

# CONTRIBUIÇÃO DE ARGUMENTOS GEOQUÍMICOS À ANÁLISE DO FUNCIONAMENTO HIDROLÓGICO DE UMA PEQUENA BACIA HIDROGRÁFICA NO NORDESTE SEMI-ÁRIDO.

*Julien Daniel Pierre Burte<sup>1</sup>; Serge Marlet<sup>2</sup>; Gilberto Möbus<sup>1</sup>; Anne Coudrain<sup>3</sup>; Horst Frischkorn<sup>4</sup>; José Carlos de Araújo<sup>5</sup> & Eduardo Sávio Passos Rodrigues Martins<sup>1</sup>*

## RESUMO

No Nordeste brasileiro semi-árido, o desenvolvimento da exploração dos pequenos aquíferos aluviais durante a última década permitiu o aumento da disponibilidade em água para o abastecimento de comunidades rurais. Entretanto, uma importante limitação para alguns usos é a salinidade da água.

O objetivo deste estudo foi de analisar as relações hidrológicas entre recursos hídricos superficiais e subterrâneos numa pequena bacia hidrográfica semi-árida onde a irrigação esta se desenvolvendo. O nível piezométrico e a condutividade elétrica (CE) foram monitorados e análises químicas foram realizadas, de 09/2000 até 06/2007, para investigar as variações espaciais e temporais da CE observadas e propor um modelo de funcionamento. Um modelo de balanço de massa foi desenvolvido e usado em combinação com a geoquímica.

As variações intra-anuais da CE podem ser explicadas 1) pelo principal mecanismo de recarga do aquífero, através da infiltração de água no rio, 2) pela heterogeneidade da condutividade hidráulica das camadas que condiciona a taxa de renovação da água e 3) pelo fluxo de massa de sais a partir do embasamento cristalino. Sais acumulados na zona não saturada devido à evaporação podem ser lixiviados até a zona saturada quando eventos de cheias extremos ocorrem, como aquele observado em 2004.

## ABSTRACT

In the semi-arid Brazilian Northeast, the development of small alluvial aquifers exploitation over the last 10 years has increased water availability for supply of rural communities. Nevertheless, an important constrain to some uses appears to be the salinity of the water.

The purpose of this study was to analyze hydrological relationships between groundwater and surface water systems in a small semi-arid watershed with growing irrigation withdrawals. Water table and electric conductivity (EC) monitoring, and chemical analyses have been conducted from 09/2000 to 06/2007 in order to investigate the variations of observed EC in time and space and propose a functioning model. A mass-balance conceptual model has been set up and used in combination with geochemistry.

EC within-year variations can be explained 1) by the main recharge mechanism of the aquifer by flood infiltration in river-bed, 2) by the local groundwater renewal rate which is related to hydraulic conductivity heterogeneity of the layers and 3) by the mass flux from basement aquifer. Water evaporation in soils leads to salt accumulation in the unsaturated zone which can be subsequently leached towards the saturated zone when extreme flood event occur, like for example the one observed in 2004.

Palavras-chave: dinâmica hidrológica, geoquímica, águas subterrâneas

1. FUNCEME, Departamento de Recursos Hídricos, Fortaleza, [julienburte@gmail.com](mailto:julienburte@gmail.com), [mobus@funceme.br](mailto:mobus@funceme.br), [espr.martins@gmail.com](mailto:espr.martins@gmail.com)
2. CIRAD, UMR G-EAU, F-34398 Montpellier, França, [marlet@cirad.fr](mailto:marlet@cirad.fr)
3. IRD- BP 64 501 - 34 394 Montpellier cedex 1 – France, [coudrain@ird.fr](mailto:coudrain@ird.fr)
4. UFC, Departamento de Engenharia Hidráulica e ambiental, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Brasil, [cariri@ufc.br](mailto:cariri@ufc.br)
5. UFC, Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, Brasil, [jcaraujo@ufc.br](mailto:jcaraujo@ufc.br)

## 1 - INTRODUÇÃO

Em 1998, deu-se início a exploração, de forma mais intensiva, de um aquífero aluvial (com uma área de  $2.10^6 \text{ m}^3$ ) associado a um rio não perene no Vale do Forquilha (Quixeramobim, Estado do Ceará). Para este fim, 165 poços tubulares foram construídos, ao longo dos 23 km do vale, para abastecer 500 famílias e propriedades agrícolas. Num estudo anterior, Burte et al. (2005) mostraram, a partir de monitoramento piezométrico e hidroquímico mensal (2000-2003), que existem variações sazonais do volume de água armazenado no aquífero ( $\sim 35\%$ ), e da condutividade média das águas ( $800\text{-}1200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ ). Um modelo hidrogeológico conceitual foi desenvolvido, o que permitiu propor cenários de exploração sustentável na bacia hidrográfica em questão.

Entretanto, observou-se que 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 (consumo humano e outros fins), 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 ( $\sim 0,7 \text{ g/L}$ ) é intermediária entre aquela dos escoamentos superficiais ( $\sim 0,2 \text{ g/L}$ ) e aquela do embasamento cristalino ( $\sim 2 \text{ g/L}$ ). De forma mais geral, isto é normalmente observado em toda a área cristalina semi-árida (Audry e Suassuna (1995); Sales Neto (2002)). Como os escoamentos superficiais são a principal fonte de recarga dos aluviões, 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 no âmbito de garantir a disponibilidade das águas do aquífero aluvial para diferentes usos, e estimar as conseqüências de diferentes estratégias de exploração.

