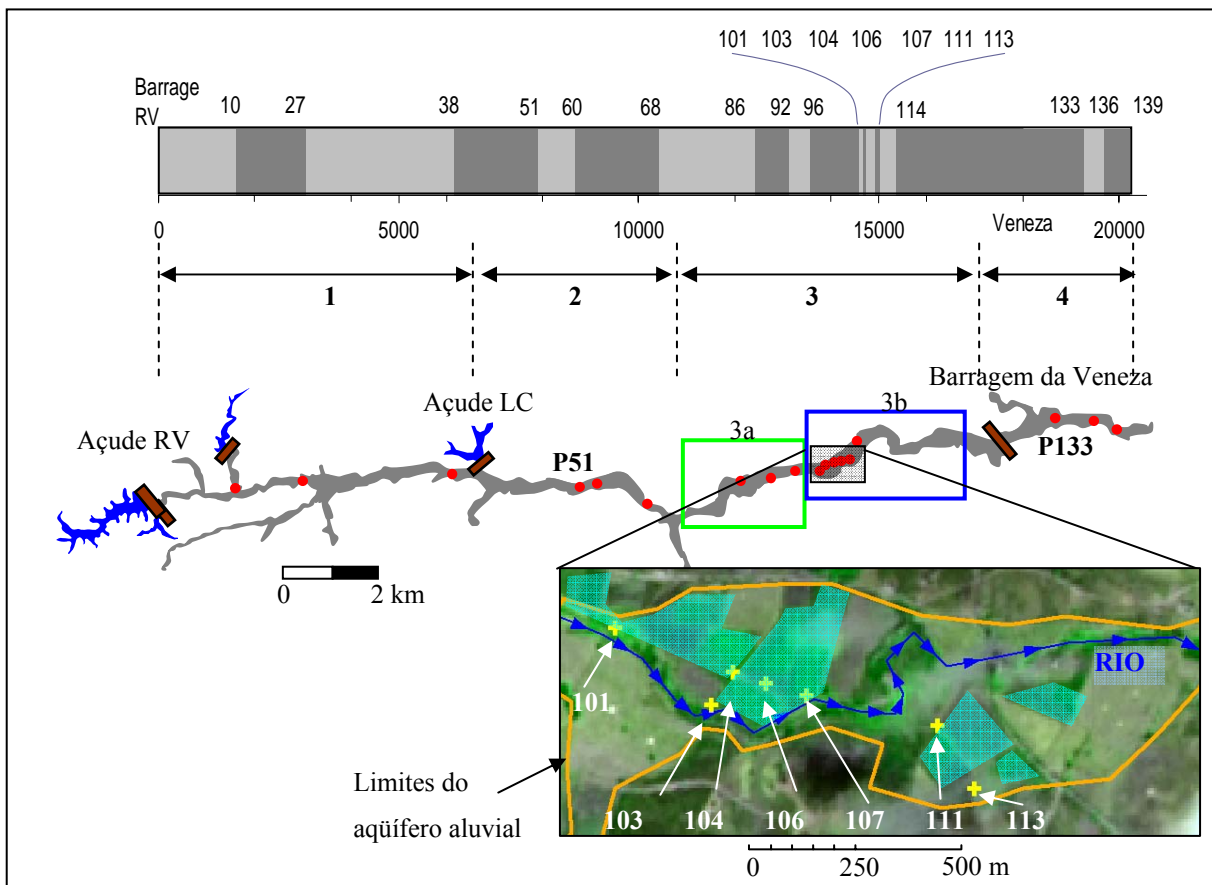


Figura 4-12: Principais recursos hídricos no Vale do Forquilha (açudes e aquíferos) com os quatro trechos separados segundo os principais fatores hidrológicos; poços monitorados (pontos vermelhos); distâncias ao açude do Rch.Verde seguindo o rio (abscissas curvilíneas na régua); áreas onde são concentradas as culturas irrigadas (retângulos verde e azul); área piloto com a localização do rio, dos limites do aquífero aluvial, dos piezômetros e das áreas irrigadas (encarte).

Campanhas de amostragem e monitoramento foram realizadas durante eventos de liberação de água a partir do açude do Rch. Verde em 2005 e 2006 para poder estudar as interações rio/aquífero.

Uma área piloto de 1,5 km de comprimento localizada no trecho 3b (**Figura 4-12**) foi escolhida para estudar eventos específicos para caracterizar as interações rio-aquífero (eventos de liberação de água em 2004, 2005 e 2006) e relação entre as zonas saturadas e não saturadas (evento excepcional de cheia em 2004).

4.3.3. Método

As composições globais das águas dos diferentes recursos hídricos da bacia são comparadas a partir dos resultados de análises químicas realizadas neste estudo ou disponíveis na bibliografia. Diferentes tipos de dinâmica de salinidade são identificados a partir de variogramas temporais de H e CE. O balanço de massa é usado para explicar as observações realizadas na área piloto durante o evento hidrológico excepcional de 2004. Por fim, alguns piezômetros representativos são escolhidos para ilustrar os diferentes modos de funcionamento identificados.

Estes resultados são em seguida usados para realizar um modelo de balanço de massa na escala mensal, em complemento ao modelo de balanço hidrológico (4.2.1.6.). Um modelo espacializado é usado para testar, em uma área piloto, as hipóteses em termos de origem e dinâmica de salinidade.

4.3.3.1. Geoquímica

4.3.3.1.1. Caracterização da composição das águas dos diferentes compartimentos hidrológicos

Independentemente do tipo de traçador usado, restrições existem quanto à predição do comportamento de um traçador. A maior parte dos elementos químicos é sujeita as

interações diversas com o ambiente. Assim, geralmente vários traçadores são usados de forma paralela para diminuir as incertezas dos resultados e das interpretações.

Neste estudo, a alcalinidade residual, o cloreto e a CE são usados como traçadores para monitorar a contribuição de diferentes corpos hídricos nos escoamentos (**Ribolzi et al., 1997**).

A alcalinidade residual $Alk_{residual}$ ($meq.L^{-1}$) é dada por $Alk_{residual} = Alc_c - 2 ([Ca^{2+}] - [Mg^{2+}])$, com Alc_c (alcalinidade dos carbonatos), Ca^{2+} e Mg^{2+} em $meq.L^{-1}$. Enquanto os seus diferentes componentes (Alc_c , Ca^{2+} , e Mg^{2+}) são fortemente controlados por fenômenos de precipitação ou dissolução, a alcalinidade residual é bastante conservativa (**Ribolzi et al., 1996**). O Cloreto (Cl^-) é um excelente traçador por ser um elemento conservativo em solução.

4.3.3.1.2. Variogramas temporais de variação de H e CE.

As variações do nível piezométrico do aquífero aluvial têm uma estrutura periódica sistemática ligada à alternância de períodos chuvosos associados à cheia no rio e de períodos secos associados à ausência de escoamentos no rio.

Portanto, o uso de variogramas temporais (**Skoien et al., 2003**) é pertinente para evidenciar uma periodicidade na dinâmica hidrológica e de salinidade. A construção de variogramas temporais da evolução da piezometria e salinidade no aquífero nos diferentes piezômetros observados permite caracterizar diferentes tipos de dinâmica piezométrica e de salinidade e sintetizar observações que mostram uma grande heterogeneidade. Com efeito, espera-se que nos variogramas apareça uma estrutura periódica correspondente ao ciclo hidrológico anual (sob a forma de uma variância média mínima para uma duração de 12 meses) e, eventualmente, uma estrutura linear descrevendo uma tendência evolutiva (aumento da variância média).

4.3.3.2. Modelagem

4.3.3.2.1. Modelagem conceitual

Um balanço hidrológico e de massa global do aquífero aluvial é realizado a partir do modelo conceitual (no passo de tempo mensal) desenvolvido em 4.2.1.6. e da relação Massa = Concentração x Volume.

O balanço hidrológico dado pela equação 4.1 leva a

$$M(x) = M(x - 1) - M_P(x) + M_{LC}(x) - M_S(x) + M_I(x) - M_D(x) + M_C(x) \quad (4.2)$$

(M_X : massa de sal na zona saturada do aquífero aluvial no mês x , M_P : sal retirado pelos bombeamentos, M_{LC} : sal proveniente da infiltração do açude de Lagoa Cercada, M_S : sal de lixiviação por escoamento subterrâneo, M_I : sal proveniente da recarga pelo rio, M_D : sal retirado por drenagem do aquífero para o rio, M_C : sal descarregado pelas fraturas no embasamento cristalino).

Considera-se que a infiltração difusa no aquífero aluvial é desprezível com relação ao principal processo por infiltração dos escoamentos superficiais pela rede de drenagem (conforme 4.2.1.5.4.), e que, portanto, pode-se desprezar a sua contribuição de sais.

Assumimos que $C_P(x) = C_D(x) = C_S(x) = C(x)$.

A partir dos valores de CE medidos nos 20 piezômetros, foi calculada, para cada trecho k ($1 \leq k \leq 4$), a média geométrica da salinidade C_k , ponderada pela área representativa de cada piezômetro. A média geométrica foi preferida à média para eliminar valores extremos. O valor de C final é calculado ao passo de tempo mensal como a média dos C_k ponderada pela área representativa de cada trecho.

Nesta região semi-árida, existe uma grande dispersão dos valores de CE no cristalino (no Município de Quixeramobim, para 120 poços, $\overline{CE_c} = 2,5 \text{ mS.cm}^{-1}$; $\sigma = 3,5 \text{ mS.cm}^{-1}$) indicando a ausência de conexões das fraturas entre si (Silva, Gheyi, & Medeiros, 1999). Portanto, o único valor disponível na bacia ($CE_c = 4,5 \text{ mS.cm}^{-1}$), medido num poço tubular profundo da comunidade de Várzea do Meio, não foi considerado representativo. Nas simulações, o valor de CE usado é $CE_C = 2,5 \text{ mS.cm}^{-1}$.

Três funções de contribuição do aquífero cristalino foram testadas:

1) $M(x) = M_0 V_{\text{sat}} / V(x)$, assumindo que um rebaixamento piezométrico no aquífero aluvial aumenta o gradiente hidráulico entre o aquífero cristalino e o aquífero aluvial e, conseqüentemente, aumenta a contribuição do aquífero cristalino,

$$2) M(x) = M_o V(x) / V_{sat}$$

$$3) M(x) = M_o.$$

Nestas simulações, considera-se que os sais acumulados na zona não saturada provêm da água de irrigação. A sua lixiviação depende da ocorrência de eventos chuvosos particularmente intensos (ano 2004 observada, anos 1974 e 1978 simulação).

A partir de estudos anteriores (**Burte & Schrader, 1998, Villemain, 1999, Chapuis, 2001**), foi estimada em cerca de 50% dos sais na água de irrigação a quantidade não exportada pela planta que permanece armazenada na zona não saturada. Portanto, nas simulações, considera-se que é esta quantidade de sais armazenados na zona não saturada que é lixiviada no aquífero nos anos muito chuvosos.

4.3.3.2.2. Modelagem espacializada com um modelo a base física

Um modelo a base física (Feflow ®) foi usado na área piloto para testar as hipóteses de funcionamento elaboradas, e especialmente i) a influência das interações rio-aquífero e dos bombeamentos na recarga e dinâmica de salinidade, ii) uma contribuição em sais uniforme ou pontual pelo cristalino e iii) o transporte de sal da área não saturada para a área saturada durante o evento de 2004.

4.3.4. Resultados

4.3.4.1. Composição química e salinidade das águas

A partir de análises geoquímicas (160 realizadas neste estudo e 372 disponíveis na bibliografia (**Silva, Gheyi, & Medeiros, 1999**)), uma comparação dos parâmetros geoquímicos dos diferentes corpos hídricos (aquífero aluvial nos períodos com escoamento no rio, aquífero aluvial nos períodos sem escoamento no rio, açudes) foi realizada (**Tabela 4-6**).

Como a distribuição dos valores da maioria dos parâmetros não é normal, é mais pertinente discutir os valores medianos (do que médios) dos diferentes parâmetros, que podem ser comparados pelo teste de Mann-Whitney.

A composição do aquífero aluvial é diferente segundo os períodos de escoamento. Estas diferenças são significativas para a alcalinidade, os cloretos, o sódio e a CE.

Através da construção de um diagrama de Piper a proporção dos aniões e cátions para diferentes tipos de água é evidenciada (Figura 4-13). A água subterrânea no cristalino tem uma fácies cloretada que a singulariza dos outros tipos de água.

Tabela 4-6: Comparação dos valores medianos da composição dos diferentes tipos de água (mmol.L⁻¹) e CE (mS.cm-1) pelo teste de Mann-Whitney, por P<0,05. n é o número de amostras. Para cada parâmetro, as letras (colunas à direita) indicam se a água dos diferentes corpos é idêntica.

	n	Alc*	Cl	Ca	Mg	Na	RSC	CE
Açudes	8	1,78 a	1,00 a	0,56 a	0,34 a	0,86 a	-0,00 a	0,29 a
Rio	13	4,36 bc	3,31 b	0,72 ab	1,58 b	4,32 b	-0,37 a	0,78 b
Aluvião (com escoamento)	49	4,69 b	2,96 b	0,82 ab	1,51 b	4,88 bc	0,28 a	0,86 b
Aluvião (sem escoamento)	47	5,94 c	5,09 c	0,92 b	1,78 b	5,10 c	0,47 a	1,10 a
Embasamento cristalino (*)	376	5,69 c	21,2 d	3,34 c	4,05 a	13,0 a	-9,34 b	-

(*) (os dados do embasamento cristalino provêm de Silva, Gheyi, & Medeiros, 1999)

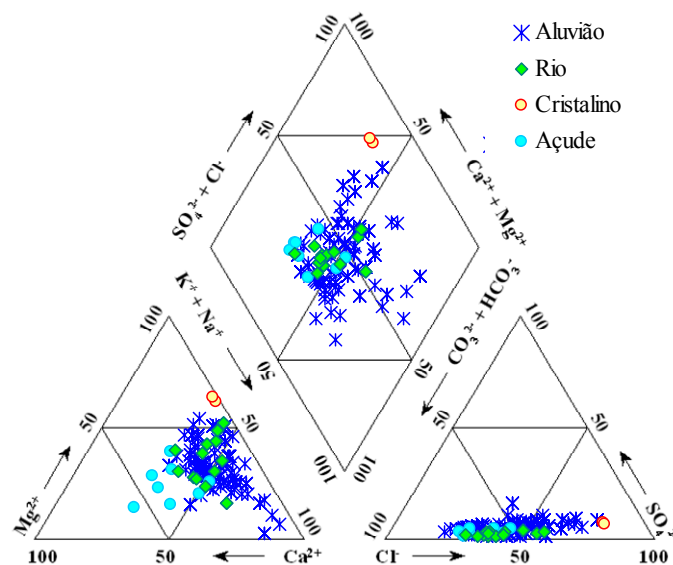


Figura 4-13: Diagrama de Piper das amostras coletadas na bacia do Forquilha, para águas superficiais (açudes (n=8), rio (n=13)) e subterrâneas (aluvião (n=95), cristalino (n=2)).

O cálculo da razão de absorção de sódio $RAS = Na^+ / \sqrt{(Ca^{2+} + Mg^{2+})/2}$ e a construção de um diagrama RAS vs CE (Figura 4-14) das amostras coletadas nos diferentes corpos hídricos permitem evidenciar que as águas dos açudes, do aquífero aluvial e do cristalino

têm características diferentes com relação à salinidade e ao uso potencial para a irrigação. As águas do aquífero aluvial têm fácies intermediária entre as águas dos açudes e do cristalino. As águas do rio têm fácies intermediária entre as águas dos açudes e do aluvião.

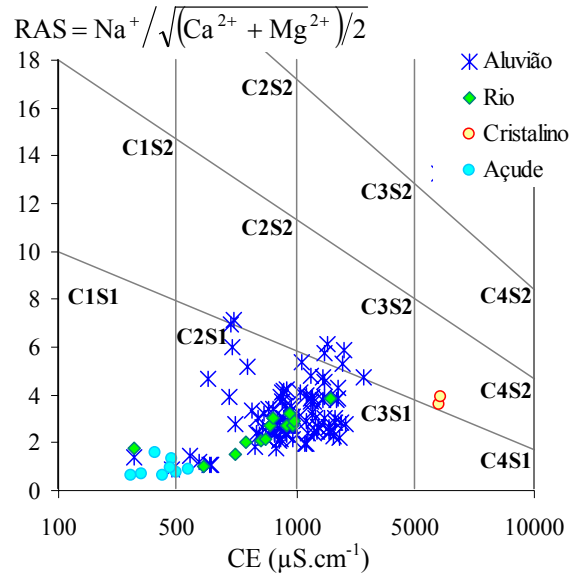


Figura 4-14: Diagrama RAS vs CE de classificação das amostras coletadas na bacia do Forquilha, de águas superficiais (açudes, n=8; rio, n=13) e subterrâneas (aluvião, n=95; cristalino, n=2).

A composição das águas do rio não é estatisticamente diferente das águas do aquífero aluvial durante os períodos de escoamento.

As águas do embasamento cristalino são significativamente mais salgadas, e dos açudes menos salgadas, do que o aquífero aluvial.

A alcalinidade residual do embasamento cristalino e das águas de superfície (rio, açudes) é negativa enquanto aquela do aquífero aluvial é positiva. O uso das águas do aquífero aluvial para a irrigação traz um importante risco de alcalinização dos solos.

As distribuições dos valores de salinidade em função dos períodos de escoamento foram construídas (**Figura 4-15**) e evidenciam que a salinidade é mais elevada durante os períodos sem escoamento (mas não sempre).

A comparação da distribuição dos 10% de valores mais elevados de cada piezômetro com a distribuição global (**Figura 4-16**) evidencia que os valores elevados de salinidade são principalmente concentrados após o evento excepcional de 2004.

Geralmente, uma relação linear liga a condutividade elétrica CE (mS/cm) à concentração a C (g/L) (**Richards, 1954**). Esta relação depende dos tipos de íons e é correlada com condições geológicas e pedológicas regionais (**Audry & Suassuna, 1995**), o que é o caso também neste estudo. As análises realizadas em 160 amostras de águas de diferentes origens (superficial, subterrânea) na bacia do Forquilha, permitiram caracterizar esta relação linear para a bacia do Forquilha: $CE/C = 1,38 (\pm 0,1)$. Esta relação é usada posteriormente na modelagem de balanço de massa.

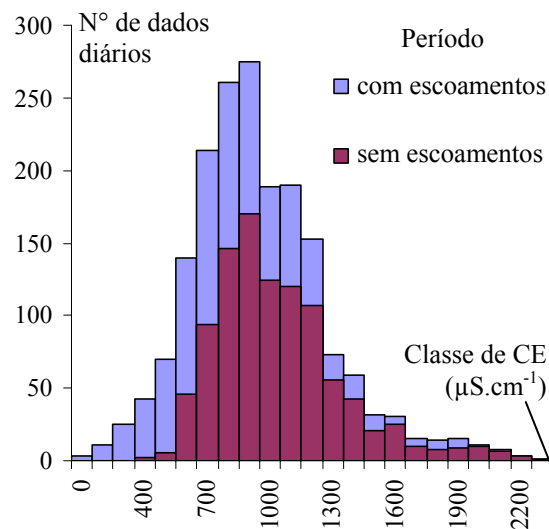


Figura 4-15: Histograma de distribuição dos valores de CE por classes de $100 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

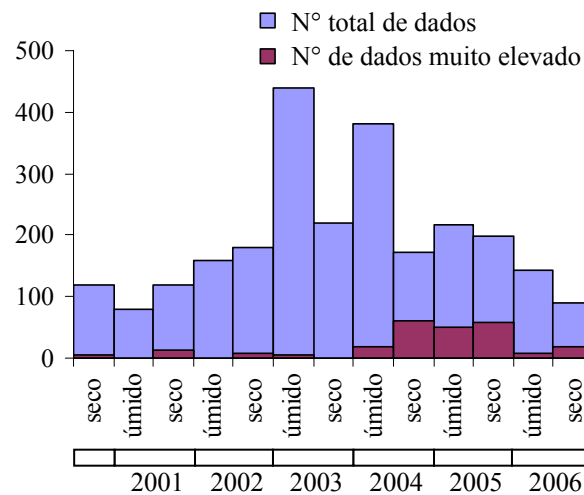


Figura 4-16: Distribuição do número total de dados e do número de dados elevados em função dos períodos de escoamento (com e sem) de 2000 a 2006.

4.3.4.2. Variogramas temporais do nível piezométrico e da salinidade

Os variogramas temporais dos níveis piezométricos foram construídos para os 20 piezômetros e separados em três grupos (**Figura 4-17**).

Os piezômetros do tipo 1 (piezômetros P10, P92, P101, P103, P104, P106, P107, P114, P133, P139) apresentam um variograma com estrutura periódica regular, que testemunha a estabilidade do regime hidrológico. Para os outros piezômetros, a amplitude variável da estrutura periódica ou a existência de uma tendência no variograma evidencia a perturbação do regime hidrológico.

Os piezômetros de tipo 2 (P27, P38, P51, P60, P68) são progressivamente afetados pelas perdas do açude de Lagoa Cercada (P51, P60, P68) ou pelas liberações de água do açude do Riacho Verde (P27, P38) que perturbam o escoamento natural do aquífero aluvial. É o caso dos piezômetros dos trechos 1 e 2 da bacia.

Os piezômetros do tipo 3 (P86, P111, P113) são particularmente afetados pela elevação excepcional do nível piezométrico durante a cheia excepcional de 2004. Isto evidencia a diferença destes piezômetros, mais afastados do rio, cuja dinâmica não é influenciada diretamente e principalmente pelo regime hidrológico do rio.

Os variogramas temporais da salinidade foram construídos para os 20 piezômetros e separados em três grupos (**Figura 4-18**).

Os piezômetros de tipo a (P27, P106, P139) mostram uma estrutura periódica do variograma que mostra a influência direta do rio e das flutuações do nível piezométrico sobre a evolução da salinidade.

Os piezômetros de tipo b (P10, P96, P101, P107, P111, P114, P133) têm variogramas de salinidade com uma estrutura periódica que permanece, mas com uma estrutura linear que testemunha uma tendência evolutiva crescente da salinidade.

Os piezômetros de tipo c (P10, P96, P101, P107, P111, P114, P133) apresentam uma estrutura periódica marginal ou ausente, o que testemunha da ausência de influência direta dos escoamentos no rio. Três explicações podem ser propostas:

- Os escoamentos quase permanentes no leito do rio (por causa dos açudes) mantêm um gradiente hidráulico rio/aquífero fraco e limitam, portanto o deslocamento de sais (P38, P51, P60, P68).
- A separação por camadas argilosas do leito do rio da área onde são localizados os piezômetros P92, P103, P104, P136 que limitam as conexões hidráulicas diretas mesma com a localização próxima ao rio.
- O afastamento do leito do rio (P86, P113).

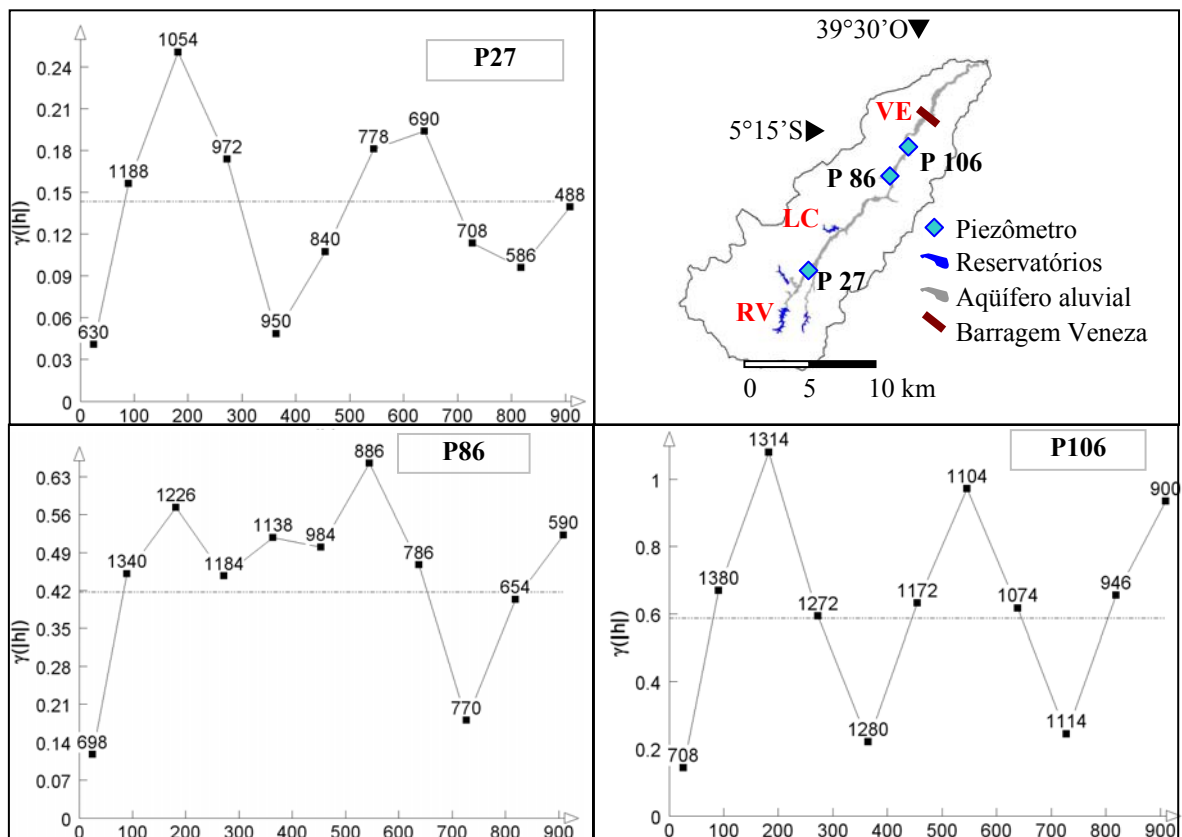


Figura 4-17: Variogramas temporais das variações de nível piezométrico do aquífero aluvial nos piezômetros P27, P86 e P106 e localização.

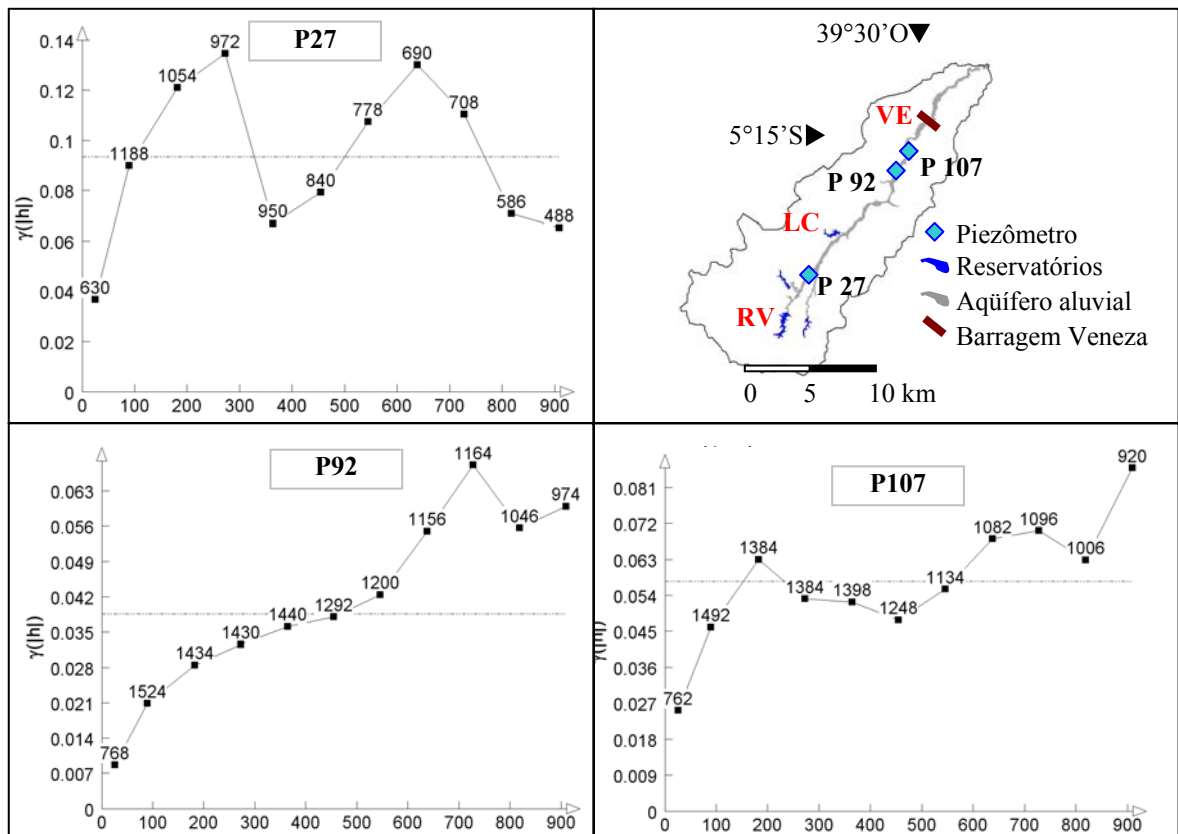


Figura 4-18: Variogramas temporais da salinidade da água do aquífero aluvial nos piezômetros P27, P86 e P106 e localização.

4.3.4.3. Diagramas de concentração das águas subterrâneas

Na **Figura 4-19**, um gráfico Cloretos vs Bicarbonatos mostra a evolução da composição da água dos diferentes tipos de piezômetros evidenciados com os variogramas temporais.

Dois pólos são bem caracterizados na estação seca: um pólo ‘águas superficiais’ (verde) e um pólo ‘águas subterrâneas do aquífero aluvial’ (cinza). Durante o período de escoamento, alguns piezômetros apresentam águas de perfil intermediário entre estes dois pólos (azul), evidenciando a mistura entre águas destes dois pólos.

Na **Figura 4-20**, um gráfico da alcalinidade vs $[Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+}]$ mostra que todas as amostras de água do aquífero aluvial ficam abaixo da equilinha (1:1). Isto sugere uma outra fonte de cátions que não seja a alteração da rocha (**Rabemanana et al., 2005**).

Medições de ^{14}C em amostras de água de poços profundos no aquífero cristalino revelaram (em diversas regiões cristalinas semi-áridas do Ceará) águas jovens, com um tempo de residência no aquífero de algumas décadas ou séculos (Santiago, 1984, Frischkorn et al., 1989).

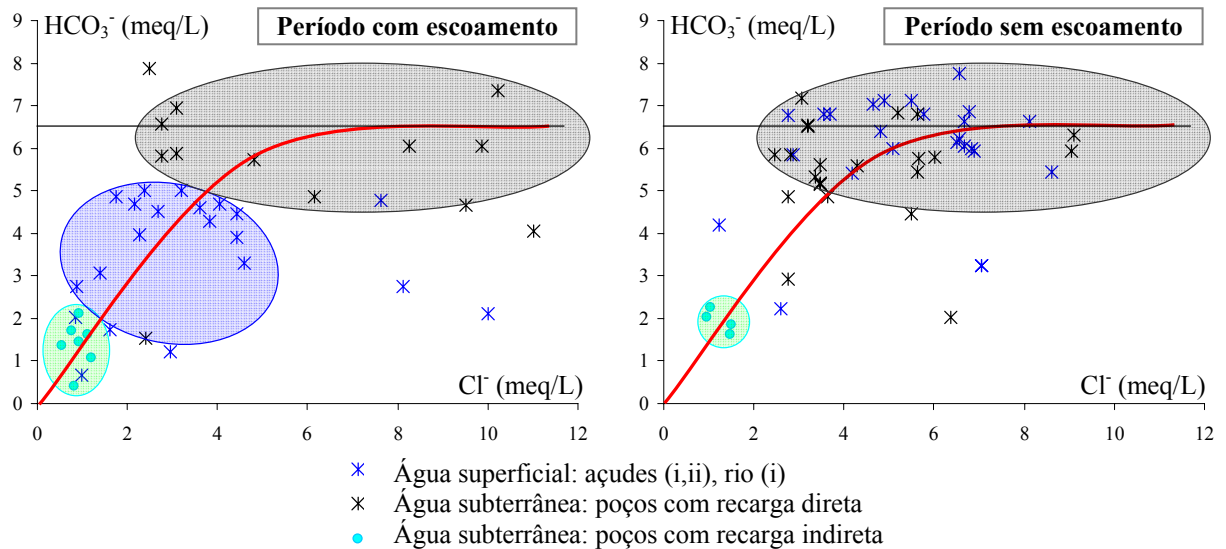


Figura 4-19: Cloretos vs bicarbonatos para diferentes tipos de amostras (água superficial, aquífero com e sem recarga direta do rio) em períodos com e sem escoamento.

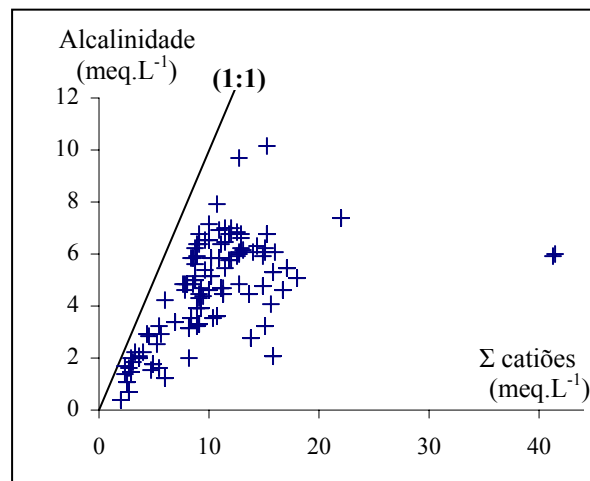


Figura 4-20: Alcalinidade vs Σ catiões = $[\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ para as amostras de água do aquífero aluvial.

Análises geoquímicas e isotópicas (^{18}O , ^3H , ^{14}C) realizadas em diversos poços no aquífero cristalino perto do açude Araras (oeste do Ceará) durante quatro anos, mostraram que não existe correlação entre a salinidade e o tempo de residência da água, o que indica que fontes externas são responsáveis pela salinização (**Frischkorn, Santiago, & Serejo, 1989, Frischkorn & Santiago, 2000**). Os mesmos autores proponham a hipótese que os sais são principalmente oriundos da lixiviação superficial.

Santiago, 1984, realizou um balanço de massa numa bacia de 400 km², localizada a 75 km da costa no Ceará e sugere que a deposição de aerossóis permite explicar as quantidades exportadas e depende principalmente da distância ao mar. Uma função ligando a concentração de cloretos [Cl⁻] (mg.L⁻¹) nas precipitações à distância D (km) ao mar é proposta: $[\text{Cl}^-] = 5,29 \exp [-0,019 D]$ e permite estimar os depósitos na estação úmida. Os depósitos na estação seca são estimados em 66% superiores aos depósitos úmidos (**Santiago, 1984**), o que é da mesma ordem de grandeza da porcentagem (64%) obtida em outro estudo no Estado do Rio de Janeiro (**Carvalho & Leprun, 1991**). **Fourcade et al., 2002**, em estudo quantitativo dos diferentes processos de deposição de elementos químicos numa bacia hidrográfica do sul da França, mostrou que as medições podem subestimar em até 50% as quantidades depositadas.

Portanto, estes processos podem contribuir com quantidades importantes de cloretos nas áreas continentais.

Entretanto não existem estudos para bacias mais afastadas do mar, como a bacia do Forquilha, localizada a cerca de 200km. Com estas relações a estimativa de depósitos de cloretos na bacia do Forquilha seria de cerca de 150 kg/km²/ano, o que não poderia explicar a concentração elevada de cloretos observada. **Frischkorn, 2007**, considere que a redistribuição dos sais no continente (depósitos úmidos oriundos da evaporação dos reservatórios superficiais, depósitos secos) poderia ser de até 10³ kg/km²/ano. Nestas condições, estes processos poderiam explicar a concentração elevada de cloretos observada. Um estudo em bacias localizadas a distâncias maiores do que 100 km da costa seria útil para precisar os processos de redistribuição dos cloretos e poder estimar com mais precisão a contribuição de cloretos externa à bacia.

4.3.5. Balanço de massa de sais

4.3.5.1. Área piloto de São Bento

Um balanço de massa foi realizado na área piloto de São Bento para os piezômetros 101 a 113.

Os resultados são apresentados para os piezômetros P101 (no leito do rio), P111 (distância ao rio = 90 m) e P113 (distância ao rio = 190 m).

Para cada piezômetro, a massa M de sais dissolvida por m^2 de aquífero foi calculada a partir das medições de nível de água e da concentração.

Para avaliar uma contribuição (em sal) do aquífero cristalino, é interessante focar-se nos períodos secos, quando não tem escoamento no rio, e, portanto nenhuma recarga do aquífero a partir do rio. Neste caso, se houver uma recarga a partir do aquífero cristalino (com salinidade das águas mais elevada) deverá ocorrer um aumento da salinidade medida no aquífero aluvial. Neste caso, a massa de sal por m^2 deverá ser maior do que o esperado.

Para evidenciar isto, foram comparados, nos períodos secos, as massas de sal por m^2 estimada a partir das medições e calculada no caso de uma concentração constante e igual a $C_0 = C$ no início do período sem escoamento (**Figura 4-21**). Os gráficos completos para P101, P111 e P113 são apresentados em **Anexo 4**.

Observa-se que as correlações são excelentes, com coeficientes de correlação crescentes de P101 para P113.

No período 09/2000 até 12/2003, a salinidade da água é relativamente estável ($\sim 0,7$ mS/cm) apresentando quedas temporárias devido à infiltração maciça de água superficial pouco concentrada (0,1 mS/cm) durante os períodos de escoamentos. Estes valores muito baixos da massa de sal traduzem, portanto, uma diluição importante, mas local, da água. Quando os escoamentos no rio diminuíam (e por fim param), uma redistribuição dos sais ocorre e homogeneiza a concentração dos sais, verticalmente e transversalmente.

Em 2004, uma cheia excepcional (com submersão de todo o aquífero e frequência de retorno superior a 20 anos) é associada a um forte aumento da salinidade nos piezômetros P111 e P113. O pico de salinidade também aparece em P101, mas com um atraso.

Nos três piezômetros, o nível de salinidade permanece alto até o fim de 2005.

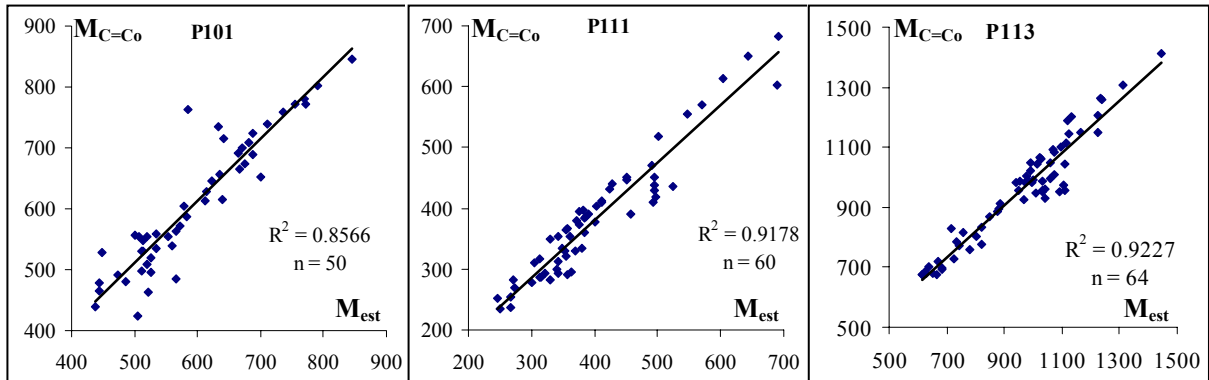


Figura 4-21: Massas de sal por m^2 durante as estações secas estimadas a partir das observações (M_{est}) e calculadas considerando que a concentração é constante ($M_{C=C_0}$)

Duas hipóteses podem ser avançadas:

h1. Uma descarga excepcional de águas salgadas do aquífero cristalino para o aquífero aluvial. Neste caso, fraturas com importantes quantidades de sal acumulado enchem e descarregam no aquífero aluvial, exutório natural.

h2. Uma lixiviação dos sais acumulados por evaporação na zona não saturada desde a última cheia excepcional: a submersão provoca um fluxo descendente de água e sais.

Um balanço de massa realizado para os três piezômetros (**Tabela 4-7**) entre $t=0$ (antes da cheia) e $t=90$ dias permite calcular a massa de sal (equivalente à concentração da água) necessária para resultar no aumento observado da salinidade.

Tabela 4-7: Massa de sal por m^2 (M), concentração (C) e altura de água (H), antes e após (t_0+27 dias) a cheia, nos piezômetros P101, P111 e P113; concentração da água de recarga calculada para obter as concentrações observadas após a cheia.

	período	101	111	113
M (g/m²)	antes	526	268	617
	após	546 (*)	1613	1611
H (m)	antes	3.48	2.15	3.55
	após	4.95 (*)	5.45	6.83
C (g/L)	antes	0,76	0,62	0,87
	após	0,55 (*)	1,5	1,2
Concentração da água de recarga (mg/L)		68	2038	1517

(*) observação com t_0+62 dias

O modelo conceitual proposto é apresentado na **Figura 4-22**.

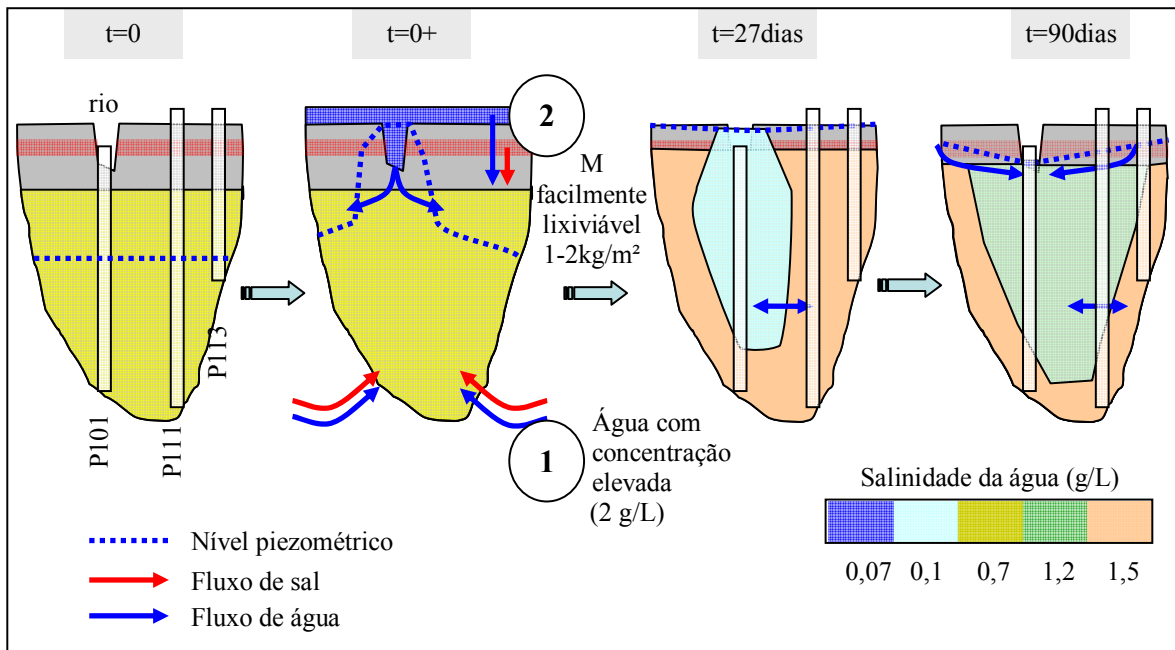


Figura 4-22: Modelo conceitual para as duas hipóteses de explicação do aumento de salinidade observado após a cheia de 2004: (1) contribuição do embasamento e (2) lixiviação da zona não saturada.

A salinidade da água próximo ao rio diminui (em P101) por causa da diluição pela infiltração direta dos escoamentos no leito do rio (de salinidade baixa = $0,07 \text{ g/L}$) enquanto a salinidade nas áreas mais afastadas do aquífero aumenta fortemente (em P111, P113) devido à lixiviação dos sais da área não saturada (hipótese h1) ou a descarga de água salgada de fraturas do cristalino (hipótese h2).

Após o rebaixamento do nível de água no rio, o fluxo rio/aquífero se inverte o que permite a drenagem de águas mais salgadas para o rio (o que explica o pico de salinidade observado em P 101). Após 90 dias e próximo do nível piezométrico de equilíbrio rio/aquífero, a salinidade em P101 e P111 é comparável, mas não em P113, que é muito afastado e não entrou em equilíbrio ainda.

Este modelo de funcionamento permite explicar os valores de salinidade obtidos após o evento nos diferentes piezômetros com ambas as hipóteses. Um estudo dos solos nesta área (em 2002) mostrou que a salinidade da água lixiviada num teste de drenagem tinha concentração de até 3 g/L o que é superior à hipótese escolhida ($1-2 \text{ kg/m}^2$). Portanto, este modelo conceitual é, deste ponto de vista, verossímil. As áreas irrigadas podem localmente

aumentar a quantidade de sais disponíveis para lixiviação já que os sais não consumidos pelas culturas irrigadas ficam retidos na área não saturada. Isto é um dos problemas fundamentais ligados à irrigação em ambiente árido (**Burkhalter & Gates, 2005**).

As análises realizadas em amostras coletadas no P111 mostram (**Figura 4-23**):

- Uma evolução rápida da composição no aquífero aluvial durante a cheia, caracterizada por um forte aumento da concentração de cloreto, enquanto a alcalinidade permanece estável. A alcalinidade residual, inicialmente positiva passa a ser negativa. As águas do embasamento são caracterizadas por teores de cloretos elevados e uma alcalinidade residual fortemente negativa o que não é o caso dos outros recursos hídricos da bacia.

Assim, isto é um forte indicio para privilegiar a segunda hipótese (contribuição principal do embasamento) para explicar o aumento da salinidade. Outro argumento é a tendência da água do aquífero aluvial em aproximar-se de uma fácies $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ parecida como a do aquífero cristalino durante a estação seca (**Tabela 4-6**).

- A volta à situação inicial leva cerca de 2 anos.

Entretanto, a hipótese que a zona não saturada pode ter contribuído ao aumento da salinidade após a cheia de 2004 existe.

Portanto, a caracterização das relações entre as zonas saturadas e não saturadas é fundamental para precisar a dinâmica hidrossalina.

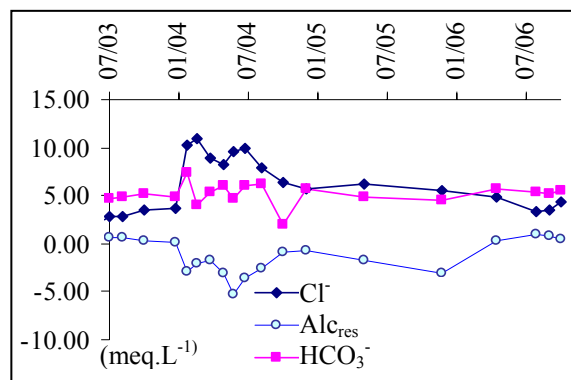


Figura 4-23: Concentrações de HCO_3^- e Cl^- e Alcalinidade residual em P111 no período 07/2003 até 07/2006.

Isto necessita de um estudo mais preciso, com monitoramento realizado num passo de tempo adequado aos fenômenos estudados. Para isso, foram instalados linígrafos automáticos em 2006 pela FUNCEME, o que permitiu monitorar de forma automatizada e em frequência horária a piezometria do aquífero aluvial em 4 piezômetros.

Os primeiros resultados (**Figura 4-24**) mostraram que a piezometria do aquífero aluvial em P107:

- tem uma dinâmica diária que é provavelmente devida à irrigação e as perdas de água por evapotranspiração (principalmente na zona ciliar), o que concorda com resultados obtidos num aquífero aluvial em Chipre por **Boronina, Golubev, & Balderer, 2005**
- apresenta uma resposta rápida e acentuada (elevação de até 1,5 m/dia e rebaixamento de até 0,9 m/dia) a eventos intensos e curtos de escoamentos superficiais no leito do riacho.

Tais variações bruscas passam despercebidas no monitoramento manual cuja frequência é insuficiente (semanal até mensal). Ademais, estas variações acentuadas podem resultar na dissolução de sais da zona não saturada e posterior lixiviação na zona saturada, levando ao aumento da salinidade da água do aquífero aluvial. Por conseguinte, a interpretação das variações de CE da água do aquífero aluvial registradas manualmente é difícil por causa da frequência insuficiente com relação à reatividade do aquífero aluvial aos eventos hidrológicos.

Assim, caracterizar as relações entre as zonas saturadas e não saturadas para poder avaliar a contribuição da zona não saturada na dinâmica de salinidade da água do aquífero aluvial, é necessário um monitoramento com frequência, no mínimo, diária.

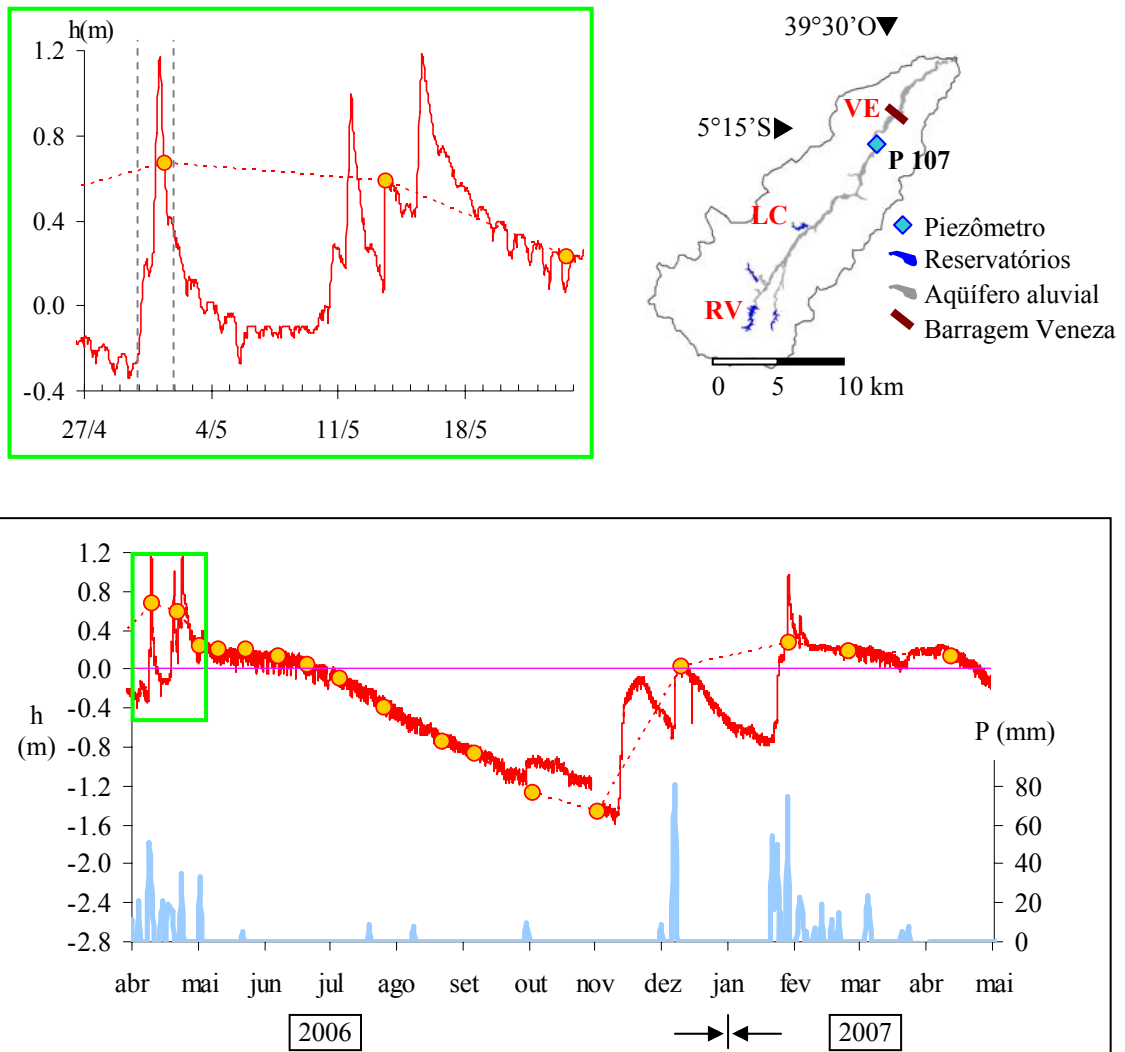


Figura 4-24: Piezometria do aquífero aluvial no piezômetro P107, de abril/2006 a maio/2007, medida manualmente (círculos) com freqüência semanal a mensal e automática (linha vermelha) com freqüência horária; Nível de referência correspondente ao equilíbrio com o nível do rio (linha rosa); Detalhe do período 27/4 até 24/5/2006 (encarte verde) evidenciando variações rápidas da piezometria (traços cinza pontilhados) que não aparecem no monitoramento manual.

4.3.5.2. Impacto da liberação de água do reservatório do Rch.Verde

4.3.5.2.1. Impacto da salinidade do aquífero aluvial no processo social das liberações de água

Todos os eventos de liberação de água realizados a partir do açude do Rch.Verde resultaram de um processo sóciopolítico impulsionado pelas comunidades a jusante, principalmente do trecho 3 do vale, (**Figura 4-24**). O objetivo do primeiro evento de liberação de água do Rch.Verde, na seca de 1998, era perenizar os escoamentos no leito do riacho Forquilha, em decorrência do rebaixamento do lençol aluvial. Foi marcado por um conflito severo entre o poder político, pressionado pelas comunidades a jusante, de um lado, e do outro lado, as comunidades ribeirinhas do açude cujo medo de ficar sem água aumentava gradativamente com o rebaixamento do nível de água no açude. A comunicação deficiente entre as comunidades montante/jusante e a ausência de espaço de negociação dos diferentes atores envolvidos apareceu como o principal entrave à prevenção de conflitos.

O desenvolvimento do uso do aquífero aluvial a partir de 1998 resultou na intensificação da pressão social (a jusante) sobre as lideranças políticas locais para recarga do aquífero. A recarga total do açude do Rch.Verde em 2004 possibilitou a liberação de água sem conflito de 2004 a 2007. Inquéritos com os agricultores evidenciaram que, no período monitorado, o fator principal para pedir liberação de água é, no período 2000-2004, o rebaixamento piezométrico e no período 2005-2006 a salinidade da água. Isto é confirmado pelo monitoramento de H e CE: de 2003 até 2005, os primeiros pedidos de liberação de água ocorreram cada ano com rebaixamentos piezométricos menores (**Figura 4-25**), mas com CE similar. Em 2005, o pedido de liberação ocorreu quando o aquífero ainda estava cheio! A elevação de CE registrada após a cheia de 2004 é a principal razão desta tomada de consciência da importância da salinidade da água, especialmente para as culturas irrigadas que são prejudicadas. A partir de 2005, a estratégia foi de tentar manter o rio perene para garantir a baixa salinidade da água de irrigação.

Assim, a liberação de água do açude do Rch. Verde aparece com um processo hidrológico fundamental na estratégia local de exploração do aquífero, dependente de condições físicas do aquífero (piezometria, salinidade) e antrópicas (sóciopolíticas, agrícolas).

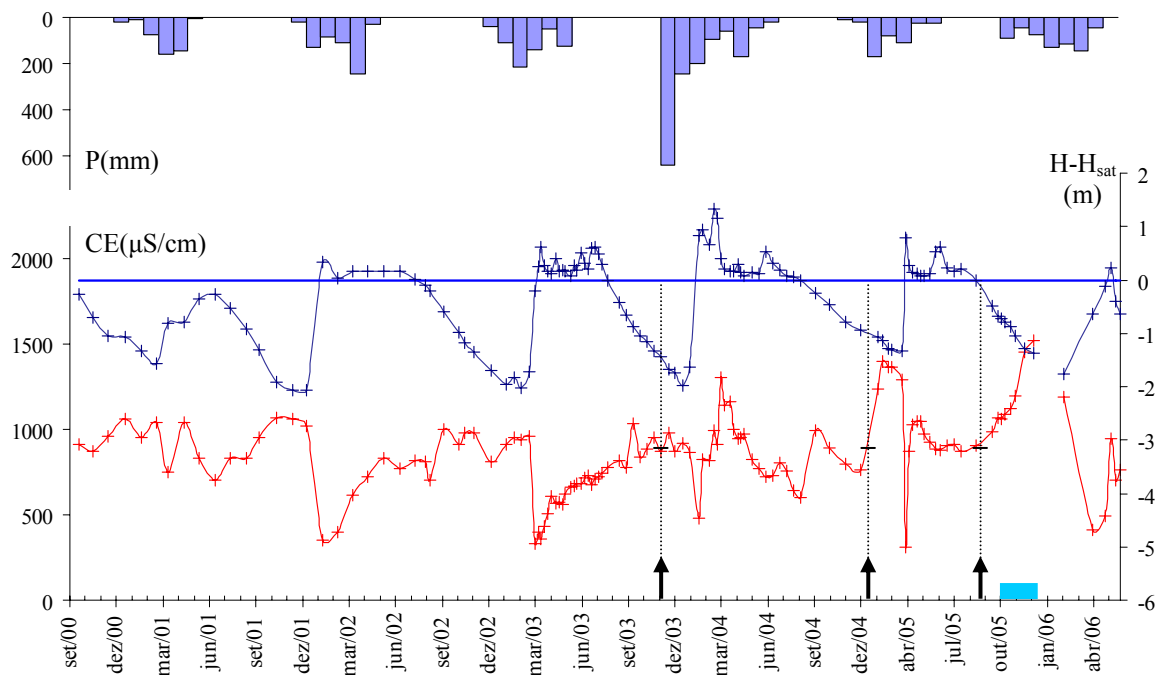


Figura 4-25: Precipitações (barras); nível piezométrico com relação à H_{sat} (linha azul) e CE (linha vermelha) em P107, datas de primeiro pedido de liberação de água das comunidades a jusante (seta preta), no período de realização do balanço hidrológico no trecho 1 do Vale (montante).

4.3.5.2.2. Caracterização do processo de recarga do aquífero

O monitoramento (H, CE) dos recursos hidrológicos (açude, aquífero) durante três eventos pontuais de liberação de água do açude do Rch. Verde (2004, 2005 e 2006) mostrou que o maior impacto é observado no trecho 1 do vale, localizado mais próximo ao reservatório (**Figura 4-12**).

No trecho 2, onde $H \approx H_{sat}$ antes da liberação, mesmo com um aumento de H, a CE permanece constante no piezômetro P51 localizado perto do riacho. Isto mostra que o fluxo de água do riacho para o aquífero é limitado (porque o gradiente hidráulico entre o riacho e o aquífero é quase nulo).

No trecho 3, na maior parte do tempo a vazão liberada não é suficiente para que haja escoamentos no riacho: não tem efeito a curto prazo da liberação.

Um balanço hidrológico e de massa da recarga foi realizado com os dados coletados num piezômetro do trecho 1: P27 (**Tabela 4-8**), com os seguintes parâmetros do aquífero $\ell = 250$ m, $H_{\text{sat}} = 4$ m e $\rho_e = 10\%$.

Consideramos um metro de aquífero (no sentido longitudinal), com um volume inicial de água armazenado $V_0 = \rho_e \cdot H_0 \cdot \ell = 88$ m³/m, recarregado por um volume $V_R = \rho_e \cdot (H_{\text{sat}} - H_0) \cdot \ell = 11$ m³/m. Na hipótese de uma mistura completa, podemos estimar o volume V'_0 com o qual o volume V_R se misturou até obter CE_1 com: $V'_0 = \frac{(CE_1 - CE_R) \times V_R}{(CE_0 - CE_1)} = 4$ m³/m = $5\%V_0$.

Após o fim da liberação de água, podemos calcular a CE prevista (CE'_2), na hipótese de que o tempo foi suficiente para uma mistura completa, por: $CE'_2 = \frac{(CE_1) \times (V_R + V'_0)}{(V_0)} = 914$ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, valor da mesma ordem de grandeza que CE_2 .

Portanto, a partir deste cálculo, podemos emitir a hipótese que a recarga a partir dos escoamentos no riacho resultou, neste trecho, na mistura das águas numa área restrita, de cerca de 5% da largura do aquífero, e não teve um impacto de diluição em toda a largura do aquífero.

Tabela 4-8: CE da água do aquífero aluvial em P27 (trecho 1) antes, durante e após a liberação de água do açude.

Período / liberação	Aquífero			Açude
	19/09/05 (antes)	30/09-09/12/05 (durante)	08/02/06 (após)	
$H_{\text{sat}} - H$ (m)	-0,45	0	-0,65	-
CE ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)	1000 (CE_0)	500 (CE_1)	950	320 (CE_R)

4.3.5.2.3. Importância das infra-estruturas hidráulicas na dinâmica hidrológica do aquífero aluvial

Três infra-estruturas hidráulicas têm uma influência direta particularmente importante na dinâmica hidrológica do Vale (**Figura 4-26**):

- A barragem de Lagoa Cercada, construída em 2002, cujas infiltrações através da sua parede reabastecem o aquífero aluvial a jusante e garantem a manutenção do nível piezométrico do aquífero no nível do leito do riacho. Estas infiltrações, evidenciadas pelos escoamentos superficiais abaixo da parede do açude, foram estimadas em cerca de 15 L/s com a modelagem conceitual (**4.4.**) (e confirmadas por medição com uma calha Parshall (2004) e observação dos escoamentos em 2005, 2006 e 2007).

- O açude do Rch. Verde (RV), cujas águas foram liberadas de forma descontínua a partir de 2004 no âmbito de dar suporte às áreas irrigadas (localizadas perto de P 101) a partir de bombeamento no aquífero aluvial. Estas liberações foram realizadas, na estação seca, de forma descontínua em 2004, 2005 e 2006 e contínua em 2007, com vazão e duração variáveis (0 até 130 L/s durante algumas horas até algumas semanas). Estas liberações explicam a elevação (ou manutenção em nível elevado) do nível piezométrico no riacho Forquilha registrado em P 60, mas não em P101 ou P133 (salvo no início de 2007), evidenciando que o escoamento superficial no rio não atinge P 101.

- A passagem molhada da Veneza, que atua como uma barragem para as pequenas cheias, armazenando a água. No caso de P133, os escoamentos no rio somente ocorrem após o enchimento do reservatório artificial criado pelo vertedouro de Veneza (capacidade de armazenamento de $3 \cdot 10^5 \text{ m}^3$). Assim, os escoamentos registrados em P133 são significativamente inferiores àqueles registrados em P101, especialmente nos anos de chuvas pouco intensas (2001-2005-2006). Somente os maiores picos de cheia registrados em P 60 ou P 101 são também registrados em P 133.

- Assim, é pertinente separar vários trechos no Vale do Forquilha, cujas dinâmicas hidrológicas são diferentes, para orientar a interpretação e a discussão, particularmente com relação à dinâmica de salinidade (**Figura 4-12e Método**

- As composições globais das águas dos diferentes recursos hídricos da bacia são comparadas a partir dos resultados de análises químicas realizadas neste estudo ou disponíveis na bibliografia. Diferentes tipos de dinâmica de salinidade são identificados a partir de variogramas temporais de H e CE. O balanço de massa é usado para explicar as observações realizadas na área piloto durante o evento hidrológico excepcional de 2004. Por fim, alguns piezômetros representativos são escolhidos para ilustrar os diferentes modos de funcionamento identificados.

Estes resultados são em seguida usados para realizar um modelo de balanço de massa na escala mensal, em complemento ao modelo de balanço hidrológico (4.2.1.6.). Um modelo espacializado é usado para testar, em uma área piloto, as hipóteses em termos de origem e dinâmica de salinidade.

-).

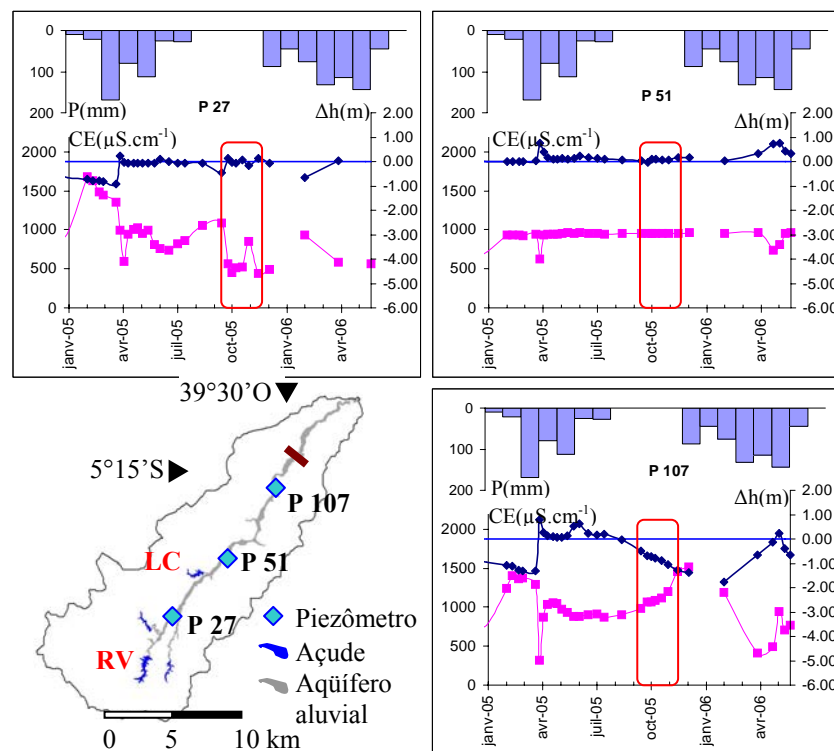


Figura 4-26: Influência da liberação de água do açude do Rch.Verde sobre o nível piezométrico Dh (m) (linha azul escuro) e a CE observada nos piezômetros P27,51 e 107, localizados no mapa. Conforme a pluviometria (barras azuis), o período de liberação (caixa vermelha) ocorreu durante a estação seca.

4.3.6. Discussão

As águas dos aquíferos aluviais e do embasamento cristalino têm uma composição química parecida que sugere relações hidrossalinas.

O estudo na área piloto permitiu evidenciar a influência da cheia excepcional de 2004, cujos principais impactos são um aumento da salinidade e dos cloretos, uma estabilidade da alcalinidade e a evolução da alcalinidade residual para valores negativos. O aumento da salinidade continua até 2005 na maioria dos piezômetros.

As interações entre o aquífero aluvial e o rio são caracterizadas:

- na estação chuvosa, pela alternância de fluxos do rio para o aquífero (recarga durante os eventos de cheia) e do aquífero para o rio (drenagem do aquífero aluvial para o rio no fim dos eventos de escoamento);
- na estação seca, os únicos escoamentos no leito do riacho são devidos às liberações de água do açude de Rch. Verde e as infiltrações do açude de Lagoa Cercada;

As observações sugerem uma tendência, durante a estação seca, ao enriquecimento das águas aluviais em sais (aumento da CE) e a uma mudança de fácies das águas em direção às características das águas do cristalino. Nestas condições, a hipótese de uma contribuição do embasamento cristalino reforçada pelos bombeamentos (que aumentam o gradiente hidráulico do cristalino para o aluvião) é reforçada. Isto é coerente com um nivelamento realizado na estação seca de 2005 no poço profundo da Várzea do Meio que mostrou um gradiente hidráulico de 1‰ do aquífero cristalino para o aquífero aluvial.

Eventos hidrológicos extremos ativam fluxos pontuais de trânsito hidráulico, onde sais foram acumulados desde o evento extremo anterior por evaporação, que podem provocar um aumento forte da salinidade no aquífero aluvial.

Porém, uma contribuição do cristalino parece a mais plausível e influente diante dos argumentos geoquímicos.

