

TAFNES DA SILVA ANDRADE

**VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DE
ATRIBUTOS HIDROLÓGICOS PARA
GERENCIAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS EM
ALUVIÃO NO SEMI-ÁRIDO SOB USO AGRÍCOLA**

RECIFE – PE

Março-2010

TAFNES DA SILVA ANDRADE

VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DE ATRIBUTOS
HIDROLÓGICOS PARA GERENCIAMENTO DE RECURSOS
HÍDRICOS EM ALUVIÃO NO SEMI- ÁRIDO SOB USO AGRÍCOLA

Dissertação apresentada à Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte das exigências do Programa de Pós – Graduação em Engenharia Agrícola, para obtenção do título de Mestre em Engenharia Agrícola.

Orientador: Prof^a. Dr^a. Suzana Maria Gico Lima Montenegro.

Co – Orientador: Prof. Dr. Abelardo Antônio Assunção Montenegro.

RECIFE - PE

Março-2010

TAFNES DA SILVA ANDRADE

Variabilidade espacial e temporal de atributos hidrológicos para gerenciamento de recursos hídricos em aluvião no semi- árido sob uso agrícola.

Dissertação defendida e aprovada em 11 de março de 2010 pela Banca Examinadora:

Orientador:

Suzana Maria Gico Lima Montenegro, Prof. PhD
UFPE

Examinadores:

Abelardo Antônio de Assunção Montenegro, Prof. Dr
UFRPE

Ênio Farias de França e Silva, Prof. Dr
UFRPE

José Francismar de Medeiros, Prof. Dr
UFERSA

“Bem-aventurado o homem que acha sabedoria, e o homem que adquire conhecimento;

Porque é melhor a sua mercadoria do que artigos de prata, e maior o seu lucro que o ouro mais fino. Mais preciosa é do que os rubis, e tudo o que mais possas desejar não se pode comparar a ela. O SENHOR, com sabedoria fundou a terra; com entendimento preparou os céus. Pelo seu conhecimento se fenderam os abismos, e as nuvens destilam o orvalho.”

(Provérbios 3.13-15, 19-20)

"O temor do SENHOR é o princípio da sabedoria; bom entendimento têm todos os que cumprem os seus mandamentos."

(Salmos 111.10a)

A Deus,
A minha mãe Rute e minha irmã Areli,
pelo amor e confiança em mim depositados.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter me amado e pelo seu cuidado. Por ter criado as oportunidades para que eu alcançasse meus objetivos e me concedido sabedoria. A Deus meu muito obrigado, pois tudo o que consegui foi me dado por Ele.

A minha família, meu pai, minha irmã Tatiana, minha avó, tias, primas e primos. Em especial a minha mãe Rute que sê doou para que eu conseguisse realizar meus sonhos. E a minha irmã Areli que mais do que irmã é também minha melhor amiga, a elas o meu amor e a minha gratidão.

Aos amigos e amigas de Mestrado, José Roberto, Eduardo, Waldirene, Gledson, Mateus, Bianca, Antonio, Manuel Vieira. Agradeço a Júnior que me ajudou muito na fase final do mestrado.

As minhas amigas da “vila”, Anelise, Juliana, Suzana, Priscila e Suzana, pelos momentos de descontração nas horas de folga. A minha amiguinha Vilma pela ajuda no laboratório e pelos tarefas cedidos a este trabalho.

Aos demais amigos que concederam o privilégio de sua amizade Thais, Júlio, Adriana, Francisco, Isaac, Cleber, Diogo, Tatiana, Robertson e todos que fazem parte do laboratório de hidrologia aplicada pelo trabalho em conjunto, empenho, disponibilidade e alegria que demonstraram durante todo o período de coleta de dados e análise das informações. Ao agricultor Vivaldo que ao longo de anos vem acompanhado a equipe do professor Abelardo no monitoramento da água do aluvião. A Carlinhos que me ajudou nos teste de infiltração de campo e também ao Sr. Djalma, D. Maria e Dôrinha.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco, especialmente ao Departamento de Tecnologia Rural, pela oportunidade de realização do mestrado.

Ao Conselho nacional de pesquisa- CNPq, pela concessão de bolsa de estudo.

Aos Professores Dr^a. Suzana M. G. L. Montenegro e Dr. Abelardo Montenegro pela orientação, supervisão e apoio na elaboração deste trabalho. Agradeço a todos os meus professores da Pós-graduação pela contribuição que deram ao meu crescimento pessoal, acadêmico e profissional durante todo o curso.

Aos funcionários do Departamento de Tecnologia Rural, Lulinha, Sônia e Edinalva.

Às demais pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização deste trabalho e todas as conquistas da minha vida, o meu agradecimento.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vi
INTRODUÇÃO GERAL	9
REFERÊNCIAS	11
CAPÍTULO I	12
VARIAÇÃO TEMPORAL DO NÍVEL FREÁTICO E ESTIMATIVA DO FATOR DE RECARGA EM ALUVIÃO NO SEMI-ÁRIDO	12
RESUMO	13
ABSTRACT	14
INTRODUÇÃO	15
MATERIAL E MÉTODOS	17
RESULTADOS E DISCUSSÃO	21
CONCLUSÕES	27
REFERÊNCIAS	27
CAPÍTULO II	30
VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM VALE ALUVIAL NO SEMI-ÁRIDO	30
RESUMO	31
ABSTRACT	32
INTRODUÇÃO	33
MATERIAL E MÉTODOS	35
RESULTADO E DISCUSSÃO	39
CONCLUSÕES	52
REFERÊNCIAS	52
CAPÍTULO III	55
RELAÇÃO ENTRE SALINIDADE, GRANULOMETRIA E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA A DIFERENTES PROFUNDIDADES EM UM NEOSSOLO FLÚVICO	55
RESUMO	56
ABSTRACT	57
INTRODUÇÃO	58
MATERIAL E MÉTODOS	60
RESULTADOS E DISCUSSÃO	67
CONCLUSÕES	72
REFERÊNCIAS	73

CAPÍTULO IV	76
ESTUDO DA VULNERABILIDADE DE AQUÍFERO ALUVIAL NO	76
SEMI-ÁRIDO	76
RESUMO	77
ABSTRACT	78
INTRODUÇÃO	79
MATERIAL E MÉTODOS	81
RESULTADOS E DISCUSSÃO	87
CONCLUSÕES	92
REFERÊNCIAS	93

INTRODUÇÃO GERAL

A água exerce influência sobre todas as formas de vida que se apresentam no planeta. Seu uso é feito para os mais variados fins, entre eles, a dessedentação humana, de animais, abastecimento de indústrias, irrigação de lavouras, entre outros. Cerca de 97% da água doce disponível no planeta é proveniente de mananciais subterrâneos, o que indica a importância desse recurso para a manutenção da vida e desenvolvimento sócio-econômico das populações. (MAZIERO, 2005).

Nos últimos anos tem-se atribuído aos reservatórios hídricos subterrâneos em todo o mundo um papel de destaque no equacionamento do problema de água em regiões áridas e semi-áridas como o nordeste do Brasil. Nesse cenário, os depósitos aluvionares que podem ocorrer ao longo dos vales assumem grande importância no contexto hídrico da região. Essa importância cresce, quando se verifica que é ao longo desses vales que se concentram as maiores densidades demográficas, além do potencial para o desenvolvimento de pequenos projetos de irrigação. Nos aluviões, as altas permeabilidades das frações arenosas compensam frequentemente as pequenas espessuras saturadas, de modo que é possível a obtenção de vazões de exploração expressivas através de captações rasas e de baixo custo (CPRM, 2007).

Apesar das vantagens apresentadas, a utilização das águas dos vales aluviais no semi-árido são susceptíveis a processos de acúmulo de sais, tanto na zona não-saturada quanto na saturada, devido às condições edafo-climáticas da região que incluem altas taxas de evaporação, má distribuição espacial e temporal das precipitações e ocorrência de solos pouco profundos o que propicia a ocorrência de rios e riachos intermitentes (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2006). Assim, as fontes d'água nessas áreas, alternam-se de acordo com a época do ano entre rios temporários e poços rasos, sendo que, e em algumas comunidades rurais do semi-árido nordestino, a água subterrânea dos vales aluviais representa o principal manancial hídrico.

Dá a necessidade da caracterização e monitoramento contínuos da qualidade dessas águas, visto que os fatores climáticos locais podem favorecer o acúmulo de sais no solo, comprometendo as propriedades químicas, físicas e biológicas dos solos irrigados com estas águas (SILVA et al. 2005). A qualidade das águas subterrâneas também pode variar no tempo e no espaço, sendo importante o conhecimento de sua qualidade para evitar problemas que surgem a partir do manejo inadequado da águas de irrigação.

A permeabilidade do solo é outro atributo físico de grande importância para o gerenciamento da qualidade das águas subterrâneas, pois está fortemente relacionado ao transporte de poluentes e a recarga das reservas hídricas subterrânea. Para tanto, é de suma importância o conhecimento dos componentes que atuam no comportamento hidráulico, dentre os quais se destaca a condutividade hidráulica (RIBEIRO et al. 2009), cujo conhecimento é muito utilizado para estudos agrícolas e ambientais que envolvem o fluxo de água no solo, tais como, planejamento de sistemas de irrigação e drenagem, rebaixamento do lençol freático, movimento de água no solo, nutrição de plantas, controle da erosão e poluição da água.

Outro problema para quem depende da água subterrânea seja para o abastecimento público, irrigação ou utilização na indústria é a contaminação dos aquíferos que é proveniente, principalmente, das atividades antrópicas realizadas em superfície. A interação entre as características naturais do aquífero e as atividades antrópicas resultam na caracterização preliminar de áreas de maior ou menor risco de deterioração.

Um dos instrumentos muito utilizados para a proteção das águas subterrâneas, que busca avaliar esse risco de degradação são os mapas de vulnerabilidade à poluição de aquíferos que buscam identificar as áreas do aquífero mais vulneráveis às atividades humanas e que necessitam de maior atenção com vistas a conservação dos recursos hídricos subterrâneos.

Diante disso, esta pesquisa teve por objetivo geral avaliar o potencial das águas subterrâneas no vale aluvial do Mimoso no semi-árido e os seus riscos de degradação. Com vistas a alcançar esse objetivo foi avaliada a variabilidade espacial e temporal da condutividade elétrica das águas subterrâneas, o fator de recarga do aluvião e a vulnerabilidade do aquífero em região semi-árida em solo sob uso agrícola. Fatores fundamentais para o reconhecimento dos potenciais do meio natural e suas limitações, de modo estabelecer prioridades nas posteriores investigações e tomadas de decisão quanto à gestão das águas subterrâneas e ao planejamento do seu uso.

REFERÊNCIAS

- CPRM e UFRM. **Hidrogeologia do aquífero Açu na borda leste da bacia potiguar: Trecho Upanemaafonso Bezerra.** In: Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro - Meta "C" Caracterização Hidrogeológica dos Aquíferos. 2007. 93 p.
- MAZIERO, L. **Levantamento da vulnerabilidade dos recursos hídricos subterrâneos no município de Dona Francisca – RS.** Dissertação de mestrado. Santa Maria – RS: Universidade Federal de Santa Maria, 2005. 115 p.
- MONTENEGRO, A. A. A & MONTENEGRO, S. M. G. L. **Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, (10-1), pp. 30–37, 2006.
- RIBEIRO, G. F., PEREIRA, S. Y., IWASHITA, F. **Estudo comparativo entre métodos de cálculo da condutividade hidráulica através de ensaios com o permeâmetro Guelph.** In: Anais do XVIII Simpósio brasileiro de recursos hídricos, Campo Grande, Nov 2009, CD - ROM.
- SILVA, E. F., ASSIS JÚNIOR, R. N., SOUSA, J. I. G. **Efeito da qualidade da água de irrigação sobre atributos hídricos de um Neossolo.** Revista Brasileira de Ciência do Solo, n. 29, pp 389-396, 2005.

CAPÍTULO I

VARIAÇÃO TEMPORAL DO NÍVEL FREÁTICO E ESTIMATIVA DO FATOR DE RECARGA EM ALUVIÃO NO SEMI-ÁRIDO

RESUMO

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; Março, 2010. **Variação temporal do nível freático e estimativa do fator de recarga em aluão no semi-árido.** Orientadora: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Conselheiros: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

Os vales aluviais dos rios, formados pela deposição de sedimentos fluviais e materiais erodidos, são predominantemente arenosos, e se constituem, normalmente, em bons aquíferos. Em áreas onde se pratica agricultura irrigada, a recuperação das reservas hídricas do aluvião, pode ocorrer devido à precipitação e/ou irrigação. A recarga pode ser avaliada a partir de informação da variação da profundidade da água medida em piezômetros, ou seja, sempre que há variações positivas no nível freático ocorre um episódio de recarga possível de quantificar. Este trabalho tem como objetivos apresentar os resultados do monitoramento da variação dos níveis freáticos e estimar o fator de recarga do vale aluvial pelos riachos temporários Mimoso, Jatobá e Ipaneminha, no período de janeiro de 2002 a setembro de 2009, em região semi-árida de Pernambuco. Foram utilizados dados mensais, do monitoramento dos níveis piezométricos, do período de Janeiro de 2002 e outubro de 2009, obtidos a partir do banco de dados do Laboratório de Água e Solo da UFRPE, que realiza esse acompanhamento desde setembro 2001. A partir do monitoramento dos níveis piezométricos, pode-se verificar que o sistema responde significativamente a eventos de precipitação, que apenas as precipitações mensais acima de 100mm promovem recarga e que não existe diferença significativa entre as recargas ocorridas em solos de textura franco e franco-arenosa.

Palavras-chave: recarga, água subterrânea,

ABSTRACT

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; March, 2010. **Temporal variation of groundwater level and estimate the recharge of factor in the semiarid.** Advisor: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Additional support: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

The rivers alluvial valleys, formed by deposition of sediments and eroded materials are predominantly sandy, and usually form good aquifers. In areas where irrigated agriculture is practiced, the recovery of the water alluvial reserves, may occur due to precipitation and / or irrigation. The recharge can be estimated from information of the variation of water depth as piezometers, or whenever there is positive changes in groundwater level is an episode of recharge can be quantified. This paper aims to present the results of monitoring of changes in groundwater levels and estimate the alluvial valley recharge factor by the temporary streams Mimoso, Jatoba and Ipaneminha, from January 2002 to September 2009 in the Pernambuco semiarid. We used monthly data of the piezometric levels monitoring, from January 2002 to October 2009, retrieved from the database of the Water and Soil Laboratory of UFRPE that performs this monitoring since September 2001. From the monitoring of piezometric levels, can be seen that the system responds to significant precipitation events, only the monthly precipitation above 100mm promote recharge and there is no significant difference between charges that occurred in a loam soil and sandy-loam.

Key-words: recharge, groundwater

INTRODUÇÃO

Os vales aluviais dos rios, formados pela deposição de sedimentos fluviais e materiais erodidos das encostas circunvizinhas, são predominantemente arenosos, e se constituem, normalmente, em bons aquíferos, desempenhando um papel importante no suprimento da população rural e uso na agricultura (MONTENEGRO & MONTENEGRO, 2004). PAIVA (2006) cita como principais vantagens desse tipo de formação, do ponto de vista do aproveitamento das águas subterrâneas, o fato desses depósitos serem fáceis de perfurar, de forma que a exploração é rápida e barata; que eles estão geralmente em locação favorável com respeito à recarga; que os níveis de água subterrânea são próximos a superfície; e que eles apresentam boa permeabilidade.

Um fator determinante para a disponibilidade hídrica nos aluviões é a precipitação. De sua quantidade e capacidade de recarregar os aquíferos depende a garantia de que o período seco tenha menos impactos negativos sobre a população que faz uso dele. Oliveira et al. (2005) comentam que, em épocas de seca ocorre decréscimo da água nos aquíferos e, recomposição do volume no período chuvoso, e portanto, o quanto se perde de água nesse sistema, e como ele se recupera são questões fundamentais para o manejo da água.

A recarga das águas subterrâneas pode ser definida no senso geral como o fluxo de água descendente que alcança o nível da água de um aquífero livre, formando uma reserva de água adicional para as águas subterrâneas. A quantificação da recarga das águas subterrâneas é um pré-requisito básico para um eficiente manejo dos recursos de águas subterrâneas, e é particularmente vital em regiões semi-áridas onde tais recursos são freqüentemente a chave do desenvolvimento econômico (MELO et al. 2005).

Há diversas metodologias que podem ser aplicadas para a avaliação da recarga, como a análise da curva de recessão do hidrograma, o balanço hídrico, o balanço de cloreto, a lei de Darcy aplicada ao meio poroso saturado e as medidas de variação do nível. Dentre essas opções, a metodologia da variação do nível, tem como principal vantagem, sua simplicidade, pois não é necessário levar em conta os mecanismos de transporte que regem a passagem de água na zona não saturada, o que permite desconsiderar, por exemplo, a existência de caminhos preferenciais de fluxo (BERTOL, 2007). A mesma autora explica que a aplicação dessa metodologia gera melhores resultados em áreas com nível d'água rasos, que possibilitam rápidas elevações com a precipitação, já que níveis profundos tendem a não terem uma grande variação.

O método da variação do nível utiliza informações piezométricas como indicadores da recarga efetiva. Baseia-se na premissa de que o aumento do nível de água é causado pela chegada da recarga à zona saturada do aquífero, ou seja, sempre que há variações positivas do nível piezométrico estamos perante um episódio de recarga possível de quantificar. Para isso é necessário que se conheçam alguns parâmetros básicos do sistema hidrogeológico, como o coeficiente de armazenamento (S), o coeficiente de recessão CR (período de tempo entre o episódio de precipitação e a resposta do aquífero), a condutividade hidráulica (K), dentre outros (Paralta et. al. 2007).

A recarga de um aquífero exhibe variabilidade no espaço devido às diferenças que ocorrem nos solos quanto à absorção e retenção da água, e no tempo devido aos efeitos climáticos e pela própria utilização da água (MANZIONE et al. 2007). A correta avaliação da recarga é fundamental no cálculo das disponibilidades hídricas para a agricultura e tem implicações especialmente nos aquíferos freáticos pouco profundos e com grande variação sazonal na profundidade do nível d'água, como é o caso dos aluviões do semi-árido, constituindo uma variável de fundamental importância no conhecimento e manejo adequado dos aquíferos. Não se pode explorar e garantir o uso sustentável das reservas de água subterrânea sem o conhecimento dos mecanismos da recarga anual a que o mesmo é submetido. Esta variável é, entretanto, muito difícil de ser avaliada notadamente em regiões semi-áridas (CPRM e UFRN, 2007).

Estudos anteriores têm verificado que o aquífero, objeto deste trabalho, responde significativamente a eventos de precipitação, com alterações relevantes na profundidade do lençol (ANDRADE et al., 2007, MONTENEGRO et al., 2003a; MONTENEGRO et al., 2003b; MONTENEGRO et al. 2001). Estas lâminas contribuem para recuperar os níveis nos poços e para a lavagem de sais do solo, que do ponto de vista agro-ambiental é fundamental, para uma gestão mais racional, manejo e conservação do solo.

Este trabalho tem como objetivos apresentar os resultados do monitoramento da variação dos níveis freáticos e estimar o fator de recarga do vale aluvial pelos riachos temporários Mimoso, Jatobá e Ipaneminha, no período de janeiro de 2002 a setembro de 2009, em região semi-árida de Pernambuco.

MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo está localizada no município de Pesqueira, região Agreste de Pernambuco, no Assentamento Rural Nossa Sra do Rosário, localizado na bacia hidrográfica do Rio Ipanema, situada entre as coordenadas geográficas 8° 15' e 8° 30' de Latitude Sul, 31° 45' e 37° 00' de Longitude Oeste de Greenwich e 650 m de altitude. A precipitação média anual é de 652 mm (FIGUEIREDO et al. 2009). A temperatura média mensal oscila em torno de 20 a 30°C. Dados obtidos da estação climatológica de Pesqueira registram uma evapotranspiração potencial de referência, estimada por Tanque Classe A, de 1638 mm anual (MONTENEGRO, 2001). A Figura 1.1 mostra um mapa esquemático do aquífero aluvial do Riacho Mimoso, indicando os limites da Fazenda Nossa Senhora do Rosário. Os tipos de solos predominantes são os Argissolos e Neossolos Regolíticos e Litólicos (Figura 1.2).

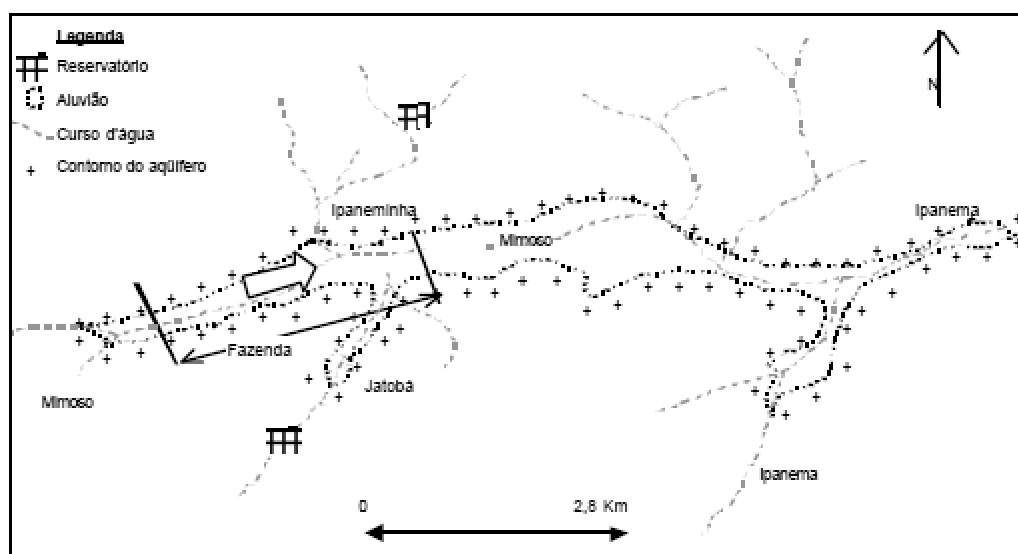
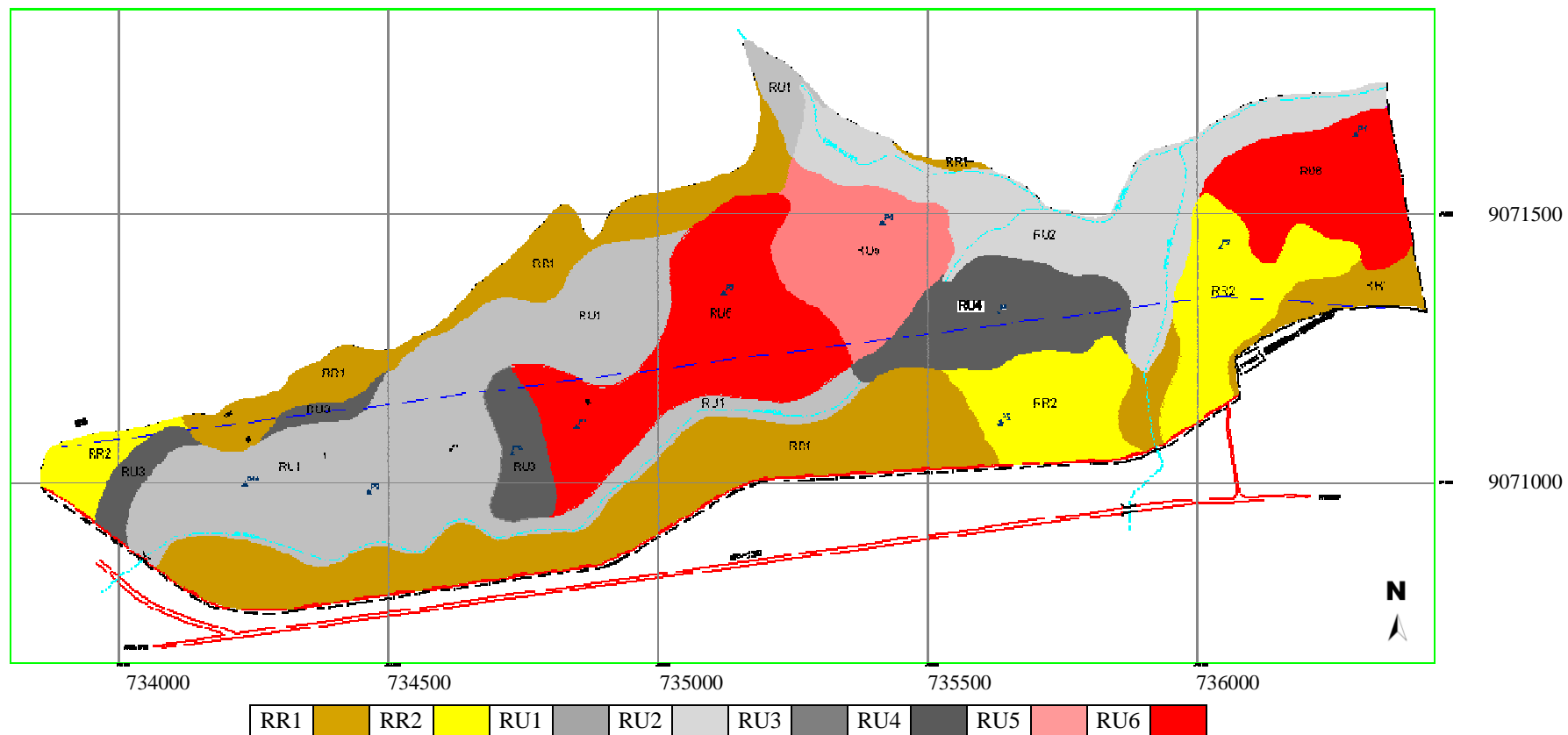


Figura 1.1. Mapa esquemático do vale aluvial, rede de drenagem e área de estudo (Kelly, 1995)

O aquífero estudado possui espessura média em torno de 10 m, cerca de 3km de extensão e 300m de largura um declive topográfico natural de aproximadamente 0,3 % (Oeste- Leste), possuindo em suas margens granito e gnaiss da formação cristalina (ALMEIDA et al. 2004). Montenegro et al. (2003a) indicam que a profundidade média do lençol freático varia entre 2,0m e 4,0m, para os períodos chuvosos e secos, respectivamente.



- RR1 – NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico típico ambos fase relevo suave ondulado;
- RR2 – NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico solódico textura média (leve) fase relevo plano e suave ondulado;
- RU1 – NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura arenosa ou média (leve) / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
- RU2 – NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura média / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
- RU3 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média (leve) / média moderadamente drenado;
- RU4 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média / média ou arenosa moderadamente drenado;
- RU5 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico salino textura média / média (leve) ou média imperfeitamente drenado;
- RU6 – NEOSSOLO FLÚVICO Salino sódico textura média imperfeitamente drenado.