O objetivo desta pesquisa é analisar a contribuição das características físicas e geoquímicas, e avaliar os 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, além de avaliar as conseqüências, em termos de disponibilidade, da exploração do aquífero aluvial.

O método desenvolvido é baseado em i) uma 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 ao nível do aquífero aluvial como um todo.

## **2 - AREA DE ESTUDO E DISPOSITIVO EXPERIMENTAL**

A bacia do Riacho Forquilha, localizada no embasamento cristalino, tem uma área de 221 km<sup>2</sup> (Figura 1). 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 e passagens molhadas) constituem descontinuidades na rede de drenagem e são determinantes na dinâmica hidrológica montante/jusante do Vale. O monitoramento e as análises químicas realizadas foram usados para caracterizar as águas dos diferentes corpos hidrológicos na bacia do Forquilha: principais características geoquímicas, variabilidade intra e interanual das suas composições e diagramas de concentração.

O nível piezométrico (H) 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 do 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<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Fe total, SiO<sub>2</sub>, pH, CE) e isotópica ( $\delta^{18}O$ .)

Campanhas de amostragem e monitoramento foram realizadas, também, durante eventos de liberação de água a partir do açude do riacho Verde em 2005 e 2006, com o objetivo de se estudar as interações rio/aquífero.

Uma área piloto de 1,5 km de comprimento (Figura 1) 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).

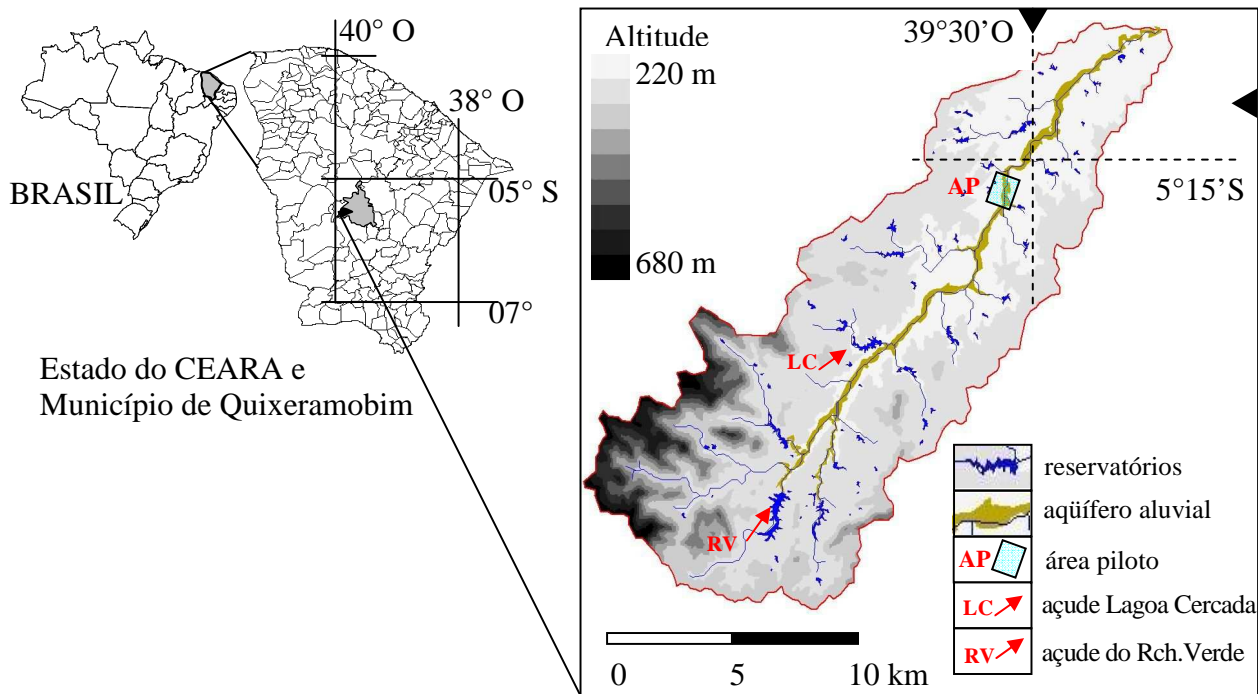


Figura 1: Localização da bacia do Forquilha

### 3 - METODOLOGIA

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. Um modelo espacializado é usado para testar, em uma área piloto, as hipóteses em termos de origem e dinâmica de salinidade.

### 3.1 - Geoquímica

#### 3.3.1 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<sup>-1</sup>) 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<sup>-1</sup>. 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<sup>-</sup>) é um excelente traçador por ser um elemento conservativo em solução.

#### 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).

#### 3.1.3 Modelagem

Um balanço hidrológico e de massa global do aquífero aluvial é realizado a partir do modelo conceitual (no passo de tempo mensal) desenvolvido por Burte et al. (2005), e da relação  $Massa = Concentração \times Volume$ .

O balanço hidrológico é dado por:

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

onde:  $M_X$ : 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 Burte et al. (2005) e, portanto, pode-se desprezar a sua contribuição de sais.

Assumimos que  $C_P(x) = C_D(x) = C_S(x) = C(x)$ , onde  $C$  é a concentração de sais (salinidade) associada aos bombeamentos ( $P$ ), a drenagem do aquífero para o rio ( $D$ ), a lixiviação por escoamento subterrâneo ( $S$ ).

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 et al. (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 foi  $CE_C = 2,5 \text{ mS.cm}^{-1}$ .

Três funções de contribuição do aquífero cristalino foram testadas:

$M(x) = M_o V_{\text{sat}} / V(x)$ , 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 ( $V_{\text{sat}} = \text{Volume de água do aquífero aluvial ao fim dos escoamentos no leito do riacho}$ ).