Entretanto, a hipótese de uma lixiviação de sais da zona não saturada para a zona saturada permanece. De um modo geral, a frequência baixa (semanal a mensal) dos dados coletados não permitiu uma caracterização dos processos hidrológicos fugazes que podem ser determinantes na dinâmica hidrossalina do aquífero aluvial.

Os dados horários recentes coletados em alguns linígrafos mostraram também que existem variações diárias dos níveis piezométricos por causa da evapotranspiração (particularmente da mata ciliar e ao nível do leito do riacho) e dos bombeamentos. Conseqüentemente, um dispositivo experimental com freqüência de monitoramento mais alta (horária a diária) parece interessante para caracterizar os processos que governam a dinâmica hidrossalina e a evapotranspiração do aquífero aluvial.

Do ponto de vista do desenvolvimento do uso do aquífero aluvial para a irrigação, as análises realizadas mostraram que a água do aquífero aluvial têm uma alcalinidade residual positiva. Usada para a irrigação, esta água leva a uma desorção progressiva do Ca (principalmente) do complexo catiônico do solo para neutralizar a alcalinidade o que tende a aumentar o pH e degradar a estrutura do solo (**Marlet & Job, 2006**).

4.4. Modelagem conceitual

4.4.1. Calibração no período 2000-2006

Das diferentes funções de contribuição do cristalino testadas, a função de tipo $M_{\text{crist}}(x) = M_o V_{\text{sat}} / V(x)$ permitiu a melhor representação da dinâmica de aumento de CE durante as estações secas. Com esta função, diferentes hipóteses de M_o (30, 45 e 110 T/mês) foram simuladas (**Figura 4-27 e Figura 4-28**). O melhor ajuste foi obtido com $M_o = 45$ T/mês. No período observado, isto representa uma contribuição anual de cerca de 540 T/ano. Este valor é compatível com a massa de cloretos depositada anualmente de cerca de 220 T/ano.

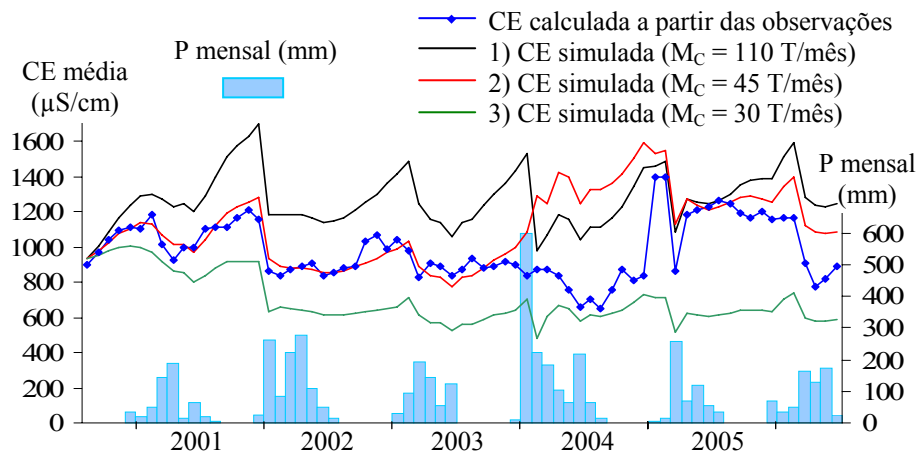


Figura 4-27: CE calculada a partir das observações, e modelada com hipóteses M_o de contribuição de base do cristalino de 30, 45 e 110 T/mês; precipitações mensais.

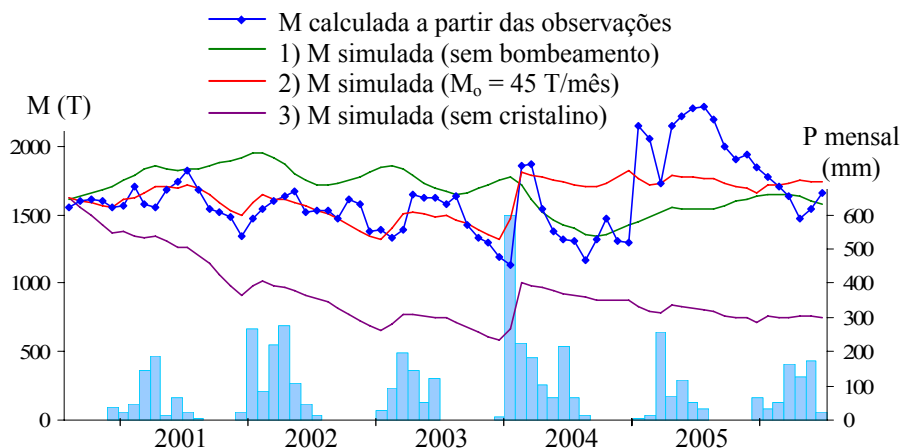


Figura 4-28: Contribuição, M , do embasamento cristalino, calculada a partir das observações (azul), e modelada com hipóteses 1) sem bombeamento, 2) $M_o = 45$ T/mês, 3) sem contribuição do cristalino; precipitações mensais.

4.4.2. Simulação numa série histórica de 20 anos

As simulações foram realizadas com a série pluviométrica 1970-1988 da estação Manituba na hipótese de uma contribuição externa de base de 45 T/mês com duas hipóteses de exploração do aquífero: i) sem exploração e ii) com 75 ha irrigados (nível de exploração atual) (**Figura 4-29 e Figura 4-30**).

O balanço de massa médio mensal no período simulado evidencia que:

- A recarga do aquífero aluvial pelo riacho permite explicar 46% a 50% da massa de sal entrando no aquífero aluvial. Nesta simulação a contribuição do cristalino representa 46% a 50% do sal entrando.
- A drenagem do aquífero para o riacho durante e no fim da estação chuvosa corresponde a 47% e 69% das exportações de sais nas hipóteses com e sem exploração respectivamente. Os principais resultados da simulação são:

A massa de sal e a CE variam em torno de 1100 T e 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente, sem tendência clara crescente ou decrescente, com ambas as hipóteses com ou sem bombeamento. Isto é um resultado fundamental porque, se as hipóteses do modelo são verdadeiras, a exploração (ou não) do aquífero aluvial não comprometeria no longo prazo a qualidade de água do aquífero. Entretanto, o valor de 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$ é um pouco inferior à média observada de CE no aquífero (930 $\mu\text{S}/\text{cm}$), o que poderia indicar que a contribuição do cristalino poderia ser subestimada.

No caso do cenário com bombeamento, a redistribuição dos sais acumulados na zona não saturada provoca picos de salinidade que desaparecem em cerca de dois anos (exportação dos sais a jusante). Os anos mais secos, quando o rebaixamento piezométrico também é maior, a CE chega até 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ durante a estação seca.

No caso do cenário sem bombeamento, a CE permanece inferior ao cenário com bombeamento, mesmo quando a massa de sais total é superior, como por exemplo, durante secas plurianuais (1979 a 1983), porque o rebaixamento piezométrico do aquífero sempre é limitado. É evidente que este resultado é ligado à função M_{crist} escolhida, que é baseada na hipótese que é o nível piezométrico no aquífero aluvial que determina a contribuição do aquífero cristalino.

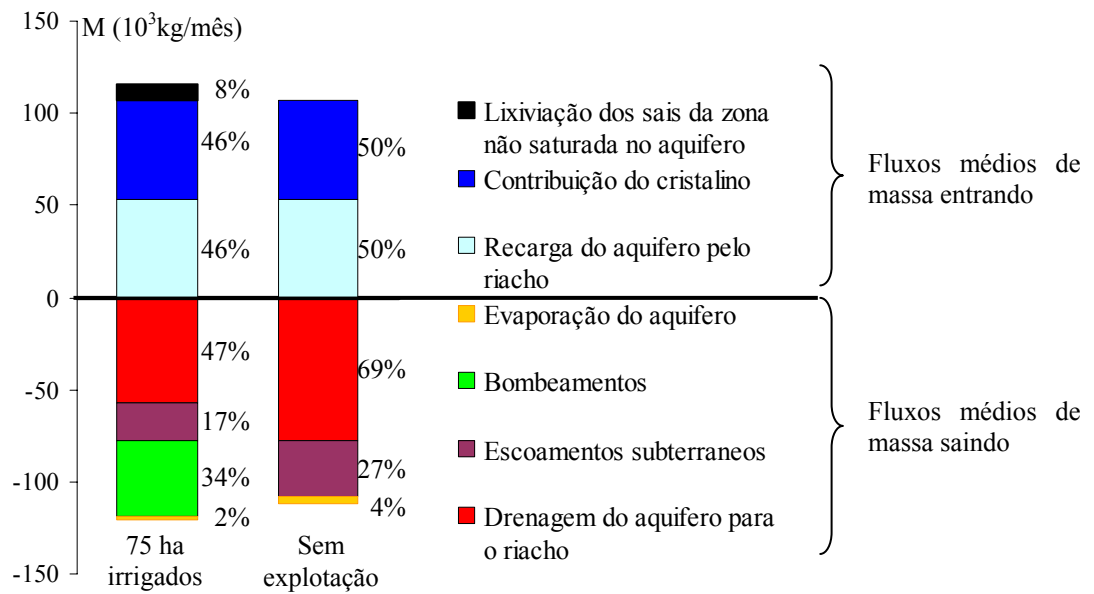


Figura 4-29: Balanço de massa mensal no período 1970-1988 mostrando a média dos principais fluxos entrando e saindo do aquífero aluvial, com uma contribuição de base do cristalino $M_o = 45 \text{ T/mês}$ nas hipóteses sem exploração do aquífero e com 75 ha irrigados.

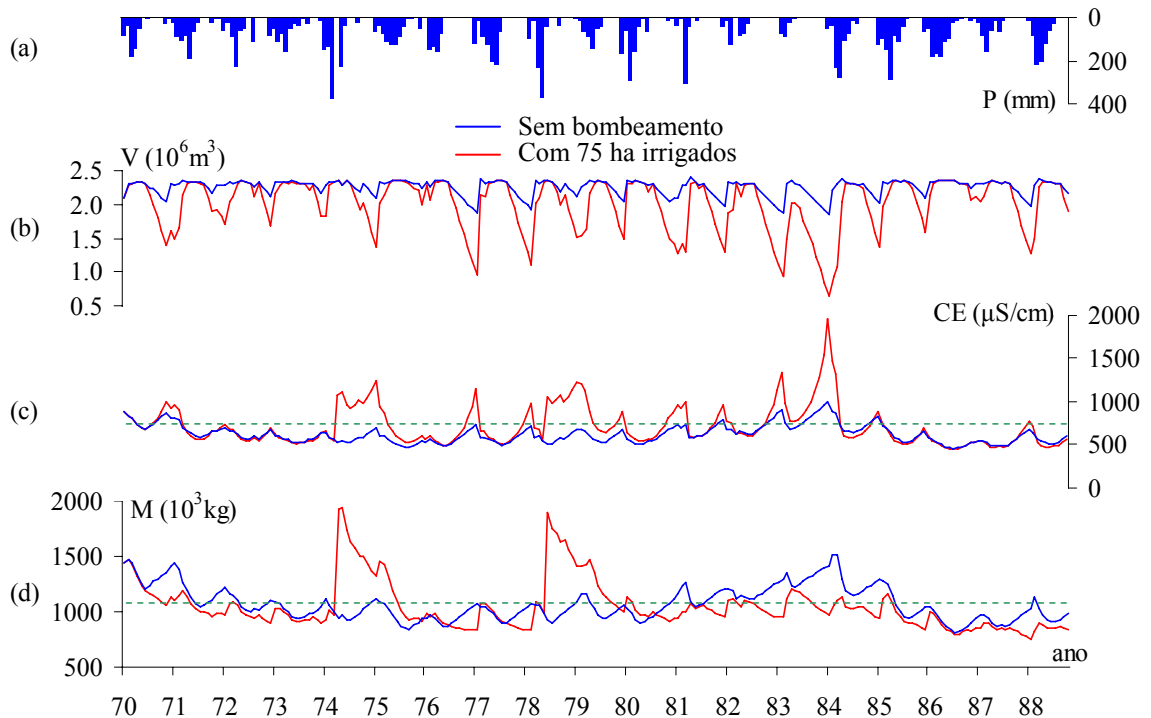


Figura 4-30: Pluviometria mensal no período 1970-1988 (a) e resultado da simulação de variação do volume (b) da CE (c) e da massa de sais (d) da água do aquífero aluvial no caso de um cenário sem bombeamento (linhas azuis) e com 75 ha irrigados (linhas vermelhas).

4.5. Modelagem espacializada

As hipóteses referentes à hidrodinâmica do aquífero aluvial foram testadas com o modelo hidrogeológico Feflow, a base física, versão 5.1 (WASY, 2005) num trecho de 1,5 km de extensão na comunidade de São Bento, onde são implantadas várias áreas de frutíferas e hortaliças irrigadas. Nesta área, inquéritos mostraram que os agricultores são obrigados a limitar a irrigação no fim da estação seca por causa do rebaixamento excessivo do nível piezométrico provocado pelos bombeamentos, caracterizando uma situação próxima da superexploração.

O desenvolvimento do modelo da área de São Bento segue quatro etapas:

- Discretização da área e definição das condições de contorno.
- Modelagem em regime permanente.
- Modelagem em regime transitório (água).
- Modelagem em regime transitório (água + sais).

4.5.1. Conceitualização, malhas, condições de contorno e calibração dos parâmetros hidrodinâmicos do modelo.

O trecho de aquífero modelado em 3D tem uma área de 283.10^3 m^2 , com um volume total de $1,88.10^6 \text{ m}^3$ para duas camadas não confinadas correspondentes à camada não saturada e à camada saturada.

Diferentes observações (poços e sondagens, geofísica), mostraram que na área de estudo, a condutividade hidráulica K do aquífero aluvial é maior perto do rio (área A+) do que nas partes laterais (área A-) (Figura 4-31).

A área foi discretizada em 6552 malhas e 8326 nós, com um refinamento maior ao longo dos contornos (poços, rio, limites montante e jusante do aquífero) e dos limites da área A+ (Figura 4-32).

Figura 4-31: Áreas de alta (A+) e baixa (A-) condutividade hidráulica no trecho modelado.

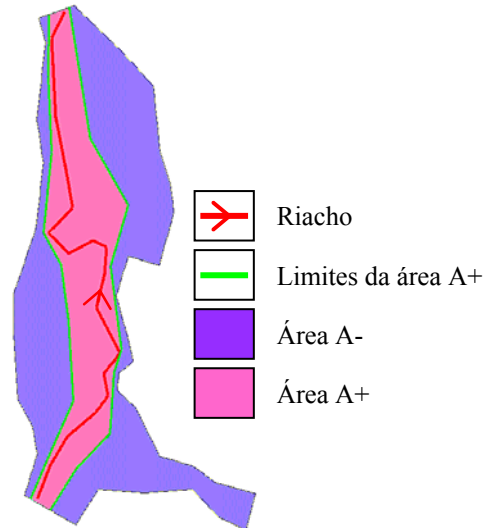
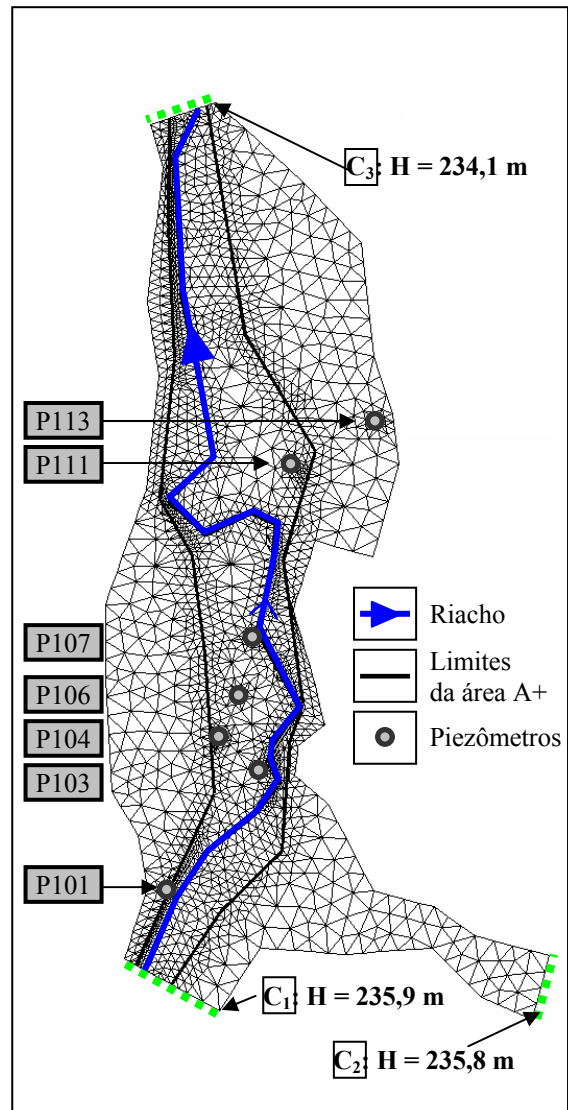


Figura 4-32: Discretização da área piloto em polígonos com as condições de contorno C_1, C_2 e C_3 (carga fixa - pontilhado verde) na simulação em regime permanente.



4.5.1.1. Simulações em regime permanente

As simulações em regime permanente foram realizadas para calibração da condutividade hidráulica K e realização do balanço de um ciclo hidrológico (um ano). A condição inicial é a piezometria observada em 05/2002 (**Figura 4-33**). Por isto, escolhemos realizar esta simulação sem bombeamentos, o que equivale a considerar o aquífero sem influência antrópica.

Os resultados das simulações da piezometria são comparados com a piezometria de referência calculada a partir das simulações realizadas com o modelo conceitual e corresponde à altura de água média no aquífero ($= H_{\text{sat}} - 0,30 \text{ cm}$) em condições sem bombeamento.

Numa primeira etapa, simulações foram realizadas na hipótese de um único valor de condutividade hidráulica K para cada camada. Não foi possível adequar a piezometria simulada à piezometria observada. Isto mostra que o modelo tem uma forte sensibilidade ao valor de K e que é pertinente espacializar K .

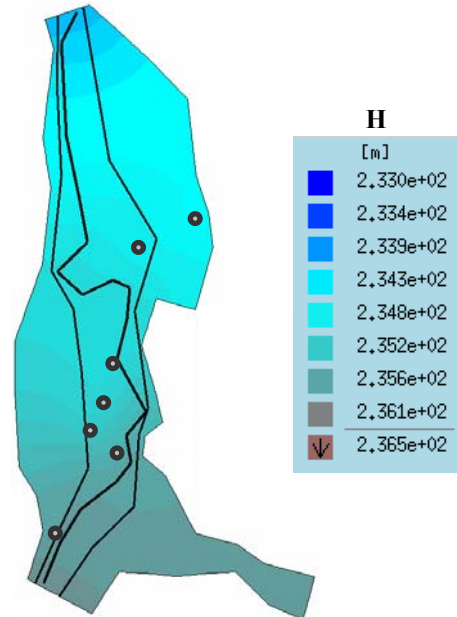
Por conseguinte, nas simulações, foi atribuído um K mais alto à área A+ ao longo do rio, cujos limites foram escolhidos a partir de sondagens e dados de testes de vazão (**Figura 4-32**). A condutividade hidráulica no sentido do fluxo (K_1) foi calibrada em A+ e A- na camada saturada (**Figura 4-31**) para ajustar a piezometria simulada com a piezometria de referência, com as seguintes hipóteses simplificadores:

- $K_1 = 2K_2 = 10K_z$ (**Tabela 4-9**)
- $K(\text{zona saturada}) = 2 K (\text{zona não saturada})$.

Tabela 4-9: Valores de K (10^{-4} m/s) atribuídas às áreas A- e A+ para as duas camadas (saturada e não saturada) do aquífero após calibração em regime permanente. K_1 (horizontal na direção do fluxo), K_2 (horizontal perpendicular a K_1), K_z (vertical).

	(10^{-4} m/s)	K_1	K_2	K_z
Zona saturada	A-	4	2	0,4
	A+	20	10	2
Zona não saturada	A-	2	1	0,2
	A+	10	5	1

Figura 4-33: Condição inicial de piezometria obtida a partir dos dados coletados em 05/2002 nos piezômetros (círculos cinza).



Considerando que a condutividade hidráulica na zona não saturada deve ser inferior àquela da zona saturada, fixaram-se os valores de K na camada não saturada como iguais à metade dos valores de K correspondentes na camada saturada.

As condições nos limites são as condições de carga a montante e a jusante (**Figura 4-35**). Não há fluxo lateral.

Com estas condições de contorno e de K , obteve-se uma boa correspondência dos níveis piezométricos de referência e simulados. Nesta simulação, o valor do fluxo de escoamento subterrâneo em C_3 é de $98 \text{ m}^3/\text{dia}$, com valores nos nós variando de $0,05 \text{ m}/\text{dia}$ (A+) até $0,2 \text{ m}/\text{dia}$ (A-).

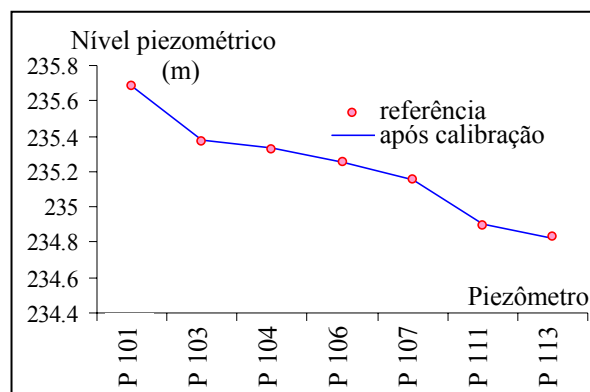


Figura 4-34: Níveis piezométricos em regime permanente (referência e simulados após calibração de K) nos diferentes piezômetros da área piloto.

A segunda etapa é uma simulação em regime transitório, usando como condição de contorno C_1 e C_3 as condições de fluxo determinadas em regime permanente.

4.5.1.2. Simulações em regime transitório

Esta simulação é realizada num ciclo hidrológico (maio 2002 até maio 2003). O objetivo é calibrar e realizar uma análise de sensibilidade dos diferentes parâmetros do modelo, com condições iniciais de piezometria de 05/2002 (**Figura 4-33**) e de contorno seguintes (**Figura 4-35**):

- A montante, C_2 é uma condição de carga constante que se justifica pela existência de um reservatório a montante que mantêm o nível constante. C_1 e C_3 são condições de fluxo cujos valores em cada nó foram obtidos da simulação em regime permanente.
- No riacho, a condição é de carga piezométrica H , fixada a montante (M) e a jusante (J) a partir dos dados medidos no piezômetro P101, localizado no leito do riacho. Os valores de H entre M e J são interpolados linearmente.

Esta condição de contorno é ligada quando $H > H_{sat}$ e desligada quando $H \leq H_{sat}$. Neste caso, as taxas de transferência (Φ_R em $m/dia^{-1}/m$) riacho/aquífero (Φ_{R-in}) e aquífero/riacho (Φ_{R-out}) são zeradas. Quando $H > H_{sat}$ $\Phi_{R-in} = \Phi_{R-out} = 5 \cdot 10^4 \text{ dia}^{-1}$ (valor padrão do feflow).

- Uma condição de bombeamento (m^3/d) foi atribuída a P104 em função das observações realizadas na área irrigada de P104. Para os outros piezômetros, a condição de bombeamento de P104 foi corrigida em função da área irrigada.

Diferentes valores de porosidade efetiva ρ_e foram testados. Com uma porosidade de 10% (valor usado na modelagem conceitual), os rebaixamentos provocados pelos bombeamentos são grandes demais. Para levar em conta a granulometria mais grosseira da área A+, foram atribuídos valores de porosidade diferentes para as áreas A+ (20%) e A- (15%).

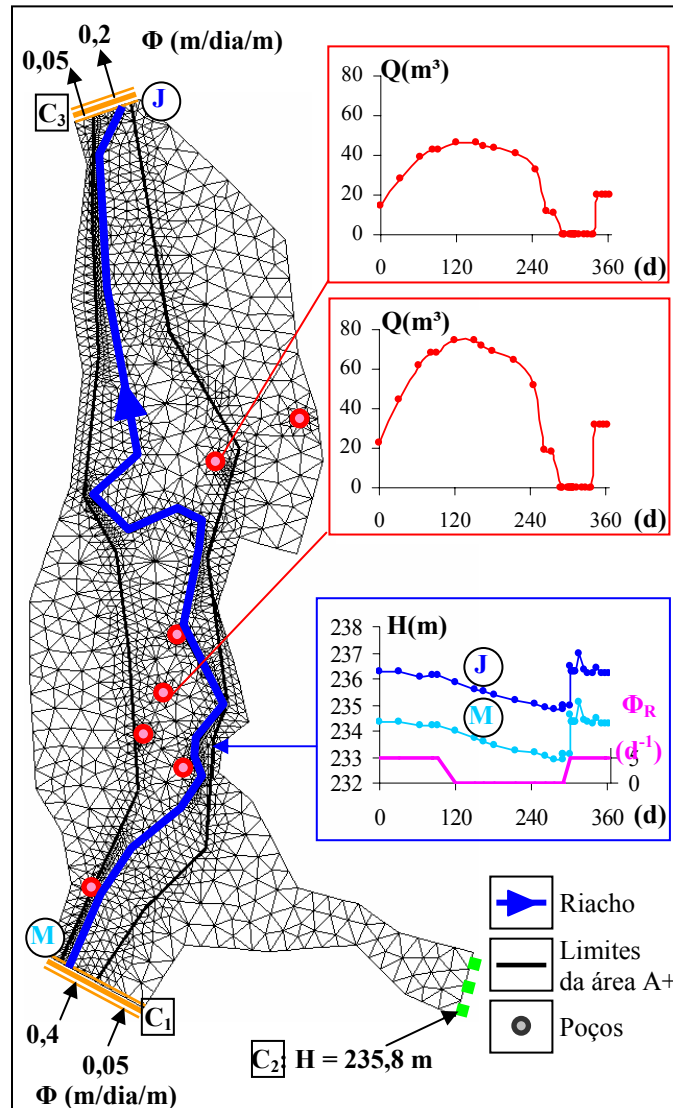


Figura 4-35: Condições de contorno na simulação em regime transitório num ciclo hidrológico (05/2002-05/2003). As condições de carga H (pontilho verde) e de fluxo Φ (traço laranja) são constantes. As condições de transferência (linha azul entre os pontos M a montante e J a jusante) e de bombeamento (pontos vermelhos) dependem do tempo (encartes).

A comparação das curvas simuladas (com $\Phi_R = 5.10^4 \text{ dia}^{-1}$) com os valores registrados nos diferentes piezômetros mostra:

- uma boa correspondência para os piezômetros 103,104, 106, 111 e 113,
- um rebaixamento na estação seca maior na simulação do que aquele observado em P101.
- Um rebaixamento na estação seca menor na simulação do que aquele observado em P107.

Diferentes simulações foram realizadas em seguida com valores diferentes de K , Φ_R , e Q , no intuito de avaliar a sensibilidade do modelo a estes diferentes parâmetros e encontrar valores eventuais para melhorar a correspondência entre os valores simulados e observados.

Valores de Φ_{R-in} e Φ_{R-out} de 10^5 até 10^4 dia^{-1} foram testadas. Com valores de $\Phi_{R-in} < 5 \cdot 10^4$ dia^{-1} , a recarga do aquífero é mais lenta do que o observado. As curvas simuladas apresentam, entretanto pouca diferença entre si no intervalo de valores testadas.

O modelo mostrou pouca sensibilidade a valores de K_Z maiores, mas uma sensibilidade elevada a mudanças nos valores de K_1 e K_2 das áreas $A+$ e $A-$.

Uma distribuição diferente (em até 40%) dos fluxos bombeados nos diferentes poços foi testada mantendo o mesmo fluxo total bombeado (ΣQ constante). A sensibilidade do modelo a valores de Q diferentes é elevada. Não foi possível diminuir o rebaixamento observado em P101 sem diminuir a performance do modelo nos outros piezômetros.

Várias hipóteses podem explicar o rebaixamento simulado acentuado em P101: i) K a montante de P101 subestimada (e conseqüentemente uma recarga subestimada), ii) ρ subestimada na área perto de P101 (e conseqüentemente um impacto maior dos bombeamentos).

A partir destas observações, o melhor ajuste é o ajuste proposto inicialmente. As hipóteses simplificadoras seguintes limitam a possibilidade de obter um melhor ajuste dos valores simulados com os observados:

- a geometria simplificada do aquífero,
- a atribuição de valores de K homogêneos em $A+$ e $A-$,
- a dinâmica idêntica dos bombeamentos em cada poço.

Entretanto, considera-se que o modelo permitiu representar bem a dinâmica do aquífero aluvial e que os resultados obtidos são suficientes robustos.

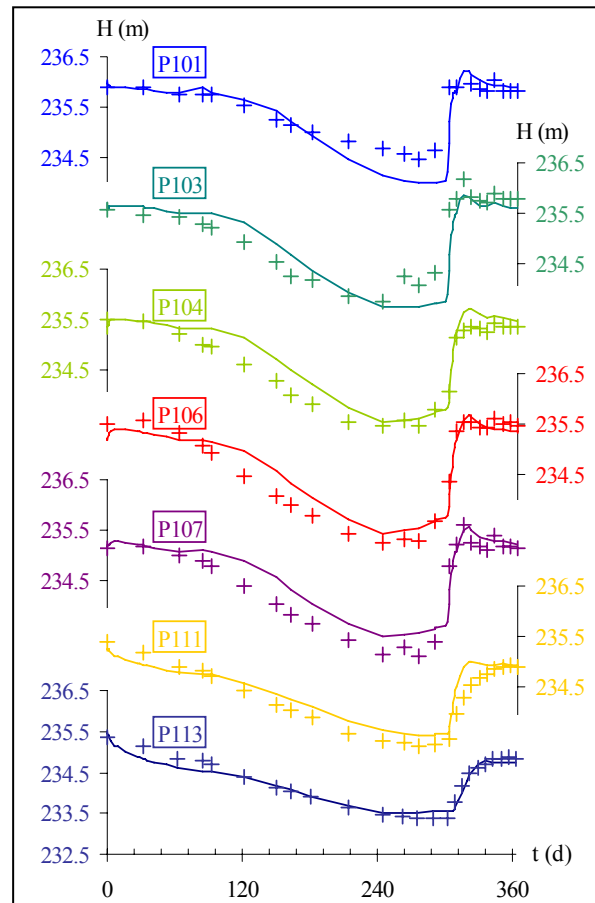
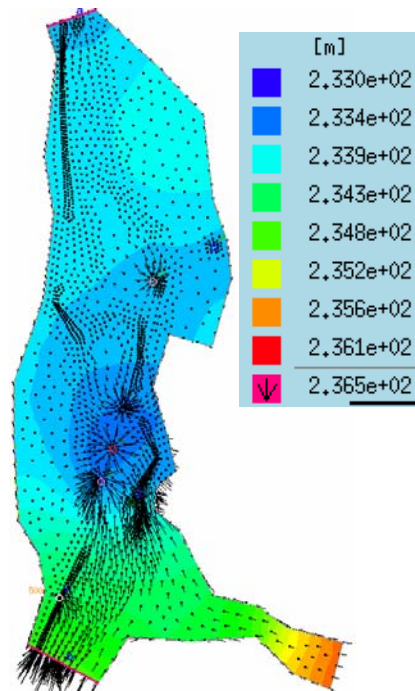


Figura 4-36: Níveis piezométricos medidos e simulados com $\Phi_R = 5.10^4 \text{ dia}^{-1}$, de 05/2002 a 05/2003.

Figura 4-37: Piezometria simulada no fim da estação seca mostrando a inversão de gradiente piezométrico provocada pelos fortes bombeamentos em P106.



A simulação mostra que os bombeamentos intensos, principalmente na área de P103, P104, P106 e P107, provocam um rebaixamento acentuado do aquífero que resulta numa inversão temporária do gradiente hidráulico na estação seca. A consequência prática desta observação é que a construção de uma barragem subterrânea a jusante da área onde os bombeamentos estão concentrados, não permitiria aumentar muito a disponibilidade em água.

Esta fase de calibração do modelo de fluxo permitiu:

- Obter uma aproximação regionalizada dos parâmetros característicos do aquífero aluvial (K , ρ_e),
 - Mostrar que a hipótese de uma área mais condutiva ao longo do rio permite obter nas simulações, uma piezometria mais próxima àquela observada do que com um valor de K único,
 - Mostrar que a hipótese de uma recarga pelo leito do rio é verossímil do ponto de vista hidrodinâmico.

A próxima fase é a modelagem de fluxo e de massa.

4.5.2. Simulações hidrodinâmicas

Simulações foram realizadas para o período 09/2000 a 04/2006. Os principais termos do balanço hidrológico (média anual) são apresentados na **Figura 4-38**

Os principais fluxos saindo são os bombeamentos ($127.10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$) e a drenagem do aquífero para o riacho ($90.10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$).

Os principais fluxos entrando são a recarga a partir do riacho ($156.10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$) e o fluxo subterrâneo a montante ($75.10^3 \text{ m}^3/\text{ano}$).

O fluxo saindo por escoamento subterrâneo a jusante é inferior ao fluxo entrando por escoamento subterrâneo porque os bombeamentos intensos o limitam (diminuindo ou até invertendo o gradiente hidráulico natural).

O fluxo saindo por escoamento subterrâneo a jusante é pouco importante no balanço hidrológico. Mesmo se não é possível comparar os valores dos termos deste balanço com aqueles obtidos na modelagem conceitual (porque os sistemas são diferentes), é interessante notar que na modelagem conceitual, o valor calibrado para os escoamentos subterrâneos (a

jusante do sistema ‘aquífero aluvial’) é importante, chegando a representar até 40% dos fluxos saindo. Portanto, seria importante investigar melhor a origem deste fluxo saindo, na escala do aquífero aluvial inteiro. Uma hipótese interessante a se investigar é o fluxo devido a evapotranspiração da mata ciliar perto (e dentro) o leito do riacho.

Entretanto, os resultados obtidos nesta simulação são compatíveis com aqueles obtidos na modelagem conceitual.

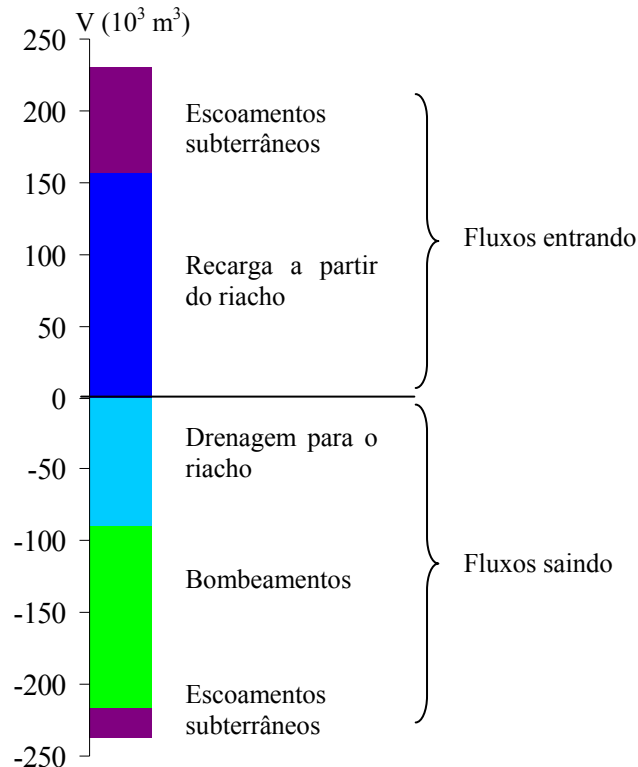


Figura 4-38: Principais termos do balanço hidrológico (média anual) no período 09/2000 a 04/2006.

4.5.3. Transporte de massa de sais

O objetivo desta parte é testar diferentes hipóteses que possam explicar a dinâmica de salinidade do aquífero aluvial. O principal mecanismo de recarga do aquífero aluvial é a infiltração a partir de escoamentos no leito do riacho, cuja salinidade é inferior àquela do aquífero aluvial. Isto implica uma fonte exterior de sais.

As hipóteses mais verossímeis são:

- i) de uma contribuição do aquífero cristalino, contínua, devido ao fato que o aquífero aluvial é a área natural de drenagem do aquífero cristalino, e,
- ii) de interações com a zona não saturada (lixiviação para a zona saturada quando $H > H_{\text{sat}}$, e, particularmente, em caso de cheias excepcionais que podem submergir totalmente a planície aluvial).

Para testar estas hipóteses, diferentes condições de contorno foram avaliadas:

- i) Salinidade fixa nas bordas laterais do aquífero (i.e. $2 \text{ g/L} = \bar{C}_{\text{cristalino}}$, correspondente à hipótese de uma salinização a partir da interface entre o solo e o embasamento nas encostas),
- ii) Contribuição homogênea em toda a área do aquífero pelo embasamento,
- iii) Sal na zona não saturada (i.e. lixiviado quando $H > H_{\text{sat}}$)

Para os parâmetros característicos do aquífero para transporte de massa, valores foram testados em diferentes intervalos e um valor final atribuído nestas etapas de calibração: porosidade (30%, intervalo testado = [10%,40%]), difusão ($10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), dispersão longitudinal (5 m) e transversal (0,5 m, intervalo testado = [0,1m;1m]).

4.5.3.1. Contribuição lateral

Em regime permanente, o resultado da simulação mostra que a salinidade das águas na área ao longo do riacho é, principalmente, influenciada pelas condições de recarga pelo riacho (frequência das cheias, salinidade das águas de escoamento), enquanto nas áreas onde os escoamentos subterrâneos são limitados (como, por exemplo, no piezômetro P113), a salinidade é alta. Entretanto, na área do retângulo azul, a CE simulada é baixa, o que não é conforme as observações.

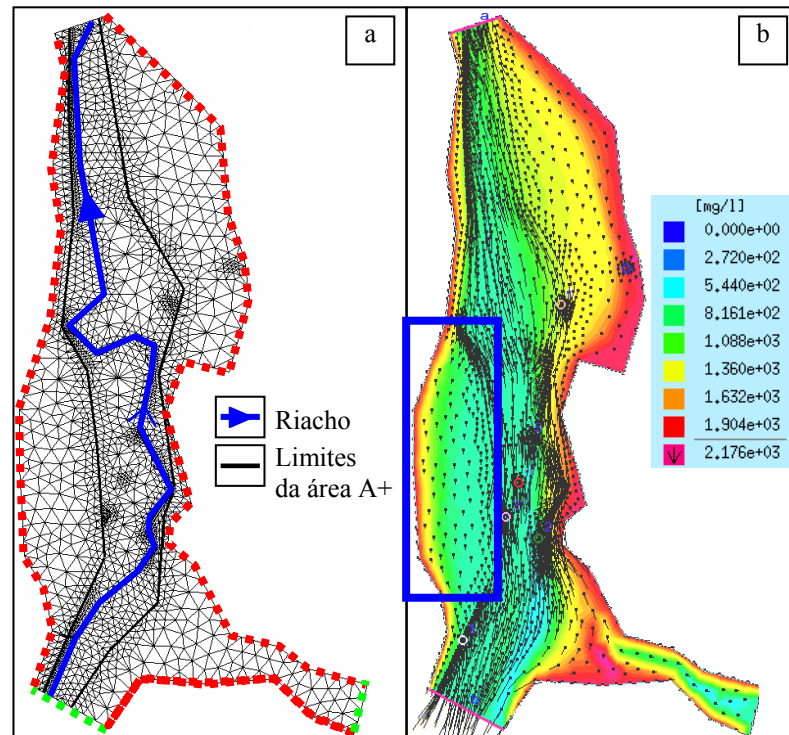


Figura 4-39: Condições de contorno (a) de fluxo de sal constante (vermelho) e concentração constante (verde) e distribuição de salinidade (b) em regime permanente.

4.5.3.2. Contribuição homogênea do embasamento

Nesta simulação, o estado inicial é de $CE = 900 \mu\text{S}/\text{cm}$. Na hipótese de uma contribuição mássica homogênea do embasamento, foi possível obter uma distribuição espacial e temporal de salinidade da água compatível com a observada com uma contribuição de $0,1 \text{ g}/\text{m}^3/\text{dia}$.

Particularmente, observa-se uma salinidade crescente em P113 até uma estabilização num nível maior que nos outros piezômetros, sem variações bruscas de CE, o que é conforme o observado.

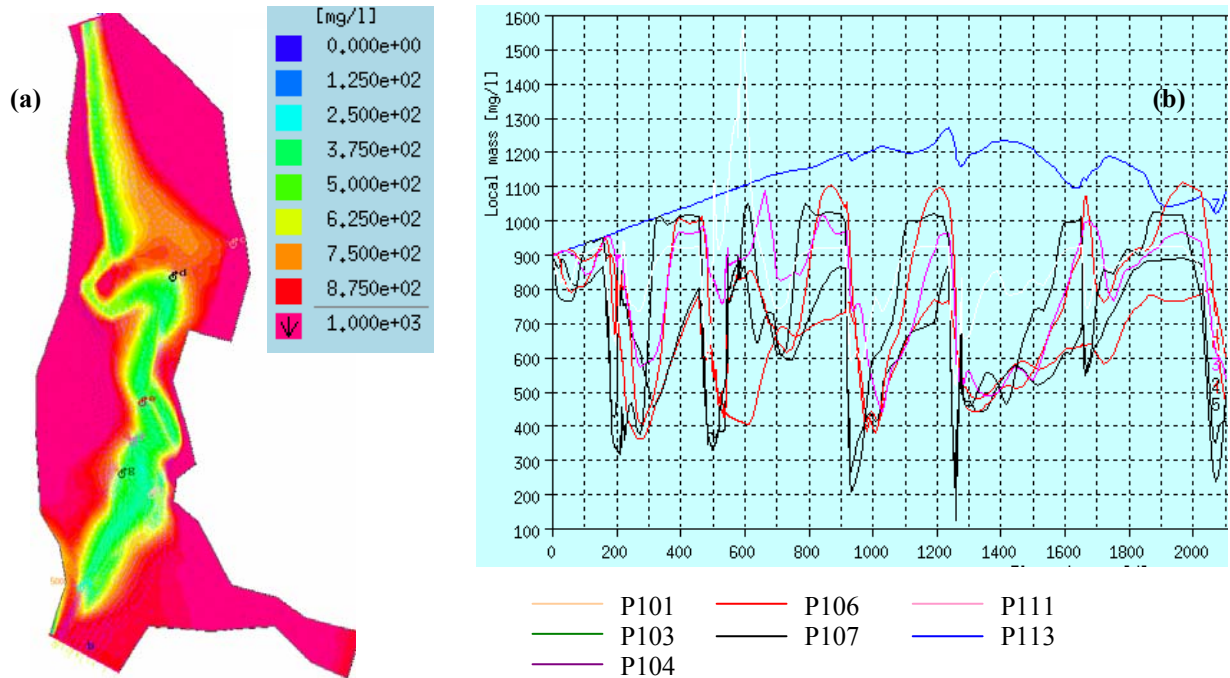


Figura 4-40: Distribuição da salinidade da água no trecho modelado, no fim da simulação (a) e salinidade simulada nos diferentes piezômetros (b).

4.5.3.3. Contribuição da zona não saturada

A hipótese de uma contribuição da zona não saturada na elevação da salinidade da água do aquífero quando o nível piezométrico aumenta até 1m do nível do solo foi testada, na hipótese de uma redistribuição dos sais a partir das áreas onde os solos são mais salinos. Os resultados mostram que esta hipótese permitiria explicar os valores altos de salinidade observados na zonas 1 e 2.

4.5.4. Conclusão

Os principais componentes do balanço hidrológico e de massa foram apontados. A hipótese de fortes relações entre o aquífero cristalino e o aquífero aluvial, determinantes na dinâmica de salinidade, é a mais plausível e merece ser o foco de futuros estudos. Os impactos antrópicos são determinantes na dinâmica hidrológica e podem contribuir fortemente numa redistribuição dos sais no aquífero aluvial, modificando a sua dinâmica em

curto prazo. A dinâmica hidrológica do aquífero com recarga sazonal oferece oportunidades para a sua exploração, mas o recurso permanece limitado em volume. Os açudes e a passagem molhada influenciam fortemente a dinâmica hidrológica do aquífero aluvial, ainda mais quando se libera água dos açudes.

O desenvolvimento de estratégias de gestão adaptadas às condições hidrossalinas, de um lado, e socioeconômicas, do outro, é fundamental para garantir a disponibilidade da água, cuja qualidade pode localmente cair deixando-a imprópria ao uso.

5. - SIMULAÇÕES DE CENÁRIOS E AVALIAÇÃO DA DISPONIBILIDADE EM ÁGUA PARA USOS MÚLTIPLOS

5.1. Introdução

Os pequenos recursos hídricos são particularmente sensíveis aos impactos antrópicos. No caso do aquífero do Forquilha, cerca de 40% dos fluxos saindo são de origem antrópica.

Neste contexto, avaliar estratégias de gestão da exploração dos pequenos aquíferos aluviais necessita tanto uma boa caracterização dos processos físicos (4) quanto antrópicos que condicionam a disponibilidade da água para as diferentes categorias de usuários.

Neste capítulo, colocam-se em evidência os principais fatores determinantes dos modos de gestão, as estratégias de uso e de exploração dos recursos hídricos e as diferentes categorias de usuários na bacia do Forquilha. Em seguida cenários de evolução são construídos e os seus impactos sobre a disponibilidade de água são discutidos com a ajuda de um modelo hidrológico que permite integrar os principais recursos hídricos da bacia.

5.2. Interação entre políticas públicas e dinâmicas locais sobre a agricultura familiar

5.2.1. Introdução

A influência da política no desenvolvimento socioeconômico local é dominante nesta região semi-árida e condiciona a maior parte das estratégias e decisões tomadas pelos gestores e pelos agricultores (Molle, 1994).

Isto é particularmente relevante quanto à questão dos recursos hídricos no meio rural. O abastecimento de água dos pequenos agricultores familiares, que condiciona em boa parte a sua capacidade de produção agrícola e de resistência às secas, muitas vezes, não é garantido. Assim, os pequenos agricultores familiares permanecem submissos à postura ora paternalista

ora opressora presente dos atores políticos locais, que direcionam as ajudas emergenciais nos períodos de seca para os seus redutos eleitorais.

Por conseguinte, a autonomia dos agricultores permanece limitada nesta região mesmo se recentes avanços foram alcançados, como por exemplo, os sistemas de abastecimento comunitários (**Ribeyre, 2006**).

Portanto, no intuito construir cenários futuros de evolução da demanda hídrica para diferentes usos (doméstico, animal e irrigação), é fundamental analisar as condições sócio-políticas locais, que são um fator determinante para evoluções futuras.

Este capítulo foi redigido a partir da publicação “Efeitos da interação entre políticas públicas e dinâmicas locais sobre a agricultura familiar: Estudo de caso da bacia do Riacho Forquilha - Quixeramobim / CEARÁ” (**Fabre & Burte, 2007**).

5.2.2. Historia agrária da região.

A colonização de Quixeramobim pelo homem branco data da segunda metade do século XVII. Trazendo o gado pela "Estrada das Boiadas" (vindo do Rio Grande do Norte com destinação ao Piauí), o homem branco margeava os rios a procura de água e pastos (**Prado Junior, 1995**). A partir de 1702, começaram a ser divididas em sesmarias as terras das margens do rio Quixeramobim e seus afluentes, onde as primeiras fazendas foram instaladas. Essa conquista colonial era a da economia pastoral, que se desenvolveu a partir da apropriação violenta das terras e da mão-de-obra indígena, facilitada pelos missionários (**Delaunay, 1988**).

Durante muito tempo, o Município produziu bens de subsistência e, como os demais Municípios do Estado, foi supridor de carne e tração animal para a atividade canavieira, em Pernambuco. No final do século XVIII, foi acrescentado um outro produto à economia local – o algodão, que rompeu com o exclusivismo pastoril. A criação do gado margeando o rio determinou o processo de expansão das fazendas, cujo reflexo se faz presente até hoje na estrutura fundiária local, típica de latifúndio. Essa estrutura também foi a base para o desenvolvimento da cultura do algodão, que permitiu assentar as pessoas no sertão (**Correia de Andrade, 1986**).

A origem da agricultura familiar em Quixeramobim, como no resto do Nordeste semi-árido, deve-se à lei da terra (1850), que permitiu a instalação de muitas famílias de vaqueiros das grandes fazendas (**Caron & Sabourin, 2001**).

Na realidade, algumas famílias já ocupavam desde o início do século XIX terras aluviais nos vales estreitos, menos propícios à pecuária e à cotonicultura. No caso do vale do riacho Forquilha, as primeiras famílias instalaram-se a partir de 1830 nas terras aluviais e nas encostas que beiram o riacho. As cabeceiras da bacia foram colonizadas na década de 1890 pelos antigos escravos das fazendas.

A agricultura de subsistência caracterizava-se pelo sistema de broca e queima com culturas pluviais de milho, feijão, arroz e mandioca, nas encostas; banana, cana de açúcar, batata doce e cucurbitáceas nos aluviões. A pecuária era diversificada (bovinos, ovinos/caprinos, suínos e aves) e extensiva. O algodão e o fumo eram as únicas culturas de renda.

A partir de 1930, os sucessivos governos federais promoveram a modernização da agricultura (a revolução verde). A partir de 1996, a eletrificação do Vale do Forquilha permitiu certa modernização da agricultura.

A estrutura agrária desta região (e de forma geral do Nordeste), baseada na convivência entre latifúndio e minifúndio, define as relações de produção e de trabalho entre sistemas de produção capitalista e familiar. A principal consequência dessa situação é a disponibilidade de mão-de-obra familiar para o grande fazendeiro, já que o produtor minifundista tem que vender a sua força de trabalho para garantir a sua subsistência (**Prado Junior, 1981**).

Para o latifúndio, essa estrutura fundiária apresenta duas vantagens: evitar a concorrência de uma verdadeira economia camponesa e dispor de uma mão-de-obra importante e barata (**Mazoyer & Roudart, 1997**).

5.2.3. Situação atual e características da agricultura familiar.

As principais atividades agropecuárias do Município (algodão, milho, feijão e bovinocultura de leite) têm baixa produtividade (**Tabela 5-1**).

O Município de Quixeramobim é uma importante bacia leiteira, devido à presença de grandes fazendas com criação extensiva de gado de leite. A produção média de leite varia de 3 a 6 litros/dia/vaca em sistema extensivo para 10 a 12 litros/dia/vaca em sistema semi-intensivo.

Tabela 5-1: Principais produções agrícolas e pecuárias no Município de Quixeramobim (IBGE, 2004)

Cultura	Produção	Renda (R\$)	Área (ha)	Produtividade	Preço/Kg	Renda/ha
Algodão (caroço)	1 420 ton.	994 000	2 000	710 Kg/ha	R\$ 0,70	R\$ 497
Arroz (em casca)	4 000 Kg	1 000	2	2 000 Kg/ha	R\$ 0,25	R\$ 500
Banana	280 ton.	78 000	40	7 000 Kg/ha	R\$ 0,28	R\$ 1 960
Cana-de-açúcar	548 ton.	27 000	10	54 800 Kg/ha	R\$ 0,05	R\$ 2 740
Coco	180 000 U.	45 000	40	6 000 U/ha	R\$ 0,25	R\$ 1 500
Feijão (grão)	1 350 ton.	1 410 000	3 250	415 Kg/ha	R\$ 1,05	R\$ 436
Mandioca	50 ton.	3 000	5	10 000 Kg/ha	R\$ 0,06	R\$ 600
Milho (grão)	5 800 ton.	2 207 000	10 520	551 Kg/ha	R\$ 0,38	R\$ 210
Sorgo (grão)	500 ton.	125 000	250	2 000 Kg/ha	R\$ 0,25	R\$ 500

Animais	Nº de cabeças
Bovinos	69 100
Suínos	7 130
Equínos	3 370
Ovinos	37 600
Caprinos	6 940
Galinhas	26 720
Frangos, galos e pintos	71 800

→

Número de vacas ordenhadas	13.10 ³
Produção de leite	15.10 ⁶ m ³ /ano
Produtividade média	3,7 L/vaca/dia

Existem vários pequenos e médios produtores de laticínios, pequenas indústrias locais de transformação (produção de queijo, iogurtes e doces de leite). A coleta do leite é feita diariamente pelos produtores de laticínios nas propriedades rurais e a maioria dos pequenos produtores vende através desse sistema por não ter infra-estrutura (conservação do leite) nem acesso direto ao mercado.

O produtor familiar não tem contato direto com a indústria e não recebe nenhum tipo de serviço (crédito, assistência técnica) por parte do setor agroindustrial. A totalidade do leite de gado (salvo para o consumo próprio) produzido nos sistemas de criação familiares é

comprada e transportada pelos produtores de laticínios que, na maioria dos casos, são também agricultores patronais e/ou capitalistas. A totalidade do algodão produzido no Município é comprada pela usina de beneficiamento da cidade, que pertence ao maior latifúndio do Município.

A pecuária também é representada por criação de ovinos e caprinos, suínos e aves. Ovinos e caprinos, suínos e aves são principalmente consumidos na propriedade ou vendidos diretamente ao consumidor, através de feiras ou de casa em casa. Milho e feijão são as maiores lavouras do Município. Em sistema de sequeiro, essas culturas são produzidas pelos agricultores familiares para consumo próprio e alimentação dos pequenos animais enquanto em sistema irrigado são produzidas para o mercado local e regional (Fortaleza) ou para ração para o gado (ensilagem de milho). O consórcio entre milho e feijão é majoritário nos sistemas de produção familiar. O milho, mesmo apresentando alta exigência hídrica, apresenta várias vantagens para o pequeno produtor, já que serve tanto para a alimentação humana como dos animais e pode ser facilmente conservado. Muito usado como "moeda do Sertão", o milho, como o gado, representa uma forma de poupança estratégica no contexto local de insegurança alimentar (Cohen & Duque, 2001).

O desenvolvimento das atividades de fruticultura e horticultura irrigada vem sendo incentivado pela prefeitura municipal desde 1998 no vale do riacho Forquilha. Cerca de 30 pequenos produtores plantam numa área de 25 ha mamão, goiaba, maracujá, melão, tomate e pimentão. A comercialização da produção é dividida entre o mercado local (feiras, sorveterias, usina de doces e polpas) e o atacado em Fortaleza, onde os produtores aproveitam para comprar insumos diversos, mais caros ou simplesmente inexistentes em Quixeramobim.

Podem ser diferenciados dois tipos principais de agricultores familiares no Município de Quixeramobim, em função do ambiente geográfico:

- os moradores das grandes fazendas, que trabalham em sistemas de produção controlados e parcialmente definidos pelo fazendeiro. Nesse caso, o sistema de produção divide-se entre as culturas de subsistência (milho, feijão, mandioca, arroz, batata doce) produzidas em sistema de sequeiro, a cultura de mercado (algodão, comprado pelo fazendeiro) e uma pequena criação diversificada (ovinos, caprinos, suínos e aves) para o

consumo familiar. A produtividade é geralmente baixa, devido ao fato de o morador não poder dedicar muito tempo a seu sistema de produção e que 50% da produção volta para o fazendeiro como forma de pagamento pelo uso da terra.

- os produtores familiares independentes, que colonizaram os vales estreitos e pés de serras desocupados pelas fazendas como, por exemplo, na bacia do riacho Forquilha.

Podemos diferenciar a agricultura familiar camponesa da agricultura familiar integrada ao mercado.

A agricultura camponesa encontra-se principalmente nos lugares mais isolados do vale (nascentes) ou nas áreas sem acesso direto a qualquer fonte de água. Essa agricultura de subsistência caracteriza-se pelo minifundismo, a inexistência de capital (exceto a mão-de-obra familiar), o isolamento quase total em relação aos mercados e a venda da força de trabalho fora da propriedade na estação seca (quando tiver oportunidade de trabalho), quando o sistema de produção não é mais suficiente para garantir as necessidades de consumo da família (**Lamarque, 1991**). O isolamento das comunidades das cabeceiras da bacia do riacho Forquilha, onde se concentram sistemas de agricultura camponesa, limita muito o deslocamento da mão-de-obra para as fazendas.

Por outro lado, o agricultor familiar integrado ao mercado dedica o mínimo de tempo e terra para as culturas de subsistência (feijão, milho) para dedicar-se a sistemas de produção intensivos, seja pela especialização (horticultura e fruticultura irrigadas) ou pela diversificação (fruticultura e produção de doces; pecuária leiteira e produção de queijo).

Esses sistemas de produção caracterizam-se pela contratação de mão-de-obra assalariada (temporária), pelo uso (mesmo que limitado) de insumos externos (adubos, produtos fitossanitários e veterinários), pelo acesso ao crédito bancário para desenvolver suas atividades e pelo apoio técnico recebido por órgãos públicos de extensão rural.

Na bacia do Riacho Forquilha, moravam cerca de 700 famílias em 2006, ou seja, cerca de 3000 pessoas (**Ribeyre, 2006**). Existem cinco grandes fazendas na bacia, somente uma trabalhando em sistema de produção capitalista. As demais são improdutivas e os donos estão ausentes.

Nas cabeceiras da bacia, onde se concentra a agricultura camponesa, a área das propriedades alcança até 50 ha, mas a área agrícola útil (SAU) é somente de cerca de 2 ha. A

maioria das propriedades tem área inferior a 10 ha com uma SAU entre 0,5 e 1 ha. A maioria das propriedades não tem acesso ao rio. A atual estrutura fundiária das comunidades localizadas nas cabeceiras da bacia é o resultado da construção, em 1977, do açude do riacho Verde, que teve por consequência a expropriação das famílias das terras aluviais para as encostas, resultando no reassentamento desordenado dos proprietários, sem que tenha sido garantido o acesso ao açude para todos.

Pelo contrário, ao longo do riacho Forquilha, a divisão histórica das propriedades em bandas finas perpendiculares ao leito do rio (**Figura 5-1**) para garantir o acesso à água para todos, levou a uma estrutura fundiária caracterizada por propriedades estreitas (50 a 300 m) e compridas (até 6 km) cuja área aluvial fértil é inferior a 5 ha. Da divisão das terras ficando em certos casos já inviável para manter as famílias no campo, duas estratégias surgiram: i) a manutenção da propriedade em um só estabelecimento, onde podem trabalhar vários membros de uma mesma família, ii) a divisão das terras entre irmãos e a compra das partes de cada um por um só membro da família, que geralmente trabalha num sistema de produção patronal (para compensar a falta de mão-de-obra familiar).

Na bacia do riacho Forquilha, podemos estabelecer a seguinte tipologia dos sistemas de produção da agricultura familiar, baseando-se em classificações estabelecidas em função da diferenciação histórica e geográfica (**Mazoyer & Roudart, 1997**):

- tipo 1: Agricultura camponesa das cabeceiras: sistemas de culturas de subsistência (milho e feijão consorciados, arroz) pluviais após broca e queima e sistemas de micro-criação multi-específica extensiva. Tipo caracterizado pelo minifundismo, pela venda da força de trabalho familiar na estação seca (esporadicamente) e pela falta de acesso ao crédito e a assistência técnica.

- tipo 2: Agricultura de mercado diversificada extensiva: Sistemas de culturas pluviais (milho, feijão) e pequena criação de gado de leite. Tipo caracterizado pelos poucos investimentos na produção de leite, com produção média de 5 litros de leite/dia/vaca. Falta de acesso ao crédito e à assistência técnica.

- tipo 3: Agricultura de mercado diversificada semi-intensiva: Sistemas de culturas forrageiras pluviais e irrigadas e pequena criação de gado de leite. Tipo caracterizado por um maior investimento na produção de leite (material de irrigação, contratação de mão-de-obra

assalariada temporária), com produção média de 8 litros de leite/dia/vaca. Acesso ao crédito e à assistência técnica.

- tipo 4: Agricultura de mercado especializada intensiva: horti-fruticultura irrigada com alto grau de tecnologia. Tipo caracterizado pelo acesso ao crédito e à assistência técnica, pelo uso intensivo de agrotóxicos e adubos químicos e pela contratação de mão-de-obra assalariada temporária.

- tipo 5: Agricultura camponesa das antigas fazendas: sistemas de culturas de subsistência (milho e feijão consorciados) pluviais e sistemas de pequena criação de ovino-caprinos extensiva. Tipo caracterizado pela falta de capital para investimento, pela venda da força de trabalho familiar na estação seca (esporadicamente) e pela falta de acesso ao crédito e à assistência técnica. Os produtores desse tipo são os antigos moradores de uma fazenda que foi vendida ao governo e revendida para os moradores (reforma agrária).

O êxodo rural na bacia do riacho Forquilha foi marcado pelos sucessivos períodos de grande seca (1953, 1958, 1970, 1980-83, 1993), pelo fim da cotonicultura com a chegada do bicudo na região em 1980, pela crise geral dos preços agrícolas na década de 1980 e pela evolução das propriedades familiares para o minifundismo (divisão da terra entre gerações). Entretanto, na grande maioria dos casos, se tratava inicialmente de um êxodo temporário; muita gente foi trabalhar no sul do país (São Paulo) o tempo necessário para acumular o capital que permitiria a compra de uma terra mais fértil, de cabeças de gado ou de investimento na intensificação do sistema de produção, com o objetivo de ter as condições de permanecer no campo quando acontecer outros períodos de seca. Mas, ao longo do tempo, o êxodo rural se orientou para um êxodo definitivo, afetando principalmente os jovens, que foram procurar empregos no setor industrial, tanto em São Paulo ou em Fortaleza como, mais recentemente (1998), na sede do Município de Quixeramobim.

A área cultivada na bacia do riacho Forquilha pelos sistemas de produção da agricultura camponesa não sofreu muitas variações nas últimas décadas, mas teve um aumento da área cultivada nos sistemas familiares mercantis. Esse aumento não foi regular, mas aconteceu por saltos devidos ao acesso a ferramentas ou tecnologias novas. A chegada da "matraca" (pequena semeadora manual) na década de 1990 permitiu aumentar as áreas de sequeiro (milho e feijão) de um fator dez em comparação à semeadura com enxada, sem aumentar o tempo de trabalho. No caso da agricultura camponesa, a falta de capital limitou

muito o acesso dos produtores para essas diversas tecnologias, mas quem teve condição de adquirir essas ferramentas não as usou para aumentar áreas cultivadas (já por ser fortemente limitadas), mas para diminuir a intensidade do trabalho e assim liberar tempo para outras atividades. Mesmo assim, a grande maioria dos camponeses ainda desenvolve todas as atividades agrícolas apenas com enxada e facão. No caso da pecuária de leite, observou-se nos sistemas familiares mercantis mais a intensificação do sistema de produção (irrigação, pastos de capim, ensilagem) do que um aumento do rebanho, já que as propriedades são pequenas. A eletrificação permitiu aumentar a produtividade do trabalho, trocando a força manual por motores (tritador de capim, por exemplo).

O uso temporário da mão-de-obra assalariada é o fato dos sistemas de produção patronais e cada vez mais dos sistemas familiares mercantis, que sob a influência das políticas públicas de modernização conservadora, estão evoluindo para sistemas de produção patronais. Nos sistemas de produção camponesa, permanece a antiga tradição de ajuda mútua entre os agricultores, ajuda geralmente intra-comunitária. Assim, observa-se, de forma geral, uma cooperação entre as famílias cujas casas são próximas. A cooperação é muito limitada, senão ausente, entre comunidades distantes.

5.2.4. As dinâmicas locais e a institucionalidade da Agricultura Familiar.

Os serviços do Estado do Ceará que atuam no Município de Quixeramobim no setor agropecuário são a EMATERCE (serviço de extensão rural), o SEBRAE (apoio ao empreendedorismo e capacitação) e o BNB (Banco do Nordeste do Brasil). Essas instituições públicas executam as políticas públicas definidas pelos governos (federal e estadual), ou seja, políticas voltadas para a chamada "modernização" da agricultura familiar (**Chonchol, 1986**).

A EMATERCE tinha como principal atividade a extensão rural, realizada através de difusão de tecnologia (sementes híbridas, ferramentas agrícolas, melhoramento genético do rebanho, etc...), mas a carência de recursos financeiros limitou ao longo dos últimos vinte anos a abrangência da instituição, que hoje desenvolve quase exclusivamente atividades administrativas e burocráticas, abandonando o seu papel histórico de apoio à extensão rural.

Os principais programas desenvolvidos pela EMATERCE de Quixeramobim em relação à agropecuária são os seguintes :

- Hora de plantar: Esse programa consiste em distribuir sementes de algodão, milho e feijão híbridos (até 20 kg/produtor) para o agricultor que devolverá na hora da colheita 50 % do valor da semente adquirida.

- Seguro Safra: Pagando uma taxa única de R\$ 6,00 antes do plantio, o pequeno produtor pode ser beneficiado, em caso de perda de mais de 50% da safra, com R\$ 550,00 (em cinco parcelas mensais de R\$ 110,00).

O SEBRAE promove o empreendedorismo principalmente através de cursos de capacitação profissionalizantes. No setor agropecuário, o SEBRAE apóia unicamente os programas definidos pela secretaria estadual de agricultura, fornecendo cursos de capacitação específicos para sistemas de cultura e criação.

O BNB atende aos produtores rurais através do Programa Nacional de fortalecimento da Agricultura Familiar (PRONAF), liberando linhas de crédito para investimento nas atividades agropecuárias promovidas pelo governo ou para custeio, quando se trata de culturas de sequeiro (feijão, milho e algodão).

Duas linhas de crédito diferentes são disponíveis, uma para investimento (atividades agropecuárias promovidas pelo governo), outra para custeio (culturas de sequeiro como feijão, milho e algodão). O produtor que obtém um crédito para investimento tem 2 anos de carência e 8 anos para pagar; se as prestações forem pagas em dia, o produtor tem direito a um desconto de 40 % sobre o valor do capital. No caso do custeio, se o produtor pagar em dia, ele acaba devolvendo um valor menor ao adquirido. Mesmo com condições de pagamento facilitadas, a maioria dos produtores familiares que já foram beneficiados pelo PRONAF está hoje inadimplente. Essa situação explica-se pelo fato que, muitas vezes, os projetos serem superdimensionados e/ou tecnicamente inadequados ao sistema de produção familiar.

A multiplicação das instituições públicas voltadas para o desenvolvimento agrícola (assistência técnica, crédito, pesquisa agrônômica, capacitação, oficinas de comercialização, cooperativas, serviços veterinários,...) levou a uma dispersão dos esforços através de mais estruturas administrativas, que vem reforçando uma classe de funcionários desligada das realidades agrícolas (**Dufumier, 1996**).

Em nível municipal, existem várias instituições que atuam no setor agropecuário. A Secretaria Municipal de Agricultura e Recursos Hídricos, caracterizada pela permanente falta de recursos financeiros concentra seus esforços para o apoio aos sistemas integrados ao mercado, através de programas de assistência técnica divididos por setor: pecuária de leite, algodão, horti-fruticultura e ovino-caprinocultura. A Federação Municipal das Associações Comunitárias, o Sindicato dos Trabalhadores Rurais e o Comitê Municipal de Desenvolvimento Sustentável são instituições controladas pelas autoridades políticas locais.

Nenhuma organização não governamental (ONG) atua no setor agropecuário no Município de Quixeramobim. Existe um escritório do projeto Dom Hélder, que atua no Município construindo cisternas, principalmente na época pré-eleitoral. A Igreja não desenvolve atividades voltadas para o desenvolvimento agropecuário, concentrando seus esforços em nível municipal na educação e na saúde.

Existem centenas de associações comunitárias no Município de Quixeramobim; cada uma das 17 comunidades do vale do riacho Forquilha tem sua associação comunitária. A grande maioria dessas associações comunitárias foi constituída para captar os recursos oferecidos pelo governo (principalmente eletrificação e abastecimento de água através de projetos “São José”, financiados por parte pelo Banco Mundial). No vale do riacho Forquilha, raríssimas são as iniciativas comunitárias fora das ligadas ao repasso de recursos públicos.