Figura 1.2. Mapa dos principais solos presentes no vale aluvial. Fonte: Corrêa & Ribeiro (2001).

A área de estudos possui uma malha de poços e piezômetros que foram cadastrados e georreferenciados; cada piezômetro possui cerca de 5 metros de profundidade, e diâmetro de 100 mm, protegidos com tela e com filtro em cascalho. Existem instalados, na área, cerca de 67 piezômetros, 4 poços comunitários e 29 poços particulares. Os quatro poços comunitários foram construídos pelo Governo do Estado de Pernambuco para dá suporte as atividades irrigação, são poços de grande diâmetro (tipo amazonas) com ponteiros radiais (ALMEIDA et al. 2004). Ao longo dos anos, outros poços de grande diâmetro foram construídos pela própria comunidade para aumentar a captação de água do aquífero a fim de incrementar a prática de irrigação.

Mensalmente é realizada uma campanha de monitoramento da profundidade dos níveis d'água e são retiradas amostras de água para a caracterização da dinâmica hidrossalina do aquífero. A Figura 1.3 mostra de maneira esquemática a localização dos piezômetros e poços no vale estudado.

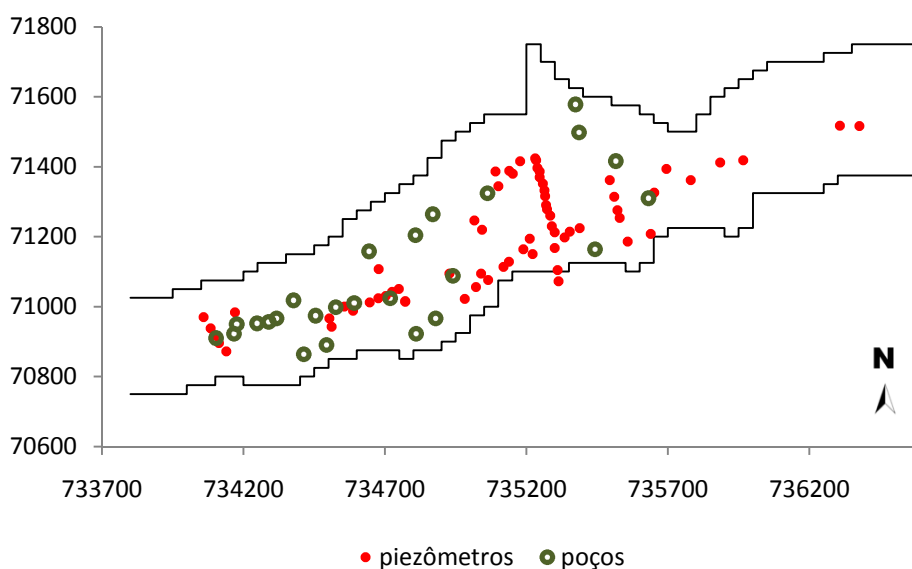


Figura 1.3. Mapa da localização dos piezômetros, poços e cacimbões.

Foram utilizados dados mensais, do monitoramento dos níveis piezométricos, do período de Janeiro de 2002 e outubro de 2009, obtidos a partir do banco de dados do Laboratório de Água e Solo da UFRPE, que realiza esse acompanhamento desde setembro 2001.

Para avaliar a recarga do aquífero foi usada a mesma metodologia adotada por Montenegro et al. (2003a) em que são tomados dados mensais do nível de água nos piezômetros, juntamente com a pluviometria local. Toma-se a taxa mensal de variação

do nível do lençol e assumindo-se um coeficiente de armazenamento, S , de 0,10 para a área, obtido através de testes de bombeamento quando da construção dos poços (CISAGRO, 1991, apud MONTENEGRO et al. 2003a), identificam-se os meses onde ocorre recuperação geral da piezometria do aluvião, e pode-se avaliar aproximadamente a recarga R [L], através da expressão 1.1.

$$R = \frac{\Delta h}{S} \quad (1.1)$$

onde Δh [L] representa a variação de nível do lençol entre dois meses consecutivos, e S , o coeficiente de armazenamento do aquífero.

Calculada a recarga mensal em cada ponto, dividiu-se a mesma pela precipitação mensal obtendo-se o fator de recarga. Os fatores de recarga foram separados conforme a textura predominante do solo onde os seus respectivos piezômetros estão instalados, solos de textura franca ou textura franco-arenosa, e submetidos a teste de hipóteses da diferença das médias, considerando duas populações para verificar se existe ou não diferença nas recargas que ocorrem em solos de textura diferentes. Foi utilizado o teste t-teste de Student muito usado, em amostras independentes, em que se pretende comparar a mesma variável em dois grupos diferentes.

Para esse estudo é indispensável o conhecimento da precipitação na região. O vale possui cinco pluviômetros, sendo três manuais, coordenadas 735578/9071306, 735581/9071312 e 735567/9071240. E dois pluviômetros automáticos, coordenadas 735270/9071060, instalado junto com uma estação fluviométrica e 735077/9071408, instalado junto com uma estação climatologia. O pluviômetro instalado junto a estação climatologia é modelo TB4-L Rain Gauge da Campbell Scientific, com resolução de 0,254mm e capacidade de acumulação de 0 à 700mm de pluviosidade no intervalo de uma hora. Os pluviômetros automáticos possuem um datalogger onde os dados são armazenados. Os dois pluviômetros manuais são lidos diariamente pela manhã, pelo agricultor que já a alguns anos acompanha e auxilia a equipe nas atividades de campo. A lâmina precipitada é registrada em planilhas manuais que posteriormente são digitalizadas para formar o banco de dados do Laboratório de Água e Solo da UFRPE.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 1.4 são apresentadas as flutuações temporais médias do lençol ao longo do aluvião e a precipitação total em cada mês. Pode-se observar que a variação do nível d'água apresenta adequada resposta aos eventos de precipitação, promovendo a recarga do lençol subterrâneo nos piezômetros instalados. A Figura 1.5 exhibe as precipitações totais anuais e a Tabela 1.1 os totais mensais do período de janeiro de 2002 a setembro de 2009.

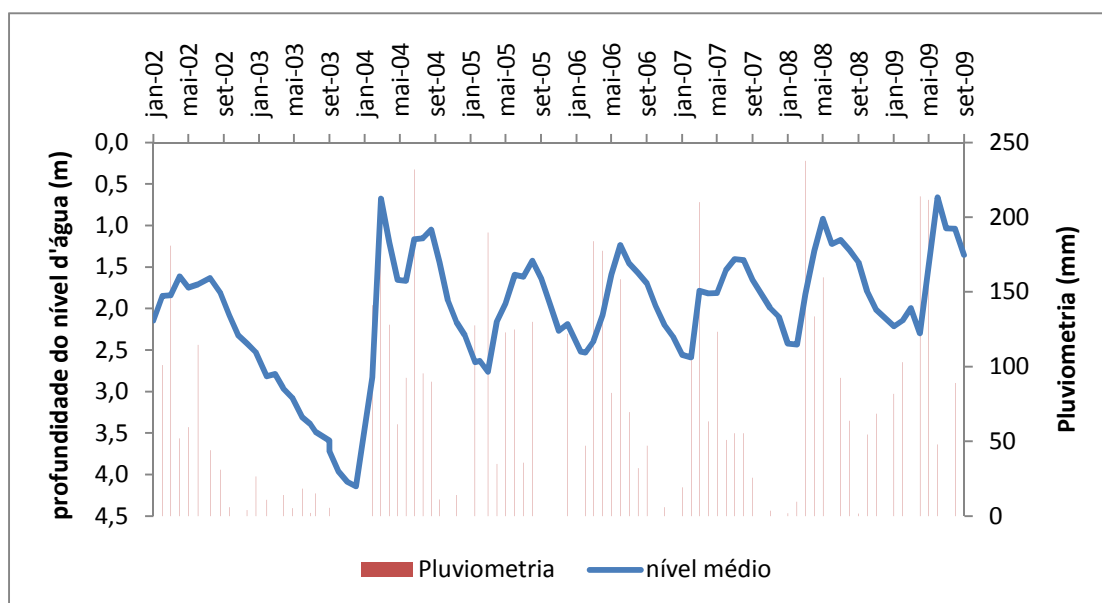


Figura 1.4. Variação média mensal do nível piezométrico e da precipitação.

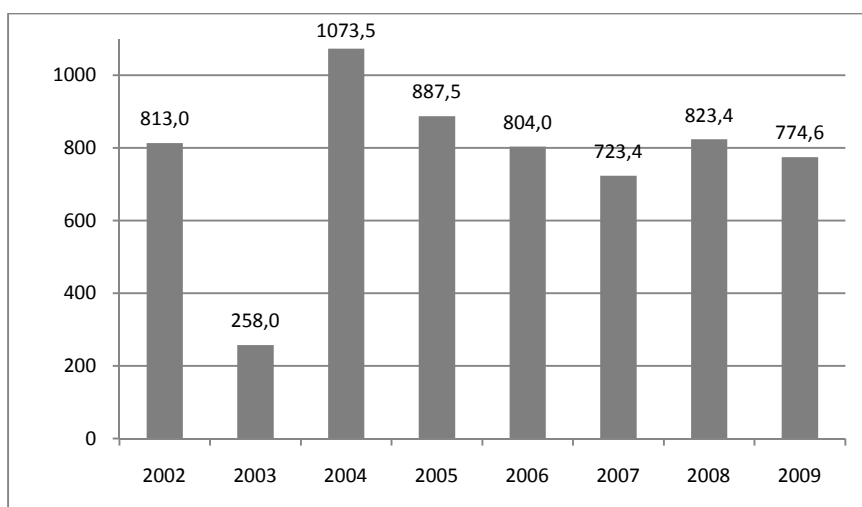


Figura 1.5. Precipitação total anual (mm) no período de 2002 a 2009.

Tabela 1.1. Precipitação mensal (mm) no período de 2002 a outubro de 2009

	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Jan	193,5	0,0	141,0	127,5	0,0	19,2	1,9	81,8
Fev	101,0	0,0	208,0	0,0	47,0	116,3	9,6	102,9
Mar	181,0	32,0	128,0	189,7	184,0	210,0	237,6	0,0
Abri	52,0	27,9	61,5	34,9	177,5	63,4	133,6	213,9
Mai	59,5	46,4	92,5	122,8	82,5	123,3	159,8	211,6
Jun	114,5	41,6	232,0	124,8	158,5	51,0	0,0	47,8
Jul	44,0	47,2	95,5	35,8	69,5	55,5	92,4	0,0
Ago	31,0	5,0	90,0	130,0	32,0	55,5	63,8	89,0
Set	6,0	34,0	11,0	0,0	47,0	25,6	1,6	17,9
Out	0,0	13,0	0,0	0,0	0,0	0,0	54,5	9,6
Nov	4,0	10,9	14,0	0,0	6,0	3,6	68,5	-----
Dez	26,5	0,0	0,0	122,0	0,0	0,0	0,0	-----

Em 2003 ocorreu um rebaixamento acentuado do nível freático no vale devido à ocorrência de um ano atípico seco quando foram observados os níveis médios mais baixos em relação à superfície do solo. A precipitação ficou muito abaixo da média histórica da região, que segundo Figueiredo et al (2009), é de 652mm, neste ano o total precipitado foi de apenas 258,0mm. Houve uma rápida recuperação dos níveis freáticos com as precipitações ocorridas em janeiro de 2004, indicando uma boa resposta na recarga do lençol subterrâneo. Respostas significativas a eventos de precipitação desse mesmo sistema foram descritas por Andrade et al (2009), Andrade et al (2007) e Montenegro et al. (2003b).

É observado que os maiores volumes de chuvas se concentram nos meses de fevereiro a agosto, caracterizando dois períodos distintos, um chuvoso (fevereiro a agosto) e outro seco (junho a janeiro). Pequenas chuvas de volumes insignificantes não contribuem para a recarga do lençol freático, apenas as precipitações mensais superiores a 100 mm promovem recarga no aquífero, esse comportamento também foi observado em outros vales aluviais do semi-árido como o Vale da Forquilha, Quixeramobim, estado do Ceará (BURTE, 2005) e o Aquífero Cárstico de Irecê na Bahia (RAMOS et al. 2007).

Seguindo a classificação da textura do solo do vale aluvial estudado, proposta por Montenegro e Montenegro (2006). Os piezômetros foram separados em dois grupos, os que estão instalados em solo de textura franco-arenosa e os que estão instalados em solo de textura franca. A Figura 1.6 exibe o intervalo de confiança para a profundidade média dos piezômetros instalados em solo franco e em solo franco-arenoso, com base no desvio-padrão amostral, com nível de significância de 5%. As precipitações que geraram recargas ocorreram nos períodos de janeiro a abril e maio a julho de 2002,

dezembro de 2003 a fevereiro de 2004, maio a agosto de 2004, março a agosto de 2005, janeiro a junho de 2006, fevereiro a julho de 2007, fevereiro a maio e junho a julho de 2008, janeiro a março e abril a julho de 2009. Não foi observada nenhuma recarga do lençol durante o ano de 2003. Pode-se observar a semelhança da flutuação do lençol entre as faixas, para um mesmo período.

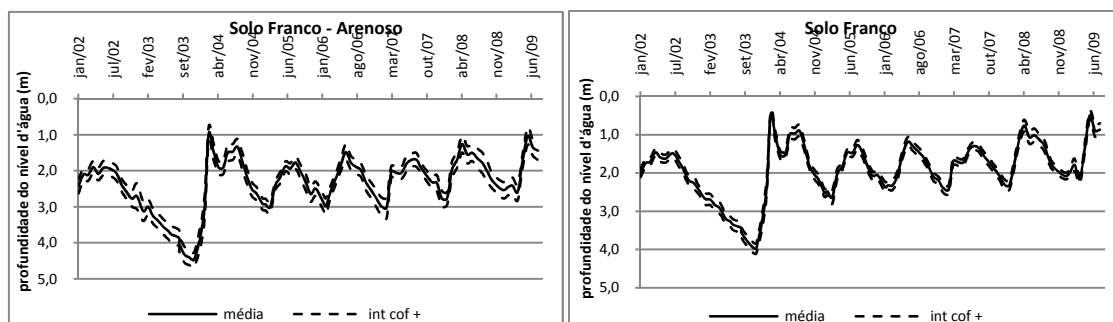


Figura 1.6. Intervalo de confiança para a média das flutuações piezométricas

Tomando-se a taxa mensal de variação do nível do lençol, e assumindo-se um coeficiente de armazenamento (porosidade efetiva) de 0,10 para a área (CISAGRO, 1991), pode-se estimar o intervalo de confiança para o fator de recarga, obtido a partir da equação (1.3) dividida pela precipitação mensal.

Com o objetivo de verificar se existe diferença entre as recargas ocorridas em solos de textura franco – arenosa e textura franca foram analisadas as recargas dos dois últimos anos (2008 e 2009). Para a recarga ocorrida em 2008, o intervalo de confiança para do fator de recarga, baseado em 25 medidas, em solo franco-arenoso e 64 medidas em solo franco, ambos com significância de 5%, foram [0,411; 0,262] e [0,363; 0,261], enquanto para as recargas em 2009, o intervalo de confiança foi [0,350; 0,221] para o solo textura franca-arenoso, e [0,366; 0,284] para o solo de textura franca, obtidas a partir de 24 e 60 medidas, respectivamente.

Para testar a diferença estatística entre médias, utilizou-se o t-teste: duas amostras presumindo variâncias diferentes. Antes de submeter os dados a esse teste foi verificada a normalidade dos mesmos através do teste de Kolmogorov-Sminov, cujo resultado é mostrado na Tabela 1.2. A Figura 1.7 mostra a distribuição Normal dos fatores de recarga nos anos de 2008 e 2009, considerando as os tipos de textura franco-arenosa e franca.

Tabela 1.2. Resultado do teste Kolmogorov-Sminov aplicado aos fatores de recarga nos anos de 2008 e 2009.

	2008		2009	
	<i>Franco-arenoso</i>	<i>Franco</i>	<i>Franco-arenoso</i>	<i>Franco</i>
D (KS)*	0,221	0,157	0,188	0,077
KS**	0,272	0,170	0,278	0,176
Número de Amostras	25	64	24	60

*D (KS) = $\max [F(X) - G(X)]$, em que $F(X) = P(X < x)$ e $G(X)$ são as frequências relativas acumuladas dos valores observados.

**Distribuição normal pelo teste de KS a nível de 5% de probabilidade. Naghettini e Pinto (2007).

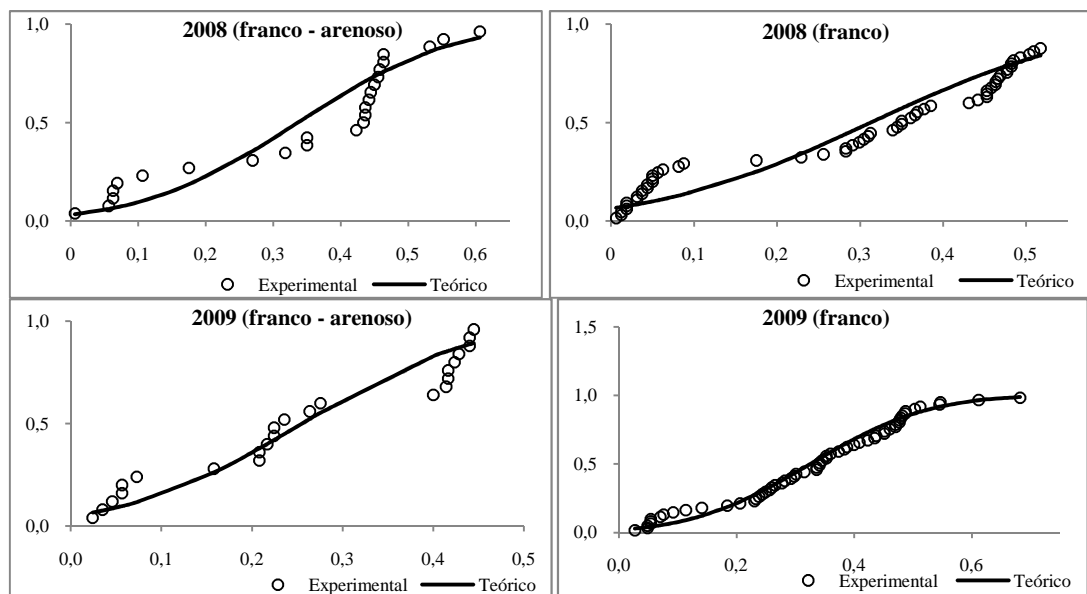


Figura 1.7. Distribuição estatística dos fatores de recarga mensais

O resultado do t-teste é mostrado na Tabela 1.3. Os valores da estatística t 0,551 em 2008 e -1,068 em 2009, ficaram abaixo do t crítico bi-caudal. Desse modo, a hipótese de igualdade entre as médias dos fatores de recarga obtidos em diferentes condições de textura do solo deve ser aceita. Ou seja, embora haja diferentes texturas, estas não provocam diferenças significativas nos fatores de recarga do aquífero.

Tabela 1.3. Teste-t: duas amostras presumindo variâncias diferentes

	2008		2009	
	<i>Franco-arenoso</i>	<i>Franco</i>	<i>Franco-arenoso</i>	<i>Franco</i>
Média	0,3368	0,3125	0,2854	0,3252
Variância	0,0327	0,0417	0,0233	0,0252
Observações	25	64	24	60
gl	49		44	
Stat t	0,551		-1,068	
t crítico bi-caudal	2,010		2,015	

5% de significância.

Para observar o padrão de recarga nos diferentes tipos de solo foi selecionado um piezômetro representativo de cada mancha de solo e avaliada a recarga no período de janeiro de 2008 a setembro de 2009. O critério utilizado na seleção do piezômetro foi o maior número de meses monitorados no período. Foram selecionados os piezômetros Pz 3.11d (RR1), Pz 4.10 (RU1), Pz P(2) (RU2), Pz 11 (RU3), Pz 7.2 (RU4), Pz 3.3 (RU5) e Pz 3.18 (RU6), que aparecem em destaque, na cor verde, na Figura 1.8. Não há piezômetros instalados na mancha de solo denominada RR2.

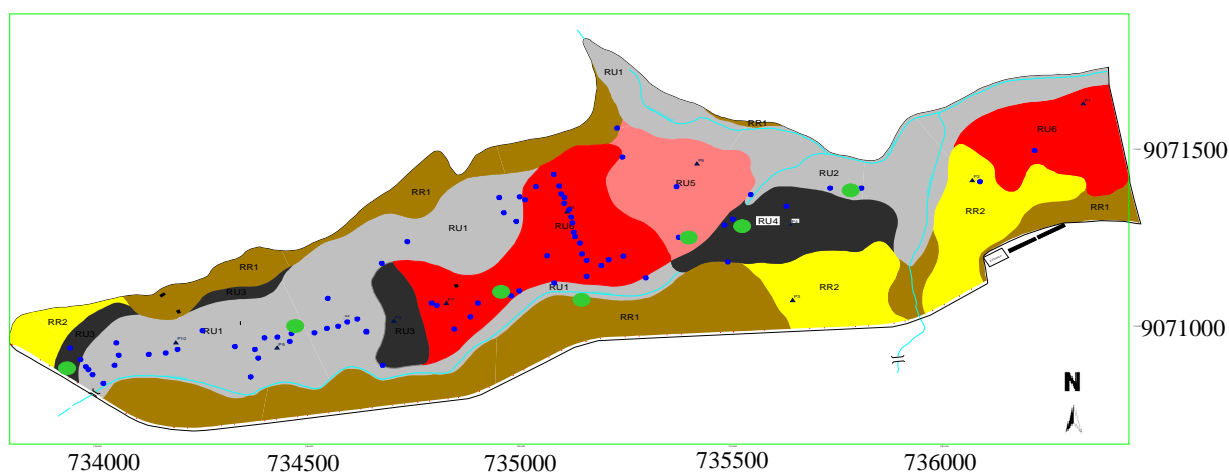


Figura 1.8. Principais solos e dos pontos de monitoramento da água subterrânea no vale aluvial. Fonte: Adaptado de Corrêa & Ribeiro (2001).

A variação do nível freático do aquífero em função do regime pluviométrico, por mancha de solo, é apresentada na Figura 1.9. Não foram observadas grandes variações no nível freático, a maior foi observada no Pz 4.10 (RU1), 2,18m e a menor no Pz P(2) (RU2), 1,07m.

As variações do nível freático nas sete manchas de solo foram bastante semelhantes, corroborando com os resultados da análise do fator de recarga, em que não há diferença significativa entre as texturas franco-arenosa e franca. No entanto, quando observados eventos chuvosos de maior intensidade, os piezômetros Pz 3.11d (RR1), Pz 4.10 (RU1) apresentam comportamento um pouco diferenciado, provavelmente por estarem instalados nas manchas de textura mais grossa, com fração de areia acima de 60%.

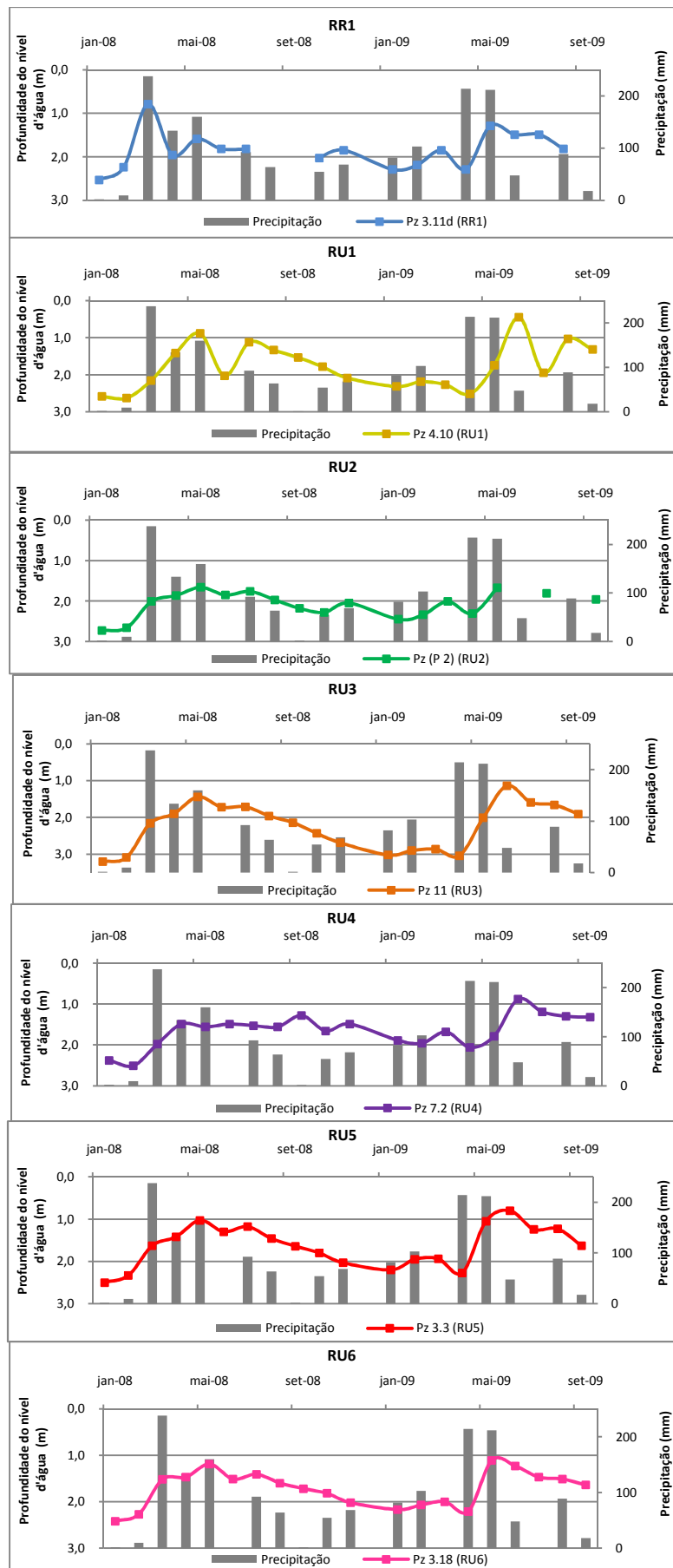


Figura 1.9. Variação temporal da precipitação e do nível freático do aquífero

CONCLUSÕES

A partir do monitoramento dos níveis piezométricos das águas subterrâneas, tem-se verificado que o sistema responde significativamente a eventos de precipitação, que apenas as precipitações mensais superiores a 100 mm promovem a recarga no aquífero e que não existem diferença significativa entre as recargas ocorridas em solo de textura franco-arenosa e franco.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, T. A.; COSTA NETTO, M. L.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; BRANCO, A. M. **Utilização de águas subterrâneas em aluviões no Agreste pernambucano**. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004, Cuiabá. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004. v. único. p. 1-19.