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

$$M(x) = M_o \quad (3)$$

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 and Schrader (1998); Chapuis (2001) e Villemain (1999)), 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 - RESULTADOS

### 4.1 - Composição química e salinidade das águas

A partir de análises geoquímicas (160 realizadas neste estudo e 372 disponíveis na bibliografia (Silva et al. (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, e açudes) foi realizada (Tabela 1). 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.

Tabela 1 - Comparação dos valores medianos da composição dos diferentes tipos de água (mmol.L<sup>-1</sup>) e CE (mS.cm<sup>-1</sup>) pelo teste de Mann-Whitney, para 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 (estação chuvosa)	49	4,69 b	2,96 b	0,82 ab	1,51 b	4,88 bc	0,28 a	0,86 b
Aluvião (estação seca)	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 et al. (1999))

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 ânions e cátions para diferentes tipos de água é evidenciada (Figura 2). A água subterrânea no cristalino tem uma fácies cloretada, que a singulariza dos outros tipos de água.

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 3) 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 3) evidencia que os valores elevados de salinidade são principalmente concentrados após o evento excepcional de 2004.

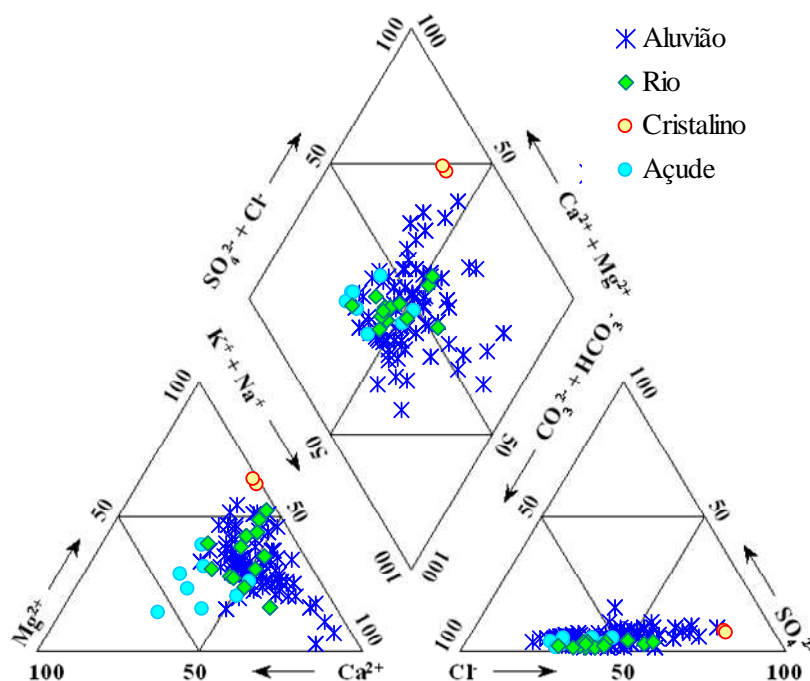


Figura 2 - Diagrama de Piper das amostras coletadas na bacia do Forquilha, para águas superficiais (açudes (n=8), rio (n=13)) e subterrâneas (aluvião (n=95), cristalino (n=2)).



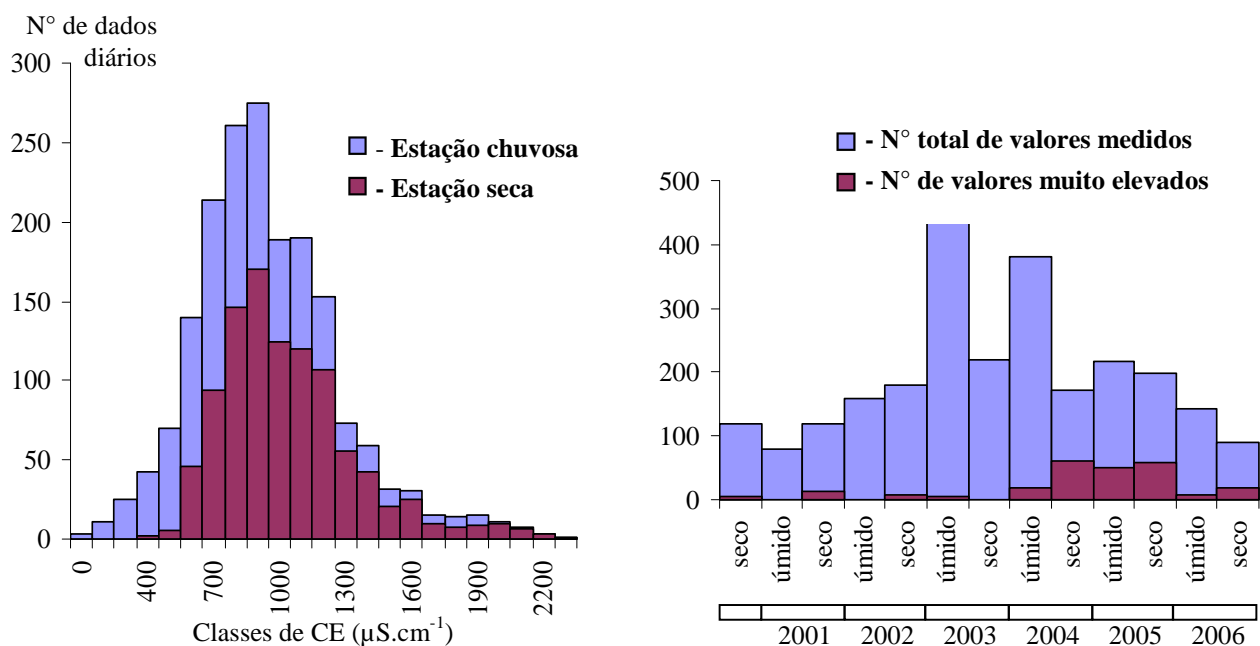


Figura 3 - a) Histograma sazonal de distribuição dos valores de CE medidas no aquífero aluvial. b) Distribuição do número total de dados e do número de dados elevados, em função dos períodos de escoamento (seco ou úmido) de 2000 a 2006.