Não existe nenhuma cooperativa de produtores rurais na bacia do riacho Forquilha nem no Município de Quixeramobim. Muitos são os pequenos produtores familiares que não confiam no sistema cooperativo, muitas vezes ligado aos interesses políticos locais e quase sempre fonte de corrupção (**Caron & Sabourin, 2001**). Os agricultores relutam particularmente em abandonar a sua autonomia, o que é necessário, pelo menos por parte, no âmbito de uma produção cooperativa ou associativa. Eles têm interesse em obter as mesmas vantagens (crédito, comércio, assistência técnica) que o produtor patronal ou capitalista, através da organização cooperativa. Mas essa cooperativa é para o camponês somente um meio para continuar no sistema de produção familiar e não uma etapa necessária para mudar para a grande produção de mercado (**Kautsky, 1909**).

Em nível municipal, a Prefeitura Municipal de Quixeramobim, através da sua Secretaria de Agricultura, apóia o setor agropecuário com base em quatro programas: Infolite (Bovinos de leite), Berro Puro (Ovino-caprinocultura), Pingo d'Água (Horti-fruticultura

irrigada) e Ouro Branco (Algodão). Em 2006, o projeto Pingo d'Água atendeu cerca de 20 produtores, todos concentrados nos aluviões do vale do riacho Forquilha, o Berro Puro 70, o Infoleite cerca de 60 e o Ouro Branco cerca de 350. Todos esses programas estão baseados na visão que consiste em desenvolver "o agronegócio", investindo em tecnologia de ponta (inseminação artificial, fertirrigação localizada, ração concentrada, adubação química etc.).

Por não acreditar no potencial socioeconômico da agricultura familiar, as políticas públicas brasileiras não desenvolvem programas ou projetos realmente orientados para o desenvolvimento desta, mas sim fornecem muitos programas sociais (aposentadoria, Fome Zero, Bolsa Família,...) para tentar manter o homem no campo, limitar o êxodo rural, a miséria e a fome no meio rural. Mas esses programas paliativos não compensam a falta de oportunidades de emprego, o que leva ainda muitos jovens das zonas rurais de Quixeramobim a emigrar para Fortaleza ou São Paulo.

Não funcionam no Município de Quixeramobim espaços democráticos e participativos de discussão e elaboração de projetos relacionados ao desenvolvimento da agricultura familiar. As instâncias de mediação (Conselho Municipal de Desenvolvimento Sustentável, Federação das associações comunitárias) são direta ou indiretamente controladas pelas lideranças políticas locais, que as usam como ferramenta da política clientelista.

5.2.5. Os principais efeitos de interação entre as políticas públicas e as dinâmicas locais da AF.

As maiores dificuldades vêm do fato que as políticas públicas para a agricultura familiar estão definidas em função de uma visão capitalista de maximização do lucro, enquanto a racionalidade camponesa é baseada principalmente na aversão ao risco (**Abramovay, 1998**). A intensificação dos sistemas de produção querida pelas políticas públicas, se opõe ao equilíbrio fundamental entre a unidade de trabalho e a unidade de consumo que determina o comportamento do sistema camponês (**Chayanov, 1990**).

Existem dificuldades entre as políticas federal-estaduais e as municipais por falta de financiamento, mas também em razão da oposição entre as esferas políticas (interesses conflituais). A falta de continuidade nos programas públicos tem levado ao fracasso da grande

maioria dos projetos de desenvolvimento agrícola, não somente dos orientados para a agricultura familiar.

A reciprocidade e a solidariedade, que costumavam caracterizar os membros das comunidades rurais, estão desaparecendo com a implantação das políticas públicas voltadas para a agricultura de mercado (**Cohen & Duque, 2001**). Esse enfraquecimento das relações sociais tem consequências negativas sobre a gestão dos recursos naturais, principalmente em relação à água.

Os camponeses sempre têm se ajudado mutuamente e isso forma a base do relacionamento social intra e intercomunitário na bacia do riacho Forquilha. A difusão de conhecimento entre os próprios agricultores sempre foi intensa e permitiu o desenvolvimento da agricultura familiar sem a intervenção direta dos órgãos públicos. Infelizmente, nos últimos anos, a pressão do modelo de "modernização conservadora" da agricultura familiar, com suas consequências negativas sobre a geração de emprego e renda no campo, levou muitos jovens a emigrar para os centros urbanos, e isso tem levado à desestruturação do tecido social nas comunidades. O conhecimento empírico fica concentrado na cabeça de alguns idosos que não têm mais para quem repassar. O caso das plantas medicinais é nesse aspecto típico. A ajuda mútua entre os agricultores diminuiu bastante também devido a essa falta crescente de mão-de-obra na zona rural.

A parceria com institutos de pesquisa e ensino da França (1998-2003) levou à produção de muito material científico, mas teve poucos impactos devido ao desinteresse das autoridades políticas locais quando se trata da agricultura familiar. O interesse se manifestou somente quando os trabalhos se concentraram sobre a melhoria da tecnologia.

Houve uma tentativa do Governo do Estado para melhorar as interações entre Governo, Municípios e associações comunitárias através da Secretaria de Desenvolvimento Local e Regional (SDLR) e do projeto de "Território" em 2003. O Governo procurou aumentar a competitividade da economia no interior, coordenar e integrar as políticas públicas em nível regional e ampliar e fortalecer os fóruns e conselhos de participação social. Mas como a divisão foi feita sem discussão prévia com os Municípios, teve uma forte oposição das prefeituras e foi necessário redefinir os limites geográficos dos territórios. A prefeitura de Quixeramobim se opôs a essa política descentralizada que questionava o controle histórico das lideranças políticas locais sobre a população do Município.

5.2.6. Ensinaamentos e perspectivas.

Podemos determinar duas razões principais para explicar porque as interações entre políticas públicas e dinâmicas da agricultura familiar não funcionam em Quixeramobim:

- a construção histórica das relações de poder local (dependência dos camponeses em relação ao fazendeiro latifúndio, clientelismo recorrente da oligarquia fundiária para manter o controle sobre a população),
- a orientação governamental do desenvolvimento agrícola e econômico (orientada para culturas de renda).

Esse dois pontos não são independentes.

Por um lado, as estruturas de poder local, nas mãos da oligarquia fundiária, levam os camponeses a adotar uma estratégia não individualista e sim oportunista. As condições socioeconômicas não são favoráveis à reprodução do sistema de produção e conseqüentemente da família do camponês, a não ser mantendo laços estreitos com o vereador local, representante local do prefeito, para obter benfeitorias, em contrapartida ao seu voto. Essa situação é o resultado das relações de poder, relações orientadas e controladas pelos "fazendeiros-políticos", que não têm interesse em desenvolver a economia camponesa, já que o seu sistema de produção depende da disponibilidade da mão-de-obra familiar. Qualquer melhoria do sistema de produção familiar (econômica, estrutural, educacional ou outra) levaria a uma maior autonomia do camponês, ou seja, a uma menor disponibilidade de mão-de-obra barata para o fazendeiro e a uma maior volatilidade dos votos para os políticos, fragilizando a permanência do modelo agro-socioeconômico atual.

Assim, podemos explicar porque a agricultura familiar de Quixeramobim é tão carente de assistência técnica, de educação e capacitação, de representações sociais e políticas (sindicato, cooperativa, ONG,...) e de recursos financeiros (crédito).

A idéia de que a maximização do bem-estar baseia-se no comportamento maximizador de lucro não faz sentido para o camponês. Na realidade, diante das incertezas das atividades agro-econômicas, o agricultor familiar tem aversão ao risco (muito maior do que o empreendedor). Essa aversão ao risco é o resultado do quadro econômico que não é competitivo para os camponeses, seja para acessar o mercado de capitais e créditos, os insumos, as

informações, o transporte e a comunicação. O agricultor familiar é um maximizador: não de lucro, mas de oportunidades de sobrevivência (**Abramovay, 1998**).

A poupança dos camponeses é feita sob forma precária e limitada, principalmente através do gado no Sertão, o que expõe as economias da família ao risco da seca e de relações de mercado muito instáveis (**Abramovay, 2003**).

As políticas atuais são orientadas para uma agricultura baseada no modelo da revolução verde, sistema no qual a produção aumenta porque o meio ambiente é gerenciado e regulado para adaptar-se ao genótipo; exige-se o contrário na agricultura familiar, caracterizada pela sua complexidade, diversidade e risco: o genótipo deve adaptar-se ao meio ambiente (**Chambers, 1994**). O aumento da produtividade da agricultura familiar não vem da intensificação do uso de insumos químicos e da simplificação das práticas, mas da diversificação das atividades. Essa diversificação baseia-se em atividades agropecuárias integradas.

Por si mesmo, a agricultura de subsistência não permite o desenvolvimento econômico. A integração ao mercado através de monoculturas de renda ou pecuária (em monoprodução) é arriscada demais para o pequeno agricultor familiar, porque reforça a sua vulnerabilidade e a sua dependência. Ao contrário, a agricultura não mecanizada (uso da força animal) associada às atividades de pecuária, permite ao camponês limitar os efeitos dos riscos climáticos e econômicos, além de tornar-se mais autônomo, por precisar menos de insumos externos (pela transferência de fertilidade e de energia entre os sistemas de cultura e de criação).

Finalmente, a questão agrária permanece nessa região dependente do peso do latifúndio, já que a promessa de uma revolução pela agricultura irrigada tende a fazer esquecer não só o problema do acesso à água, mas ainda mais o problema fundamental do acesso à terra (**Molle, 1994**).

As autoridades políticas locais não têm interesse em favorecer espaços de mediação, de discussão e reforçar o poder das instâncias de apoio ao pequeno produtor, que poderiam levar a uma maior autonomia dos camponeses

5.3. – Cenários, modelagem e simulações da disponibilidade em água para usos múltiplos.

5.3.1. Introdução

5.3.1.1. Fonte

A base deste capítulo é o artigo em fase de redação “*Simulations of multipurpose water availability in a semi-arid catchment under different management strategies*” (Burte et al., 2008).

5.3.1.2. Resumo

No Nordeste Brasileiro semi-árido, o desenvolvimento da exploração dos pequenos aquíferos aluviais para a irrigação e o abastecimento doméstico das comunidades rurais, nos últimos dez anos, mexeu com os mecanismos tradicionais de gestão dos recursos hídricos. Na bacia do Forquilha (221 km²; 5°17' S, 39°30' O), os principais recursos hídricos são os açudes (1 a 7 hm³), usados principalmente para abastecimento doméstico, e o aquífero aluvial (2,3 hm³), usado para irrigação e abastecimento doméstico. De 1998 a 2006, a área irrigada a partir do aquífero aluvial aumentou de 0 para 75 ha, e a parte da população abastecida através de sistemas de abastecimento domésticos a partir dos açudes e do aquífero aumentou de 1 para 70%.

Uma dupla abordagem, física e socioeconômica foi usada.

- Primeiro, foram identificados três principais territórios da água (‘Aquífero’, ‘Açudes’ e ‘Habitat Disperso’) nos quais as questões ligadas à água condicionam as ações dos usuários.
- Segundo, diferentes cenários de estratégias de exploração dos recursos hídricos foram construídos, para os próximos 30 anos, considerando hipóteses de crescimento da população e de usos múltiplo dos recursos hídricos. Modelos de balanço hidrológico foram

construídos e usados para simular os diferentes impactos destes cenários possíveis de gestão de recursos hídricos sobre a disponibilidade dos recursos hídricos e a sua salinidade.

Se a área irrigada permanecer como a atual (i.e. 75 ha), as simulações mostram que liberações sazonais, a partir do principal açude, com vazão superior a 50L/s são necessárias para possibilitar atividades como a pecuária intensiva e a irrigação. Isto garante a recarga do aquífero aluvial durante a estação seca em 9 de 10 anos e mantém a salinidade do açude baixa ($STD < 0,7\text{g/L}$).

No caso da duplicação da área irrigada para 150 ha, a exploração dos recursos hídricos levaria a sérias restrições na irrigação, abastecimento animal e doméstico durante 80% do tempo no território 'Aquífero' e 25% do tempo no território 'Açudes'. Conseqüentemente, o custo do abastecimento paliativo com carros-pipa aumentaria 100% com relação à hipótese de não aumento das áreas irrigadas.

5.3.1.3. Introdução

O Nordeste Brasileiro semi-árido (750 000 km²) é uma região semi-árida ($P \approx 700 \text{ mm.ano}^{-1}$, $ETP > 2000 \text{ mm.ano}^{-1}$) onde o déficit pluviométrico anual é acentuado pela curta estação chuvosa (3 meses) e a grande irregularidade dos eventos pluviométricos. A heterogeneidade espacial e temporal das precipitações, combinada com os solos rasos, o embasamento cristalino e a elevada evaporação, conduzem a escoamentos intermitentes nos rios com duração média inferior a 3 meses (**Dubreuil, Girard, & Herbaud, 1968, Dubreuil & Vuillaume, 1975, Cadier, 1993, Cadier, 1996**).

Em adaptação a esta disponibilidade limitada em água, a colonização do interior do Nordeste, que começou nos anos 1650, aconteceu ao longo dos rios que constituíam caminhos abertos, e possibilitava o acesso à água no próprio leito do rio ou no aquífero aluvial associado. Assim, durante a estação seca, o abastecimento animal e humano era realizado em poças naturais ou cacimbas escavadas no leito dos rios (**Molle, 1994**). Por conseguinte, a estrutura agrária das pequenas bacias hidrográficas no estado do Ceará, organizou-se, geralmente, em bandas estreitas para permitir para cada proprietário um acesso ao rio.

A bacia do Forquilha (distrito de Quixeramobim, Estado do Ceará) é uma boa ilustração disto com algumas áreas de 50 m de largura no rio e até 6 km de comprimento perpendicularmente ao eixo do rio (Fig.VI-1).

Hoje, o acesso livre aos rios e ao aquífero aluvial nos cruzamentos das estradas é ainda garantido pelas regras das comunidades locais.

Desde os anos 1970, o Nordeste semi-árido atravessou várias crises agrícolas e socioeconômicas. Como consequência, a população rural diminuiu numa taxa de -1,5% anual nos anos 1990 e de -1% anual, nos últimos 10 anos, enquanto a população dos centros urbanos aumentou (**Holanda, 2005, Sampaio, 2005**).

Ao contrário deste cenário geral, o número de famílias na bacia do Forquilha aumentou de 670 a 970 durante o período 1998-2006 (i.e. aumento populacional de 3350 a 3900 pessoas, correspondente a um aumento de 2,1% anual). Este crescimento é provavelmente devido à construção de infra-estruturas essenciais no vale (eletrificação, poços, sistemas de abastecimento de água, grandes reservatórios de mais de 10^6 m³ e numerosos pequenos açudes). Em complemento destas infra-estruturas, desde 1998, a exploração da água subterrânea do aquífero aluvial foi favorecida pelo desenvolvimento de poços tubulares rasos. Este novo recurso hídrico permitiu o desenvolvimento da agricultura irrigada, mais atrativa e lucrativa que as culturas de sequeiro, com implementação de 75 há durante o período 1998-2007. Mesmo a área irrigada sendo relativamente pequena em relação a área ocupada pelas culturas tradicionais de sequeiro (feijão, milho, e forrageiras em cerca de 1000 ha), ela é muito importante em termo de recursos hídricos.

Com efeito, a pressão nos recursos hídricos aumenta (crescimento populacional, aumento das necessidades domésticas, irrigação) e a sustentabilidade da disponibilidade da água é uma questão aberta. As políticas públicas de convivência com a seca e luta contra a pobreza são principalmente focadas em 1. aumentar os recursos hídricos exploráveis através de programas de infra-estrutura (açudes, poços, bombas, eletrificação), e 2. desenvolver a irrigação através de programas de apoio à agricultura irrigada. Há carência de políticas voltadas para a boa gestão dos recursos hídricos, principalmente em termos de gestão participativa. O resultado é um forte individualismo (**Molle, 1994**), a ausência de laços sociais entre os diferentes territórios da água numa mesma bacia hidrográfica (**Tonneau & Caron, 2006**). Finalmente, por causa da variabilidade climática interanual, a população rural permanece altamente dependente

dos agentes econômicos locais e dos políticos que garantem o abastecimento por carros-pipa durante as secas.

Por conseguinte, os principais fatores a serem levados em conta para construir cenários de gestão de recursos hídricos são 1. sócio-políticos e econômicos, 2. hidrológicos (dinâmica sazonal do aquífero aluvial, salinidade, sensibilidade às ações antrópicas (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**), relações entre os açudes (a montante) e o aquífero (a jusante)), e 3. a interferência entre si dos usos múltiplos nos diferentes recursos hídricos.

O objetivo deste estudo é de avaliar a disponibilidade de recursos hídricos na bacia do Forquilha (221 km²) para as próximas décadas (30 anos) considerando vários cenários de desenvolvimentos da agricultura irrigada. O estudo tem três vertentes específicas:

1. a caracterização dos diferentes recursos hídricos (quantidade, salinidade e variabilidade) e o desenvolvimento dos modelos hidrológicos relacionados, os diferentes usos e usuários, as principais limitações (física, sóciopolítica e econômica) na gestão dos recursos hídricos,

2. o desenvolvimento de cenários de evolução para os próximos 30 anos, levando em conta o possível aumento da população, assumindo que as necessidades para o abastecimento doméstico aumentam e devem ser asseguradas (**SRH, 1992**) e diferentes hipóteses de crescimento, decréscimo ou estagnação da área irrigada, levando em conta a possível transposição de água de uma parte da bacia para outra (liberação de água a partir dos reservatórios a montante para recarregar uma parte do aquífero aluvial a jusante),

3. as simulações com uma série pluviométrica histórica de 30 anos dos impactos dos diferentes cenários na satisfação ou não das necessidades de disponibilidade hídrica nos reservatórios (volume e salinidade) e no aquífero (volume) para as principais categorias de usuários, levando em conta uma variabilidade climática realística.

5.3.2. Área de estudo

A bacia do Forquilha tem uma área de cerca de 221 km² e é ocupada por 17 comunidades organi-zadas ao redor de pequenas vilas (**Figura 5-1**). No período 1998-2007, os rios permaneceram escoando de 0 a 7 meses por ano, com uma média de 3 meses.

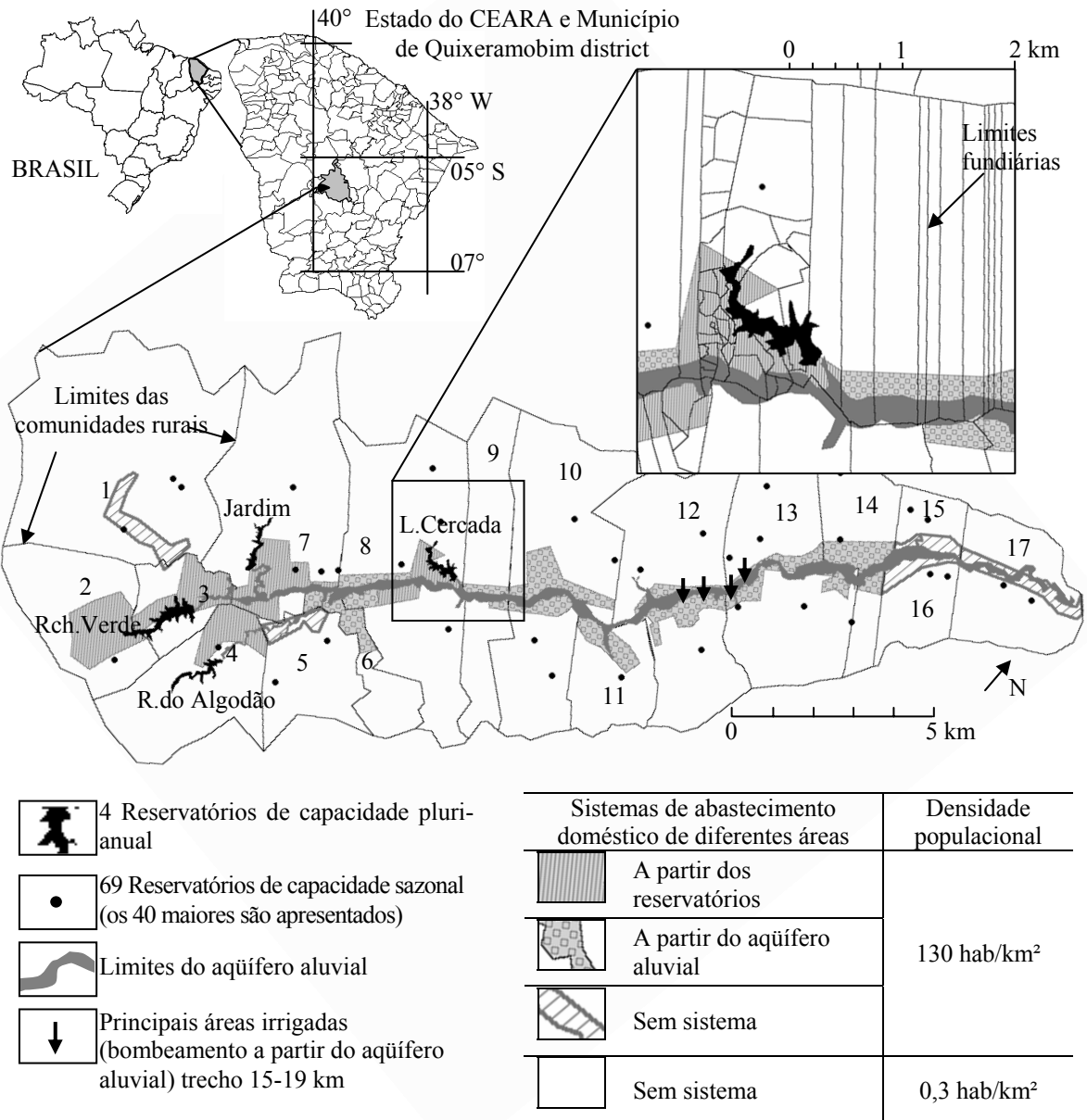


Figura 5-1: Localização da bacia do Forquilha (Quixeramobim-CE) com os limites das comunidades rurais, as áreas de densidades populacionais baixas e elevadas com os respectivos tipos de sistemas de abastecimento de água doméstica, principais recursos hídricos (reservatórios e aquífero aluvial) e áreas irrigadas. Uma área próxima ao açude de L.Cercada é detalhada para mostrar a estrutura fundiária (IDACE, 2005) com propriedades estreitas para permitir um acesso ao rio.

A disponibilidade de recursos hídricos na bacia evoluiu muito nas últimas décadas (Tabela 5-2). Até 1989, não existia infra-estrutura hídrica, e a única fonte de água era o rio, na estação chuvosa, e o aquífero aluvial, na estação seca (através de cacimbas escavadas no leito do rio). A ação pública após as severas secas de 1978-83, 1993 e 1998 levou a construção de reservatórios e favoreceu a exploração do aquífero aluvial através da

construção de cacimbões (a partir de 1989) e poços tubulares (a partir de 1998). A partir de 2000, programas públicos focados no abastecimento hídrico apoiaram a construção de açudes, sistemas comunitários de abastecimento doméstico e perfuração de poços tubulares manuais, com financiamentos do Banco Mundial (70%), do Estado do Ceará (20%) e das associações comunitárias. Estes programas favoreceram o agrupamento das pessoas nas vilas, direcionando a maioria dos projetos de infra-estrutura e das ações de contingência das secas (abastecimento por carros-pipa) para as vilas e raramente para as áreas de habitat mais disperso.

Tabela 5-2: Principais recursos hídricos na bacia do Forquilha

Tipo	Volume máximo de água (m ³)	Volume de água aproveitável (m ³ /ano)	Área do espelho de água (m ²)	Salinidade da água (g/L)	Localização (nº cf Fig.5-1)
4 reservatórios a capacidade plurianual					
Rch.Verde (primeira sangria 2004)	6,7.10 ⁶	5,7.10 ⁵	8.10 ⁵	0,14 a 0,38	2 & 3
Rch.Algodão (primeira sangria in 2001)	8,7.10 ⁵	2,1.10 ⁵	1,6.10 ⁵	0,09 a 0,25	4
Jardim (primeira sangria in 1988)	9,7.10 ⁵	2,1.10 ⁵	1,8.10 ⁵	0,09 a 0,28	7
L.Cercada (primeira sangria in 2003)	1,3.10 ⁶	1,3.10 ⁵	3,1.10 ⁵	0,07 a 0,35	8
69 pequenos reservatórios (capacidade sazonal a anual)	< 3 10 ⁵	-	< 10 ⁵	> 0,05	1 - 17
90 cisternas	5 - 30 cada	≈ 900	-	0,05 - 0,15	1 - 17
Aqüífero aluvial (com 180 poços tubulares perfurados no período 1998-2007)	2,3.10 ⁶ (volume com uma altura média de água de 4m)	6.10 ⁵	6.10 ⁶	0,1 - 2 Média = 0,7	Principalmente em 12 & 13 1 - 17
Carros-pipa Fornecidos pelas autoridades publicas em caso de emergência, com custo ~ 0,3 US\$/m ³		30 L/dia/pessoa			

A bacia do Forquilha tem uma densidade elevada de reservatórios (1 reservatório para 5 km²), cujo volume varia de 0,05 até 7 hm³ e cuja salinidade é baixa (inferior a 0,4 g/L). O impacto da evaporação na dinâmica hidrológica dos reservatórios é alto: somente os mais profundos têm capacidade plurianual. O aumento da salinidade da água sob o efeito da evaporação pode ser elevado, e depende da taxa de renovação da água dos reservatórios pela

água de baixa salinidade dos escoamentos superficiais na estação chuvosa. As populações a montante usam, preferencialmente, os quatro maiores reservatórios que acumulam os principais recursos hídricos a montante. As cisternas, que forneçam uma água de baixa salinidade constituem um recurso hídrico auxiliar importante para usos domésticos para 5% a 45% das famílias, dependendo da comunidade. Estas cisternas têm capacidade de armazenamento de 5 a 30 m³ e são abastecidas pelos escoamentos nos telhados na estação chuvosa.

O aquífero aluvial estende-se em cerca de 6,0 km² (23 km de comprimento para 250 m de largura) e tem uma profundidade média de 6,8 m, com o nível piezométrico a 2,8 m (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**). Ele tem cerca de 2,3 hm³ e é tradicionalmente explorado por culturas forrageiras (pelos proprietários ribeirinhos), abastecimento animal e usos domésticos. Este manancial é explorado de forma manual, sem bombeamento, através da construção de cacimbas onde a água sub-aflora no leito do rio (**Ribeyre, 2006, Fabre & Burte, 2007**). A água subterrânea do aquífero aluvial é muito mais usada a jusante, como se podia esperar. Ela não é muito sujeita a evaporação e tem uma salinidade mais elevada (STD ~ 0,7 g/L).

Tradicionalmente, o aquífero aluvial é o recurso estratégico em caso de seca severa. Um grande número de poços tubulares (180) foi perfurado desde 1998, permitindo atividades ligadas à exploração mais intensiva da água tanto na estação seca quanto na estação chuvosa: 1. agricultura irrigada intensiva (horticultura, fruticultura e culturas forrageiras), usando 95% dos volumes bombeados durante o período 2000-2007, e beneficiando 5% das famílias; 2. abastecimento doméstico via sistemas comunitários de abastecimento, usando 5% do volume bombeado durante o período 2000-2007, e beneficiando até 70% das famílias (**Ribeyre, 2006**). Bombeamentos intensivos levam ao rebaixamento progressivo, e localmente acentuado, do nível piezométrico (atingindo até 2 m), e influenciam a dinâmica de salinidade das águas subterrâneas, que localmente passam a ser impróprias para os usos tradicionais. Ademais, isto leva os irrigantes a diminuir, e às vezes suspender a irrigação no final da estação seca, quando o nível piezométrico da água é baixo demais e/ou a salinidade da água elevada demais.

Por conseguinte, a questão crucial é saber se é possível satisfazer as necessidades (**Tabela 5-3**) ligadas às práticas intensivas, restritas a alguns irrigantes (principalmente

proprietários), garantir a disponibilidade de água para os usos dos proprietários mais pobres e dos sem-terra (que acessam à água no leito do rio sem bombeamento) e por fim garantir o abastecimento doméstico dos sistemas comunitários.

Tabela 5-3: Principais necessidades em recursos hídricos na bacia do Forquilha para diferentes tipos de uso.

Nome	Necessidade média anual (m ³)	Limiar de Salinidade (g/L)	Localização (n° das comunidades cf Fig.VI-1)
Território 'Açudes'			
Uso doméstico (1560 pessoas)	57.10 ³	< 0,7	2, 3, 4, 7, 8
Uso animal	13.10 ³	< 5	
Território 'Aqüífero'			
Uso doméstico (1170 pessoas)	43.10 ³	< 0,7	5, 6, 7, 9-14
Uso animal	22.10 ³	< 5	
Irrigação (75 ha)	≈ 10 ⁶	< 1,2	
Território 'Habitat Disperso'			
Uso doméstico (1170 pessoas)	13.10 ³	< 0,7	1 to 17
Uso animal ater	23.10 ³	< 5	

5.3.3. Dados e métodos

5.3.3.1. Caracterização hidrológica da bacia do Forquilha

Neste estudo, dados mensais de precipitação eram necessários para as simulações dos cenários para um horizonte de 30 anos. Para períodos tão longos, os dados disponíveis próximos à bacia do Forquilha são as de dois pluviômetros da rede brasileira de monitoramento, para o período 1977-2007. Estas estações pluviométricas são Manituba (05°13'S, 39°34'O) e São Miguel (05°20'S, 39°30'O), que ficam a cerca de 8 km ao oeste e 6 km ao leste, respectivamente. Para o período 2004-2007, os dados destas duas estações foram comparadas com os dados de três pluviômetros instalados na bacia do Forquilha o que evidenciou uma grande variabilidade espacial dos eventos chuvosos. Isto era esperado diante dos estudos climáticos existentes. Entretanto, podem ser definidas grandes áreas pluviométricas cuja dinâmica pluviométrica é homogênea em longo prazo (Cadier, 1996). Assim, as estações

escolhidas podem ser consideradas como tendo uma boa representatividade para a bacia do Forquilha já que ficam na mesma zona pluviométrica homogênea do Sertão. Imagens de satélite SPOT5 (10/2002 e 07/2003) com resolução espacial de 10 m foram usadas para mapear a bacia hidrográfica e os limites dos depósitos aluviais e para estimar a área dos espelhos de água nos reservatórios nestas datas. O nível de água e a condutividade elétrica foram monitorados nos 4 açudes de capacidade plurianual (03/2003 até 06/2007) e em 20 piezômetros localizados ao longo do aquífero aluvial (09/2000 até 06/2007). A vazão liberada e a propagação do fluxo no rio foram monitoradas durante três eventos de liberação de água a partir do açude do Riacho Verde em 2003, 2004 e 2005. Esses dados serviram para calibrar os modelos usados neste estudo.

5.3.3.2. Usos, usuários e limitações para a gestão dos recursos hídricos

Uma tipologia dos recursos hídricos foi construída em duas etapas.

Uma primeira tipologia foi obtida a partir de entrevistas e inquéritos semi-diretivos conduzidos em 15 das 17 comunidades da bacia (**Figura 5-1**), de julho até setembro de 2005 (**Ribeyre, 2006**). Esta tipologia permitiu evidenciar os principais grupos de usuários, os tipos de uso, as percepções e os principais critérios de uso e gestão dos recursos hídricos. Os resultados foram comparados com as observações qualitativas e quantitativas coletadas de julho a agosto de 1998 através da aplicação sistemática de um questionário socioeconômico, aplicado em 1024 casas correspondentes a mais de 90% da população da bacia.

Na segunda etapa, a tipologia precedente foi detalhada através de estudos mais exaustivos (questionários de escolha múltipla, grades de análises, etc.) em cinco comunidades (Rch. Algodão, Rch. Verde, V. Meio, S. Bento, Veneza) representando os principais tipos de usuários e usos (irrigação, abastecimento doméstico a partir de açudes ou do aquífero, presença ou não de sistema comunitário de abastecimento). O objetivo era de obter dados quantitativos e de evidenciar os mecanismos e as principais limitações controlando os modos de gestão coletivos e individuais dos recursos hídricos.

Por fim, estas informações foram complementadas pelas observações e os dados coletados desde 1998 nas discussões com atores internos e externos à bacia, inclusive políticos.

Os limites desta abordagem são ligados à:

1. escolha dos atores entrevistados e das comunidades,
2. rápida evolução das infra-estruturas que chacoalham os modos de gestão tradicional,
3. opacidade de alguns processos de tomada de decisões e ações guiados por interesses eleitorais mais do que pelos da maioria.

Entretanto, acredita-se que os métodos de amostragem, a robustez dos métodos usados e o conhecimento da área adquirido desde 1998 limitam eventuais desvios. A partir destes dados, critérios de satisfação e limitações na exploração dos recursos hídricos foram definidos e usados para discutir os impactos de cenários na disponibilidade dos recursos hídricos e na satisfação dos usos e dos usuários.

5.3.3.3. Construção de cenários

O objetivo é de fornecer, através de diferentes simulações, elementos de resposta sobre a disponibilidade de água em termos de quantidade e qualidade para os próximos 30 anos, levando em conta a hipótese de um aumento populacional e testando o caso de três hipóteses contrastantes de área irrigada:

1. 'Área irrigada de 0 ha', o que corresponde à situação que prevalecia até 1998. Os recursos hídricos são reservados ao abastecimento doméstico e animal; a agricultura é de sequeiro.
2. 'Área irrigada de 75 ha', o que corresponde à situação em 2007. O bombeamento a partir do aquífero aluvial nas comunidades 12 e 13 é necessário para garantir a produção das áreas agrícolas irrigadas. Em caso de falta de água, as culturas perenes desaparecem após 6 meses sem água.
3. 'Área irrigada de 150 ha', o que corresponde à duplicação da área irrigada em relação à situação em 2007.

Nas simulações, as condições climáticas levadas em conta são do período 1977-2007. Este período inclui alguns períodos de seca plurianual (1979-1983, 1997-1998) que levaram ao colapso do abastecimento de água. Nestas condições, um abastecimento doméstico paliativo é assegurado por carros-pipa com uma oferta de 30 L/pessoa/dia. O custo médio é de 5,4 US\$/m³, que é suportado pelos governos municipal, estadual e federal (**Araujo & Molinas & Lamartine Leão Joca & Pacheco Barbosa & Souza Bemfeito & Carmo Belo, 2005**).

Estes cenários são usados como dados de entrada para os modelos hidrológicos. Por causa das mudanças climáticas atuais, não é bem definido como as condições locais poderiam evoluir na região, especialmente em termos de precipitações. Por conseguinte, os resultados deste estudo devem ser usados sabendo que a aridez poderia aumentar e agravar as necessidades hídricas no Nordeste.

5.3.3.4. Estratégia de modelagem

A abordagem de modelagem tem dois principais objetivos. O primeiro é de testar a nossa conceitualização do funcionamento hidrológico dos principais corpos hídricos (reservatórios, aquífero aluvial e rio) e das relações entre si. No Nordeste Brasileiro semi-árido, os escoamentos superficiais são o principal mecanismo de recarga dos reservatórios (**Dubreuil, 1966, Dubreuil, Girard, & Herbaud, 1968**); gerando também os eventos de cheias que são a principal fonte de recarga dos pequenos aquíferos aluviais (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**).

Como não existem dados fluviométricos, os escoamentos superficiais são estimados com o modelo Sudene/Orstom de precipitação/deflúvio anual (**Molle & Cadier, 1992, Cadier, 1993**). Um modelo de balanço hidrológico e de massa dos reservatórios foi construído e acoplado com o modelo de balanço hidrológico do aquífero aluvial existente (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**). Um outro modelo, para a propagação no rio do deflúvio liberado de um reservatório, foi construído. Ele permite simular as relações entre os açudes e o aquífero aluvial.

Os modelos foram calibrados com passo de tempo mensal a partir das observações do monitoramento (níveis de água e condutividade elétrica).

5.3.4. Resultados

5.3.4.1. Tipologia dos recursos hídricos, dos usuários e dos usos.

No Estado do Ceará, a Companhia de Gestão de Recursos Hídricos (COGERH) é responsável pelas políticas públicas de gestão de recursos hídricos (SRH, 1992). Se o abastecimento de água é interrompido devido à seca, um volume de 30L por pessoa por dia, restrito ao abastecimento humano, é garantido por carros-pipa. A água para os animais não é garantida. Assim, a principal consequência da seca é a descapitalização dos agricultores, devido às perdas do rebanho sofridas pela população pobre, que tem que aguardar uma compensação por parte do Estado. O abastecimento hídrico é, portanto, um desafio social e financeiro para o Estado. Na prática, a COGERH não intervém na gestão dos pequenos recursos hídricos.

A sobrevivência das populações e dos rebanhos sempre foi relacionada à questão da água nesta região semi-árida, e conseqüentemente, forte laços históricos estruturaram comunidades em torno do problema do abastecimento de água. Assim, a gestão dos recursos hídricos nas pequenas bacias segue regras, antigas e aceitas por todos, como acesso livre e gratuito aos recursos hídricos para usos domésticos e água de beber. É o caso da bacia do Forquilha.

Os modos de exploração são regulados pelos direitos de acesso aos corpos de água, pela sua proximidade (estradas e meios de transportes precários favorecem um abastecimento de proximidade) e pela sua qualidade. Como todas as propriedades são cercadas, o acesso à água não é sempre fácil.

A gestão das pequenas infra-estruturas (cisternas, pequenos açudes, poços tubulares) é feita em nível local (grupo de algumas casas). A infra-estrutura comunitária (açudes, cacimbões, poços, sistemas de abastecimento) é gerenciada pelas associações comunitárias, que estipulam regras claras para o acesso e o uso.

O acesso aos açudes e a exploração da água são estritamente regulados pelos proprietários (individuais ou comunitários) para prevenir poluição de origem humana ou

superexploração. O acesso aos açudes é livre para a população ribeirinha para abastecimento humano e animal, mas não para o banho ou a lavagem de roupas. O aquífero aluvial, ao contrário, permanece com um acesso livre nos cruzamentos das estradas com o rio, sem controle efetivo dos usos (que incluam água para consumo humano e animal, usos domésticos, lavagem de carros e de bombas de pulverização com pesticidas). Mesmo se a água subterrânea é potencialmente mais protegida da poluição antrópica que os reservatórios superficiais, dez análises bacteriológicas realizadas durante a estação seca mostraram que o aquífero aluvial é localmente muito poluído. Isto é o resultado de práticas locais de preservação somente da água superficial, mas não da água subterrânea.

O acesso a todos os recursos (açudes e aquífero aluvial) pelos animais é feito principalmente sem bombeamento (acesso direto) em toda a bacia. Como o gado pode beber água até uma salinidade elevada (concentração de até 5 g/L), os agricultores geralmente escolhem levar os rebanhos para beber na mais próxima fonte de água disponível, a menos que eles não têm permissão de acesso.

A irrigação somente existe em áreas próximas ao aquífero aluvial, na parte jusante do vale (principalmente no trecho 15-19 km). Assim, não há irrigação na maior parte da bacia. As principais razões são a pobreza das famílias (limitando o acesso ao crédito bancário), a fraca fertilidade das áreas ribeirinhas dos açudes e a sua elevada evaporação (limitando a disponibilidade de água). Ademais, as populações que dependem dos açudes para o seu abastecimento tem receio que o bombeamento intensivo de alguns irrigantes põe em risco a disponibilidade de água para toda a comunidade.

A partir da análise dos recursos hídricos e dos usuários, foram caracterizados três principais territórios da água (**Figura 5-2**) onde “os pensamentos e as ações são estruturadas pela questão da água” (**Tonneau & Caron, 2006**).

O território ‘Reservatórios’ (com 40% da população) se estende na área das comunidades assentadas a montante da bacia ao redor dos quatro principais açudes (Rch. Verde, Rch. Algodão, Jardim, L. Cercada). Todos os usos (água para beber, para uso doméstico e para os animais) são assegurados por sistemas de abastecimento comunitários que bombeiam água destes reservatórios. Não existe alternativa local de abastecimento. Estas populações são pobres, estabelecidas em áreas de solo raso com declividade acentuada, pouco favoráveis à agricultura e pecuária.

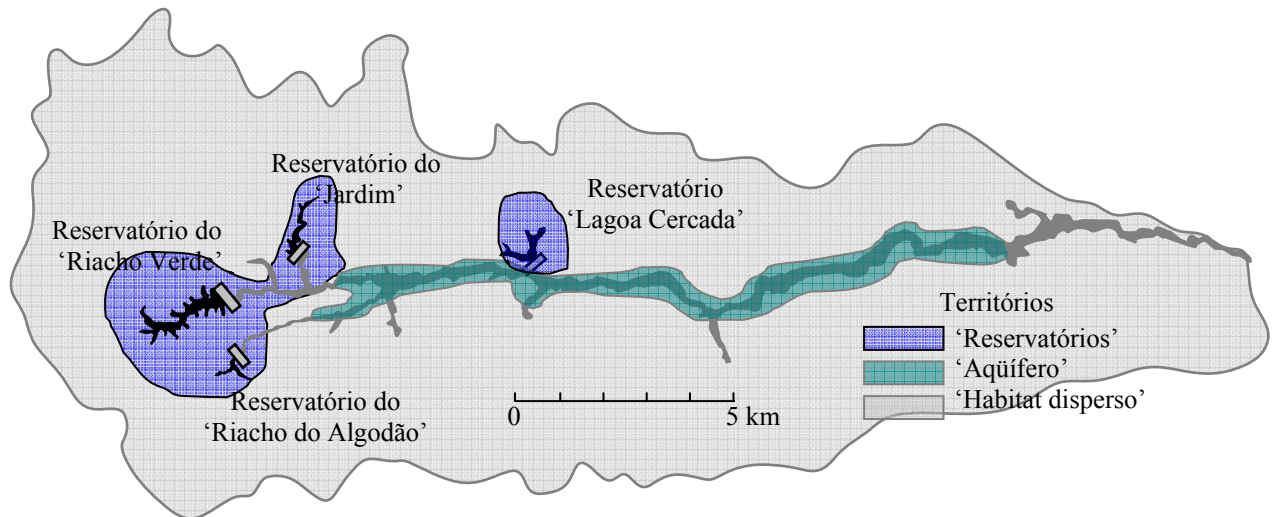


Figura 5-2: Principais territórios da água na bacia do Forquilha, organizados em torno dos açudes (preto) e do aqüífero aluvial (cinza escuro).

O território 'Aqüífero' (com 30% da população) corresponde às comunidades a jusante cujas necessidades hídricas são satisfeitas por bombeamento no aqüífero aluvial (sistemas de abastecimento comunitário para uso doméstico, irrigação e abastecimento animal). A irrigação existe somente neste território com bombeamento no aqüífero aluvial e aumentou desde 1998 em decorrência de um programa municipal de perfuração de poços manuais. As áreas irrigadas estão principalmente localizadas na secção 15-19 km a jusante do açude do Rch. Verde. As cisternas e os pequenos açudes cuja água tem uma alta taxa de renovação asseguram somente o abastecimento de água potável.

Nestes dois territórios, o desenvolvimento dos sistemas de abastecimento comunitários levou ao progressivo abandono dos tradicionais meios de exploração das antigas fontes de abastecimento (não execução das tarefas de manutenção, abandono dos animais de carga que permitiam o transporte da água). Como conseqüência, aumentou a dependência destas populações nos sistemas de abastecimento e, conseqüentemente, numa única fonte de abastecimento, que não é, entretanto, infalível. Os sistemas de abastecimento estão sendo gerenciados por um encarregado local, escolhido pela associação comunitária, e responsável da manutenção do sistema e da coleta de uma taxa geralmente fixada (3 US\$ para 10m³ de água). A água para uso doméstico, que era um bem público gratuito, tende a transformar-se num bem econômico, pelo qual as pessoas mais ricas podem pagar para ter mais.

O território 'Habitat Disperso' (30% da população) estende-se na área onde o habitat é disperso e o abastecimento de água satisfeito a partir de pequenos recursos hídricos locais (cisternas, pequenos açudes com alta taxa de renovação da água). A recarga destes recursos acontece durante a estação chuvosa, mas é muito irregular: a cada ano, e às vezes, durante uma única estação, as famílias devem adaptar a sua fonte de abastecimento de acordo com os recursos disponíveis. O acesso à água é, de forma recorrente, problemático durante as secas. Busca-se a água, muitas vezes, a partir de fontes distantes como os reservatórios de capacidade plurianual ou o aquífero aluvial, cujo acesso é feito a partir das cacimbas escavadas no leito do rio. Por causa das dificuldades de abastecimento, o consumo diário neste território é somente de cerca de 30 L/pessoa em comparação com cerca de 100 L/pessoa nos territórios 'Aquífero' e 'Reservatórios'.

A população considera os grandes açudes como difíceis de esvaziar, a menos de uma superexploração. Durante a estação seca, os usuários do território 'Aquífero' pressionam os políticos locais para que eles forcem as comunidades a montante a liberar água do açude do Rch. Verde. Esta situação sazonal de tensão social pode degenerar em conflitos sociais porque as comunidades do território 'Reservatórios', para preservar a "sua" fonte de água, aceitam de liberar água somente se o nível do reservatório for alto.

De 2003 até 2005, comunidades do território 'Aquífero' requereram uma liberação de água no meio da estação seca para recarga do aquífero aluvial. De 2006 para cá, estas comunidades pediram liberações durante períodos que superaram 3 meses seguidos para manter o rio perene. Com efeito, isto resulta da percepção das populações que moram perto do rio que a água correndo no rio é uma "fonte de benefícios" ("pouco salgada", "limpa", "dinâmica", "de qualidade") enquanto as águas paradas são "mais salgadas", "poluídas" e de "má qualidade" (**Galizoni, 2005**).

Um embrião de comissão para gestão dos recursos hídricos da bacia, criado sob iniciativa municipal em 2002 para prevenir conflitos entre os diferentes territórios, desapareceu em 2004 por causa da falta de progressos concretos e do interesse limitado demonstrado pelas comunidades (a gestão de água é tradicionalmente feita em nível local ou da comunidade e não envolve várias comunidades) e pelos líderes políticos locais, que relutam em perder a sua influência na gestão dos recursos hídricos. Mas, para conseguir uma recarga significativa do aquífero aluvial, a liberação de água dos açudes precisa de ações

coordenadas a montante e a jusante, o que realmente não acontece. Assim, o manejo das liberações não permitiu alcançar os resultados esperados, desapontando tanto as comunidades a montante quanto aquelas a jusante. Particularmente, a ausência de ferramentas de simulação permitindo testar diferentes estratégias de liberação de água, a curto e longo prazo, dificultou a implantação de um manejo adequado. A dificuldade de comunicação entre comunidades a montante e a jusante permanece, entretanto, como o principal problema. De fato, recentes programas governamentais de construção de infra-estruturas no meio rural (eletrificação, galpões comunitários, equipamentos agrícolas, sistemas de abastecimento) foram direcionados para as associações comunitárias e as reforçaram, mas não encorajaram projetos inter-comunitários. Assim, as relações entre os diferentes territórios são fracas.

5.3.4.2. Modelagem

Foram construídos três modelos para simular a dinâmica dos principais recursos hidrológicos (**Figura 5-3**):

- (i) um modelo de balanço hidrológico dos reservatórios, onde a evaporação é o principal fluxo de saída,
- (ii) um modelo do aquífero aluvial (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**), com forte impacto dos bombeamentos e escoamentos subterrâneos no balanço hidrológico e mecanismo principal de recarga a partir dos escoamentos dentro do rio,
- (iii) um modelo de propagação a jusante dos fluxos liberados do açude do Rch. Verde, permitindo a avaliação do impacto destas liberações na recarga do aquífero a jusante.

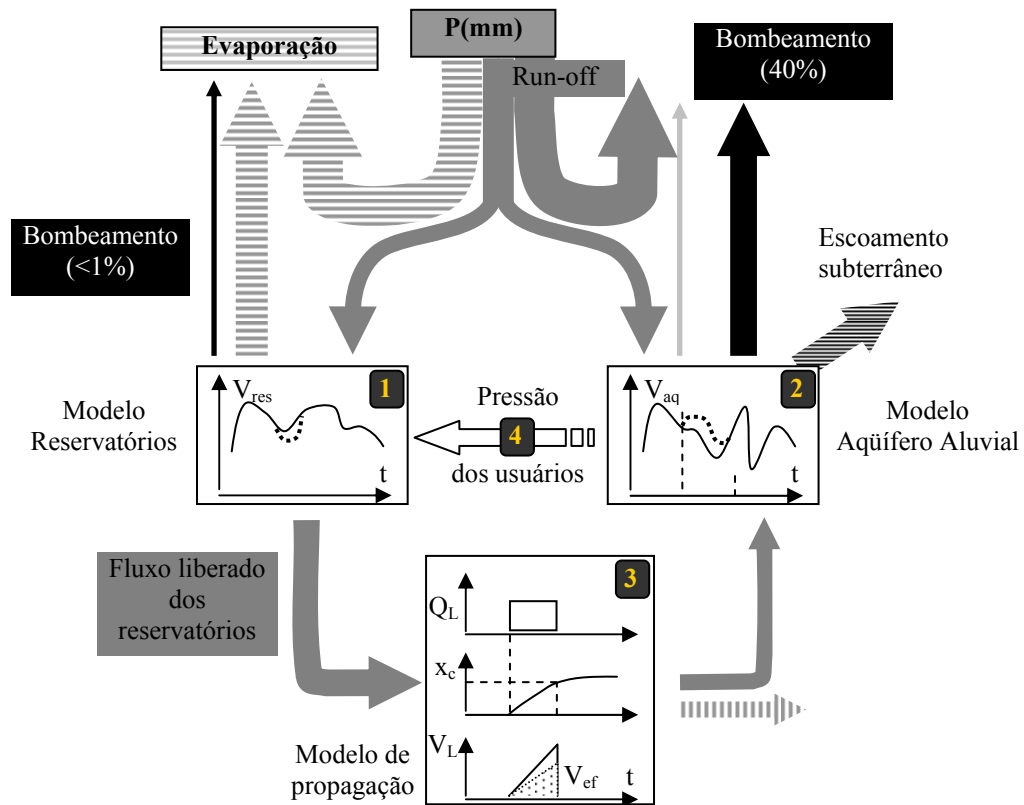


Figura 5-3: Modelos hidrológicos construídos com um passo de tempo mensal para simular a dinâmica hidrológica (1) dos reservatórios (variações do volume V_{RES}), (2) do aquífero aluvial (variações do volume V_{AQ}) e (3) da propagação do deflúvio liberado (Vazão Q_L e volume V_L liberados, volume eficaz V_{EF} , abscissa curvilínea atingida X_C após o tempo t). Os fatores ligados à pressão social são levados em conta (4) e correspondem à fluxos de informação montante-jusante.

5.3.4.2.1. Modelo de balanço hidrológico dos reservatórios

O modelo de balanço hidrológico ao passo de tempo mensal foi desenvolvido levando em conta os principais fluxos de saída (Evaporação E , perdas por infiltração I , fluxo liberado L e bombeamento P), e fluxos de recarga R (precipitações e escoamentos da parte montante da bacia hidrográfica durante a estação chuvosa).

As relações ligando nível de água H (m), área do espelho S (m^2) e volume armazenado V (m^3) descritas por $V=KH^\alpha$ e $S= \alpha KH^{\alpha-1}$ foram usadas para caracterizar cada

reservatório, onde α e K são dois parâmetros adimensionais ligados a forma dos perfis transversais e verticais de cada reservatório (**Molle & Cadier, 1992, Cadier, 1993**).

Os dados usados para calibrar os parâmetros foram a altura máxima de água no reservatório (medido), o nível de água (medido) e a área do espelho de água (obtido da imagem SPOT5 com 5 m de resolução) em 17/7/2003.

O volume de recarga é a soma do volume precipitado no reservatório e do volume escoado na bacia hidrográfica a montante que foi estimado a partir do estudo regional realizado em 165 bacias que resultou no modelo Sudene/Orstom (**Cadier, 1993**). Para cada bacia dos reservatórios, a lâmina escoada característica L600 (mm) foi calculada segundo parâmetros geomorfológicos, de vegetação e de solos para uma pluviometria anual de 600 mm. em seguida, para qualquer lâmina anual precipitada P (mm), a lâmina escoada L (mm) é estimada por:

$$L = L600 \times 1,4^{(P-600)/100}$$

Se $P = 0$ (estação seca), a lâmina escoada é nula bem como a recarga dos reservatórios.

Os volumes perdidos por infiltração (V_1) foram desprezados salvo no caso do açude de L. Cercada, onde as perdas por infiltração são significativas (elas foram medidas e apresentaram variações de 15L/s até 30L/s, dependendo do nível de água no reservatório).

A lâmina evaporada E (mm) é ligada de forma linear à evapotranspiração potencial (ETP) segundo o coeficiente β , com $E = \beta \times ETP$ **Cadier et al., 1992, Molle & Cadier, 1992, Cadier, 1993**. O coeficiente β foi calibrado com as curvas de rebaixamento observadas nas estações secas durante o período 2003-2007 ($\beta = 1,14$).

Um balanço de massa ao passo de tempo mensal foi realizado para testar nossas hipóteses (referentes ao valor de β e desprezo das perdas por infiltração). Os valores de salinidade da água foram comparados com os valores observados durante as estações secas do período 2003-2007. R^2 é de 0,91 para o açude de L.Cercada e de 0,996 para o açude do Rch.Verde.

5.3.4.2.2. Modelo de balanço hidrológico do aquífero aluvial

O modelo de balanço hidrológico do aquífero aluvial foi detalhado em **Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**.

5.3.4.2.3. Modelo de balanço hidrológico de propagação da água no leito do rio

A recarga do aquífero aluvial pela liberação de água dos açudes diminui com a distância ao açude por causa da evaporação da água no leito do rio e dos bombeamentos. O impacto das liberações de água do aquífero é esperado principalmente pelos agricultores das áreas irrigadas, no trecho de 15-19 km do aquífero aluvial (**Figura 5-1**).

Um modelo foi construído e usado para simular a propagação do fluxo liberado ao longo do rio e o tempo necessário para recarregar o aquífero até o trecho 15-19 km para diferentes vazões liberadas e cenários de bombeamento.

A nossa hipótese é que a propagação do fluxo no rio necessita um nível h_0 de água no rio ($h_0 > 0$), e que o aquífero aluvial esteja cheio a montante. As condições iniciais são o nível de água no aquífero aluvial (Z_0) e a vazão liberada (Q). As perdas são o volume evaporado V_E no leito do rio e os fluxos saindo do aquífero aluvial V_P (bombeamento e fluxo subterrâneo), o que pode ser representado como uma função de x_c (abscissa curvilínea ao longo do rio).

Durante um tempo Δt , o volume liberado V pode ser dividido em três componentes: o volume evaporado V_E , o volume bombeado V_P , e o volume no leito do rio V_R (**Figura 5-4**). V_R contribua para a elevação do nível piezométrico e a progressão da água no rio de x até $x + \Delta x$ segundo:

$$V_R = L \rho \Delta x \Delta z + h_0 \Delta x [I_R + \rho(L - I_R)]$$

De fato, as observações na bacia mostram que no trecho 8 - 12 km, $Z_0 - Z_{REF} \sim 0$. Isto é devido às infiltrações de água no aquífero a partir do açude de L. Cercada. Uma das formas de levar em conta esta contribuição, tendo em vista o nosso objetivo de modelar de forma simples a propagação do fluxo liberado no leito do rio, é de adicionar uma condição inicial $Z_0 = Z_{REF}$ para $8 \leq x \leq 12$. O parâmetro do modelo h_0 foi calibrado a partir dos dados coletados durante o monitoramento de três eventos de liberação em 2003, 2004 e 2005.

A curva simulada e os pontos observados para o evento monitorado de 2004 são apresentados na **Figura 5-5**.

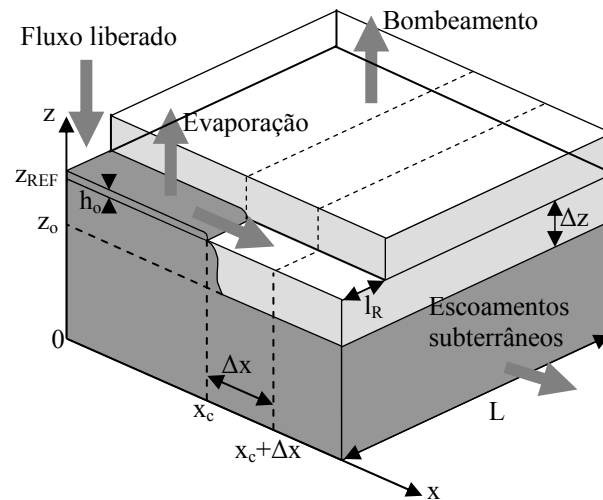


Figura 5-4: Croquis do aquífero aluvial e do leito do rio, com os principais fluxos do balanço hidrológico durante um tempo Δt (fluxo liberado, evaporação, bombeamento, escoamentos subterrâneos), resultando na recarga do aquífero aluvial numa distância Δx . L é a largura do aquífero, I_R é a largura do rio, Δz é a diferença entre o nível piezométrico antes da recarga (Z_0) e o nível do rio (Z_{REF}).

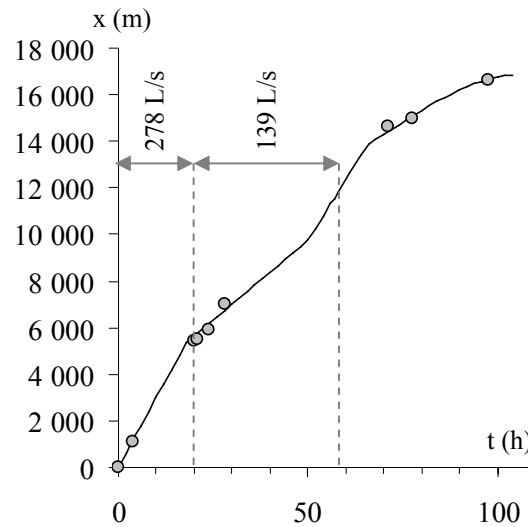


Figura 5-5: Propagação do fluxo liberado a jusante do açude do Rch. Verde para um evento de liberação de 57 horas (278L/s durante as primeiras 20 horas e 139L/s depois): simulada (linha) e observada (círculos).

5.3.4.3. Cenários de evolução

Estes cenários correspondem a diferentes conjunturas econômicas e sociopolíticas. Os impactos de três cenários de evolução são comparados à situação atual e estratégias a curto, médio e longo prazo. Eles são discutidos em termos de conseqüências na qualidade e durabilidade dos recursos hídricos, e de satisfação dos objetivos das diferentes categorias de usuários.

O objetivo é de projetar para os próximos 30 anos (2007-2037) a disponibilidade dos recursos hídricos. Como esta disponibilidade depende do cenário pluviométrico, foi usada a série temporal (1977-2007) que integra uma distribuição realista de períodos secos e úmidos.

É possível considerar várias hipóteses para a evolução da população. O cenário global do interior do Nordeste semi-árido é de população rural decrescente devido ao êxodo rural. Entretanto, vimos que no Forquilha ocorreu no período 1998-2006 um crescimento populacional de mais de 2% anual.

É provável que as populações dos territórios 'Reservatórios' e 'Aqüífero', que se beneficiam de sistemas de abastecimento comunitários, aumentem enquanto aquela do território 'Habitat Disperso' estabilize-se. Portanto, escolhemos a hipótese de aumento populacional, que permite testar pressão crescente sobre a disponibilidade dos recursos. Entretanto, nas simulações, por causa de limitações fundiárias e pedoclimáticas, não seria esperado um crescimento populacional de mais de 2% anual. Portanto, escolhemos uma taxa de crescimento anual variando de 2,5% a 0,5% no período 2007-2037. Nas simulações, observar-se-á que mudanças na taxa de crescimento não teriam impacto significativo no balanço hidrológico dos recursos hídricos, podendo ter, entretanto, um impacto financeiro importante em caso de colapso do abastecimento.

Para todos os cenários, o desenvolvimento populacional é o mesmo (**Figura 5-6**), i.e. um crescimento em 30 anos de 974 para 1400 famílias (i.e. de 3500 para 5600 pessoas).

Nas simulações, as necessidades em água para beber e uso doméstico são satisfeitas em prioridade, a cada passo de tempo. O território 'Reservatórios' é abastecido por bombeamento a partir dos 4 principais reservatórios de capacidade pluri-anual, enquanto o

território 'Aqüífero' é abastecido por bombeamento no aqüífero aluvial. No território 'Habitat Disperso, as famílias abastecem-se a partir de pequenos recursos de alta taxa de renovação de água ou, no caso de estas estarem secas, a partir do aqüífero aluvial.

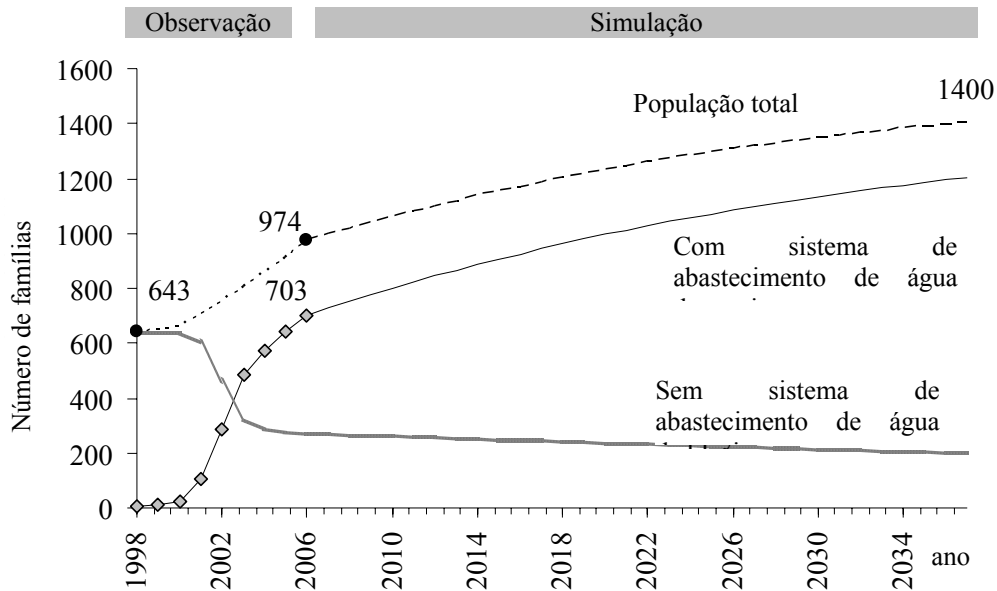


Figura 5-6: Número de famílias (número total e número de famílias com acesso a um sistema de abastecimento doméstico a partir do aqüífero aluvial ou dos reservatórios: período de observação 1998-2006 (taxa de crescimento decrescente de 6% para 3%) e período de simulação 2007-2037 (taxa de crescimento decrescente de 3% to 0,5%).

O impacto das liberações de água pode ser significativo e envolve os dois territórios mais povoados da bacia do Forquilha ('Aqüífero' e 'Reservatórios'), que representam 2/3 da população. Os usuários da água do aqüífero aluvial (principalmente as comunidade do território 'Aqüífero' e os irrigantes) são concentrados ao longo do trecho de rio localizado entre 15 e 19 km a jusante do açude do Rch. Verde e pressionam as autoridades para conseguir liberação de água a partir do açude do Rch. Verde e garantir o seu abastecimento. Neste contexto, simulações de eventos de liberação de água a partir dos quatro açudes foram realizadas. Somente o reservatório do Rch. Verde tem capacidade para liberar volume e vazão suficientes para ter um impacto significativo até o trecho 15-19 km. Assim, para todos os cenários, somente serão consideradas liberações a partir do açude do Rch. Verde.

A otimização das liberações permitiria maximizar a disponibilidade de água para os usuários usando uma parte dos volumes do açude hoje evaporados para a recarga do aquífero aluvial, e mantendo uma boa qualidade de água no açude do Rch. Verde (garantindo também a quantidade). Entretanto, esta estratégia de liberações pode resultar num custo social elevado e necessitar acompanhamento e apoio à negociação para garantir a sua aceitação pelos diferentes grupos de usuários.

Para todas as simulações, o bombeamento a partir dos reservatórios para abastecimento doméstico é possível enquanto o volume não cai abaixo de 15% da sua capacidade de armazenamento (volume crítico, V_C , reservado para garantir a sobrevivência do ecossistemas aquático e a aceitação das comunidades) e enquanto a salinidade da água é inferior a 1,5 g/L. A recarga do aquífero aluvial a partir de água do açude não é interessante para os usuários do território 'Aquífero' se a salinidade da água do açude é superior a 1 g/L porque levaria ao aumento da salinidade do aquífero aluvial.

Nas simulações com o modelo aquífero, os resultados das simulações do reservatório são levados em conta porque há uma transferência de massa com as liberações de água. O bombeamento a partir do aquífero aluvial é possível para abastecimento doméstico e irrigação enquanto o nível de água é superior a 50% (i.e. 2 m) do nível de referência ($Z_{REF} = 4$ m). Quando o nível piezométrico baixa, os agricultores diminuem os bombeamentos ou param totalmente se o nível cai abaixo de 2m.

No território 'Habitat Disperso, as famílias usam reservatórios de capacidade sazonal e às vezes o aquífero aluvial enquanto o nível piezométrico do mesmo permanece acima de 75% de Z_{REF} (i.e. 3 m). Cenário 'Atual / 75 ha'

Este cenário é baseado no modo de exploração atual do aquífero e dos reservatórios (75 ha irrigados, população crescente, liberações de água do Rch. Verde). Assim, o impacto de um cenário climático sobre a disponibilidade de recursos hídricos é simulado. Várias hipóteses de liberações são testadas.

5.3.4.3.1. Cenário ‘Sem irrigação / 0 ha’

Este cenário corresponde à ausência de irrigação, com um modelo de desenvolvimento baseado em atividades agrícolas diversificadas (Tonneau et al., 2005) e no uso do aquífero aluvial de forma passiva (plantações perenes com enraizamento profundo e sem bombeamento). A pressão sobre o aquífero aluvial é mínima: conseqüentemente, este cenário foi usado como a referência do estado de máxima disponibilidade do recurso para abastecimento humano e animal no caso de eventos de seca plurianual.

5.3.4.3.2. Cenário ‘Duplicação da irrigação / 150 ha’

Este cenário considera um forte aumento da área irrigada, até o dobro (150 ha) do atual. O impacto de novas áreas e da sua localização na bacia (a montante, a jusante) é discutido. Este cenário de crescimento das áreas irrigadas é o mais plausível porque este tipo de agricultura é atrativo para os jovens agricultores e porque as políticas públicas estimulam um modelo de desenvolvimento rural baseado na integração no mercado global com perspectivas pouco promissoras para as culturas de sequeiro.

As principais limitações são ligadas à acessibilidade dos agricultores aos créditos bancários.

5.3.4.4. Resultados das simulações

No território ‘Reservatórios’, o bombeamento para abastecimento doméstico varia de 0,4 até 1,2% (no açude do Rch. Verde) e 0,8 até 2% (no açude do Rch. Algodão) dos fluxos mensais saindo e conseqüentemente, tem uma influência desprezível no balanço hidrológico e na dinâmica dos reservatórios. Por exemplo, o bombeamento médio no açude do Rch. Verde é de $1,3 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$ e representa, por família, um consumo médio de $10 \text{ m}^3/\text{mês}$. Isto pode ser comparado aos volumes evaporados, estimados a partir do modelo de balanço hidrológico para os reservatórios, e que variam de $80 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$ até $250 \times 10^3 \text{ m}^3/\text{mês}$.

Com o modelo de propagação, simulações de descarga a partir do açude do Rch.Verde foram realizadas (**Tabela 5-4 e Tabela 5-5**) para vazões de até 280 L/s (vazão máxima possível com a válvula instalada) para determinar as características das liberações (volume e tempo) necessárias para recarregar o aquífero aluvial até as principais áreas de bombeamento (trecho 15-19 km a jusante).

Tabela 5-4: Vazão mínima de descarga (L/s) para recarregar o aquífero aluvial até o trecho 15-19 km.