ANDRADE, T. S.; SANTOS, E. S.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; ALBUQUERQUE, C. G.; MONTENEGRO, A. A. A. **Monitoramento do nível freático em solo de aluvião em Pesqueira-PE**. In: Anais...: XXXVIII Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. 2009, Juazeiro (BA)/Petrolina (PE)

ANDRADE, T. S.; SANTOS, E. S.; SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. **Análise da Recarga e da Condutividade Elétrica em Aluvião do semi-árido pernambucano**. In Anais do XVII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos e 8º Simpósio de Hidráulica e Recursos dos Países de Língua Oficial Portuguesa, São Paulo, Nov 2007, Cd - Rom.

ANTONIO, R. N. **Soluções híbridas para problemas de migração de contaminantes no solo**. Tese mestre em ciências em engenharia civil, Rio de Janeiro, RJ, 2005.

BEAR, J., ZASLAVSKY, D. and IRMAY, S. **Physical principles of percolation and seepage**. Arid zone research, XXIV. Unesco, New York, pp 463, 1968.

BURTE, J.; COUDRAIN, A.; FRISCHKORN, H.; CHAFFAUT, I.; KOSUTH. P. **Impacts Anthropiques Sur Les Termes Du Bilan Hydrologique d'un Aquifère Alluvial Dans Le Nordeste Semi-Aride, Brasil**. Hydrological Sciences - Journal – 50(1), 2005.

CISAGRO (Companhia Integrada de Serviços Agropecuários). **Projeto de irrigação da Fazenda Nossa Senhora do Rosário, Pesqueira – PE**. 1991, Recife-PE.

CORRÊA, M. M.; RIBEIRO, M. R. **Levantamento detalhado de solos da Fazenda Nossa Senhora do Rosário (Pesqueira - PE)**. Relatório Técnico, Convênio: UFRPE/UFPE/CNPQ/BNB. 2001, 35p.

CPRM e UFRM. **Hidrogeologia do aquífero Açu na borda leste da bacia potiguar: Trecho Upanema/afonso Bezerra**. In: Comportamento das bacias sedimentares da região semi-árida do nordeste brasileiro - Meta "C" Caracterização Hidrogeológica dos Aquíferos. 93 p. 2007.

KELLY, C. **An investigation of the hydraulic conductivity of a shallow unconfined alluvial aquifer in Pernambuco state, northeast Brazil**. Dissertação de Mestrado. Civil Engineering Department, University of Newcastle Upon Tyne. Uk, 78p. 1995.

MANZIONE, R. L., DRUCK, S., CÂMARA, G. E MONTEIRO, A. M. V. **Modelagem de incertezas na análise espaço-temporal dos níveis freáticos em uma bacia hidrográfica**. Revista Pesq. Agropec. Bras., Brasília, V.42, N.1, p.25-34, Jan 2007.

MONTENEGRO, A. A. A & MONTENEGRO, S. M. G. L. **Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, (10-1), 2006. pp. 30–37.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; RIBEIRO, M. R.; CORRÊA, M. M.; ALMEIDA, T. A.; MAIA, F. M. V. L. **Análise da variabilidade espacial da salinidade em área irrigada e do nível d'água em aluvião sob uso agrícola na região semi-árida do nordeste brasileiro**. In.: Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Aracaju. 2001. CD - ROM.

MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. DE A.; MACKAY, R.; DE OLIVEIRA, A. S. C. **Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizado para agricultura irrigada familiar em região semi-árida**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre, V.8, N.2, P.85-92. 2003a.

MONTENEGRO, S. M.; MONTENEGRO, A. A.; CAVALCANTE, T.; NASCIMENTO, J. **Sazonalidade da recarga em aluvião do semi-árido pernambucano**. In Anais Do XV Congresso Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba. 2003b.

MONTENEGRO, S. M. G. L; MONTENEGRO, A. A. A. **Aproveitamento sustentável de aquíferos aluviais no semi-árido**. In: Cabral Et Al. (Org.) Água Subterrânea: Aquíferos Costeiros e Aluviões, Vulnerabilidade e Aproveitamento. Tópicos Especiais Em Recursos Hídricos Vol. 4. Recife: UFPE, 2004, P.277-322.

OLIVEIRA, R. S.; BEZERRA, L.; DAVIDSON, E. A.; PINTO, F.; KLINK, C. A.; NEPSTAD, D. C.; MOREIRA, A. **Deep root function in soil water dynamics in cerrado savannas of central Brazil**. Functional Ecology, V.19, P.574-581, 2005.

PARALTA, E. A.; FRANCÉS, A. P.; RIBEIRO, L. F. **Modelagem da recarga do aquífero livre Miocénico da base de Alvalade e implicações ao nível da contaminação agrícola (um caso de estudo na infra-estrutura 12 - Bloco de rega de Canhestros/Ferreira Do Alentejo)**. In Seminário Sobre Águas Subterrâneas, Lneec, Março de 2007, Lisboa, Portugal.

RAMOS, S. O.; ARAÚJO, H. A.; LEAL, L. R. B.; LUZ, J. A. G.; DUTTON, A. R. **Varição temporal do nível freático do aquífero cárstico de Irecê - Bahia: Contribuição para uso e gestão das águas subterrâneas no semi-árido.** Revista Brasileira de Geociências, 37 (4 - Suplemento): 227-233. 2007.

SU, N. **A formula for computation of time-varying recharge of groundwater.** In: Journal of Hydrology, V.160, Pp.123-135. 1994

CAPÍTULO II

VARIABILIDADE ESPAÇO-TEMPORAL DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA DA ÁGUA SUBTERRÂNEA EM VALE ALUVIAL NO SEMI-ÁRIDO

RESUMO

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; Março, 2010. **Variabilidade espaço-temporal da condutividade elétrica da água subterrânea em vale aluvial no semi-árido.** Orientadora: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Conselheiros: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

A irrigação, quando mal conduzida, pode causar a degradação dos solos e da água subterrânea por potencializar o risco de salinização, ocasionando prejuízo ambiental e econômico. Esse problema é mais evidente em regiões semi-áridas, onde a pluviometria não é capaz de satisfazer a demanda atmosférica e as características físico-climáticas contribuem para o agravamento do problema. Uma das variáveis mais utilizadas para avaliar a concentração de sais solúveis na água de irrigação e no solo é a condutividade elétrica. Neste trabalho buscou-se avaliar variabilidade e estrutura de dependência espacial da condutividade elétrica da água subterrânea utilizada para irrigação no Assentamento Rural Nossa Senhora do Rosário, no município de Pesqueira - PE. Foram aplicadas técnicas estatísticas descritivas e geoestatísticas para identificação dos padrões de variabilidade e dependência espacial da condutividade elétrica, visando o mapeamento da salinidade da água na área analisada. Também foi realizada a classificação da qualidade da água quanto ao perigo de salinização do solo. A condutividade elétrica apresentou variabilidade média a alta, com dependência espacial moderada. Quanto à qualidade da água para irrigação, estas podem ser consideradas, na sua maioria, como de baixo a moderado potencial de salinização do solo.

Palavras-chave: dependência espacial, salinidade, aquífero aluvial

ABSTRACT

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; March, 2010. **Spatio-temporal variability of groundwater electrical conductivity in alluvial valley in the semiarid.** Advisor: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Additional support: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

Irrigation, when poorly managed, can cause degradation of soil and groundwater by potentiating the risk of salinity, causing environmental damage and economic. This problem is most evident in semiarid regions, where rainfall is not able to meet the demand of the atmosphere and physical-climate serve to exacerbate the problem. One of the most used variables to assess the concentration of soluble salts in irrigation water and soil is the electrical conductivity. This work aimed to evaluate variability and electrical conductivity structure spatial dependence of groundwater for irrigation in the Nossa Senhora do Rosário Rural Settlement, in Pesqueira - PE. We applied descriptive statistics and geostatistics to identify patterns of variability and spatial dependence of electrical conductivity in order to map the salinity of water in the area analyzed. We also carried out the classification of water quality of the danger of soil salinization. The electrical conductivity showed medium to high variability, with moderate spatial dependence. In relation to water quality for irrigation, they can be considered, mostly, as a low to moderate potential for soil salinization.

Key-words: spatial dependence, salinity, alluvial aquifer

INTRODUÇÃO

Em regiões onde a pluviometria não é capaz de satisfazer a demanda atmosférica, é necessária a adoção da irrigação, para que as culturas exploradas venham a atingir desenvolvimento adequado e produtividades economicamente competitivas. O semi-árido pernambucano está inserido nesse universo que se caracteriza pela irregularidade da distribuição temporal e espacial das chuvas e pelas elevadas taxas de evaporação.

No entanto, quando mal conduzida, a irrigação pode causar a degradação dos solos, sendo este um dos principais impactos negativos da agricultura irrigada (MCNEAL & COLEMAN, 1966) e, quando conduzida em vales aluviais, pode causar a degradação do aquífero subterrâneo, por potencializar o risco de salinização, tanto do solo quando da água subterrânea. Montenegro e Montenegro (2006) comentam que os vales aluviais do semi-árido apresentam elevado potencial para a pequena agricultura irrigada, embora sejam susceptíveis ao acúmulo de sais, tanto na zona não-saturada quanto na saturada, a depender, dentre outros fatores, da distribuição espacial de suas características hidráulicas.

Nunes Filho et al. (2000) citam em ordem decrescente, os principais fatores que contribuem para a salinização das águas subterrâneas no nordeste: a) clima; b) modo de ocorrência das águas, aquíferos livres ou confinados; c) condições de circulação, zoneamentos verticais e, d) natureza geológica, influência litológica.

O ciclo do aumento de sais na água subterrânea ocorre da seguinte maneira: a retirada da água do subsolo para irrigação expõe os sais dissolvidos às demandas atmosféricas e da cultura, proporcionando o aumento da concentração de sais, na água e no solo, e ainda dependendo das características do solo, pode ocorrer significativo transporte de sais por ascensão capilar para a zona não-saturada, contribuindo para o aumento da concentração de sais, que em forma cíclica, podem retornar à água subterrânea por lixiviação (BERNARDO et al. 2006; MONTENEGRO et al. 2001).

Ribeiro et al. (2005) afirmam que a condutividade elétrica é a variável mais empregada para se avaliar o nível de salinidade, ou a concentração de sais solúveis na água de irrigação e no solo. Nunes Filho et al. (2000), citando Thorne e Rickeenback (1972), relatam que a condutividade elétrica (CE), que representa uma medida indireta da concentração total de sais solúveis, e a relação de adsorção de sódio (RAS),

constituem os principais elementos de classificação da qualidade das águas para irrigação.

Alguns autores têm-se dedicado a estudar a qualidade das águas subterrâneas destinadas a uso agrícola no semi-árido nordestino. Dentre esses trabalhos, podem ser citados Andrade Júnior et al. (2006) que abordaram a questão da qualidade da água subterrânea destinada a irrigação no semi-árido piauiense; Silva et al. (2003) que avaliaram as características físico-químicas das águas subterrâneas também no Piauí; Costa et al. (2006) avaliaram os aspectos da salinização das águas de aquífero cristalino no Rio Grande do Norte; Fernandes et al. (2009), estudaram os aspectos de qualidade físico-química das águas subterrâneas utilizadas na irrigação em Serra Talhada – PE, e Souza et al. (2006) e Montenegro et al. (2002), que analisaram a estrutura de dependência espacial da salinidade no mesmo aluvião em que o presente trabalho foi desenvolvido.

A análise da estrutura de dependência espacial pode ser feita usando a metodologia geoestatística. Sua principal diferença em relação a estatística clássica está, basicamente, na forma de avaliar a variação dos dados. Enquanto a estatística clássica pressupõe não haver relação entre a variação e a distância entre pontos de amostragem, isto é, as variações são aleatórias no espaço, a geoestatística considera existir uma dependência da variação com o espaço de amostragem.

Sendo assim, a variabilidade espacial das variáveis pode ser estudada por meio das ferramentas da geoestatística, que se fundamenta na teoria das variáveis regionalizadas, segundo a qual os valores de uma variável estão de alguma maneira, relacionados à sua disposição espacial e, portanto, as observações tomadas a curta distância se assemelham mais do que aquelas tomadas a distâncias maiores (LANDIM, 2003).

Uma vez quantificada, a dependência espacial das propriedades do solo pode ser utilizada para a classificação e para o levantamento de solos em uma área, assim como pode ser usada na interpolação entre observações, permitindo o mapeamento da propriedade do solo dentro da área, por meio da krigagem. Esta técnica permite a estimativa de valores de forma não tendenciosa e com variância mínima (GONÇALVES et al. 2001).

O conhecimento da qualidade da água subterrânea relativo à concentração salina e de como ela está espacialmente distribuída é uma ferramenta necessária ao planejamento da exploração e ao manejo das águas do aquífero, a fim de que este seja

sustentável e se evite a degradação contínua dos recursos hídricos. Este trabalho teve como objetivo estudar a variabilidade espacial da condutividade elétrica da água subterrânea utilizada na irrigação em vale aluvial no semi-árido pernambucano. Para esse fim, foram aplicadas técnicas estatísticas descritivas e geoestatísticas para identificação dos padrões de variabilidade e dependência espacial da condutividade elétrica, visando o mapeamento da salinidade da água na área analisada.

MATERIAL E MÉTODOS

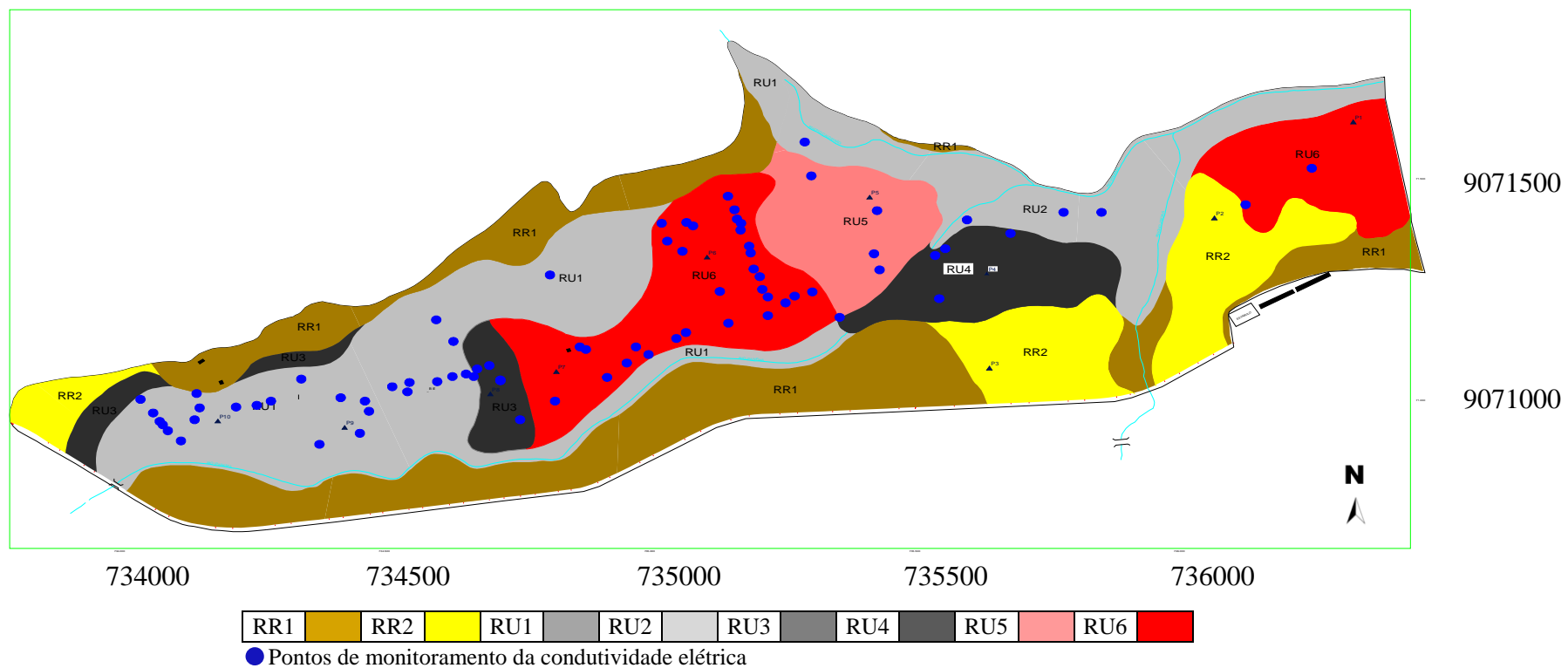
A área de estudo está localizada no município de Pesqueira, região Agreste de Pernambuco, no Assentamento Rural Nossa S^a do Rosário, localizado na bacia hidrográfica do Rio Ipanema, situada entre as coordenadas geográficas 8° 15' e 8° 30' de Latitude Sul, 31° 45' e 37° 00' de Longitude Oeste de Greenwich e 650 m de altitude. A precipitação média anual é de 652 mm (FIGUEIREDO et al. 2009). Dados obtidos da estação climatológica de Pesqueira registram uma evapotranspiração potencial de referência, estimada por Tanque Classe A, de 1638 mm anual (MONTENEGRO, 2001).

A Figura 2.1 ilustra mapa de solos e os pontos de monitoramento da água subterrânea, poços e piezômetros, onde mensalmente são tomadas amostras de água para a determinação da condutividade elétrica em laboratório. Do universo de dados existentes foram selecionados os meses de abril, julho e outubro dos anos de 2007, 2008 e 2009, sendo que o mês de abril está no meio da estação chuvosa, o mês de julho do final da estação chuvosa e o mês de outubro na estação seca. Esses dados foram submetidos a análise estatística e geoestatística, a fim de serem observados o seu comportamento conforme o regime pluviométrico e distribuição espacial.

A qualidade da água para irrigação, quanto ao perigo de salinização do solo, foi classificada pelo critério de Ayers & Westcot (1994), mostrados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 Classificação da qualidade da água de irrigação quanto a salinidade

Problema Potencial	UNID	Grau de restrição para uso		
		Nenhum	Ligeira a moderada	Severa
Salinidade				
Ce _a	dS.m ⁻¹	< 0,7	0,7 - 3,0	> 3,0
SDT	mg.L ⁻¹	< 450	450 - 2000	> 2000



- RR1 – NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico típico ambos fase relevo suave ondulado;
- RR2 – NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico solódico textura média (leve) fase relevo plano e suave ondulado;
- RU1 – NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura arenosa ou média (leve) / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
- RU2 – NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura média / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
- RU3 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média (leve) / média moderadamente drenado;
- RU4 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média / média ou arenosa moderadamente drenado;
- RU5 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico salino textura média / média (leve) ou média imperfeitamente drenado;
- RU6 – NEOSSOLO FLÚVICO Salino sódico textura média imperfeitamente drenado.

Figura 2.1. Principais solos e dos pontos de monitoramento da água subterrânea no vale aluvial. Fonte: Adaptado de Corrêa & Ribeiro (2001).

Os dados foram analisados de acordo com a estatística descritiva geral para verificação de seu comportamento quanto às medidas estatísticas de posição e de variabilidade. De acordo com os valores do coeficiente de variação (CV) a variabilidade foi classificada segundo Warrick e Nielsen (1980), em baixa ($CV < 12\%$); média ($12 < CV < 60\%$), e alta variabilidade ($CV > 60\%$).

Os dados discrepantes foram eliminados com base no critério de Hoaglin et al. (1983), que consideram discrepantes aqueles dados abaixo do limite inferior (L_i) ou acima do limite superior (L_s) respectivamente, estimados por:

$$L_i = Q_i - 1,5A_i \quad (2.1)$$

$$L_s = Q_s + 1,5A_i \quad (2.2)$$

Na análise descritiva, também foi avaliada a distribuição dos dados em relação à distribuição normal utilizando o teste de Kolmogorov-Smirnov. Apesar de a existência de distribuição normal não ser uma exigência para os estudos geoestatísticos, esta informação torna-se importante, pois quando o conjunto de dados apresenta distribuição de frequência do tipo normal ou log normal o ajuste de um modelo matemático ao semivariograma é facilitado (FARIAS, 2008). Além disso, a aderência a distribuição Normal pode ser um indicativo de que as medidas de tendência central não são dominadas por valores atípicos que possam contribuir para a existência de tendências nos dados.

Para análise geoestatística, utilizou-se a ferramenta geoestatística GEO-EAS (ENGLUND e SPARKS, 1991). A dependência espacial foi avaliada utilizando-se o semivariograma construído a partir da estimativa das semivariâncias dada pela equação 2.3 (JOURNEL, 1989).

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^n [Z(x_i + h) - Z(x_i)]^2 \quad (2.3)$$

em que $\hat{\gamma}(h)$ é o valor estimado da semivariância dos dados experimentais, $Z(x_i + h)$ e $Z(x_i)$ são os valores observados da variável regionalizada e $N(h)$ o número de pares de valores medidos, separados por uma distância h (Landim, 2003).

Antes de proceder ao ajuste do semivariograma investigou-se a condição de estacionaridade dos dados, que considera o campo estatisticamente homogêneo, ou seja,

a função que descreve o comportamento da variável depende apenas da distância de separação entre os pontos de amostragem e não das coordenadas espaciais, fornecendo estimativas não tendenciosas para o conjunto total de valores (LANDIM, 2003). Sendo assim, a média ou tendência é constante sobre uma determinada região, não se alterando com a translação, sendo estacionária no espaço. Quando verificada a existência da tendência, esta foi removida usando o procedimento descrito por Davis (1986), segundo o qual se pode ajustar um polinômio para os valores da propriedade em função das coordenadas, e fazer com que o resíduo seja obtido pela diferença entre valor medido e o estimado pelo polinômio em cada ponto. Os resíduos passam a ser a ser a variável regionalizada que possui, localmente, médias iguais a zero. O semivariograma pode então ser para ajustado os resíduos (VIEIRA, 1995).

De posse do semivariograma experimental, procedeu-se o ajuste dos dados a um modelo teórico, foram testados os modelos exponencial, gaussiano e esférico. O ajuste matemático possibilitou definir os seguintes parâmetros: efeito pepita (C_0), que revela a descontinuidade do semivariograma para distâncias menores do que a menor distância entre as amostras; alcance da dependência espacial (A) distância dentro da qual as amostras apresentam-se correlacionadas espacialmente; patamar (C_0+C_1), que é o valor do semivariograma correspondente a seu alcance (A), corresponde à máxima variância da amostra. A seguir são apresentados os três modelos considerados.

Modelo Exponencial:

$$\hat{\gamma}(h) = C_0 + C_1 \left[1 - e^{-(h/A)} \right] \quad h \neq 0 \quad (2.4)$$

Modelo Gaussiano

$$\hat{\gamma}(h) = C_0 + C_1 \left[1 - e^{-(h^2/A^2)} \right] \quad h \neq 0 \quad (2.5)$$

Modelo Esférico

$$\hat{\gamma}(h) = C_0 + C_1 \left[1,5 \frac{h}{A} - 0,5 \left(\frac{h}{A} \right)^3 \right] \quad 0 < h < A \quad e$$

$$\hat{\gamma}(h) = C_0 + C_1 \quad h > A \quad (2.6)$$

Após o ajuste foi realizada a chamada “validação cruzada”. Nessa análise, depois de obtido o modelo ajustado ao semivariograma, cada valor original é removido do domínio espacial e, usando-se os demais, um novo valor é estimado para esse ponto.

Tem-se, agora, dois valores para o mesmo ponto, o real e o estimado. O erro da estimação pode ser calculado pela diferença entre o valor real e o estimado, desse modo é possível comparar a relação entre os valores. Na validação cruzada verifica-se se os erros obtidos têm média nula e variância unitária. O procedimento foi executado utilizando o GEO-EAS (ENGLUND e SPARKS, 1991).

Após a validação do semivariograma, foi feita a krigagem, dos dados de condutividade elétrica. A krigagem é um processo de estimativa de valores adjacentes considerados interdependentes pelo semivariograma. Ela usa informações a partir do semivariograma para encontrar os pesos ótimos a serem associados às amostras que irão estimar o ponto.

Neste trabalho foi utilizada a krigagem universal que é utilizada para dados que apresentam tendência, foi calculada utilizando o software GEOEAS (ENGLUND e SPARKS, 1991). A krigagem universal apresenta estimativas ao mesmo tempo referentes tanto à tendência como aos resíduos. Isso significa que se está ajustando a tendência cada vez que a krigagem é efetuada num ponto, ela inclui tanto a estimativa devida a tendência como aquela resultante dos resíduos. Os mapas de distribuição espacial foram obtidos utilizando o programa Surfer for Windows versão 8.0 (2002).

No tocante ao grau de dependência espacial, utilizou-se a classificação proposta por Cambardella et al. (1994), na qual um determinado atributo pode ser considerado como exibindo forte, moderada ou fraca dependência espacial, em função da relação entre o efeito pepita e o patamar de seu semivariograma ajustado. Valores inferiores a 25% caracterizam forte dependência espacial, entre 25% e 75% moderada, enquanto que acima de 75%, fraca dependência.

RESULTADO E DISCUSSÃO

Na Tabela 2.2 são apresentados os resultados das medidas estatísticas da condutividade elétrica nos meses de Abril, Julho e Outubro dos anos de 2007, 2008 e 2009, pode-se observar que a diferença entre o valor médio e o mediano é acentuado, verifica-se que a média é cerca de 45,5% maior que a mediana, indicando a que os valores não se encontram distribuídos simetricamente ao redor da média e da mediana.

A amplitude de variação dos dados é grande, evidenciando uma extensa faixa de dados. Observa-se ainda que o valor máximo da condutividade elétrica chega a ser até

226 vezes maior que o valor mínimo, fato observado no mês de julho de 2009. Os dados apresentam um desvio padrão relativamente grande comparado com as respectivas médias, o que é um reflexo de grande dispersão dos valores com relação à média. A observação é confirmada pelos valores de coeficiente de variação, os quais podem ser classificados, segundo Warrick e Nielsen (1980) como altos.

O valor alto e positivo do coeficiente de assimetria nos dados de condutividade elétrica evidencia que a distribuição é não-simétrica. Contribuindo para caracterizar a distribuição como não-normal, esta condição é ainda reforçada pelo elevado coeficiente de curtose, segundo o qual pode-se considerar a distribuição como platicúrtica.

