

VALDEMIR DE PAULA E SILVA JUNIOR

AVALIAÇÃO DA ESTABILIDADE TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO
EM UMA BACIA EXPERIMENTAL NO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO E USO
DA TERMOGRAFIA PARA ESTIMATIVA DA PERMEABILIDADE DO SOLO

2015



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO - UFRPE

PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO - PRPPG

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AGRÍCOLA - PGEA

AVALIAÇÃO DA ESTABILIDADE TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO
EM UMA BACIA EXPERIMENTAL NO SEMIÁRIDO PERNAMBUCANO E USO
DA TERMOGRAFIA PARA ESTIMATIVA DA PERMEABILIDADE DO SOLO

Tese apresentada à Universidade Federal Rural
de Pernambuco como parte das exigências do
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola,
para obtenção do título de “Doutor”.

Orientador: Prof. Dr. Abelardo A. A. Montenegro.

Co-orientador: João Luís Mendes Pedroso de Lima

RECIFE 2015

Ficha catalográfica

S586a Silva Junior, Valdemir de Paula e
 Avaliação da estabilidade temporal da umidade do
 solo em uma bacia experimental no semiárido
 pernambucano e uso da termografia para estimativa da
 permeabilidade do solo /
 Valdemir de Paula e Silva Junior. - Recife, 2015.
 98 f. : il.

Orientador: Abelardo Antônio de Assunção Montenegro.
 Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) –
 Universidade Federal Rural de Pernambuco,
 Departamento de Engenharia Agrícola, Recife, 2015.
 Referências.

1. Umidade do solo 2. Variabilidade espacial
3. Termografia de infravermelho, 4. Semiárido
I. Montenegro, Abelardo Antônio de Assunção, orientador
II. Título

CDD 631

VALDEMIR DE PAULA E SILVA JUNIOR

Avaliação da estabilidade temporal da umidade do solo em uma bacia experimental no semiárido pernambucano e uso da termografia para estimativa da permeabilidade do solo


Tese defendida e aprovada em 03 de fevereiro de 2015 pela Banca Examinadora:

Orientador:

Abelardo Antônio de Assunção Montenegro, Prof. Dr.

UFRPE

Examinadores:



Thais Emanuelle Monteiro dos Santos, Prof. Dr.

UFPE



João Audifax César de Albuquerque Filho, Prof. Dr.



Demetrius David da Silva, Prof. Dr.

UFV



João Luís Mendes Pedroso de Lima

UC-PT

“A cada dia que vivo, mais me convenço de que o desperdício da vida está no amor que não damos, nas forças que não usamos, na prudência egoísta que nada arrisca e que, esquivando-nos do sofrimento, perdemos também a felicidade.”

(Bob Marley)

“Eu aprendi que todos querem viver no topo da montanha, mas toda felicidade e crescimento ocorre quando você esta escalando-a;”

(William Shakespeare)

A Deus,

Aos meus pais Valdemir e Lúcia, as minhas irmãs
Fabíola, Sheila, Alessandra e Karinna, a minha esposa.

Julliana, pelo amor e confiança em mim depositados.

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

A Deus por ter pelo seu cuidado. Por ter alcançado meus objetivos e me concedido sabedoria, pois tudo o que consegui foi dado por Ele.

Aos meus pais Valdemir de Paula e Silva e Amara Lúcia de Oliveira Silva, que são minha referência, pelos conselhos e ensinamentos durante toda minha vida, pela educação e confiança que sempre depositaram em mim.

As minhas irmãs Fabíola, Sheila, Alessandra e Karinna, que sempre me incentivaram e acreditaram no meu sucesso.

A minha esposa Julliana Lima Pinheiro de Paula, pelos momentos de companheirismo, de felicidade, amor, e compreensão durante os momentos de ausência durante essa jornada.

Aos amigos e amigas de Doutorado, pela amizade.

Aos demais amigos presentes e que passaram no LAS, que concederam o privilégio de sua amizade e contribuíram de alguma forma para esse trabalho Adriano, Júlio, Adriana, Keity, Robertson, Carol, Cleene, Eduardo, Rafaele, Paulo, Ana, Célia, Daniele, Renato em especial a Fredy, Sonny e Betinho que me ajudaram bastante nas coletas e análises e a todos que fazem parte do laboratório.

Ao amigo Edivaldo que ao longo de anos vem acompanhado a equipe do professor Abelardo no monitoramento da umidade. A Sr. Malaquias pela amizade e disponibilidade de ajudar a equipe em todos os momentos.

Aos amigos que fiz em Portugal pelos bons momentos juntos Sílvia, Pedro, Filipa, Gonçalo, Sara, Benjamim, ao Sr. Joaquim pela ajuda durante os experimentos e principalmente ao Rafael por toda ajuda e amizade.