Saturação inicial do aquífero (%)	Cenário / Área irrigada (ha)		
	0	75	150
100	30 L/s	50 L/s	70 L/s
75	55 L/s	80 L/s	90 L/s

Tabela 5-5: Tempo necessário (dias) para recarregar o aquífero aluvial até o trecho 15-19 km, com o aquífero aluvial inicialmente cheio até 75%, para vários cenários e vazões de descarga (L/s).

Vazão liberada (L/s)	Cenário / Área irrigada (ha)		
	0	75	150
80	90 d	120 d	- *
130	50 d	62 d	66 d
280	22 d	23 d	24 d

* o fluxo liberado não atinge o trecho 15-19 km (setas na Fig.VI-1).

Duas hipóteses de estado inicial foram testadas:

1. a liberação começa no início da estação seca (i.e. o aquífero aluvial está saturado até Z_{REF}) e termina no fim da estação seca, e
2. a liberação começa quando nível de água no aquífero aluvial cai abaixo de 75% de Z_{REF} (i.e. 3m), o que equivale a 1 até 3 meses após o início da estação seca.

Com a liberação de água é ininterrupta e começando quando o aquífero aluvial é 100% cheio, vazões mínimas de descarga de 30 L/s, 50 L/s e 70 L/s para áreas irrigadas de 0 ha, 75 ha e 150 ha respectivamente são necessárias para manter o rio perene até o trecho 15-19km.

Uma descarga de 20 L/s é suficiente somente para manter o rio perene 7 km a jusante porque o fluxo de água liberado é insuficiente para compensar os bombeamentos e a água evaporada no rio. Os impactos da vazão liberada variando de 0 L/s até 280 L/s foram simulados no caso da descarga começar quando o aquífero aluvial está cheio a 75% para avaliar o tempo de liberação necessário para recarregar o aquífero aluvial até o trecho 15-19 km a jusante (**Tabela 5-4**). As simulações mostram que quanto maior a vazão liberada, menores são as perdas em trânsito e mais rápida é a recarga do aquífero (**Figura 5-7**).

Como vazões liberadas superiores a 130 L/s provocam inundações de alguns campos na parte mais a montante da planície aluvial (o rio transborda), o que não é permitido pelos proprietários, as simulações para o período 2007-2037 foram conduzidas somente com vazões variando de 0 a 130 L/s.

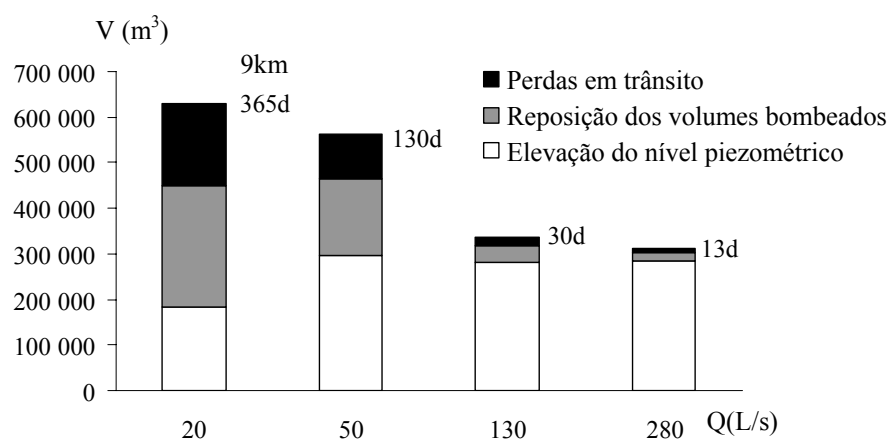


Figura 5-7: Cenário ‘atual / 75 ha’: simulação do balanço hidrológico do volume de água liberado com quatro hipóteses de vazão (20 até 278 L/s) e tempo de liberação (dias) necessário para recarregar o trecho 15-19 km com o aquífero aluvial inicialmente cheio. As perdas em trânsito são devidas à evaporação da água no leito do rio (assume-se um valor constante de 8 mm/dia). Parte dos volumes liberados é consumida pelos bombeamentos e não contribui para a elevação do nível piezométrico no aquífero aluvial.

5.3.4.4.1. Cenário ‘Atual - 75 ha’

Durante o período 1989-1998, as populações do território ‘Reservatório’ não permitiram que seja liberado água dos reservatórios para garantir a disponibilidade dos ”seus” recursos.

Assim, duas hipóteses (sem ou com liberação de água) são plausíveis e devem ser testadas (**Figura 5-8**).

5.3.4.4.1.1. *Hipótese 1: sem liberação de água*

Na hipótese de não liberação de água, simulações do período 2007-2037 mostram que o volume do açude permanece sempre acima do volume crítico V_C e a salinidade atinge em 6 de 10 anos 0,7 g/L (limiar para consumo humano) e 1 de 6 anos 1,5 g/L (limiar para uso doméstico). Durante as secas plurianuais, a recarga do açude do Rch. Verde é insuficiente durante vários anos consecutivos, levando a níveis altos de salinidade e eutrofização. Nesta simulação numa série de 30 anos, a qualidade da água permanece inadequada para consumo humano ($C > 0,7$ g/L) a metade do tempo. O limiar de 1,5 g/L é ultrapassado em dois longos períodos (23 e 15 meses) durante os quais as comunidades do Rch. Verde deveriam ser abastecidas por carros-pipa por um custo anual de 3×10^3 US\$. O volume e a salinidade da água dos pequenos reservatórios (Rch. Algodão e Jardim) nunca ultrapassam os limites para uso doméstico por causa da alta taxa de renovação.

O aquífero aluvial tem uma dinâmica sazonal e é inteiramente recarregado em 9 de 10 anos. Entretanto, sem liberação de água do açude do Rch. Verde, o nível de água baixa em 9 de 10 anos mais do que 25%, levando os irrigantes a adaptar-se diminuindo as áreas irrigadas no fim da estação seca. Ademais, o acesso a água do aquífero aluvial é difícil para as famílias que não têm possibilidades de bombear a água (territórios 'Aquífero' e 'Habitat Disperso') e para os rebanhos. Entretanto, os sistemas de abastecimento domésticos funcionam. Em 1 a cada 30 anos, o nível de água baixa mais do que 50%. Consequentemente, a irrigação para e os usos domésticos são fortemente limitados. Restrições são necessárias temporariamente (menos do que 3 meses consecutivos), porém sem necessitar de abastecimento por carros-pipa, ao contrário do território 'Reservatórios'.

5.3.4.4.1.2. *Hipótese 2: com liberação de água*

No caso de uma gestão com liberações de água do açude do Rch. Verde, duas simulações foram realizadas com hipóteses de descarga diferentes:

- 50 L/s durante 5 meses na estação seca,
- 130 L/s durante 1 mês quando o nível piezométrico no aquífero aluvial baixa mais do que 25%.

Entretanto, se o volume do açude é inferior à V_C , não tem liberação.

Com as duas hipóteses de liberação, o volume do açude do Rch. Verde cai abaixo de V_C em 1 de 10 anos e durante 15% do tempo. A salinidade da água permanece abaixo de 0,7 g/L durante 95% e 91% do tempo nas hipóteses 50 L/s e 130 L/s, respectivamente. O volume do reservatório é insuficiente para liberar água em 1 a cada 10 anos. O maior período com o volume do reservatório abaixo de V_C é de 11 meses consecutivos. O abastecimento doméstico com carros-pipas, quando o nível de água cai abaixo de V_C , leva a custo anual de $3,5 \times 10^3$ US\$. Com as duas hipóteses, em 8 de 10 anos o volume do aquífero é suficiente para satisfazer as necessidades domésticas e para a irrigação e é facilmente acessível, sem bombeamento, para os rebanhos e as famílias do território 'Habitat Disperso'. Em 1 a cada 10 anos, restrições quantitativas ocorrem para a irrigação, mas não para o abastecimento doméstico. em caso de grave seca plurianual (uma vez em 30 anos), a liberação de água do Rch. Verde não é possível porque o nível de água é baixo demais: consequentemente, o nível de água no aquífero aluvial cai mais do que 50%.

A prática sazonal de liberação de água com hipóteses de descarga de 50 L/s em 5 meses ou 130 L/s em 1 mês, permite melhorar significativamente a disponibilidade de água para as áreas irrigadas do território 'Aquífero' e mantém a salinidade do açude do Rch. Verde baixa. Entretanto, o volume crítico V_C do açude do Rch. Verde é atingido em 1 de 3 anos o que pode causar interrupção no abastecimento das comunidades que usam a água deste reservatório.

5.3.4.4.2. Cenário 'Sem irrigação / 0 ha'

O principal resultado desta simulação é que o rebaixamento sazonal do nível piezométrico do aquífero aluvial é somente de 10 a 20%, garantindo todos os usos no território 'Aquífero', mesmo sem liberação de água dos açudes.

Entretanto, liberar água do açude do Rch. Verde aparece como necessário para manter a salinidade baixa neste corpo de água. Com uma descarga sazonal de 30 L/s durante 5 meses, a simulação mostra que não tem redução do volume do aquífero durante 99% do tempo o que é particularmente favorável para os usos agrícolas tradicionais (pecuária, culturas

forageiras nas beiras do rio) e para os usos domésticos das populações mais pobres (que têm um acesso garantido à água no leito do rio). A disponibilidade dos recursos hídricos (reservatório e aquífero) para abastecimento doméstico é garantida 100% do tempo para o território 'Aquífero' e 98% do tempo para o Rch. Verde. Estes resultados podem ser comparados com os do cenário 'atual' com uma descarga de 50 L/s durante 5 meses (abastecimento doméstico garantido 96% do tempo para o aquífero e 90% do tempo para o Rch.Verde)

5.3.4.4.3. Cenário 'Duplicação da irrigação / 150 há'

Se a área irrigada for de 150 ha (**Figura 5-9**), e se não houver liberação de água a partir do açude do Rch. Verde, o nível piezométrico do aquífero aluvial cai abaixo de 50% em 9 de 10 anos, o que leva os agricultores a parar a irrigação e restringir fortemente os usos domésticos no território 'Aquífero'. Assim, esta hipótese não é viável.

No caso de uma gestão com liberação de água do açude do Rch. Verde, somente descargas superiores à 80 L/s durante 5 meses permitem recarregar o aquífero aluvial até o trecho 15-19 km. Com este modo de gestão, o volume do açude do Rch.Verde cai abaixo do volume crítico V_C em 1 de 2 anos e durante 25% do tempo. A salinidade da água permanece abaixo de 0,7 g/L durante 99% do tempo. O volume do reservatório é insuficiente para liberar a água em 2 de 10 anos. O período mais longo com o volume abaixo de V_C é de 17 meses consecutivos. O abastecimento doméstico com carros-pipa, nesta situação, leva a um custo anual de $5,5 \times 10^3$ US\$.

O volume do aquífero cai abaixo de 50% em 1 a cada 5 anos, restringindo a irrigação. O acesso à água do aquífero aluvial pela população do território 'Habitat Disperso e pelos rebanhos é muito difícil. O volume do aquífero cai abaixo de 75% em 1 a cada 3 anos, levando a abastecer as populações do território 'Aquífero' com carros-pipas a um custo anual de 12×10^3 US\$.

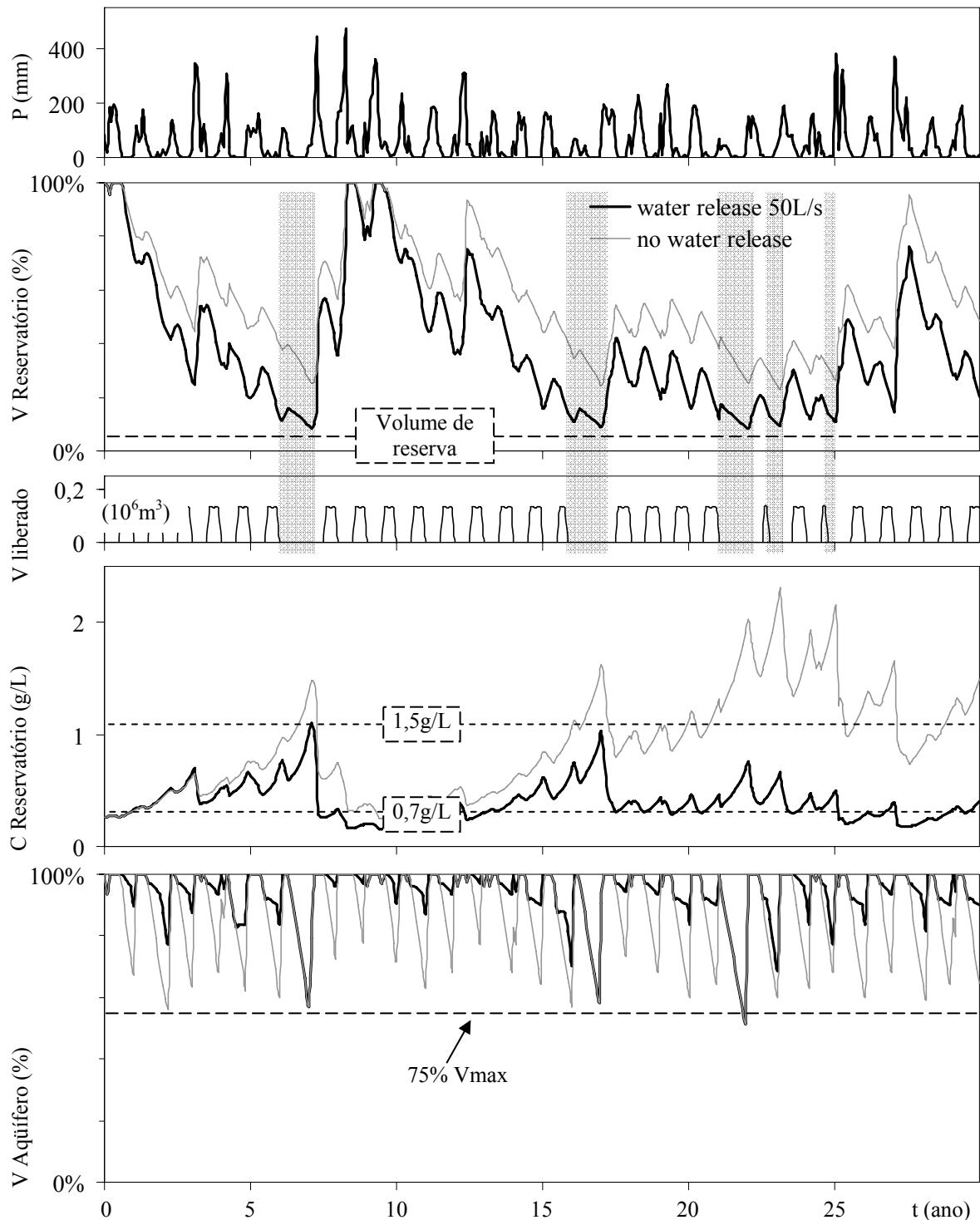


Figura 5-8: Cenário “75 ha”. Precipitações (série de 30 anos) e simulações das variações de (1) Volume do açude RV (%), (2) volumes liberados (10^6m^3) do RV, (3) STD da água (g/L) e (4) volume do aquífero aluvial (%). As hipóteses de descarga a partir do açude do Rch. Verde são: nula (linhas cinzas) e 50 L/s (linhas pretas e áreas cinzas mostrando os períodos críticos em termo de volume do reservatório).

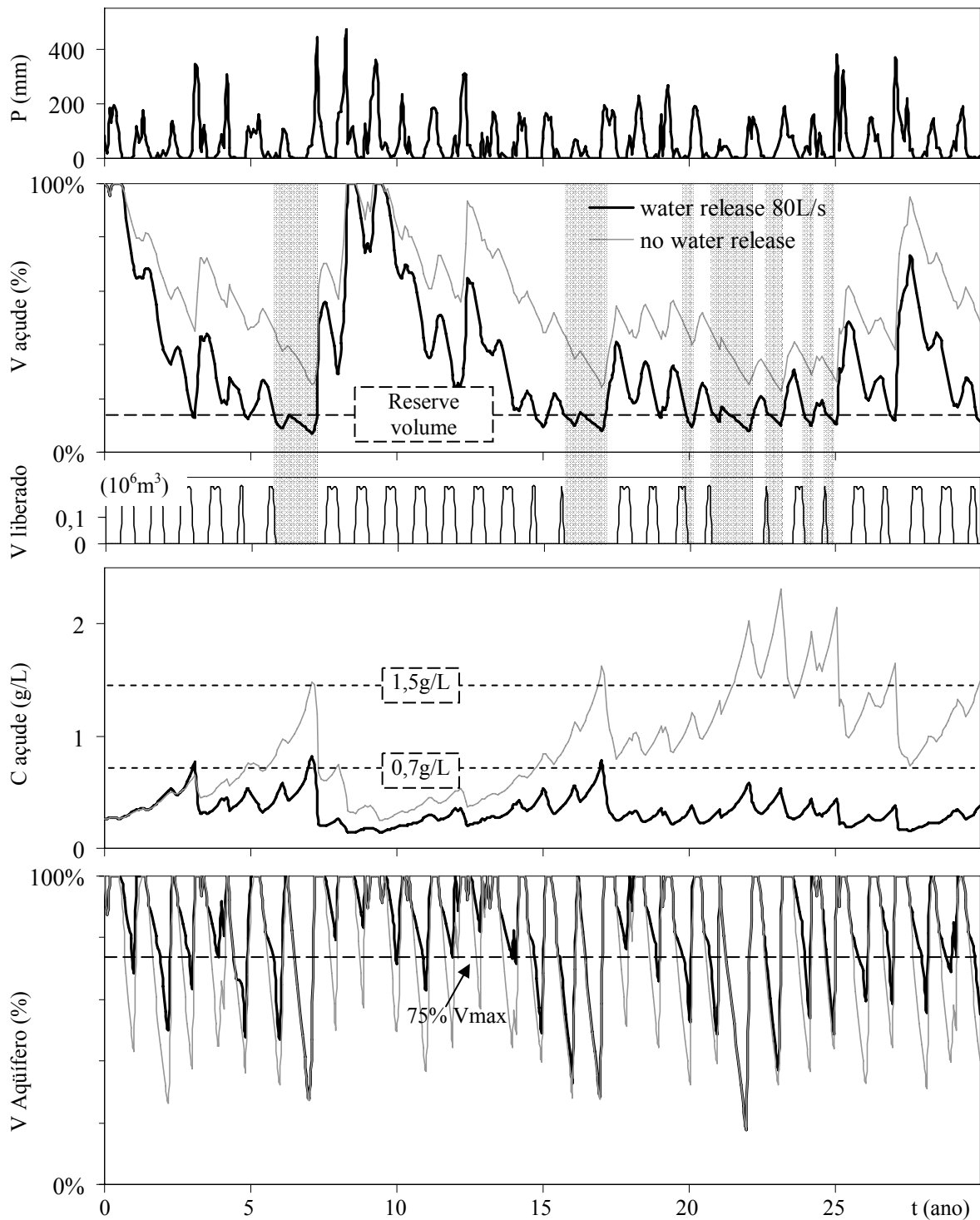


Figura 5-9: Cenário “150 ha”. Precipitações (série de 30 anos) e simulações das variações de (1) Volume (%) e (2) volume liberado do açude Rch. Verde (10^6m^3), (3) concentração da água (g/L) e (4) volume do aquífero aluvial (%). As hipóteses de descarga a partir do açude do Rch. Verde são: nula (linhas cinzas) e 80 L/s (linhas pretas e áreas cinzas mostrando os períodos críticos em termo de volume do reservatório).

5.3.5. Conclusão

A caracterização do ambiente físico foi realizada em paralelo com o estudo dos usos e usuários dos recursos hídricos na bacia do Forquilha. Isto permitiu elaborar cenários relevantes de gestão dos recursos hídricos e construir modelos de balanço hidrológico simples para simular os impactos destes cenários.

A partir da experiência extraída da bacia do Forquilha, o uso de simples fórmulas para pequenas bacias hidrográficas do Nordeste semi-árido (**Cadier, 1993**) comprova ser satisfatório para caracterizar os reservatórios superficiais para nossa estratégia de modelagem.

Os dados hidrológicos mínimos necessários para a esta abordagem devem ser salientados:

- o monitoramento do nível e da salinidade da água dos principais corpos hídricos durante um ano é necessário para caracterizar a dinâmica (quantidade e qualidade) do aquífero aluvial e dos reservatórios e permitir a calibração dos modelos de reservatório e de aquífero,
- um evento de liberação de água resultando na recarga completa do aquífero aluvial deve ser monitorado para calibrar o modelo de propagação.

O principal resultado das simulações é que a liberação sazonal de água a partir do açude do Rch. Verde é efetiva para manter a salinidade da água do reservatório em nível compatível com o abastecimento doméstico e aumentar a garantia de abastecimento do território 'Aquífero'. Dependendo da vazão liberada e dos cenários, seria possível recarregar o aquífero aluvial a jusante até as principais áreas de bombeamento (trecho 15-19 km). As liberações por parte dos outros reservatórios são somente possíveis com vazões pequenas (< 20 L/s), o que não teria um impacto significativo sobre a recarga do aquífero aluvial.

Para o cenário 'sem irrigação', a disponibilidade dos recursos hídricos para o uso doméstico e os rebanhos é máxima: 100% do tempo, para os territórios 'Aquífero' e 'Habitat Disperso' e 98% a 100% do tempo para o território 'Reservatórios' (**Tabela 5-6**).

As práticas atuais de gestão são avaliadas no cenário 'atual'. No caso de uma descarga de 50 L/s durante as estações secas, a disponibilidade de água para uso doméstico é

garantida 99% do tempo no território 'Aqüífero' e durante 90% até 100% do tempo para o território 'Açudes'. Para a irrigação, o abastecimento hídrico é garantido em 8 a cada 10 anos. Sem liberação, a irrigação no território 'Aqüífero' seria garantida somente em 1 a cada 10 anos: durante a estação seca, restrições sobre a irrigação apareceriam em 9 a cada 10 anos.

Os resultados das simulações com o cenário 'irrigação dobrada' evidenciaram que tal crescimento da área irrigada seria incompatível com a satisfação dos usos prioritários, particularmente os usos domésticos.

A gestão integrada dos principais corpos de água em nível desta bacia é hidrologicamente efetiva e socialmente desejável, porque ambas as comunidades dos territórios 'Açudes' e 'Aqüífero' se beneficiariam.

Tabela 5-6: Resultados das simulações numa série temporal de 30 anos (população crescente de 3900 até 5600 pessoas)

Condições das simulações		Resultados das simulações (em negrito quando fortemente abaixo do desejado)			
Área irrigada e Descarga a partir do açude do Rch. Verde durante a estação seca	Custo dos carros-pipa (US\$ / ano)	Satisfação dos usos em % de anos (1) ou de meses (2)		Satisfação dos limiares para o açude do Rch. Verde em % de anos (1) ou de meses (2)	
		domésticos	irrigação	Volume > VC (Volume crítico)	Salinidade < 0.7 g/L
Área irrigada: 0 ha					
0 L/s	0	88% (1)	-	100% (1) 100% (2)	40%
30 L/s durante 5 meses	0	98% (1)	-	100% (1) 100% (2)	86%
Área irrigada: 75 ha					
0 L/s	3000	40% (1) 77% (2)	10% (1) 77% (2)	100% (1) 100% (2)	40%
50 L/s durante 5 meses	3500	70% (1) 85% (2)	90% (1) 96% (2)	70% (1) 85% (2)	95%
130 L/s durante 2 meses	3500	70% (1) 85% (2)	90% (1) 93% (2)	70% (1) 85% (2)	95%
Área irrigada: 150 ha					
0 L/s	0	10% (1) 53% (2)	10% (1) 53% (2)	100% (1) 100% (2)	40%
80 L/s durante 5 meses	17500	30% (1) 73% (2)	30% (1) 73% (2)	50% (1) 75% (2)	99%

6. - MAPEAMENTO E AVALIAÇÃO DO POTENCIAL HÍDRICO DOS PEQUENOS AQUÍFEROS ALUVIAIS EM ESCALA REGIONAL

6.1. Transição

As observações e os estudos realizados na bacia do Forquilha, cujas características topográficas e geomorfológicas são comuns na área cristalina do Nordeste Brasileiro semi-árido, permitam melhorar o conhecimento da dinâmica hidrológica dos pequenos aquíferos aluviais potencial e trazer elementos de resposta quanto aos mecanismos fundamentais que a governam.

Foi possível caracterizar o potencial hídrico dos aquíferos aluviais desta bacia, evidenciando os fatores favoráveis à sua exploração (dinâmica sazonal com recarga anual) e os limites em termos de quantidade (volume armazenado afinal de tudo limitado) e qualidade (salinidade).

Particularmente, evidenciou-se que a recarga, geralmente anual, destes pequenos aquíferos facilita a estimativa do volume explorável: com os limites ligados à capacidade de bombeamento, cerca de 50% do volume armazenado fica explorável durante a estação seca.

Pode-se perguntar, então, em que termos este conhecimento adquirido na bacia do Forquilha poderia ser usado para melhorar, em nível regional, o nível de informação sobre o potencial de exploração hídrico dos pequenos aquíferos aluviais. No caso específico da área cristalina do Nordeste brasileiro semi-árido, não existe, ao nosso conhecimento, de mapeamento nem de estimativa consistente do potencial hídrico dos pequenos aquíferos aluviais.

Do ponto de vista metodológico, o objetivo é desenvolver um método de mapeamento e caracterização regional automático dos pequenos aquíferos aluviais a partir de dados de satélite.

A informação precisa obtida na bacia piloto será usada para calibrar o método, avaliar a precisão dos resultados obtidos, assumindo uma degradação do nível de precisão com relação à bacia piloto.

Esta abordagem regional permitirá também discutir a representatividade da bacia do Forquilha num ambiente regional.

6.2. Introdução

A sustentabilidade da exploração dos pequenos aquíferos aluviais passa pelo seu monitoramento e controle. Os tomadores de decisão precisam de informações para que o desenvolvimento da exploração das aluviões seja sustentável.

A grande dispersão espacial dos aluviões e a multiplicidade das características geomorfológicas locais dificultam uma caracterização em escala regional. Com efeito, o custo (financeiro e temporal) de um levantamento sistemático (no campo ou através de análise visual de imagens de satélite ou fotografias aéreas) é muito alto. Mapear e avaliar o potencial hídrico dos aquíferos aluviais numa escala regional é, portanto, um desafio.

Os satélites podem fornecer dados muito interessantes para a caracterização do potencial ou da dinâmica de diferentes recursos hídricos, principalmente superficiais. Na literatura, numerosos autores apoiaram-se em técnicas de sensoriamento remoto para obter características topográficas da bacia hidrográfica, mapear as áreas úmidas, caracterizar a sua hidrologia ou modelar a propagação de cheias. Com efeito, estas técnicas permitem obter dados complementares àquelas obtidas por atividades ou estações no campo, espacial e temporalmente insuficientes (**Calmant & Seyler, 2006**).

No caso de sistemas extensos, como o do rio Amazonas, dados altimétricos de satélite podem ser usados para monitorar os níveis de água no rio, estimar e reconstituir séries de vazão do rio em áreas onde não tem estação fluviométrica (**Campos et al., 2001, Leon et al., 2006, Zakharova et al., 2006**) ou assessorar na realização do balanço hidrológico (**Chapelon et al., 2002, Bourgoïn et al., 2007**).

No caso de sistemas menores, produtos e métodos derivados dos modelos numéricos de terreno (MNT) foram desenvolvidos para extrair a rede hidrográfica, e caracterizar as áreas

úmidas a partir de construção de índice topográfico (Curie et al., 2007) ou de classificação geomorfológica.

No uso de dados de satélite para a investigação do potencial hídrico de pequenos aquíferos aluviais, a dificuldade é de adequar a resolução espacial dos dados de satélite (alguns decímetros a vários quilômetros) à escala do sistema estudado e de estimar recursos hídricos subterrâneos com observações de satélite ligadas a características da área (como, por exemplo, imagens ou dados altimétricos).

Na área cristalina do Nordeste Brasileiro semi-árido, a geologia (embasamento cristalino pouco alterado com sedimentos aluviais associados à rede de drenagem) favorece à investigação dos aquíferos aluviais que representam as únicas áreas planas e úmidas associadas à rede de drenagem.

Recentes trabalhos focados no mapeamento das aluviões, a partir de imagens SPOT 5 ou LANDSAT, tiveram bons resultados na extração automática das áreas úmidas com uma limitação na separação das áreas aluviais das áreas úmidas não aluviais (planaltos etc...) (Oliveira, 2006). A abordagem deste trabalho pretende investigar a potencialidade de um MNT genérico, o do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) em resolver esta dificuldade.

Este trabalho tem como objetivo o desenvolvimento e a avaliação de um método de mapeamento, caracterização (extensão, largura etc...), e estimativa do potencial hídrico dos aquíferos aluviais a partir de dados facilmente disponíveis numa escala regional (dados do MNT do SRTM).

O objetivo específico é caracterizar os pequenos aquíferos aluviais na bacia do Banabuiú (Estado do Ceará) no Nordeste Brasileiro semi-árido a partir de características topográficas e geomorfológicas que singularizam os aluviões das outras unidades de paisagem (Daly-Erraya, 2007):

- a associação à rede de drenagem,
- a declividade fraca (ligada ao mecanismo de deposição dos sedimentos),
- a tendência crescente da largura do pacote de aluviões de montante para jusante em decorrência do aumento do tamanho da bacia contribuinte em termos de materiais.

O método será calibrado em duas pequenas bacias pilotos a partir de dados disponíveis (limites de vários trechos aluviais, espessura do aquífero) e aplicado a uma grande bacia.

6.3. Área de estudo

A área de estudo (**Figura 6-1**) é a bacia hidrográfica contributiva à barragem Arrojado Lisboa localizada no rio Banabuiú. Esta bacia tem uma área de $14,2 \cdot 10^3 \text{ km}^2$, o que representa 10% da área do Estado do Ceará e 16% de sua área cristalina.

O rio principal tem 224 km de comprimento. A declividade média (escala do pixel) da bacia é fraca (7,8%), com declividade máxima de 278%, nas cabeceiras no maciço de Pedra Branca, no leste da bacia. A altitude varia de 128 até 1120 m, com uma média de 360 m. A bacia do Banabuiú, onde a micro-bacia do Forquilha é aninhada, é localizada no embasamento cristalino, o qual é caracterizado por rochas graníticas e metamórficas maciças de porosidade primaria quase nula.

A exploração do aquífero cristalino, desenvolvido essencialmente por porosidade secundaria (fissuras), é feita a partir de poços tubulares (profundidade $\sim 60 \text{ m}$), mas é limitada pela alta salinidade da água ($C > 2 \text{ g/L}$) e pela vazão fraca dos poços ($Q < 2 \text{ m}^3/\text{h}$). Os aquíferos aluviais são caracterizados por água de salinidade baixa ($C \sim 0,7 \text{ g/L}$) e explorados por poços rasos (profundidade $< 10 \text{ m}$) de vazão alta ($Q > 10 \text{ m}^3/\text{h}$). Eles são, portanto, recursos hídricos particularmente estratégicos em toda esta região.

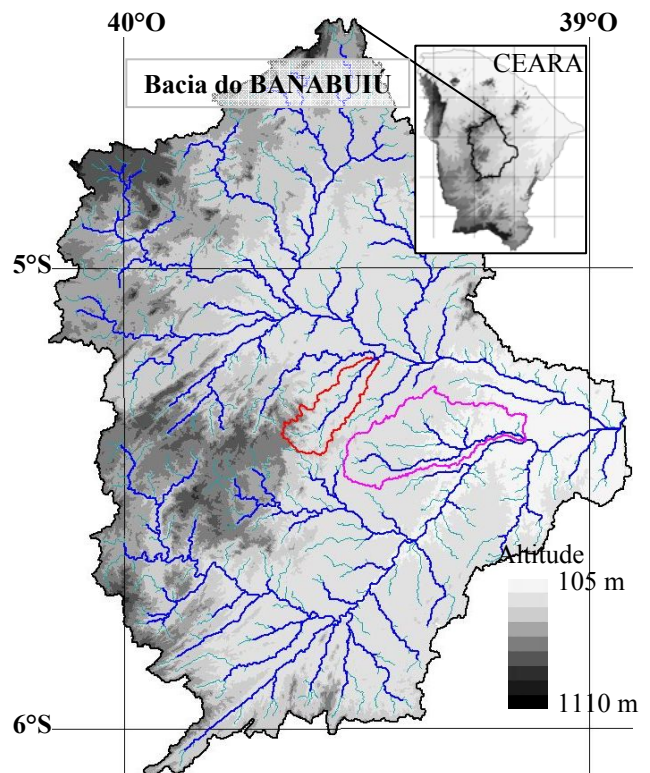


Figura 6-1: Localização e topografia das bacias hidrográficas do Banabuiú (preto), do Forquilha (vermelho) e da Vista Alegre (roxo), com a rede de drenagem (azul).

6.4. Método

6.4.1. Metodologia

As áreas aluviais têm características topográficas e geomorfológicas que as singularizam na paisagem. Elas são associadas à rede de drenagem e são, portanto, áreas que concentram os escoamentos de água, cuja energia é dissipada, por parte, pelo transporte (ou deposição) de sedimentos, resultando na erosão ou acúmulo de sedimentos. Localmente, um fator determinante na existência de aluviões é a topografia (declividade longitudinal, declividade lateral) que condiciona a velocidade do fluxo hidrológico.

As características da bacia a montante são também fundamentais para explicar a gênese e extensão (largura, profundidade) dos sedimentos num determinado local. São estas características que condicionam a erodibilidade dos solos (geologia, pedologia, vegetação) e o potencial erosivo dos escoamentos (pluviometria, topografia e geomorfologia).

Num contexto hidrológico e de vegetação e clima relativamente homogêneos como é o caso da área cristalina do Nordeste semi-árido, os principais fatores são topográficos e geomorfológicos.

Portanto, para a estimativa dos parâmetros do método, escolhemos duas bacias hidrográficas cujas geomorfologias são bem distintas:

- a bacia do Forquilha, cujo relevo pronunciado é de colinas com serras nas cabeceiras (**Figura 6-2**),
- a bacia da Vista Alegre, cujo relevo suave é de planície com alguns inselbergues (**Figura 6-3**).

A análise topográfica é realizada a partir dos dados do Modelo Numérico de Terreno SRTM. O tratamento dos dados foi realizado com o software Arcview 3.2 após importação dos dados originais do SRTM com o software ArcGis 9. Os dados geográficos foram reprojctados em coordenadas UTM e reamostrados com o método cúbico, de uma resolução espacial de 90 m para 45 m, para poder se trabalhar numa escala de 1 : 45 000. Os pixels sem

informação foram preenchidos a partir dos valores dos pixels adjacentes com o método cúbico (Schäuble, 2004).

As bacias do Banabuiú, do Forquilha e da Vista Alegre foram mapeadas (Figura 6-1) e algumas características topográficas e geomorfológicas extraídas (Tabela 6-1). A partir das observações de campo e de interpretação das imagens satélite, foram mapeados os aquíferos aluviais das bacias de Forquilha e V. Alegre (Figura 6-4).



Figura 6-2: Relevo ondulado na bacia do Forquilha.



Figura 6-3: Planície com inselbergues na bacia de V. Alegre

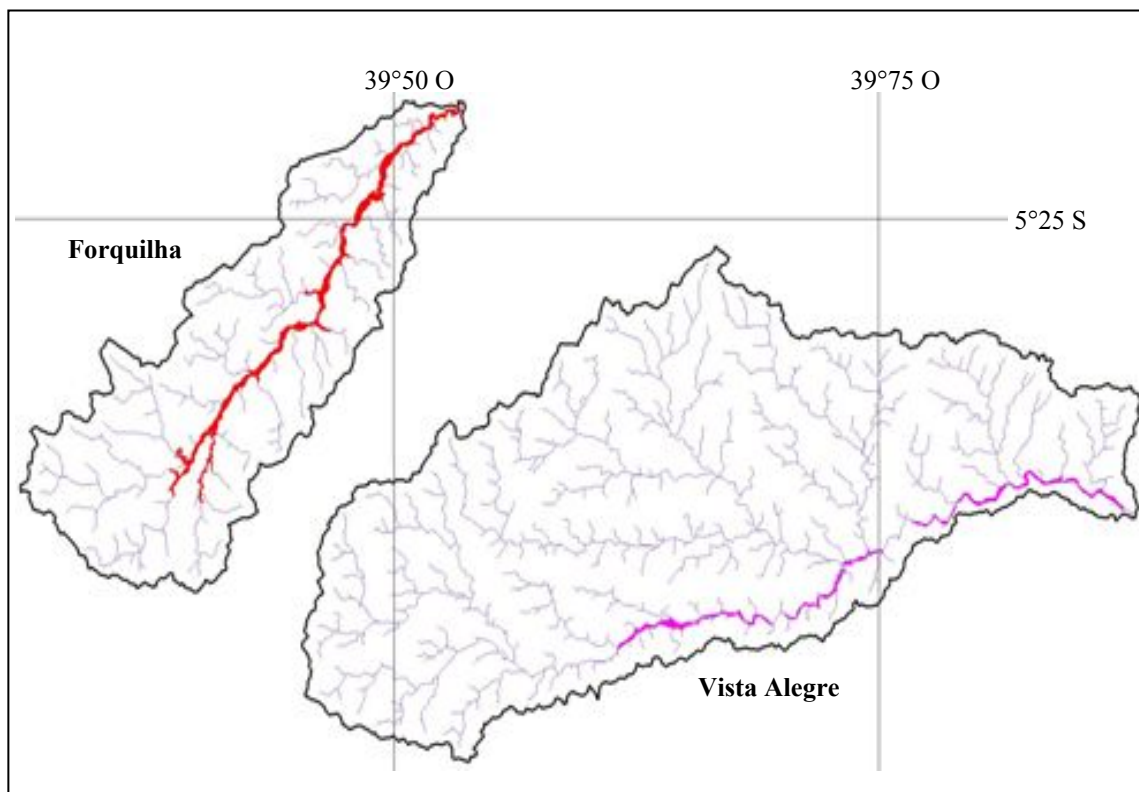


Figura 6-4: Mapas dos aquíferos aluviais das bacias do Forquilha (vermelho) e da V. Alegre (roxo) gerados a partir imagens SPOT5 e observações de campo.

Tabela 6-1: Características topográficas extraídas do MNT, nas bacias escolhidas na área de estudo (área, perímetro, comprimento do maior eixo de drenagem (L_{max}), declividade e altitude) e dos aquíferos aluviais das bacias do Forquilha e V. Alegre.

Bacia	Área (*) (km ²)	Perímetro (*) (km)	L_{max} (km)	Declividade (%)			Altitude (m)		
				média	max	min	média	max	min
Banabuiú	14.10 ³	841	224	7.8	278	0	360	1120	128
Forquilha	214 ⁽¹⁾ - 6,7 ⁽²⁾	90 ⁽¹⁾ - 81 ⁽²⁾	38.6	10,9	95	0	316	692	219
V. Alegre	549 ⁽¹⁾ - 3,1 ⁽²⁾	140 ⁽¹⁾ - 68 ⁽²⁾	64	4,9	214	0	226	565	143

(*) da bacia ⁽¹⁾ dos aquíferos aluviais ⁽²⁾

O cálculo da área e do perímetro dos aquíferos permite observar que os aquíferos aluviais na bacia do Forquilha são 2,2 vezes maiores do que os da V. Alegre (**Tabela 6-1**). Podemos assimilar a área de cada aquífero aluvial de área S e perímetro P a um retângulo equivalente de comprimento L e largura ℓ_a :

$$L = \frac{1}{4} \left(P + \sqrt{P^2 - 16S} \right) \text{ e } \ell_a = \frac{P}{2} - L.$$

A largura média dos aquíferos calculada a partir do retângulo equivalente é 1,8 vezes maior no Forquilha (165 m) do que na V. Alegre (92 m) enquanto o comprimento equivalente é 1,1 vezes maior no Forquilha (41km) do que na V. Alegre (34 km).

Relacionando estas observações com a área da bacia (Forquilha é 2,6 vezes menor do que a da V. Alegre) e a declividade média (10,9% para Forquilha e 4,8% para V. Alegre), podemos emitir a hipótese que, nesta região, a declividade é um fator fundamental que governa a ocorrência e a extensão dos aquíferos aluviais.

A partir da grade de declividade, gerada a partir do MNT (Hurvitz, 2005), foram construídas as distribuições dos valores de declividade para cada bacia (Figura 6-5).

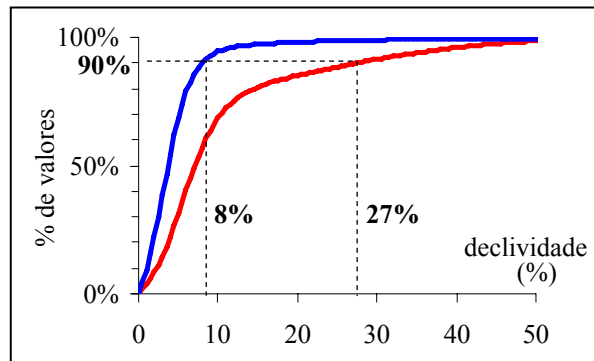


Figura 6-5: Distribuição dos valores de declividade nas bacias do Forquilha (vermelho) e V. Alegre (azul).

Na bacia da Vista Alegre, os valores de declividade são concentrados (90%) na faixa [0 - 8%] diferentemente da bacia do Forquilha na qual o intervalo para 90% dos valores é de [0 - 27%] mostrando uma dispersão maior.

No mapa de declividade (Figura 6-6) construído com os intervalos [0–4%], [4–8%] e > 8%, as áreas aluviais principais no Forquilha já estão delineadas (declividade < 4%) o que não é o caso na V. Alegre, que tem mais de 50% da bacia com declividade < 4%.

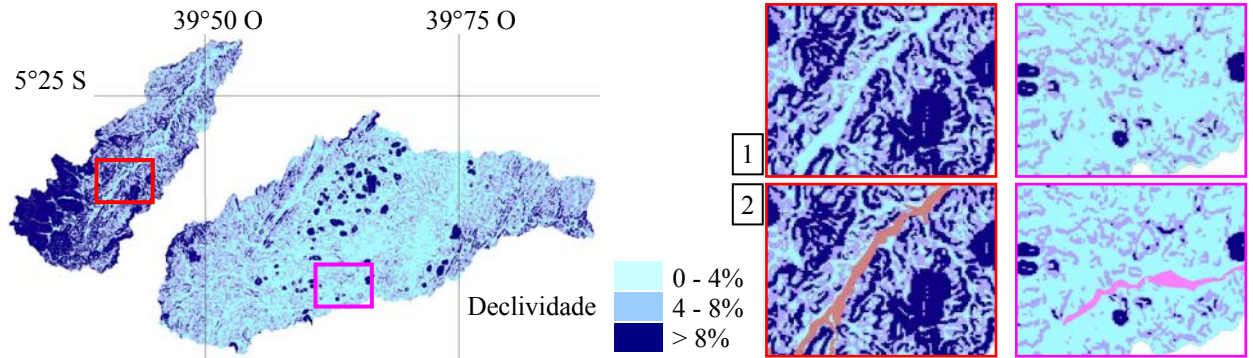


Figura 6-6: Mapa de declividades das bacias do Forquilha e V. Alegre para os intervalos [0-4], [4-8] e > 8%; Detalhes do mapa de declividades das bacias do Forquilha (vermelho) e V. Alegre (roxo) sem [1] e com [2] os limites dos aquíferos aluviais (áreas coloridas) definidos a partir das observações de campo e de foto-interpretação das imagens SPOT 5 (2002 e 2003) com resolução espacial 5 m.

A partir destas observações, o método de extração das áreas aluviais foi estruturado em duas etapas:

1) A primeira etapa é a extração da rede de drenagem a partir do MNT (pixeis de 45 m) e a seleção das áreas próximas à rede de drenagem onde potencialmente podem existir planícies aluviais (i.e. as áreas afastadas da rede de drenagem são descartas).

Para isto, é criado um buffer de largura ℓ variável ao longo de cada trecho r da rede de drenagem extraído do MNT, com as características seguintes: i) ℓ é a mínima possível, todavia suficiente para selecionar todos os aluviões; e ii) ℓ é variável em função de características topográficas (área e declividade da bacia a montante, contributiva em água e sedimentos).

Os índices topográficos são usualmente funções logarítmicas (**Curie & Gaillard & Ducharne & Bendjoudi, 2007**). Duas funções são testadas, com os parâmetros calibrados nas bacias do Forquilha e V. Alegre:

- $\ell_1 = a_1 \ln(S)$, em que $S = S(r)$ (área da bacia a montante de cada trecho) e a_1 é um parâmetro constante;
- $\ell_2 = a_2 \cdot \alpha \cdot \ln(S)$, em que $S = S(r)$ e $\alpha = \alpha(r)$ (declividade média da bacia a montante) e a_2 é um parâmetro constante.

A partir das observações realizadas na bacia do Forquilha, observou-se que um aquífero cuja largura é inferior a 100 m não apresenta um potencial de exploração significativo. Consequentemente, os buffers são gerados somente para valores de $\ell > 50$.

2) A segunda etapa é a extração das áreas planas dentro do buffer gerado.

O objetivo é escolher um valor limite de declividade que permita separar as áreas aluviais (planas) das áreas vizinhas (mais íngremes). Uma dificuldade reside na precisão da grade de valores do SRTM (90 m) que induz necessariamente um erro na aproximação dos desníveis (**Grohmann et al., 2007**). Este erro é maior nas áreas de relevo acentuado (como a bacia do Forquilha) do que nas áreas de relevo mais suave (como a bacia da Vista Alegre), o que deverá levar a escolher intervalos diferentes para as duas bacias piloto.

Duas hipóteses foram testadas:

- a escolha de um valor limite de declividade único para todos os buffers, calibrado nas bacias do Forquilha e V. Alegre,
- a escolha de um valor limite específico de cada buffer, função do razão: $D_{\text{long}} / D_{\text{lat}}$ onde D_{long} é a declividade longitudinal do trecho de rio e D_{lat} a declividade lateral média ao lado do trecho de rio (média das declividades dos pixels localizados até 500 m do rio)

6.4.2. Validação

A calibração dos parâmetros é realizada nas bacias do Forquilha e da V. Alegre a partir das áreas reais e das áreas obtidas pelo método.

Os dados de campo coletados nestas duas bacias incluíram: i) levantamento dos poços existentes (profundidade, qualidade da água e vazão explorável) o que permite caracterizar o potencial hídrico local do aquífero, e ii) mapeamento por foto-interpretação a partir de imagens SPOT 5 (22/10/2002 e 17/7/2003) e posterior visita de campo para validar o mapa. Em toda a bacia do Banabuiú foram escolhidos nas imagens SPOT pontos regularmente espalhados (trechos de 5 km) ao longo dos aquíferos aluviais nos quais foi medida a largura do aluvião para comparação com os valores cálculos pelo método.

A validação e a avaliação da precisão dos resultados obtidos pelo método são realizadas em três etapas:

- comparação da extensão espacial (km²) dos aquíferos aluviais nas bacias do Forquilha e V. Alegre,
- comparação do volume do aquífero aluvial do Forquilha estimado (medidas de campo) e calculado
- avaliação qualitativa (delineamento) e quantitativa (área e volume de água disponível), em toda a bacia do Banabuiú dos principais aquíferos.

6.5. Resultados

6.5.1. Construção dos buffers e extração das áreas planas.

6.5.1.1. Definição da função ℓ de criação dos buffers

Nesta etapa os parâmetros da função ℓ são calibrados nas bacias do Forquilha e da V. Alegre.

Para cada elemento r da rede de drenagem, foram extraídos a partir do mapa dos aquíferos aluviais e da rede de drenagem (Figura 6-4):

- A área S (km²) da bacia a montante (Figura 6-7),
- o declive da bacia a montante (Figura 6-8),
- a largura ℓ (m) do aquífero aluvial associado (média calculada a partir do mapa de referência) (Figura 6-9).

Duas funções foram testadas:

- ℓ_1 , dependente da área da bacia a montante:

$$\ell_1(r) = a_1 \ln[S(r)] \quad (6-1)$$

em que $a_1 = 45$ (calibrado na bacia do Forquilha).

A função envelope assim gerada é a mesma para as duas bacias pilotos (curva vermelha na Figura 6-9).

- Porém, para uma mesma área contributiva S , a largura do aquífero aluvial no Forquilha é maior do que na V. Alegre (cruzes na Figura 6-9), o que sugere a definição de uma função envelope ℓ_2 mais precisa, levando em conta o declive médio da bacia a montante:

$$\ell_2(r) = a_2 \alpha \ln[S(r)] \quad (6-2)$$

em que $a_2 = 4$ (calibrado nas bacias do Forquilha e V. Alegre)

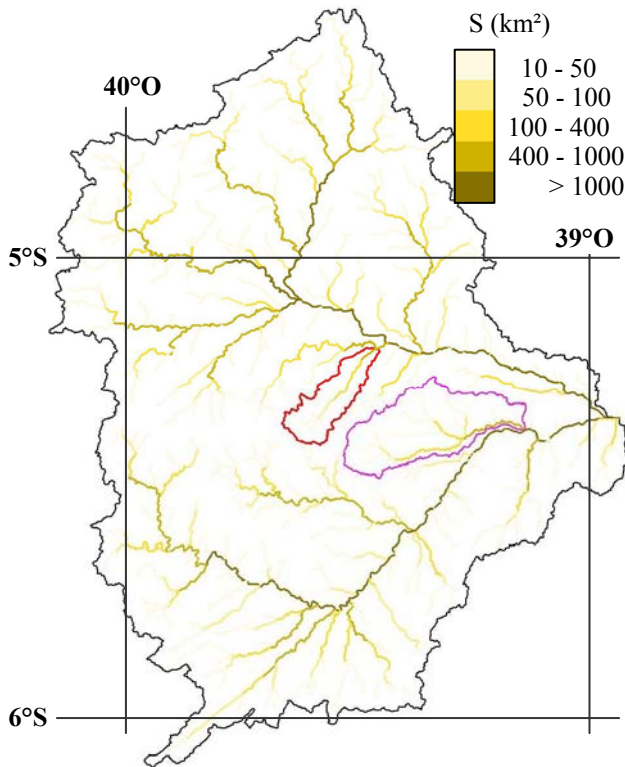


Figura 6-7: Rede de drenagem na bacia do Banabuiú em função da área da bacia hidrográfica a montante de cada trecho da rede de drenagem.

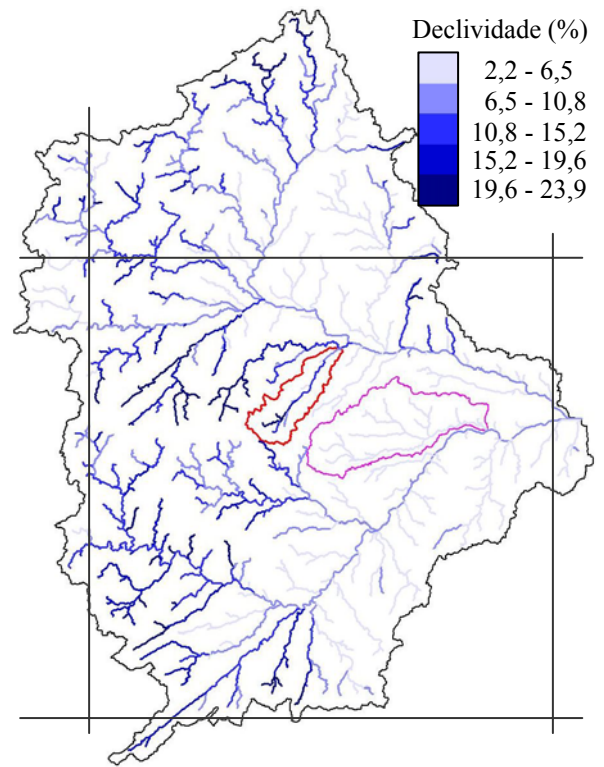
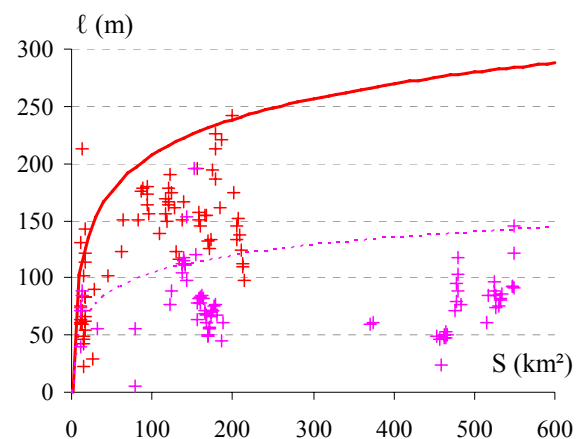


Figura 6-8: Rede de drenagem na bacia do Banabuiú em função da declividade média (%) da bacia hidrográfica a montante de cada trecho da rede de drenagem.

Figura 6-9: Largura (ℓ) dos aquíferos aluviais em função da área (S) da bacia a montante (cruz) e envelopes ajustadas com a equação VII-1 (curvas), com $a_1 = 45$ para a bacia do Forquilha (vermelho) e com $a_1 = 25$ para a bacia da V. Alegre (roxo).



6.5.1.2. Construção dos buffers

A partir dos buffers gerados pela **equação 6-1** e pela **equação 6-2 (Figura 6-10)**, podemos fazer as seguintes observações.

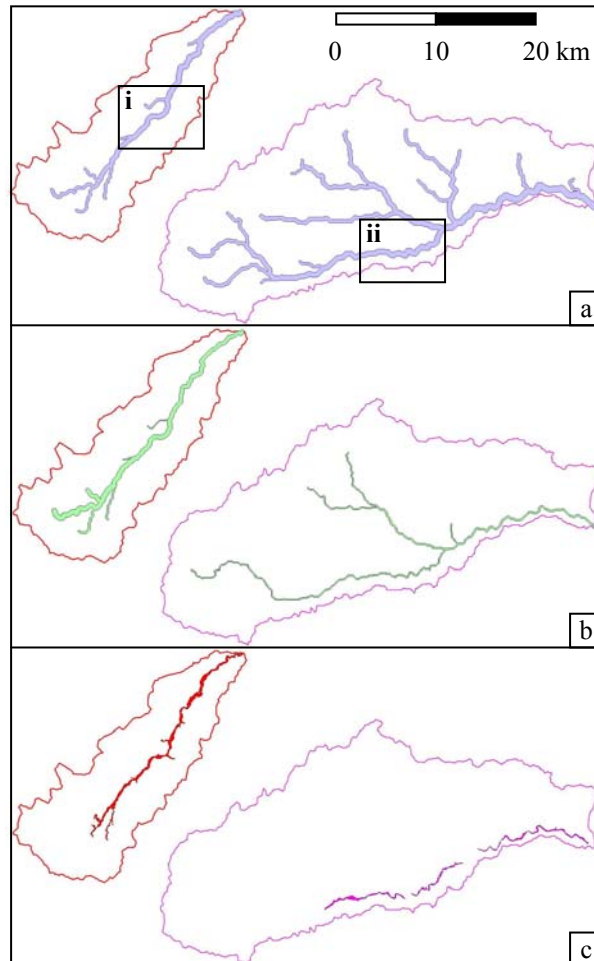


Figura 6-10: Buffers gerados pelas funções ℓ_1 (a-azul) e ℓ_2 (b-verde) para as bacias do Forquilha (vermelho) e V. Alegre (roxo), limites reais dos aquíferos (c); localização das áreas em destaque na Fig.VII-11 (i,ii).

Na bacia do Forquilha, os buffers gerados pelos dois métodos são bastante similares salvo aqueles gerados nos trechos com declividade alta nas cabeceiras (onde os buffers gerados por ℓ_2 são mais largos). Isto é, nestas áreas a largura do buffer é superestimada por ℓ_2 . Isto não é um grande problema já que são áreas onde não ha aluviões e onde a segunda etapa do método (a extração das áreas planas) deverá ser bastante eficiente já que as áreas com declividade alta serão facilmente descartadas.

Na bacia da V. Alegre, os buffers gerados são muito diferentes para os dois procedimentos. Com ℓ_1 , a largura do buffer é muito grande com relação à área de referência e são selecionados muitos trechos de aquíferos. Com ℓ_2 , o buffer é mais estreito e vários buffers gerados por ℓ_1 são eliminados, o que era o objetivo já que os aquíferos aluviais nesta bacia são estreitos.

Salvo os erros ligados à precisão do próprio MNT, observa-se que os aquíferos aluviais estão dentro dos limites definidos por ℓ_1 e ℓ_2 (Figura 6-11).

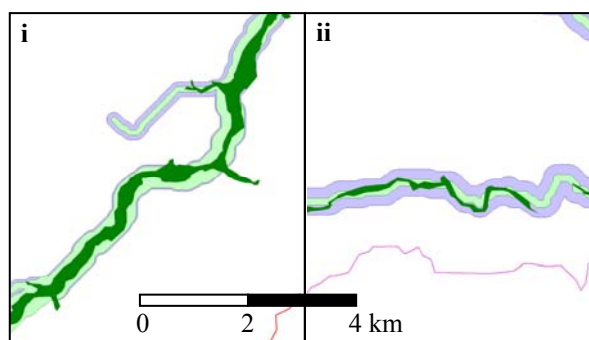


Figura 6-11: Detalhes dos buffers gerados pelas funções ℓ_1 (azul) e ℓ_2 (verde) e aquíferos aluviais (verde escuro).

6.5.1.3. Extração das áreas planas nos buffers

Para as bacias do Forquilha e da V. Alegre, foi extraído de cada trecho de rio o valor de declividade longitudinal (D_{long}) (Hurvitz, 2005). Após geração de buffers de 500 m ao longo de cada trecho de rio, foi extraída do MNT a grade de declividade (Figura 6-12) nos buffers gerados.

Em seguida, foi calculado o valor de declividade média de cada buffer (D_{lat}), com o intuito ter uma boa aproximação da declividade ao lado do rio. Os valores obtidos (Figura 6-13) mostram com uma aproximação razoável ($R^2 = 0,44$) que a declividade lateral é cerca de 7 vezes maior do que a declividade longitudinal do rio que, por sua vez, é uma boa aproximação da declividade dos aluviões associados.

Para a extração das áreas aluviais, duas opções foram testadas (Figura 6-14):

- Um critério único D_1 para toda a bacia:

$$D_1 \leq 7,2 \times \frac{1}{r} \sum_r D_{\text{long}}(r) \text{ i.e. } D_1 \leq 2,9\%,$$

em que os valores de D_{long} são os valores nas bacias do Forquilha e V. Alegre.

- Um critério variável, específico para cada trecho r da rede de drenagem.

A homogeneização dos limites das áreas aluviais tem quatro etapas (**Figura 6-15**):

(i) Eliminação das áreas ocupadas pelos espelhos de água dos reservatórios porque aparecem como áreas planas. Isto é realizado a partir do *Mapa dos espelhos de água do Nordeste de área superior a 5 hectares* (FUNCEME, 2007).

(ii) Eliminação dos pixels órfãos (polígonos com área inferior a 2 pixels),

(iii) Suavização dos limites externos, com (a) criação de um buffer B1 de 45 m (correspondente à largura de um pixel) nos limites externos, e com (b) criação de um buffer de - 45 m (correspondente a largura de um pixel) nos limites externos de B2, e (c) extração das áreas aluviais suavizadas.

(iv) As áreas “órfãs” selecionadas com extensão inferior a 20 hectares (~100 pixels) são descartadas porque podem ser consideradas como áreas isoladas, não fazendo parte do corpo aluvial principal, e de extensão espacial insuficiente para poder apresentar um armazenamento hídrica relevante para a sua exploração.

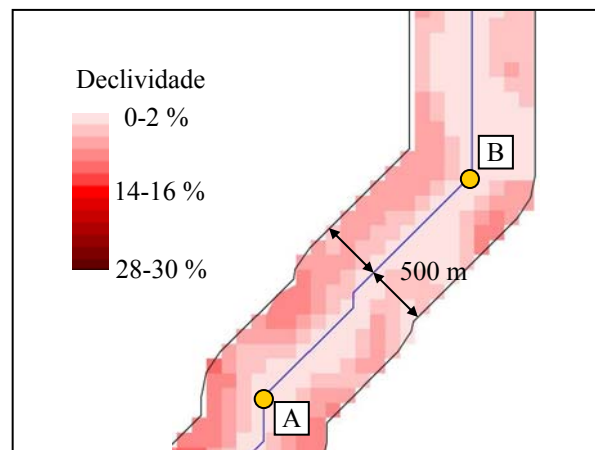


Figura 6-12: Buffer (largura 500 m) gerado ao longo de um trecho de rio A-B (azul), declividade de cada pixel (escala vermelha).

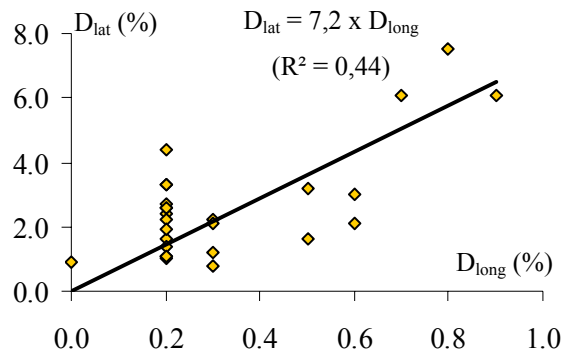


Figura 6-13: Declividade lateral (D_{lat}) versus declividade longitudinal (D_{long}) dos trechos da rede de drenagem das bacias do Forquilha e V. Alegre.

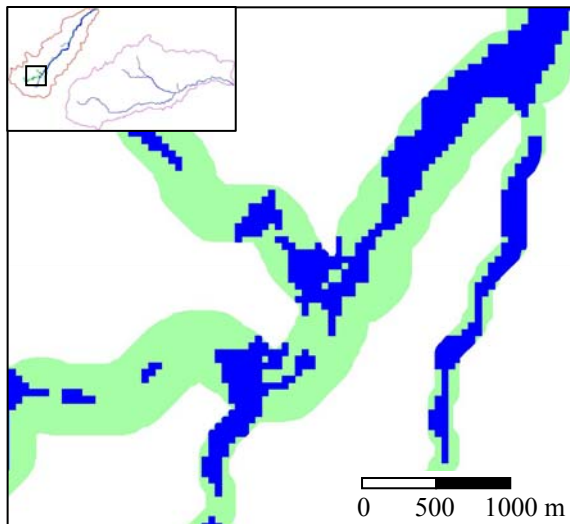


Figura 6-14: Pixeis com declividade inferior ao limiar D selecionados (azul) e com declividade superior ao limiar D descartados (verde).

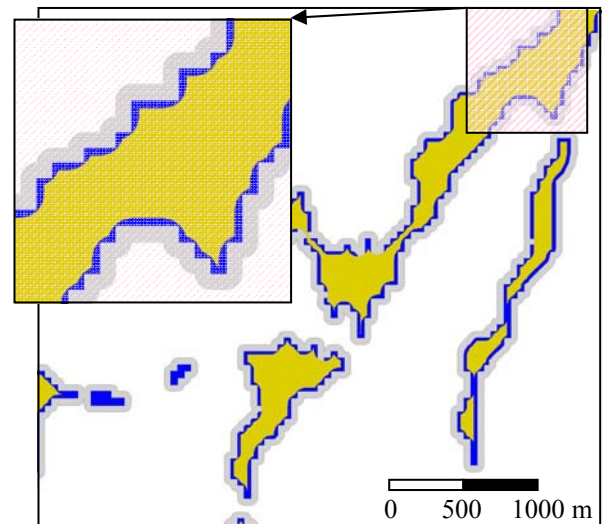


Figura 6-15: Buffer externo +45 m (cinza) realizado no entorno das áreas de declividade inferior a D (azul) e buffer interno -45 m (amarelo).

6.5.1.4. Limiar variável para extração

A escolha de um limiar único para extração dos pixeis correspondendo às áreas aluviais tem a vantagem da simplicidade, mas também apresenta uma forte limitação, uma vez que a existência de áreas aluviais e a precisão do valor de altitude obtida pelo radar do SRTM são fortemente influenciadas pelas características locais do relevo.

A extração das áreas planas com limiar variável λ (específico para cada trecho de aluvião considerado) necessita a escolha de um critério pertinente, adaptado de um lado à realidade geomorfológica e topográfica, e do outro, às ferramentas disponíveis no software Arcview.

Considerou-se, para simplificar, que um determinado limiar λ é associado a um polígono de uma única ordem de Strahler (**Figura 6-16**).

Para cada trecho de rio de uma determinada ordem de Strahler, é possível extrair o valor médio das declividades dos pixels no buffer de 500 m associado.

Entretanto, a dificuldade ligada ao uso da média como critério é que as distribuições dos valores de declividade nas bacias não seguem uma lei normal e são muito assimétricas. Na bacia do Banabuiú, a declividade média $\bar{D}=7,6\%$ com desvio padrão $\sigma=9,1\%$ e declividade máxima $D_M=278\%$.

Considerando o buffer de 500 m ao longo da rede de drenagem (M1) da bacia do Banabuiú observa-se também uma forte assimetria (declividade média $\bar{D}(M1)=5,7\%$, $\sigma(M1)=6\%$ e $D_M(M1)=102\%$). Por causa da anormalidade da distribuição, a declividade média não é um bom critério a partir do qual poderia se determinar um limiar para extração das aluviões em cada trecho de buffer. A mediana seria um critério melhor.

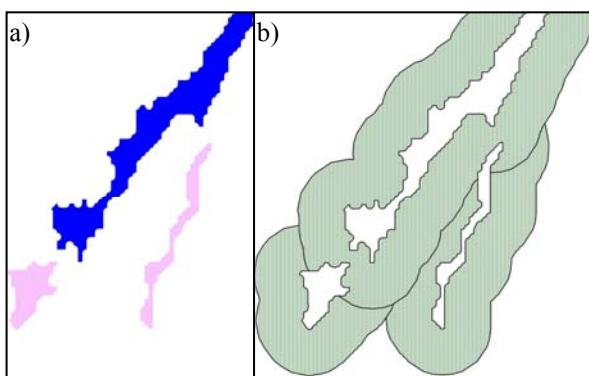


Figura 6-16: a) Corpos aluviais separados em função da ordem de Strahler (ordem 1 roxo, ordem 2 azul); b) buffer de 500 m (área verde) gerado ao longo do aquífero (branco) para cálculo da declividade lateral média.

Entretanto, as ferramentas disponíveis no Arcview nos fornecem somente a média e o desvio padrão dos valores de declividade de um determinado polígono.

Para resolver este problema, escolhemos calcular uma nova média \bar{D}' após o descarte dos pixels com valores muito altos de declividade, i.e. com:

$$\bar{D}(M1)+2\sigma(M1) \leq D \leq D_M(M1), \text{ ou seja:}$$

$$17,7\% \leq D \leq 102\%$$

O objetivo, com este artifício, é obter uma média corrigida \bar{D}' menos influenciada por valores muito altos de D.

Nas bacias pilotos da V. Alegre e do Forquilha, 98,5% e 97,7% dos pixels respectivamente são contidos no intervalo $I = [0 ; \bar{D}(M1)+2\sigma(M1)]$ (Figura 6-17).

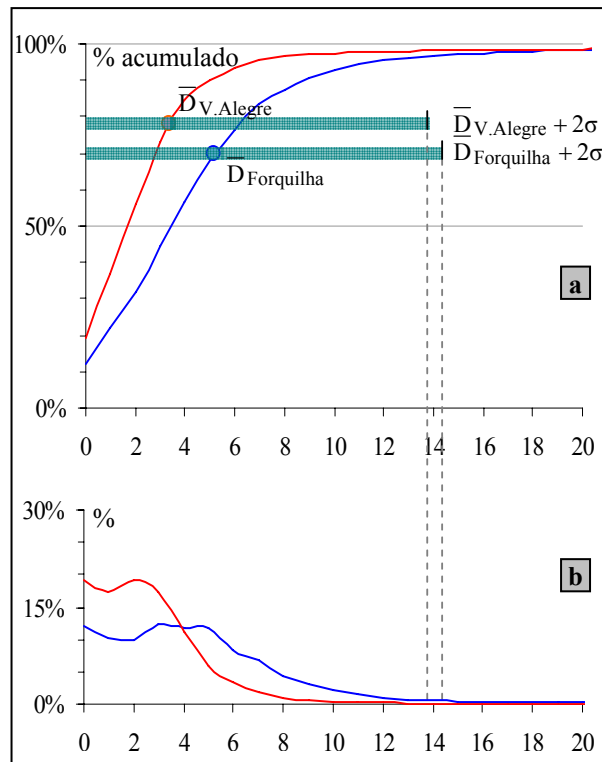


Figura 6-17: Médias (\bar{D}), distribuição cumulada (a) e não cumulada (b) de valores de declividade dos pixels nos buffers das bacias do Forquilha (azul) e da V. Alegre (vermelho). em verde, o intervalo $[0; \bar{D}+2\sigma]$.