Tabela 2.2. Medidas estatísticas para a condutividade elétrica (dS.m^{-1})

	2007			2008			2009		
	<i>Abril</i>	<i>Julho</i>	<i>Outubro</i>	<i>Abril</i>	<i>Julho</i>	<i>Outubro</i>	<i>Abril</i>	<i>Julho</i>	<i>Outubro</i>
Média	1,580	1,616	1,959	1,753	2,194	1,874	2,037	1,923	2,015
Mediana	0,75	0,735	0,89	0,79	1,125	0,86	0,965	0,73	0,8755
Mínimo	0,23	0,42	0,56	0,12	0,35	0,53	0,42	0,12	0,229
Máximo	16,8	18,3	20,7	17,4	19,95	17,11	29,43	27,14	26,72
Amplitude Total	16,57	17,88	20,14	17,28	19,6	16,58	29,01	27,02	26,491
Variância da amostra	8,501	9,905	13,010	11,147	12,597	11,227	17,917	16,052	18,031
Desvio padrão	2,916	3,147	3,607	3,339	3,549	3,351	4,233	4,007	4,246
Coef. de variação (%)	184,58	194,80	184,09	190,49	161,78	178,76	207,78	208,35	210,73
Coef. de Curtose	16,208	17,765	15,363	12,873	13,378	13,072	25,411	23,373	18,145
Coef. de Assimetria	4,084	4,303	4,002	3,723	3,686	3,765	4,854	4,599	4,163
D (KS)*	0,376	0,369	0,430	0,385	0,356	0,381	0,403	0,355	0,385
KS**	0,140	0,148	0,143	0,148	0,147	0,147	0,150	0,155	0,152
Número de Amostras	94	84	90	85	86	86	82	77	80

*D (KS) = $\max [F(X) - G(X)]$, em que $F(X) = P(X < x)$ e $G(X)$ são as frequências relativas acumuladas dos valores observados.

**Distribuição normal pelo teste de KS a nível de 5% de probabilidade. Naghettini e Pinto (2007).

As medidas estatísticas até agora discutidas foram calculadas considerando-se o conjunto completo de dados, que podem ter sido influenciadas pela presença de valores extremos, ou seja, valores muito acima ou muito abaixo da maioria observada. Nesse estudo foi utilizada a análise de limites críticos para dados discrepantes, determinados conforme Hoaglin et al. (1983). Os piezômetros que apresentaram valores extremos nos três anos foram Pz 3.11k, Pz 3.11K1, Pz inglês, Atriplex, Pz C1, Pz 7.2a, Pz 7.2d, Pz 3.11 K2, Pz 3.11J, Pz 3.11 J2. E os piezômetros que apresentaram valores extremos apenas no ano de 2009 foram Pz (P 3), Pz (P 1), Pz 4.1, Pz C2, Pz 5.3f, Pz 5.1 e Pz Branco. A Figura 2.2 mostra a localização dos piezômetros instalados, destacando aqueles que mostraram valores extremos nos anos de 2007 a 2009, e aqueles que apresentaram valores extremos apenas em 2009.

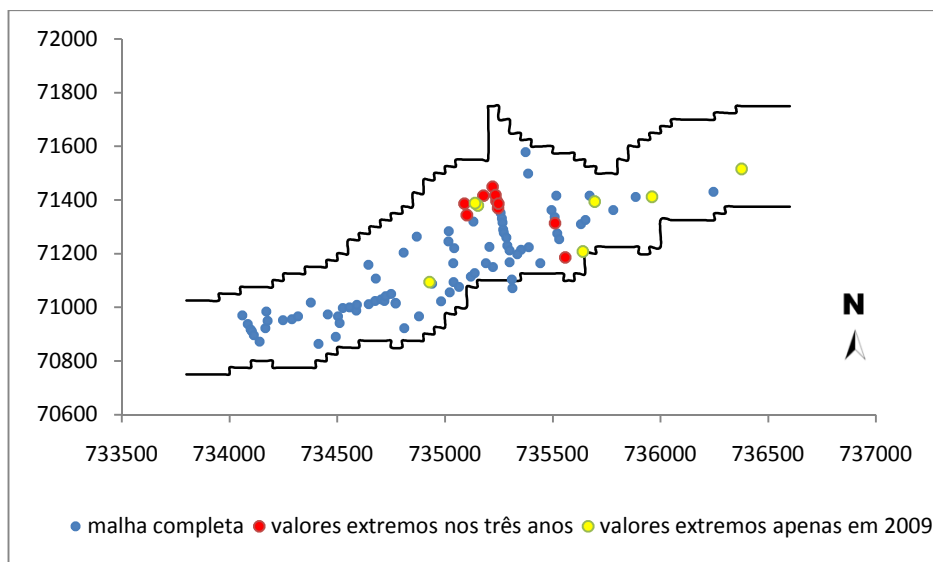


Figura 2.2. Mapa da localização dos piezômetros, poços e cacimbões, destacando os pontos monitorados que apresentaram valores extremos

Percebe-se uma clara concentração dos pontos cuja condutividade elétrica apresenta valores elevados, indicando ser esta uma área onde ocorre concentração de sais tanto no solo, quanto na água subterrânea.

São considerados dados discrepantes aqueles que diferem muito dos demais em sua vizinhança, representando valores com significado físico muito diferente dos demais resultados vizinhos. Isto não ocorre com a condutividade elétrica da água do aluvião em estudo, ou seja, os piezômetros cuja análise da água apresentaram valores extremos, possuem valores próximos aos vizinhos. A água do aluvião é monitorada há mais de 10 anos e, essa área, sempre apresentou água com elevada condutividade elétrica, o que permite concluir que estes valores embora sejam muito elevados em relação a média, fazem parte do fenômeno em estudo.

Montenegro et al. (2002) verificaram que esta região de maior acúmulo de sais, ocorre perto da confluência entre dois riachos, Ipaneminha e Mimoso, e que as menores concentrações de sais são observadas nas zonas de recarga preferencial a montante dessa área. Montenegro et al. (2001) verificam que condutividade elétrica é influenciada pelas características pedológicas do solo, ou seja a região de maior concentração iônica coincide com a área onde a textura do solo é mais fina favorecendo uma menor permeabilidade.

Foi aplicado o teste de Kolmogorov-Smirnov, a fim de confirmar a não normalidade dos dados. Os resultados são mostrados na Tabela 2.2 e confirmam que os dados não possuem as características necessárias para serem considerados como

normalmente distribuídos. A Figura 2.3 apresenta o Box-Plot dos resultados da condutividade elétrica nos meses avaliados, onde se verifica a concentração de resultados próxima aos valores mais baixos, pois o retângulo, limitado pelos quartis superior e inferior, se encontra mais próximo ao valor mínimo, evidenciando a assimetria e, portanto, diferindo do que seria uma distribuição normal.

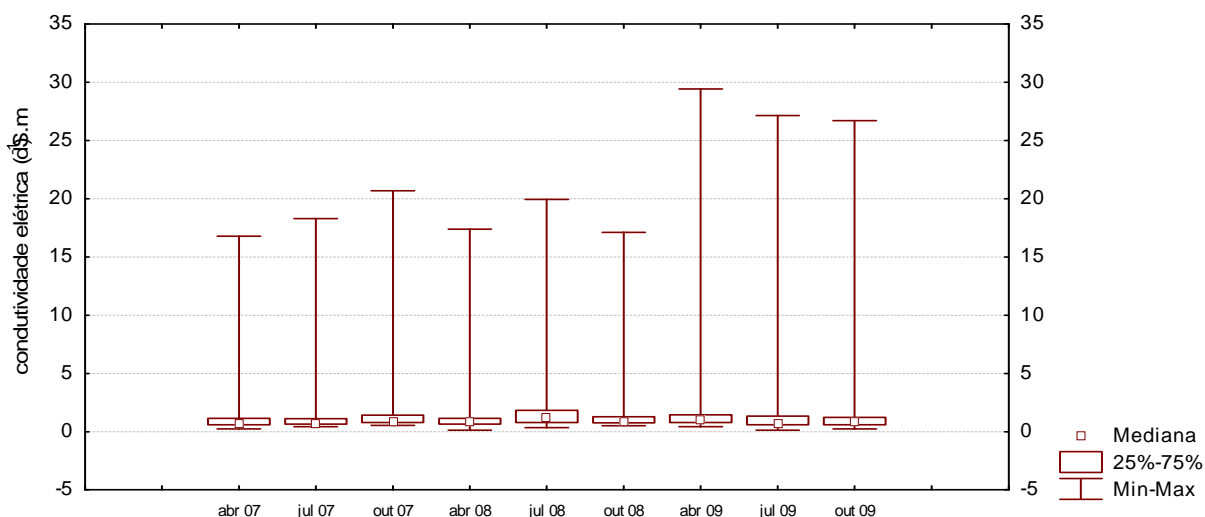


Figura 2.3. Gráfico Box-Plot para a variável condutividade elétrica (dS.m^{-1})

No entanto, para proceder a análise de dependência espacial, é preferível que os dados apresentem distribuição normal, por esse motivo procedeu-se a filtragem dos dados segundo o critério de Hoaglin et al. (1983). Os dados filtrados foram usados para a estimativa do semivariograma médio da área em estudo. Para a krigagem, os dados discrepantes foram recolocados, pois embora sejam muito divergentes da média, eles são reais e para que o mapeamento fosse o mais fiel possível às condições de campo esses valores não poderiam ser ignorados.

A Tabela 2.3 contém o resumo estatístico para a condutividade elétrica após a filtragem dos dados. Apenas este procedimento não foi suficiente para obter a normalidade, sendo necessária a transformação logarítmica e obtida a log-normalidade, com exceção dos meses de Julho/08, abri/09 e outubro/09, que apresentaram distribuição normal após a filtragem dos valores extremos.

Pode-se observar que os valores da média e mediana estão próximos. A amplitude de variação dos dados apresenta-se bem menos acentuada quando comparada aos respectivos valores de média e mediana. Os coeficientes de variação podem então ser classificados como de média variação, com exceção do mês de julho/09 que ainda

apresentou alta variação. Esses dados são um indicativo de que os valores se encontram melhor distribuídos ao redor da média. O teste de Kolmogorov-Smirnov, comprova que os dados seguem os pressupostos exigidos pela distribuição normal, e possuem as características necessárias para serem considerados como normalmente distribuídos.

Tabela 2.3. Medidas estatísticas para a condutividade elétrica (dS.m^{-1}), após filtragem dos dados e transformação logarítmica.

	2007			2008			2009		
	<i>Abril</i> (ln)	<i>Julho</i> (ln)	<i>Outubro</i> (ln)	<i>Abril</i> (ln)	<i>Julho</i> (ln)	<i>Outubro</i> (ln)	<i>Abril</i> (ln)	<i>Julho</i> (ln)	<i>Outubro</i> (ln)
Média	0,778	0,784	0,978	0,780	1,226	0,923	1,008	0,746	0,865
Mediana	0,695	0,715	0,865	0,750	1,010	0,840	0,905	0,690	0,768
Mínimo	0,230	0,420	0,560	0,120	0,350	0,530	0,420	0,120	0,229
Máximo	1,950	1,630	2,330	1,840	3,280	2,050	1,920	2,200	1,945
Amplitude	1,720	1,210	1,770	1,720	2,930	1,520	1,500	2,080	1,716
Variância	0,166	0,091	0,107	0,174	0,374	0,102	0,147	0,282	0,156
CV %	52,400	38,527	33,447	53,416	49,886	34,573	38,066	71,188	45,625
Desvio Padrão	0,408	0,302	0,327	0,417	0,611	0,319	0,384	0,531	0,395
Coef. Assimetria	0,018	0,623	0,712	-0,814	1,174	0,528	0,544	-0,396	1,052
Coef. de Curtose	0,217	-0,083	-0,312	4,361	1,423	-0,566	-0,479	1,054	0,984
D (KS)*	0,1143	0,1550	0,1497	0,1057	0,1360	0,1477	0,1211	0,0912	0,1195
KS**	0,1467	0,1581	0,1502	0,1581	0,1560	0,1550	0,1581	0,1662	0,1521
N de variáveis	86	74	82	77	78	77	72	66	70

*D (KS) = $\max [F(X) - G(X)]$, em que $F(X) = P(X < x)$ e $G(X)$ são as freqüências relativas acumuladas dos valores observados.

**Distribuição normal pelo teste de KS a nível de 5% de probabilidade. Naghettini e Pinto (2007).

Mais importante que a normalidade dos dados é a presença ou não de tendência, que pode comprometer a análise geoestatística. A fim de verificar algum tipo de tendência foi feita uma análise através de regressão linear. Os resultados gráficos com os respectivos coeficientes de determinação são mostrados na Figura 2.4. A análise de regressão (r^2) evidencia a significância destes modelos, embora os valores do coeficiente de determinação para os mesmos tenham sido pequenos.

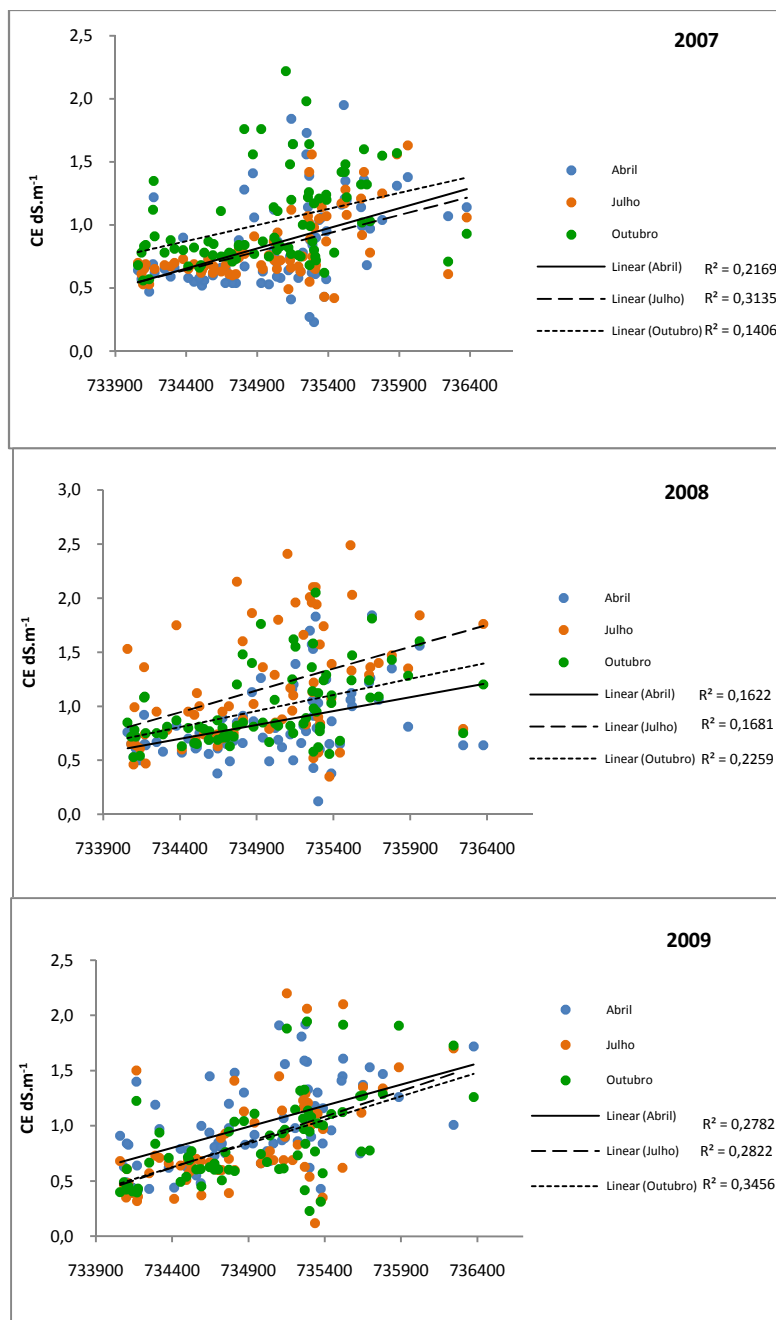


Figura 2.4. Distribuição dos valores de condutividade elétrica ao longo do Vale Aluvial

Esta tendência, mesmo que pequena, pode levar à não confirmação da estacionaridade ao menos intrínseca das distribuições dos dados, uma vez que o valor da média da variável é função da posição no espaço. Uma forma de se analisar os dados neste contexto é separar de cada conjunto de dados o componente sistemático e se proceder à análise geoestatística dos resíduos. Na Figura 2.5 são mostrados os resíduos obtidos após a aplicação de um polinômio quadrático. Constata-se visualmente que a tendência descrita anteriormente não mais se faz presente, tornando mais evidente a estacionaridade de primeira ordem das distribuições.

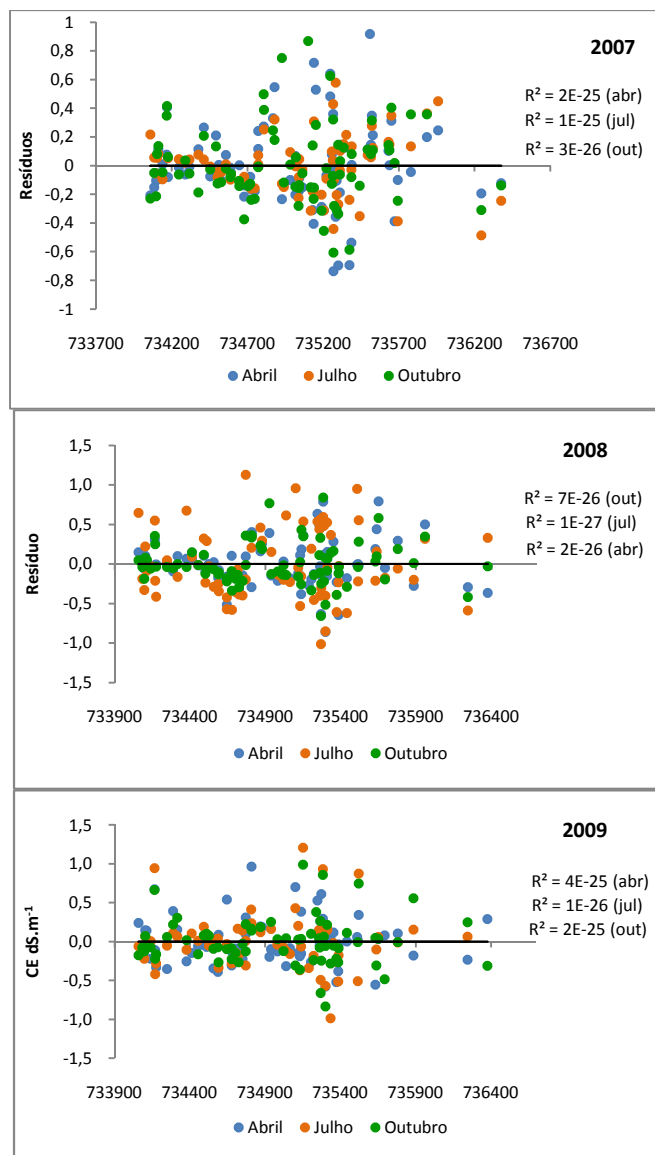


Figura 2.5. Distribuição dos valores dos resíduos obtidos após a remoção da tendência

Foram construídos os semivariogramas escalonados pela variância para os valores de resíduos obtidos, os quais são mostrados na Figura 2.6. Em todas as Figuras, C_0 representa o efeito pepita, C_1 a soleira e “A” o alcance, onde a condutividade elétrica se correlaciona espacialmente. As semi-variâncias experimentais foram estimadas utilizando a Equação 2.3. Foram ajustados os modelos exponencial, gaussiano e esférico. Os parâmetros usados no ajuste de cada semivariograma, bem como o resultado da validação cruzada estão contidos na Tabela 2.4. A condutividade elétrica apresenta uma estrutura de dependência espacial na área estudada com alcances que variaram de 75 m a 190 m. A relação entre o efeito pepita e o patamar dos semivariogramas variou de 32,1% a 62,5%, portanto a dependência espacial foi considerada moderada em todos os casos.

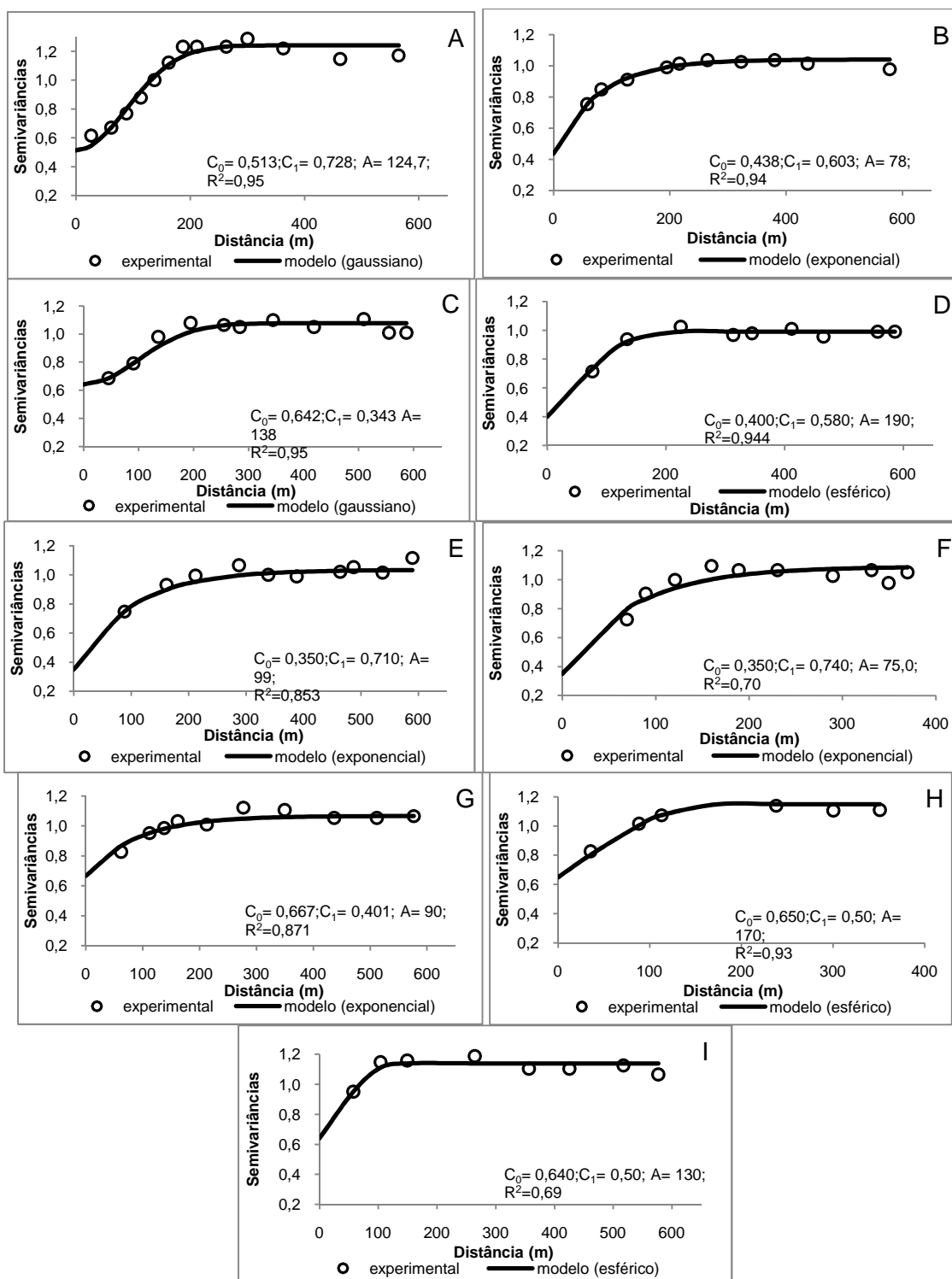


Figura 2.6. Semivariogramas escalonados pelas variâncias dos resíduos. Abr/07(A); Jul/07(B); Out/07(C); Abr/08(D); Jul/08(E); Out/08(F); Abr/09(G); Jul/09(H); Out/09(I)

Tabela 2.4. Parâmetro de ajuste do semivariograma

	C0	C1	Patamar	Alcance	Modelo Ajustado	Validação Cruzada	
						Média	r ² resíduo
abr/07	0,513	0,728	1,240	124,7	gaussiano	-0,030	1,004
jul/07	0,438	0,603	1,041	78,0	exponencial	0,037	0,932
out/07	0,642	0,434	1,076	138,6	gaussiano	-0,039	1,044
abr /08	0,400	0,580	0,980	190,0	esférico	0,009	1,120
jul/08	0,350	0,710	1,060	99,0	exponencial	-0,029	1,066
out/08	0,350	0,740	1,090	75,0	exponencial	-0,021	0,921
abr /09	0,667	0,401	1,068	90,0	exponencial	0,005	1,026
jul/09	0,650	0,500	1,150	170,0	esférico	-0,019	0,987
out/09	0,640	0,500	1,140	130,0	esférico	-0,014	0,943

Os modelos ajustados foram utilizados na confecção de mapas de isolinhas da condutividade elétrica (Figura 2.7 a 2.9), através da técnica de Krigagem. Observa-se que as linhas mais próximas indicam regiões de maior variabilidade. Os cenários de distribuição espacial demonstram que, mesmo em meses de regime de precipitação diferenciados, a condutividade elétrica mantém um padrão de distribuição, ou seja, as zonas de maior ou menor concentração de sais não se alteram. Este fato também foi observado por Montenegro et al. (2002) e Andrade et al. (2007), analisando o padrão de dependência espacial para mês seco e chuvoso no mesmo aquífero aluvial.