#### 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).

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 5).

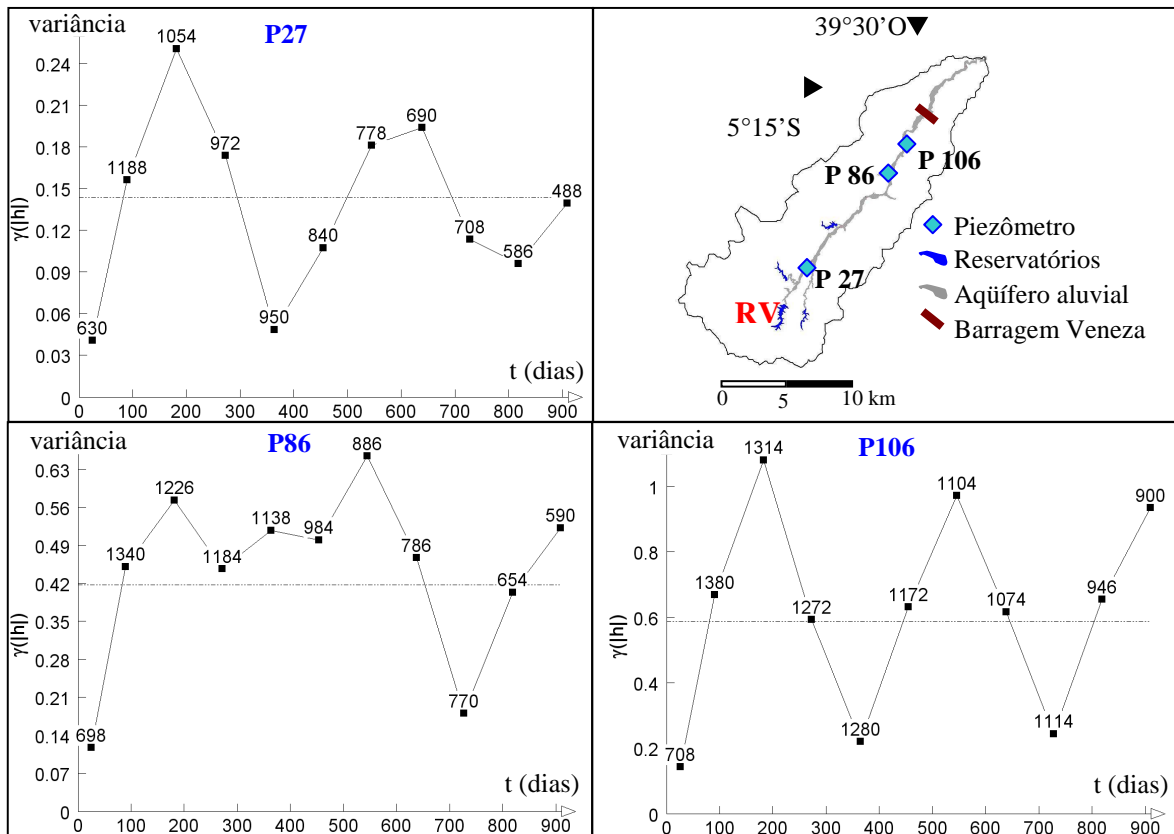


Figura 4 - Variogramas temporais das variações de nível piezométrico do aquífero aluvial nos piezômetros P27 (tipo 2), P86 (tipo 3) e P106 (tipo 1), e localização.