Estas porcentagens elevadas são da mesma ordem de grandeza que no caso da bacia do Banabuiú. Portanto, podemos considerar que descartar os pixels com declividade superior a 17,7% (critério global da bacia) permite dar uma melhor significância à comparação das médias \bar{D}' .

Isto pode ser intuitivamente percebido notando, por exemplo, que por causa dos inselbergues, alguns pixels apresentam valores altíssimos de declividade (até 87%) enquanto são localizados em regiões de planícies (**Figura 6-18**) o que conduz a ter médias altas de declividade para o trecho de buffer Mx considerado.

No buffer Mx 92% dos pixels têm declividade inferior a 17,7%, $\bar{D}(M_x) = 5,5\%$ e $\bar{D}'(M_x) = 2,8\%$. Deduz-se, portanto, que 8% dos pixels são responsáveis por um aumento de 100% da declividade média.

Observa-se na **Tabela 6-2**, que a influência desta correção é bem maior para a bacia da V. Alegre, cuja distribuição apresenta valores muito altos de declividade ($D_M = 102\%$), do que para a bacia do Forquilha ($D_M = 38\%$). Assim, o uso de \bar{D}' (e não \bar{D}) nos passos seguintes do método deve permitir melhorar de forma mais significativa os resultados obtidos nas bacias planas limitando o viés introduzido por elementos pontuais de relevo acentuado.

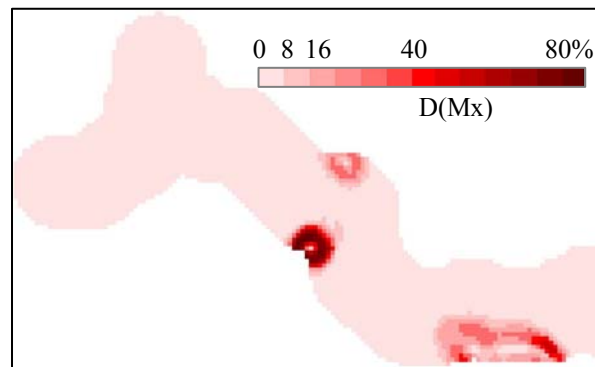


Figura 6-18: Mapa de declividade de um trecho de buffer na bacia da V. Alegre ($\bar{D}(M_x) = 5,5\%$, $\sigma(M_x) = 11\%$ e $D_M(M_x) = 87\%$). Notar as áreas com valores altos de declividade.

Tabela 6-2: Declividade média (\bar{D}) e média corrigida (\bar{D}') dos buffers da rede de drenagem gerados nas diferentes bacias com os métodos 1 e 2.

Método	Forquilha		V. Alegre		Banabuiú	
	\bar{D}	\bar{D}'	\bar{D}	\bar{D}'	\bar{D}	\bar{D}'
1	5,3%	5,1%	4,9%	3,7%	5,5%	5,1%
2	5,3%	5,0%	4,2%	3,4%	5,4%	5,0%

Assim, escolhemos definir o limiar de extração λ como: $\lambda = \varepsilon \bar{D}'$ em que ε é um parâmetro adimensional ajustado para o método 1 a partir das áreas dos aquíferos aluviais na bacia do Forquilha.

O valor de $\varepsilon = 0,6$ apresenta o melhor resultado para a bacia do Forquilha (**Figura 6-19**). Observa-se que os valores de áreas obtidos para a V. Alegre para diferentes valores de ε são todos superiores à área de referência. Isto era esperado, já que, com o buffer gerado com o método 1 era muito largo para as bacias de relevo plano. Entretanto, com $\lambda = 0,6$, a área obtida para a V. Alegre é de 13,6 km² o que é bem melhor do que o valor obtido pelo método 1, com limiar fixo (21,3 km²).

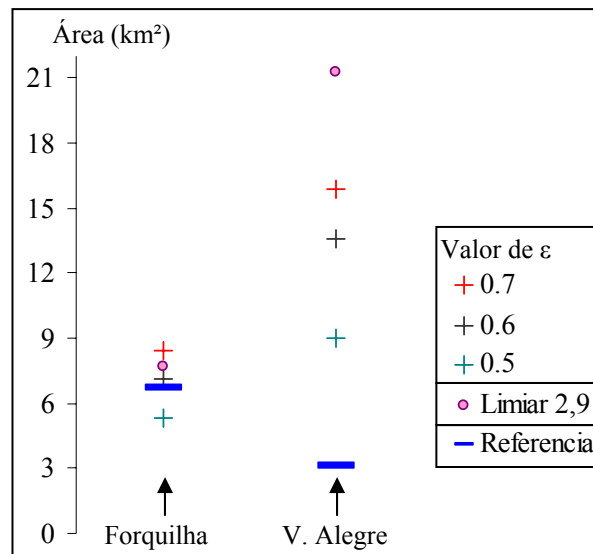


Figura 6-19: Área das aluviões obtidas pelo método 1 com limiares variáveis por diferentes valores de λ .

6.5.2. Avaliação do potencial hídrico

A estimativa do potencial hídrico dos aquíferos mapeados é feita a partir do cálculo do volume armazenado para cada corpo aluvial. Considerou-se para simplificar como corpo aluvial um polígono não conectado aos outros, e associado a uma única ordem de drenagem de Strahler. No caso de um polígono estender-se em mais de uma ordem de Strahler, a estimativa do potencial é feita após segmentação dos polígonos em diferentes corpos segundo a ordem de Strahler da rede de drenagem associada.

Uma conceitualização simples (**Figura 6-20**) permite estimar para cada trecho o volume armazenado, que é uma indicação do seu potencial hídrico, com base em duas hipóteses:

(i) a área de cada aquífero aluvial de área S e perímetro P pode ser assimilada a um retângulo equivalente de comprimento L e largura ℓ_a calculados em 6.4.1. ;

(ii) a declividade das encostas perto do aluvião é uma boa aproximação da declividade do embasamento cristalino dentro do aluvião, o que permite estimar a profundidade dele.

Se H é a profundidade máxima média do trecho de aquífero considerado, temos: $H = \bar{D}' \times \ell_a / 2$, em que \bar{D}' (%) é a declividade média corrigida calculada num buffer de 500 m ao longo do aquífero. O volume pode ser estimado por:

$$V = \rho S \times H/2 = 0,25 \rho L \times \ell_a^2 \times \bar{D}'$$
, com a porosidade $\rho = 10\%$ (4.2.1.).

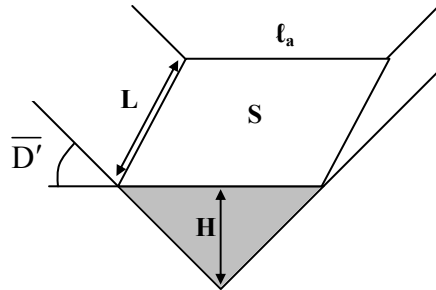


Figura 6-20: Conceito de retângulo equivalente (de comprimento L e largura ℓ_a) e de estimativa do volume V_r de um trecho de aquífero aluvial r de área S e profundidade máxima média H a partir da declividade lateral média D_{lat} de r .

Existem duas fortes limitações nesta simplificação. A primeira é que, na realidade, a seção transversal do aquífero aluvial pode ser mais bem aproximada às vezes por um trapézio ou até um retângulo que por um triângulo.

Portanto, com a nossa hipótese, a tendência é de subestimar o volume armazenado. A segunda limitação é que, geralmente, o pacote aluvial não é inteiramente saturado, porque o nível de encaimento do rio condiciona o nível piezométrico.

Assim, o objetivo não é de avaliar de forma precisa o volume de água armazenado e sim de estimar a sua ordem de grandeza.

6.5.3. Resultados e discussão

6.5.3.1. Mapeamento dos aquíferos aluviais

6.5.3.1.1. Bacias piloto

Os resultados são apresentados na **Tabela 6-3**.

Para a bacia do Forquilha, os resultados obtidos com os diferentes métodos são parecidos e próximos ao valor auferido com os dados de campo. Os aquíferos aluviais têm uma área de cerca de 7 km², o que representa um pouco mais de 3% da área da bacia. Os melhores conjuntos de resultados (área, perímetro, largura e comprimento) são obtidos com limiares variáveis, com diferenças inferiores a 10% com relação aos valores observados. Entretanto, a diferença máxima entre a área real e a área estimada pelos diferentes métodos fica abaixo de 15% o que indica, conforme o esperado, que para bacias de relevo acentuado, a separação dos aquíferos aluviais por critérios topográficos é boa.

Tabela 6-3a e 3b: Para as bacias do Forquilha (3a) e V. Alegre (3b), características dos aquíferos aluviais e dos buffer de 500m ao longo do rio, obtidas com os métodos 1 ou 2 de geração de buffers e com limiares fixos ou variáveis para a extração dos pixels planos e valores de referência (REF).

Método	Limiar	Área		Perímetro km	Largura m	Comprimento km	Declividade %	
		km ²	% (*)					
3a	1	Fixo	7,7	3,6%	78	197	39	1,3%
		Variável	7,1	3,3%	83	173	41	1,9%
	2	Fixo	7,1	3,3%	76	185	38	1,1%
		Variável	6,9	3,2%	87	161	43	1,9%
REF	-	6,7	3,1%	81	166	40	-	

Método	Limiar	Área		Perímetro km	Largura m	Comprimento km	Declividade %	
		km ²	% (*)					
3b	1	Fixo	21,3	3,9%	188	224	95	1,2%
		Variável	13,6	2,5%	166	164	83	1,7%
	2	Fixo	8,9	1,6%	157	114	78	0,9%
		Variável	4,8	0,9%	99	97	49	1,7%
REF	-	3,1	0,6%	67	92	34	-	

(*) : com relação à área da bacia

Para a bacia da V. Alegre, os resultados obtidos são muito diferentes segundo os diferentes métodos. O método 2 com limiar variável apresenta o melhor resultado, com uma área estimada 1,5 vezes maior do que a medida. O perímetro é quase 1,5 vezes maior do que o valor medido enquanto a largura média é somente 6% maior. Isto mostra que a superavaliação da área é devido à inclusão de polígonos que não são aquíferos aluviais. Isto pode ser observado principalmente na bacia da V. Alegre, onde vários polígonos de pequeno porte, que não são na realidade aquíferos, não foram descartados pelo método (**Figura 6-21**).

Uma abordagem geomorfológica deveria permitir melhorar o método, tanto na etapa de construção dos buffers quanto na etapa de extração das áreas planas. Poderia se usar, por exemplo, uma classificação por unidades de paisagem, que permita integrar características tais como tipo de solo, posição na topo-seqüência etc, que condicionam fortemente o regime hidrológico e de sedimentação na bacia e, conseqüentemente, a dinâmica de formação e evolução dos aquíferos aluviais.

Os valores mais afastados dos valores reais são obtidos com o método 1 com limiar fixo. Isto já era esperado, pois este método não permite uma boa diferenciação nas bacias planas.

Portanto, a partir destes resultados pode-se concluir que o uso de limiares espacializados para a construção dos buffers (método 2) e para a extração das áreas planas (limiar variável) permite melhorar significativamente a qualidade do mapeamento automático na bacia da V. Alegre sem introduzir grandes diferenças na bacia do Forquilha.

6.5.3.1.2. Bacia do Banabuiú

As características topográficas das duas bacias piloto, bem representativas das principais condições topográficas encontradas na bacia do Banabuiú, e os resultados obtidos nestas duas bacias, sugerem que o método aplicado deve permitir um mapeamento relevante dos aquíferos aluviais numa escala regional. Aplicada a toda a bacia do Banabuiú (**Figura 6-21**), o método nos permite estimar a área ocupada pelos aquíferos aluviais em cerca de 300 km² (**Tabela 6-4**). Vistos os resultados obtidos nas bacias piloto, pode-se estimar o intervalo de confiança de 50 % na estimativa da área.

Tabela 6-4: Para a bacia do Banabuiú, características dos aquíferos aluviais e dos buffers de 500m ao longo do rio, obtidas com os métodos 1 ou 2 de geração de buffers e com limiares fixos ou variáveis para a extração dos pixels planos.

Método	Limiar	Área		Perímetro km	Largura m	Comprimento km	Declividade %
		km ²	% (*)				
1	Fixo	401,7	2,8%	4 527	177	2 263	1,2%
	Variável	371,8	2,6%	4 832	154	2 416	2,0%
2	Fixo	298,6	2,1%	4 067	147	2 034	1,2%
	Variável	296,6	2,1%	4 342	137	2 171	2,1%

(*) : com relação à área da bacia

6.5.3.2. Avaliação da reserva hídrica

O volume de água nos aquíferos aluviais foi estimado para os diferentes métodos usando a declividade média \bar{D}_{aq} ou média corrigida \bar{D}'_{aq} calculada no buffer de 500 m ao redor do corpo aluvial (**Tabela 6-5**). Observa-se que os valores obtidos apresentam diferenças maiores, em função da média usada no cálculo, na bacia da V. Alegre do que na bacia do Forquilha. Isto pode ser relacionado novamente à presença dos inselbergues.

O volume estimado de água armazenado no aquífero aluvial do vale do Forquilha pelo método 2 é de cerca de 2/3 do volume real. Isto pode ser devido à conceitualização baseada numa estrutura triangular da seção transversal do aquífero enquanto, na realidade, na maioria das vezes a seção é de tipo trapezoidal. Entretanto, a determinação de uma seção em trapézio é mais difícil. Ademais, o volume estimado no Forquilha é inferior ao real mas da mesma ordem de grandeza o que, com um método de investigação indireta como está, já é satisfatório. O volume estimado do aquífero aluvial na bacia do Forquilha é também bem superior ao estimado na bacia da V. Alegre. Isto é conforme as observações, que mostraram que nas bacias cuja geomorfologia é similar àquela da bacia da V. Alegre, os aquíferos aluviais são limitados.

O cálculo dá um volume estimado na bacia do Banabuiú de $50,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Entretanto, vimos que o volume armazenado é subestimado no Forquilha enquanto é superestimado na V. Alegre. A partir da **Figura 6-21**, observa-se que os principais aquíferos aluviais estão nas bacias com declividade pronunciada, onde o método de mapeamento apresentou um intervalo de confiança menor.

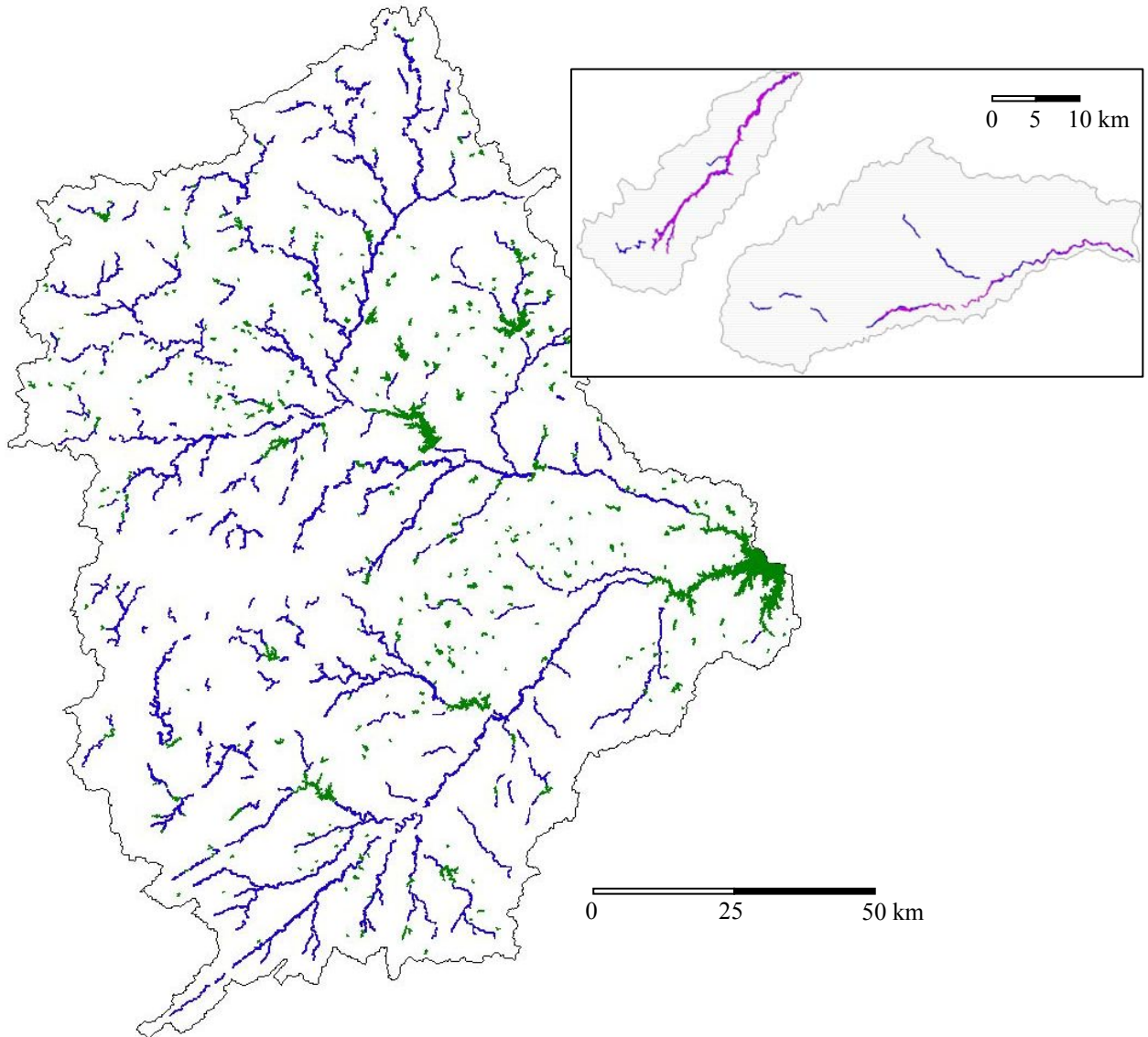


Figura 6-21: Mapa dos aquíferos aluviais (roxo) segundo o método 2, com limiar variável, a) na bacia do Banabuiú e b) nas bacias do Forquilha (1) e V. Alegre (2) e mapa de referência (azul).

Admitindo um erro possível de 50%, que parece razoável visto os erros obtidos na avaliação da área e da largura, podemos fazer a hipótese que o volume de água armazenado nos aquíferos aluviais da bacia do Banabuiú é da ordem de 35 até $80 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

A realização de estudos complementares seria pertinente para, de um lado, confrontar o mapeamento realizado com a realidade em outros aquíferos e, do outro, avaliar de forma mais precisa as características i) geomorfológicas que condicionam o armazenamento de água e ii) a porosidade dos aquíferos.

É interessante notar que o volume armazenado nos aquíferos aluviais é muito inferior ao volume armazenado nos açudes na bacia (somente a barragem de Arrojado Lisboa tem cerca de 2.10^9 m^3).

Entretanto, nos anos deficitários do ponto de vista hidrológico, levar em conta os aquíferos aluviais pode ser importante:

Tabela 6-5: Área e largura dos aquíferos aluviais; declividade média \bar{D}_{aq} e média corrigida \bar{D}'_{aq} dos buffers laterais; profundidade e volume dos aquíferos aluviais estimados a partir de \bar{D}_{aq} (P,V) e \bar{D}'_{aq} (P',V'); valores de referência (negrito).

Bacia	Área km ²	Largura m	Buffer dos aquíferos		Profundidade		Volume	
			\bar{D}_{aq} (%)	\bar{D}'_{aq} (%)	P (m)	P' (m)	V (10 ⁶ m ³)	V' (10 ⁶ m ³)
Forquilha	6,9	161	6,4%	5,5%	4,2	4,0	1,5 (2,3)	1,4 (2,3)
Vista Alegre	4,8	97,4	4,3%	3,8%	2,1	1,7	0,5	0,4
Banabuiú	296,6	136,6	6,1%	5,4%	3,7	3,4	54,7	50,7

- Nestes anos, as cheias são insuficientes para reabastecer os maiores açudes, localizados a jusante na bacia. No entanto, as observações realizadas no Forquilha mostram que na maioria das vezes (9 em 10 anos) elas são suficientes para reabastecer os aquíferos aluviais que têm, conseqüentemente, um volume significativo (18 até 40.10^6 m^3 anuais), explorável anualmente. Ademais, a larga distribuição espacial dos aquíferos permite uma exploração das comunidades locais sem transposição. Estes recursos hídricos são estratégicos, principalmente nos anos mais secos, quando os açudes podem secar enquanto os aquíferos têm uma evaporação limitada.

- O desenvolvimento generalizado da exploração destes pequenos aquíferos aluviais poderia ter uma influência direta na hidrologia dos açudes, principalmente nos anos secos. Com efeito, na hipótese de uma exploração similar àquela observada na bacia do Forquilha, a recarga dos aquíferos reduziria em 18 até 40.10^6 m^3 anuais a recarga dos açudes na bacia, o que é desprezível nos anos chuvosos mas pode ser significativo nos anos mais deficitários.

Com o método 2, cerca de 12 aquíferos aluviais de capacidade superior a 10^6 m^3 foram identificados na bacia do Banabuiú (**Figura 6-22**).

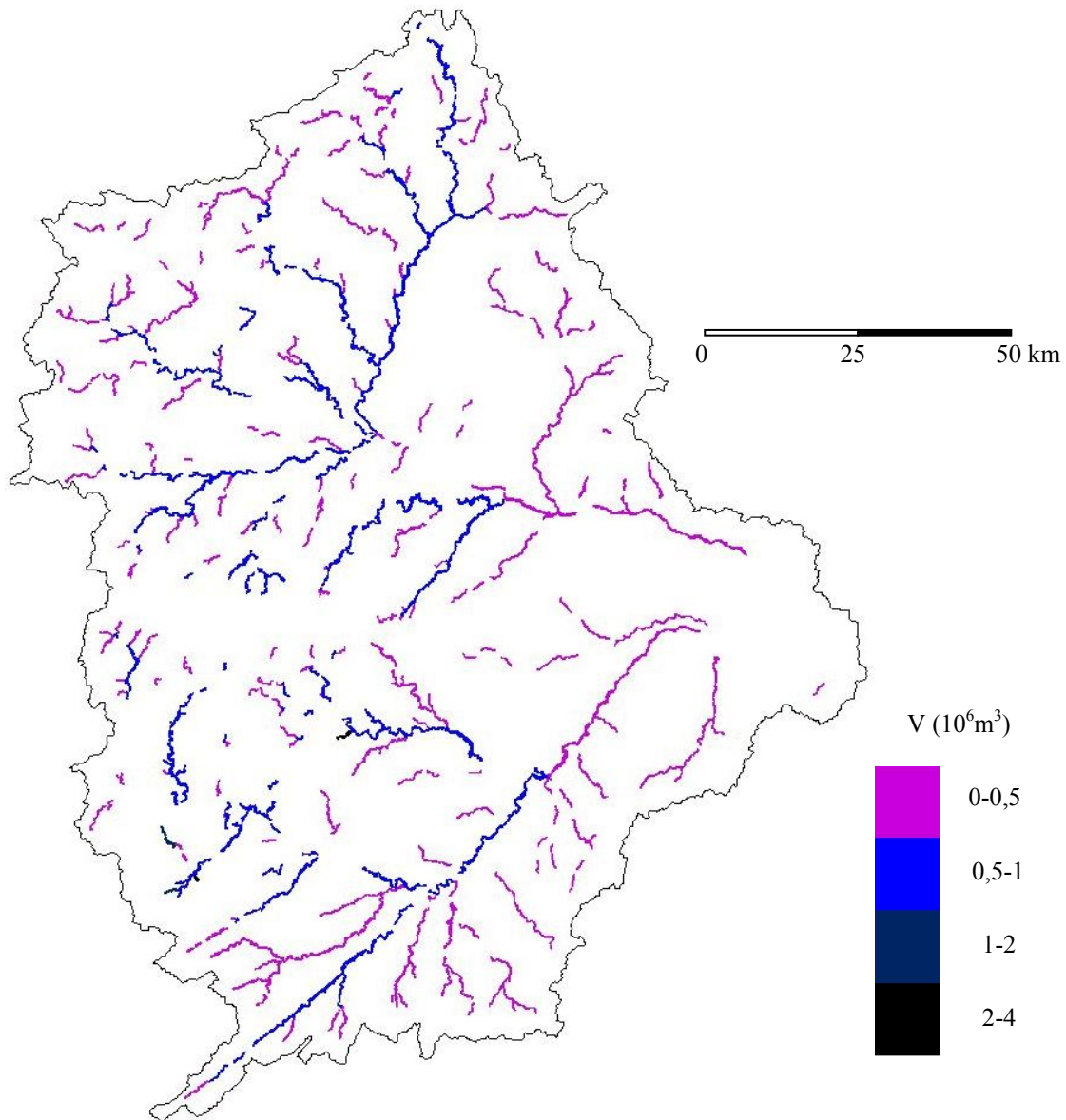


Figura 6-22: Mapa dos aquíferos aluviais (pelo método 2 com limiar variável) segundo a faixa de volume de água potencialmente armazenado.

A comparação com imagens de satélite e dados de campo mostra que os principais aquíferos são delineados.

A **Figura 6-23** mostra a disponibilidade hídrica por quilômetro $V_{L/km}$ de aquífero (longitudinalmente). Nas regiões com declividade acentuada, existem muitos aquíferos com $V_{L/km} > 25 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{km}$, mas de extensão pequena (**Figura 6-22**). Assim, o potencial hídrico disponível é limitado pela extensão pequena dos aquíferos. Nas regiões com declividade suave, salvo os principais aquíferos (**Figura 6-23**), os aquíferos têm $V_{L/km} < 25 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{km}$, o

que mostra que, mesmo com uma extensão espacial importante, estes aquíferos não apresentam um potencial de exploração importante.

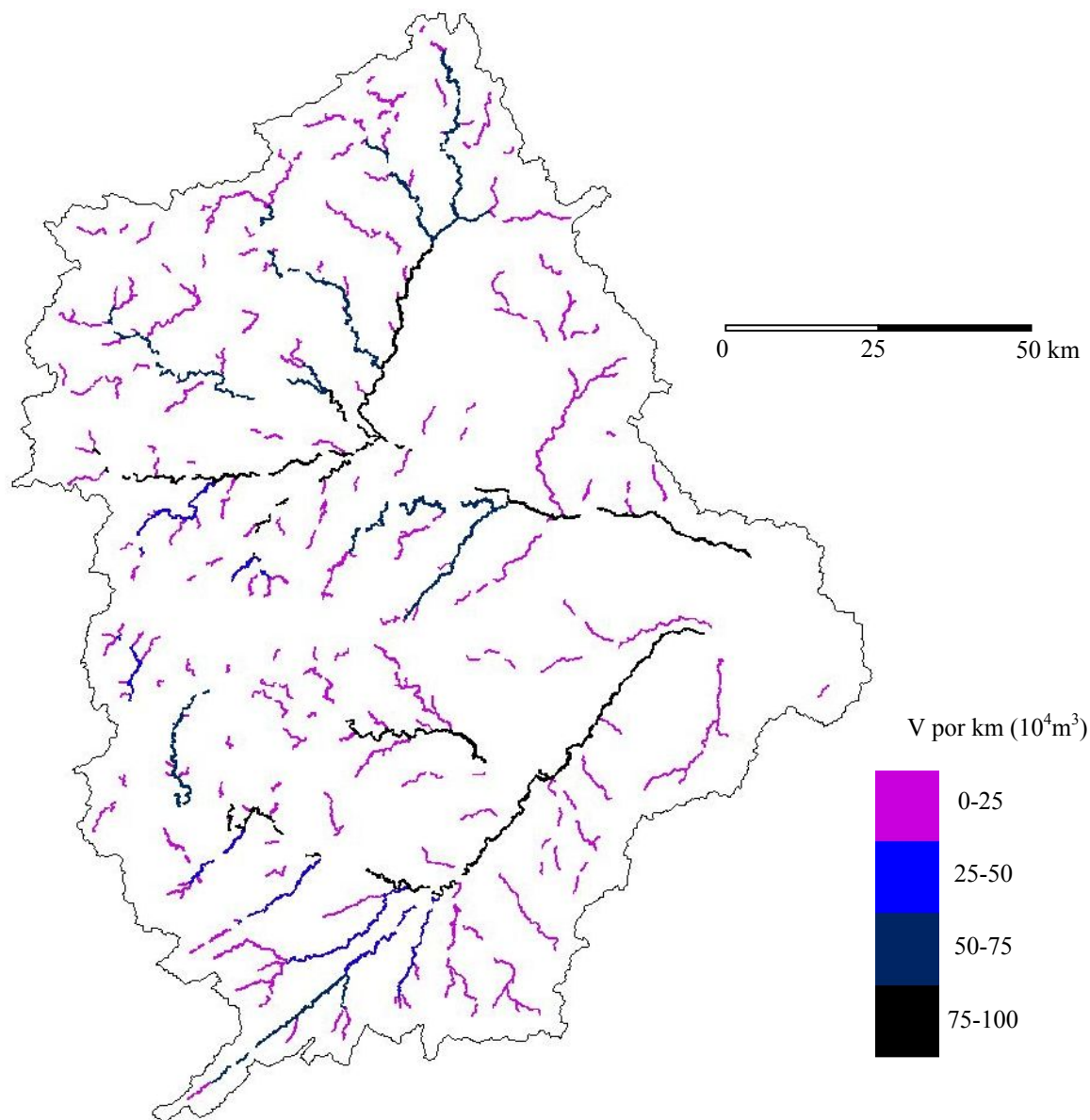


Figura 6-23: Mapa dos aquíferos aluviais (pelo método 2 com limiar variável) segundo a faixa de volume de água potencialmente armazenado por quilômetro.

6.6. Conclusão

O método aplicado permitiu estimar em cerca de 2% da área da bacia a área ocupada pelos aquíferos aluviais na bacia do Banabuiú e em cerca de $(50 \pm 15) \cdot 10^6 \text{ m}^3$ o volume de água armazenado. A partir das observações realizadas no Forquilha que permitiram caracterizar a dinâmica de recarga dos pequenos aquíferos aluviais, é possível estimar um volume anual explorável nos aluviões da bacia do Banabuiú de 18 até $35 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Isto evidencia que os aquíferos aluviais:

- (i) podem ter uma influência na hidrologia dos reservatórios superficiais, principalmente nos anos mais secos,
- (ii) são mananciais com potencial de aproveitamento significativo, que podem ser explorados de forma estratégica em período de seca plurianual, quando a maioria dos pequenos açudes seca.

O método de mapeamento dos aquíferos aluviais a partir de MNT foi desenvolvido a partir de critérios topográficos e apresentou bons resultados nas bacias de relevo pronunciado como Forquilha. Para as bacias planas como a V. Alegre, a precisão do método é inferior, porque é mais difícil separar os aquíferos aluviais das áreas planas vizinhas, por causa da imprecisão das informações topográficas extraídas do MNT.

Para aprimorar o método, seria interessante acoplar critérios topográficos (MNT) com informações extraídas da análise de imagens de satélite. Com efeito, nas imagens realizadas na estação seca a vegetação das áreas úmidas é destacada das outras áreas, o que poderia auxiliar o mapeamento nas bacias mais planas onde os critérios topográficos mostraram os seus limites.

Outro eixo de ação é a classificação das diferentes bacias e trechos da rede de drenagem em função de critérios geomorfológicos (unidade de paisagem, etc...) que permitiria levar em conta informações (tais como tipo de solo, posição na topo-seqüência etc...) fundamentais na hidrologia da bacia e, conseqüentemente, na dinâmica dos aluviões.

7. - CONCLUSÃO

Os pequenos aquíferos aluviais são recursos hídricos singulares na grande área cristalina do Nordeste brasileiro semi-árido: formando uma verdadeira rede, eles constituem pequenos mananciais pouco aproveitados e pouco estudados, mas de importância vital para as populações rurais. A dificuldade do desenvolvimento da sua exploração e do seu controle é ligada, principalmente, à sua dispersão espacial que dificulta investigações e monitoramento, e à dificuldade de elaborar estratégias de uso em ambientes heterogêneos fortemente impactados por ações antrópicas cujos determinantes são múltiplos e complexos.

Neste contexto, o foco deste estudo é duplo:

- metodológico, numa abordagem pluridisciplinar de avaliação do potencial destes mananciais em função de variáveis físicas e antrópicas, incluindo caracterização e modelagem.
- aplicado, para fornecer elementos de resposta quanto ao potencial de uso destes pequenos aquíferos.

Com volumes armazenados limitados, os pequenos aquíferos aluviais vêm a sua dinâmica hidrológica fortemente influenciada pelas atividades antrópicas. Esta constatação feita, uma abordagem multidisciplinar é necessária e foi implementada, associando, de um lado, a caracterização do meio físico através de estudos focados e de um monitoramento dos principais recursos hidrológicos e, do outro lado, a caracterização dos principais usuários e estratégias de uso e gestão dos recursos hídricos.

A partir dos modelos regionais chuva/vazão existentes, modelos conceituais simples, de balanço hidrológico e de salinidade, foram construídos em função dos principais fatores físicos e antrópicos determinantes na dinâmica hidrológica e de salinidade do aquífero. Estes modelos permitem, mesmo num passo de tempo mensal, uma representação correta das variações temporais dos recursos hidrológicos com um volume limitado de dados. Estes modelos conceituais e um modelo espacializado, com base física, foram usados para:

- testar as hipóteses de funcionamento hidrológico;

- simular o impacto de diferentes alternativas de gestão dos recursos hídricos sobre a disponibilidade em água para os diferentes tipos de usos e categorias de usuários;
- simular o impacto de cenários prospectivos a partir de séries climáticas verossímeis.

Por fim, os conhecimentos adquiridos na bacia piloto do Forquilha foram usados para desenvolver uma primeira metodologia de avaliação da disponibilidade hídrica dos pequenos aquíferos aluviais em escala regional.

7.1. Dinâmica hidrológica e de salinidade

A dinâmica hidrológica do aquífero aluvial é sazonal, com recarga total na estação chuvosa (em 9 em cada 10 anos) a partir dos escoamentos no leito do riacho e perdas principalmente na estação seca devido aos bombeamentos, escoamentos subterrâneos e evaporação. em comparação com os açudes, a evaporação muito limitada confere aos pequenos aquíferos aluviais uma resiliência maior às secas: com efeito, uma seca pluriannual poderá resultar no esvaziamento completo dos reservatórios superficiais o que não acontece com os pequenos aquíferos aluviais. Neste sentido, os pequenos aquíferos aluviais são recursos hídricos particularmente estratégicos, cuja gestão em termos de volumes pode ser essencialmente raciocinada em termos sazonais.

A dinâmica de salinidade é mais complexa. As áreas do aquífero, cuja conexão hidráulica com o rio é forte, têm uma dinâmica de salinidade sazonal, devido à infiltração no aquífero de águas de salinidade baixa pelo leito do rio. As áreas mais afastadas do rio não têm uma dinâmica de salinidade sazonal clara. A influência do embasamento cristalino aparece determinante a longo prazo e é a hipótese mais provável para explicar a origem da salinidade das águas. Entretanto, investigações complementares são necessárias para caracterizar as interações entre as zonas saturadas e não saturadas e avaliar a contribuição da zona não saturada na dinâmica salina da zona saturada.

A escolha de uma modelagem conceitual simples, devida aos dados disponíveis limitados, permitiu realizar balanços hidrológicos do aquífero aluvial e caracterizar os principais termos do balanço hidrológico. Estas ferramentas permitiram a simulação do

impacto de diferentes cenários de gestão e a progressão da discussão sobre o potencial de uso do aquífero aluvial. De um modo geral, uma estratégia de modelagem simples permitiu simular a dinâmica hidrológica dos diferentes recursos hídricos na bacia.

Entretanto, os limites desta abordagem são alcançados no que se refere a dinâmica de salinidade. Com efeito, a dinâmica de salinidade é regida pelas interações complexas entre os diferentes compartimentos (reservatórios, solo, aquífero aluvial, aquífero cristalino) cuja caracterização é difícil por causa da forte reatividade do aquífero aluvial aos eventos hidrológicos fugazes e as atividades antrópicas.

Um estudo mais refinado (no tempo e no espaço) das interações entre estes diferentes compartimentos parece necessário para caracterizar os processos responsáveis das dinâmicas observadas.

7.2. Influência da irrigação

A irrigação intensiva é particularmente suscetível de ter um impacto determinante na dinâmica de salinidade do aquífero aluvial por duas causas:

i) O bombeamento de água no aquífero aluvial resulta na extração de quantidades expressivas de sais da zona saturada e no seu armazenamento e acumulação na zona não saturada após evapotranspiração da água. A elevação do nível piezométrico devido a eventos hidrológicos intensos como em 2004 podem levar a uma lixiviação de uma grande quantidade de sais acumulados na zona não saturada para a zona saturada e provocar um aumento forte da salinidade da água.

ii) O aumento do gradiente hidráulico entre o aquífero cristalino e o aquífero aluvial, devido ao rebaixamento do nível piezométrico no último por causa dos bombeamentos, deve aumentar (durante a estação seca, principalmente) o fluxo de água e de sais provenientes do cristalino. Isto deve levar a uma tendência de aumento da salinidade da água do aquífero aluvial.

iii) Por outro lado, o rebaixamento acentuado na estação seca favorece uma recarga maior durante a estação úmida. Isto favorece uma renovação maior das águas do aquífero

aluvial, o que é, portanto um fenômeno antagonista ao mecanismo (ii) levando a uma diminuição da salinidade da água do aquífero aluvial.

As características hidrogeológicas locais (condutividade hidráulica, distância ao riacho) são neste âmbito, determinantes para explicar a dinâmica da salinidade, o que explica a dificuldade de interpretação dos resultados obtidos num monitoramento manual realizado com frequência semanal a mensal.

7.3. Integração açudes/rio/aquífero

Por causa desta recarga pelo leito do riacho, as liberações de água a partir dos açudes a montante permitem recarregar o aquífero aluvial com uma eficiência decrescente com a distância. Quanto maior a distância a jusante até onde se deseja ter um impacto no aquífero, maior a vazão e o tempo de liberação necessária. A gestão integrada dos principais corpos de água ao nível desta bacia é hidrológicamente efetiva e socialmente desejável, porque ambas as comunidades dos territórios ‘Reservatórios’ e ‘Aquífero’ tirariam benefício.

7.4. Gestão social da água

As investigações realizadas mostraram que diferentes grupos de usuários devem ser separados no que pode se chamar de ‘territórios da água’.

As comunidades localizadas ao redor dos grandes açudes os usam como principal fonte de abastecimento para todos os usos. As comunidades localizadas a jusante ao longo do aquífero aluvial, usam como principal fonte de abastecimento de água o aquífero aluvial, e pequenos açudes temporários para o abastecimento humano. Por fim, as populações mais dispersas não são beneficiadas pelos principais açudes nem pelo aquífero aluvial, são as mais pobres e com o abastecimento hídrico mais precário, e usam com último recurso o aquífero aluvial com acesso no leito do rio.

O modo de uso dos recursos hídricos, e especialmente do aquífero aluvial, tem impactos diferentes segundo os territórios da água.

O uso atual do aquífero aluvial é de 95% para a irrigação, que leva à situação sazonal de estresse nas áreas irrigadas devido ao rebaixamento do aquífero, necessitando uma recarga a partir do açude a montante. Assim, a satisfação das principais necessidades hídricas depende da estratégia de gestão dos recursos hídricos. Uma estratégia integrando açudes e aquífero e limitando as irrigações permite garantir a disponibilidade em água de qualidade para o abastecimento humano e doméstico e animal.

Os diferentes grupos de usuários têm necessidades diferentes e muitas vezes antagonistas. O desenvolvimento da irrigação deve aumentar a escassez de água durante as secas plurianuais. Entretanto, ele permite um desenvolvimento econômico que pode ser atrativo para os jovens da bacia e incentivá-los a permanecer no meio rural.

A ausência de irrigação nestas áreas é devida de um lado à insolvabilidade dos agricultores e às terras íngremes pouco férteis cujo aproveitamento é mais difícil que as áreas aluviais. Nestas condições, a liberação de água dos açudes não é favorável às atividades agropecuárias extensivas das comunidades ribeirinhas que relutam em aceitar-las salvo quando os açudes estão bem abastecidos.

Devido ao desenvolvimento da exploração do aquífero aluvial a jusante, as comunidades a jusante, que compõem o segundo grande grupo de usuários, aumentam a pressão social sobre as comunidades dos açudes para liberar água. São esperados conflitos sérios em tempo de escassez, como já aconteceu em 1998. A simulação com os modelos permitiu mostrar que sem liberação de água, a salinidade de água do principal reservatório superficial (Rch.Verde) aumentaria até inviabilizar os usos humanos e domésticos mas não animal. Entretanto, uma perenização do riacho como desejada pelas comunidades do território 'Aquífero' levaria a um acréscimo importante da frequência de indisponibilidade de água no território 'Açudes'. Assim, este estudo mostrou que, para ambos os territórios 'Aquífero' e 'Açudes', é hidrológicamente interessante e socialmente possível desenvolver estratégias de gestão integrada entre estes dois territórios. Conflitos ou situações de tensão social montante/jusante foram observados entre usuários numa escala menor (açude, trecho de vale e aquífero aluvial associado no riacho do Algodão) e em outras bacias hidrográficas da região. Isto sugere que as problemáticas montante/jusante e gestão integrada açude/aquífero são questões sociais de gestão que são generalizadas em diferentes escalas e merecem uma atenção especial por parte das instituições de pesquisa com o intuito caracterizar-las e

evidenciar mecanismos de prevenção dos conflitos e de gestão integrada destes recursos hídricos.

Entretanto, o território 'Habitat Disperso aparece mais como um espectador da gestão desenvolvida nos demais territórios, por causa de um peso político e econômico muito limitado devido em parte à dificuldade de organização ligada à dispersão das moradias. Neste sentido, o cenário de gestão dos recursos hídricos que limite a irrigação é o que permite melhor integrar as necessidades do território 'Habitat Disperso e disponibilizar água para os usos domésticos e animais. Observa-se assim, que se chega a uma reflexão sobre a orientação estratégica do modo de desenvolvimento do uso dos aquíferos aluviais no meio rural:

De um lado um desenvolvimento mais intensivo, que passa pela agricultura irrigada, promete a possibilidade de atividades agropecuárias de valores agregados maiores o que pode levar a uma melhor resistência dos agricultores as secas e. Mas, aumenta também a pressão antrópica sobre os recursos hídricos o que necessita uma gestão mais eficiente, compartilhada e integrada dos recursos hídricos, e favorece os proprietários de terras nas áreas aluviais. O risco é, portanto uma degradação dos recursos e restrições para o abastecimento humano e animal e para as populações mais pobres.

Do outro lado um desenvolvimento menos intensivo, com irrigação limitada, que permite uma melhor disponibilidade de água para os diferentes grupos de população, principalmente para os usos humanos e animais. Mas, limita a possibilidade de implementação de culturas de alto valor agregados que podem permitir um desenvolvimento econômico necessário nestas regiões.

Em todos os casos, os habitantes devem participar no processo de decisão das orientações estratégicas, este estudo tendo mostrado que o desenvolvimento do uso do aquífero aluvial resulta em impactos em todos os territórios da água.

No entanto, se ao nível local, a gestão sustentável da exploração dos recursos passa pelo envolvimento dos diferentes grupos de usuários, em nível regional a questão de uma avaliação do potencial hídrico dos pequenos aquíferos aluviais é particularmente importante. Isto, tanto para o planejamento do desenvolvimento do meio rural quanto para o conhecimento de recursos estratégicos que podem ser usados durante as secas.

7.5. Mapeamento e caracterização regional

Uma metodologia preliminar foi desenvolvida para mapear os pequenos aquíferos aluviais e avaliar o seu potencial hídrico. O método de mapeamento dos aquíferos aluviais a partir de MNT foi desenvolvido a partir de critérios topográficos e apresentou bons resultados nas bacias de relevo pronunciado como Forquilha. Para as bacias planas como a V. Alegre, a precisão do método é inferior, porque a separação dos aquíferos aluviais das áreas planas vizinhas é delicada por causa da imprecisão das informações topográficas extraídas do MNT.

O método aplicado permitiu estimar em cerca de 2% da área da bacia a área ocupada pelos aquíferos aluviais na bacia do Banabuiú e em cerca de $(50 \pm 15) \cdot 10^6 \text{ m}^3$ o volume de água armazenado. A partir das observações realizadas no Forquilha que permitiram caracterizar a dinâmica de recarga dos pequenos aquíferos aluviais, é possível estimar um volume anual explorável nos aluviões da bacia do Banabuiú de 18 até $35 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

Estes resultados mostram que os aquíferos aluviais podem ter uma influência não desprezível na hidrologia dos reservatórios superficiais nos anos mais secos, o que sugere a sua integração nos modelos hidrológicos de bacia. Acima de tudo, eles são mananciais com potencial de aproveitamento significativo, que pode ser explorável de forma estratégica em período de seca plurianual, quando a maioria dos açudes seca.

Para aprimorar o método, seria interessante acoplar critérios topográficos (MNT) com informações extraídas da análise de imagens de satélite. Com efeito, em clima semi-árido, a vegetação das áreas úmidas na estação seca é facilmente destacada das outras áreas, o que poderia auxiliar o mapeamento nas bacias mais planas onde os critérios topográficos mostram os seus limites. Da mesma forma, a classificação das diferentes bacias e trechos da rede de drenagem em função de critérios geomorfológicos (unidade de paisagem, etc...) permitiria levar em conta informações fundamentais na hidrologia da bacia (tais como tipo de solo, posição na topo-seqüência etc...) e, conseqüentemente, na dinâmica dos aluviões.

7.6. Perspectivas

Os estudos desenvolvidos neste trabalho evidenciaram que um dispositivo experimental mínimo permite caracterizar com uma precisão razoável a dinâmica hidrológica destes pequenos recursos hídricos, mesmo subterrâneos. No caso dos aquíferos aluviais, é necessário evidenciar os principais fatores físicos (recursos hídricos, obras) e antrópicos (usos) importantes no balanço hidrológico do aquífero aluvial antes de escolher o dispositivo. Numa estratégia de monitoramento em ambiente regional, onde se alveja monitorar o menor número de piezômetros, a separação em trechos relativamente homogêneos, monitorados com um piezômetro por trecho parece ser um bom compromisso para obter uma caracterização pertinente sem que seja muito onerosa.

A forte sazonalidade da dinâmica hidrológica sugere que o monitoramento do nível e salinidade da água dos principais corpos hídricos durante um ano (no mínimo) é necessário para caracterizar a dinâmica (quantidade e qualidade) do aquífero aluvial e dos reservatórios e permitir a calibração dos modelos. Para uma gestão integrada dos recursos hídricos superficiais e do aquífero aluvial, o impacto da liberação de água dos reservatórios deve ser caracterizado, por exemplo, com o monitoramento de um evento de liberação de água resultando na recarga completa do aquífero aluvial.

Este trabalho evidencia que é pertinente incluir, no Nordeste brasileiro semi-árido, o desenvolvimento do uso dos pequenos aquíferos aluviais nas estratégias de mitigação dos efeitos das secas e de desenvolvimento do meio rural. Com efeito, a dispersão espacial destes mananciais permite atingir uma parte expressiva das comunidades rurais e garantir o abastecimento doméstico, animal e a pequena irrigação, reservando fontes de água ‘nobre’ como as cisternas para o exclusivo uso para beber e cozinhar. Assim, o uso de fontes externas de abastecimento (carros-pipa) ou pouco adaptadas às comunidades rurais (desalinizador) poderia ser limitado ao máximo. Entretanto, o desenvolvimento do uso destes pequenos recursos hídricos passa pelo apoderamento pelas comunidades de toda ou parte da sua gestão (integrando açudes/aquífero) para prevenir os conflitos e responder às necessidades das comunidades rurais. Isto implica, de forma concomitante ao desenvolvimento da exploração destes recursos, o investimento em monitoramento e acompanhamento destes sistemas hidro-sociais alvejando a sua gestão participativa, descentralizada, mas, entretanto integrada no sistema nacional de gestão de recursos hídricos.

8. RESUMO ESTENDIDO EM FRANCÊS

Les petits aquifères alluviaux en milieu cristallin semi-aride: fonctionnement et stratégies de gestion. Etude de cas dans le nordeste brésilien.

8.1. Préambule

Cette thèse a été développée en cotutelle entre les universités Fédérale du Ceará - UFC - (accueil au laboratoire de génie civil spécialité Ressources en Eau) et Montpellier 2 - UM2 - (accueil à l'unité IRD-GREATICE et à l'UMR G-Eau) et s'insère dans le cadre d'un projet de coopération bilatéral CAPES-COFECUB portant sur la période 2004-2007 et dont l'objet était la "Gestion des ressources en eau et maîtrise des pollutions en zones agricoles: Nordeste et Cerrado brésiliens et région méditerranéenne en France". Ce travail fait suite aux activités de recherche/développement développées dans cette région sur la période 1998-2002 et au DEA dirigé par Anne Coudrain (IRD) en 2003-2004 portant sur la dynamique des petits aquifères alluviaux. Il a donné lieu à plusieurs articles (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**, **Ribeiro Lima, Frischkorn, & Burte, 2007**, **Burte & Jamin & Coudrain & Frischkorn & Martins, 2008**), à un chapitre d'ouvrage (**Fabre & Burte, 2007**). Dans le cadre de cette thèse, il a été participé à l'encadrement de travaux de fin d'études ou de master portant sur des aspects physiques (**Ribeiro Lima, Frischkorn, & Burte, 2007**), anthropiques (**Ribeyre, 2006**) ou de régionalisation (**Daly-Erraya, 2007**).

Des activités de terrain importantes se sont poursuivies sans interruption sur toute la période 2000-2007, et ont contemplé les suivis hydrologiques et hydrogéologiques, la collecte d'échantillons (eau, sol) pour analyses géochimiques et physicochimiques, le suivi des usages agricoles et non agricoles de l'eau, ainsi que des études ponctuelles de caractérisation (pédologie, géophysique, cartographie, nivellement topographique). Enfin, 2 semestres ont été occupés par les cours suivis et dispensés (à l'UFC et dans différents laboratoires de Montpellier) dans le cadre des exigences académiques de l'UFC (48 crédits de 16h de cours chacun).

8.2. Introduction

8.2.1. L'eau en milieu semi-aride

La croissance actuelle de la population mondiale et de son niveau de développement conduit à une augmentation continue de la consommation en eau qui résulte en une pression accrue sur les ressources en eau et en une dégradation tant quantitative que qualitative.

Le problème de la limitation des ressources en eau et de leur exploitation durable est particulièrement aigu dans les régions soumises à l'aridité.

Dans les régions semi-arides, même avec un déficit hydrique prononcé, les pluies concentrées pendant les quelques mois de la saison des pluies sont généralement suffisantes pour assurer un rythme saisonnier pour la végétation et pour les écoulements dans les rivières.

Le changement climatique devrait aiguïser le problème du manque d'eau dans ces régions arides où les populations sont particulièrement vulnérables et où la possibilité d'exploitation de nouvelles ressources est limitée (**Krol, Jaeger, & Bronstert, 2003, Krol & Jaeger & Bronstert & Guntner, 2006, Krol & Bronstert, 2007**). Dans le Nordeste, des scénarios d'augmentation de la pluviométrie comme de diminution sont possibles, les futurs changements climatiques devant cependant conduire à des saisons sèches plus sèches qu'actuellement (**Christensen & Hewitson & Busuioc & Chen & Gao & Held & Jones & Kolli & Kwon & Laprise & Magaña Rueda & Mearns & Menéndez & Räisänen & Rinke & Sarr & Whetton, 2007**), ce qui, conjugué à l'augmentation de la population, devrait conduire à l'augmentation de la demande en eau par les populations.

Alors que les grands centres urbains peuvent être alimentés à partir de ressources en eau concentrées (comme par exemple de grands barrages), dans les zones rurales, un des défis est de garantir la pérennité de l'approvisionnement d'une population dispersée, nécessaire au maintien de l'occupation et au développement du territoire rural. Ainsi, une large distribution spatiale des sources d'approvisionnement est fondamentale.

Les réservoirs superficiels (barrages annuels et pluriannuels) ont l'inconvénient d'offrir une grande surface à l'évaporation, ce qui peut entraîner des ruptures

d'approvisionnement (**Vallet-Coulomb & Legesse & Gasse & Travi & Chernet, 2001**) ou dégrader la qualité de l'eau (eutrophisation ou salinisation).

Dans ce contexte, les nappes alluviales méritent une attention spéciale, en raison d'un potentiel particulier pour le développement rural dû à une évaporation limitée, à leur dispersion géographique et à leur proximité de terres alluviales fertiles propices à l'irrigation.

8.2.2. Questionnement et problématique

La conquête des régions désertiques par l'homme, comme par exemple la progression des romains en Afrique à partir du troisième siècle (**Hilali, 2000**), est nécessairement articulée avec la maîtrise de ressources en eau. Dans les régions semi-arides, la population s'est préférentiellement installée dans des zones où l'accès à l'eau permettait le maintien des hommes et des troupeaux à partir de l'exploitation de sources, où l'eau emmagasinée dans les aquifères pendant les périodes pluvieuses est ensuite accessible le reste de l'année. Les petites nappes alluviales représentent des ressources en eau limitées, mais d'accès facile et d'une grande dispersion géographique tout au long du réseau de drainage, ce qui permet le maintien de petits noyaux de population dispersés dans le milieu rural.

Pourtant, les études portant sur la dynamique et les modes d'exploitation durable des petites nappes en zones semi-arides sont peu nombreuses. Plusieurs auteurs se sont cependant intéressés à la dynamique hydrologique des aquifères en régions semi-arides (**Mebarki & Thomas, 1988, Leduc, Bromley, & Schroeter, 1997, Ruud, Harter, & Naugle, 2004, Marechal & Dewandel & Ahmed & Galeazzi & Zaidi, 2006, Sharda & Kurothe & Sena & Pande & Tiwari, 2006**) ou salines (**Rkiouak, Pulido-Bosch, & Gaiz, 1997, Mhiri & Tarhouni & Hachicha & Lebdi, 1998, Saleh, Al-Ruwiah, & Shehata, 2001, Schoups & Hopmans & Young & Vrugt & Wallender & Tanji & Panday, 2005, Subyani, 2005**). Ces études se sont focalisées principalement sur des aquifères dans des formations sédimentaires et de grande extension (plusieurs centaines à des milliers de kilomètres carrés) avec une dynamique largement pluriannuelle ou plus. L'eau exploitée localement à une date donnée peut avoir été infiltrée plusieurs centaines ou milliers de kilomètres à l'amont et plusieurs dizaines ou milliers d'années auparavant.

Dans les régions semi-arides où le socle cristallin domine, la ressource en eau dépend de l'altération et de la fracturation des roches cristallines massives qui ont une porosité primaire quasi-nulle. De plus, l'eau y est souvent très salée. Dans ces conditions, les ressources en eau d'aquifères alluviaux même s'ils sont petits, sont particulièrement intéressantes. Les aquifères alluviaux sont de petites oasis qui peuvent avoir un rôle important dans le développement socio-économique des régions semi-arides.

Cependant s'ils peuvent être bien distribués dans l'espace le long du réseau hydrographique, ils sont de petite taille (les sédiments alluviaux ont généralement quelques mètres d'épaisseur et quelques dizaines de mètres de largeur). En conséquence, savoir comment les petites nappes alluviales peuvent être exploitées pour le développement durable du milieu rural est fondamental pour la définition de stratégies d'exploitation ou de politiques publiques régionales. Cela nécessite une bonne caractérisation physique du système mais également des déterminants sociaux, politiques et économiques des stratégies de gestion.

8.2.3. Objectif

Dans cette étude, on se propose d'étudier le fonctionnement et de discuter des stratégies de gestion des petites nappes alluviales dans les zones semi-arides sur socle cristallin, à partir d'un cas d'étude dans le Nordeste brésilien.

L'objectif général de cette étude est de développer une méthode de caractérisation du système "aquifère alluvial" et de simuler l'évolution de la disponibilité en eau pour des usages multiples sur la base de scénarios réalistes du point de vue physique et socio-économique.

Les objectifs spécifiques de cette étude sont:

- Améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique de ce type d'aquifères, et de fournir aux gestionnaires les bases de connaissance nécessaires (indispensables) à une exploitation rationnelle de la ressource,
- Elaborer des méthodologies de suivi et d'évaluation des risques liés à la surexploitation massive à court terme d'une ressource hydrogéologique,

- Développer des outils de simulations (modèles prévisionnels simples), permettant de prévoir l'impact de différents modes d'exploitation et de gestion, et évaluer les risques qui pèsent sur la ressource en termes de quantité (court terme) et qualité.
- Définir des stratégies de gestion collectives des ressources en eau souterraines, adaptées aux limitations physiques ainsi qu'aux objectifs économiques des acteurs et aux structures sociopolitiques locales, pour garantir, à court, moyen et long terme, l'adéquation de la ressource à la demande.

8.2.4. Structure de la thèse

Après la présentation du contexte et la mise en évidence des principales questions qui seront abordées dans cette étude (Chapitre I), la zone d'étude est décrite (Chapitre II). Les données et méthodes utilisées sont présentées (Chapitre III), intégrant une revue bibliographique focalisée sur deux axes: état de l'art pour aborder ce type de problématique et études régionales existantes. A partir de la caractérisation du système, tant physique (Chapitre IV) que socioéconomique (Chapitre V), des scénarios d'évolution de l'exploitation des ressources en eau sont construits et leurs impacts sur la disponibilité de la ressource simulés (V-3). Les connaissances acquises sur le bassin versant pilote sont utilisées pour développer, appliquer et tester une méthode de délimitation, de cartographie et d'évaluation du potentiel hydrique des petits aquifères alluviaux au niveau régional (Chapitre VI). Finalement, les principaux résultats et les limites de l'étude sont présentés et des ouvertures sont proposées (Chapitre VII).

8.3. Zone d'étude

8.3.1. Le Nordeste brésilien semi-aride

La région Nordeste du Brésil s'étend sur 9 états, sur une superficie d'environ 1.660.000 km² (soit 20% de la superficie du pays), et comprend le "polygone de la sécheresse", une grande zone d'environ 950 000 km², à dominance semi-aride, dont les limites, administratives, ont été fixées pour permettre à ce territoire de recevoir des aides

publiques spécifiques liées aux sécheresses (**Figure 1**). La température moyenne y est comprise entre 25 et 28 °C, avec des moyennes maximales mensuelles entre 30 et 36 °C et minimales entre 18 et 20 °C. C'est un climat à deux saisons marquées ; la saison des pluies, avec des précipitations entre 400 et 1000 mm, est concentrée sur 3 mois de l'année. L'évapotranspiration est très élevée (2000-3000 mm) et conduit à un déficit pluviométrique annuel élevé (> 1000 mm) d'où une contrainte climatique forte sur le développement d'activités agricoles (**Leprun & Molinier & Cadier & Fotius & Galindo & Ramos, 1995**).

Pour répondre aux besoins en eau, les politiques d'aménagement gouvernementales sur l'ensemble du Nordeste ont consisté principalement en la construction de retenues collinaires et de barrages dont l'efficacité reste insuffisante (**Molle, 1994**).

Le polygone de la sécheresse est situé principalement sur le socle cristallin massif dont l'exploitation des eaux souterraines, à forte salinité (**Audry & Suassuna, 1995**), nécessite des forages coûteux, à faible taux de succès, et dont les débits sont généralement inférieurs à $1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$. De forme surprenante, les nappes alluviales sont très peu exploitées, malgré des débits d'exploitation des forages plus élevés et une salinité des eaux plus faible (**Figure 2**). Cela est dû en particulier au fait que les politiques publiques ont toujours privilégié les grands ouvrages pouvant être gérés de façon centralisée, considérant les nappes alluviales comme des ressources insuffisantes, de gestion particulièrement compliquée.

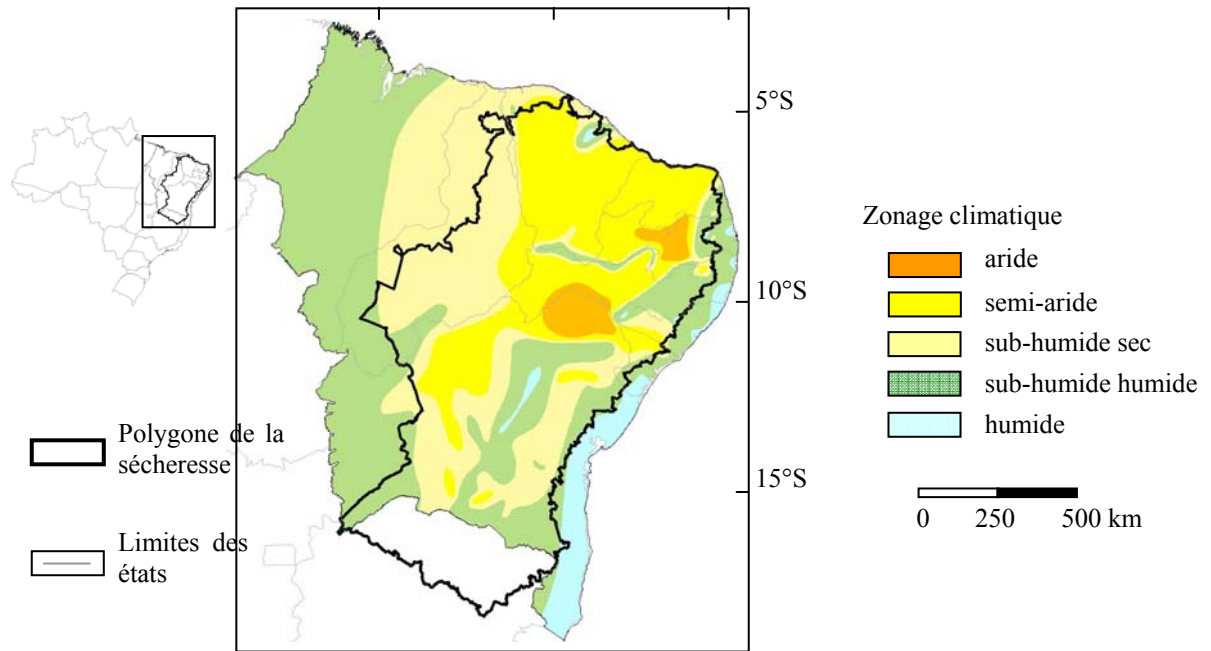


Figure 1: Types de climat tropical et limite du “polygone de la sécheresse”.

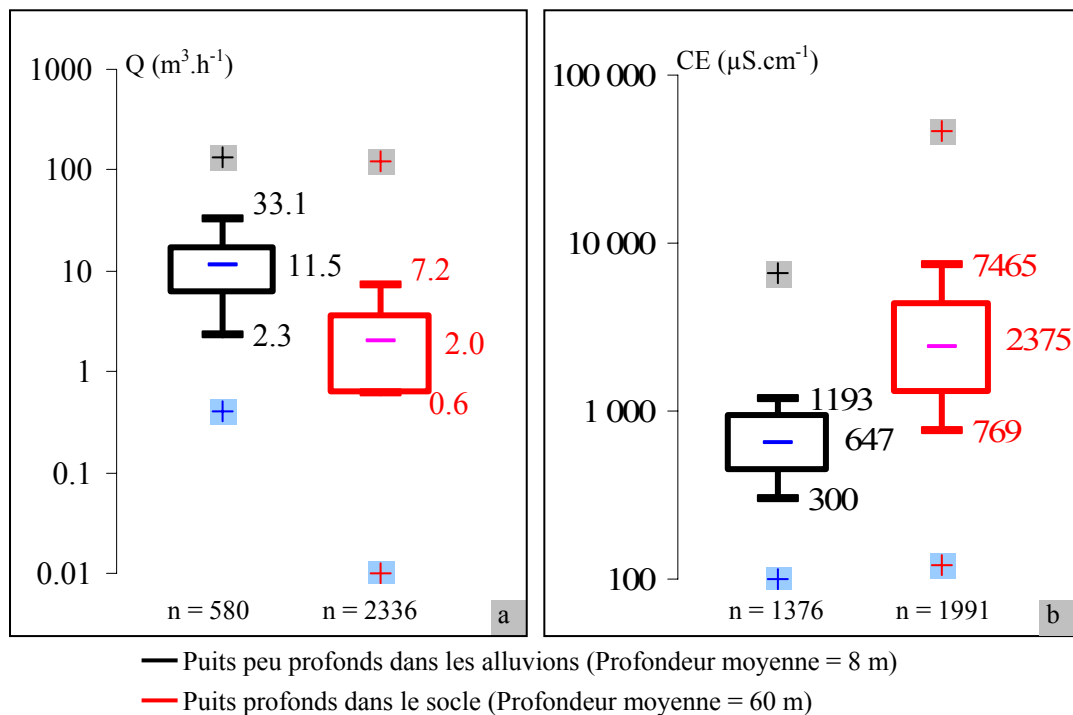


Figure 2: Distribution du débit d’exploitation Q (a) et de la conductivité électrique CE (b) pour des puits profonds de plusieurs dizaines de mètres dans le socle cristallin (CPRM, 2001) et pour des puits de quelques mètres dans les alluvions (SEAGRI, 2004) de 86 Municipales. Sont présentés le minimum (croix bleues) et le maximum (croix grises), les premier et dernier déciles (barres avec leur valeur), les premier et troisième quartiles (boîte), la médiane (trait) et le nombre de données (n).

8.3.2. Le bassin versant de Forquilha

Le bassin versant de Forquilha s'étend sur une surface de 221 km² et est occupé par 17 communautés organisées autour de petits villages (**Figure 3**). Sur la période 1998-2007, les écoulements dans la rivière ont duré de 0 à 7 mois par an, pour une moyenne de 3 mois.

La disponibilité en eau sur ce bassin versant a beaucoup évolué dans les dernières décennies. Jusqu'en 1989, il n'existait pas d'infrastructure hydraulique et les seules sources d'approvisionnement en eau étaient la rivière pendant la saison des pluies et l'aquifère alluvial pendant la saison sèche (à partir de trous creusés dans le lit de la rivière). Les politiques publiques menées après les sécheresses sévères de 1978-83 et 1993-98 ont conduit à la construction de réservoirs et favorisé l'exploitation de la nappe alluviale par la construction de rares puits (à partir de 1989) puis de très nombreux forages (à partir de 1998). Ces forages ont en particulier permis un développement important de l'irrigation. A partir de 2000, des programmes publics dont l'objectif était d'améliorer l'approvisionnement en eau domestique des villages ruraux ont appuyé la construction de petits barrages, de réseaux de distribution, et de forage de puits. Ces programmes ont favorisé le regroupement des familles dans les villages qui ont reçu la majorité des projets d'infrastructure et des actions d'urgence (approvisionnement en camion-citerne pendant les sécheresses).

Le bassin versant de Forquilha a une densité élevée de réservoirs (0,2/km²) dont le volume varie de 0,05 à 7 hm³ et dont la salinité est généralement faible (< 0,4 g/L). L'évaporation de ces réservoirs est élevée et seuls les plus profonds ont une capacité pluriannuelle. L'augmentation de la salinité de l'eau des réservoirs sous l'effet de l'évaporation peut être élevée et dépend du taux de renouvellement par l'eau des écoulements superficiels, de faible salinité (0,1-0,3 g/L), pendant la saison des pluies.