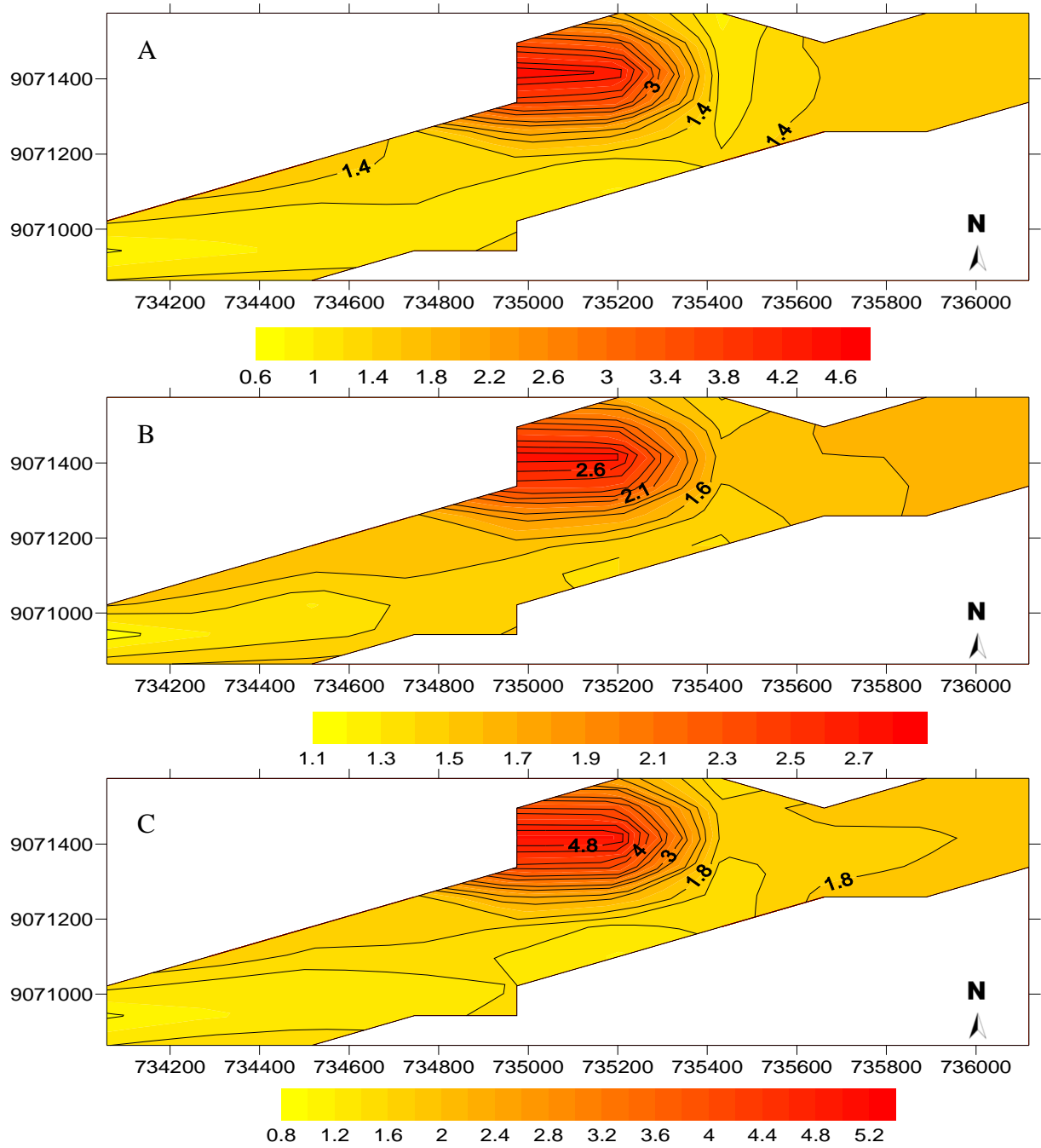


Figura 2.7. Mapa de isolinhas da condutividade elétrica (CE) da água subterrânea em dS.m^{-1} , (A) abril; (B) julho; e (C) outubro de 2007

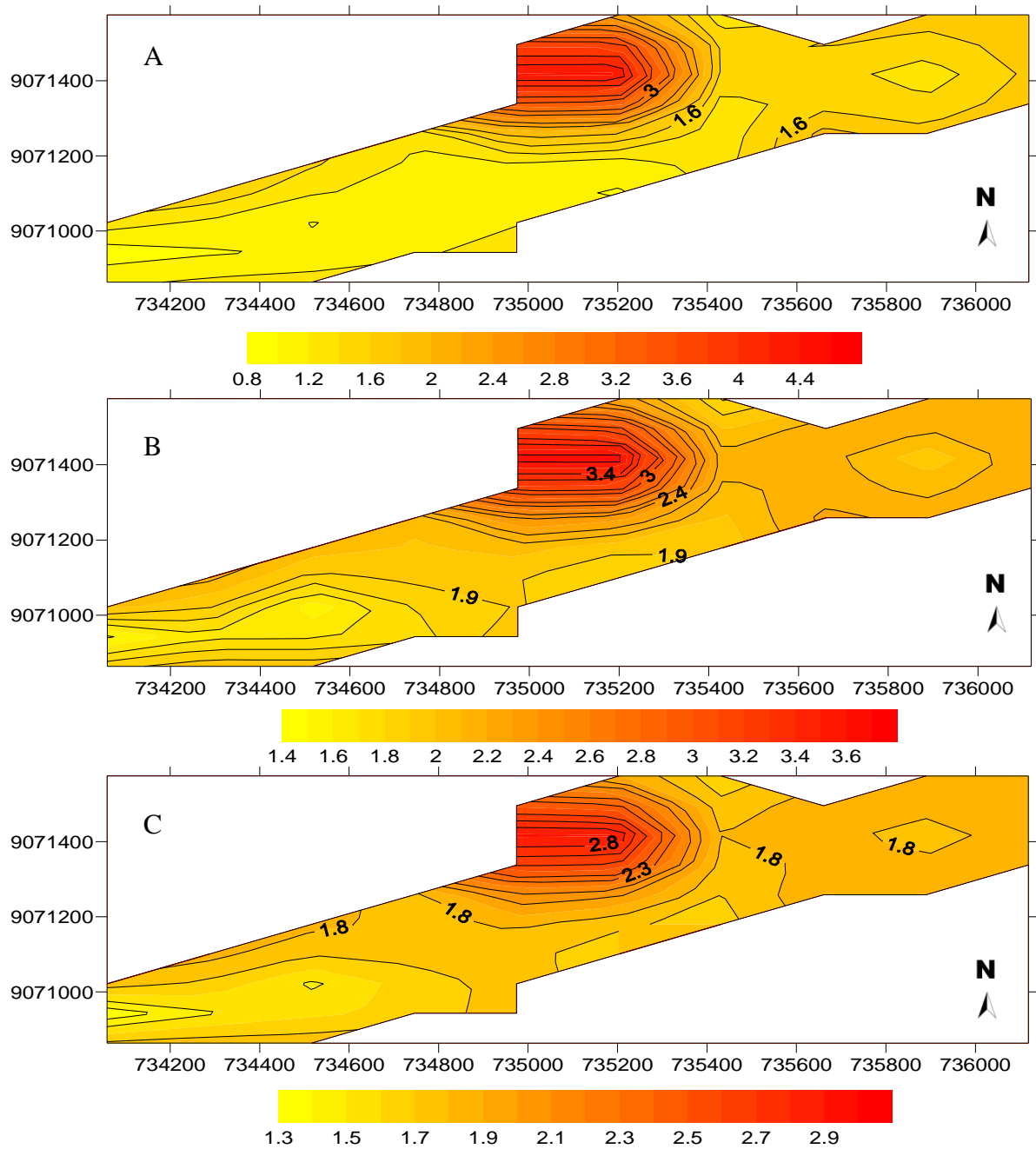


Figura 2.8. Mapa de isolinhas da condutividade elétrica (CE) da água subterrânea em dS.m^{-1} , (A) abril; (B) julho; e (C) outubro de 2008

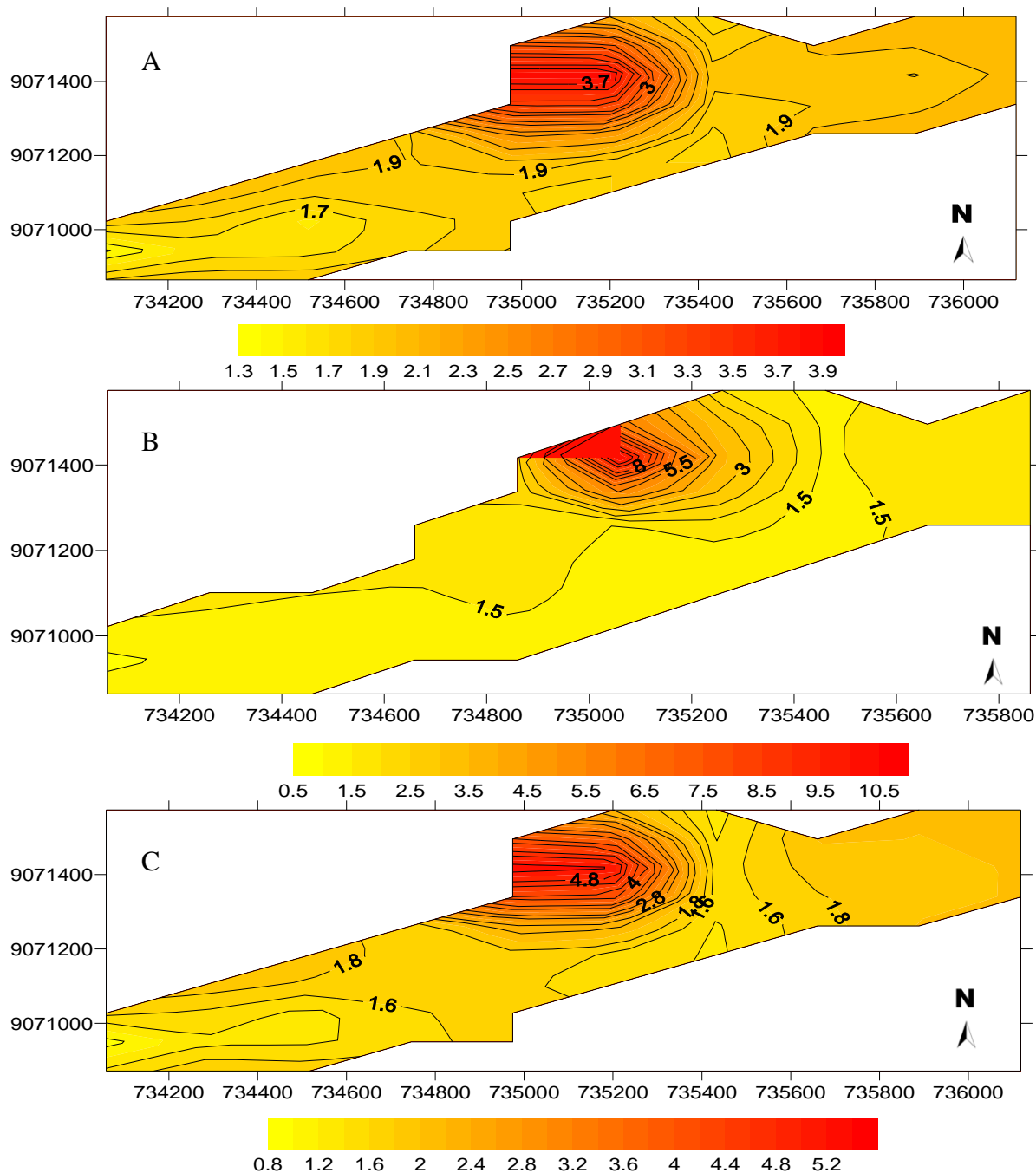


Figura 2.9. Mapa de isolinhas da condutividade elétrica (CE) da água subterrânea em dS.m^{-1} , (A) abril; (B) julho; e (C) outubro de 2009

A Tabela 2.5 contém o resumo da classificação da água subterrânea usada na irrigação, quanto ao perigo de salinização do solo. Algumas manchas de solo possuem muito poucos pontos de monitoramento, inviabilizando o uso da estatística a fim de estudar e comparar o comportamento da água subterrânea, quanto ao perigo de salinização do solo.

A mancha de solo RU1 é a que apresenta maior número relativo de águas classificadas como nenhuma e ligeira a moderada restrição de uso. Não há ocorrência de

águas com classificação severa. O solo de textura arenosa e drenagem moderada (CORRÊA E RIBEIRO, 2001) que compõe essa parte do aquífero facilitam a circulação da água e minimiza a ascensão capilar, auxiliando na diminuição da concentração de sais tanto no solo quanto na água subterrânea.

As manchas RU2, RU3, RU4 e RU5, possuem poucos pontos de monitoramento e percebe-se uma predominância de águas com classificação de nenhum e ligeira a moderada restrição de uso.

A mancha RU6 possui o maior número de pontos monitorados, as classes nenhuma e moderada a ligeira restrição são as mais representativas. Ela também apresenta maior variação de valores, os pontos com águas de severa restrição contribuem para essa variação, pois incluem os valores extremos, com condutividade elétrica muito acima da média, cujos valores ultrapassam os 20 dS.m⁻¹, já discutidos anteriormente. A textura mais fina e a deficiência de drenagem contribuem para concentração de sais nesta região do aquífero aluvial.

Tabela 2.5. Classificação da água de irrigação quanto ao perigo de salinização do solo

		2007				2008				2009			
		N	L/M	S	P	N	L/M	S	P	N	L/M	S	P
RU1	ABR	26	2	0	28	21	6	0	27	14	13	0	27
	JUL	23	0	0	23	15	12	0	27	25	2	0	27
	OUT	9	17	0	26	17	11	0	28	22	4	0	26
RU2	ABR	0	3	0	3	0	3	0	3	0	2	1	3
	JUL	0	3	0	3	0	3	0	3	1	1	0	2
	OUT	0	3	0	2	0	3	0	3	0	3	0	3
RU3	ABR	3	3	0	6	3	2	0	5	0	5	0	5
	JUL	3	2	0	5	2	4	0	6	4	2	0	6
	OUT	2	4	0	6	2	4	0	6	3	3	0	6
RU4	ABR	0	6	0	6	0	6	0	6	1	4	1	6
	JUL	0	6	0	6	0	5	0	6	0	4	1	5
	OUT	0	6	0	6	0	6	0	6	0	6	0	6
RU5	ABR	1	2	0	3	2	2	0	4	0	4	0	4
	JUL	1	3	0	4	1	3	0	4	1	1	0	2
	OUT	0	4	0	4	1	3	0	4	1	2	0	3
RU6	ABR	14	19	5	38	11	20	6	37	3	24	7	34
	JUL	16	16	4	36	2	27	8	37	6	19	7	32
	OUT	6	26	5	37	5	26	5	36	7	21	7	35

N= nenhuma restrição de uso; L/M= ligeira a moderada restrição de uso; S= severa restrição de uso; P= número de piezômetros na mancha de solo.

CONCLUSÕES

Verifica-se que a condutividade elétrica possui variabilidade média a alta, com dependência espacial moderada. Os mapas de isolinhas permitiram verificar que o padrão distribuição da condutividade elétrica não se altera ao longo do ano.

A qualidade da água subterrânea, quanto ao perigo de salinização do solo, pode ser considerada, na sua maioria, como de baixa a moderada, sendo evidente a influencia das características físicas como textura e drenagem da zona saturada e não saturada para a diminuição da qualidade das águas.

REFERÊNCIAS

ANDRADE JÚNIOR, A. S.; SILVA, E. F. F.; BASTOS, E. A.; MELO, F. B.; Leal, C. M. **Uso e qualidade da água subterrânea para irrigação no Semi-Árido piauiense.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. (10-4), pp. 873-880. 2006.

ANDRADE, T. S.; SANTOS, E. S.; SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L. **Análise da recarga e da condutividade elétrica em aluvião do semi-árido pernambucano.** In: Anais do XVII Simpósio brasileiro de recursos hídricos e 8º simpósio de hidráulica e recursos dos países de língua oficial portuguesa, São Paulo, Nov 2007, CD - ROM.

AYERS, R. S.; WESTCOT, D. W. **A qualidade da água na agricultura.** 2.ed. Traduzido por H.R. Gheyi; J.F. Medeiros; F.A.V. Damasceno. Campina Grande: UFPB, 1999. 218p. (Estudos FAO: Irrigação e Drenagem, 29).

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. **Manual de Irrigação.** UFV Viçosa-MG, 2006. 625p.

CAMBARDELLA, C. A.; MOORMAN, T. B.; NOVAK, J. M.; PARKIN, T. B.; KARLEN, D. L.; TURCO, R. F.; KORNOPKA, A. E. **Field scale variability of soils properties in central Iowa Soils.** Soil Science Society American Journal, (58), 1994, pp. 1501-1511.

CORRÊA, M. M.; RIBEIRO, M. R. **Levantamento detalhado de solos da Fazenda Nossa Senhora do Rosário (Pesqueira - PE).** Relatório Técnico, Convênio: UFRPE/UFPE/CNPq/BNB. 2001, 35p.

COSTA, A. M. B.; MELO, J. G. E SILVA, F. M. **Aspectos da salinização das águas do aquífero cristalino no estado do Rio Grande do Norte, nordeste do Brasil.** Revista Águas Subterrâneas, v.20, n.1, p.67-82, 2006.

- DAVIS, J. C. **Statistics and data analysis in geology**. 2.ed. New York: John Wiley, 1986.
- ENGLUND, E.; SPARKS, A. **GeoEAS (Geostatistical Environmental Assessment Software)**. Las Vegas: U.S. Environmental Protection Agency. (EPA/600/4- 88/033a). 1991.
- FERNANDES, J. G.; FREIRE, M. B. G. S.; CUNHA, J. C.; GALVÍNCIO, J. D.; CORREIA, M. M.; SANTOS, P. R. **Qualidade físico-química das águas utilizadas no Perímetro Irrigado Cachoeira II, Serra Talhada, Pernambuco**. Revista Brasileira de Ciências Agrárias (4-1), 2009, pp. 27-34.
- GONÇALVES, A. C. A.; FOLEGATTI, M. V.; MATA, J. D. V. **Análises exploratória e geoestatística da variabilidade de propriedades físicas de um argissolo vermelho**. Acta Scientiarum, Maringá, v.23, n.5, p.1149-1157, 2001.
- HARGREAVES, G. H. **Climatic zoning for agricultural production in northeast Brazil**. Logan: Utah State University. 1974, 6 p.
- HOAGLIN, D. C.; MOSTELLER, F.; TYKEY, J. W. **Análisis exploratória de datos: Técnicas robustas, un guia**. Lisboa: Salamandra. 1983, 446p.
- JOURNEL, A. G. **Fundamentals of geostatistics in five lessons**. Washington: American Geophysical Union, 1989. 40 p.
- LANDIM, P. M. B. **Análise Estatística de Dados Geológicos**. São Paulo - SP. 2003. 253p.
- MCNEAL, B. L.; COLEMAN, N. T. **Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity**. Soil Science Society of America Proceedings, Madison, v.30, p.308-312, 1966.
- MONTENEGRO, A. A. A & MONTENEGRO, S. M. G. L. **Variabilidade espacial de classes de textura, salinidade e condutividade hidráulica de solos em planície aluvial**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, (10-1), 2006. pp. 30-37.
- MONTENEGRO, A. A. A. **Diagnóstico e controle da salinização em aluviões com pequena agricultura irrigada no semi-árido nordestino**. CNPq - Programa Nordeste de Pesquisa e Pós-Graduação. Relatório final de Pesquisa. UFRPE, Recife-PE, 2001. 118 p.
- MONTENEGRO, S. M G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; RIBEIRO, M. R.; CORRÊA, M. M.; ALMEIDA, T. A.; MAIA, F. M V. L. **Análise da variabilidade espacial da salinidade em área irrigada e do nível d'água em aluvião sob uso agrícola na região semi- árida do nordeste brasileiro**. In: Anais do XIV Simpósio brasileiro de recursos hídricos, 2001. Aracaju. CD - ROM.
- MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; OLIVEIRA, O. F. **Salinidade da água de aquífero aluvial sob uso agrícola no agreste do estado de Pernambuco: variabilidade espacial e sazonal**. In: Anais do VI Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste, 2002. Maceió. (1), pp. 1-14.

NUNES FILHO, J.; SOUSA, A. R.; SÁ, V. A. L.; LIMA, B. P. **Relações entre a concentração de íons e a salinidade de águas subterrâneas e superficiais, visando à irrigação, no sertão de Pernambuco.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, (4-2), 2000, pp. 189-193.

RIBEIRO, G. M.; MAIA, C. E.; MEDEIROS, J. F. **Uso da regressão linear para estimativa da relação entre a condutividade elétrica e a composição iônica da água de irrigação.** Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, (9-1), 2005. pp.15-22.

SILVA, E. F. F.; SILVA, A. S.; ANDRADE JÚNIOR, A.; HERMES, L. C.; BASTOS, E. A.; RUFINO, M.S.M. **Características físico-químicas das águas subterrâneas do aquífero serra grande na mesorregião sudeste piauiense.** In: Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, Goiânia, Jul 2003, CD - ROM.

SOUZA, E. R.; MONTENEGRO, A. A. A.; ANDRADE, T. S, MONTENEGRO, S. M. G. L. **Análise temporal da estrutura de dependência espacial da salinidade em aluvião no semi-árido.** In: Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola. 2006, João Pessoa, CD - ROM.

SURFER. **“Surfer 8.0: Contouring and 3d surface mapping for scientists and engineers. User's Guide”.** New York: Golden Software. 2002, 619p.

VAUCLIN, M.; VIEIRA, S. R.; VACHAUD, G.; NIELSEN, D. R. **The use of cokriging with limited soil observations.** Soil Science Society of America Journal, Madison, v.47, n.2, p175-184, 1983.

VIEIRA, S. R. **Curso de atualização em geoestatística.** Campinas: Instituto Agrônômico. 1995, 76p.

WARRICK, A. W.; NIELSEN, D. R. **Spatial variability of soil physical properties in the field.** In: Hillel, D. (Ed.). Applications of soil physics. New York: Academic. 1980, pp. 319-344.

CAPÍTULO III

RELAÇÃO ENTRE SALINIDADE, GRANULOMETRIA E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA A DIFERENTES PROFUNDIDADES EM UM NEOSSOLO FLÚVICO

RESUMO

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; março, 2009.
Relação entre salinidade, granulometria e condutividade hidráulica a diferentes profundidades em um Neossolo Flúvico. Orientadora: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Conselheiro: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

Dentre as áreas propensas aos processos de salinização do solo estão as regiões semi-áridas nordestinas. Nessas áreas, as altas taxas de evaporação, baixa precipitação, lençol freático próximo da superfície, associado às características do material de origem e às condições geomorfológicas e hidrológicas, condicionam a formação de solos com teores elevados de sais solúveis. O acúmulo de sais no solo depende, dentre outros fatores, da qualidade da água de irrigação, e das propriedades físicas do solo como granulometria e condutividade hidráulica. Esta última é imprescindível nos estudos relacionados ao transporte de água no solo e os seus impactos potenciais ao meio ambiente. A condutividade hidráulica indica a maior ou menor facilidade que os solos oferecem à passagem de água, e conseqüentemente dos sais ou outros poluentes que estejam solúveis na água. O objetivo deste trabalho foi avaliar as relações entre a salinidade, granulometria e condutividade hidráulica utilizando o permeâmetro de Guelph, a diferentes profundidades em seis manchas de um Neossolo Flúvico em região semi-árida onde é praticada agricultura irrigada. Além da condutividade hidráulica foram realizadas análises granulométricas e retirado o extrato de saturação do solo para avaliar a condutividade elétrica e relação de adsorção de sódio, a fim de classificar o solo quando a salidade/sodicidade. Foi verificado que existe uma relação direta entre a condutividade elétrica e os teores de silte e argila. E também que o aumento da condutividade hidráulica é acompanhado pela diminuição dos teores de silte e argila, bem como a existência de camadas de solo classificadas como salino-sódico.

Palavras-chave: condutividade elétrica, RAS, permeâmetro de Guelph

ABSTRACT

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; March, 2009. **Relationship between salinity, grain size and hydraulic conductivity at different depths in Fluvial Neosoil.** Advisor: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Additional support: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

Among the areas prone to processes of soil salinization are the semiarid Northeast. In these areas, high rates of evaporation, low rainfall, groundwater near the surface, associated with features of the source material and the geomorphological and hydrological conditions, influence the formation of soils with high soluble salts. The accumulation of salts in the soil depends on, among other factors, the quality of irrigation water, and soil physical properties such as particle size and hydraulic conductivity. The latter is essential in studies related to water transport in soil and its potential impacts to the environment. The hydraulic conductivity indicates the greater or lesser ease which soils provide the passage of water, and therefore of salts or other pollutants that are soluble in water. The objective of this study was to evaluate the relationship between salinity, grain size and hydraulic conductivity using the Guelph permeameter at different depths at six Fluvial Neosoil spots, in semi-arid region where irrigated agriculture is practiced. In addition to the hydraulic conductivity were performed size analysis, by removing the saturation extract of soil to evaluate the electrical conductivity and adsorption ratio of sodium to classify the soil when the universality / sodicity. It was found that there is a direct relationship between electrical conductivity and the silt and clay. And also that the increase in hydraulic conductivity is accompanied by a decrease in silt and clay, as well as the existence of layers of soil classified as saline-sodic.

Key-words: electrical conductivity, RAS, Guelph permeameter

INTRODUÇÃO

Fatores como altas taxas de evaporação, baixa precipitação, lençol freático próximo da superfície associados às características do material de origem e às condições geomorfológicas e hidrológicas, condicionam a formação de solos com teores elevados de sais solúveis. Esses sais podem se acumular no perfil do solo em quantidades suficientes para reduzir ou interferir no desenvolvimento vegetal e conseqüentemente na produção das culturas.

De acordo com Santos (2000), embora a fonte principal e mais direta dos sais encontrados no solo seja a intemperização das rochas, raros são os exemplos em que a mesma tenha provocado, de forma direta, problemas de salinidade. Normalmente tais problemas são associados à água de irrigação e à presença de lençol freático elevado. A salinização dos solos é um processo de degradação e um dos riscos ambientais mais importantes e que ocorre em todos os continentes, sobretudo, nas regiões de clima árido ou semi-árido.

Dentre as áreas propensas aos processos de salinização do solo estão as regiões semi-áridas nordestinas. Nessas áreas, os Neossolos formados a partir de depósitos fluviais são as terras mais bem localizadas em relação às principais fontes d'água. Nessas áreas, as fontes d'água alternam-se, de acordo com a época do ano, entre rios temporários e poços rasos. A caracterização e o monitoramento contínuos destas águas são necessários, visto que os fatores climáticos locais favorecem o acúmulo de sais no solo, comprometendo suas propriedades químicas, físicas e biológicas (SILVA et al. 2005).

A acumulação gradativa de sais solúveis no solo, sobretudo na zona das raízes, reduz o crescimento e o desenvolvimento das plantas por baixar o potencial osmótico da solução do solo, causando estresse hídrico e, podendo ocasionar problemas de toxicidade e de desordem nutricional (CAVALCANTI et al. 2005). Portanto, para aumentar a produção agrícola, melhorar o rendimento das culturas e motivar a permanência do homem no campo, é imprescindível se conhecer e controlar os processos de salinização, prevendo-os e prevenindo-os nas áreas irrigadas (QUEIROZ et al. 1999).

O acúmulo de sais no solo depende, não só da qualidade da água de irrigação, mas também das propriedades físicas do solo e, das condições de drenagem e do balanço de água e de sais no subsolo (DIAS et al. 2005). Souza et al. (2008) destacam a relação

entre as frações granulométricas e a salinidade do solo, salientando que as áreas com maiores valores de condutividade elétrica no extrato de saturação do solo apresentam teores elevados de silte.

Outra propriedade física do solo imprescindível nos estudos relacionados ao transporte de água no solo e os seus impactos potenciais ao meio ambiente é a condutividade hidráulica. Segundo Bastos (2004), a condutividade hidráulica do solo (k) é um dos principais parâmetros utilizados para estudos agrícolas e ambientais que envolvem o fluxo de água no solo, tais como, planejamento de sistemas de irrigação e drenagem, rebaixamento do lençol freático, movimento de água no solo, nutrição de plantas, controle da erosão e poluição da água.