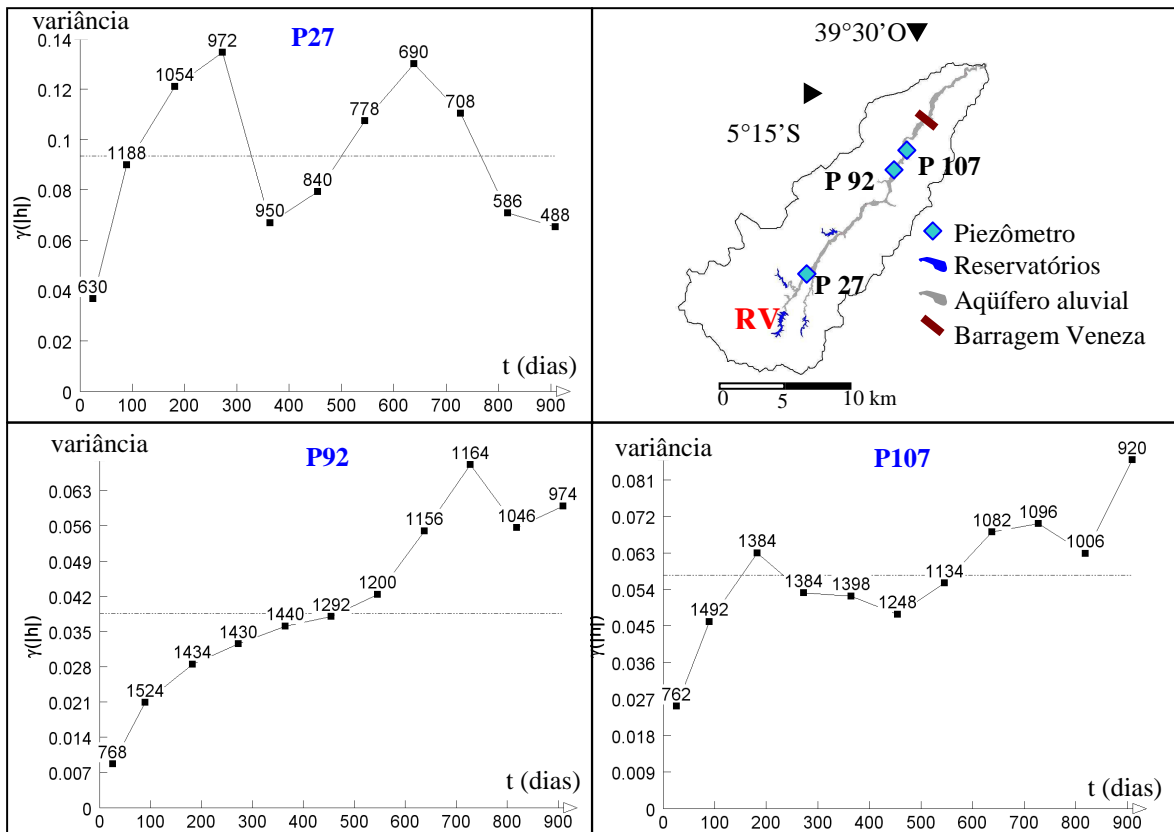


Figura 5 - Variogramas temporais da salinidade da água do aquífero aluvial nos piezômetros P27 (tipo a), P92 (tipo c) e P107 (tipo b), e localização.

Os piezômetros de tipo a (P27, P106, P139) apresentam 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, mas com uma tendência linear evolutiva crescente da salinidade. Os piezômetros de tipo c (P38, P51, P60, P68, P86, P92, P103, P104, P113, P136) apresentam uma estrutura periódica marginal ou ausente, o que testemunha da ausência de influência direta dos escoamentos no rio. Neste último caso, 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 limitem, 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).

#### 4.3 - Diagramas de concentração das águas subterrâneas

Na figura 6, 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.

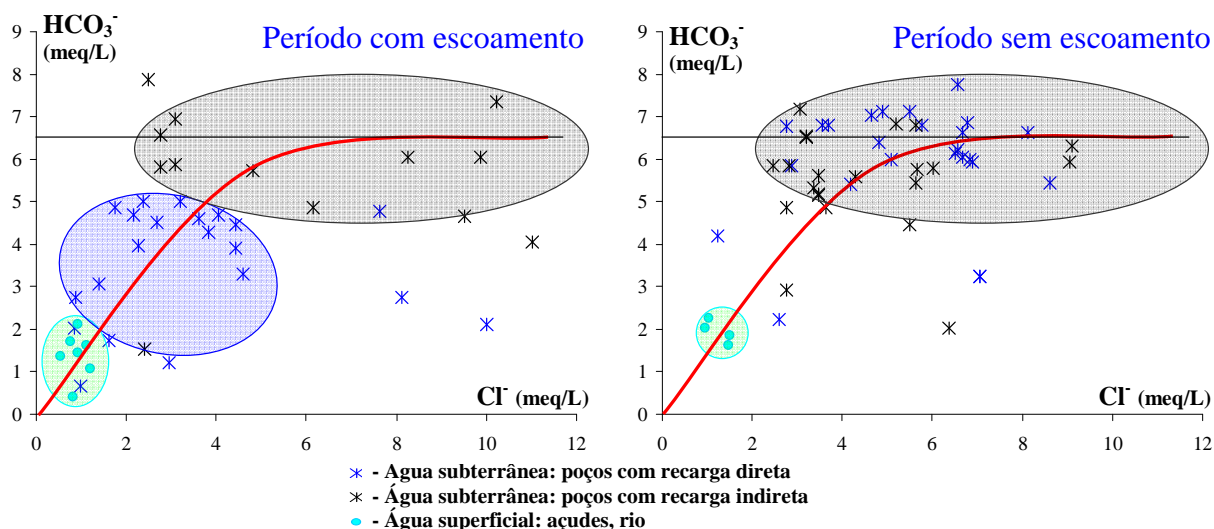


Figura 6 - Cloretos vs bicarbonatos para diferentes tipos de amostras (água superficial, aquífero com e sem recarga direta do rio) em períodos com e sem escoamento.

Na figura 7, 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 (Frischkorn et al. (1989; Santiago (1984))).

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 and Santiago (2000; Frischkorn et al. (1989))). Os mesmos autores proponham a hipótese que os sais são principalmente oriundos da lixiviação superficial.

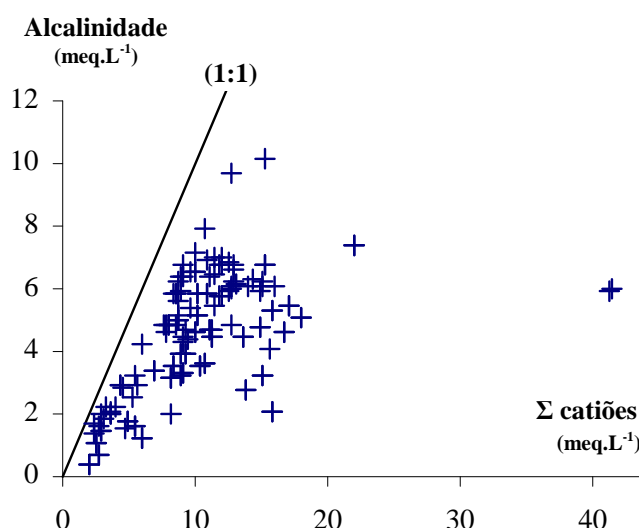


Figura 7 - Alcalinidade vs  $\Sigma$  cations ( $Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+}$ ) para as amostras de água do aquífero aluvial.