Dans la partie amont du bassin versant, quatre grands réservoirs constituent les principales ressources en eau utilisées par les populations. Sur tout le bassin, les citernes (5 à 30 m³), alimentées par les écoulements sur les toits, fournissent une eau de faible salinité et sont une ressource auxiliaire importante pour les usages domestiques dans 5 à 45% des familles, suivant la communauté. La nappe alluviale s'étend sur environ 6,0 km² (23 km de long sur 250 m de large) et a une profondeur moyenne de sédiments de 6,8 m, avec un niveau piézométrique à 2,8 m sous le niveau du sol (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut &**

Kosuth, 2005), correspondant à un volume emmagasiné en fin de saison des pluies d'environ 2,3 hm³. Le lit encaissé de la rivière permet un accès sans pompage à la nappe alluviale et les usages traditionnels suivants : cultures fourragères (plantation dans le lit de la rivière), alimentation en eau du bétail et usages domestiques. L'usage est fait à travers des trous creusés dans le lit de la rivière dans les endroits où la nappe est sub-affleurante (**Ribeyre, 2006, Fabre & Burte, 2007**). La salinité de l'eau est supérieure à celle des barrages (~ 0,7 g/L).

Traditionnellement, l'aquifère alluvial est la ressource stratégique en cas de sécheresse sévère. De nombreux forages (180) ont été construits depuis 1998 et ont permis le développement d'activités liées à l'exploitation intensive de la nappe alluviale pendant la saison sèche comme pendant la saison pluvieuse : i) agriculture irriguée intensive (horticulture fruitière et légumière et cultures fourragères), qui utilise 95% des volumes pompés sur la période 2000-2007, et bénéficie à 5% des familles; ii) approvisionnement en eau domestique des réseaux communautaires, qui utilise 5% des volumes pompés sur cette même période et bénéficie à 70% des familles (**Ribeyre, 2006**). Les pompages intensifs conduisent au rabattement progressif, et localement accentué, du niveau piézométrique (atteignant 2m), et influence la dynamique de salinité des eaux souterraines, qui localement deviennent impropres aux usages traditionnels. De plus, les irrigants sont amenés à diminuer, et parfois même à suspendre, l'irrigation à la fin de la saison sèche, quand le niveau piézométrique est trop bas (rabattement supérieur à 30%) et/ou que la salinité est trop élevée (~ > 1 g/L).

Par conséquent, la question cruciale est de savoir s'il est possible de satisfaire les besoins en eau liés aux pratiques agricoles intensives, restreintes à quelques irrigants (principalement propriétaires), de garantir la disponibilité en eau pour les usages des propriétaires les plus pauvres et des paysans sans terres (qui accèdent à l'eau dans le lit de la rivière, sans pompage) et enfin de garantir l'approvisionnement des réseaux d'eau domestique communautaires.

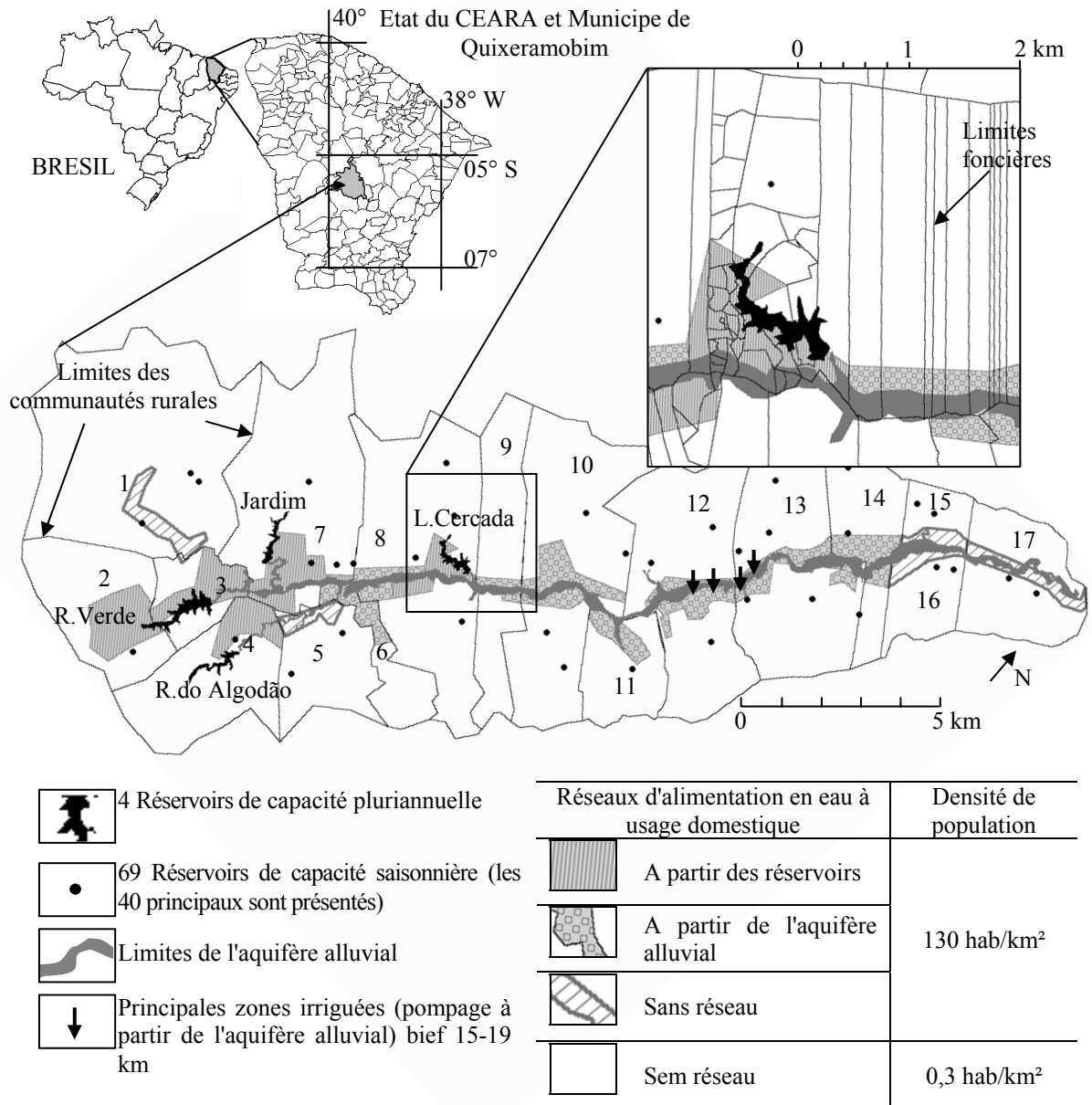


Figure 3: Localisation du bassin versant de Forquilha (Quixeramobim-CE) avec les limites des communautés rurales, les zones de densités de population élevées et basses, avec les types respectifs de réseaux d'alimentation en eau domestique, les principales ressources en eau (réservoirs et aquifère alluvial) et zones irriguées. Une zone proche du réservoir de L.Cercada est détaillée pour montrer la structure foncière (IDACE, 2005) avec des propriétés étroites pour permettre l'accès à la rivière.

8.4. Méthodes et données

La méthodologie suivie dans cette étude (**Figure 4**) est basée d'une part sur une étude fine développée sur un bassin versant pilote (Forquilha) et sur la discussion des résultats obtenus au niveau régional, avec le développement d'une méthode d'estimation, au niveau régional, du potentiel d'exploitation des petits aquifères alluviaux.

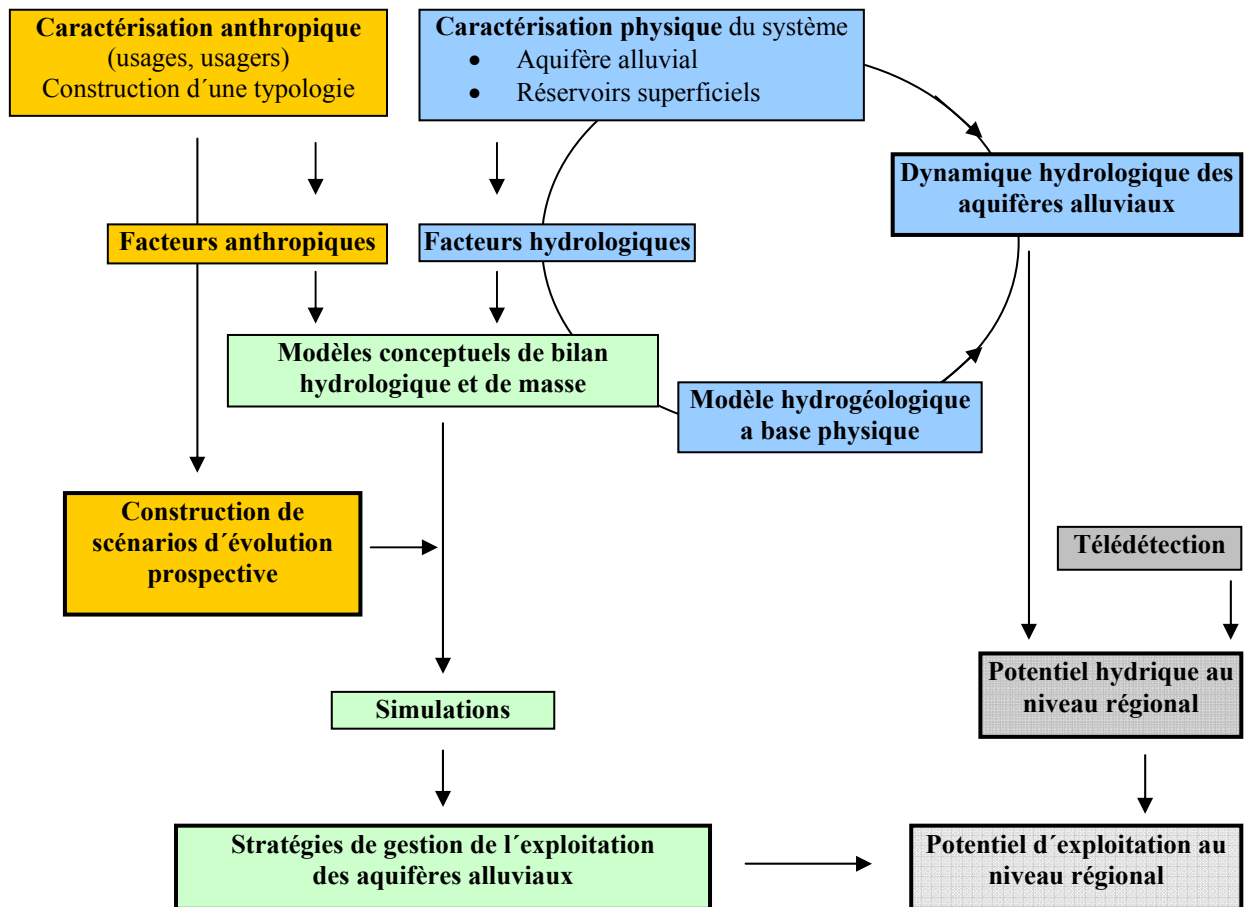


Figure 4: Organigramme méthodologique appliqué sur le bassin pilote, avec les axes anthropique (orange) et physique (bleu) et leur intégration pour la modélisation et les simulations de scénarios (vert) et l'ouverture pour l'évaluation du potentiel d'exploitation en échelle régionale (gris).

L'approche proposée ici est multidisciplinaire, afin de permettre l'intégration d'une bonne caractérisation physique du système, mais aussi des usages et des stratégies des usagers des ressources en eau, afin de mettre en évidence les principaux facteurs physiques et anthropiques qui influencent la dynamique hydrologique des principales ressources en eau du bassin.

L'objectif est de caractériser les facteurs anthropiques qui seront pris en compte dans la modélisation et de construire des scénarios robustes pour des simulations prospectives. Le développement de modèles conceptuels (aquifère, réservoirs superficiels) et l'utilisation d'un modèle hydrogéologique à base physique permettent de tester les hypothèses de fonctionnement hydrologique et de simuler les impacts de différents scénarios en termes de disponibilité en eau, dégradation des ressources en eau et satisfaction des différents usages. L'objectif est enfin de fournir, grâce à différentes simulations, des éléments de réponse sur la disponibilité en eau en termes de quantité et de qualité pour les 30 prochaines années, dans le cas de différents scénarios prospectifs d'usage des ressources en eau.

Trois modèles conceptuels ont été construits et intégrés pour simuler la dynamique des principales ressources hydrologiques du bassin versant (**Figure 5**):

(i) un modèle de réservoirs (bilans mensuels en eau et sels), les résultats montrant que l'évaporation est le principal flux sortant,

(ii) un modèle de l'aquifère alluvial (**Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005**) pour l'eau et les sels, qui prend en compte comme flux sortant les pompages, les écoulements souterrains à l'aval de la zone d'étude – aval de la communauté 17, **Figure 3**) et le drainage de la nappe vers la rivière et comme flux entrant la recharge à partir de la rivière et l'infiltration diffuse lors de crues exceptionnelles,

(iii) un modèle de propagation des flux d'eau associés aux lâchers à partir de la retenue du R. Verde, qui permet d'évaluer la distance atteinte dans le lit de la rivière, et la quantité infiltrée vers la nappe en tenant compte de l'évaporation.

Dans les simulations, les conditions climatiques prises en compte sont celles de la période 1977-2007. Cette période inclut plusieurs épisodes de sécheresse pluriannuelle (1979-1983, 1997-1998) qui ont conduit à une faillite régionale de l'approvisionnement en eau. Ces scénarios sont utilisés comme données d'entrée pour les modèles hydrologiques. Les résultats de cette étude doivent être utilisés en prenant en compte que les changements climatiques pourraient se traduire par une augmentation de l'aridité et aggraver les besoins en eau régionaux.

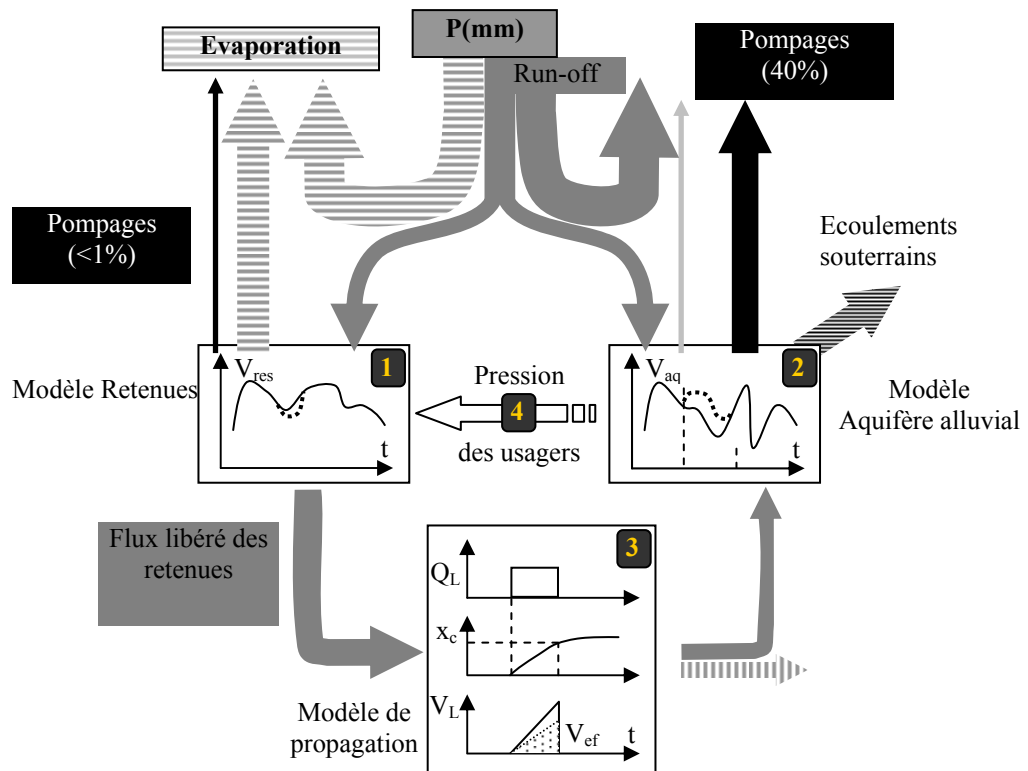


Figure 5: Modèles hydrologiques construits au pas de temps mensuel pour simuler la dynamique hydrologique (1) des retenues (variation de volume V_{RES}), (2) de l'aquifère alluvial (variations du volume V_{AQ}) et (3) de la propagation du flux libéré lors des lâchers (débit Q_L et volume V_L libérés, volume efficace V_{EF} , abscisse curviligne atteinte X_C après un temps t). Les facteurs liés à la pression sociale sont pris en compte (4) et correspondent à des flux d'information aval/amont.

Les résultats obtenus sont ensuite utilisés dans un environnement plus large pour développer et évaluer une méthode de délimitation, cartographie et caractérisation (extension, largeur, etc.), des aquifères alluviaux, à partir de données satellitaires facilement disponibles. L'objectif est en particulier d'estimer le potentiel d'exploitation de ces aquifères sur une échelle régionale. La méthode est basée sur l'extraction de caractéristiques topographiques et géomorphologiques qui singularisent les alluvions des autres unités de paysage (Daly-Erraya, 2007) : l'association au réseau de drainage, la pente faible (liée au processus de dépôt des sédiments), la tendance à l'augmentation de la largeur des dépôts alluviaux d'amont en aval due à l'augmentation de la taille du bassin de contribution en termes de matériaux.

Le dispositif expérimental pour la caractérisation physique du système s'est appuyé, en particulier, sur les éléments suivants.

Les données mensuelles de précipitation étaient nécessaires pour les simulations des scénarios sur un horizon de 30 ans. Pour des périodes aussi longues, les données disponibles proches du bassin pilote sont deux stations pluviométriques du réseau brésilien de suivi du climat, pour la période 1970-2007, situées à moins de 10 km du bassin. Pour la période 2004-2007, les données de ces deux stations ont été comparées aux données collectées sur 3 pluviomètres installés sur le bassin pilote, mettant en évidence une grande variabilité spatiale des précipitations. Cela était attendu au vu des études antérieures. Ces stations peuvent tout de même être utilisées pour la modélisation, car elles sont localisées dans une zone dont la dynamique pluviométrique est homogène à long terme (**Cadier, 1996**).

Des images satellite SPOT5 (10/2002 et 07/2003) de résolution spatiale de 10 m ont été utilisées pour cartographier le bassin hydrographique et les limites des dépôts alluviaux et pour estimer la surface des miroirs d'eau des réservoirs à ces dates.

Le niveau d'eau et la conductivité électrique ont été suivis sur les 4 réservoirs de capacité pluriannuelle (03/2003 à 06/2007) et sur 20 piézomètres répartis au long de l'aquifère alluvial (09/2000 à 06/2007). Les débits libérés du réservoir de R.Verde et la propagation du flux dans la rivière ont été suivis au cours de trois épisodes de lâchers en 2003, 2004 et 2005. Ces données ont servi à calibrer les modèles utilisés dans cette étude. 160 échantillons d'eau ont été collectés pour analyses géochimiques et isotopiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , Fe total, SiO_2 , pH, CE et $\delta^{18}\text{O}$) dans la rivière, les retenues, les puits, l'aquifère alluvial et l'aquifère de socle. Les campagnes d'échantillonnage ont été réalisées pendant la saison sèche (07/1999, 09/2003-01/2004, 09/2004-12/2004, 10/2005), en fin de saison des pluies (07/2003, 06/2004-07/2007, 05/2005) et pendant la saison des pluies de 2004 (février à juin) qui a été marquée par des précipitations exceptionnelles (**Brabo, 2005**). Des campagnes d'échantillonnage et de suivi ont également été réalisées pendant les épisodes de lâchers en 2005 et 2006.

Un tronçon pilote de 1,5 km de long, localisé au niveau des principales zones irriguées, a été choisi pour étudier les interactions rivière/aquifère, la relation entre les zones saturées et non saturées, les impacts anthropiques localisés et a été modélisé avec le modèle distribué spatialement Feflow (**WASY, 2005**).

La caractérisation des usagers, des types d'usages et des stratégies d'exploitation des ressources, a suivi deux étapes. Une première typologie a été obtenue à partir d'enquêtes et de

questionnaires semi-directifs conduits dans 15 des 17 communautés du bassin (**Figure 3**), de juillet à septembre 2005. Cette typologie a permis de mettre en évidence les principaux groupes d'usagers, les types d'usages, les perceptions, les principaux critères d'utilisation et les modes de gestion des ressources en eau. Les résultats ont été comparés aux observations qualitatives et quantitatives collectées de juillet à août 1998 lors de l'application d'un questionnaire socioéconomique à 1024 maisons correspondant à plus de 90% de la population du bassin versant (**Burte, 1998**). Dans une deuxième étape, la typologie précédente a été détaillée à travers des études exhaustives (questionnaires à choix multiples, grilles d'analyse...) dans 5 communautés représentant les principaux types d'usagers et d'usages (irrigation, approvisionnement domestique, à partir des retenues ou de la nappe alluviale, présence ou non de réseaux d'eau communautaires). L'objectif était d'obtenir des données qualitatives et quantitatives et de mettre en évidence les mécanismes et les principales contraintes qui jouent sur les modes de gestion collectives et individuelles des ressources en eau. Enfin, ces informations ont été complétées par les observations et les données collectées depuis 1998 au cours de discussions avec les acteurs internes et externes au bassin versant, y compris les hommes politiques.

8.5. Dynamique hydrologique et de salinité de l'aquifère alluvial

Impacts anthropiques sur les termes du bilan hydrologique d'un aquifère alluvial dans le Nordeste semi-aride, Brésil (Burte & Coudrain & Frischkorn & Chaffaut & Kosuth, 2005)

L'exploitation d'un aquifère alluvial (2.10^6 m^3) bordant un cours d'eau non pérenne a été développée à partir de 1998 dans la Vallée du Forquilha à titre expérimental. A cette fin, 165 puits ont été forés sur les 23 km de la vallée pour alimenter 500 familles et exploitations agricoles. Des suivis piézométrique et hydrochimique mensuels (2000–2003) montrent des variations saisonnières du volume d'eau contenu au sein de l'aquifère (35%) et de la conductivité moyenne de ses eaux ($800\text{--}1200 \mu\text{S.cm}^{-1}$) (**Figure 6**).

Un nivellement piézométrique au niveau topographique a permis d'évaluer la valeur du gradient hydraulique longitudinal moyen à 2,1‰. La profondeur moyenne de 165 ouvrages

forés jusqu'au socle dans l'ensemble de la vallée est de 6,8 m (écart-type de 1,4 m) et la hauteur saturée moyenne des alluvions est de 4,0 m en fin de saison des pluies (écart-type de 1,2 m).

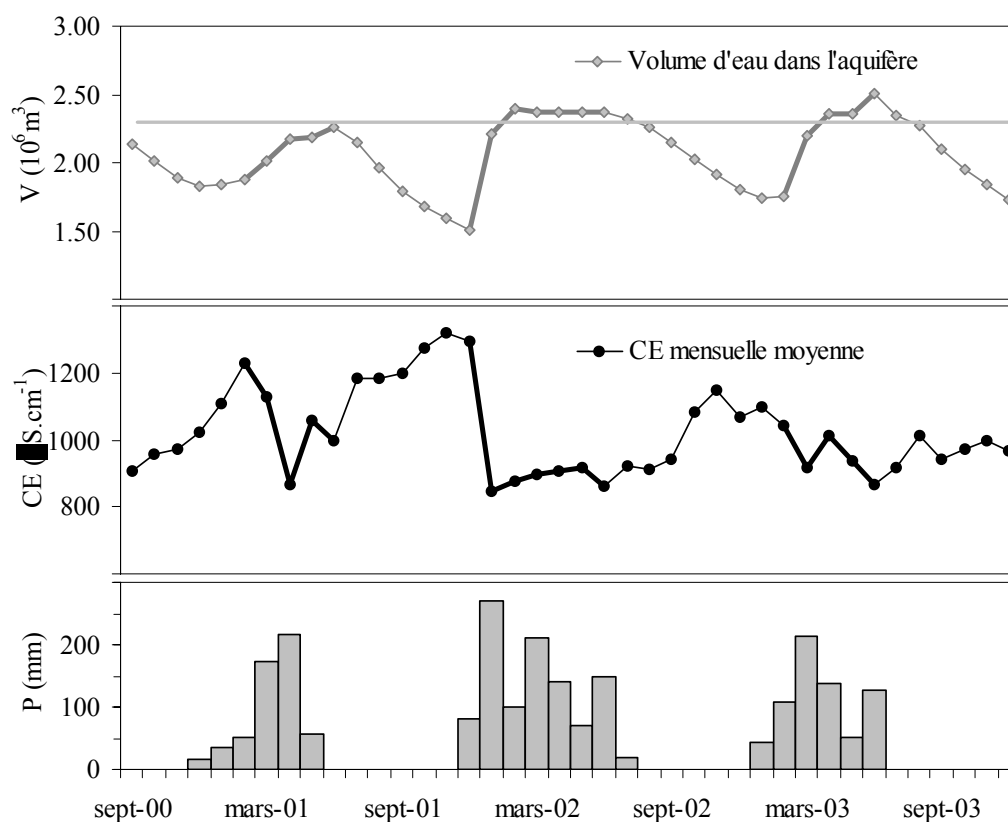


Figure 6: Evolution du volume moyen d'eau dans l'aquifère (trait = volume de référence), de la conductivité électrique (moyenne de 20 forages) et pluviométrie mensuelle enregistrée sur la Vallée du Forquilha.

Les fortes variations de salinité intra et interannuelles observées posent la question de l'évolution à long terme de la salinité de l'eau de la nappe. Un modèle hydrogéologique conceptuel a été développé.

L'analyse des données et des simulations met en évidence que la recharge de l'aquifère provient essentiellement des apports de la rivière en saison des pluies, et qu'elle est de 2 hm^3 soit de l'ordre de 1% de la pluie sur le bassin versant (195 km^2).

Les pompages provoquent un accroissement de la recharge de la nappe de l'ordre de 30 à 60%. Pour les années 2001 à 2003, les différents termes des flux sortant de l'aquifère sont, d'après le modèle, de 33 à 44% pour les pompages, 32 à 41% pour les écoulements souterrains, 13 à 33% pour le drainage de la nappe vers la rivière. Les années où les écoulements sont faibles ($<10 \text{ hm}^3$), les pompages sont le principal flux sortant. Les années

pluvieuses, le drainage de la nappe vers la rivière est le terme principal du flux sortant de la nappe.

Le modèle permet de proposer des scénarios d'exploitation durable de la ressource en eau sur le bassin versant. Ainsi, pour la période de 1970 à 1988, des simulations montrent qu'il aurait été possible de maintenir des cultures irriguées sur 75 ha pendant 80% du temps (**Figure 7**). Pendant les 20% complémentaires, le niveau d'eau étant trop bas, les agriculteurs auraient dû diminuer les surfaces irriguées.

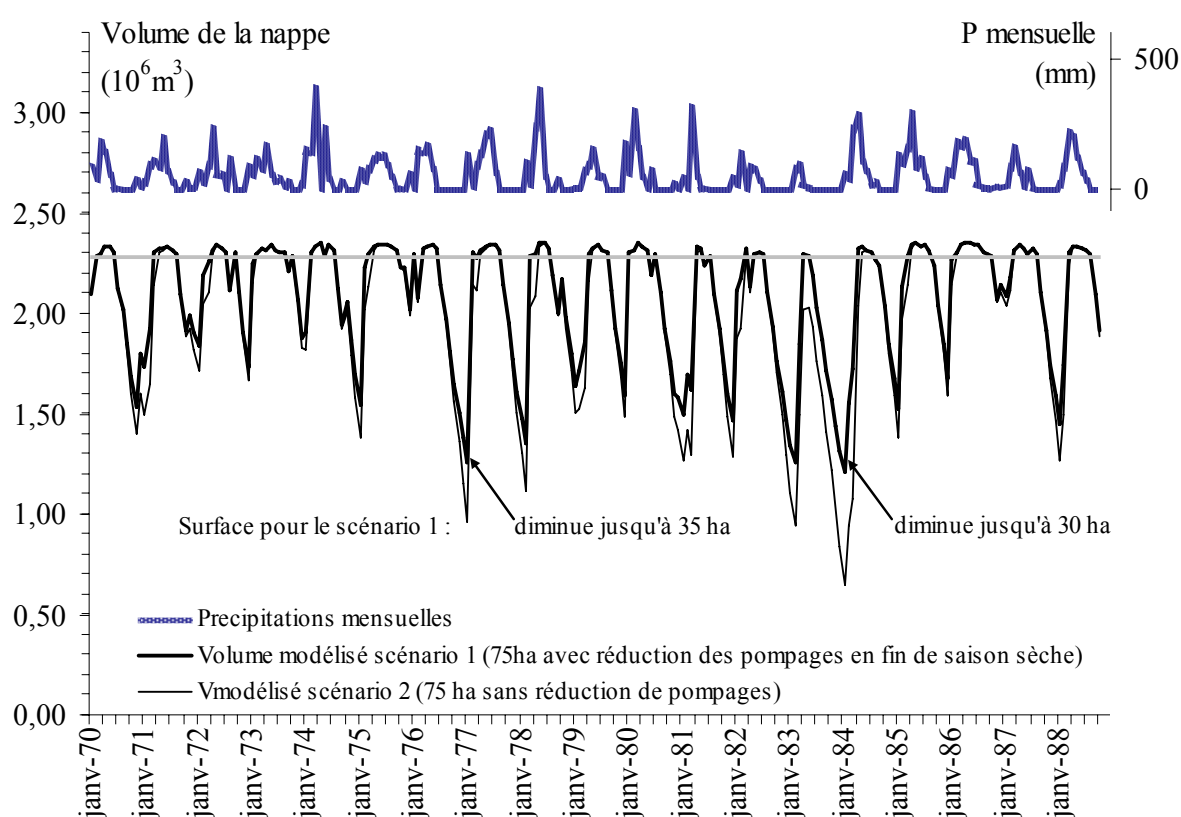


Figure 7: Précipitations mensuelles à la station de Manitoba de 1970 à 1988 (dont période sèche de 1979 à 1983) et volume d'eau simulé dans la nappe pour deux scénarios de pompage avec un objectif de 75 ha irrigués avec réduction des pompages quand la nappe baisse (scénario 1) ou sans réduction (scénario 2).

Un scénario d'augmentation des zones irriguées de 75 à 200 ha a été testé. Ce scénario est réaliste car, en l'absence de régulation, rien n'empêche les agriculteurs d'augmenter les surfaces irriguées pendant les années pluvieuses. Il n'apparaît pas souhaitable au vu des rabattements piézométriques provoqués qui conduiraient à un véritable collapse lors de sécheresses pluriannuelles.

Le modèle global utilisé avec un pas de temps mensuel est intéressant pour simuler rapidement sur de longues durées des scénarios et faire ainsi des analyses de sensibilité à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude. Cependant, l'analyse des impacts locaux sur des tronçons de quelques kilomètres carrés de variation de niveau d'eau ou de salinité nécessite de simuler les processus avec un modèle distribué en tenant de la variation spatiale des paramètres, des conditions aux limites et de la géométrie de l'aquifère.

La dynamique de salinité de l'aquifère alluvial conditionne son usage aussi bien pour l'irrigation (impact sur le sol et les cultures) que pour les usages domestiques ou l'eau de boisson, ce qui justifie de s'y intéresser. L'étude de la dynamique de salinité est donc fondamentale pour évaluer les impacts de l'exploitation de l'aquifère.

A partir d'analyses géochimiques (160 réalisées dans le cadre de cette étude et 372 disponibles dans la bibliographie), une comparaison des paramètres géochimiques de différents types d'eau a été réalisée (**Tableau 1**). Les eaux de l'aquifère alluvial présentent une salinité intermédiaire entre les eaux de surface (salinité plus faible) et les eaux de l'aquifère du socle (salinité plus élevée). Le principal mécanisme de recharge de l'aquifère alluvial étant l'infiltration des écoulements dans le lit de la rivière, cela suggère une source externe de sels, qui pourrait provenir du socle.

Tableau 1: Comparaison des valeurs médianes de quelques paramètres géochimiques de l'eau des différentes ressources (mmol.L⁻¹) par le test de Mann-Whitney, pour P<0,05 et pour n échantillons. Pour chaque paramètre, des lettres (colonnes à droite) indiquent si l'eau des différentes ressources est identique (*).

Ressources en eau	n	Alc*	Cl	Ca	Mg	Na	RSC	CE
Retenues	8	1,78 a	1,00 a	0,56 a	0,34 a	0,86 a	-0,00 a	0,29 a
Rivière	13	4,36 bc	3,31 b	0,72 ab	1,58 b	4,32 b	-0,37 a	0,78 b
Alluvion (sans écoulement)	49	4,69 b	2,96 b	0,82 ab	1,51 b	4,88 bc	0,28 a	0,86 b
Alluvion (avec écoulement)	47	5,94 c	5,09 c	0,92 b	1,78 b	5,10 c	0,47 a	1,10 a
Socle cristallin	376	5,69 c	21,2 d	3,34 c	4,05 a	13,0 a	-9,34 b	-

(*) lorsqu'un paramètre n'est pas significativement différent pour deux types de ressources, la même lettre lui est attribuée.

La composition des eaux de l'aquifère alluvial est différente, pendant et hors périodes d'écoulement dans la rivière, pour l'alcalinité, les chlorures, le sodium et la CE. Pendant les

périodes d'écoulement, l'eau de la rivière n'est pas différente de celle de zones proches de la rivière dans l'aquifère alluvial.

L'alcalinité résiduelle est positive pour la nappe alluviale et négative pour le socle, la rivière et les retenues. En conséquence, l'utilisation des eaux de la nappe alluviale pour l'irrigation présente un fort risque d'alcalinisation des sols.

Les variogrammes temporels des niveaux piézométriques et de la salinité ont été construits pour les 20 piézomètres suivis de 09/2000 à 12/2007, ce qui a permis de mettre en évidence que la plupart (mais pas tous) des piézomètres présentent une structure périodique régulière du variogramme de la piézométrie correspondant à un cycle hydrologique. L'influence de l'eau lâchée par les barrages apparaît sur les piézomètres localisés en amont et près de la rivière. Au contraire, les variogrammes temporels de salinité présentent en général une structure périodique moins claire et présentent, pour plusieurs piézomètres, une tendance évolutive. Ces observations montrent que la dynamique hydrologique de l'aquifère alluvial est fortement liée aux variations de niveau d'eau dans la rivière et qu'elle varie dans l'espace en fonction de la position amont/aval, de la distance à la rivière et de la conductivité hydraulique entre les zones de recharge et le piézomètre considéré.

Suite aux précipitations exceptionnelles de 2004 (200 mm en un événement), une forte augmentation de la salinité de la nappe a été observée sur de nombreux piézomètres pour se résorber ensuite en deux ans. Cette augmentation de salinité pourrait être due 1) à une forte contribution d'eau salée du socle ou 2) à un lessivage vers la nappe des sels accumulés dans la zone non saturée par remontée capillaire et par l'irrigation.

Des simulations ont été réalisées avec le modèle conceptuel global de l'aquifère alluvial, au pas de temps mensuel, pour simuler l'impact de deux scénarios d'exploitation (0 ha et 75 irrigués) sur l'évolution de la salinité de l'eau souterraine avec différentes hypothèses d'apports de sels externes incluant: 1) une contribution continue dans le temps (mais variable), pouvant provenir du socle, et 2) une contribution ponctuelle dans le temps, suite au lessivage des sels accumulés par irrigation, lors des années pluvieuses exceptionnelles.

Sur la période (2000-2003), pendant laquelle il n'y a pas d'événement pluvieux important, il n'y a pas, à priori, de recharge diffuse de l'aquifère ni de lessivage de sels de la zone non saturée vers l'aquifère. Le flux d'entrée (rivière) ayant une concentration plus faible

(200 $\mu\text{S}/\text{cm}$) que celle de l'aquifère (930 $\mu\text{S}/\text{cm}$), soit la concentration diminue, soit il est nécessaire de prendre en compte un autre flux de sel entrant. Après calage sur la période observée 2000-2003, l'hypothèse d'une contribution externe de sels de $45 \cdot 10^3 \text{ kg}/\text{mois}$ a été retenue.

L'année 2004, très pluvieuse, permet de tester l'hypothèse d'un lessivage des sels accumulés dans la zone non saturée vers l'aquifère. Seule l'hypothèse où ces sels se seraient principalement accumulés dans la zone non saturée suite aux pompages a été testée, en considérant un lessivage vers la nappe de 50% des sels exportés par les pompages (le reste étant consommé par les plantes), le modèle rend compte du pic de salinité observé et de sa disparition dans les 2 années suivantes.

D'après les résultats de la modélisation (

Figure 8), la recharge de l'aquifère alluvial par la rivière permet d'expliquer la moitié de la masse de sels entrant. Le drainage de l'aquifère vers la rivière en fin de saison des pluies permet d'exporter de 47% à 69% des sels, respectivement avec ou sans exploitation de la nappe.

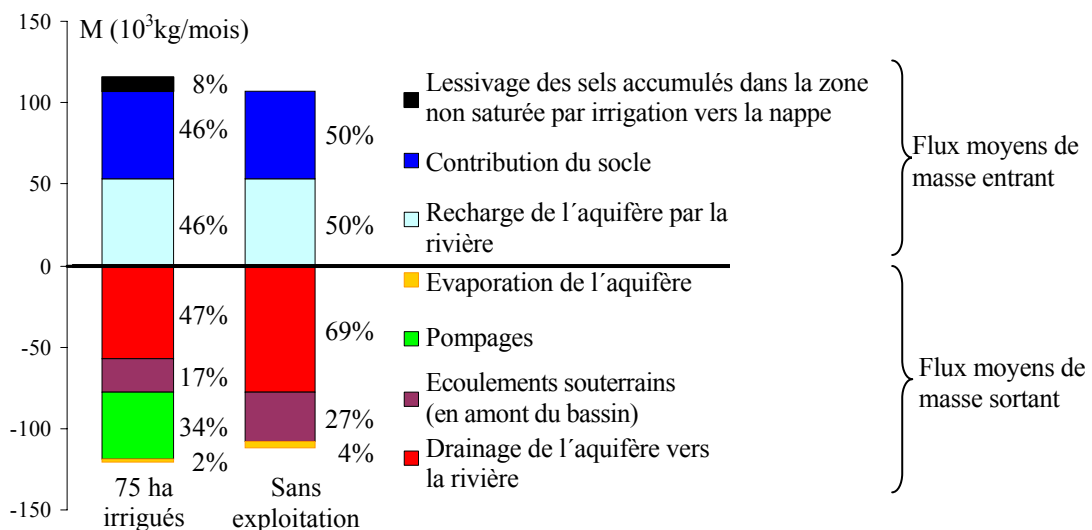


Figure 8: Flux moyens de sel entrant (>0) et sortant (<0) de l'aquifère alluvial calculés sur la période 1970-1988. Le flux depuis le socle a été ajusté à une valeur de 45 t/mois. Lessivage simulé comment ? Écoulements souterrain y en a partout faut préciser vers aval hors zone d'étude

Pour les deux scénarios (avec ou sans pompage) la masse de sels dans l'aquifère et la CE varient respectivement autour de 1100 T et 750 $\mu\text{S}/\text{cm}$, sans tendance claire croissante ou décroissante (**Figure 9**). Si les hypothèses du modèle sont correctes, l'exploitation de la nappe alluviale ne compromettrait pas la qualité des eaux de la nappe à long terme. Cette valeur de CE est inférieure à la CE moyenne observée dans la nappe sur 165 piézomètres (930 $\mu\text{S}/\text{cm}$), ce qui pourrait indiquer que la valeur de contribution du socle (45.10^3 kg/mois) est sous-estimée ou qu'il existe un processus de concentration des sels dans la nappe, par exemple par évaporation là où la nappe alluviale est affleurante (rivière, etc.). Dans le cas du scénario avec irrigation, avec l'hypothèse du lessivage, au cours de crues exceptionnelles, des sels accumulés dans la zone non saturée suite à l'évapotranspiration des eaux d'irrigation, le modèle rend compte d'importants pics de salinité dans la nappe (années 74 et 78) qui se résorbent en 2 ans environ, ce qui est conforme aux observations de la période 2004-2007 qui a suivi la crue exceptionnelle de 2004.

A partir de ces simulations, les principales composantes du bilan hydrologique et de masse ont été identifiées. L'hypothèse d'un apport diffus et continu de sel de l'aquifère de socle vers l'aquifère alluvial est déterminante pour l'évolution à plus long terme de la qualité de l'eau et mérite de recevoir l'attention de futures études. Les activités anthropiques sont déterminantes pour la dynamique hydrologique et peuvent contribuer fortement à une redistribution de sels dans l'aquifère alluvial. La recharge saisonnière de l'aquifère alluvial offre de réelles opportunités d'exploitation mais ces ressources demeurent limitées en volume (2 hm^3).

La modélisation spatialisée de différents tronçons de l'aquifère avec des modèles à base physique a permis de tester les principales hypothèses de fonctionnement hydrologique et de confirmer que le principal mécanisme de recharge de la nappe se fait par le lit de la rivière (**Ribeiro Lima, Frischkorn, & Burte, 2007.**) L'existence d'une zone de conductivité hydraulique plus élevée centrée sur la rivière (observée lors de forages et en accord avec les résultats des études géophysiques), est confirmée par les simulations.

Les simulations réalisées sur plusieurs années sur un tronçon pilote ont montré qu'il est nécessaire d'avoir une source diffuse externe de sels (avec un flux éventuellement variable mais continu) pour expliquer la répartition spatiale des valeurs de salinité observée.

L'hypothèse la plus vraisemblable est une contribution du socle, dont les fractures sont en continuité hydraulique avec l'aquifère alluvial.

Le développement de stratégies de gestion adaptées d'une part à la dynamique hydrosaline de la nappe et aux contraintes socio-économiques de l'autre est fondamental pour garantir la disponibilité de la ressource, dont la qualité peut ponctuellement diminuer fortement, la rendant impropre pour différents usages.

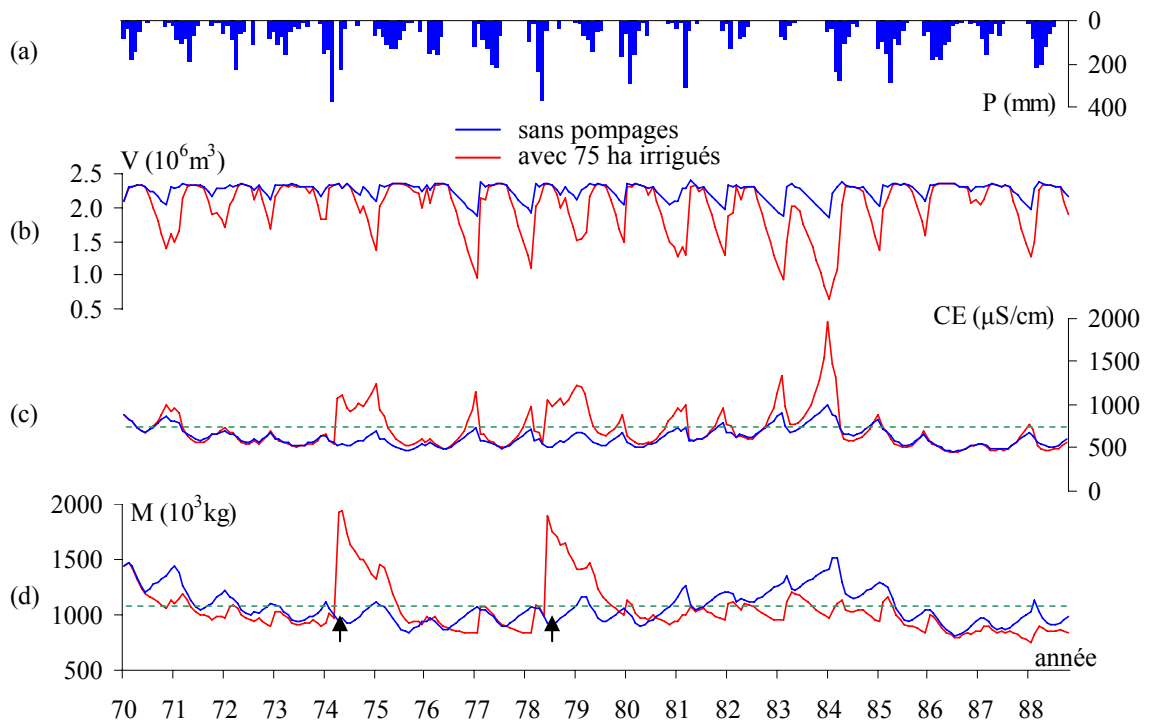


Figure 9: Pluviométrie mensuelle sur la période 1970-1988 (a) et résultat de la simulation de variation du volume (b) de la CE (c) et de la masse de sels (d) de l'eau de l'aquifère alluvial dans le cas d'un scénario sans pompage (lignes bleues) et avec 75 ha maintenus irrigués (lignes rouges). Les flèches indiquent le lessivage des sels vers la nappe suite à des années très pluvieuses.

8.6. Simulations de scénarios et évaluation de la disponibilité en eau pour des usages multiples

Les petits aquifères alluviaux sont particulièrement sensibles aux actions anthropiques. Dans le cas de l'aquifère de Forquilha, environ 40% des flux sortants sont d'origine anthropique. Dans ce contexte, évaluer des stratégies de gestion de l'exploitation des petits aquifères alluviaux nécessite une bonne caractérisation des processus physiques mais également des facteurs anthropiques qui, ensemble, conditionnent la disponibilité en eau pour les différentes catégories d'usagers.

Dans ce chapitre, sont mis en évidence les principaux facteurs déterminant les modes de gestion, les stratégies d'usage et d'exploitation des ressources en eau et les différentes catégories d'usagers sur le bassin du Forquilha. Ensuite, des scénarios d'évolution sont construits et leurs impacts sur la disponibilité en eau sont discutés avec l'aide de modèles conceptuels qui permettent la prise en compte des principales ressources du bassin.

8.6.1. Interaction entre politiques publiques et dynamiques locales sur l'agriculture familiale (Fabre & Burte, 2007).

L'influence de la politique sur le développement socioéconomique local est dominante dans cette région semi-aride et conditionne la plus grande part des stratégies et décisions prises par les gestionnaires et les agriculteurs (Molle, 1994).

Cela est particulièrement pertinent pour les ressources en eau en milieu rural. L'approvisionnement en eau des petits agriculteurs familiaux, qui conditionne une bonne partie de leur capacité de production agricole et de leur résistance aux sécheresses n'est, la plupart du temps, pas garanti. Ainsi, les petits agriculteurs demeurent soumis à la posture paternaliste omniprésente des acteurs politiques locaux, qui, en période de sécheresse, canalisent les aides d'urgence vers leurs électeurs. En conséquence, l'autonomie des agriculteurs demeure limitée dans cette région, même si de récentes avancées ont été obtenues, comme par exemple, la construction de réseaux communautaires d'alimentation en

eau domestique. Les politiques publiques demeurent un facteur déterminant dans l'évolution des usages de l'eau.

8.6.2. Scénarios, modélisation et simulations de la disponibilité en eau pour des usages multiples (**Burte & Jamin & Coudrain & Frischkorn & Martins, 2008**(soumis)).

Dans le Nordeste brésilien semi-aride, le développement depuis 10 ans de l'exploitation des petits aquifères alluviaux pour l'irrigation et l'approvisionnement domestique des villages ruraux, bouleverse les mécanismes traditionnels de gestion des ressources en eau. Dans le bassin versant de Forquilha, les principales ressources en eau sont les retenues collinaires (1 à 7 hm³), utilisées principalement pour l'approvisionnement domestique, et l'aquifère alluvial (2,3 hm³), utilisé pour l'irrigation et l'approvisionnement domestique. De 1998 à 2006, la surface irriguée à partir de l'aquifère alluvial est passée de 0 à 75 ha, et la part de la population alimentée à travers des réseaux d'eau domestique a augmenté de 1 à 70%.

La caractérisation physique et socio-économique du système actuel a permis d'identifier les principaux territoires de l'eau ('Aquifère', 'Retenues' et 'Habitat dispersé') dans lesquels les questions liées à l'eau structurent les actions des usagers (**Tonneau & Caron, 2006**). Dans un deuxième temps, différents scénarios de stratégies d'exploitation des ressources en eau pour les 30 prochaines années sont construits, en considérant des hypothèses vraisemblables de croissance de la population et des usages multiples des ressources en eau. Les modèles de bilan hydrologique ont été utilisés pour simuler les différents impacts de ces scénarios de gestion des ressources en eau sur la disponibilité des ressources en eau et leur salinité.

Dans l'Etat du Ceará, la compagnie de gestion des ressources en eau (COGERH) est responsable de la mise en œuvre des politiques publiques de gestion des ressources en eau (**SRH, 1992**). Si l'alimentation en eau est interrompue en raison d'une sécheresse, un volume de 30 L/personne/jour, réservé aux usages domestiques, est garanti, grâce à des navettes de camions-citernes. Mais l'alimentation en eau pour les animaux n'est pas garantie. Ainsi, la principale conséquence de la sécheresse pour les agriculteurs est une décapitalisation, due à la perte de leurs animaux ; les populations les plus pauvres sont les premières touchées, et

doivent attendre une éventuelle indemnisation de l'État. Dans la pratique, la COGERH n'intervient pas dans la gestion des petites ressources en eau (puits ou petites retenues).

Dans les petits bassins versants, la gestion des ressources en eau suit des règles, dont certaines sont anciennes et acceptées par tous, comme l'accès libre et gratuit aux ressources pour les usages domestiques et pour l'eau de boisson. C'est le cas dans le bassin du Forquilha. Les modes d'exploitation sont régulés par les droits d'accès aux ressources, leur proximité (routes et moyens de transport précaires favorisant un approvisionnement de proximité) et par leur qualité. Cependant, l'ensemble des propriétés étant clôturées, l'accès à l'eau n'est pas toujours facile.

La gestion des petites infrastructures (citernes, petites retenues, puits, forages) est faite localement (individuellement ou au niveau d'un groupe de maisons). Les infrastructures communautaires (retenues, puits, forages, réseaux d'eau) sont gérées par les associations communautaires qui stipulent des règles claires pour leur accès et leur usage.

L'accès des animaux à toutes les ressources (retenues, rivière et aquifère alluvial) est direct. Comme les troupeaux peuvent boire l'eau jusqu'à des salinités élevées (5g/L), les agriculteurs choisissent généralement de faire boire leurs troupeaux à la ressource la plus proche, s'ils ont la permission d'accès.

L'irrigation est présente seulement sur les zones proches de la nappe alluviale, en aval de la vallée. L'absence d'irrigation en amont s'explique par la pauvreté des familles (qui limite leur accès au crédit bancaire), la faible fertilité des terres proches des retenues et l'étroitesse de la bande alluviale.

Trois territoires de l'eau peuvent être distingués (**Figure 10**). Dans chacun, il existe de petites ressources en eau locales (citernes, petites retenues qui s'évaporent rapidement et sont utilisées tant qu'elles sont disponibles).

Le territoire "Retenues" (avec 40% de la population) comprend la zone des communautés situées en amont autour des quatre principales retenues (R.Verde, R.Algodão, Jardim, L.Cercada). Tous les usages (eau de boisson, domestique et pour les animaux) sont satisfaits par des réseaux d'eau communautaires qui pompent l'eau des retenues (sauf, certaines familles qui utilisent leur citerne). Le territoire "Aquifère" (avec 30% de la population) correspond aux communautés localisées en aval, le long de la nappe alluviale, et dont les

besoins en eau sont satisfaits par pompages dans la nappe alluviale (réseaux d'alimentation en eau domestique, irrigation et alimentation animale). L'irrigation s'est développée à partir de 1998 sur ce territoire. Sur le territoire "Habitat Dispersé", l'alimentation en eau se fait uniquement à partir de petites ressources en eau locales (citernes, petites retenues qui s'évaporent rapidement). La recharge de ces ressources pendant la saison des pluies est irrégulière et l'accès à l'eau est, de façon récurrente, problématique durant la saison sèche.

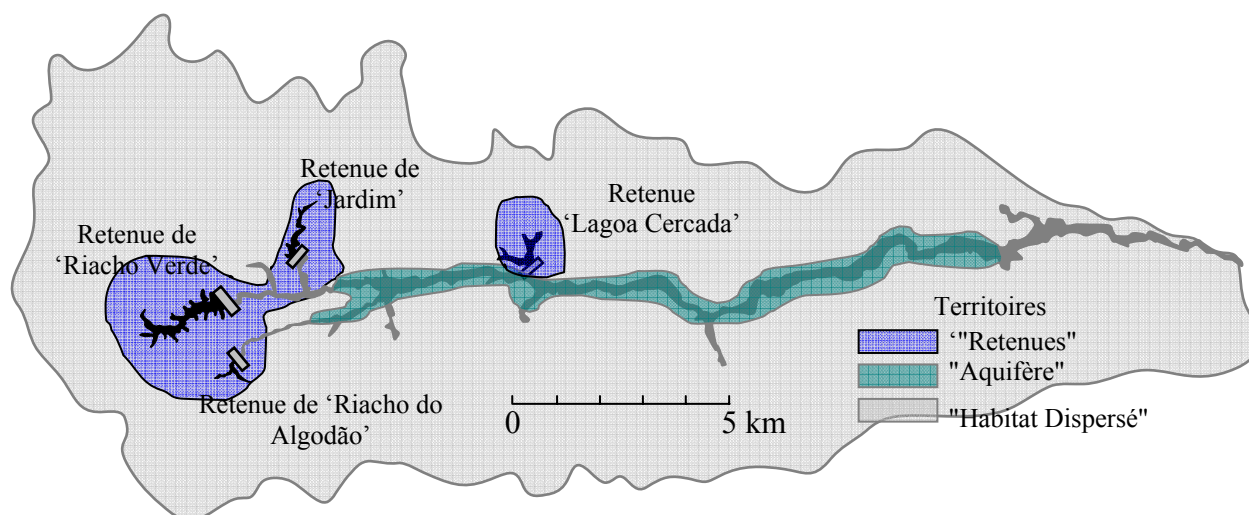


Figure 10: Principaux territoires de l'eau sur le bassin versant de Forquilha, organisés autour des retenues (noir) et de l'aquifère alluvial (gris foncé).

Pendant la saison sèche, les usagers du territoire "Aquifère" font pression sur les responsables politiques locaux pour qu'ils obtiennent des lâchers d'eau à partir de la principale retenue située en amont (R.Verde). Cette situation saisonnière de tension sociale pourrait dégénérer en conflit, car les communautés du territoire "Retenues" veulent préserver 'leur' ressource.

De 2003 à 2005, les communautés du territoire "Aquifère" ont sollicité, chaque année, une libération d'eau au milieu de la saison sèche pour recharger la nappe alluviale. Depuis 2006, ces communautés ont demandé des lâchers pendant des périodes longues et dans le but de maintenir la rivière pérenne. En effet, d'une part, la présence d'eau courante dans la rivière donne un sentiment d'abondance (Galizoni, 2005), et d'autre part l'objectif est de maintenir une faible salinité de l'eau pompée dans les puits (l'eau des lâchers étant peu salée).

Cependant, pour parvenir à une recharge effective de la nappe alluviale jusqu'aux zones irriguées, les lâchers doivent être associés à des actions coordonnées en aval (nettoyage

du lit de la rivière, etc.) ce qui n'est pas le cas. La gestion incomplète des lâchers n'a donc pas permis d'obtenir les résultats escomptés, décevant les communautés amont comme aval. L'absence d'outils de simulation permettant de tester différentes stratégies de lâchers est apparue comme une forte entrave au dialogue entre territoires ; les difficultés de communication entre les différents territoires de l'eau demeurent le principal problème pour le développement d'une gestion plus efficace et participative. Ces outils de simulation ont été développés (modèles conceptuels intégrés (**Figure 5**) pour permettre de discuter de l'impact de trois scénarios prospectifs d'utilisation des ressources en eau sur la disponibilité des ressources en eau (en termes quantitatifs et qualitatifs) pour différentes catégories d'usagers.

Le premier scénario correspond au maintien du mode d'exploitation actuel de l'aquifère alluvial et des retenues (75 ha irrigués, population croissante, lâchers d'eau du R.Verde). Différentes hypothèses de débit des lâchers sont testées (50 à 280 L/s). Le second scénario correspond à l'absence d'irrigation, soit un modèle de développement basé sur des activités agricoles diversifiées et peu intensives et sur l'usage passif de l'aquifère (plantations pérennes à enracinement profond, ne nécessitant pas d'irrigation) (**Tonneau, Rufino de Aquino, & Teixeira, 2005**). Ce scénario permet d'estimer la disponibilité en eau maximale pour l'approvisionnement domestique et animal. Le troisième scénario considère une forte augmentation (doublement, soit 150 ha) de la surface irriguée à partir de l'aquifère alluvial, l'agriculture irriguée étant attractive pour les jeunes agriculteurs et étant de plus favorisée par les pouvoirs publics.

Sur le territoire "Retenues", le pompage pour l'approvisionnement domestique représente de 0,4 à 1,2% (retenue du R.Verde) et 0,8 à 2% (retenue du R.Algodão) des flux mensuels sortant, et en conséquence, ont une influence négligeable sur le bilan hydrologique des réservoirs, l'évaporation restant le principal flux sortant.

Le principal résultat des simulations est que le lâcher saisonnier d'eau (et des sels qu'elle contient) à partir de la retenue du R.Verde est nécessaire pour maintenir la salinité de l'eau de la retenue à une faible valeur compatible avec l'approvisionnement domestique de ce territoire. De plus ces lâchers augmentent la garantie d'approvisionnement du territoire "Aquifère". Suivant le débit des lâchers et les scénarios, il serait possible de recharger la nappe alluviale jusqu'aux principales zones irriguées (tronçon 15-19 km). Les lâchers à partir des trois autres retenues, plus petites, ne sont possibles qu'à des débits faibles (< 20L/s) qui ne

permettraient pas de recharger l'aquifère jusqu'aux zones irriguées. Ce principal résultat d'ordre physique illustre la nécessité d'une gestion à l'échelle du bassin versant, un lâcher d'eau depuis l'amont étant bénéfique tant à l'aval qu'à l'amont.

Pour le scénario sans irrigation, la disponibilité de la ressource pour les usages domestiques et animaux est maximale : 100% du temps pour les territoires "Aquifère" et "Habitat Dispersé" et 98% et 100% respectivement du temps pour le territoire "Retenues". Les pratiques de gestion actuelles sont évaluées dans le 'scénario actuel' (**Figure 11**). Dans le cas d'un débit de lâcher de 50 L/s pendant la saison sèche, la disponibilité en eau pour les usages domestiques et animal est garantie 99% du temps sur le territoire "Aquifère" et pendant 90% et 100% du temps respectivement pour le territoire "Retenues".

Pour l'irrigation, l'approvisionnement hydrique est garanti 8 années sur 10. Sans libération, l'irrigation sur le territoire "Aquifère" serait garantie seulement 1 année sur 10, des restrictions apparaissant 9 années sur 10. D'autre part, sans lâchers, la salinité de l'eau dans la retenue du R.Verde atteindrait progressivement (au bout d'une vingtaine d'années) des niveaux incompatibles avec les usages. Les résultats des simulations avec le scénario de doublement de la surface irriguée ont montré qu'une telle croissance des besoins en eau serait incompatible avec le potentiel hydrologique existant et avec la satisfaction des besoins prioritaires (particulièrement l'approvisionnement domestique). Mais pour que ce scénario soit évité, il faut qu'un dialogue s'instaure entre les différents usagers, et que ce dialogue soit supporté par des outils leur permettant de prendre conscience des risques encourus.

La gestion intégrée des principales ressources en eau au niveau du bassin versant apparaît donc comme hydrologiquement efficace et socialement souhaitable, car elle permettrait aux communautés des différents territoires d'en tirer bénéfice en termes de disponibilité et de qualité de la ressource en eau.

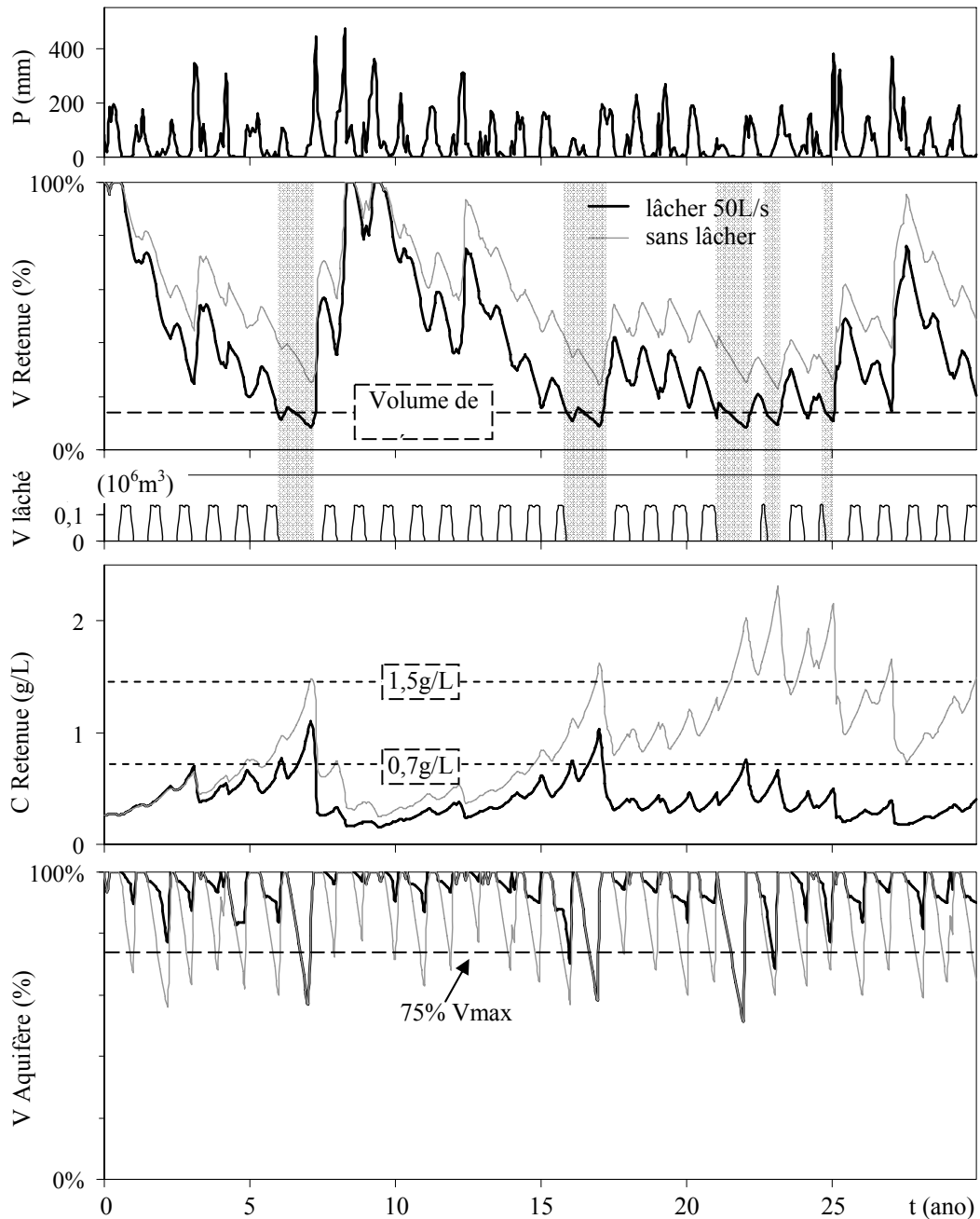


Figure 11: Scénario avec 75 ha irrigués. Précipitations (série de 30 ans 1977-2007) et simulations des variations de (1) Volume de la retenue du R.Verde (%), (2) volumes lâchés (10^6m^3) du R.Verde, (3) Salinité C de l'eau du R.Verde (g/L) et (4) volume de l'aquifère alluvial (%). Les hypothèses de lâchers à partir du R.Verde sont: lâchers nuls (lignes grises) et de 50 L/s (lignes noires et rectangles gris montrant les périodes critiques en termes de volume ou de salinité de l'eau de la retenue).

8.7. Cartographie et évaluation du potentiel hydrique des petits aquifères alluviaux à une échelle régionale

Le besoin d'évaluation du potentiel des aquifères alluviaux existe au niveau régional de l'ensemble du polygone de sécheresse (950 000 km²). Or, l'étude fine développée sur le bassin versant du Forquilha est trop coûteuse (en temps et moyens) pour être réalisable à une échelle régionale. Le défi est donc de développer une méthode régionale de délimitation, de cartographie et d'estimation du potentiel d'utilisation des petits aquifères alluviaux sur la base des connaissances acquises sur Forquilha (221 km²).

La méthode proposée est basée sur l'utilisation d'informations issues d'un modèle numérique de terrain (MNT) générique (SRTM - *Shuttle Radar Topography Mission*) pour délimiter, cartographier et évaluer le potentiel hydrologique dans les régions cristallines semi-arides.

En effet, les aquifères alluviaux possèdent des caractéristiques topographiques et géomorpho-logiques qui les singularisent dans le paysage. Ils sont associés au réseau de drainage et sont donc des zones où les écoulements sont concentrés et leur énergie dissipée, en partie par le transport (ou le dépôt) de matériaux, ce qui conduit à l'érosion ou à l'accumulation de sédiments. Localement, un facteur déterminant dans l'existence d'alluvions est la topographie (pente longitudinale et latérale) qui conditionne la vitesse des écoulements superficiels. Les caractéristiques du bassin amont sont également fondamentales pour expliquer la genèse et l'extension (largeur, profondeur) des sédiments à un endroit déterminé. Ce sont ces caractéristiques qui conditionnent l'érodibilité des sols (géologie, pédologie, couvert végétal) et le potentiel érosif des écoulements (pluviométrie, topographie et géomorphologie).

Dans un contexte hydrologique donné, avec une végétation et un climat relativement homogènes (comme dans le cas de la zone de socle du Nordeste brésilien semi-aride), les principaux facteurs de variation sont topographiques et géomorphologiques. Dans cette optique, pour le développement de la méthode et le calage des paramètres, deux bassins de géomorphologie bien différente ont été choisis: d'une part le bassin du Forquilha, dont le relief prononcé est constitué de collines qui deviennent escarpées en amont ; d'autre part, le bassin de Vista Alegre, au relief plus doux, suave, de type plaine avec quelques inselbergs.

La zone d'étude choisie est le bassin versant du barrage Arrojado Lisboa (**Figure 12**) localisé sur le fleuve Banabuiú et s'étendant sur une superficie de $14,2 \cdot 10^3$ km², ce qui représente environ 10% de l'Etat du Ceará et 16% de la zone cristalline.

L'analyse topographique est réalisée à partir des données du MNT SRTM importées avec le programme ARCGIS 9. Le traitement des données a été réalisé avec le programme Arcview 3.2. Les données ont été reprojettées en coordonnées UTM et rééchantillonnées par la méthode cubique (**Schäuble, 2004**), d'une résolution spatiale de 90 m sur 45 m. Les pixels sans information ont été remplis à partir des valeurs des pixels adjacents avec la méthode cubique.