Montenegro et al. (2003) discutem a relação entre a salinidade da água subterrânea e a condutividade hidráulica do aquífero aluvial, onde verificam que as áreas com maiores condutividade hidráulicas apresentam menor salinidade média comparadas com as áreas de baixa condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é um parâmetro que representa a facilidade com que o solo transmite água. Esse é um atributo físico importante para indicar a maior ou menor facilidade que os solos oferecem à passagem de água, e conseqüentemente dos sais ou outros poluentes que estejam solúveis na água. É um coeficiente do solo que leva em conta as características do meio, incluindo porosidade, tamanho e distribuição das partículas, forma das partículas, arranjo das partículas, bem como as características do fluido que está escoando (CIRILO et al. 2003).

Existem muitos ensaios de campo para determinação da condutividade hidráulica saturada do solo. Estes ensaios podem ser feitos em furos de sondagem, em poços ou em cavas; aproveitando piezômetros e utilizando equipamentos e arranjos especiais, como os infiltrômetros. Recentemente, algumas modificações ou novos instrumentos e métodos têm sido desenvolvidos para determinar a condutividade hidráulica *in situ*, como por exemplo o permeâmetro de Guelph (HURTADO, 2004).

O Permeâmetro Guelph é um permeâmetro de furo e de carga hidráulica constante que mede a condutividade hidráulica saturada de campo acima do lençol freático. Ele permite a determinação da condutividade hidráulica saturada, do potencial matricial e da sortividade (GUELPH PERMEAMETER, 2005). Algumas das vantagens deste método de campo são: a leveza do aparelho, a facilidade de poder ser operado por uma única pessoa, a rapidez dos ensaios e a pouca quantidade de água (0,5 a 2l) por ensaio, e o fato do aparelho se adaptar a terrenos irregulares (AGUIAR, 2001).

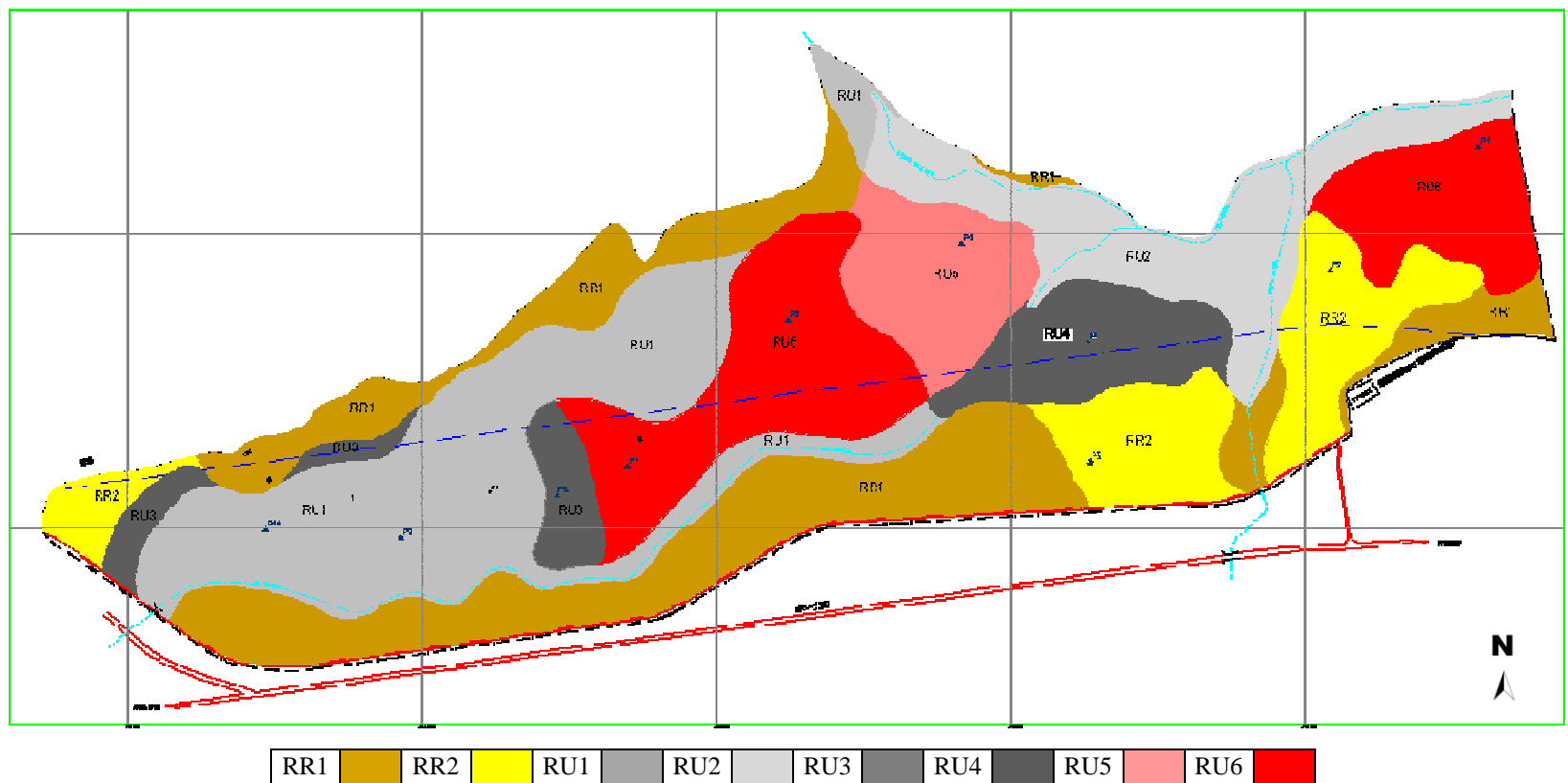
O objetivo deste trabalho foi avaliar as relações entre a salinidade, granulometria e condutividade hidráulica utilizando o permeâmetro de Guelph, a diferentes profundidades em seis manchas de um Neossolo Fluvico em região semi-árida onde é praticada agricultura irrigada.

MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo está localizada no município de Pesqueira, região Agreste de Pernambuco, no Assentamento Rural Nossa Sra do Rosário, localizado na bacia hidrográfica do Rio Ipanema, situada entre as coordenadas geográficas 8° 15' e 8° 30' de Latitude Sul, 31° 45' e 37° 00' de Longitude Oeste de Greenwich e 650 m de altitude.

Nas áreas irrigadas do Assentamento, utiliza-se a tecnologia de irrigação por aspersão e microaspersão, sendo o sistema alimentado com água captada de poços amazonas instalado no vale aluvial.

A precipitação média anual é 652 mm (FIGUEIREDO et al. 2009). Dados obtidos da estação climatológica de Pesqueira registram uma evapotranspiração potencial de referência, estimada por Tanque Classe A, de 1638 mm anual (MONTENEGRO, 2001). A classificação do solo do Assentamento Rural Nossa Sra do Rosário foi descrita detalhadamente por Corrêa & Ribeiro (2001) e pode ser visualizada na Figura 3.1.



- RR1 – NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico léptico + NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico típico ambos fase relevo suave ondulado;
- RR2 – NEOSSOLO REGOLÍTICO Eutrófico solódico textura média (leve) fase relevo plano e suave ondulado;
- RU1 – NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura arenosa ou média (leve) / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
- RU2 – NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico textura média / média (leve) ou arenosa moderadamente drenado;
- RU3 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média (leve) / média moderadamente drenado;
- RU4 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico textura média / média ou arenosa moderadamente drenado;
- RU5 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico salino textura média / média (leve) ou média imperfeitamente drenado;
- RU6 – NEOSSOLO FLÚVICO Salino sódico textura média imperfeitamente drenado.

Figura 3.10. Mapa dos principais solos presentes no vale aluvial. Fonte: Corrêa & Ribeiro (2001).

As coletas das amostras e os testes de infiltração com o permeâmetro de Guelph foram realizados nos mesmos locais nas oito manchas de Neossolos e ao longo do perfil, conforme descrito por Corrêia e Ribeiro (2001).

As coordenadas e profundidades das coletas de solos e realização testes foram as seguintes.

- ✓ RR1 (24L 735223 - 9071592) profundidades: 15, 35, 71, 91 e 157 centímetros.
- ✓ RR2 (24L 735698 - 9071154) profundidades: 15, 35, 71, 115 e 157 centímetros.
- ✓ RU1 (24L 734850 - 9071310) profundidades: 15cm, 28cm, 60cm e 112centímetros.
- ✓ RU2 (24L 735877 - 9071416) profundidades: 15, 30, 60, 100 e 150 centímetros.
- ✓ RU3 (24L 734000 -9071004) profundidades: 15, 40, 86, 119, 145 e 167 centímetros.
- ✓ RU4 (24L 735553 - 9071250) profundidades: 15, 23, 40, 70, 104 e 144 centímetros.
- ✓ RU5 (24L 735750 - 9071469) profundidades: 15, 43, 80 e 113 centímetros.
- ✓ RU6 (24L 735206 - 9071310) profundidades: 15, 42 e 78 centímetros.

As amostras coletadas foram secas ao ar até o equilíbrio com a umidade ambiente, e posteriormente destorroadas e peneiradas em malha de 2mm (TFSA), para as análises química e granulométrica.

Para análise da salinidade do solo foi usado o método do extrato de saturação, utilizando bomba de vácuo e funil de Büchner (Figura 3.2), e medida a condutividade elétrica, o Na^+ , Ca^{++} e o Mg^{++} do extrato de saturação do solo (CE_{es}).



Figura 3.2. Preparo e extração da pasta de saturação do solo

A classificação tradicional para solos afetados por sais é feita com base nos valores de condutividade elétrica (CE), porcentagem de sódio trocável (PST) e pH. Devido ao fato da determinação da porcentagem de sódio trocável ser trabalhosa, demorada e estar mais sujeita a erros, a FAO (1988), sugere que a relação de adsorção de sódio (RAS) do extrato de saturação do solo pode ser usada como índice de perigo de sodicidade do solo.

Os solos afetados por sais podem ser classificados, conforme a Tabela 3.1, de acordo com a condutividade elétrica do extrato de saturação do solo (CEes), porcentagem de sódio trocável (PST) e pela relação de adsorção de sódio (RAS) (MCNEAL, 1976, apud COELHO, 2004). Em que a $PST > 15\%$ pode ser substituída pelo uso da relação de adsorção sódio (RAS), sendo 13 o limite, acima do qual o solo é considerado sódico.

Tabela 3.1 Classificação de solos afetados por sais conforme McNeal (1976).

Solo	CE es dS/m	RAS	PST %
Normal	< 4	< 13	< 15
Salino	> 4	< 13	< 15
Sódico	< 4	> 13	> 15
Salino-sódico	> 4	> 13	> 15

A relação de adsorção de sódio (RAS) tem seus valores no solo, expressos em $\text{cmol}_c \text{L}^{-1}$, e é calculada em função dos teores de sódio, cálcio e magnésio, no extrato de saturação, de acordo com a expressão seguinte.

$$RAS = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}} \quad (3.1)$$

Onde:

RAS= Relação de adsorção de sódio

Ca = Teor de Ca em $\text{cmol}_c \text{L}^{-1}$ no extrato de saturação

Mg = Teor de Mg em $\text{cmol}_c \text{L}^{-1}$ no extrato de saturação

Na = Teor de Na em $\text{cmol}_c \text{L}^{-1}$ no extrato de saturação

Para avaliar a granulometria foi utilizado o método do densímetro descrito pela Embrapa (1997), juntamente com o diagrama triangular das classes texturais do solo (Figura 3.3)

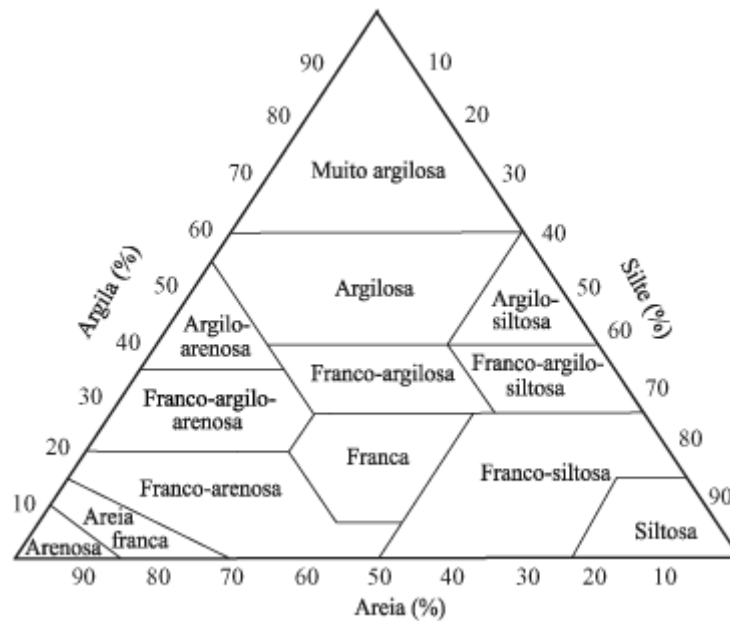


Figura 3.3. Triângulo de classificação textural de solo (EMBRAPA, 1997)

Para obtenção da condutividade hidráulica em campo foram realizados ensaios de permeabilidade a carga constante utilizando-se o Permeômetro Guelph (modelo 2800K1) na zona não-saturada (Figura 3.4). O permeômetro Guelph é composto por uma garrafa de Mariotte, que controla a carga constante de água dentro do furo; um tubo de acrílico com uma régua graduada, onde a água é introduzida; e um tripé, que permite adaptar o aparelho em terrenos irregulares.



Figura 3.4. Vista do Permeômetro de Guelph instalado no campo

Em campo é feito um furo com a profundidade desejada, em seguida é feita a montagem do aparelho e o enchimento dos reservatórios. O permeâmetro é então colocado no furo e o tubo de Mariotte é regulado através da régua graduada. Esta régua é usada para estabelecer a altura de pressão que será mantida no interior do furo durante o teste.

Começa-se a fazer as leituras em intervalos constantes de tempo através da régua graduada do tubo de acrílico. Quando as diferenças das medidas entre as leituras se tornam constantes, nova altura de carga é estabelecida e o procedimento repetido para o número de cargas hidráulicas estabelecido para o teste. Após a estabilização da última carga hidráulica o ensaio é encerrado. É necessário que as diferenças se tornem iguais por três ou mais leituras consecutivas.

Foram adotadas quatro cargas (2,5cm, 5,0cm, 7,5cm, 10,0cm), o que permitiu utilizar seis pares de cargas hidráulicas diferentes, sendo cada par de lâminas usado considerado uma repetição, e a condutividade hidráulica final é obtida pela média dos valores estimados com esses seis pares de carga. Durante o teste e após algum tempo de aplicação da carga constante, uma pequena área em torno do furo se torna saturada, formando um bulbo de saturação (Figura 3.5). Nesta região, o fluxo se torna constante possibilitando o cálculo da condutividade hidráulica saturada de campo (Kfs).

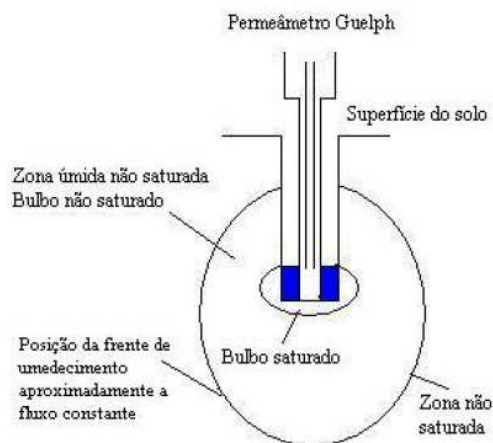


Figura 3.5. Bulbo saturado e não saturado durante o ensaio a carga constante. Fonte: Lisboa (2004)

Seguindo as orientações do manual de operação do Guelph Permeameter 2800KI, (2005), as equações seguintes permitiram o cálculo da condutividade hidráulica.

$$K_{fs} = G_2 Q_2 - G_1 Q_1 \quad (3.2)$$

onde:

$$G_1 = \frac{H_2 C_1}{\pi[2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad (3.3)$$

$$G_2 = \frac{H_1 C_2}{\pi[2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1)]} \quad (3.4)$$

sendo, Q_1 e Q_2 as vazões obtidas através da multiplicação das taxas de fluxo da água no solo pela da área do reservatório, H a carga hidráulica aplicada e C parâmetro denominado “fator de forma” que depende da relação H/a e do tipo de solo, obtida pelo gráfico ilustrado na Figura 3.6, e “ a ” é o raio do furo.

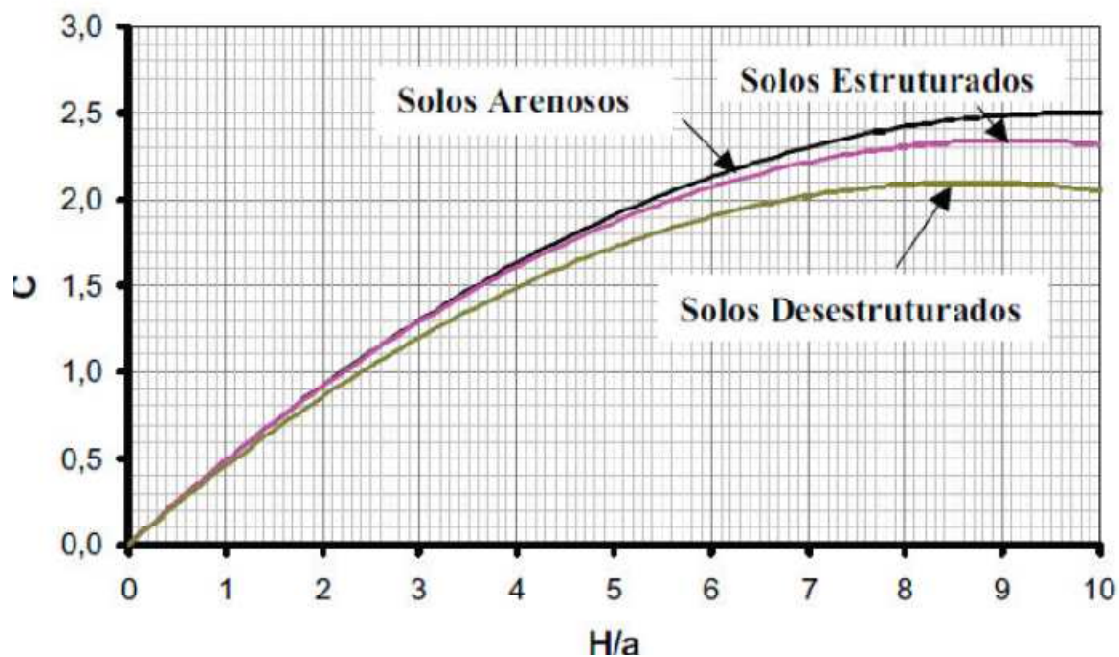


Figura 3.6. Determinação do Fator “C”. Fonte Adaptado de Guelph Permeameter (2005)

O Permeômetro de Guelph é projetado para medir a condutividade entre 10^{-2} e 10^{-6} cm/s. Abaixo ou acima destas ordens de grandeza, as medições apresentam erros ou não se consegue realizar o ensaio.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados da análise granulométrica e a respectiva classificação textural são mostrados na Tabela 3.2. Nos perfis RR1, RR2, RU1, RU3 e RU6 houve predominância de areia em todos os horizontes. As classes texturais nesses perfis foram franco-arenosa, na sua maioria. No perfil RU5 nota-se que os teores de silte e argila aumentam de acordo com a profundidade enquanto que os de areia diminuem ocorrendo o oposto no perfil RU4 onde os teores de areia aumentam com a profundidade.

Dos oito perfis analisados em cinco, RR1, RR2, RU1, RU5 e RU6, foi observado o aumento das frações mais finas do solo (argila e silte) com o aumento da profundidade. No perfil RU2 esse mesmo comportamento é percebido até a profundidade de 1,00m onde ocorre uma brusca redução nos percentuais de silte e argila e, conseqüentemente aumento da fração de areia, provavelmente devido a uma camada de impedimento.

Machado et al. (2007) comentam que essas variações texturais devem-se provavelmente ao fato de ter ocorrido deposição de materiais de origens diversas com vários estágios de intemperismo, uma vez que os solos do perímetro são predominantemente pertencentes à classe dos Neossolos Flúvicos caracterizados por serem derivados de sedimentos aluviais sem relação pedogenética entre si.

Tabela 3.2. Resultados da análise granulométrica e classe textural dos perfis de solo

Perfil	Profundidade (m)	Análise Granulométrica (%)			Classe Textural	cm.h ⁻¹
		Areia	Silte	Argila		
RR1	0,15	65,68	18,00	16,32	franco-arenoso	2,542
	0,35	60,24	20,56	19,20	franco-arenoso	2,037
	0,70	63,52	15,28	21,20	franco-argilo-arenosa	22,025
	0,90	57,52	21,28	21,20	franco-argilo-arenosa	3,405
	1,57	65,68	16,00	18,32	franco-arenoso	1,603
RR2	0,15	70,80	16,00	13,20	franco-arenoso	12,627
	0,30	64,80	18,00	17,20	franco-arenoso	5,343
	0,70	68,24	17,28	14,48	franco-arenoso	9,292
	1,15	63,68	16,00	20,32	franco-arenoso	9,191
	1,57	59,68	20,00	20,32	franco-arenoso	1,958
RU1	0,15	66,24	19,28	14,48	franco-arenoso	18,433
	0,28	62,80	20,00	17,20	franco-arenoso	6,502
	0,60	64,80	18,00	17,20	franco-arenoso	15,337
	1,00	47,40	15,00	37,60	franco-argilo-arenosa	0,258

Continuação da Tabela 3.2

RU2	0,15	31,52	39,28	29,20	franco-argilosa	24,123
	0,30	34,24	34,56	31,20	franco-argilosa	6,798
	0,60	24,24	42,56	33,20	franco-argilosa	4,983
	1,00	28,24	38,56	33,20	franco-argilosa	0,743
	1,50	78,84	11,00	10,16	franco-arenoso	127,148
RU3	0,15	64,24	20,56	15,20	franco-arenoso	3,181
	0,40	65,52	18,28	16,20	franco-arenoso	27,374
	0,86	52,80	28,00	19,20	franco-arenoso	3,576
	1,19	68,24	16,56	15,20	franco-arenoso	0,930
	1,45	34,24	42,56	23,20	franca	1,487
	1,67	68,24	17,28	14,48	franco-arenoso	39,870
RU4	0,15	19,68	44,00	36,32	franco-argilo-siltoso	2,541
	0,23	15,68	46,00	38,32	franco-argilo-siltoso	0,901
	0,40	11,68	41,00	47,32	argilo-siltoso	3,755
	0,70	33,68	32,00	34,32	franco-argilosa	0,663
	1,04	51,68	20,00	28,32	franco-argilo-arenosa	7,859
	1,44	39,68	36,00	24,32	franca	92,841
RU5	0,15	47,68	26,00	26,32	franco-argilo-arenosa	1,280
	0,43	39,68	30,00	30,32	franco-argilosa	2,712
	0,80	27,68	34,36	37,96	franco-argilosa	2,836
	1,13	13,68	40,00	46,32	argilo-siltoso	1,546
RU6	0,15	52,24	27,28	20,48	franco-argilo-arenosa	1,952
	0,42	42,24	28,28	29,48	franco-argilosa	29,536
	0,78	44,24	36,00	19,76	franca	1,041

A Tabela 3.2 também contém os valores da condutividade hidráulica, obtidos através de ensaios com o permeâmetro de Guelph, ao longo de cada um dos perfis de solo. Seus valores tiveram grande variação desde muito rápida a lenta. Silva et al. (2005) comentam que altas variações de condutividade hidráulica podem ser devidas a alterações estruturais, compactação, teor de água no solo, expansão e contração do solo, concentração eletrolítica de sais solúveis entre outras características do meio.

A metodologia utilizada para medir a condutividade hidráulica, também pode ter contribuído para a alta variabilidade dos dados. O permeâmetro de Guelph foi projetado para trabalhar em solos, cujas propriedades ao redor da base do permeâmetro (zona de medição) são homogêneas (GUELPH PERMEAMETER, 2005). Essa condição de homogeneidade não é observada em Neossolos Aluviais que têm por característica a heterogeneidade adivinha dos processos de formação que se dão pela deposição de diferentes materiais carregados pelos rios.

A heterogeneidade do solo pode levar a resultados negativos de condutividade hidráulica e/ou potencial matricial durante os ensaios de campo e, esses valores negativos, por vezes invalidam os resultados. Ocorreram valores negativos na condutividade hidráulica, em pelo menos um par de cargas, nos perfis RR2 (70cm, 157cm) e RU3 (15cm, 40cm, 86cm). Maiores problemas foram observados no cálculo do potencial matricial, onde foram observados valores negativos em praticamente todos os testes.

Segundo Reynolds e Elrick (1985), apud Lisboa (2004), os fatores que influenciam nos valores negativos podem ser atribuídos a erros de medição por não se ter atingido o regime “permanente”, a pequena variação espacial em escalas das propriedades hidráulicas do solo, erros na medição das vazões por causa da presença de bolhas de ar, ar preso no solo e variação espacial, por perturbação das características do solo, ocasionando condições de medições diferentes.

Lisboa (2006) citando Reynolds e Elrick (1986), afirma que variações nos resultados ou resultados negativos de condutividade hidráulica e potencial matricial de fluxo devem-se a que o uso das equações simultâneas supõe nas duas medições, bulbos de umedecimento, homogêneos e esferoidais. Assim se o solo tiver uma maior heterogeneidade, produto da macroporosidade entre uma medição e outra, os valores da condutividade hidráulica ou potencial matricial de fluxo são afetados.

O fato de terem sido usadas quatro cargas hidráulicas (2,5cm, 5cm, 7,5cm e 10cm), obtendo-se seis pares de carga, também pode ter influenciado nos resultados. Como nessa metodologia cada par de carga é considerado uma repetição do teste, os pares que apresentaram valores negativos foram eliminados e a média feita os com pares restantes. Já os valores dos potenciais matriciais não foram analisados, primeiro porque não era objetivo do estudo avaliar o potencial matricial do solo e também devido ao elevado número de valores negativos resultante dos testes.

Aguiar (2001) afirma que para meios heterogêneos e com grandes vazios, os cálculos utilizando mais de uma carga de pressão, levam a resultados negativos e sugere, citando o trabalho de Elrick et al. (1989), um ensaio utilizando somente uma carga de pressão. Ribeiro et al. (2009) também comentam sobre o aparecimento de valores negativos de condutividade hidráulica durante os testes de infiltração, e atribuem esse fato a fenômenos de capilaridade (sucção) ou a características anisotrópicas do solo que influenciam nos valores das vazões obtidas no ensaio. Para

evitar o aparecimento de valores negativos, os autores aplicaram três métodos de cálculo da condutividade hidráulica que utilizam apenas uma altura de carga.