Santiago (1984), realizou um balanço de massa numa bacia de 400 km<sup>2</sup>, 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<sup>-1</sup>) nas precipitações à distância D (km) ao mar é proposta:  $[Cl^-] = 5,29 \exp [-0,019 D]$  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 e 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 da linha de costa. Com estas relações a estimativa de depósitos de cloretos na bacia do Forquilha seria de cerca de 150 kg/km<sup>2</sup>/ano, o que não poderia explicar a concentração elevada de cloretos observada. Frischkorn (2007) considera que a redistribuição dos sais no continente (depósitos úmidos oriundos da evaporação dos reservatórios superficiais, depósitos secos) poderia ser de até 10<sup>3</sup> kg/km<sup>2</sup>/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.

#### 4.4 - Balanço de massa de sais

Um balanço de massa foi realizado, na área piloto, 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<sup>2</sup> 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 há 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<sup>2</sup> deverá ser maior do que o esperado. Para evidenciar isto, foram comparados, nos períodos secos, as massas de sal por m<sup>2</sup> 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 8). Observa-se que as correlações são excelentes, com  $R^2$  (coef. de correlação) crescentes de P101 para P113.

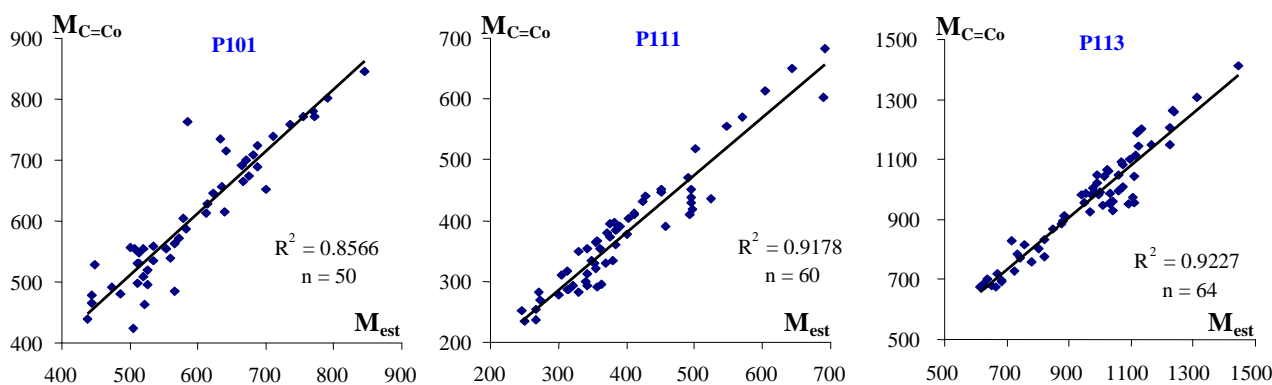


Figura 8 - Massas de sal por m<sup>2</sup> durante as estações secas estimadas a partir das observações ( $M_{est}$ ) e calculadas considerando que a concentração é constante ( $M_{C=C_0}$ )

No período de 09/2000 à 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 diminuem (e, por fim, cessam), uma redistribuição dos sais ocorre, e há uma homogeneização da concentração dos sais, verticalmente e transversalmente. Em 2004, uma cheia excepcional (com submersão de todo o aquífero, e tempo 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 certo retardo. Nos três piezômetros, o nível de salinidade permanece alto até o fim de 2005. Duas hipóteses podem ser aventadas:

- 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 2) 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. O modelo conceitual proposto é apresentado na figura 9.

Tabela 2 - 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.

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

(\*) observação com  $t_0+62$  dias

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 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 h2) ou a descarga de água salgada de fraturas do cristalino (hipótese h1).

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 explique 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.