À Universidade Federal Rural de Pernambuco, especialmente ao Programa de Engenharia Agrícola, pela oportunidade de realização do doutorado.

À Universidade de Coimbra, em especial ao departamento de Engenharia Civil, pela oportunidade da realização do doutorado sanduíche.

A CAPES, pela concessão de bolsa de estudo e da bolsa no exterior.

Aos Professores Abelardo Montenegro e o coorientador João Pedroso pela orientação, supervisão e apoio na elaboração deste trabalho. Agradeço a todos os meus professores da Pós-graduação e a Prof. Isabel da UC, pela contribuição que deram ao meu crescimento pessoal, acadêmico e profissional durante todo o curso.

Aos funcionários e amigos da UFRPE, Granjinha, Lulinha e Manuel.

Às demais pessoas que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização.

A FINEP pelo apoio financeiro ao Projeto de Bacias Experimentais e Representativas (BEER), que custeou boa parte dos trabalhos de campo.

Agradeço em especial, ao Prof. Abelardo Montenegro pela confiança depositada para realização desse trabalho, pelas horas que poderia estar em família, mas se dedicou a esse trabalho, momentos que me proporcionou crescimento pessoal e profissional e pela paciência, incentivo e pelas orientações durante o processo construtivo dessa tese, até a conclusão da mesma.

SUMÁRIO

RESUMO GERAL	10
GENERAL ABSTRACT	12
INTRODUÇÃO GERAL	14
Referências	18
CAPÍTULO I - ESTABILIDADE TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO EM UMA ENCOSTA NA BACIA DO JATOBÁ-PE	22
Resumo	23
Abstract.....	24
Introdução.....	25
Material e métodos	27
Resultados e discussão	34
Conclusões.....	39
Referências	40
CAPÍTULO II - ESTABILIDADE TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO NA BACIA EXPERIMENTAL DO JATOBÁ NA REGIÃO DO SEMIÁRIDO	42
Resumo	43
Abstract.....	44
Introdução.....	45
Material e métodos	47
Resultados e discussão	53
Conclusões.....	58
Referências	59
CAPÍTULO III - ESTIMATIVA DA PERMEABILIDADE DA SUPERFÍCIE DO SOLO POR TERMOGRAFIA INFRAVERMELHA: EXPERIÊNCIA EM LABORATÓRIO	62
Introduction	64

Materials and methods.....	66
Results and interpretation.....	70
Conclusion.....	74
References.....	75
CAPÍTULO IV - ESTIMATIVA DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO SOLO NÃO SATURADO UTILIZANDO A TERMOGRAFIA POR INFRAVERMELHO EM DOIS TIPOS DE SOLO.....	77
Resumo.....	78
Abstract.....	79
Introdução.....	80
Materiais e métodos.....	82
Resultados e discussão.....	86
Conclusões.....	95
Referências.....	96
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	99

RESUMO GERAL

A umidade do solo tem grande importância para as atividades agrícolas, influenciando o movimento da água no solo e no seu armazenamento. Em regiões de clima semiárido, o conhecimento da umidade no solo tem grande relevância, principalmente por causa da grande variabilidade espacial e temporal da precipitação e dos altos índices de evapotranspiração, provocando déficit de umidade no solo. O objetivo desse estudo foi avaliar a estabilidade temporal e espacial da umidade do solo sob diferentes condições de cobertura vegetal e tipos de solo a fim de identificar um ponto que representativo para leitura da umidade e a aplicação da termografia por infravermelho, para estimativa da condutividade hidráulica não saturada do solo em uma bacia hidrográfica representativa, localizada na região de Pesqueira, semiárido pernambucano. Foi monitorada uma rede de pontos de medição de umidade, utilizando uma sonda capacitiva. No primeiro capítulo, os dados de umidade foram avaliados em uma encosta com seis pontos de monitoramento, com cobertura de vegetação natural e pastagem para o mesmo tipo de solo um Argissolo Vermelho Amarelo. De acordo com o conceito de estabilidade temporal, foi aplicada a técnica de diferenças relativas médias e desvios padrão, para investigar o ponto que fosse capaz de representar o comportamento temporal da média dos demais locais de monitoramento, e a correlação entre os pontos de umidade. No segundo capítulo analisaram-se os padrões de variação temporal em dezessete pontos monitorados de umidade distribuídos em escala de bacia, avaliados para dois tipos de solo: Argissolo Amarelo e Neossolo Regolítico, com duas condições de cobertura do solo, sendo aplicada a técnica de diferenças relativas médias e correlação desses pontos, validam-se o ponto estável seria o mesmo encontrado para encosta. No terceiro capítulo, publicado na revista *Quantitative Infrared Thermography Journal*, v.11, 2:2014, p.161-169, foi utilizada a técnica da termografia de infravermelho para estimativa da condutividade hidráulica do solo. O estudo foi realizado em laboratório na Universidade de Coimbra, utilizando um canal de terra com declividade e três tipos de solo e uma câmera de vídeo termográfica para registros das imagens. Os dados de condutividade hidráulica estimados com a técnica da termografia infravermelha foram correlacionados com os valores medidos obtidos com um permeâmetro de carga constante, por meio de índices estatísticos e análises de regressão. Para o quarto capítulo, a técnica da termografia foi utilizada em campo para