Os testes realizados geraram grande número de medições onde, embora a condutividade hidráulica apresentasse valores positivos, o potencial matricial foi negativo o que pode ter levado a resultados não confiáveis da condutividade hidráulica e aumentado a variabilidade da mesma. Apesar disso foi possível traçar algumas relações entre a condutividade hidráulica e a salinidade e entre a condutividade hidráulica e a granulometria do solo. O que nos leva a conjecturar que, embora os resultados obtidos da condutividade hidráulica possam não ser exatamente os apresentados, eles podem não estar totalmente incorreto apresentando alguma relação com os valores verdadeiros e guardando a mesma ordem de grandeza.

É possível verificar que a camada inferior dos perfis RR1, RR2, RU1, RU5 e RU6 são as que apresentam menores condutividades hidráulicas e maiores condutividades elétricas e concentração do íon Na^+ . Machado et al. (2007) observaram comportamento semelhante a este quando avaliaram o efeito da salinidade na granulometria de dois lotes no Perímetro Irrigado Jabiberi-SE. O perfil RU2 tem sua menor condutividade hidráulica e maiores condutividade elétrica e concentração de sódio na profundidade de um metro, colaborando com a hipótese de haver nessa profundidade uma camada de impedimento. É possível perceber uma relação entre as frações mais finas do solo, silte e argila, e a condutividade hidráulica nos perfis RR2, RU1, RU2 e RU6. Nesses perfis o crescimento da condutividade hidráulica acompanha a diminuição dos teores de silte e argila. Essa relação não foi verificada nos perfis RR1, RU3, RU4 e RU5.

Os resultados da condutividade elétrica (CE) e da razão de adsorção de sódio são apresentados na Tabela 3.3. Apenas a camada superior do perfil RU4, a camada inferior do perfil RU5 e as duas últimas camadas do perfil RU6 apresentaram condutividade elétrica do extrato de saturação superior a 4 dS.m^{-1} e relação de adsorção de sódio superior a 13, conferindo-lhe a classificação de solo salino-sódico. O perfil RR1 foi classificado como normal em todas as profundidades e o perfil RR2, foi classificado como sódico em todas as profundidades. Os demais perfis tiveram camadas com característica de normal e sódico conforme classificação proposta por McNeal (1976), apud Coelho (2004).

Foi observada uma relação direta entre a condutividade elétrica e os teores de silte e argila nos perfis RR2, RU4, RU5 e RU6. Esse comportamento também foi

observado no trabalho de Aguiar Netto et al. (2007) quando avaliaram as características químicas dos solos do perímetro irrigado Califônia no Ceará, e também no trabalho de Souza et al. (2008) que observaram essa a relação quando avaliaram as frações granulométricas e a salinidade do solo de um lote irrigado no mesmo domínio de estudo deste trabalho.

Em seis dos oito perfis (RR1, RR2, RU1, RU2, RU5, RU6), observou-se que os maiores valores de salinidade tendem a ficar nas camadas inferiores dos perfis. Indicando que os sais estão sendo carregados para as camadas mais profundas e ali estejam se acumulando. A lixiviação pode estar ocorrendo devido o uso de sistemas irrigados e/ou pelo efeito das precipitações. No perfil RU2, esse acúmulo está ocorrendo a cerca de 1m de profundidade, provavelmente onde se encontra uma camada de impedimento que dificulta a passagem da água, e conseqüentemente dos sais dissolvidos.

O perfil RU4 foi o único que apresentou maior condutividade elétrica na camada superior, com valores acima de 4dSm^{-1} . Esse comportamento pode ser atribuído a distribuição granulométrica desse perfil, cujas porcentagens de silte e argila são maiores nas camadas superiores e menores nas duas últimas onde ocorre o aumento da fração de areia e diminuição da condutividade elétrica. Vale salientar que a mancha de solo a que esse perfil pertence é uma das mais exploradas pelos agricultores do vale aluvial, evidenciando a falta de um manejo adequado da irrigação visando o controle da salinidade.

Tabela 3.3. Resultados da condutividade hidráulica, condutividade elétrica (CE), relação de adsorção de sódio (RAS) e classificação do solo quanto a salinidade/sodicidade

Perfi l	Profundidade (m)	CE dS.m^{-1}	Na^+ mm_c	Ca^+ mm_c	Mg^{++} mm_c	RAS	Classificação do solo
RR1	0,15	0,42	0,348	-----	-----	-----	normal
	0,35	0,86	1,194	0,028	0,016	8,01	normal
	0,70	0,27	0,600	0,010	0,006	6,49	normal
	0,90	0,54	0,342	0,020	0,011	2,74	normal
	1,57	1,64	8,602	-----	-----	-----	normal
RR2	0,15	0,51	2,077	0,019	0,008	17,8	sódico
	0,30	0,59	3,529	0,021	0,006	30,05	sódico
	0,70	0,80	4,422	0,019	0,009	37,01	sódico
	1,15	0,43	4,949	0,018	0,009	161,2 7	sódico
	1,57	2,01	87,718	0,053	0,019	42,17	sódico

Continuação da Tabela 3.3

RU1	0,15	0,56	1,183	0,030	0,014	7,98	normal
	0,28	0,24	1,183	0,011	0,004	13,61	sormal
	0,60	0,64	3,716	0,041	0,026	47,66	sódico
	1,00	1,83	8,778	0,019	0,011	30,49	sódico
RU2	0,15	0,52	1,714	0,019	0,013	13,41	normal
	0,30	0,86	0,677	0,039	0,022	3,85	normal
	0,60	0,43	0,368	0,018	0,009	3,16	normal
	1,00	1,78	1,785	0,072	0,035	7,7	normal
	1,50	0,302	1,667	0,013	0,009	15,87	sódico
RU3	0,15	0,17	0,220	0,010	0,005	2,51	normal
	0,40	0,10	2,120	0,005	0,002	34,7	sódico
	0,86	0,21	0,832	0,008	0,004	10,69	normal
	1,19	0,17	0,703	0,005	0,003	10,92	normal
	1,45	0,19	0,729	0,008	0,005	9,06	normal
	1,67	0,12	0,471	0,004	0,002	8,28	normal
RU4	0,15	4,55	14,887	0,237	0,162	33,3	salino-sódico
	0,23	3,81	186,022	0,093	0,158	524,55	sódico
	0,40	2,87	33,879	0,177	0,095	91,7	sódico
	0,70	3,20	68,723	0,201	0,105	175,59	sódico
	1,04	0,30	1,100	0,014	0,006	10,84	normal
	1,44	0,29	1,052	0,018	0,006	9,49	normal
RU5	0,15	0,39	1,005	0,024	0,014	7,24	normal
	0,43	0,43	5,311	0,017	0,006	49,79	sódico
	0,80	2,85	19,995	0,043	0,020	112,15	sódico
	1,13	6,24	44,282	0,075	0,049	177,21	salino-sódico
RU6	0,15	1,39	5,762	0,050	0,036	27,75	sódico
	0,42	4,49	29,470	0,083	0,048	114,9	salino-sódico
	0,78	7,32	51,598	0,088	0,099	168,25	salino-sódico

CONCLUSÕES

Os perfis RU4, RU5 e RU6 apresentaram camadas de solo considerado salino-sódico visto que a condutividade elétrica do extrato de saturação do solo foi superior a 4 dS.m^{-1} e relação de adsorção de sódio superior a 13.

Foi verificado que existe uma relação direta entre a condutividade elétrica e os teores de silte e argila. E também que o aumento da condutividade hidráulica é acompanhado pela diminuição dos teores de silte e argila.

A metodologia para cálculo da condutividade hidráulica através do permeâmetro Guelph, que utiliza quatro cargas hidráulicas, apresentou algumas limitações explicitadas pela observância de valores negativos na condutividade hidráulica, sendo recomendado o uso de outras metodologias.

REFERÊNCIAS

AGUIAR NETTO, A. O., GOMES, C. C. S., LINS, C. C. V., BARROS, A. C., CAMPECHE, L. F. S. M., BLANCO, F. F. **Características químicas e salinossidade dos solos do perímetro irrigado Califónia, SE, Brasil**. Revista Ciência Rural. Santa Maria, v. 37, n. 06, pp1640-1645. 2007

AGUIAR, B. A. **O emprego do permeâmetro de Guelph na determinação da permeabilidade do solo, de camadas de lixo e sua cobertura**. Tese. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2001. 67p.

BASTOS, D. C. O. **Manejo da salinidade em irrigação localizada: Análise da alternativa de lixiviação incompleta**. Dissertação. Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife, 2004. 92p.

CAVALCANTI, M. L. F; FERNANDES, P. D; GHEYI, H. R; BARROS JÚNIOR, G; SOARES, F. A. L. & SIQUEIRA, E. D. A C. **Tolerância da mamoneira BRS 149 à salinidade: germinação e características de crescimento**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, PB. v.9, (Suplemento), p.57- 61. 2005.

CIRILO, J. A.; BAPTISTA, M. B; COELHO, M. M. L. P; MASCARENHAS, F. C. B. Organizadores. **“Hidráulica Aplicada”**. 2. ed. Ver. Ampl. - Porto Alegre: ABRH. 2003

COELHO, J. B. M. **Aplicação de doses do polímero Hidratassolo sobre a capacidade de retenção de água de solos e desenvolvimento da beterraba, em condições salinas**. Dissertação. Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife, 2004. 87p.

CORRÊA, M. M; RIBEIRO, M. R. **Levantamento detalhado de solos da Fazenda Nossa Senhora do Rosário (Pesqueira - PE)**. Relatório Técnico, Convênio: UFRPE/UFPE/CNPq/BNB. 35p. 2001.

DIAS, N. S. et al. **“Manejo da fertirrigação e controle da salinidade do solo sob ambiente protegido, utilizando-se e extratores de solução do solo”**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande. v.9, n.4, p.496-504. 2005.

EMBRAPA, **Manual de métodos de análise de solo**. 2. ed. Rio de Janeiro, 1997. 212p.

FAO. **“Salt-Affected Soils and their Management”**. FAO Soil Bulletin 39. Rome, Italy, 1988. Disponível em: fao.org/docrep/x5871e/x5871e00.htm. Acessado em: 15/02/2010.

GUELPH PERMEANMETER 2800KI. **Soilmoisture Equipament Corp.** Santa Barbara, U.S.A. 2005.

HARGREAVES, G. H. **Climatic zoning for agricultural production in northeast Brazil**. Logan: Utah State University. 1974. 6 p.

HURTADO, A. L. B. **Variabilidade da condutividade hidráulica do solo em valores fixos de umidade e de potencial matricial**. Tese (doutorado). Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2004.

LISBOA, R. L. L. **Determinação da contutividade hidráulica não saturada de solos residuais com o permeâmetro de Guelph e ensaios de laboratório**. Tese. Universidade Federal de Viçosa. Viçosa, 2006.104p.

MACHADO, R., AGUIAR NETTO, A. O., CAMPECHE, L. F. S. M., BARROS, A. C. **Efeito da salinidade em características físico-hídricas em solos salino-sodilizados no perímetro irrigado Jabiberi-SE**. Revista Brasileira de Agricultura Irrigada. Fortaleza. v.1, n. 1, p15-19. 2007.

MONTENEGRO, S. M G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; RIBEIRO, M. R.; CORRÊA, M. M.; ALMEIDA, T. A.; MAIA, F. M V. L. **Análise da variabilidade espacial da salinidade em área irrigada e do nível d'água em aluvião sob uso agrícola na região semi- árida do nordeste brasileiro**. In: Anais do XIV Simpósio brasileiro de recursos hídricos, 2001. Aracaju. CD - ROM.

MONTENEGRO, S. M. G. L., MONTENEGRO, A. A. A., MACKAY, R., OLIVEIRA, A. S. C. **Dinâmica hidro-salina em aquífero aluvial utilizando para agricultura irrigada familiar em região semi-árida**. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. V. 8, n. 2, 85-92p. 2003.

QUEIROZ, M. M. F., RUSTEBERG, B., GHEYI, H. R., GUERRA, H. O. C. **Estudo da Condutividade hidráulica de um solo aluvial em lisímetros**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental, Campina Grande, 1999. v.3, n.2, p.161-166.

RIBEIRO, G. F., PEREIRA, S. Y., IWASHITA, F. **Estudo comparativo entre métodos de cálculo da condutividade hidráulica através de ensaios com o permeâmetro Guelph**. In: Anais do XVIII Simpósio brasileiro de recursos hídricos, Campo Grande, Nov 2009, CD - ROM.

SANTOS, J. G. R. dos. **A salinidade na agricultura irrigada: teoria e prática**. Campina Grande: UFPB. 2000. 171p.

SILVA, E. F., ASSIS JÚNIOR, R. N., SOUSA, J. I. G. **Efeito da qualidade da água de irrigação sobre atributos hídricos de um Neossolo**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, n. 29, pp 389-396. 2005.

SOUZA, E. R. S.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SANTOS, T. E. M.; ANDRADE, T. S.; PEDROSA, E. R. **Variabilidade espacial das**

frações granulométricas e de salinidade em um neossolo flúvico do semi-árido.
Revista Ciência Rural, Santa Maria, (38-3), pp. 698-704. 2008.

CAPÍTULO IV

ESTUDO DA VULNERABILIDADE DE AQUÍFERO ALUVIAL NO SEMI-ÁRIDO

RESUMO

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; Março, 2010. **Estudo da vulnerabilidade de aquífero aluvial no semi-árido.** Orientadora: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Conselheiros: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

O estudo desenvolveu-se com o objetivo de classificar o nível de vulnerabilidade à contaminação do aquífero aluvial, cujas águas são utilizadas para irrigação em região de clima semi-árido no agreste de Pernambuco. A metodologia baseia-se na aplicação de dois métodos, GOD e DRASTIC. O primeiro consiste na caracterização, por meio de índices, de três parâmetros: grau de confinamento da água subterrânea (G), da ocorrência dos estratos de cobertura (O) e do nível do lençol freático (D), cujo resultado final é obtido pela multiplicação dos índices e corresponde a um mapa geral com indicação dos níveis de vulnerabilidade da área. O método DRASTIC, utiliza sete parâmetros profundidade do topo do aquífero (D), recarga do aquífero (R), material do aquífero (A), tipo de solo(S), topografia (T), influência da zona não saturada (I) e, condutividade hidráulica (C). O índice consiste na soma ponderada desses parâmetros. A vulnerabilidade do aquífero foi classificada como média pelo índice GOD e como baixa pelo índice DRASTIC.

Palavras-chave: vulnerabilidade, vale aluvial, GOD, DRASTIC.

ABSTRACT

ANDRADE, T. S, MSc., Universidade Federal Rural de Pernambuco; March, 2010. **Study of the alluvial aquifer vulnerability in the semiarid.** Advisor: Suzana Maria Gico Lima Montenegro. Additional support: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.

The study was developed with the aim to classify the level of vulnerability to contamination of the alluvial aquifer, whose waters are used for irrigation in the Pernambuco semiarid region. The methodology is based on the application of two methods, GOD and DRASTIC. The first is to characterize, through indexes of three parameters: degree of groundwater containment (G), the occurrence of coverage layers (O) and groundwater level (D), whose final result is obtained by multiplication of indices and corresponds to a general statement indicating the levels of vulnerability of the area. The DRASTIC method uses seven parameters depth of the aquifer (D), recharge to the aquifer (R), the aquifer material (A), soil type (O), topography (T), the influence of the vadose zone (I) and hydraulic conductivity (C). The index is the weighted sum of these parameters. The vulnerability of the aquifer was classified as medium by the GOD index and low by the DRASTIC index.

Key-words: vulnerability, alluvial valley, GOD, DRASTIC

INTRODUÇÃO

Artuso et. al. (2004) citando Lobo Ferreira e Cabral (1991) definiram o conceito de vulnerabilidade à poluição de águas subterrâneas como sendo a sensibilidade da qualidade das águas subterrâneas a uma carga poluente, função apenas das características intrínsecas do aquífero.

Alvarenga e Gonçalves (2008), citando Margat (1968), comentam que os estudos sobre vulnerabilidade natural das águas subterrâneas baseiam-se na premissa de que o meio físico pode contribuir com um determinado grau de proteção à penetração de contaminantes, considerando que o material geológico pode constituir-se em filtros naturais.

Ribeira (2004) comenta que em hidrologia subterrânea a vulnerabilidade pode consistir na subdivisão em dois termos: vulnerabilidade natural e vulnerabilidade específica. Vrba e Zaparozec (1994) definem a vulnerabilidade natural ou intrínseca dos aquíferos como a soma de uma série de atributos ou características dos mesmos que são: o solo, a zona não saturada, os parâmetros hidráulicos do aquífero e a recarga que controlam resistência do aquífero frente a um impacto indeterminado e sua capacidade de auto-recuperação. Os autores definem ainda a vulnerabilidade específica como a resistência do aquífero frente a um tipo de impacto, dentro de um contexto específico.

Manoel Filho (2004) afirma que a caracterização da vulnerabilidade deve ser adaptada ao uso pretendido e até mesmo adaptada a condições locais para que possa ser melhor aproveitada nas atividades de planejamento ambiental, na gestão da água subterrânea, na identificação de atividades existentes potencialmente geradoras de contaminação e na implantação de novas atividades extrativas da água.

Para a determinação da vulnerabilidade de um aquífero, são considerados basicamente, dois fatores: o nível de inacessibilidade hidráulica da zona saturada do aquífero e a capacidade de atenuação dos estratos de cobertura da porção saturada do aquífero. A verificação desses fatores acontece de maneira indireta, através da combinação de vários parâmetros (TAVARES et al. 2009).

A literatura especializada sinaliza três conjuntos de métodos que podem ser utilizados para avaliar a vulnerabilidade de uma formação aquífera: métodos que empregam modelos de simulação; métodos estatísticos ou de monitoramento e métodos de índices e superposição (TAVARES et al. 2009). Os métodos de simulação avaliam a vulnerabilidade por meio da solução de equações do escoamento em meio subterrâneo e

transporte de soluto, quantificando a concentração do contaminante no tempo e no espaço. Os métodos estatísticos são usados para quantificar a vulnerabilidade pela determinação da relação estatística entre a poluição e as condições ambientais observadas, sendo expresso como uma probabilidade de contaminação (LINDSTRÖM, 2005). Os métodos que utilizam índices baseiam-se na análise de alguns parâmetros do aquífero, classificando cada característica de acordo com faixas de valores e distribuídos espacialmente.

A complexidade de um método tem relação direta com a quantidade de parâmetros e variáveis requeridas e, na prática, a escassez e as dificuldades para medição e obtenção desses dados são fatores determinantes na escolha do método a ser utilizado. Bons índices são aqueles que representam, com fidelidade, o fenômeno ao qual se refere utilizando dados de fácil disponibilidade, acessibilidade e custo de obtenção reduzido, de modo a haver uma relação custo/benefício razoável, permitindo que o índice seja aplicado por um número maior de pesquisadores e tomadores de decisão.

Os índices de vulnerabilidade podem ser calculados a partir de parâmetros que traduzem características hidrogeológicas, morfológicas, entre outras, do aquífero. A utilização de um índice possui a vantagem de, em princípio eliminar ou reduzir a subjetividade característica dos processos de avaliação (ARTUSO et al. 2004). Os índices fornecem informações compactadas e orientadas para o planejamento, política e gestão das águas subterrâneas. São diversos os métodos de avaliação da vulnerabilidade de sistemas aquíferos, entre eles podem ser citados: DRASTIC (ALLER et al. 1987 apud ARTUSO, 2004), GOD (FOSTER, 1987 apud ARTUSO, 2004), SINTACS (CIVITA et al. 1994 apud ARTUSO, 2004), IS (FRANCÉS et al. 2001 apud ARTUSO, 2004).

Os índices são fundamentais para tomadores de decisão, pois permitem tanto avaliar cenários sobre o estado do meio, quanto aferir ou acompanhar os resultados de uma decisão tomada. Num planejamento ambiental, os indicadores sintetizam o número de parâmetros e medidas sobre o meio, simplificando o manejo do banco de dados e a apresentação das informações, sem prejuízo para a qualidade da interpretação (SANTOS, 2004). Esta função é de especial importância em situações que requerem agilidade e eficiência, como na gestão das águas.

No Brasil, o estudo da vulnerabilidade das águas subterrâneas, utilizando índices, vem sendo bastante utilizado. Podem ser citados o trabalho de Correia, (2006)

na caracterização do aquífero Boa Viagem em Pernambuco; Camponogara et. al. (2004) no município de Soledade – RS; Alvarenga e Gonçalves, (2008) no Vale do Aço – MG; Silva et. al. (2008) na análise de águas subterrâneas na bacia hidrográfica do rio Quaraí – RS; Tavares et. al. (2008) utilizaram o GOD no mapeamento da vulnerabilidade do aquífero rio da Batateira Crato – CE e Almeida, (2006) em Pesqueira – PE, dentre outros.

Os estudos de vulnerabilidade de aquíferos por meio de mapeamento têm sido muito utilizados em todo mundo com a finalidade de auxiliar programas de prevenção a contaminação da água subterrânea. A geração de mapas de vulnerabilidade pode auxiliar no planejamento de uso do solo, na medida em que define as áreas de maior e menor susceptibilidade à poluição antrópica (ALVARENGA e GONÇALVES, 2008).

Este trabalho teve por objetivo avaliar o grau de vulnerabilidade natural das águas subterrâneas, usadas na irrigação, do Vale Aluvial do Assentamento Nossa Senhora do Rosário.

MATERIAL E MÉTODOS

A área de estudo está localizada no município de Pesqueira, região Agreste de Pernambuco, no Assentamento Rural Nossa S^a do Rosário, localizado na bacia hidrográfica do Rio Ipanema, situada entre as coordenadas geográficas 8° 15' e 8° 30' de Latitude Sul, 31° 45' e 37° 00' de Longitude Oeste de Greenwich e 650 m de altitude. A precipitação média anual é de 652 mm (FIGUEIREDO et al. 2009). Dados obtidos da estação climatológica de Pesqueira registram uma evapotranspiração potencial de referência, estimada por Tanque Classe A, de 1638 mm anual (MONTENEGRO, 2001).

O aquífero estudado possui espessura média em torno de 10 m, cerca de 3km de extensão e 300m de largura um declive topográfico natural de aproximadamente 0,3 % (Oeste- Leste), possuindo em suas margens granito e gnaisse da formação cristalina (ALMEIDA et al. 2004).

O índice de vulnerabilidade à contaminação foi avaliado através dos modelos GOD e DRASTIC. Nesse estudo foram utilizados dados do monitoramento mensal dos níveis piezométricos, referente ao período de outubro de 2008 a 2009. Os dados foram agrupados em dois períodos, um chamado chuvoso que compreende os meses de

fevereiro a agosto e um chamado seco que compreende os meses de setembro a janeiro. A Tabela 4.1 apresenta a pluviometria mensal no período.

As informações requeridas para a determinação dos índices foram obtidas por meio de investigações de campo e na base de dados do Laboratório de Água e Solo da UFRPE. Os mapas de vulnerabilidade foram obtidos por meio de interpolação dos dados usando o método da krigagem através do programa Surfer for Windows versão 8.0 (2002).

Tabela 4.1. Precipitação mensal no período de 2008 e 2009

	2008	2009
Jan	1,9	81,8
Fev	9,6	102,9
Mar	237,6	0,0
Abri	133,6	213,9
Mai	159,8	211,6
Jun	0,0	47,8
Jul	92,4	0,0
Ago	63,8	89,0
Set	1,6	17,9
Out	54,5	9,6
Nov	68,5	-----
Dez	0,0	-----

Índice GOD

O índice GOD baseia-se nos seguintes três fatores: G (groundwater occurrence) – identifica o grau de confinamento hidráulico da água subterrânea, apresentados num intervalo de 0,0 – 1,0; ele indica a ocorrência de formações geológicas permeáveis, impermeáveis ou semipermeáveis, que têm influência direta na velocidade de escoamento da água subterrânea. O índice O (overall litology of aquifer) – referente a caracterização geológica da zona não saturada, representado numa escala de 0,4 – 1,0, representa a capacidade de atenuação natural dos estratos de cobertura do aquífero, considerando o grau de consolidação das partículas e a capacidade de retenção físico-química ou da capacidade de reação dos contaminantes com o meio. O índice D (depth of water)- depende da profundidade do nível da água, exibido numa escala de 0,6 – 1,0 denota a distância natural da água à superfície do terreno. A cada fator é atribuído um índice e o índice final calcula-se multiplicando esses três índices. O índice máximo é 1,0, representando a vulnerabilidade máxima. O valor mínimo é 0,016 se existe um aquífero ou 0 se não existe aquífero. Os resultados são expressos em termos

qualitativos, em índices de vulnerabilidade extremo, alto, médio, baixo e nulo, conforme visto na Figura 4.1.

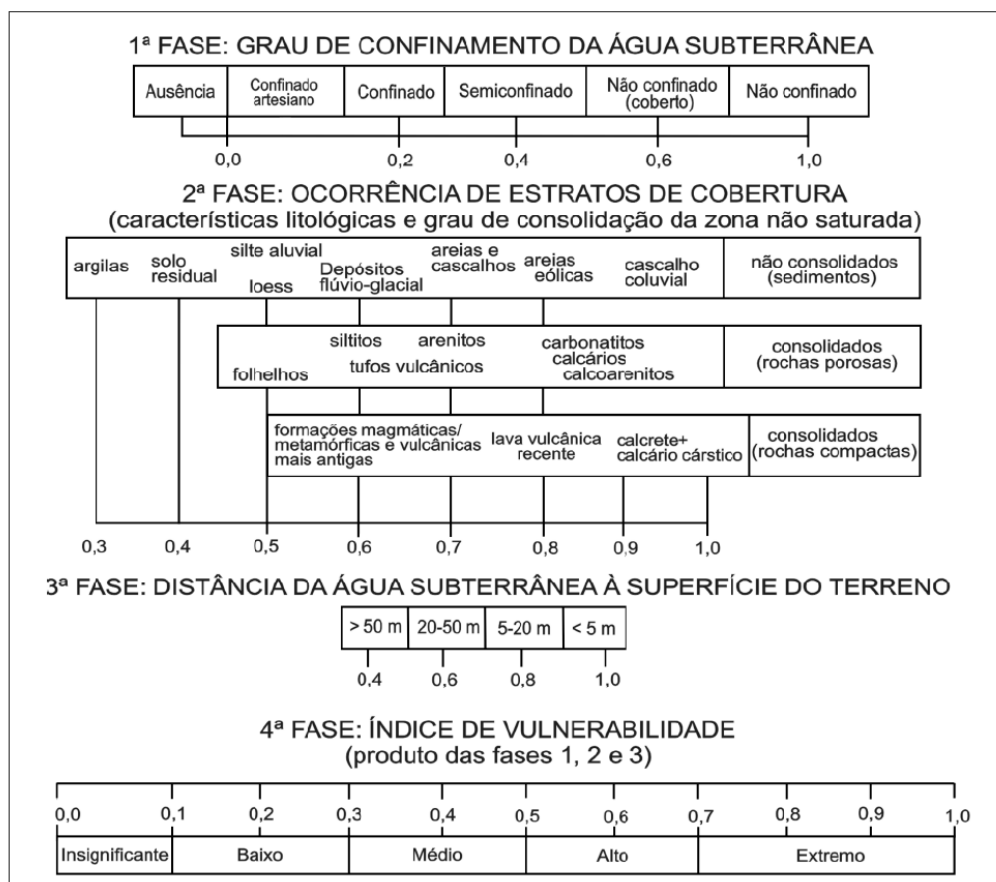


Figura 4.1. Sistema GOD para avaliação da vulnerabilidade do aquífero à contaminação (Tavares et al. 2009)

Índice DRASTIC

O índice DRASTIC corresponde à soma ponderada de sete valores que correspondem aos seguintes parâmetros hidrogeológicos: D - Profundidade do Topo do Aquífero; R - Recarga do Aquífero; A - Material do Aquífero; S - Tipo de Solo; T - Topografia; I - Influência da zona não saturada e; C - Condutividade Hidráulica do Aquífero.