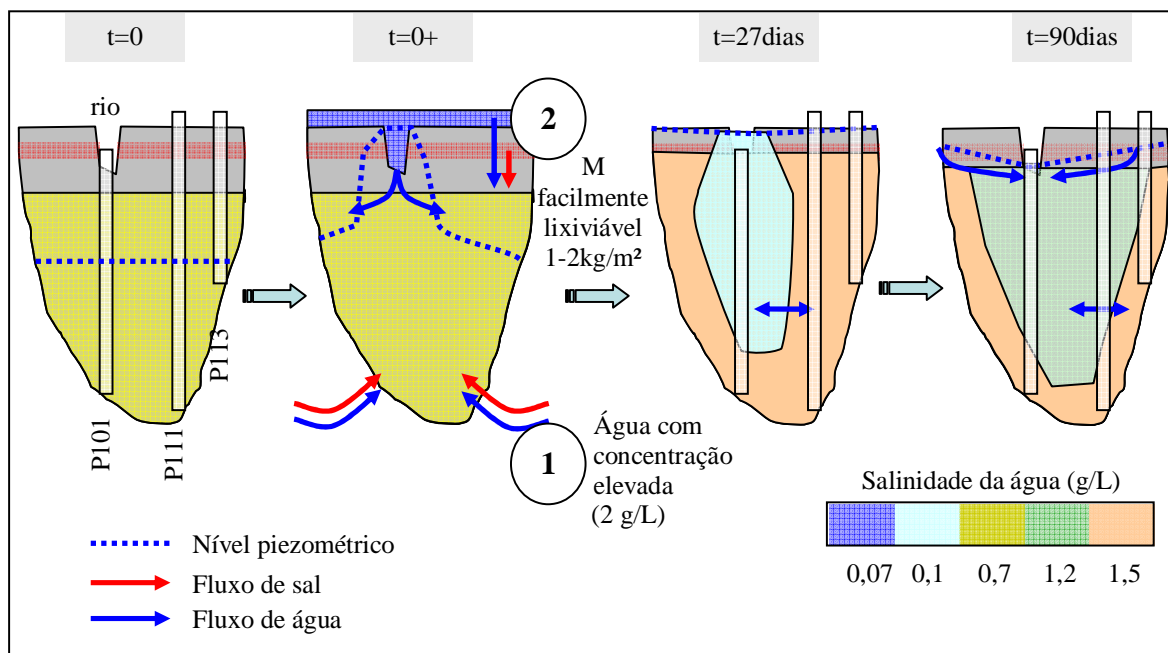


Figura 9 - Modelo conceitual para as duas hipóteses de explicação do aumento de salinidade observado após a cheia de 2004: (1) contribuição do embasamento e (2) lixiviação da zona não saturada.

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 kg/m<sup>2</sup>). 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 e Gates (2005).

As análises realizadas em amostras coletadas no P111 são apresentadas na figura 10 e mostram 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.

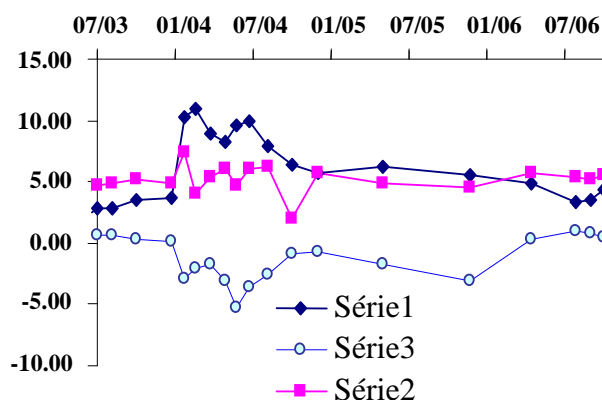


Figura 10 - Concentrações de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> e Cl<sup>-</sup> e Alcalinidade residual em P111, no período de 07/2003 até 07/2006.

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 HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> parecida como a do aquífero cristalino durante a estação seca (Figura 5). 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. 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 11) 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 et al. (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 em coletas manuais é difícil por causa da frequência insuficiente com relação à reatividade do aquífero aluvial aos eventos hidrológicos.

Assim, para caracterizar as relações entre as zonas saturadas e não saturadas e 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.