estimativa da condutividade hidráulica não saturada, na bacia do Mimoso para dois tipos de solo, Argissolo Amarelo e o Neossolo Flúvico. Foram aplicadas no solo quatro cargas hidráulicas distintas na superfície do solo, com três repetições e sete ensaios em cada solo em diferentes condições iniciais de temperatura do solo e registros térmicos utilizando uma câmera termográfica. Os registros térmicos foram correlacionados com a condutividade hidráulica não saturada do solo onde apresentaram correlações elevadas. A técnica da dinâmica da umidade permitiu identificar um ponto de estabilidade na bacia. Os registros térmicos permitiram distinção no solo estudado, quando submetidos a diferentes cargas hidráulicas, estando correlacionados com as respectivas condutividades hidráulicas não saturadas. Verificou-se que termografia é uma técnica inovadora capaz de estimar características da condutividade hidráulica não saturada, possibilitando mapeamento das condições de superfície do solo.

GENERAL ABSTRACT

Soil water content has an important role for agricultural practices, influencing water movement and storage within the soil. In semiarid regions, knowledge concerning soil water content holds great relevance, mainly due to precipitation's high spatial-temporal variability and high evapotranspiration indices, bringing about soil water deficit. The aim of this study was to evaluate spatial and temporal stability of soil water content under different cover crop conditions and soil types, in order to identify a representative point for soil water content readings. Additionally, it was evaluated the use of infrared thermography as a tool to estimate non-saturated hydraulic conductivity at a representative watershed, located in Pesqueira, in the semiarid region of Pernambuco. A grid of points for soil water content measurement was monitored, using a capacitive probe. In the first chapter, the soil water content data was evaluated on a hillslope with six measuring points, under natural vegetation and pasture with the same type of soil (Red Yellow Ultisol). According to temporal stability concept, the technique for relative mean differences and standard deviations was applied in order to investigate the point, which is capable of representing the mean temporal behavior of the other measuring points, and the correlation among soil water content points. In the second chapter, temporal variation patterns were analyzed for seventeen soil water content points distributed along the watershed, under two different soil types: Yellow Ultisol and Regolithic Entisol, and two cover crop conditions, being used the mean relative differences technique and correlation among points in order to validate if the stable point would be the same found for the hill experiment. In the third chapter, published in the *Quantitative Infrared Thermography Journal*, v.11, 2:2014, p.161-169, infrared thermography technique was used to estimate soil hydraulic conductivity. The study was performed in a laboratory of the Coimbra University, using a slope soil channel and three types of soil and a thermographic video camera to record the images. Estimated hydraulic conductivity data with the infrared thermography technique were correlated to the values obtained with the aid of a constant-head permeameter, by statistical indices and regression analysis. For the fourth chapter, the thermography technique was used under field condition to estimate non-saturated hydraulic conductivity, in the Mimoso watershed, for two soil types: Yellow Ultisol and Fluvic Entisol. Four different hydraulic heads were applied to soil surface, with three replications and seven tests for each soil type under different initial conditions of soil temperature and thermal records

using a thermographic camera. Thermal records were correlated to non-saturated soil hydraulic conductivity, which presented high correlations. Water content dynamics technique allowed the identification of a point of stability in the watershed. Thermal records enabled the distinction between the studied soil types, when subjected to different hydraulic heads, being related with the respective non-saturated hydraulic conductivities. It was verified that the thermography is an innovative technique capable of estimating non-saturated hydraulic conductivity, enabling the mapping of soil surface conditions.

INTRODUÇÃO GERAL

O semiárido brasileiro abrange uma área de cerca de 980 mil km², cobrindo nove estados das regiões Nordeste e Sudeste (IBGE, 2010). É um dos mais úmidos do planeta, com média anual de 700 mm ano⁻¹.

Por se tratar de um país de grande extensão territorial, o Brasil possui diferentes regimes climáticos. O Nordeste semiárido é caracterizado por poucas chuvas, concentradas em poucos meses. (Menezes et al., 2008).

O monitoramento hidrológico contínuo em áreas experimentais, em diferentes escalas, é essencial para o entendimento dos fenômenos hidrológicos, como também serve para fornecer dados para análises, tais como: identificação das culturas que se adaptem melhor à região e escolha de técnicas de cultivo que favoreçam a conservação do solo (Santos, 2009).