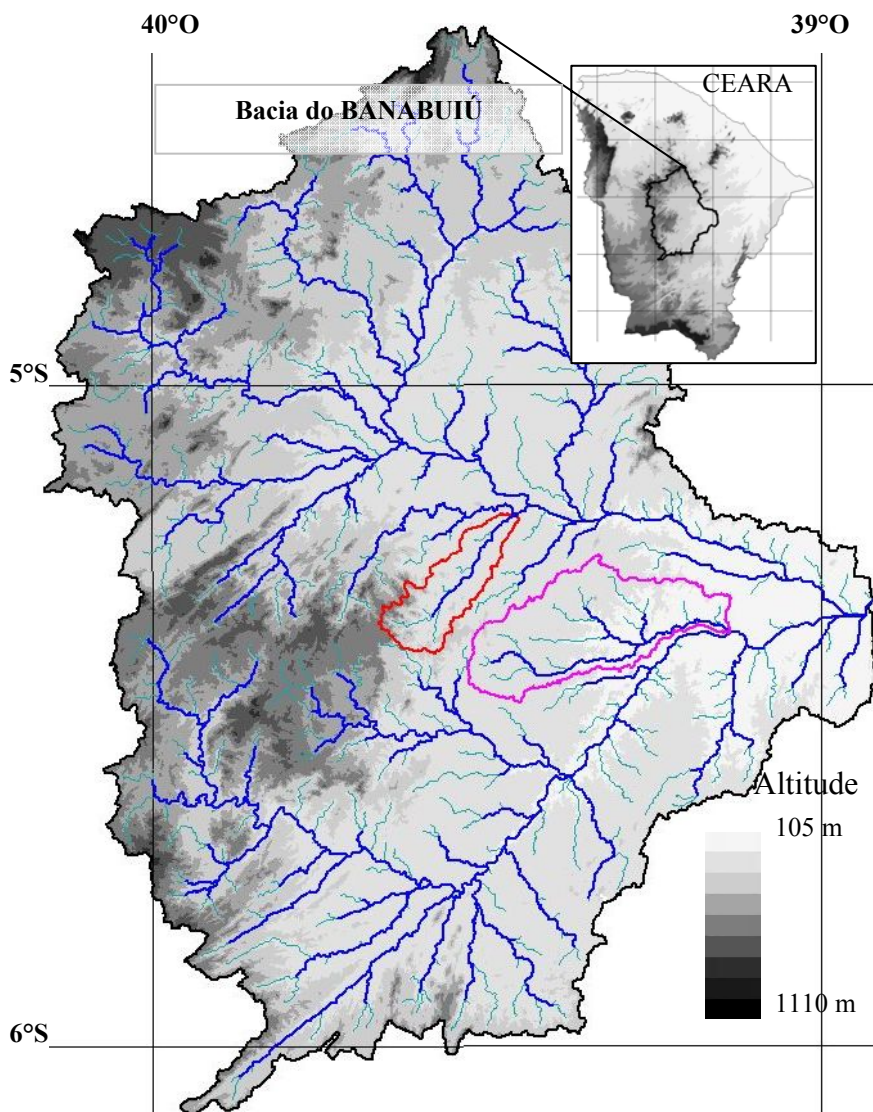


Figure 12: Localisation et topographie des bassins hydrographiques du Banabuiú (noir), du Forquilha (rouge) et de Vista Alegre (rose), avec le réseau de drainage (bleu).

Le bassin versant du Banabuiú et ses sous-bassins du Forquilha et de Vista Alegre ont été délimités et les caractéristiques topographiques et géomorphologiques analysées. A partir de ces observations, une méthode d'identification des zones alluviales a été structurée en deux étapes:

La première étape est d'identifier le réseau de drainage à partir du MNT et de sélectionner les zones proches du réseau de drainage où peuvent potentiellement exister des plaines alluviales (les zones éloignées du réseau de drainage sont éliminées). Dans cette optique, on crée un masque de largeur ℓ variable au long de chaque tronçon du réseau de drainage extrait du MNT, en fonction de caractéristiques topographiques (superficie et pente du bassin amont, contributif en eau et sédiments).

La deuxième étape est l'identification des zones planes dans le masque généré. La difficulté réside dans le choix d'une valeur seuil de pente qui permette de séparer les zones alluviales (planes) des zones voisines (plus pentues). La faible résolution spatiale du MNT induit nécessairement une incertitude dans l'approximation des pentes (**Grohmann, Riccomini, & Alves, 2007**). Cette erreur est plus importante dans les zones de faible relief (comme le bassin de Vista Alegre), ce qui conduit à proposer des valeurs différentes suivant les bassins. Deux méthodes ont été testées: la première (M1) utilise une valeur de seuil fixe, calée sur le bassin du Forquilha, la deuxième (M2) a utilisé une fonction seuil variable, dont les valeurs caractérisent chaque tronçon du réseau hydrographique, et fonction de la pente locale autour du tronçon et de la pente moyenne du bassin amont.

Le calibrage des paramètres a été réalisé sur les deux bassins (Forquilha et V. Alegre) à partir des superficies et des largeurs réelles calculées à partir de la cartographie réalisée sur images SPOT5 et de nombreuses observations de terrain comprenant en particulier i) un relevé des puits existants (profondeur, qualité de l'eau et débit exploitable), ce qui permet de caractériser les zones où les alluvions, et donc l'aquifère, sont exploitables facilement, et ii) la cartographie par photo-interprétation à partir d'images SPOT5 (22/10/2002 et 17/7/2003) et de visites de terrain pour valider la carte. Sur le bassin du Banabuiú, de nombreux points ont été choisis sur les images SPOT au niveau desquels la largeur des alluvions a été mesurée pour comparaison postérieure avec les valeurs calculées par la méthode par télédétection.

La validation et l'évaluation de la précision des résultats obtenus sont réalisées en trois étapes: 1) comparaison des superficies calculée et réelle (km²) des aquifères alluviaux sur les bassins du Forquilha et V. Alegre; 2) comparaison du volume calculé et réel d'eau emmagasinée dans l'aquifère alluvial du Forquilha; et 3) évaluation qualitative (délimitation) et quantitative (superficie des alluvions et volume d'eau emmagasiné) des principaux aquifères sur tout le bassin du Banabuiú.

Tableau 2a-b: Pour les bassins du Forquilha (a) et V. Alegre (b), caractéristiques des aquifères alluviaux et des masques de 500m au long du réseau de drainage, obtenues avec les différentes méthodes de génération de masques et des valeurs seuils fixes ou variables; valeurs de référence (REF).

Méthode	Seuil	Superficie		Périmètre km	Largeur m	Longueur km	Pente %
		km ²	% (*)				
a	Fixe	7,7	3,6%	78	197	39	1,3%
	Variable	7,1	3,3%	83	173	41	1,9%
M2	Fixe	7,1	3,3%	76	185	38	1,1%
	Variable	6,9	3,2%	87	161	43	1,9%
REF	-	6,7	3,1%	81	166	40	-

Méthode	Seuil	Superficie		Périmètre km	Largeur m	Longueur km	Pente %
		km ²	% (*)				
b	Fixe	21,3	3,9%	188	224	95	1,2%
	Variable	13,6	2,5%	166	164	83	1,7%
M2	Fixe	8,9	1,6%	157	114	78	0,9%
	Variable	4,8	0,9%	99	97	49	1,7%
REF	-	3,1	0,6%	67	92	34	-

(*) : par rapport à l'aire du bassin

La méthode développée a permis d'estimer à environ 2% de la superficie du bassin versant du Banabuiú l'aire occupée par les alluvions et à $(50 \pm 15) \cdot 10^6$ m³ (**Tableau 3**) le volume d'eau emmagasiné dans le milieu poreux de ces alluvions (pour une porosité moyenne de 10%).

A partir des observations réalisées sur le bassin du Forquilha (recharge annuelle des nappes alluviales, diminution de la capacité d'exhaure des agriculteurs avec la profondeur), il est possible d'en déduire un volume exploitable annuellement de 18 à $35 \cdot 10^6$ m³ sur l'ensemble du bassin ($14,2 \cdot 10^3$ km²).

Le potentiel d'exploitation de ces petits aquifères alluviaux est intéressant, même s'il est limité en volume, pour le développement du milieu rural et pour l'approvisionnement des communautés lors de sécheresses pluriannuelles, lorsque la plupart des retenues s'assèchent.

Tableau 3: Superficie, largeur, profondeur et volume des aquifères alluviaux, calculés par la méthode et estimés par observation (gras).

Aquifères alluviaux	Aire km ²	Largeur m	Profondeur (m)	Volume (10 ⁶ m ³)
Forquilha	6,9 (6,7)	161	4,0	1,4 (2,3)
Vista Alegre	4,8 (3,1)	97,4	1,7	0,4
Banabuiú	296,6	136,6	3,4	50,7

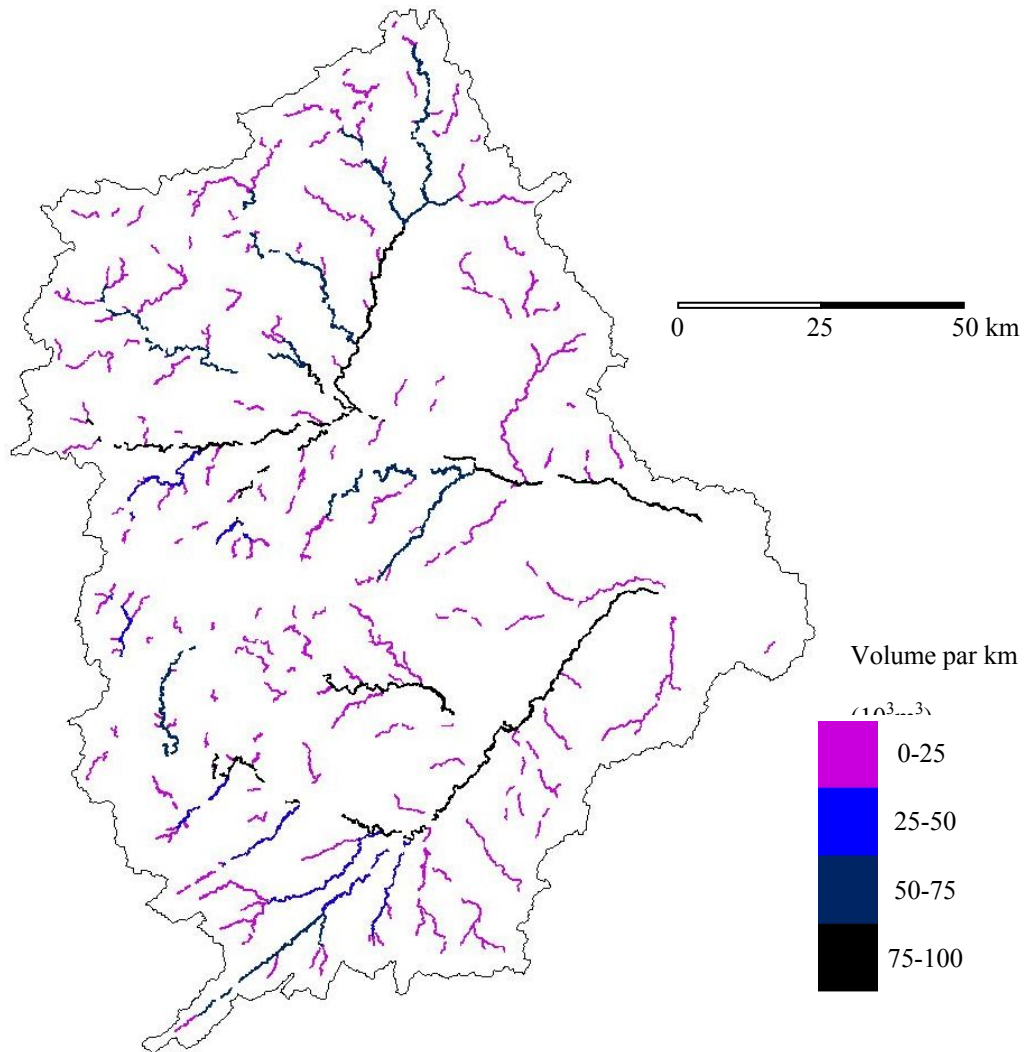


Figure 13: Carte des aquifères alluviaux par la méthode à seuil variable selon le volume emmagasiné par km.

Développée à partir de critères essentiellement topographiques, la méthode a montré de bons résultats pour le calcul des surfaces des aquifères pour des bassins de relief prononcé (Forquilha). La précision pour des bassins à faible relief (V. Alegre) est inférieure, car il est

plus difficile de séparer les zones alluviales dans un environnement lui-même plat, compte tenu de la précision du MNT SRTM. La méthode d'estimation de la profondeur des aquifères doit cependant être améliorée.

Pour améliorer la méthode, il serait intéressant de coupler des critères topographiques issus du MNT avec des informations obtenues par l'analyse d'image satellite (**Martins, 2007**). En effet, sur les images réalisées en saison sèche, la végétation des zones humides est mise en évidence, ce qui pourrait permettre de préciser la présence d'éventuels aquifères dans les zones planes. Une autre voie d'amélioration est la classification des différents bassins et tronçons du réseau de drainage en fonction de critères géomorphologiques (unités de paysage, etc.) qui permettrait de prendre en compte des déterminants fondamentaux de la dynamique hydrologique du bassin (types de sols, position dans la topo-séquence etc.) et des aquifères alluviaux.

8.8. Conclusion

Les petits aquifères alluviaux sont des ressources en eau singulières dans la grande zone cristalline du Nordeste brésilien semi-aride. En effet, contrairement aux retenues et aux puits dans le socle; ils sont régulièrement distribués dans l'espace et abritent des petites nappes d'eau douce peu utilisées et peu étudiées, mais d'importance vitale pour les populations rurales. La difficulté du développement de leur exploitation et de leur contrôle est liée principalement à cette dispersion spatiale qui rend difficiles et coûteuses les études et le suivi, mais également à la nécessité d'élaborer des stratégies d'utilisation respectant la complexité d'une ressource hétérogène, à faible volume en regard de son taux de renouvellement annuel et très sensibles aux actions anthropiques.

Cette étude s'est appuyée sur un cas d'étude d'un bassin de 221 km² ayant eu un fort développement ces dernières années de l'utilisation de l'aquifère alluvial et ayant eu en conséquence un fort développement socio-économique. Dans ce bassin la caractérisation du milieu physique, avec d'une part des études focalisées et un suivi des principales ressources hydrologiques et hydrogéologiques, et d'autre part la caractérisation des principaux types d'usagers, des stratégies d'exploitation et de gestion des ressources en eau, a permis de

développer des modèles et de faire une analyse de risque de pénurie et de dégradation de la qualité de la ressource.

Les connaissances acquises sur le bassin versant pilote de Forquilha ont été utilisées pour développer une première méthode d'estimation de la disponibilité hydrique des petits aquifères alluviaux à une échelle régionale qui a, par exemple, permis d'estimer un volume exploitable annuellement sur le bassin du Banabuiú de 18 à 35.10⁶ m³.

8.8.1. Dynamique hydrologique et de salinité du bassin de Forquilha

La dynamique des petits aquifères alluviaux est saisonnière et présente une recharge totale du volume poreux (jusqu'au niveau du sol) 9 années sur 10 pendant la saison des pluies à partir des écoulements dans le lit de la rivière, et des pertes dues principalement au drainage vers la rivière, aux pompages et aux écoulements souterrains à l'aval hors de la limite fictive de la zone d'étude. En comparaison avec les retenues collinaires, leur capacité de recharge élevée (9 années sur 10) et leur évaporation très limitée, leur confère une résilience plus importante aux sécheresses: en effet, une sécheresse pluriannuelle pourra conduire à l'assèchement des retenues mais pas à l'assèchement des nappes alluviales. Dans ce sens, les petits aquifères alluviaux sont des ressources en eau particulièrement stratégiques, dont la gestion de l'exploitation en termes de volumes peut être raisonnée essentiellement en termes saisonniers.

La dynamique de la salinité est plus complexe. Les zones de l'aquifère dont la connexion hydraulique avec la rivière est forte ont une dynamique de salinité saisonnière, marquée par l'infiltration dans l'aquifère d'eaux de salinité faible, à partir du lit de la rivière. Les zones peu liées hydrauliquement à la rivière ne présentent pas de dynamique saisonnière. L'influence du socle cristallin apparaît comme déterminante à long terme car l'hypothèse la plus vraisemblable pour expliquer l'origine de la salinité des eaux de la nappe alluviale est un flux continu d'eau très salée provenant du socle. De plus, certaines années, des événements pluvieux très importants peuvent entraîner un retour des sels de la zone non saturée vers l'aquifère, dont l'effet s'estompe en 2 ans environ. Des investigations complémentaires sont nécessaires pour caractériser les interactions entre les zones saturée et non saturée.

Le choix d'une stratégie de modélisation simple, liée aux données limitées dans l'espace et le temps, a permis de caractériser les principaux termes du bilan hydrologique de

l'aquifère alluvial et d'une manière générale de préciser la dynamique hydrologique des principales ressources en eau du bassin. Cependant, les limites de cette approche sont que, d'une part, elle ne permet pas de prendre en compte des situations ponctuelles de pénurie liée à une surexploitation locale de la ressource, et d'autre part, pour ce qui se rapporte à la dynamique de la salinité, beaucoup plus complexe. La caractérisation des relations entre les différents compartiments est difficile avec un modèle global qui ne permet pas de prendre en compte les événements hydrologiques fugaces qui sont déterminants dans la dynamique de la salinité de ce type de système. Une étude plus fine (dans le temps et l'espace) des interactions entre les différents compartiments apparaît comme nécessaire pour caractériser les relations entre les différents compartiments aquifères.

8.8.2. Influence de l'irrigation

L'irrigation intensive est susceptible d'avoir un impact déterminant sur la dynamique de salinité de l'aquifère alluvial car :

i) Le pompage de l'eau de l'aquifère alluvial exporte de grandes quantités d'eau et de sels vers la zone non saturée, où ils peuvent s'accumuler après évapotranspiration de l'eau. Cela est particulièrement vrai dans le cas de Forquilha. Lors d'évènements pluvieux très intenses comme en 2004 (200 mm / jour), il peut exister un lessivage des sels accumulés dans la zone saturée vers l'aquifère, provoquant une forte augmentation de la salinité de l'eau souterraine.

ii) la continuité hydraulique entre alluvions et socle étant fort probable, le rabattement piézométrique de la nappe alluviale en raison des pompages peut conduire à une augmentation des flux du socle vers l'aquifère alluvial. Cela doit conduire à une augmentation de la salinité de l'eau de l'aquifère alluvial. Cependant, le rabattement piézométrique favorise également une recharge plus importante de l'aquifère en saison des pluies, et donc un plus grand renouvellement des eaux, phénomène antagoniste au précédent, tendant à faire diminuer la salinité de l'aquifère alluvial, principalement dans les zones à forte connexion hydraulique avec les zones de recharge.

Les caractéristiques hydrogéologiques locales (conductivité hydraulique, distance à la rivière) sont, dans cette optique, déterminantes pour comprendre la dynamique de salinité,

ce qui explique la difficulté d'interprétation des résultats obtenus pendant le suivi manuel réalisé à une fréquence hebdomadaire.

8.8.3. Intégration retenues/rivière/aquifère alluvial et gestion sociale de l'eau

Les lâchers, en raison du mécanisme de recharge de la nappe par le lit de la rivière, sont un outil puissant et efficace de recharge. Cependant, leur efficacité diminue avec la distance en raison des pertes par évaporation et par pompage. Plus la distance à la retenue est importante, plus les débits et durées de lâchers nécessaires sont importants. La modélisation intégrée développée a mis en évidence que la gestion intégrée des différentes ressources est hydrologiquement efficace et socialement souhaitable car elle permettrait aux communautés des différents territoires d'en tirer un bénéfice en termes de disponibilités de la ressource en eau. La modélisation a permis de mettre en évidence que les intérêts des différents territoires en termes de gestion de l'eau, qui pouvaient apparaître comme opposés, pouvaient converger par exemple quant à la réalisation de lâchers.

L'irrigation représente 95% des volumes d'eau exploités actuellement dans la nappe alluviale, ce qui conduit à un rabattement piézométrique particulièrement fort dans les zones de pompage, qui limite les autres usages. Ainsi, les besoins domestiques et pour les animaux à partir de la nappe alluviale sont nettement antagonistes de l'irrigation. Dans cette optique, le gestionnaire peut choisir de privilégier un développement de l'irrigation, attractif pour les jeunes agriculteurs et donc important pour maintenir le dynamisme du milieu rural, ou de la limiter pour garantir les besoins vitaux des hommes et des troupeaux.

Des conflits ou des situations de tension sociale amont/aval ont été observés entre les usagers des petites retenues et dans d'autres bassins hydrographiques de la région. Cela suggère que les problématiques amont/aval et de gestion intégrée retenue/rivière/aquifère alluvial, sont généralisées à différentes échelles emboîtées et méritent une attention particulière des institutions de recherche dans l'optique de caractériser mieux ces systèmes et de mettre en évidence les mécanismes de prévention de conflit et de gestion intégrée des ressources en eau.

Le territoire "Habitat Dispersé" apparaît comme un spectateur du développement de l'exploitation des ressources sur les autres territoires, en raison d'un poids politique et

économique beaucoup plus faible, mais également du fait de la difficulté d'organisation liée à la dispersion spatiale des familles ayant les mêmes préoccupations. Le scénario sans irrigation permet de maintenir un accès à la rivière facile pour ces familles les plus pauvres.

Des choix stratégiques de développement rural et régional se dessinent, qui peuvent privilégier tel ou tel territoire suivant l'orientation choisie.

D'un côté un développement plus intensif, qui passe par l'agriculture irriguée, permet des activités agricoles à valeur ajoutée plus élevée, ce qui peut permettre une plus grande capacité de résistance des agriculteurs à la sécheresse ; mais il favorise les propriétaires des terres alluviales, augmente la pression anthropique sur les ressources et nécessite, en conséquence, une gestion participative et intégrée de ces ressources. Dans ces conditions, le risque est une dégradation des ressources et des restrictions pour l'approvisionnement humain et animal, principalement des populations les plus pauvres.

D'un autre côté, un développement moins intensif, où l'irrigation est limitée, permet une meilleure disponibilité des ressources en eau pour les différents territoires, principalement pour les usages humains et pour les animaux. Mais il limite la possibilité de développement de cultures ou d'activités à forte valeur ajoutée qui peuvent permettre le nécessaire développement économique de ces régions.

Dans tous les cas, les habitants doivent participer du processus de décision de ces orientations stratégiques, cette étude ayant montré que l'impact du développement de l'utilisation des aquifères alluviaux est sur l'ensemble du bassin versant et sur tous les territoires de l'eau.

Cependant, si au niveau local, la gestion durable des ressources et la mise en œuvre de choix stratégiques passe par l'implication des différents groupes d'utilisateurs, au niveau régional, la question de l'évaluation du potentiel hydrique des petits aquifères alluviaux est particulièrement importante, aussi bien pour la planification du développement du milieu rural que pour la connaissance de ressources stratégiques qui peuvent être utilisés pendant les sécheresses.

Dans cette optique, la dernière partie de cette étude propose une ouverture sur une méthode de caractérisation régionale des petits aquifères alluviaux basée sur des critères topographiques et géomorphologiques et des données acquises par télédétection.

8.8.4. Perspectives

Les résultats obtenus dans cette étude ont permis de mettre en évidence qu'un dispositif expérimental minimal permet une caractérisation relativement précise de la dynamique hydrologique de ces petites ressources en eau. Dans le cas des aquifères alluviaux, il apparaît nécessaire de mettre en évidence les principaux facteurs anthropiques (usages) et physiques (ressources en eau, ...) qui déterminent la dynamique hydrologique de la ressource avant de choisir le dispositif de suivi à mettre en place. Ces observations permettront l'adéquation du dispositif expérimental aux différents territoires ou tronçons homogènes qui peuvent être mis en évidence sur le bassin versant. La dynamique hydrologique saisonnière suggère que le suivi piézométrique et de la salinité des ressources est nécessaire pendant au moins un cycle hydrologique complet (1 an) pour avoir une première caractérisation de la dynamique des ressources et permettre un premier calage des modèles.

Cette étude met en évidence la pertinence d'inclure, dans les régions semi-arides, et en particulier dans la zone de socle du Nordeste brésilien, le développement de l'exploitation des petits aquifères alluviaux dans les stratégies de lutte contre la sécheresse. En effet la dispersion spatiale de ces nappes leur permet d'atteindre une partie significative des communautés rurales et de garantir, au minimum, l'approvisionnement domestique et animal et la petite irrigation. Les ressources plus nobles (citerne) peuvent ainsi être réservées exclusivement à la consommation humaine. Ainsi, les sources d'eau externes (camions citernes, dessalinisateurs), onéreuses et peu adaptées aux populations locales pourraient être limitées au maximum. Cependant, le développement de l'utilisation de ces petits aquifères passe par l'appropriation par les communautés d'usagers de toute ou partie de leur gestion et contrôle, intégrant retenues, rivière et aquifères, ce qui implique un appui et un accompagnement des pouvoirs publics pour le développement, par exemple, de cadres réglementaires adaptés à une gestion décentralisée de petits systèmes hydrologiques.

9. BIBLIOGRAFIA

ABRAMOVAY, R., Paradigmas do Capitalismo Agrário em questão. 2a edição ed. Hucitec/Unicamp. São Paulo. pp 275, 1998.

ABRAMOVAY, R., Crédit Rural et Politiques Publiques dans le Sertão brésilien. . Tiers-Monde, 16p, 2003.

ALBERGEL, J., Fonctionnement hydrologique des bas-fonds. Synthèse préliminaire. in: ORSTOM (Ed.). Dakar. pp. 29, 1988.

ALVES, J.M.B., FERREIRA, F.F., CAMPOS, J.N.B., ASSIS, F.D.S.F., SOUZA, E.B.D., DURAN, B.J., SERVAIN, J., SRTUDART, T.M.C., Mecanismos atmosféricos associados à ocorrência de precipitação intensa sobre o Nordeste do Brasil durante Janeiro/2004. Revista Brasileira de Meteorologia. 21, 56-76, 2006.

ANDERSON, M.P., Heat as a Ground Water Tracer. pp. 951-968, 2005.

ARAUJO, J.C.D., MOLINAS, P.A., LAMARTINE LEÃO JOCA, E., PACHECO BARBOSA, C., SOUZA BEMFEITO, C.J.D., CARMO BELO, P.S.D., Custo de Disponibilização e Distribuição da Água por Diversas Fontes no Ceará. Revista Econômica do Nordeste. 36, 281-307, 2005.

ASTIER, J.L., Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson. Paris. pp 1971.

AUDRY, P., SUASSUNA, J., A salinidade das águas disponíveis para a pequena irrigação no sertão nordestino : caracterização, variação sazonal, limitações de uso. CNPq. Recife. pp 128, 1995.

BALMER, F., NOMA, I., MULLER, I., Electromagnetic prospection and drilling in arid zones - Kori Teloua, Agadez (NIGER). Geoexploration. 27, 93-109, 1991.

BLASCH, K.W., BRYSON, J.R., Distinguishing Sources of Ground Water Recharge by Using d2H and d18O. Ground Water. 0, ???-???, 2007.

BORONINA, A., GOLUBEV, S., BALDERER, W., Estimation of actual evapotranspiration from an alluvial aquifer of the Kouris catchment (Cyprus) using continuous streamflow records. Hydrological Processes. 19, 4055-4068, 2005.

BOURGOIN, L.M., BONNET, M.P., MARTINEZ, J.M., KOSUTH, P., COCHONNEAU, G., MOREIRA-TURCQ, P., GUYOT, J.L., VAUCHEL, P., FILIZOLA, N., SEYLER, P.,

Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuai floodplain and the Amazon River, Brazil. *Journal of Hydrology*. 335, 140-156, 2007.

BOWLING, J.C., RODRIGUEZ, A.B., HARRY, D.L.,ZHENG, C.M., Delineating alluvial aquifer heterogeneity using resistivity and GPR data. *Ground Water*. 43, 890-903, 2005.

BRABO, J.M.A., Características atmosféricas e impactos das chuvas de Janeiro de 2004 nos recursos hídricos da região. Congresso Brasileiro de Meteorologia. 2005.

BREDDIN, H., Die Grundrisskarten des Hydrogeologischen Kartenwerkes der Wasserwirtschaftsverwaltung von Nordrhein-Westfalen Geologische Mitteilugngen. Aachen (Germany). pp. 393-416, 1963.

BURKHALTER, J.P.,GATES, T.K., Agroecological impacts from salinization and waterlogging in an irrigated river valley. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce*. 131, 197-209, 2005.

BURTE, J., Mapa e caracterização socio-economica do vale do Forquilha. UECE. Fortaleza, 1998.

BURTE, J., A exploração sustentável das águas subterrâneas do aquífero aluvial do Vale do Forquilha para o desenvolvimento local. SEAGRI (Secretaria de Agricultura do Ceará). Fortaleza. pp. 46, 2002.

BURTE, J., COUDRAIN, A., FRISCHKORN, H., CHAFFAUT, I.,KOSUTH, P., Human impacts on components of hydrological balance in an alluvial aquifer in the semiarid Northeast, Brazil. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*. 50, 95-110, 2005.

BURTE, J., JAMIN, J.-Y., COUDRAIN, A., FRISCHKORN, H.,MARTINS, E.S.P.R., Simulations of multipurpose water availability in a semi-arid catchment under different management strategies. *Agricultural Water Management*. (submitted), 2008.

BURTE, J.,SCHRADER, G.O., Análise do potencial agrícola e dos recursos hidricos do Vale do Forquilha. UECE. Fortaleza. pp. 23, 1998.

BURTE, J.,SCHRADER, G.O., A perfuração de poços manuais em aluviões. UECE. Fortaleza. pp. 48, 1999.

CADIER, E., Hydrologie des petits bassins du Nordeste brésilien semi-aride. Transposition à des bassins non étudiés. PhD Thesis. Université Montpellier 2. pp 404, 1993.

CADIER, E., Hydrologie des petits bassins du Nordeste Bresilien semi-aride: typologie des bassins et transposition ecoulements annuels Small watershed hydrology in semi-arid north-

eastern Brazil: basin typology and transposition of annual runoff data. *Journal of Hydrology*. 182, 117-141, 1996.

CADIER, E., MOLLE, F., ALBUQUERQUE, C.H.C.D., DOHERTY, F.R., MONTGAILLARD, M., Dimensionnement de petits barrages dans le Nordeste brésilien semi-aride. in: ORSTOM (Ed.). pp. 28, 1992.

CALMANT, S., SEYLER, F., Continental surface waters from satellite altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*. 338, 1113-1122, 2006.

CAMPOS, I.D., MERCIER, F., MAHEU, C., COCHONNEAU, G., KOSUTH, P., BLITZKOW, D., CAZENAVE, A., Temporal variations of river basin waters from Topex/Poseidon satellite altimetry. Application to the Amazon basin. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*. 333, 633-643, 2001.

CANCELLIERE, A., DI MAURO, G., BONACCORSO, B., ROSSI, G., Drought forecasting using the standardized precipitation index. *Water Resources Management*. 21, 801-819, 2007.

CARON, P., SABOURIN, E., Paysans du Sertão : mutations des agricultures familiales dans le Nordeste du Brésil. CIRAD/EMBRAPA. Montpellier (France). pp 243, 2001.

CARVALHO, C.N., LEPRUN, J.C., Atmospheric deposition to a rural tropical site. Analysis of the relationship between amount of precipitation and chemical composition. *Biogeochemistry*. 4, 99-112, 1991.

CAUSSE, C., Hydrology and isotope geochemistry. *International Symposium in memory of Jean-Charles Fontes*. Paris. 320, 1995.

CELLE-JEANTON, H., GONFIANTINI, R., TRAVI, Y., SOL, B., Oxygen-18 variations of rainwater during precipitation: application of the Rayleigh model to selected rainfalls in Southern France. *Journal of Hydrology*. 289, 165-177, 2004.

CHAMBERS, R., Les paysans d'abord : les innovations des agriculteurs et la recherche agronomique. Karthala-CTA. Paris. pp 346, 1994.

CHAPELON, N., DOUVILLE, H., KOSUTH, P., OKI, T., Off-line simulation of the Amazon water balance: a sensitivity study with implications for GSWP. *Climate Dynamics*. 19, 141-154, 2002.

CHAPUIS, E., Influência de vários tipos e dosagens de fertilizantes químicos e orgânicos sobre a produção do Tomate X SM 16. ISTOM. Paris. pp 90, 2001.

CHAYANOV, A., *L'organisation de l'économie paysanne*. . Librairie du Regard. Paris. pp 344, 1990.

CHEMINAUD, M., CROS, P., FAURE, P., ROUX, A., GILOT, A., LAFITTE, J.-J., NAU, F., NICOLAZO, J.-L., *Preconisations pour la mise en oeuvre du plan national de gestion de la rareté de l'eau*. Ministère de l'agriculture et de la pêche. Ministère de l'écologie et du développement durable. Paris. pp. 81, 2007.

CHONCHOL, J., *Paysans à venir : les sociétés rurales du tiers-Monde*. Editions de la Découverte. Paris. pp 299, 1986.

CHRISTENSEN, J.H., HEWITSON, B., BUSUIOC, A., CHEN, A., GAO, X., HELD, I., JONES, R., KOLLI, R.K., KWON, W.-T., LAPRISE, R., MAGAÑA RUEDA, V., MEARNS, L., MENENDEZ, C.G., RÄISÄNEN, J., RINKE, A., SARR, A., WHETTON, P., *Regional Climate Projections*. in: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, T. M., H.L. Miller (Eds.). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 94, 2007.

COHEN, M., DUQUE, G., *Les deux visages du Sertão : Stratégies paysannes face aux sécheresses*. IRD. Paris. pp 388, 2001.

CORREIA DE ANDRADE, M., *A terra e homem no Nordeste : contribuição ao estudo da questão agrária no Nordeste*. 5a edição ed. Editora Atlas. São Paulo. pp 239, 1986.

COUDRAIN-RIBSTEIN, A., PRATX, B., TALBI, A., JUSSERAND, C., *Is the evaporation from phreatic aquifers in arid zones independent of the soil characteristics?* *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*. 326, 159-165, 1998.

COUDRAIN, A., Fourcade, B., Touma, J., *Flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques en régions arides*. IAHS, pp. 82-86, 2003.

COUDRAIN, A., FRANCOU, B., KUNDZEWICZ, Z.W., *Glacier shrinkage in the Andes and consequences for water resources*. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*. 50, 925-932, 2005.

COUDRAIN, A., LOUBET, M., CONDOM, T., TALBI, A., RIBSTEIN, P., POUYAUD, B., QUINTANILLA, J., DIEULIN, C., DUPRE, B., *Isotopic data (Sr-87/Sr-86) and hydrological changes during the last 15 000 years on the Andean Altiplano*. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*. 47, 293-306, 2002.

COUDRAIN, A., OLIVE, P., QUINTANILLA, J., SONDAG, F., CAHUAYA, D., Salinity and isotopic dynamics of the groundwater resources on the Bolivian Altiplano. Symposium on Application of tracers in Aride Zone Hydrology. Vienna. 267-276, 1994.

COX, M.H., SU, G.W., CONSTANTZ, J., Heat, Chloride, and Specific Conductance as Ground Water Tracers near Streams. *Ground Water*. 45, 187-195, 2007.

CPRM, Cadastro de poços no Brasil., 2001.

CURIE, F., GAILLARD, S., DUCHARNE, A., BENDJOURI, H., Geomorphological methods to characterise wetlands at the scale of the Seine watershed. *Science of the Total Environment*. 375, 59-68, 2007.

DALY-ERRAYA, G., Délimitation des aquifères superficiels dans le Nordeste brésilien (Quixeramobim-CE). IUT CAen. Montpellier. pp. 38, 2007.

DELAUNAY, D., La fragilité séculaire d'une paysannerie nordestine: le Ceara. IRD. Montpellier. pp 203, 1988.

DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., BAKALOWICZ, M., WENG, P., AL-MALKI, A., Evaluation of aquifer thickness by analysing recession hydrographs. Application to the Oman ophiolite hard-rock aquifer. *Journal of Hydrology*. 274, 248-269, 2003.

DEWANDEL, B., LACHASSAGNE, P., WYNS, R., MARECHAL, J.C., KRISHNAMURTHY, N.S., A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*. 330, 260-284, 2006.

DUBOIS, V., Caractérisation d'une nappe en milieu alluvial à partir de chroniques piézométriques mensuelles - application aux relations nappe/rivière (nappe de l'Hérault). Montpellier 2. Montpellier. pp 1988.

DUBREUIL, P., L'étude pluvio-hydrologique du bassin de Jaguaribe. *Terres et eaux*. 19, 11, 1966.

DUBREUIL, P., GIRARD, G., HERBAUD, J., Monographie hydrologique du bassin du Jaguaribe (Ceara-Brésil). ORSTOM. pp 397, 1968.

DUBREUIL, P., VUILLAUME, G., Influence du milieu physico-climatique sur l'écoulement de petits bassins intertropicaux. Symposium sur les bassins représentatifs et expérimentaux. Tokio. 1-11, 1975.

DUFUMIER, M., Les projets de développement agricole : manuel d'expertise. Karthala-CTA. Paris. pp 354, 1996.

DUQUE, G., O Nordeste e as lavouras xerófilas. Fundação Guimarães Duque. Mossoro. pp 316, 1980.

FABRE, N., BURTE, J., Efeitos da interação entre políticas públicas e dinâmicas locais sobre a agricultura familiar : Estudo de caso da bacia do Riacho Forquilha – Quixeramobim / CEARÁ. in: UFRGS (Ed.) Agricultura familiar: Interação entre políticas públicas e dinâmicas locais. Rio Grande do Sul, pp. 221-248, 2007.

FAVREAU, G., Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel: dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiamdou (sud-ouest Niger). Paris XI. Paris. pp 2000.

FETTE, M., KIPFER, R., SCHUBERT, C.J., HOEHN, E., WEHRLI, B., Assessing river-groundwater exchange in the regulated Rhone River (Switzerland) using stable isotopes and geochemical tracers. Applied Geochemistry. 20, 701-712, 2005.

FOURCADE, B., COUDRAIN-RIBSTEIN, A., MARTIN, C., What can be deduced from chemical measurement in an open-field raingauge? An example in the Maures Massif, southeastern France. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques. 47, 469-478, 2002.

FRISCHKORN, H., Redistribuição intracontinental dos cloretos por deposição seca e úmida. Comunicação pessoal, 2007.

FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M.F., Mechanisms of Salinization in the North of Brazil. German-Brazilian Workshop on Neotropical Ecosystems – Achievements and Prospects of Cooperative Research. Hamburg. 497-503, 2000.

FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M.F., SEREJO, A.N., Isotope study of wells in crystalline rock of the semi-arid northeast of Brazil. TECDOC ed. IAEA. pp. 13, 1989.

FUNCEME, Mapeamento dos espelhos de água no Brasil. Fortaleza, 2007.

GALIZONI, F.M., Águas da vida: população rural, cultura e água em Minas. PhD. Universidade Estadual de Campinas. Campinas SP. pp 198, 2005.

GAY, D., ALBERGEL, J., GRUNBERGER, O., MICHELOT, J.L., Amélioration du bilan hydrique dans des petits réservoirs à l'aide des isotopes stables., 2003.

GODIN, L., Identification d'un aquifère alluvial du littoral méditerranéen: la plaine de Mauguio (Hérault - France): étude des variations d'épaisseur de l'aquifère par sondages électriques. Univ. Montpellier 2. Montpellier. pp 1986.

GONZALEZ, L., MARDONES, M., SILVA, A., Hidrogeoquímica y comportamiento del agua subterránea en la cuenca del río Claro, Región del Biobío, Chile. *Rev. geol. Chile*. 26, 147-157, 1999.

GRIESER, J., GOMMES, R., COFIELD, S., BERNARDI, M., Data sources for FAO worldmaps of Koeppen climatologies and climatic net primary production. Rome, Italy, 2006.

GROHMANN, C.H., RICCOMINI, C., ALVES, F.M., SRTM-based morphotectonic analysis of the Pocos de Caldas alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences*. 33, 10-19, 2007.

GUERIN, R., DESCLOITRES, M., COUDRAIN, A., TALBI, A., GALLAIRE, R., Geophysical surveys for identifying saline groundwater in the semi-arid region of the central Altiplano, Bolivia. *Hydrological Processes*. 15, 3287-3301, 2001.

HEGERL, G.C., ZWIERS, F.W., BRACONNOT, P., GILLETT, N.P., LUO, Y., MARENGO ORSINI, J.A., NICHOLLS, N., PENNER, J.E., STOTT, P.A., [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M.T.A.H.L.M.E.C.U.P., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., Understanding and Attributing Climate Change. in: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, T. M., H.L. Miller (Eds.). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 84, 2007.

HILALI, A., La conquête du désert et la gestion de l'eau en Afrique romaine : environnement et modes d'occupation. Barrué-Pastor, Monique Bertrand, Georges ed. Mirail. pp 2000.

HOLANDA, M.C., Perfil basico municipal de Quixeramobim. IPECE - Instituto de Planejamento do Estado do Ceara. Quixeramobim. pp. 10, 2005.

HSISSOU, Y., BOUCHAOU, L., MUDRY, J., MANIA, J., CHAUVE, P., Use of chemical tracing to study acquisition modalities of the mineralization and behaviour of unconfined groundwaters under a semi-arid climate: the case of the Sous plain (Morocco). *Environmental Geology*. 42, 672-680, 2002.

HURR, R.T., A New approach for estimating transmissibility from specific capacity. *Water Resources Research*. 2, 657-666, 1966.

http://gis.washington.edu/phurvitz/av_devel/lineslope/, The LineSlope Analyst ArcView 3.x Extension. 2005.

LMS Analyst Extension. Seattle. <http://gis.washington.edu/phurvitz/>, 2005.

IBGE, A população do Brasil Indicadores de desenvolvimento sustentável. pp. 13, 2004.

IBGE, Quadro económico do Brasil Indicadores de desenvolvimento sustentável. pp. 16, 2004.

IBGE, Tendências Demográficas. Uma análise da população com base nos resultados dos Censos Demográficos 1940 e 2000. Estudos e Pesquisa. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Rio Janeiro. pp. 115, 2007.

IDACE, Levantamento fundiário do distrito de Maniuba, Quixeramobim-CE. Instituto de Desenvolvimento Agrário do Estado do Ceará (Secretaria de Desenvolvimento do Estado do Ceará). Fortaleza - CE, 2005.

IPCC, Summary for Policymakers. in: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, T. M.,H.L. Miller (Eds.). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

IPLANCE, Mapa do Município de Quixeramobim. Fortaleza-CE-BRASIL, 1998.

JACOB, C.E., Drawdown test to determine effective radius of artesian well. Transactions of the American Society of Civil Engineers. 112, 1047-1064, 1947.

JEONG-WOO, K., HEECHUL, C.,JIN-YONG, L., Characterization of hydrogeologic properties for a multi-layered alluvial aquifer using hydraulic and tracer tests and electrical resistivity survey. Environmental Geology. 48, 991-1001, 2005.

JHA, M.K., JAYALEKSHMI, K., MACHIWAL, D., KAMII, Y.,CHIKAMORI, K., Determination of hydraulic parameters of an unconfined alluvial aquifer by the floodwave-response technique. Hydrogeology Journal. 12, 628-642, 2004.

KAUTSKY, K., La question agraire : étude sur les tendances de l'agriculture moderne. Giard & Brière. Paris. pp 216, 1909.

KELLER, J.,BLIESNER, R.D., Sprinkle and trickle irrigation. van Nostrand Reinhold. New York, pp. 427-602, 1990.

KROL, M., JAEGER, A., BRONSTERT, A.,GUNTNER, A., Integrated modelling of climate, water, soil, agricultural and socio-economic processes: A general introduction of the methodology and some exemplary results from the semi-arid north-east of Brazil. Journal of Hydrology. 328, 417-431, 2006.

KROL, M.S., BRONSTERT, A., Regional integrated modelling of climate change impacts on natural resources and resource usage in semi-arid Northeast Brazil. *Environmental Modelling & Software*. 22, 259-268, 2007.

KROL, M.S., JAEGER, A., BRONSTERT, A., Integrated modelling of climate change impacts in Northeastern Brazil. in: Gaiser, Krol, Frischkorn, Araújo (Eds.). *Global Change and Regional Impacts, Water Availability, Vulnerability of Ecosystems and Society in the Semi-Arid Northeast of Brazil*. Springer, 2003.

LAMARCHE, H., *L'agriculture familiale. 1. Une réalité polymorphe*. L'Harmattan. Paris. pp 303, 1991.

LAVIGNE DELVILLE, P., Logiques paysannes d'exploitation des bas-fonds en Afrique soudano-sahélienne. in: N. Ahmadi, B. Teme (Eds.). *Aménagement et mise en valeur des bas-fonds au Mali, bilan et perspectives nationales, intérêt pour la zone de savane ouest-africaine*. CIRAD. pp. 19, 1998.

LEDUC, C., BROMLEY, J., SCHROETER, P., Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: Some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*. 189, 123-138, 1997.

LEDUC, C., FAVREAU, G., GUERO, A., DADDY GAOH, A., Comment on "Estimating groundwater mixing ratios and their uncertainties using a statistical multi parameter approach" by Rueedi, J., Purtschert, R., Beyerle, U., Alberich, C., Kipfer, R. *J. Hydrol.*, 2005, 305: 1-14. *Journal of Hydrology*. 318, 3-6, 2006.

LEON, J.G., CALMANT, S., SEYLER, F., BONNET, M.P., CAUHOPE, M., FRAPPART, F., FILIZOLA, N., FRAIZY, P., Rating curves and estimation of average water depth at the upper Negro River based on satellite altimeter data and modeled discharges. *Journal of Hydrology*. 328, 481-496, 2006.

LEPRUN, J.-C., MOLINIER, M., CADIER, E., FOTIUS, G., GALINDO, O., RAMOS, F.D.S., Les sécheresses de la région Nordeste du Brésil et leurs conséquences. *Sécheresse*. 6, 23-33, 1995.

LIVADA, I., ASSIMAKOPOULOS, V.D., Spatial and temporal analysis of drought in Greece using the Standardized Precipitation Index (SPI). *Theoretical and Applied Climatology*. 89, 143-153, 2007.

LOUCKS, D.P., VAN BEEK, E., STEDINGER, J.R., DIJKMAN, J.P.M., VILLARS, M.T., *Water Resources Systems Planning and Management: An Introduction to Methods, Models and Applications*. UNESCO. Paris. pp 2005.

MA, T.S., SOPHOCLEOUS, M., YU, Y.-S.,BUDDEMEIER, R.W., Modeling saltwater upconing in a freshwater aquifer in south-central Kansas. *Journal of Hydrology*. 201, 120-137, 1997.

MACHADO, C.J.F., SANTIAGO, M.M.F., MENDONCA, L.A.R., FRISCHKORN, H.,MENDES, J., Hydrogeochemical and flow modeling of aquitard percolation in the Cariri Valley-Northeast Brazil. *Aquatic Geochemistry*. 13, 187-196, 2007.

MACPHERSON, G.L.,SOPHOCLEOUS, M., Fast ground-water mixing and basal recharge in an unconfined, alluvial aquifer, Konza LTER Site, Northeastern Kansas. *Journal of Hydrology*. 286, 271-299, 2004.

MAHE, G., OLIVRY, J.-C., DESSOUASSI, R., ORANGE, D., BAMBA, F.,SERVAT, E., Relations eaux de surface - eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *C. R. Acad. Sci*. 330, 689-692, 2000.

MALOU, R., MUDRY, J.,SAOS, J.-L., Recharge pluviale de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal). *Hydrogeologie*. 2, 107-116, 1991.

MANWELL, B.R.,RYAN, M.C., Chloride as an indicator of non-point source contaminant migration in a shallow alluvial aquifer. *Water Quality Research Journal of Canada*. 41, 383-397, 2006.

MARECHAL, J.C., DEWANDEL, B., AHMED, S., GALEAZZI, L.,ZAIDI, F.K., Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*. 329, 281-293, 2006.

MARLET, S.,JOB, J.-O., *Processus et Gestion de la Salinité des sols*. in: Lavoisier (Ed.) *Traité d'irrigation*, seconde édition. Tiercelin, J.R., pp. 28, 2006.

MAROUELLI, W.A., SANT'ANA, R.R., SILVA, W.L.C., MORETTI, C.L.,VILELA, N.J., Technical and economic evaluation of drip spacing for processing tomatoes under single- and double-row planting systems. *Hortic. Bras*. 21, 202-206, 2003.

MARTIN-ROSALES, W., GISBERT, J., PULIDO-BOSCH, A., VALLEJOS, A.,FERNANDEZ-CORTES, A., Estimating groundwater recharge induced by engineering systems in a semiarid area (southeastern Spain). *Environmental Geology*. 52, 985-995, 2007.

MARTINS, E.S.P.R., *Mapeamento e Avaliação do Potencial Hídrico Subterrâneo dos Aluviões em Zonas Semi-Áridas Utilizando Técnicas de Sensoriamento Remoto e SIG*. FUNCEME. Fortaleza. pp. 184, 2007.

MASSUEL, S., FAVREAU, G., DESCLOITRES, M., LE TROQUER, Y., ALBOUY, Y.,CAPPELAERE, B., Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger

inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *CATENA*. 67, 105-118, 2006.

MAZOYER, M., ROUDART, L., *Histoire des agricultures du monde : du néolithique à la crise contemporaine*. Seuil. Paris. pp 533, 1997.

MCKEE, T., DOESKEN, N., KLEIST, J., The relationship of drought frequency and duration to time scales. Eighth Conf on Applied Climatology. Anaheim CA. 179-184, 1993.

MCKEE, T., DOESKEN, N., KLEIST, J., Drought monitoring with multiple time scales. Ninth Conference on Applied Climatology. Boston. 233-236, 1995.

MEBARKI, A., THOMAS, C., Analysis of the relation between surface and groundwater flows from daily stream flow hydrographs. Basin of Kebir-Khumel (Algeria). *Hydrol. continent*. 3, 89-103, 1988.

MENDONÇA, L.A.R., FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M.F., MENDES, J., Isotope measurements and ground water flow modeling using MODFLOW for understanding environmental changes caused by a well field in semiarid Brazil. *Environmental Geology*. 47, 1045-1053, 2005.

MENDONÇA, L.A.R., FRISCHKORN, H., SANTIAGO, M.M.F., MENDES, J., Probing the relationship between surface waters and aquifers by O-18 measurements on the top of the Araripe Plateau/NE Brazil. *Environmental Geology*. 46, 295-302, 2004.

MEYLAN, P., Régionalisation de données entachées d'erreurs de mesure par krigeage. *Hydrol. continent*. 1, 25-34, 1986.

MHIRI, A., TARHOUNI, J., HACHICHA, M., LEBDI, F., Approche systémique des risques de salinisation par endoréisation anthropique. *Etude et gestion des sols*. 5, 257-268, 1998.

MILLER, C.D., DURNFORD, D., HALSTEAD, M.R., ALTENHOFEN, J., FLORY, V., Stream depletion in alluvial valleys using the SDF semianalytical model. *Ground Water*. 45, 506-514, 2007.

MIRANDA, E.E.D., COUTINHO, A.C.C., *Brasil Visto do Espaço*. Embrapa Monitoramento por Satélite, <http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br>. Campinas. pp. Imagens LANDSAT 30 m 1999-2000 2004.

MOLINIER, M., AUDRY, P., LEPRUN, J.C., Modélisation de l'écoulement et de l'infiltration d'un sol brun du Nordeste semi-aride du Brésil. *Seminario Mapimi*. 1992.

MOLLE, F., Perdas por evaporação e infiltração em pequenos açudes. pp. 118, 1989.

MOLLE, F., Geometria dos pequenos açudes, 1994.

MOLLE, F., Politique de l'eau, irrigation et société - le cas du Nordeste brésilien. Les cahiers de la Recherche Développement. 37, 18-32, 1994.

MOLLE, F., CADIER, E., Manual do pequeno açude. pp 528, 1992.

MOLLE, F., CADIER, E., COURCIER, R., Quelques aspects de la petite irrigation dans le nordeste brésilien. Les cahiers de la Recherche Développement. 19, 89-98, 1988.

MONTENEGRO, A.A., MONTENEGRO, S.M., MONTEIRO, A., MACKAY, R., Recarga de origem pluviométrica em aluviões-estudo de caso no semi-árido do Nordeste do Brasil., 2001.

MONTOROI, J.P., GRUNBERGER, O., NASRI, S., Groundwater geochemistry of a small reservoir catchment in Central Tunisia. Applied Geochemistry. 17, 1047-1060, 2002.

MUNEVAR, A., MARINO, M.A., Modeling analysis of ground water recharge potential on alluvial fans using limited data. Ground Water. 37, 649-659, 1999.

MUTUA, B.M., KLIK, A., Predicting daily streamflow in ungauged rural catchments: the case of Masinga catchment, Kenya. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques. 52, 292-304, 2007.

NEGREL, P., LACHASSAGNE, P., Geochemistry of the Maroni River (French Guiana) during the low water stage: implications for water-rock interaction and groundwater characteristics. Journal of Hydrology. 237, 212-233, 2000.

NEGREL, P., PETELET-GIRAUD, E., BARBIER, J., GAUTIER, E., Surface water-groundwater interactions in an alluvial plain: Chemical and isotopic systematics. Journal of Hydrology. 277, 248-267, 2003.

NEGREL, P., PETELET-GIRAUD, E., WIDORY, D., Strontium isotope geochemistry of alluvial groundwater: a tracer for groundwater resources characterisation. Hydrology and Earth System Sciences. 8, 959-972, 2004.

NOGUEIRA, J.F., Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu - Ceará central. Geologia. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. pp 123, 2004.

OLIVEIRA, F.D.A.J., Uso de técnicas de sensoriamento remoto e SIG para mapeamento dos aluviões em zonas áridas através de métodos de classificação automática. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza. pp 139, 2006.

OSMAN, Y.Z., BRUEN, M.P., Modelling stream-aquifer seepage in an alluvial aquifer: an improved loosing-stream package for MODFLOW. *Journal of Hydrology*. 264, 69-86, 2002.

OYAMA, M.D., NOBRE, C.A., A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America. *Geophysical Research Letters*. 30, 2003.

OYAMA, M.D., NOBRE, C.A., Climatic consequences of a large-scale desertification in northeast Brazil: A GCM simulation study. *Journal of Climate*. 17, 3203-3213, 2004.

PARK, Y.H., DOH, S.J., YUN, S.T., Geoelectric resistivity sounding of riverside alluvial aquifer in an agricultural area at Buyeo, Geum River watershed, Korea: an application to groundwater contamination study. *Environmental Geology*. 53, 849-859, 2007.

PATRIARCHE, D., CASTRO, M.C., GOOVAERTS, P., Estimating regional hydraulic conductivity fields - A comparative study of geostatistical methods. *Mathematical Geology*. 37, 587-613, 2005.

PAULO, A.A., PEREIRA, L.S., Drought concepts and characterization: Comparing drought indices applied at local and regional scales. *Water International*. 31, 37-49, 2006.

PRADO JUNIOR, C., *A Questão Agrária no Brasil*. 3a edição ed. Editora brasiliense. São Paulo. pp 188, 1981.

PRADO JUNIOR, C., *História econômica do Brasil*. 4a edição ed. Editora brasiliense. São Paulo. pp 364, 1995.

PURKEY, D.R., WALLENDER, W.W., ISLAM, N., FOGG, G.E., SIVAKUMAR, B., Describing near surface, transient flow processes in unconfined aquifers below irrigated lands: A deforming finite element model for heterogeneous aquifers. *Journal of Hydrology*. 330, 435-443, 2006.

PURKEY, D.R., WALLENDER, W.W., ISLAM, N., SIVAKUMAR, B., Identifying sources of recharge to shallow aquifers using a groundwater model. *Agricultural Water Management*. 86, 283-287, 2006.

RABEMANANA, V., VIOLETTE, S., DE MARSILY, G., ROBAIN, H., DEFFONTAINES, B., ANDRIEUX, P., BENSIMON, M., PARRIAUX, A., Origin of the high variability of water mineral content in the bedrock aquifers of Southern Madagascar. *Journal of Hydrology*. 310, 143-156, 2005.

RAINS, M.C., MOUNT, J.F., Origin of shallow ground water in an alluvial aquifer as determined by isotopic and chemical procedures. *Ground Water*. 40, 552-563, 2002.

REDDY, D.V., SUKHIJA, B.S., NAGABHUSHANAM, P., REDDY, G.K., KUMAR, D., LACHASSAGNE, P., Soil gas radon emanometry: A tool for delineation of fractures for groundwater in granitic terrains. *Journal of Hydrology*. 329, 186-195, 2006.

REED, P.M., ELLSWORTH, T.R., MINSKER, B.S., Spatial Interpolation Methods for Nonstationary Plume Data. *Ground Water*. 42, 190-202, 2004.

RIBEIRO LIMA, C.H., FRISCHKORN, H., BURTE, J., Avaliação da Interação Rio-Aquífero a Partir de Dados Experimentais e de um Modelo Analítico. *RBRH (Revista Brasileira de Recursos Hídricos)*. 2007.

RIBEYRE, D., La vallée du Forquilha : multi-usages et stratégies de gestion de l'eau dans le Nordeste semi-aride (Ceara - Brésil). *CNEARC (Montpellier-France)*. pp 145, 2006.

RIBOLZI, O., MOUSSA, R., GAUDU, J.C., VALLES, V., VOLTZ, M., Stream water regime change at autumn recharge on a Mediterranean farmed catchment using a natural tracer. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*. 324, 985-992, 1997.

RIBOLZI, O., VALLES, V., BARIAC, T., Comparison of hydrograph deconvolutions using residual alkalinity, chloride, and oxygen 18 as hydrochemical tracers. *Water Resources Research*. 32, 1051-1059, 1996.

RICHARDS, L.A., Diagnostico and improvement of saline and alkali soils. Washington. pp 166, 1954.

RKIOUAK, S., PULIDO-BOSCH, A., GAIZ, A., Potentialités hydrogéologiques d'une plaine littorale marocaine (Oued Laou, Tétouan-Chefchaouen). *Hydrological Sciences Journal- Journal Des Sciences Hydrologiques*. 42, 101-118, 1997.

RUBIN, H., BUDDEMEIER, R.W., Analysis of aquifer mineralization by paleodrainage channels. *Journal of Hydrology*. 277, 280-304, 2003.

RUDOLF, B., BECK, C., GRIESER, J., SCHNEIDER, U., Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. Offenbach am Main, Germany, 2005.

RUUD, N., HARTER, T., NAUGLE, A., Estimation of groundwater pumping as closure to the water balance of a semi-arid, irrigated agricultural. *Journal of Hydrology*. 297, 51-73, 2004.

SALAZAR, L.F., NOBRE, C.A., OYAMA, M.D., Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters*. 34, L09708, 2007.

SALEH, A., AL-RUWIAH, F.M., SHEHATA, M., Ground-water quality of the Nile west bank related to soil characteristics and geological setting. *Journal of Arid Environments*. 49, 761-784, 2001.

SALES NETO, P., Estudo da salinidade das águas em pequenas bacias hidrográficas. in: R. Hidricos (Ed.). FUNCEME. pp. 342, 2002.

SAMPAIO, J.L.F., Policies for land access – Territory of Sertão Central, Ceará. Diagnostic report. Land Access and Participatory Territorial Development. Natural Resources Institute. Greenwich-UK. pp. 83, 2005.

SANTIAGO, M.F., Mecanismo de salinização em regiões semiáridas. Estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, no Ceará. USP. São Paulo. pp 176, 1984.

SANTIAGO, M.F., FRISCHKORN, H., NETO, P.S., MENDES, J., The recharge mechanisms in an alluvial aquifer zone in northeast Brazil. *Ground Water*. 39, 18-23, 2001.

SANTIAGO, M.F., SILVA, C., MENDES, J., FRISCHKORN, H., Characterization of groundwater in the Cariri (Ceara, Brazil) by environmental isotopes and electric conductivity. *Radiocarbon*. 39, 49-59, 1997.

SAXENA, V.K., SINGH, V.S., MONDAL, N.C., JAIN, S.C., Use of hydrochemical parameters for the identification of fresh groundwater resources, Potharlanka Island, India. *Environmental Geology*. 44, 516-521, 2003.

HydroTools 1.0 for ArcView 3.x. Tübingen. 2004.

SCHOUPS, G., HOPMANS, J.W., YOUNG, C.A., VRUGT, J.A., WALLENDER, W.W., TANJI, K.K., PANDAY, S., Sustainability of irrigated agriculture in the San Joaquin Valley, California. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 102, 15352-15356, 2005.

SEAGRI, Projeto "Poços do Sertão". Relatório de atividades. SEAGRI (Secretaria de Agricultura do estado do Ceará). Fortaleza-CE, 2004.

SHAH, N., NACHABE, M., ROSS, M., Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. *Ground Water*. 45, 329-338, 2007.

SHARDA, V.N., KUROTHE, R.S., SENA, D.R., PANDE, V.C., TIWARI, S.P., Estimation of groundwater recharge from water storage structures in a semi-arid climate of India. *Journal of Hydrology*. 329, 224-243, 2006.

SILVA, L.G.D.A.J., GHEYI, H.R.,MEDEIROS, J.F.D., Composição química de águas do cristalino do Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 3, 11-17, 1999.

SINGH, K.P., MALIK, A., SINHA, S., MOHAN, D.,SINGH, V.K., Exploring groundwater hydrochemistry of alluvial aquifers using multi-way modeling. *Analytica Chimica Acta*. 596, 171-182, 2007.

SKOIEN, J.O., BLOSCHL, G.,WESTERN, A.W., Characteristic space scales and timescales in hydrology. *Water Resources Research*. 39, 2003.

SOLOMON, S., QIN, D., MANNING, M., ALLEY, R.B., BERNTSEN, T., BINDOFF, N.L., CHEN, Z., CHIDTHAISONG, A., GREGORY, J.M., HEGERL, G.C., HEIMANN, M., HEWITSON, B., HOSKINS, B.J., JOOS, F., JOUZEL, J., KATTSOV, V., LOHMANN, U., MATSUNO, T., MOLINA, M., NICHOLLS, N., OVERPECK, J., RAGA, G., RAMASWAMY, V., REN, J., RUSTICUCCI, M., SOMERVILLE, R., STOCKER, T.F., WHETTON, P., WOOD, R.A., WRATT, D., 2007: IN: [SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M.T.A.H.L.M.E.C.U.P., Cambridge, United Kingdom and New York, NY,,USA., Technical Summary. in: S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, T. M.,H.L. Miller (Eds.). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2007.

SOPHOCLEOUS, M., Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*. 10, 52-67, 2002.

SRH, Política Estadual de Recursos Hídricos. Secretaria de Recursos Hidricos - Governo do Estado do Ceara. pp. 1-18, 1992.

SUBYANI, A.M., Hydrochemical identification and salinity problem of ground-water in Wadi Yalamlam basin, Western Saudi Arabia. *Journal of Arid Environments*. 60, 53-66, 2005.

TANG, Q.H., HU, H.P.,OKI, T., Groundwater recharge and discharge in a hyperarid alluvial plain (Akesu, Taklimakan Desert, China). *Hydrological Processes*. 21, 1345-1353, 2007.

TANG, Q.H., HU, H.P., OKI, T.K.,TIAN, F.Q., Water balance within intensively cultivated alluvial plain in an arid environment. *Water Resources Management*. 21, 1703-1715, 2007.

TANTAWI, M.A., EL-SAYED, E.,AWAD, M.A., Hydrochemical and stable isotope study of groundwater in the Saint Catherine-Wadi Feiran area, south Sinai, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*. 26, 277-284, 1998.

TAYLOR, C.M., LAMBIN, E.F., STEPHENNE, N., HARDING, R.J., ESSERY, R.L.H., The influence of land use change on climate in the Sahel. *Journal of Climate*. 15, 3615-3629, 2002.

THORNTON, P.K., KRUSKA, R.L., HENNINGER, N., P.M.KRISTJANSON, REID, R.S., ATIENO, F., ODERO, A.N., NDEGWA, T., Mapping Poverty and Livestock in the Developing World. International Livestock Research Institute. Nairobi, Kenya, 2002.

TISSOT, H., Modélisation et simulation des échanges nappe-rivière. Ecole des Mines de Paris. Paris. pp 39, 1993.

TONNEAU, J.-P., CARON, P., Sécheresse et développement territorial. Colloque eau et territoires. Lyon. 1-9, 2006.

TONNEAU, J.-P., RUFINO DE AQUINO, J., TEIXEIRA, O.A., Modernisation de l'agriculture familiale et exclusion. Le dilemme des politiques agricoles. *Cahiers Agricultures*. 14, 30-34, 2005.

TRONICKE, J., HOLLIGER, K., Quantitative integration of hydrogeophysical data: Conditional geostatistical simulation for characterizing heterogeneous alluvial aquifers. *Geophysics*. 70, H1-H10, 2005.

TSAKIRIS, G., PANGALOU, D., VANGELIS, H., Regional drought assessment based on the Reconnaissance Drought Index (RDI). *Water Resources Management*. 21, 821-833, 2007.

UNESCO, Water: a shared responsibility. in: UNESCO (Ed.) World Water Development Report. UNESCO. Paris. pp. 601, 2006.

VALLET-COULOMB, C., LEGESSE, D., GASSE, F., TRAVI, Y., CHERNET, T., Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia). *Journal of Hydrology*. 245, 1-18, 2001.

VICARIOT, F., L'évaluation des ressources naturelles renouvelables : éléments de base d'une stratégie de développement. *Equateur* 1986. Quito. 85-93, 1989.

VILLEMAIN, G., Contribuição ao desenvolvimento da horticultura no Vale do Forquilha - Nordeste brasileiro. *Introdução das culturas de melão e tomate*. INH. Angers. pp. 59p, 1999.

FEFLOW - Finite element Subsurface Flow & Transport Simulation System. WASY, Berlin. 2005.

WENG, P., COUDRAIN-RIBSTEIN, A., KAO, C., BENDJOUDI, H., DE MARSILY, G., Demonstration of strong temporary vertical circulation between wetlands and alluvial and

regional aquifers. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*. 329, 257-263, 1999.

WENG, P., COUDRAIN-RIBSTEIN, A., TALBI, A., BENDJOUDI, H., Groundwater circulations between alluvial aquifer and underlying senonian chalk in the Seine Valley. *Physics and Chemistry of the Earth Part B-Hydrology Oceans and Atmosphere*. 24, 151-154, 1999.

WOESSNER, W.W., Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought. *Ground Water*. 38, 423-429, 2000.

WOOD, W.W., SANFORD, W.E., Chemical and Isotopic Methods for Quantifying Groundwater Recharge in a Regional, Semiarid Environment. *Ground Water*. 33, 458-468, 1995.

WU, Y., WEN, X., ZHANG, Y., Analysis of the exchange of groundwater and river water by using Radon-222 in the middle Heihe Basin of northwestern China. *Environmental Geology*. 45, 647-653, 2004.

YANG, C.H., LEE, V.F., Using direct current resistivity sounding and geostatistics to aid in hydrogeological studies in the Choshuichi alluvial fan, Taiwan. *Ground Water*. 40, 165-173, 2002.

ZAGANA, E., OBEIDAT, M., KUELLS, C., UDLUFT, P., Chloride, hydrochemical and isotope methods of groundwater recharge estimation in eastern Mediterranean areas: a case study in Jordan. *Hydrological Processes*. 21, 2112-2123, 2007.

ZAKHAROVA, E.A., KOURAEV, A.V., CAZENAVE, A., SEYLER, F., Amazon River discharge estimated from TOPEX/Poseidon altimetry. *Comptes Rendus Geoscience*. 338, 188-196, 2006.

ANEXOS

Anexo 1. Fotografia de um poço tubular.