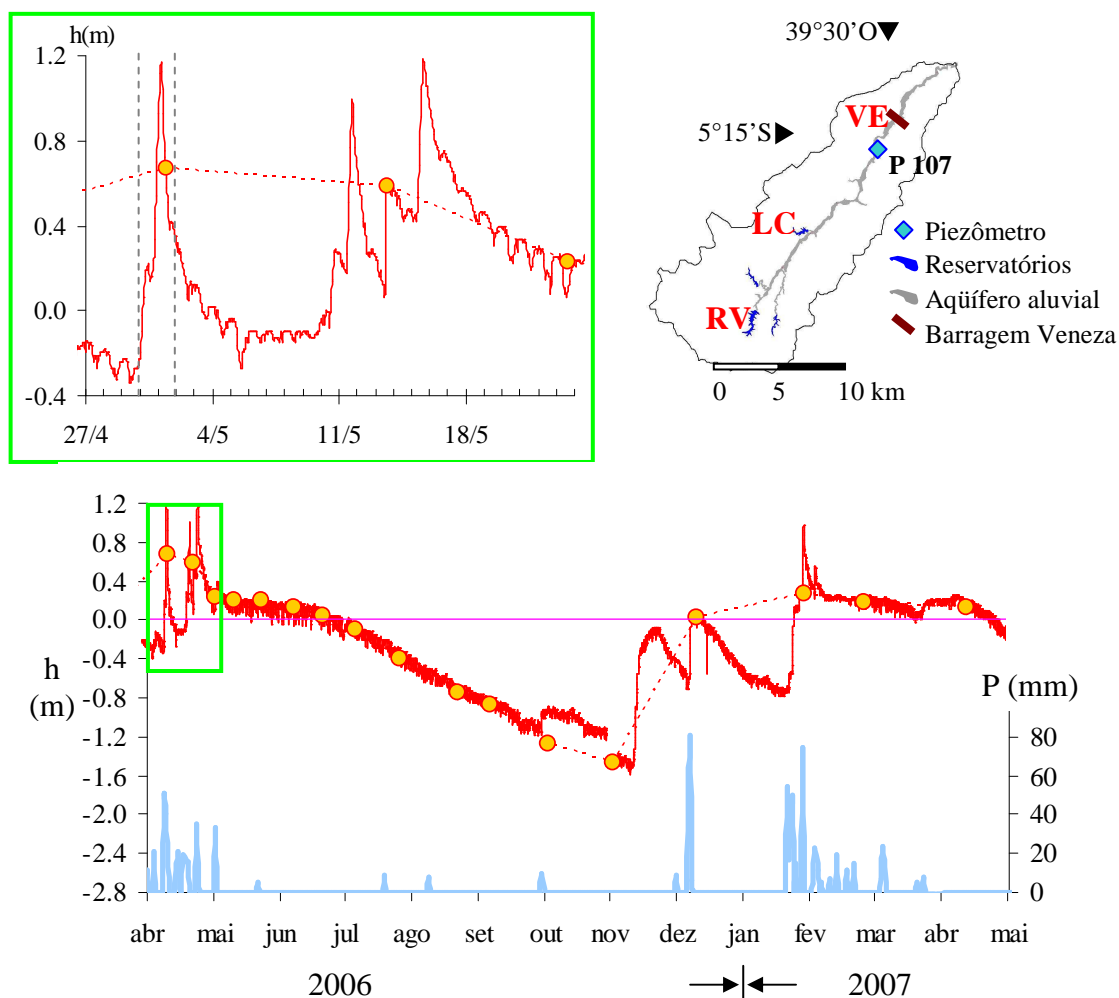


Figura 11 - Piezometria do aquífero aluvial no piezômetro P107, de abril/2006 a maio/2007, medida manualmente (círculos), com frequência semanal a mensal, e automática (linha vermelha), com frequência horária; Nível de referência correspondente ao equilíbrio com o nível do rio (linha roxa); Detalhe do período 27/4 até 24/5/2006 (encarte verde) evidenciando variações rápidas da piezometria (traços cinza pontilhados) que não aparecem no monitoramento manual.

## 5 - CONCLUSÃO

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 monitoramento realizado, na estação seca de 2005, no poço profundo da Várzea do Meio (porção central da bacia), 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 frequência 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 tem 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 a degradar a estrutura do solo.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos os programas CAPES-COFECUB e da FUNCAP que disponibilizaram bolsas de estudos, do CIRAD (FRANÇA), do IFR ILEE (Montpellier FRANÇA) e da FUNCEME que apoiaram financeiramente este trabalho.

## BIBLIOGRAFIA

- Audry, P., Suassuna, J., 1995. A salinidade das águas disponíveis para a pequena irrigação no sertão nordestino : caracterização, variação sazonal, limitações de uso. CNPq, Recife. 128p.
- Boronina, A., Golubev, S., Balderer, W., 2005. Estimation of actual evapotranspiration from an alluvial aquifer of the Kouris catchment (Cyprus) using continuous streamflow records. *Hydrological Processes*, 19, 4055-4068.
- Brabo, J.M.A., 2005. Características atmosféricas e impactos das chuvas de Janeiro de 2004 nos recursos hídricos da região. Congresso Brasileiro de Meteorologia.
- Burkhalter, J.P., Gates, T.K., 2005. Agroecological impacts from salinization and waterlogging in an irrigated river valley. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering-Asce*, 131, 197-209.
- 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.
- Burte, J., Schrader, G.O., 1998. Análise do potencial agrícola e dos recursos hídricos do Vale do Forquilha. UECE, Fortaleza, pp. 23.
- Carvalho, C.N., Leprun, J.C., 1991. Atmospheric deposition to a rural tropical site. Analysis of the relationship between amount of precipitation and chemical composition. *Biogeochemistry*, 4, 99-112.
- Chapuis, E., 2001. Influência de vários tipos e dosagens de fertilizantes químicos e orgânicos sobre a produção do Tomate X SM 16. *Agronomia tropical e desenvolvimento rural*. ISTOM, Paris, pp. 90.
- Fourcade, B., Coudrain-Ribstein, A., Martin, C., 2002. 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.
- Frischkorn, H., 2007. Redistribuição intracontinental dos cloretos por deposição seca e úmida., Comunicação pessoal.
- Frischkorn, H., Santiago, M.F., 2000. Mechanisms of Salinization in the North of Brazil. German-Brazilian Workshop on Neotropical Ecosystems – Achievements and Prospects of Cooperative Research, Hamburg, pp. 497-503.

- Frischkorn, H., Santiago, M.F., Serejo, A.N., 1989. Isotope study of wells in crystalline rock of the semi-arid northeast of Brazil. TECDOC ed. IAEA, pp. 13.
- Rabemanana, V., Violette, S., de Marsily, G., Robain, H., Deffontaines, B., Andrieux, P., Bensimon, M., Parriaux, A., 2005. Origin of the high variability of water mineral content in the bedrock aquifers of Southern Madagascar. *Journal of Hydrology*, 310, 143-156.
- Ribolzi, O., Moussa, R., Gaudu, J.C., Valles, V., Voltz, M., 1997. 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.
- Ribolzi, O., Valles, V., Bariac, T., 1996. Comparison of hydrograph deconvolutions using residual alkalinity, chloride, and oxygen 18 as hydrochemical tracers. *Water Resources Research*, 32, 1051-1059.
- Sales Neto, P., 2002. Estudo da salinidade das águas em pequenas bacias hidrográficas. in: R. Hidricos (Ed.). FUNCEME, pp. 342.
- Santiago, M.F., 1984. Mecanismo de salinização em regiões semiáridas. Estudo dos açudes Pereira de Miranda e Caxitoré, no Ceará. USP, São Paulo, pp. 176.
- Silva, L.G.d.A.J., Gheyi, H.R., Medeiros, J.F.d., 1999. Composição química de águas do cristalino do Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 3, 11-17.
- Skoien, J.O., Blöchl, G., Western, A.W., 2003. Characteristic space scales and timescales in hydrology. *Water Resources Research*, 39.
- Villemain, G., 1999. Contribuição ao desenvolvimento da horticultura no Vale do Forquilha - Nordeste brasileiro. Introdução das culturas de melão e tomate. INH, Angers, pp. 59p.