Cada um desses parâmetros é dividido em escalas ou tipos de meio que condicionam o potencial de poluição. A cada uma das divisões atribui-se um índice que varia entre 1 e 10 e cujo valor se relaciona diretamente com o potencial de poluição. O índice de vulnerabilidade DRASTIC obtém-se pela soma ponderada do índice de cada parâmetro por um peso que reflete sua importância relativa (Equação 4.1). Os pesos estão divididos em dois conjuntos, um para a vulnerabilidade geral e outro para a

vulnerabilidade específica a pesticidas, os pesos variam numa escada de 1 a 5. O índice final varia entre 23 e 226. Quanto mais elevado o índice maior a vulnerabilidade. O índice é obtido por:

$$DRASTIC = (D_i \times D_p) + (R_i \times R_p) + (A_i \times A_p) + (S_i \times S_p) + (T_i \times T_p) + (I_i \times I_p) + (C_i \times C_p) \quad (4.1)$$

onde i é valor atribuído ao parâmetro e p o seu peso.

Tabela 4.2. Variação do valor do peso de acordo com o parâmetro DRASTIC

Parâmetro		D	R	A	S	T	I	C
Peso	Normal	5	4	3	2	1	5	3
	Pesticida	5	4	3	5	3	4	2

Tabela 4.3 Relação entre o valor do índice DRASTIC e a vulnerabilidade das águas subterrâneas

Índice DRASTIC	Classe de vulnerabilidade
> 199	Muito elevada
160 – 199	Elevada
120 – 159	Moderada
< 120	Baixa

Descrição dos parâmetros do índice DRASTIC:

a) Profundidade do nível d'água (D)

Esse parâmetro determina a espessura do material que o poluente terá que atravessar até atingir o aquífero. No caso de aquífero livre, a profundidade é à distância ao nível do aquífero. Haverá uma maior probabilidade de atenuação dos poluentes à medida que essa profundidade aumenta.

Tabela 4.4. Intervalo de profundidade do topo do aquífero e respectivos índices (ALLER et al. 1987)

D – Profundidade do topo do aquífero (m)	Índice
< 1,5	10
1,5 - 4,5	9
4,5 - 9,1	7
9,1 - 15,2	5
15,2 - 22,9	3
22,9 - 30,5	2
> 30,5	1

b) Recarga do aquífero (R)

Representa o volume de água por unidade de área que se infiltra no meio subterrâneo e atinge o nível freático. De modo geral, quanto maior a recarga maior será o potencial de poluição das águas subterrâneas. No entanto, um grande volume de recarga favorece a diminuição do potencial de poluição, pois permite uma maior diluição das substâncias poluentes.

Tabela 4.5 Intervalos recarga e respectivos índices (ALLER et al. 1987)

R - Recarga do aquífero (recarga mm/ano)	Índice
< 51	1
51 - 102	3
102 - 178	6
178 - 254	8
>254	9

A determinação da recarga no aquífero foi efetuada em trabalhos anteriores (Capítulo I), através do método da variação do nível d'água, obtida nos piezômetros instalados ao longo do vale aluvial. A recarga foi estimada para o ano de 2009 para o período de janeiro a junho, período em que foram registradas precipitações capazes de gerar recarga no aquífero, conforme discutido no Capítulo I.

c) Material do aquífero (A)

Corresponde à unidade litológica que serve de base à constituição do aquífero e que, por sua vez condiciona a sua capacidade para atenuar os efeitos poluentes.

Tabela 4.6. Material do aquífero e respectivos índices (ALLER et al. 1987).

A - Material do aquífero	Índice	Índice típico
Xisto argiloso, argilito	1 - 3	2
Rocha metamórfica/ígneas	2 - 5	3
Rocha metamórfica/ígneas alterada	3 - 5	4
Conglomerado argiloso glacial	4 - 6	5
Arenito, calcário e argilitos estratificados	5 - 9	6
Arenito maciço	4 - 9	6
Calcário maciço	4 - 9	6
Areia e balastro	4 - 9	8
Basalto	2 - 10	9
Calcário carsificado	9 - 10	10

d) Tipo de solo (S)

Refere-se ao material da zona alterada da superfície terrestre. O tipo de solo é considerado no índice DRASTIC devido ao seu potencial atenuador da poluição. As propriedades do solo que condicionam o potencial de poluição são a espessura, textura, expansibilidade/contractibilidade e teor de matéria orgânica.

Tabela 4.7 Tipos de solo e respectivos índices (ALLER et al. 1987).

S - Tipo de solo	Índice
Fino ou ausente	10
Balastro	10
Areia	9
Turfa	8
Argila agregada e/ou expansível	7
Franco arenoso	6
Franco	5
Franco siltooso	4
Franco argiloso	3
“Nuck”	2
Argila não agregada e não expansível	1

e) Topografia (T)

Refere-se ao declive do terreno. A topografia condiciona a probabilidade de um poluente poder escoar superficialmente ou permanecer à superfície durante um período de tempo suficiente para infiltrar.

Tabela 4.8. Classes de declive e respectivo índice (ALLER et al. 1987).

T - Topografia (declive em %)	Índice
< 2	10
2 – 6	9
6 – 12	5
12 – 18	3
> 18	1

f) Influência da zona não saturada (I)

Essa zona inclui todo o meio subterrâneo não saturado, abaixo da superfície do solo e acima do nível freático. A presença de fratura nesta zona pode facilitar a percolação vertical do poluente até o aquífero. O contato do poluente com o material que constitui a zona não saturada permite a ocorrência de processos tais como, filtração mecânica, biodegradação, neutralização, reação química dentre outras.

Tabela 4.9. Materiais da zona não saturada e respectivo índice (ALLER et al. 1987).

I - Influência da zona não saturada	Índice	Índice típico
Camada confinante	1	1
Silte/argila	2 – 6	3
Xisto argiloso, argilito	2 – 5	3
Calcário	2 – 7	6
Arenito	4 – 8	6
Arenito, calcário e argilito estratificado	4 – 8	6
Areia e balastro com percentagem significativa de silte e argila	4 – 8	6
Rocha metamórfica/ígnea	2 – 8	4
Areia e balastro	6 – 9	8
Basalto	2 – 10	9
Calcário carsificado	8 – 10	10

g) Condutividade hidráulica (C)

Refere-se à capacidade do aquífero que para transmitir água que, juntamente com o gradiente hidráulico, controla o fluxo da água. Quanto maior for a condutividade hidráulica do aquífero maior será a taxa de transporte de um dado poluente. O cálculo da condutividade hidráulica foi efetuado em trabalhos anteriores (Capítulo III), a partir de testes de infiltração realizados em campo ao longo do perfil do solo

Tabela 4.10. Intervalo de valores de condutividade hidráulica e respectivos índices (ALLER et al. 1987).

C - Condutividade hidráulica do aquífero (m/dia)	Índice
0 – 4,1	1
4,1 – 12,2	2
12,2 – 28,5	4
28,5 – 40,7	6
40,7 – 81,5	8
> 81,5	10

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Análise da vulnerabilidade utilizando o método GOD

A área em estudo possui um sistema aquífero do tipo livre, portanto considerou-se inexistente a ocorrência de camadas confinantes que impeçam ou dificultem o acesso à água, caracterizando a região como aquífero não confinado, que tem como limite superior a superfície freática. Para a determinação do primeiro parâmetro do índice GOD, considerou-se, portanto, todos os pontos sob a pressão atmosférica local,

atribuindo-se valor 1,0. Para o parâmetro “O” adotou-se o valor 0,5 que designa solos de Aluviões em todos os pontos. Por não apresentarem variação esses dois parâmetros não foram mapeados.

Com relação ao nível da água subterrânea, estes variaram de 0,28 m a 2,36 m nos períodos chuvosos e de 1,13 m a 2,76 m no período seco, caracterizando um nível freático muito próximo à superfície com medidas abaixo de 3 m. Foram atribuídos os Índices D iguais a 0,9 e 1,0. Esses resultados podem ser visualizados na figura 4.2.

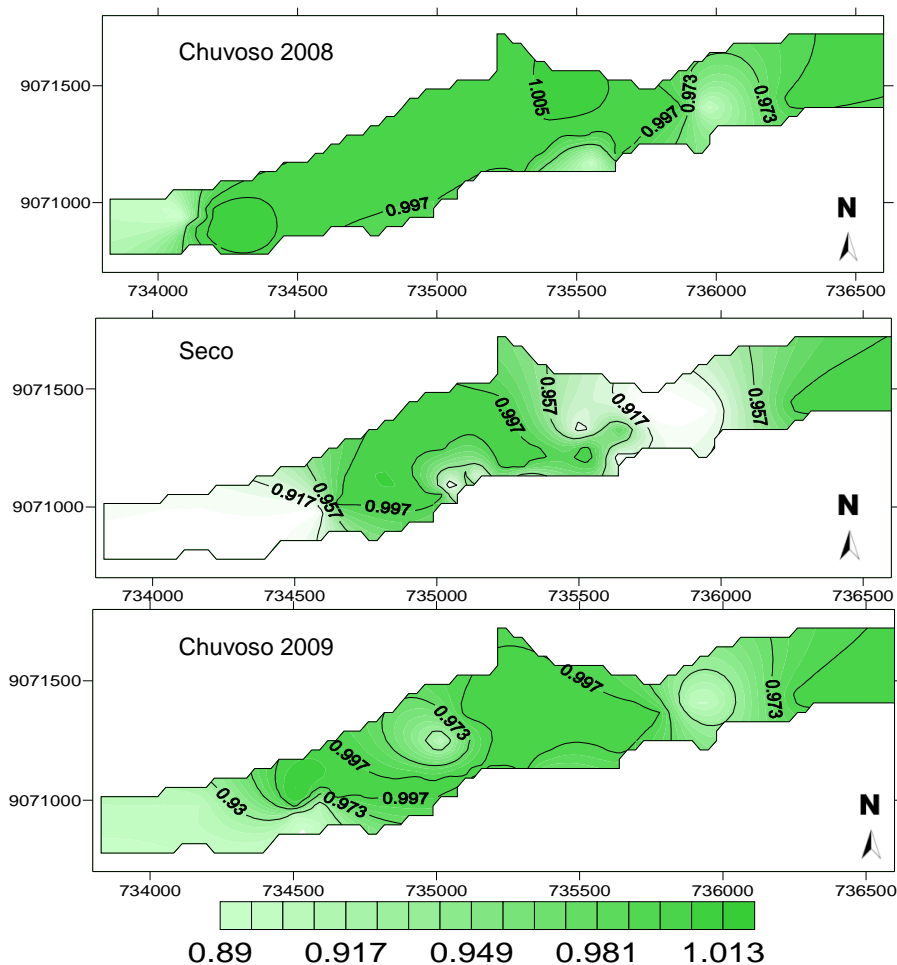


Figura 4.2: Mapas de caracterização do índice D.

O índice de vulnerabilidade do aquífero, que consiste na multiplicação dos três parâmetros anteriores variou apenas com o nível piezométrico, uma vez que o tipo de aquífero e da litologia são os mesmos adotados em todo o vale aluvial. O índice variou de 0,45 a 0,50, caracterizando áreas de moderada vulnerabilidade.

Almeida (2006), trabalhando com índice de vulnerabilidade GOD no mesmo município, mas em área diferente, observou alta vulnerabilidade em seu estudo. A

diferença na classe de vulnerabilidade pode ser atribuída a características litológicas encontrado no aquífero, cujo parâmetro “O” recebeu valor 0,6.

Alvarenga e Gonçalves (2008) também obtiveram índice de vulnerabilidade moderado em todo o aquífero aluvionar de Amaro Lanari – MG, obtido exclusivamente através da variação do nível estático do lençol freático. Os mesmos autores ressaltam que em zonas onde o índice de vulnerabilidade é moderado, as águas dos aquíferos podem, em longo prazo, ser afetadas por contaminantes moderadamente móveis e persistentes como hidrocarbonetos halogenados ou não halogenados, por alguns metais pesados e sais menos solúveis.

Análise da vulnerabilidade utilizando o método DRASTIC

Os parâmetros R – recarga do aquífero, A – material do aquífero, T – topografia, I – influência da zona não saturada e C – condutividade hidráulica não variou e por esse motivo não foram mapeados. A partir dos cálculos de recarga foram obtidos valores de 1mm a 23,2mm de recarga anual, como esses valores são menores que 51mm foi utilizado o índice 1 para toda a área de estudo, conforme Tabela 4.5. O índice atribuído ao material do aquífero (A) foi 6, de acordo com a Tabela 4.6. A topografia do vale é uniforme com declividade em torno de 0,3%, à qual se atribuiu um índice de 9, conforme mostrado na Tabela 4.8. Com relação a influência da zona não saturada foi atribuído o índice 6 (Tabela 4.9), valor típico de uma mistura de areia e cascalho que contém quantidades variáveis de material fino, que caracteriza bem solos de aluviões. E ao parâmetro C, que diz respeito a condutividade hidráulica, foi atribuído o índice 1 conforme mostrado na Tabela 4.10, visto que a média da condutividade hidráulica ao longo dos perfis variaram de 0,474 a 2,28 m.dia⁻¹.

Com relação ao parâmetro D, este é de grande importância para a aplicação do modelo DRASTIC, recebe peso 5, e junto com a influência da zona não saturada, que também recebe peso 5, é um dos elementos mais importantes na avaliação da vulnerabilidade. O parâmetro D avalia a profundidade do nível freático ao topo do aquífero e foi medido a partir da profundidade dos níveis d’água medidos nos piezômetros instalados na área. Como já descrito na metodologia GOD, o vale aluvial classifica-se em toda a sua área como não confinado, e os níveis freáticos variaram de 0,28 m a 2,36 m nos períodos chuvosos e de 1,13 m a 2,76 m no período seco, caracterizando um nível freático muito próximo à superfície. Os índices 9 e 10 foram atribuídos a este parâmetro. Esses resultados podem ser visualizados na Figura 4.3, as

mesmas observações feitas com relação à proximidade do nível freático à superfície do solo, quando da aplicação do método GOD, podem ser também aplicadas ao índice DRASTIC.

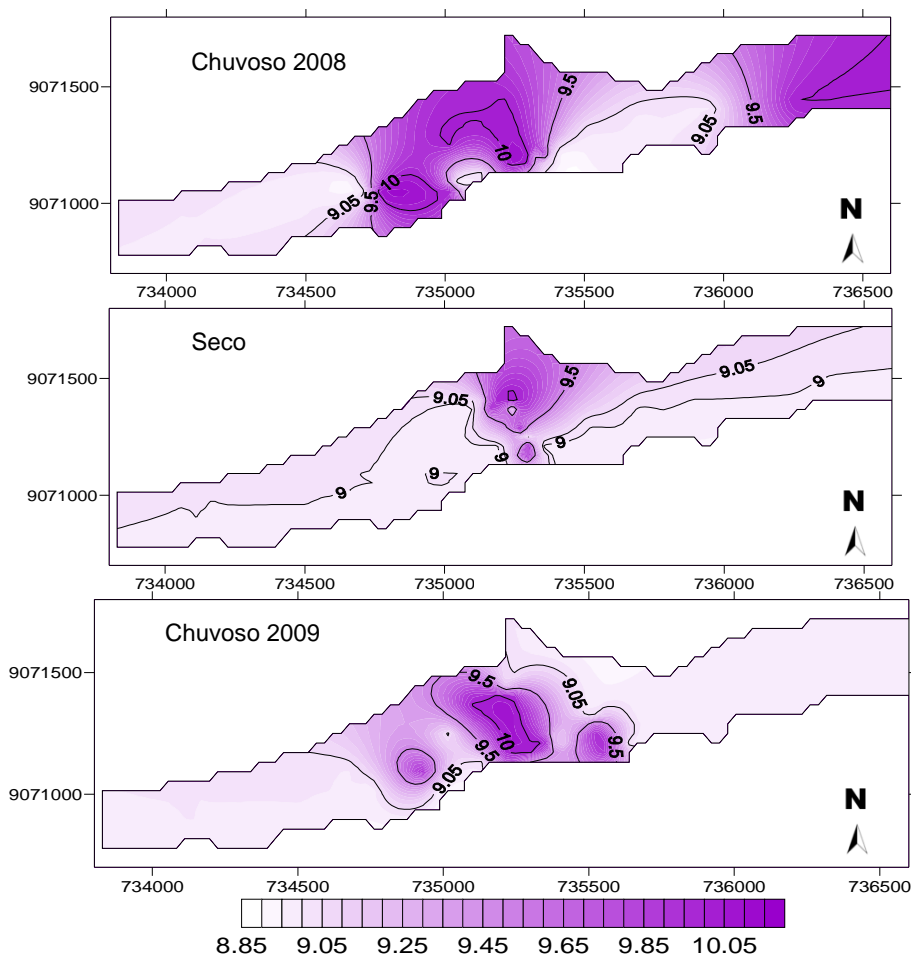


Figura 4.3: Mapas de caracterização do índice D.

O fator solos (S), que recebe peso 2, foi avaliado através da caracterização granulométrica do solo, nas frações areia, silte e argila. O aquífero aluvial foi classificado como franco e franco argiloso, sendo aplicados os índices 5 e 3, respectivamente. O resultado apresenta-se na Figura 4.4, onde se verifica que a maior parte do aluvião é formada por solos de textura franco argilosa. No entanto, na porção oeste predominam solos francos de maior granulometria, e que possuem maior condutividade hidráulica. Solo de maior condutividade hidráulica se caracteriza por deixar a água percolar mais facilmente. Sendo assim, a carga contaminante que se infiltra junto com a água sofrerá uma menor atenuação antes de chegar ao aquífero nessa porção do aluvião.

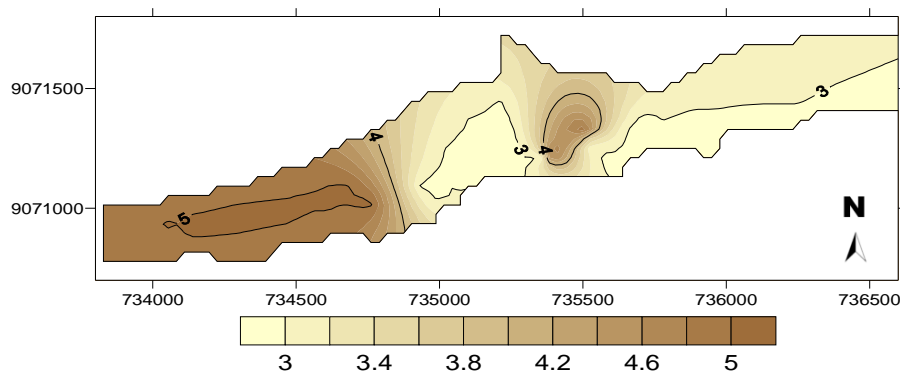


Figura 4.4. Mapas de caracterização do índice S.

A avaliação dos sete parâmetros referidos permitiu a elaboração do mapa final de vulnerabilidade DRASTIC. O índice variou de 115 a 120, caracterizando a vulnerabilidade natural do aquífero como baixa.

Como na área de estudo a utilização do solo é essencialmente destinada à atividade agrícola, avaliou-se também a vulnerabilidade da área a pesticidas. A única diferença na avaliação entre a vulnerabilidade natural e a específica para pesticidas, está nos pesos aplicados a cada parâmetro. Neste caso o parâmetro S – tipo de solo tem o seu peso aumentado para 5 e o parâmetro T – topografia para 3. Enquanto os parâmetros I – influência da zona não saturada e, C – condutividade hidráulica têm os seus pesos diminuídos para 4 e 2 respectivamente.

O índice de vulnerabilidade específico para pesticidas variou entre 135 a 150, indicando uma vulnerabilidade moderada à pesticidas. Como também não houve variação na classe de vulnerabilidade para este índice o mapa não foi gerado.

Comparação da aplicação dos dois métodos de vulnerabilidade

Diante do exposto pode-se verificar que, devido à rápida resposta da recarga frente às precipitações, o índice “D” do método GOD e o parâmetro “D” do índice DRASTIC, que caracterizam a profundidade do aquífero, apresentam sensível variação, sendo o valor mais elevado nos períodos chuvosos, principalmente, no período chuvoso de 2008, ano que apresentou maior volume de precipitação acumulada (696,93 mm), e cujas precipitações no trimestre, março, abril, maio, somaram 531,05 mm, que representa 56,57% do total anual, deixando, em média, os níveis piezométricos muito próximos a superfície.

Salienta-se que os pontos com nível estático com profundidades pequenas se tornam mais susceptíveis a contaminação, já que o contaminante tem que atravessar

uma menor espessura de camada não saturada para chegar ao lençol freático, tornando a vulnerabilidade à poluição mais crítica nos períodos chuvosos, na medida em que o nível da água subterrânea se aproxima da superfície do solo. No entanto não é verificada mudança na classe de vulnerabilidade avaliada por nenhum dos métodos.

Não foi observada mudança da classe de vulnerabilidade quanto da comparação entre as estações chuvosa e seca. O índice GOD classificou a vulnerabilidade do aquífero como média e o índice DRASTIC como baixa. Esse resultado pode ser atribuído ao maior número de parâmetros utilizados para o cálculo do índice DRASTIC, conferindo maior grau de complexidade desse índice. Também não houve mudança na classificação da vulnerabilidade quando se utilizou o índice de vulnerabilidade específico para pesticidas, sendo a vulnerabilidade classificada como intermediária, não houve mudança na classificação quando observado as estações seca e chuvosa.

CONCLUSÕES

O índice GOD classificou a vulnerabilidade do aquífero como média e o índice DRASTIC como baixa, essa diferença no resultado pode ser atribuída ao maior número de parâmetros utilizados para o cálculo do índice DRASTIC

Não foram verificadas diferenças na classe de vulnerabilidade quando comparadas as estações chuvosas e seca.

Ambos os métodos, aplicados numa escala regional, permitem avaliar satisfatoriamente a vulnerabilidade do aquífero. Seus resultados podem ser empregados no planejamento de políticas públicas e conscientização da população quanto à proteção do aquífero. Esta avaliação auxilia na conservação dos recursos hídricos, alertando sobre a necessidade de proteção da área, cujo solo é utilizado para cultivo agrícola e a água subterrânea na irrigação.

REFERÊNCIAS

ALLER, L., BENNET, T., LEHR, J. H. E PETTY, R. J. **DRASTIC: a Standardized System for Evaluating Groundwater Pollution Potential using Hydrogeologic Settings**, U.S. EPA Report 600/2-85/018. 1987.

ALMEIDA, T. A. **Avaliação do manejo de irrigação no âmbito da gestão participativa dos recursos hídricos no semi-árido pernambucano – Estudo de caso**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 2006. 159p.

ALMEIDA, T. A.; COSTA NETTO, M. L.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; BRANCO, A. M. **Utilização de águas subterrâneas em aluviões no Agreste pernambucano**. In: XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004, Cuiabá. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 2004. v. único. p. 1-19.

ALVARENGA, J. A.; GONÇALVES, J. A. C. **“Estudo da vulnerabilidade do aquífero aluvionar de Amaro lanari, principal fonte de abastecimento d`água das cidades do Vale do Aço, Minas Gerais”**. In: XV Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas e XVI Encontro Nacional de Perfuradores de Poços, Natal – RN, 2008. CD-ROM.

ARTUSO, E.; OLIVEIRA, M. M.; FERREIRA, J. P. C. L. **Avaliação da vulnerabilidade à poluição das águas subterrâneas so sector de Évora do sistema aquífero de Évora-Montenegro-Cuba**. In: CABRAL et al. (Org.) *Água Subterrânea: Aquíferos costeiros e aluviões, vulnerabilidade e aproveitamento*. Tópicos Especiais em recursos Hídricos Vol. 4. Recife: UFPE, 2004, p.277-322.

BERTOL, G. A. **Avaliação da recarga anual no aquífero Bauru no município de Araguari, Minas Gerais**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. 2007. 111 p.

HARGREAVES, G. H. **Climatic zoning for agricultural production in northeast Brazil**. Logan: Utah State University. 1974. 6 p.

LINDSTRÖM, R. **Groundwater vulnerability assessment using process-based models**. Stockholm: Royal Institute of Technology. 44 f. (TRITA-LWR PhD Thesis 1022). 2005.

MANOEL FILHO, J. **Exploração de Água Mineral em Zona Urbana, Características Gerais e Diagnóstico para Planejamento e Controle. Caso da Grande Recife**. Convênio SMM/CNPq. Recife, PE. 2004.

MONTENEGRO, S. M G. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; RIBEIRO, M. R.; CORRÊA, M. M.; ALMEIDA, T. A.; MAIA, F. M V. L. **Análise da variabilidade espacial da salinidade em área irrigada e do nível d'água em aluvião sob uso agrícola na região semi- árida do nordeste brasileiro**. In: Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Aracaju. 2001. CD - ROM.

RIBEIRA, F. **Calidad, Contaminación y Protección de Acuíferos**. In: III Curso Hispanoamericano de Hidrología Subterránea. 4 de octubre al 3 de diciembre, Montevideo-UY. 2004.

SANTOS, R. F. **Planejamento ambiental: teoria e prática**. São Paulo. Oficina de textos. 2004. 184p.

SURFER. Surfer 8.0: **Contouring and 3d surface mapping for scientists and engineers**. User's Guide. New York: Golden Software. 619p. 2002.

TAVARES, P. R. L.; CASTRO, M. A. H.; COSTA, C. T. F.; SILVEIRA, J. G. P.; ALMEIDA JÚNIOR, F. J. **Mapeamento da vulnerabilidade à contaminação das águas subterrâneas localizadas na Bacia Sedimentar do Araripe, Estado do Ceará, Brasil**. R. Esc. Minas, Ouro Preto, 62(2): 227-236, abr. jun. 2009.

VRBA, J. & ZAPOROZEC, A. **Guidebook on Mapping Groundwater Vulnerability**. Internacional Association of Hidreologists. 1994.