Figura An 1: Poço tubular de 8,2 m de profundidade e vazão de $23 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$, usado para irrigação de uma área de 2 ha e para o abastecimento doméstico da família do agricultor

Anexo 2. Lembrete técnico: sondagens elétricas verticais em arranjo Schlumberger

Uma fonte pontual de corrente colocada na superfície do solo produz num determinado ponto X do subsolo o potencial elétrico seguinte:

$$\Phi = \rho I / 2\pi r$$

ρ (ohm-m), resistividade do subsolo,

I (Ampère), intensidade da corrente injetada no subsolo,

r (m), distância à fonte de emissão

O dispositivo é composto por 4 eletrodos :

- 2 eletrodos de injeção de corrente (A^+ et B^-), gerando potencial :

$$\Phi = (\rho I / 2\pi) \cdot (1/r_A - 1/r_B)$$

- 2 eletrodos (M e N) de medição da diferença de potencial $\Delta\Phi$:

$$\Delta\Phi = (\rho I / 2\pi) \cdot (1/r_{AM} - 1/r_{BM} - 1/r_{AN} + 1/r_{BN})$$

Mede-se a resistência do subsolo atravessado pela corrente, dada pela lei de Ohm :

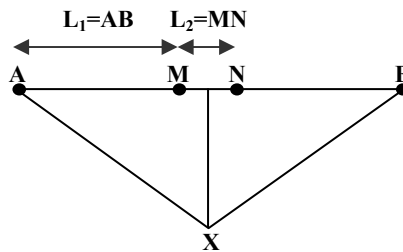
$$R = \Delta\Phi / I$$

Deduz-se a resistividade aparente

$$\rho_A = k \Delta\Phi / I$$

com $k = 2\pi / (1/r_{AM} - 1/r_{BM} - 1/r_{AN} + 1/r_{BN})$

Esquema de arranjo de eletrodos (tipo Schlumberger)



No caso de um arranjo Schlumberger, temos:

$$k = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{L_1 - L_2/2} \right) - \left(\frac{1}{L_1 + L_2/2} \right) - \left(\frac{1}{L_1 + L_2/2} \right) + \left(\frac{1}{L_1 - L_2/2} \right) \right]} = \frac{\pi}{\left[\left(\frac{1}{L_1 - L_2/2} \right) - \left(\frac{1}{L_1 + L_2/2} \right) \right]} = \frac{\pi \cdot (L_1^2 - L_2^2)}{2L_2}$$

Consequentemente:
$$\rho_A = \pi \cdot \frac{L_1^2 - L_2^2}{2L_2} \cdot \frac{\Delta\Phi}{I}$$

Anexo 3. Ribeiro Lima, C.H., Frischkorn, H., Burte, J., 2007. Avaliação da Interação Rio-Aqüífero a Partir de Dados Experimentais e de um Modelo Analítico. RBRH (Revista Brasileira de Recursos Hídricos).

RESUMO

Um estudo experimental e teórico da interação que ocorre num sistema rio-aqüífero foi realizado. A parte experimental consiste da liberação de um pulso de água de um reservatório e medição dos níveis d'água do rio e do aluvião adjacente, de forma a determinar o gradiente hidráulico entre ambos. A parte teórica consiste em analisar a interação rio-aqüífero no regime transiente por meio de um programa computacional, doravante denominado STLK1, desenvolvido por DeSimone e Barlow do United States Geological Survey (USGS). Tal programa faz uso da Transformada de Laplace e do conceito de Integral de Convolução na resolução analítica das equações que descrevem o sistema rio-aqüífero. O modelo analítico é usado então para estimar propriedades hidráulicas do aqüífero, aqüítarde e da margem do rio, avaliar as condições hidrológicas no aqüífero, estimar o fluxo d'água no sistema rio-aqüífero e o volume armazenado no aqüífero resultante da onda de cheia. Os resultados de carga hidráulica e fluxo são comparados com resultados obtidos com o programa computacional MODFLOW. A análise realizada mostrou a aplicabilidade do programa STLK1, além de levar a um melhor conhecimento da dinâmica da interação rio-aqüífero no Semi-Árido brasileiro.

ABSTRACT

An experimental and theoretical study of stream-aquifer interaction was realized. The experiment consists of a water pulse release from a reservoir and the measurement of stream level and groundwater level to determine the hydraulic gradient. The theoretical study is an analysis of the stream-aquifer interaction by means of a computer program, called STLK1, developed by DeSimone e Barlow / USGS. This program uses Laplace Transform and Convolution Integrals in the resolution of the equations that govern the stream-aquifer system. The analytical model is used to estimate hydraulic properties of the aquifer, the aquitard, and stream bank, to evaluate hydrologic conditions in the aquifer, and to estimate seepage rates in

the stream-aquifer system and bank storage resulting from the flood wave. The results for water levels and seepage rates are compared to results obtained by simulation with the computational program MODFLOW. This analysis demonstrates the applicability of the STLK1 program and leads to a better understanding of stream-aquifer interaction dynamics in the Brazilian Semi-Arid.

INTRODUÇÃO

A água de rios, em muitos casos, entra em contato com o escoamento subterrâneo nos aquíferos. Quando ocorre este contato, diz-se que rio e aquífero estão conectados hidráulicamente.

Um dos principais objetivos no estudo da interação rio-aquífero é quantificar as trocas de água entre os canais de água superficial e o aquífero subterrâneo. Alguns aspectos importantes dessa interação podem ser citados:

Em regiões semi-áridas, como o Nordeste Brasileiro, o controle da vazão de muitos rios é efetuado por reservatórios superficiais. Um problema que surge é a determinação da vazão de água a ser liberada, de tal modo que a vazão num determinado ponto a jusante do reservatório seja igual à esperada. Insere-se neste contexto a interação rio-aquífero, responsável em grande parte pela perda (ou ganho) em trânsito da vazão do rio.

Quando o nível da água do rio aumenta rapidamente, como no caso de cheias, parte da água é armazenada nas suas margens. A quantificação desse fenômeno é de extrema importância, pois tal armazenamento atenua o impacto da cheia do rio nos ambientes próximos.

Em regiões áridas e semi-áridas, as águas subterrâneas, quando de boa qualidade, são utilizadas para o consumo humano e na agricultura. A recarga dos reservatórios subterrâneos é em alguns casos realizada por rios perenizados, sendo necessário quantificar o fluxo dos rios para os aquíferos.

iv) Um dos grandes problemas ambientais nos países desenvolvidos e que começa aparecer no Nordeste Brasileiro, em virtude principalmente da agricultura irrigada, é a contaminação de águas subterrâneas devido a percolação da água de rios poluídos para os aquíferos adjacentes.

O trabalho aqui apresentado é um estudo teórico e experimental da interação rio-aquífero, com realização de um experimento de campo. Tal experimento consiste na liberação de um pulso de vazão a partir de um reservatório conectado a um rio intermitente. São medidos simultaneamente os níveis da água num determinado ponto do rio e o nível da água em dois piezômetros e um poço localizados próximos deste ponto. Um programa computacional (STLK1) que modela analiticamente a interação rio-aquífero é aplicado aos resultados obtidos como ferramenta de análise. Dessa forma, é possível quantificar o fluxo de água entre rio e aluvião e o volume armazenado no aquífero após a passagem do pulso de cheia, além da estimativa de parâmetros hidrogeológicos do aluvião.

CONTEXTO E ESTUDOS ANTERIORES

Desde a década de 1960, um grande número de trabalhos vem sendo desenvolvido para melhor compreender a interação que ocorre entre sistemas superficiais e subterrâneos de água. Alguns trabalhos buscaram, prioritariamente, o entendimento do processo físico de interação entre rios e aquíferos, desenvolvendo soluções analíticas para as equações governantes do problema. Outros trabalhos, devido, em grande parte, à complexidade dos fenômenos inerentes a sistemas rio-aquífero, procuraram a quantificação e a análise da interação entre águas superficiais e subterrâneas em sistemas rio-aquífero específicos.

Diversas soluções analíticas podem ser encontradas na literatura para descrever a interação de aquíferos confinados, semiconfinados e livres com rios adjacentes. em aquíferos confinados, a maioria das soluções foi desenvolvida para variações instantâneas unitárias de pulsos do tipo linear ou senoidal no nível do rio, onde se destacam os trabalhos de Rowe (1960), Moench e Kisiel (1970) e Hall e Moench (1972). Para aquíferos semiconfinados interagindo com rios, poucas soluções analíticas estão disponíveis. Isso se deve às complicações que envolvem a análise do aquífero sobreposto ao aquífero. Dentre os poucos trabalhos existentes, pode-se citar os realizados por Zhang (1992) e Barlow e Moench (1998). As soluções analíticas utilizadas para aquíferos confinados foram também diversas vezes aplicadas a condições de não-confinamento, ou seja, aquíferos livres, pela substituição do coeficiente de armazenamento pela porosidade efetiva. Outros trabalhos (por exemplo, Workman, Serrano e Liberty, 1997) consideram a espessura saturada do aquífero livre como sendo função da altura da área livre, sendo o escoamento subterrâneo descrito pela equação de Boussinesq. Numa

outra abordagem, o escoamento subterrâneo no aquífero livre é considerado bidimensional no plano x-z, tendo destaque os trabalhos de Neuman (1981) e Barlow e Moench (1998).

Outros pesquisadores, como Jordan (1977), Lane (1983) e Walters (1990), analisaram sistemas rio-aquífero específicos a partir da quantificação da diminuição da vazão dos rios ao longo do seu curso. No Semi-Árido brasileiro, os trabalhos de Araújo e Ribeiro (1996), Rêgo (2001), Araújo (2002) e Lima (2004) apresentam-se como pioneiros nessa linha de pesquisa. Diversas outras modelagens de aquíferos e sistemas rio-aquífero podem ser vistas em Illangasekare e Morel-Seytoux (1982), Gomes (1990) e Xi Chen e Xunhong Chen (2003).

Este trabalho é motivado pela ausência de aplicações da metodologia de Barlow e Moench (1998) na análise da interação rio-aquífero em regiões semi-áridas.

EQUAÇÕES GOVERNANTES E SOLUÇÕES ANALÍTICAS PARA O SISTEMA RIO-AQUÍFERO EM REGIME TRANSIENTE

A estrutura do modelo para o sistema rio-aquífero

O modelo aqui apresentado faz uso da transformada de Laplace e do método da integral de convolução no cálculo da resposta de um aquífero semiconfinado às flutuações arbitrárias no nível de um rio adjacente. A descrição completa do modelo, além das soluções para aquíferos livres e confinados, encontra-se em Barlow e Moench (1998) e DeSimone e Barlow (1998). Na obtenção das soluções analíticas, as seguintes suposições foram feitas:

- i) o aquífero é homogêneo e com espessura uniforme;
- ii) a camada inferior do aquífero é horizontal e impermeável;
- iii) as propriedades hidráulicas do aquífero e do aquítarde são invariantes no tempo;
- iv) o meio poroso e o fluido são ligeiramente compressíveis;
- v) os poços e piezômetros de observação são infinitesimais no diâmetro e respondem instantaneamente à mudanças de pressão no aquífero;
- vi) caso a margem do rio contenha algum material semipermeável, o mesmo é considerado homogêneo, isotrópico, e com capacidade desprezível de armazenar água;

vii) o rio forma uma fronteira vertical com o aquífero, e é completamente penetrante no mesmo;

Quando existem formações semipermeáveis na margem do rio que dificultam o fluxo entre o mesmo e o lençol adjacente, torna-se necessário incluir a condutividade hidráulica K_s e a largura d desse material na solução analítica. Essas propriedades são consideradas no termo a (equação 9), definido como termo de fuga pelas margens (*streambank leakance*). Esse termo pode também ser utilizado para contabilizar, aproximadamente, a parte do escoamento que escoou na interface rio-aquífero devido ao fato do rio não penetrar completamente a espessura saturada do aquífero. Hantush (1965) descreve o termo como a largura efetiva do aquífero requerida para causar a mesma perda de carga entre o aquífero e o canal do rio.

As soluções analíticas desenvolvidas para a equação governante são obtidas pelo uso da transformada de Laplace. Este método envolve a eliminação da variável tempo t por uma transformação integral do problema original de valor de contorno. O resultado é um problema de valor de contorno no domínio de Laplace (variável p), que é resolvido nesse domínio, e a solução resultante é então invertida numericamente (transformada inversa de Laplace), voltando ao domínio do tempo (Barlow e Moench, 1998).

As soluções aqui apresentadas são para a condição de variação instantânea do nível do rio relativo ao nível de água do aquífero adjacente. Tais soluções são referidas, matematicamente, como respostas degrau unitárias do aquífero. Essas respostas são funções adimensionais da altura da água subterrânea, e descrevem a razão entre a mudança na altura da água no aquífero numa dada localização (x,z) e num dado tempo (t) e a variação instantânea no nível da água do rio:

$$h_D(x, z, t) = \frac{h_i - h(x, z, t)}{c} \quad (1)$$

onde $h_D(x, z, t)$ é a solução adimensional da resposta degrau unitária, c é a mudança instantânea no nível de água do rio $(h_i - h_0)$, h_i é o nível inicial de água no sistema rio-aquífero e h_0 é o nível de água do rio após a mudança instantânea.

Solução analítica para aquífero semiconfinado

A **Figura An 2** apresenta seções transversais esquemáticas de aquíferos semiconfinados idealizados. O comprimento na direção x é semi-infinito. As soluções obtidas são válidas para todos esses casos, incluindo aquíferos finitos de comprimento $x = x_L$.

A partir da equação de Darcy para escoamento subterrâneo, da equação da conservação da massa e de algumas considerações físicas (Lima, 2004), pode-se mostrar que a equação diferencial parcial governante do escoamento subterrâneo, unidimensional, horizontal para aquíferos semiconfinados é dada por:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t} + q', \quad (2)$$

onde

$$q' = -\frac{K'}{K_x b} \left(\frac{\partial h'}{\partial z} \right)_{z=b}, \quad (3)$$

sendo K_x a condutividade hidráulica horizontal do aquífero, x a coordenada cartesiana horizontal, t o tempo, h a carga hidráulica, S_s o armazenamento específico do aquífero, q' a vazão escoada para dentro ou para fora do aquífero, K' a condutividade hidráulica vertical do aquítarde, h' a carga hidráulica do aquítarde e b a espessura saturada do aquífero.

A condição inicial para todos os casos é:

$$h(x,0) = h_i . \quad (4)$$

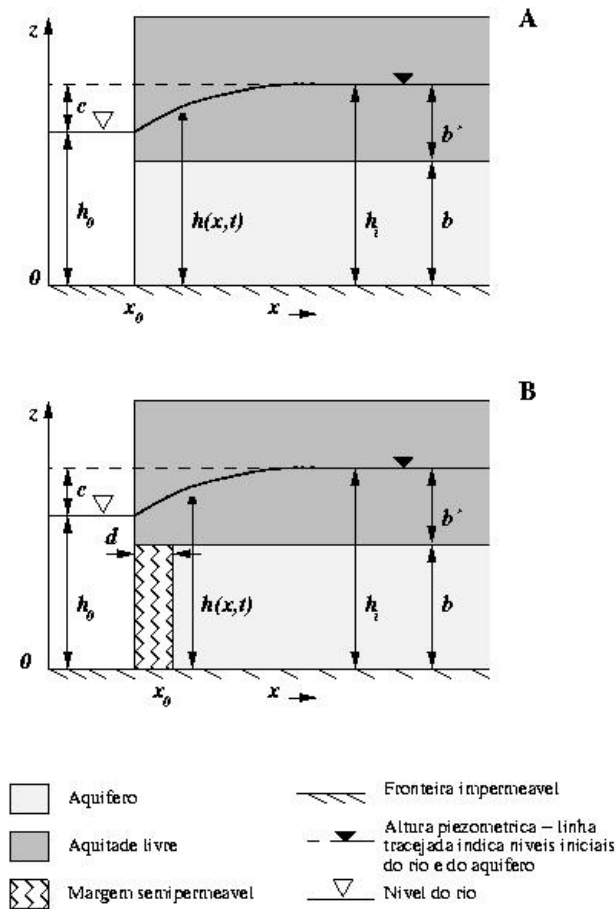


Figura An 2: Desenho esquemático de um aquífero semiconfinado, semi-infinito, com aquítarde sobreposto por um leito fonte: (A) sem camada semipermeável na margem do rio e (B) com camada semipermeável.

As condições de contorno podem ser várias, dependendo do tipo de aquífero e das condições a serem modeladas. Para aquífero semi-infinito, a condição de contorno quando x tende ao infinito é:

$$h(\infty, t) = h_i, \quad (5)$$

enquanto para aquífero finito usa-se a seguinte condição de contorno para $x = x_L$:

$$\frac{\partial h}{\partial x}(x_L, t) = 0. \quad (6)$$

As condições de contorno na interface rio-aquífero dependem da presença ou não de material semipermeável nas margens do rio. Quando não está presente, tem-se para $x = x_0$:

$$h(x_0, t) = h_0 \quad (7)$$

Na condição de presença de material semipermeável, é usada no ponto $x = x_0$ a condição de contorno de fluxo dependente da altura:

$$\frac{\partial h(x_0, t)}{\partial x} = -\frac{1}{a}[h_0 - h(x_0, t)], \quad (8)$$

onde $[h_0 - h(x_0, t)]$ é a variação da altura transversalmente a margem semipermeável e a é definido como:

$$a = \frac{K_x d}{K_s}, \quad (9)$$

sendo d a espessura da camada semipermeável e K_s sua condutividade hidráulica.

Em se tratando de aquíferos semiconfinados, onde ocorre a presença de um aquítarde livre, algumas suposições devem ser adicionadas às feitas anteriormente:

- i) o escoamento é horizontal no aquífero e estritamente vertical no aquítarde;
- ii) o aquítarde é homogêneo, isotrópico e de espessura uniforme;
- iii) a variação na espessura saturada do aquítarde devido às flutuações é pequena quando comparada à espessura saturada inicial.

Uma equação adicional deve ainda ser resolvida e acoplada à equação (2) para se levar em conta o efeito do aquítarde:

$$\frac{\partial^2 h'}{\partial z^2} = \frac{S'_s}{K'} \cdot \frac{\partial h'}{\partial t}, \quad (10)$$

onde S'_s é o armazenamento específico do aquítarde.

A condição inicial e as condições de contorno para aquítarde com material sobreposto não-saturado são:

$$h'(z, 0) = h_i, \quad (11)$$

$$h'(b, t) = h, \quad (12)$$

$$\frac{\partial h'}{\partial z}(b + b', t) = -\frac{S'_y}{K'} \cdot \frac{\partial h'}{\partial t}(b + b', t), \quad (13)$$

onde s_y é a porosidade efetiva (ou vazão específica) do aquítarde.

As equações (2) a (13) são adimensionalizadas pela substituição por variáveis adimensionais apresentadas em Barlow e Moench (1998). em seguida, é aplicada a transformação de Laplace na solução do problema de valor de contorno, sendo a solução no domínio de Laplace, indicada pela barra superior, representada para todos os tipos de aquíferos semiconfinados por:

$$\bar{h}_D = \frac{W \exp[-\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_D - 1)]}{p\{1 + \sqrt{p + \bar{q}_D} A \tanh[\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_{LD} - 1)]\}}, \quad (14)$$

onde \bar{h}_D é a função resposta unitária adimensional da transformada de Laplace no ponto x_D do aquífero, p é a variável no domínio de Laplace, W é um parâmetro função da largura do aquífero perpendicular ao rio, A é um parâmetro função do termo de escape a , e \bar{q}_D é um termo de fonte ou sumidouro.

A equação (14) pode agora ser invertida numericamente do domínio de Laplace para o domínio do tempo, obtendo-se a solução do problema.

A solução da transformada de Laplace para o fluxo de água entre o rio e o aquífero pode ser determinada encontrando-se o gradiente da solução na fronteira rio-aquífero (isto é, em $x_D = 1$). O gradiente é obtido pela diferenciação da equação (14) com relação a x_D , no ponto $x_D = 1$:

$$\bar{Q}_D = -\left. \frac{d\bar{h}_D}{dx_D} \right|_{x_D=1}, \quad (15)$$

sendo \bar{Q}_D o fluxo adimensional no domínio de Laplace.

As relações de convolução

A resposta total do sistema de águas subterrâneas para uma série individual temporal de mudanças degrau (*step changes*) no nível da água do rio ou do aquífero pode ser determinada pelo somatório (ou superposição) das soluções de respostas unitárias para as mudanças individuais.

Matematicamente, as respostas individuais são somadas pelo uso da integral de convolução, que relaciona a série temporal de mudanças (entrada do sistema) com a série temporal da variação do nível de água subterrâneo (resposta da saída do sistema):

$$h(x, z, t) = h_i + \int_0^t F'(\tau) h_D(x, z, t - \tau) d\tau \quad , \quad (16)$$

onde h_i é o nível inicial da água no sistema rio-aquífero, $F'(\tau)$ é a variação do nível do rio, h_D é a solução adimensional da resposta do aquífero e τ é a variável tempo de integração (atraso).

A convolução pode também ser usada para calcular a vazão relativa Q entre o rio e o aquífero. Hall e Moench (1972) mostraram que o fluxo de água na fronteira rio-aquífero ($x = x_0$) pode ser determinado a partir da aplicação da lei de Darcy na equação 16:

$$Q(t) = \frac{K_x b}{x_0} \int_0^t F'(\tau) \frac{\partial h_D(x_0, z, t - \tau)}{\partial x_D} d\tau \quad , \quad (17)$$

onde $Q(t)$ é o fluxo por unidade de comprimento do rio de (ou para) um de seus lados, x_D é a distância adimensional x/x_0 e x_0 é a distância do centro do rio até a fronteira rio-aquífero.

O armazenamento na margem ocorre quando, em resposta a uma elevação do nível do rio, a água flui do mesmo para o aquífero. Esse armazenamento na margem, $V(t)$, é definido como o volume acumulado de água por unidade de comprimento do rio, que penetra no aquífero unilateralmente, no tempo t :

$$V(t) = -\int_0^t Q(t) dt \quad . \quad (18)$$

O sinal negativo é introduzido pois o armazenamento na margem é uma quantidade positiva, enquanto o fluxo do rio para o aquífero é negativo.

CARACTERIZAÇÃO DO LOCAL DE APLICAÇÃO

No Vale do Forquilha, localizado no Município de Quixeramobim, região central do Estado do Ceará, vem sendo desenvolvido, desde 1998, um programa pela Prefeitura Municipal intitulado " Projeto Pingo d'Água ", que tem como objetivos principais a exploração dos aluviões por meio de poços tubulares manuais, permitindo tanto o abastecimento de água das comunidades como a irrigação de pequenas áreas de fruticultura e horticultura.

A disponibilidade de poços de observação próximos ao leito do rio e de informações hidrogeológicas da região (Burte e Schrader 1998,1999; Burte 2002) permitiu a realização dos experimentos nesta região.

A Bacia Hidrográfica do Rio Forquilha

A área total da Bacia Hidrográfica é de cerca de 211 km². O Rio Forquilha é o rio principal da bacia. Sua extensão é de cerca de 23 km, possuindo pequenos afluentes ao longo do seu percurso. É um rio intermitente, sendo uma importante característica a irregularidade na área de seu leito, com presença de vários barramentos que, juntamente com a presença da conectividade hidráulica com os aquíferos aluviais, possibilitam a formação de água empoçada em trechos relativamente compridos (~50 m) ao longo de seu leito.

A geologia da Bacia do Forquilha é caracterizada pelo embasamento rochoso pertencente ao complexo cristalino gnáissico. Nos vales, as rochas cristalinas podem ser cobertas por depósitos aluvionares com espessuras variáveis, podendo atingir valores da ordem de 10 m. O estudo de reconhecimento geológico realizado nos aluviões do rio constatou a heterogeneidade da formação. Encontra-se geralmente uma camada superficial bastante argilosa, com aproximadamente 3 m de espessura. Abaixo ocorre uma camada de areia média a grossa, pedregulhosa, onde se encontra armazenada uma quantidade razoável de água. Testes de bombeamento (Burte e Schrader, 1999) em poços localizados ao longo do Rio Forquilha mostraram condutividades hidráulicas variando de $2,6 \cdot 10^{-3}$ m/s até $8,8 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Metodologia experimental

Devido a baixíssima vazão do Rio Forquilha na época da realização do presente experimento, foi liberada, durante 8 horas, uma vazão de cerca de 0,24 m³/s da tomada de água do Açude Riacho Verde, responsável pela perenização do referido Rio.

Para efetuar as medições do gradiente hidráulico entre rio e aquífero, foram utilizados um poço de medição e dois piezômetros (**Figura An 3**) localizados a cerca de 2 km da tomada d'água do Açude Riacho Verde. Tais medições avaliaram também a influência da camada semi-argilosa no nível de água no aquífero e a sua distribuição espacial.

O poço e os dois piezômetros foram construídos segundo a metodologia apresentada por Burte e Schrader (1999). O poço de medição é feito com cano plástico de 150 mm de diâmetro, crivado, revestido por uma tela plástica convenientemente escolhida com relação à granulometria dos aluviões e instalado até a rocha (**Figura An 4**). Os dois piezômetros foram construídos de cano plástico de 50 mm de diâmetro, crivados, mas instalados na camada semi-argilosa.

No rio foram colocadas duas réguas para medição do nível de água. As medições foram realizadas com trena de precisão 1 mm e intervalos iniciais de 10 minutos, que em seguida passaram a ser de uma hora. Após 24 horas de experimento, esses intervalos passaram a ser maiores devido à velocidade mais lenta de rebaixamento dos níveis de água.

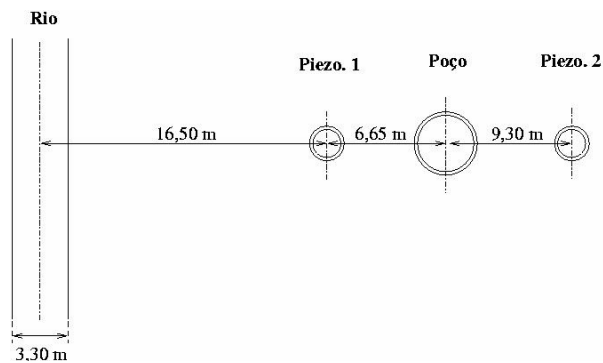


Figura An 3: Esboço do local de medição.

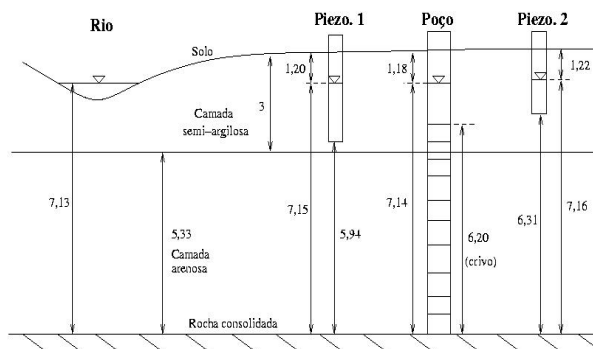


Figura An 4: Corte transversal esquemático do local das medições, com valores em metros e nível piezométrico nas condições iniciais (valor da profundidade que define a zona de transição entre a camada semi-argilosa e a camada arenosa é aproximado).

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Nível de água do rio, poço e piezômetros

A **Figura An 5** apresenta a variação temporal do nível da água acima da rocha consolidada para o rio, o poço e os dois piezômetros durante as primeiras 24 horas. Observa-se que o nível da água do rio atinge seu valor máximo em cerca de cinco horas, iniciando a partir daí uma descida mais suave do que a ascensão. em seguida, a resposta mais rápida na ascensão é observada no nível da água no poço. Essa resposta rápida, no caso de se tratar de aquífero livre, deveria ser verificada no piezômetro 1, pois o mesmo está localizado mais próximo da margem do rio. Entretanto, a reação do piezômetro 1 é mais lenta que a do poço. Essa aparente contradição indica claramente que o aquífero está sobre condições de semiconfinamento. O nível do poço começa a diminuir após cerca de nove horas. Nas cinco primeiras horas, o nível da água nos piezômetros praticamente não se eleva, mas oscila bastante. A partir das cinco horas, o nível de ambos começa a se elevar, porém não é possível, no período de 24 horas, observar curva de recessão, mas apenas uma leve diminuição no gradiente da curva de ascensão.

Os resultados obtidos nas primeiras 24 horas são úteis na modelagem e simulação numérica da interação rio-aquífero, pois confirmaram a presença de uma camada semiconfinante, já prevista na seção anterior. Além disso, os resultados evidenciaram que o fluxo entre rio e aquífero acontece inicialmente e na maior parte pelo leito do rio, caracterizando um escoamento na direção vertical. A partir de certa distância, como indica Hantush (1965), o fluxo passa a ser na direção horizontal. É forte também a evidência que o aumento no nível da água dos piezômetros se deve ao fluxo de água da camada arenosa inferior para a camada semi-argilosa superior. Isso explica em parte as oscilações no nível nas primeiras cinco horas, pois nesse período havia um baixo gradiente hidráulico entre as duas camadas.

A variação temporal dos níveis de água para o período completo de simulação (410 horas) é apresentada na **Erreur ! Source du renvoi introuvable..** Comparando as curvas de recessão dos níveis do rio e do poço, observa-se uma declividade maior do nível do rio. As curvas se cruzam então no tempo médio de 180 horas, ou seja, após 175 e 171 horas, respectivamente, do nível do rio e do poço atingirem seus valores de pico. A partir do cruzamento das duas curvas, o fluxo de água, que era do rio para o aquífero, inverte-se e passa a ser do aquífero para o rio devido à inversão do gradiente hidráulico. A variação temporal do nível do piezômetro 1 mostra

um valor de pico no tempo aproximado de 27 horas, cerca de 22 horas após o tempo de pico do nível do rio. Após cerca de 95 horas, o nível do piezômetro 1 fica abaixo do nível no poço, e a partir de 330 horas fica acima do nível do rio. Com relação à curva ajustada aos dados experimentais do piezômetro 2, verifica-se um pico de nível em 50 horas. Ao final do tempo de medição (410 horas) o nível está igualado ao nível do rio. É possível também observar que as declividades das curvas do piezômetro 1 e do piezômetro 2 apresentam valores próximos.

A análise da variação do nível da água no rio, no poço e nos piezômetros, apresentada acima, mostra que o fluxo de água entre o rio e a camada arenosa do aquífero e entre esta camada e a camada semi-argilosa altera algumas vezes a direção e a intensidade ao longo do experimento. Inicialmente, nas primeiras 180 horas, o fluxo se dá do rio para a camada arenosa e, após este tempo, ele se inverte. Próximo ao poço, é possível ver que o fluxo está sempre na direção da camada arenosa para a camada semi-argilosa. Entretanto, a intensidade do fluxo varia temporalmente em virtude do gradiente hidráulico.

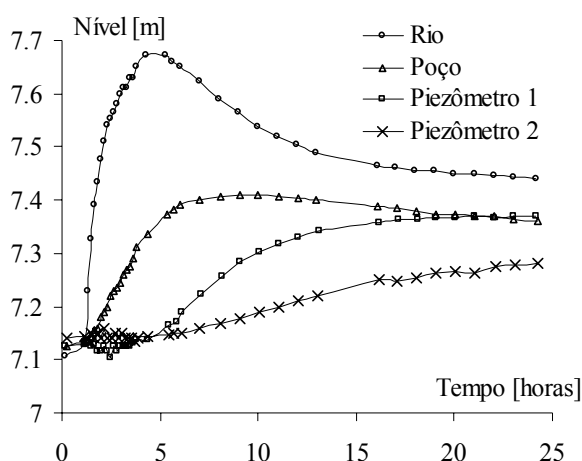


Figura An 5: Nível da água acima da rocha consolidada no intervalo inicial de 24 horas.

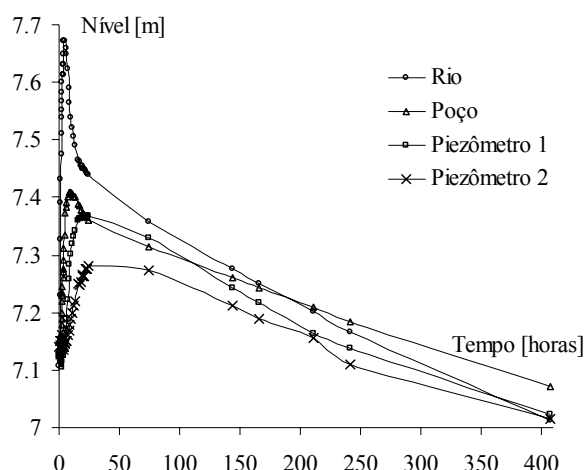


Figura An 6: Nível da água acima da rocha consolidada durante o período de 410 horas.

Simulações numéricas

O aquífero foi simulado como sendo finito, semiconfinado, sobreposto por um aquítarde livre. Esse modelo conceitual foi baseado em sondagens de campo e no próprio comportamento do poço e dos piezômetros observados neste experimento. Na fase de calibração, foram utilizados os dados de carga hidráulica obtidos para o poço. Não foram usados estes dados para os dois piezômetros, visto os mesmos estarem perfurados na camada semi-argilosa, que, supõe-se, não apresentar escoamento na direção horizontal, o que inviabiliza o uso do programa STLK1.

Os parâmetros hidrogeológicos e físicos utilizados e obtidos para o aquífero a partir das simulações numéricas de ajustamento da curva de carga hidráulica aos dados experimentais são apresentados na **Tabela An 1**. O valor de condutividade hidráulica do aquífero ($K_x = 9 \text{ m/h} = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m/s}$) é bem próximo dos valores obtidos em testes de bombeamento. Na fase de calibração, esse parâmetro foi considerado fixo. Foram estabelecidos intervalos de variação para o armazenamento específico do aquífero (S_s) e do aquítarde (S'_s), e para a porosidade efetiva (S'_y) e condutividade hidráulica vertical (K'_z) do aquítarde (Mendonça, 2003). Variou-se também o valor do parâmetro a para obter o melhor ajuste das curvas. Utilizou-se um passo constante de 0,5h com o objetivo de diminuir o tempo de processamento sem comprometer a performance do modelo.

A **Figura An 7** apresenta, em função do tempo ($t=24h$), o nível no aquífero calculado pelo programa computacional STLK1 com uso dos dados apresentados na **Tabela An 1**. Os resultados são comparados com os níveis da água no poço obtidos experimentalmente e com a simulação numérica pelo programa MODFLOW (McDonald e Harbaugh, 1988). Observa-se, na curva ascendente do poço, um bom ajuste dos dados calculados pelo STLK1 aos dados observados e, no pico, uma leve superestimação. A curva descendente dos dados experimentais é subestimada pelos resultados calculados. Entretanto, as diferenças encontradas não são significativas, apresentando então o modelo utilizado uma boa previsão do comportamento do nível da água no poço de observação.

Tabela An 1: Parâmetros hidrogeológicos utilizados para o aquífero nas simulações numéricas.

Propriedades do aquífero	
Tipo	Semiconfinado
K_x [m/h]	9,00
K_z [m/h]	-----
b [m]	5,33
S_s [1/m]	$3,0 \cdot 10^{-4}$
S_y [adimensional]	-----
X_L [m]	125
Propriedades do aquítarde	
Tipo	Livre
K'_z [m/h]	$3,80 \cdot 10^{-4}$
b' [m]	1,80
S'_s [1/m]	$1,0 \cdot 10^{-3}$
S'_y [adimensional]	$7,0 \cdot 10^{-2}$
Propriedades do rio e da camada impermeável	
X_0 [m]	1,65
a [m]	950

Analisando os resultados da **Figura An 7** obtidos pelo programa computacional MODFLOW, que utilizou nas simulações as mesmas características físicas e os mesmos parâmetros hidrogeológicos do aquífero e do rio adotados no programa STLK1, é possível observar um bom ajuste à curva ascendente, porém, ocorrem oscilações em torno da curva observada.

Na **Figura An 8** é mostrado o gráfico dos níveis observados do rio, do poço e o calculado para o período de 410 horas. Nota-se um bom ajuste dos dados calculados pelo programa STLK1 aos dados observados até o tempo de 150 horas. A partir desse tempo o nível do poço passa a ser maior que o nível do rio, e a resposta do sistema obtida pela simulação numérica

superestima a resposta observada com um erro máximo da ordem de 1 cm. A partir do tempo médio de 50 horas, o programa MODFLOW subestima os valores, atingindo um erro máximo de 3,4 cm. Os valores são superestimados a partir do tempo de 300 horas.

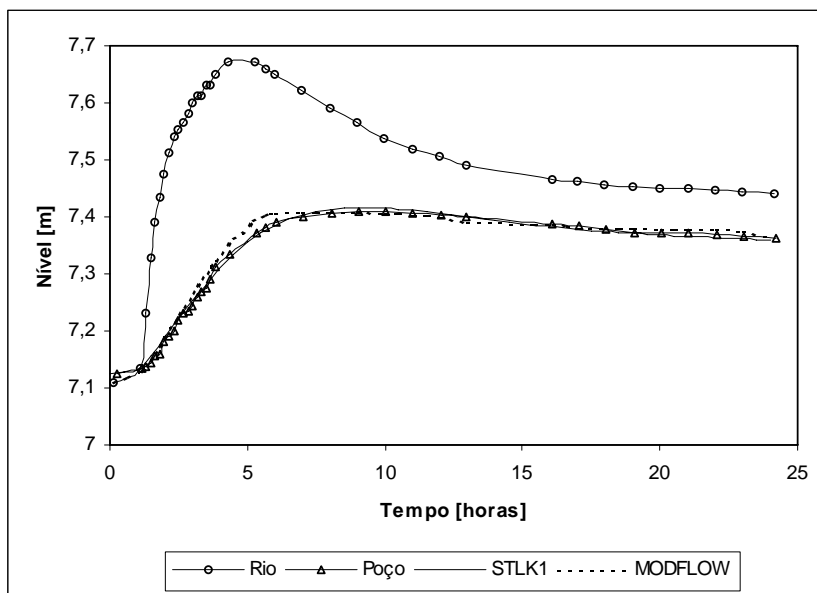


Figura An 7: Nível no aquífero calculado no intervalo inicial de 24 horas.

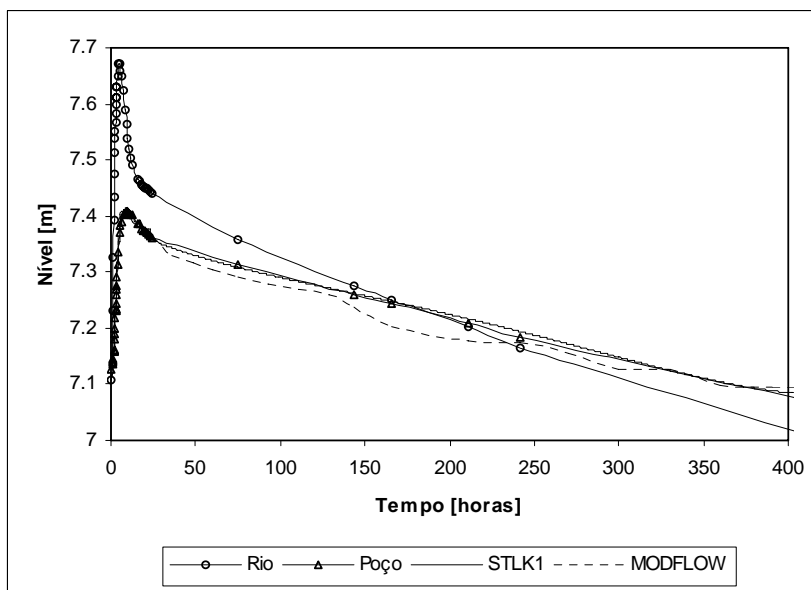


Figura An 8: Nível no aquífero calculado para o período de 410 horas.

Um importante fator na análise da interação rio-aquífero é o fluxo que ocorre entre as duas partes do sistema, assim como o volume armazenado no próprio aquífero. É possível realizar esse cálculo com as equações já mencionadas nas seções anteriores. O fluxo rio-aquífero em m^3/h para um comprimento de rio de 250 m, nas primeiras 24 horas, é apresentado na [Figura](#)

An 9a. Um valor negativo indica um fluxo de água do rio para o aquífero, enquanto um fluxo positivo está na direção do aquífero para o rio. Dessa forma, observa-se que durante todo o período de 24 horas o fluxo calculado pelo programa STLK1 ocorreu do rio para o lençol, o que fica evidente quando se observa o gradiente hidráulico entre ambos, obtido da figura 6. Nesse intervalo de tempo, o nível de água do rio é sempre superior ao nível do poço. Ademais, nota-se que o fluxo máximo ocorre no tempo de 4 horas, ou seja, uma hora antes do nível do rio atingir seu valor máximo. A partir de cerca de 15 horas a declividade da curva diminui significativamente, o que corresponde às alterações nas declividades das curvas que mostram a variação dos níveis d'água do rio e do poço. Comparando com os resultados obtidos pelo MODFLOW, observam-se para as primeiras cinco horas valores bastante próximos dos obtidos pelo programa STLK1, ocorrendo apenas uma pequena discrepância no tempo e no valor de pico. A partir de então, a diferença no fluxo permanece constante em torno de $1 \text{ m}^3/\text{h}$ por 250 m de rio, sendo os valores do MODFLOW menores.

Na **Figura An 9b** é mostrado o fluxo para o período de 410 horas. Observa-se nos valores obtidos pelo STLK1 que a partir das 15 horas o fluxo descreve uma trajetória quase parabólica, cruzando o valor zero no tempo igual a 226 horas, o que significa uma inversão do fluxo, que passa a ser do aquífero para o rio. Assim, observando o gradiente hidráulico entre rio e aquífero na **Figura An 7**, nota-se que, quando ocorre a inversão do gradiente hidráulico ($t=150$ horas), o fluxo entre eles não inverte instantaneamente, mas apresenta um atraso que, neste caso, é de cerca de $226 - 150 = 76$ horas. Isto se deve à inércia do meio poroso, que apresenta uma escala de tempo diferente da escala do rio. em cerca de 394 horas o fluxo no sentido aquífero-rio atinge seu valor máximo, em torno de $1,18 \text{ m}^3/\text{h}$ para 250 m de comprimento de rio. A partir desse tempo, a curva do fluxo apresenta uma suave estabilização e em seguida um início de declínio. Caso o tempo de experimento fosse prolongado, certamente iria se observar um declínio da curva de fluxo até próximo do valor zero, que representa o ponto de equilíbrio. Comparando com a simulação MODFLOW, verifica-se que todas as duas curvas apresentam praticamente a mesma tendência, sendo observada uma diferença constante de cerca de $1 \text{ m}^3/\text{h}$ por 250 m de rio. No programa MODFLOW é estimado uma inversão do fluxo rio-aquífero para o tempo de 210 horas. A magnitude do fluxo no sentido aquífero-rio não é prevista pelo MODFLOW, sendo adotado pelo próprio programa o valor zero para fluxos neste sentido.

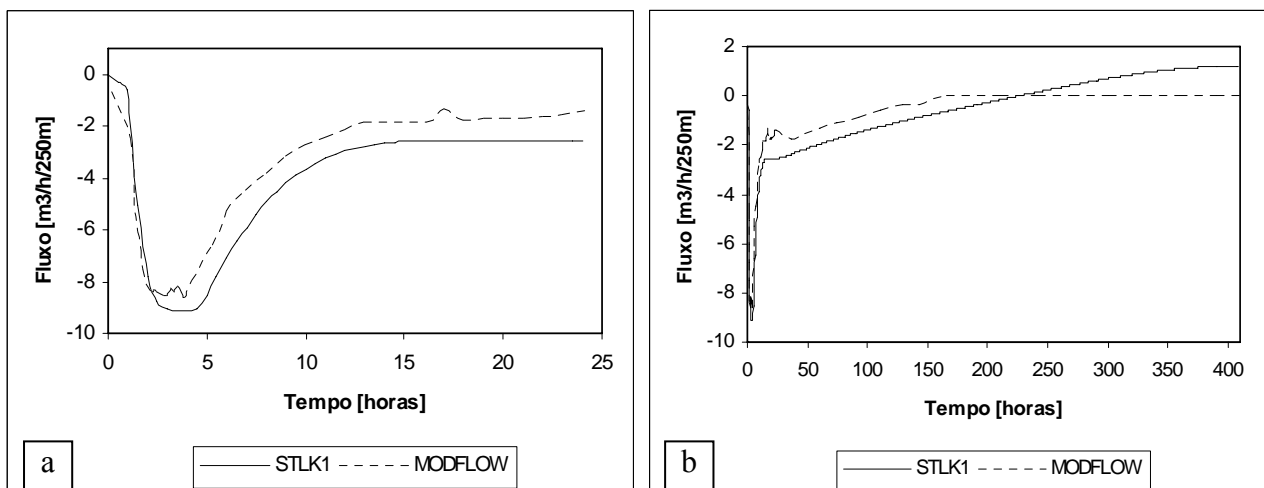


Figura An 9: Fluxo rio-aquífero: a) período inicial de 24 horas e b) período de 410 horas.

Na **Figura An 10a** é apresentado o volume total de água armazenado no aquífero, em m^3/h , para 250 m de comprimento de rio, no período das primeiras 24 horas, calculado apenas pelo STLK1. Inicialmente o volume armazenado é próximo de zero, e ao final de 24 horas tem-se um volume armazenado no aquífero de 98 m^3 . A partir do tempo de 8 horas o gradiente da curva diminui, o que significa uma diminuição no fluxo rio-aquífero.

O volume de água armazenado no aquífero para o período total do experimento, ou seja, 410 horas, é mostrado na **Figura An 10b**. O volume máximo armazenado é de 330 m^3 (para 250 m de comprimento de rio), e ocorre no tempo de 226 horas. Esse tempo coincide com o tempo em que o fluxo passa a ser do aquífero para o rio. A partir daí, a curva descreve uma trajetória parabólica descendente, atingindo, no tempo final, um volume armazenado de 192 m^3 (para cada trecho de 250 m de rio).

Foram também realizadas simulações numéricas com objetivo de analisar a sensibilidade do modelo às variações na condutividade hidráulica do aquífero, no passo computacional e na inclusão da evapotranspiração. Os resultados obtidos foram próximos e coerentes com os resultados apresentados anteriormente.

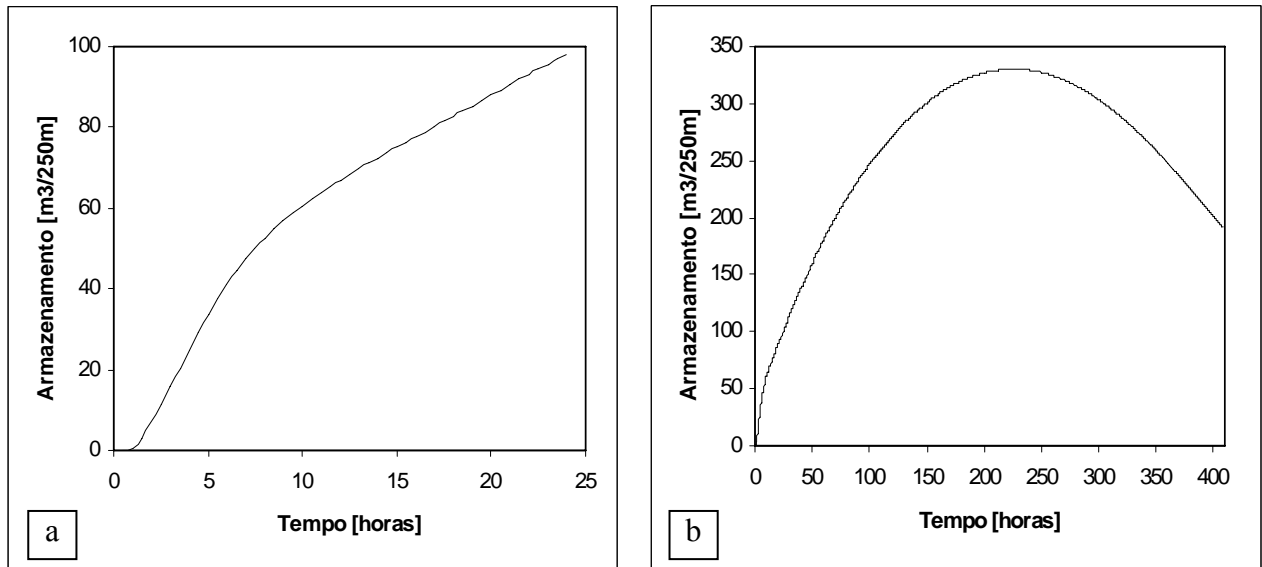


Figura An 10: Volume de água armazenado no aquífero (por 250m de comprimento de rio) : a) até 24 horas e b) 410 horas.

CONCLUSÃO

Na análise da interação rio-aquífero, constatou-se que a observação de piezômetros localizados em camadas menos profundas é fundamental na avaliação de escoamentos em aquíferos supostos semiconfinados. Foi observado um atraso no valor de pico, com relação ao valor do nível do rio, de 4 horas, para o poço, e de 22 e 45 horas para os piezômetros 1 e 2, respectivamente. Esses tempos são coerentes, considerando a camada semi-argilosa e a distância do poço e piezômetros à margem do rio. Após a passagem de uma onda de cheia, o nível do poço demorou cerca de 180 horas para ultrapassar o nível do rio. Após o tempo total do experimento de 410 horas, os níveis do poço e do piezômetro 1 estavam acima dos níveis do rio e do piezômetro 2, que eram praticamente coincidentes. Assim, verificou-se que, para uma liberação de água do açude para o rio de apenas oito horas, o sistema rio-aquífero pode demorar mais de 17 dias para retornar ao equilíbrio das cargas hidráulicas.

A calibração do modelo analítico exigiu diversas simulações para ajuste das curvas de carga hidráulica. Os resultados obtidos foram bons, com um ótimo ajuste das curvas e com a determinação de propriedades hidrogeológicas do aquífero e do leito do rio. A simulação numérica do fluxo de água no sistema indicou um fluxo no sentido rio-aquífero para todo o período das 24 horas. Somente após cerca de 226 horas o fluxo passou a ser do aquífero para o rio. O valor máximo encontrado foi de $9 \text{ m}^3/\text{h}$ para cada 250 m de comprimento de rio, ou seja, $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$ para cada km de rio. Este valor é equivalente a uma perda de 3%, no pico, para uma vazão da ordem de $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$. Este resultado é bastante coerente com os obtidos por Jordan (1977) e Walter (1990), que determinaram as perdas em trânsito pelo balanço de massa para rios em regime transiente como sendo, respectivamente, um valor médio de 1,25% e 2,37% da vazão, para cada km de rio.

A simulação numérica do volume de água armazenado no aquífero apresentou um valor máximo acumulado na margem de cerca de 330 m^3 para cada 250 m de trecho de rio. Assim, para cerca de 4 km de rio, valor para o local experimental, o volume armazenado no aquífero, após um pouco mais de 8 dias, é de 5280 m^3 , considerando oito horas de abertura máxima da válvula da tomada de água. Esse valor é compatível com o total liberado, 7053 m^3 , levando-se em conta às restrições do programa computacional e às diversas outras perdas que acontecem

ao longo do leito do rio. Ademais, esse resultado é bastante útil na recarga artificial do aquífero, objeto de interesse da Comunidade do Forquilha.

Julgando pelo ajuste das cargas no aquífero calculadas às cargas medidas, a comparação dos resultados do programa STLK1 com os do programa MODFLOW indicou uma pequena superioridade do primeiro. Isso se deve ao uso de uma solução analítica pelo programa STLK1, enquanto o MODFLOW utiliza uma solução baseada em diferenças finitas, além de o MODFLOW ser mais apropriado para regime permanente. Entretanto, a superioridade do programa MODFLOW para problemas complexos é indiscutível.

Dessa forma, conclui-se que o programa computacional STLK1, apesar da sua simplicidade, é bastante eficaz na análise da interação rio-aquífero, podendo ser estendido seu uso para outros rios do Semi-Árido Brasileiro.

AGRADECIMENTOS

Ao CNPq, por conceder uma bolsa de Mestrado ao primeiro autor para realização da presente pesquisa.

REFERÊNCIAS

- ARAÚJO, J.C. *Avaliação de perdas de água em trânsito em rios do Semi-árido*. Relatório Técnico, FUNCEME. Fortaleza, março - 2002.
- ARAÚJO, J.C.; RIBEIRO, A.L. *Avaliação de perda d'água em rios no Semi-Árido*. Terceiro Seminário de Recursos Hídricos do Nordeste, Salvador - BA, 1996.
- BARLOW, P.M.; MOENCH, A.F. *Analytical solutions and computer programs for hydraulic interaction of stream-aquifer systems*. US Geological Survey, Open-File Report 98-415A, pp. 85. 1998.
- BURTE, J.; SCHRADER, G.O. *Relatório parcial das atividades - Projeto Pingo D'água* , Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Julho - 1998.
- BURTE, J.; SCHRADER, G.O. *Relatório parcial das atividades - Projeto Pingo D'água* , Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Julho - 1999.
- BURTE, J. *Relatório preliminar - Projeto Pingo D'água*, Prefeitura Municipal de Quixeramobim - CE. Setembro - 2002.
- DeSIMONE, L.A.; BARLOW, P.M. *Use of computer programs STLK1 and STWT1 for analysis of stream-aquifer hydraulic interaction*. US Geological Survey, Water-Resources Investigations Report 98-4212, pp. 61. 1998.
- GOMES, C.C. *Modelagem Matemática para Estudo de Comportamento de Aquífero Aluvial Represado por Barragem Subterrânea*. Dissertação de Mestrado, Depto. de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 1990.
- HALL, F.R.; MOENCH, A.F. *Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships*. Water Resources Research, v. 8, n.2, p. 487-493. 1972.
- HANTUSH, M.S. *Wells near streams with semipervious beds*. Journal of Geophysical Research, v. 70, no. 12, p. 2829 - 2838. 1965.
- ILLANGASEKARE, T.; MOREL-SEYTOUX, H.J. *Stream-aquifer influence coefficients as tools for simulation and management*. Water Resources Research, v. 18, n. 1, p. 168-176. 1982.
- JORDAN, P.R. *Stream-flow transmission losses in Western Kansas*. Journal of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineers, 103 (HY8), p. 905-919. 1977.
- LANE, L.J. *Transmission losses*. United States Department of Agriculture, Washington, D.C. 1983.

- LIMA, C.H.R. *Estudo da interação rio-aquífero para regime transiente por meio de um modelo analítico*. Dissertação de Mestrado, Depto. de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2004.
- MENDONÇA, L.A.R. *Comunicação Pessoal*. Universidade Federal do Ceará. Fortaleza-CE. 2003.
- McDONALD, M.G.; HARBAUGH, A.W. *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*. Water-resources investigations, Book 6, U.S.G.S., Federal Ctr., Denver, Co., 1988.
- MOENCH, A.F.; KISIEL, C.C. *Application of the convolution relation to estimating recharge from an ephemeral stream*. Water Resources Research, v. 6, n. 04, p. 1087-1094. 1970.
- NEUMAN, S.P. *Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table*. Water Resources Research, v. 8, n. 4, p. 1031-1045. 1972.
- NEUMAN, S.P. *Delayed drainage in a stream-aquifer system*. Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, v. 107, n. IR 4, p. 407-410. 1981.
- RÊGO, T.C.C.C. *Simulação de Perda D'Água em Trânsito na Bacia do Rio Jaguaribe*. Dissertação de Mestrado, Depto. de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará. Fortaleza, 2001.
- ROWE, P.P. *An equation for estimating transmissibility and coefficient of storage from river-level fluctuations*. Journal of Geophysical Research, v. 65, n. 10, p. 3419-3424. 1960.
- WALTERS, M.O. *Transmission losses in arid regions*. Journal of Hydraulic Engineering, 116 (1), p. 129-139. 1990.
- WORKMAN, S.R.; SERRANO, S.E.; LIBERTY, K. *Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction*. Journal of Hydrology, 200, p. 149-163. 1997.
- XI CHEN; XUNHONG CHEN. *Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations*. Journal of Hydrology, 280, p. 246-264. 2003.
- ZHANG, W.Z. *Transient groundwater flow in an aquifer-aquitard system in response to water level changes in rivers or canals*. Journal of Hydrology, 133, p. 233-257. 1992.

Anexo 4. Balanço de massa nos piezômetros da área piloto de São Bento.

a. P101.

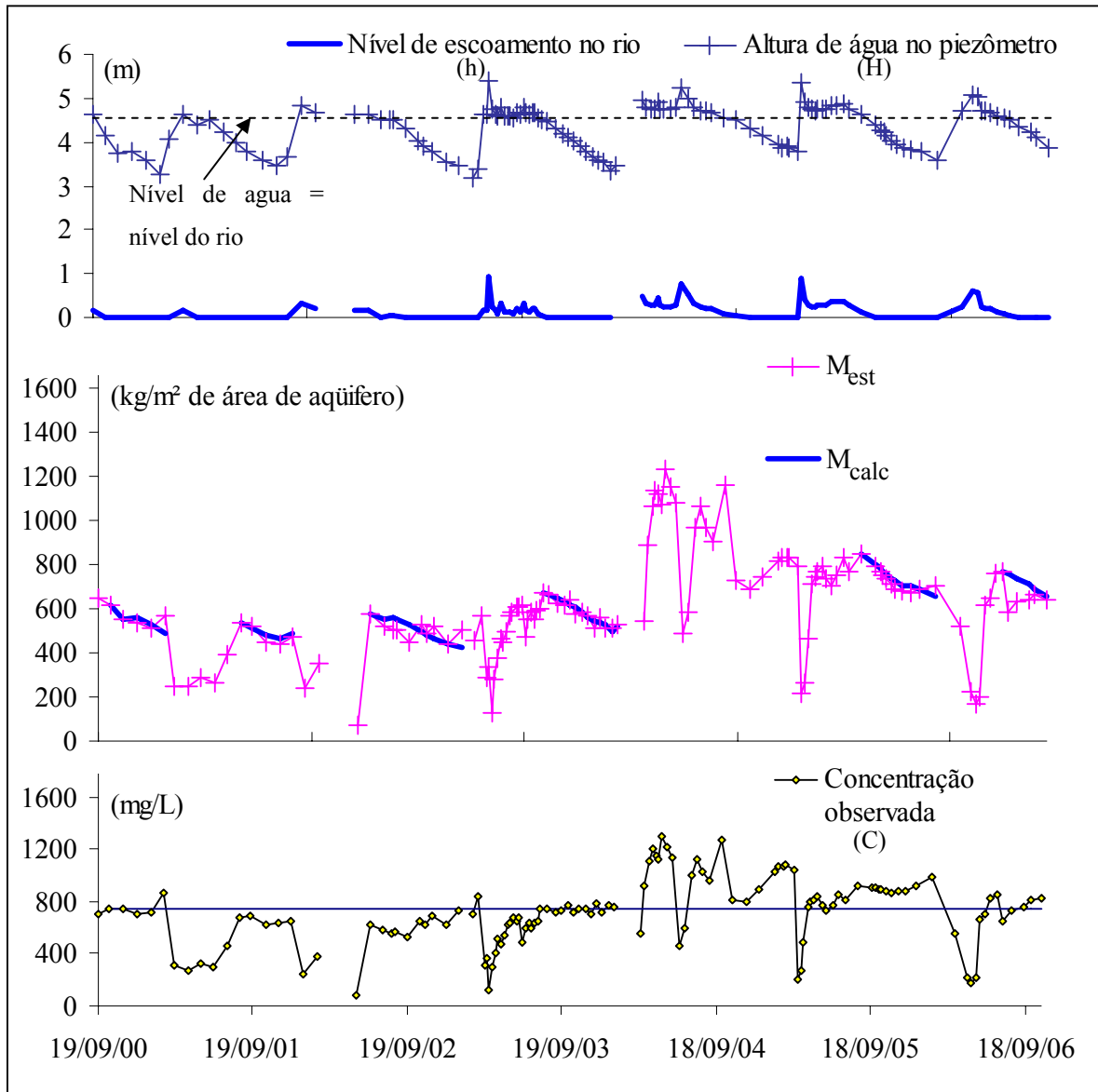


Figura An 11: Altura de água (H) no aquífero em P101 (nível 0 = embasamento) e no rio (nível dos escoamentos h), com o nível piezometrico de referência em P101 igual ao nível do rio (linha pontilhada); massa de sal por m² de aquífero estimada (M_{est}) a partir da concentração observada (C) e calculada M_{calc} no caso de assumir uma concentração constante durante a estação seca; concentração observada (C) e concentração de referência (média antes do evento excepcional de 2004).

b. P111.

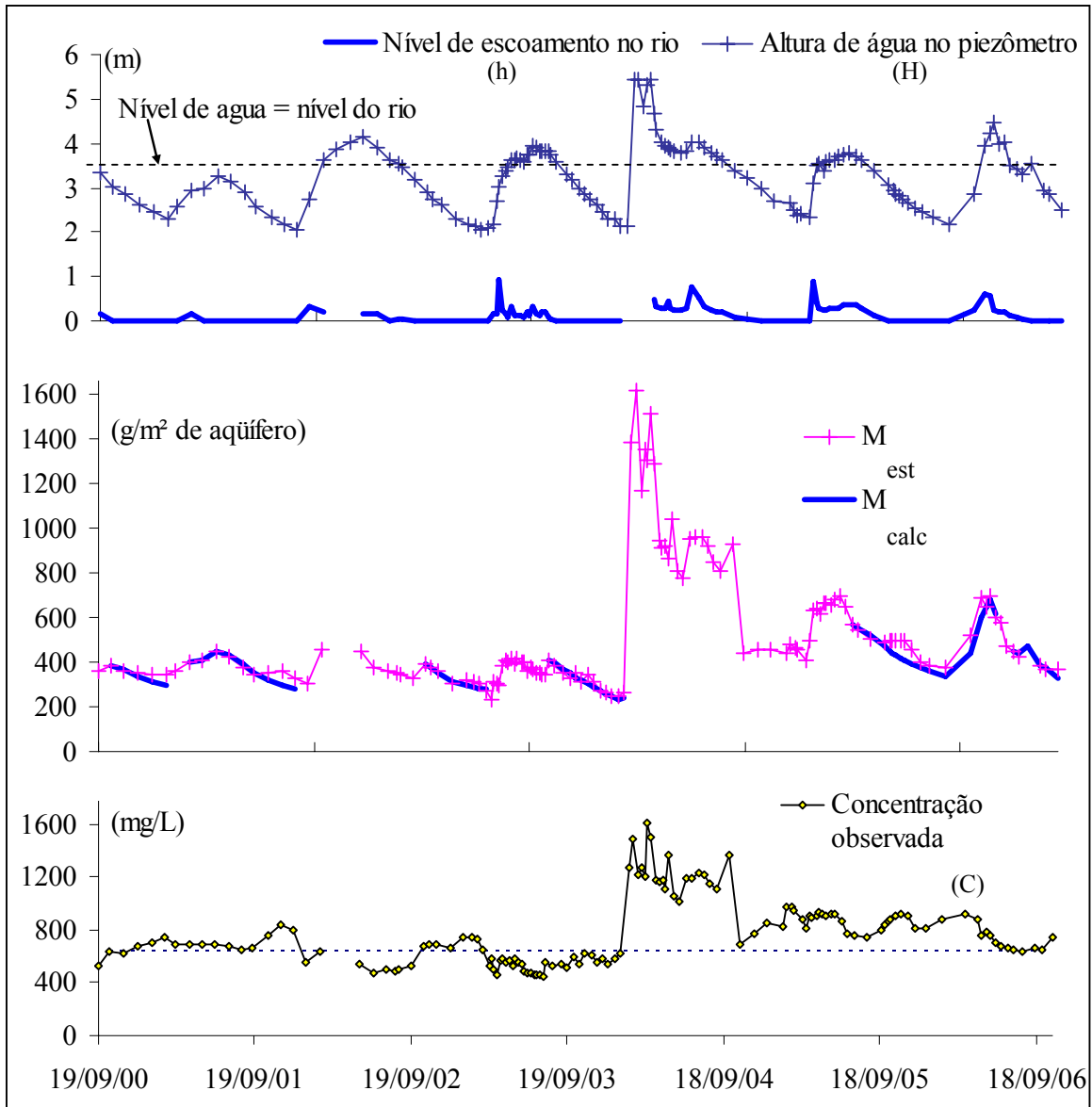


Figura An 12: Altura de água (H) no aquífero em P111 (nível 0 = embasamento) e no rio (nível dos escoamentos h), com o nível piezométrico de referência em P111 igual ao nível do rio (linha pontilhada); massa de sal por m^2 de aquífero estimada (M_{est}) a partir da concentração observada (C) e calculada M_{calc} no caso de assumir uma concentração constante durante a estação seca; concentração observada (C) e concentração de referência (média antes do evento excepcional de 2004).

c. P113.

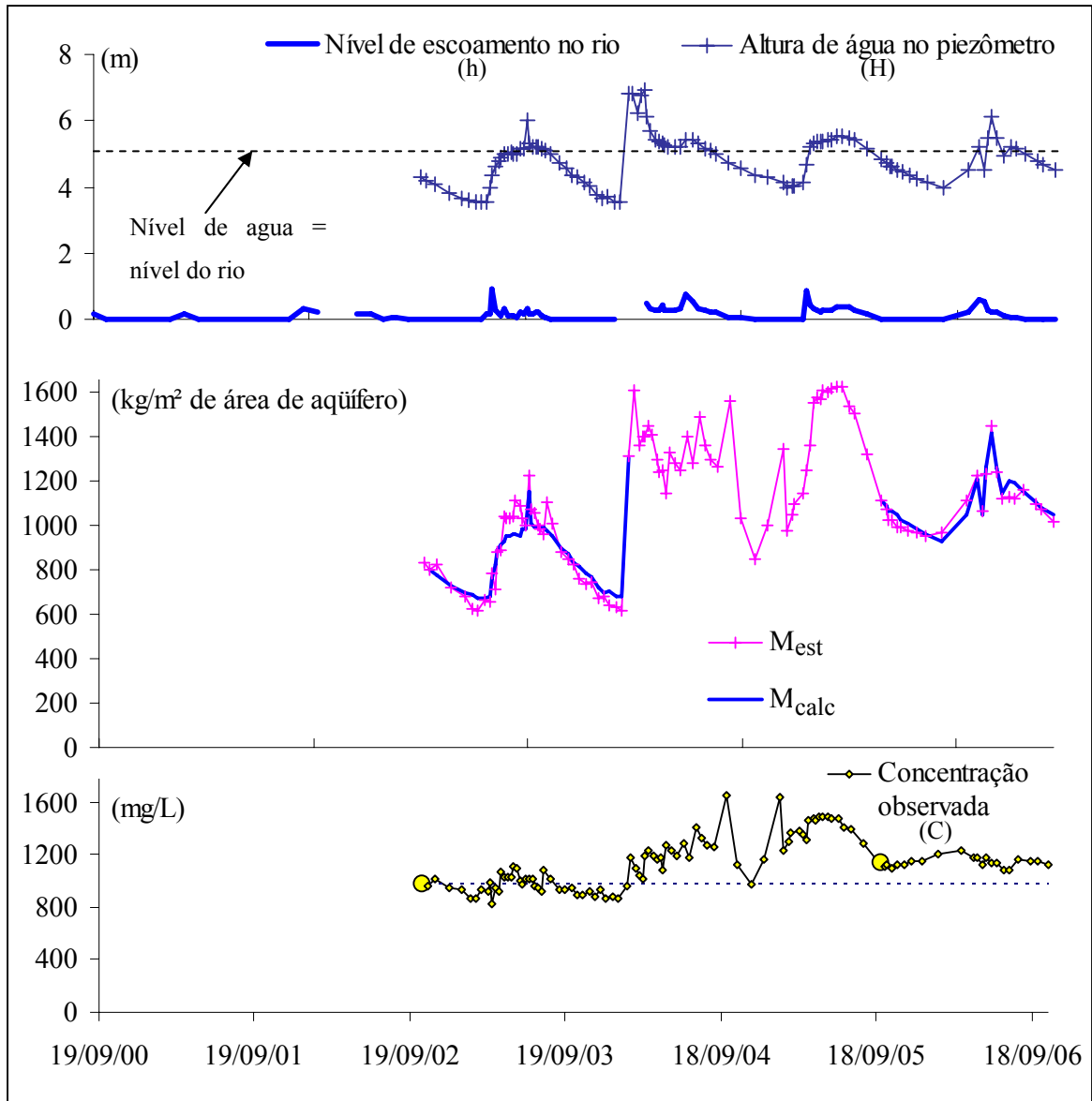


Figura An 13: Altura de água (H) no aquífero em P113 (nível 0 = embasamento) e no rio (nível dos escoamentos h), com o nível piezométrico de referência em P113 igual ao nível do rio (linha pontilhada); massa de sal por m² de aquífero estimada (M_{est}) a partir da concentração observada (C) e calculada M_{calc} no caso de assumir uma concentração constante durante a estação seca; concentração observada (C) e concentração de referência (média antes do evento excepcional de 2004).