Nesse contexto, vale destacar alguns trabalhos no que diz respeito à climatologia da região semiárida do Brasil. Menezes et al. (2010) descreveram a grande variabilidade anual e interanual da precipitação na região Nordeste do Brasil (NEB); uma outra característica do Nordeste é a variabilidade espacial da precipitação, pois há regiões que apresentam precipitação acumulada inferior a 350 mm ano⁻¹, a exemplo do Cariri Paraibano, portanto bem abaixo da média regional. De acordo com Silva et al. (2009), o problema da irregularidade pluviométrica no Nordeste resulta não só da variação dos totais pluviométricos, mas, principalmente, da duração e intensidade dessas precipitações.

Farias et al. (2008) destacam que o déficit hídrico no semiárido afeta vários aspectos do crescimento vegetal: os efeitos mais evidentes do estresse hídrico se referem à redução do tamanho das plantas, de sua área foliar e da sua produtividade.

A avaliação qualitativa e quantitativa do uso dos recursos hídricos em uma bacia hidrográfica tem grande importância ambiental para o desenvolvimento de um país. Seu estudo permite o entendimento dos processos hidrológicos de uma bacia no tempo e no espaço (Avila, 2008).

A investigação dos processos hidrológicos da região é de grande interesse não só para o planejamento de estratégias de uso dos recursos hídricos, mas também para abordar o possível impacto do clima futuro e mudanças no uso do solo sobre os recursos hídricos (Montenegro & Ragab, 2010). Estudos do comportamento hidrológico nessa

região são especialmente desafiadores em razão das características específicas de solo, clima, vegetação e suas relações. A descontinuidade dos processos, tanto no espaço como no tempo produz uma relação chuva-vazão altamente complexa (Maneta et al., 2008).

A umidade do solo influencia diretamente no volume de água nele armazenado, na compactação, entre os outros fatores. Logo é de grande importância o conhecimento do teor de água no solo para estudos de movimento da água no solo, bem como na adoção de determinadas práticas de manejo culturais (Bernardo et al., 2006).

Segundo Albuquerque & Durães (2008), a avaliação do conteúdo de água no solo em condições de campo é difícil de ser realizada, por conta de uma série de fatores, tais como: o crescimento desigual das plantas e a desuniformidade da distribuição do sistema radicular; características de infiltração; variabilidade do solo com relação à estrutura, à estratificação e à textura; mudanças na densidade do solo, variação do volume de poros e na distribuição de tamanho de poros; desigualdades no relevo.

Portanto, o conteúdo de água no solo está sujeito a variabilidade temporal, uma vez que o sistema solo-água é dinâmico, tanto no perfil do solo quanto entre diferentes áreas (Albuquerque & Durães, 2008).

Pela dificuldade prática para obtenção de uma média representativa da umidade do solo, Vachaud et al. (1985) propuseram uma metodologia capaz de reduzir o número de observações requeridas para caracterizar uma propriedade física do solo.

Trabalhando com os dados de conteúdo de água no solo, esses autores introduziram o conceito de estabilidade temporal. Esse conceito, de acordo com Van Wesenbeek et al. (1988), pode ser definido como a associação, constante com o tempo, entre a localização espacial e as medidas estatísticas que caracterizam determinada propriedade do solo, e tem sido aplicado com sucesso na Bacia do Ipanema (Souza, et al., 2011 e Melo, 2013), em diferentes escalas espaciais e temporais.

Zucco et al. (2014) avaliaram a influência do uso do solo na variabilidade espaço-temporal da umidade do solo, e com base nos resultados obtidos, observaram que ocorre persistência temporal dos padrões espaciais de umidade, mesmo sob diferentes condições de uso do solo, onde a análise temporal da estabilidade permitiu identificar o local de pastagem como a mais representativa do comportamento da umidade do solo.

Baroni et al. (2013) concluíram que, sob condições de secas, a distribuição espacial da umidade do solo é afetada principalmente pela variabilidade espacial da vegetação.

Zhou et al. (2015) encontraram uma maior estabilidade temporal em áreas de vegetação com presença de pequenos arbustos e que, o conteúdo de água no solo descoberto teve a maior variação temporal. Wang et al. (2015) destacaram que em períodos mais secos o solo com vegetação tende a diminuir os níveis de umidade, aumentando a variabilidade espacial da umidade.

A variabilidade temporal e espacial da umidade do solo relaciona-se com o estudo e modelagem de diferentes processos agrônômicos, hidrológicos e ambientais (Tsegaye et al., 2004), de modo que sua quantificação requer técnicas que permitam medidas rápidas, precisas, passíveis de automação e de repetição no mesmo local, com o mínimo de perturbação do solo (Gonçalves et al., 2011).

De acordo com Zhou et al. (2007), a distribuição espacial da umidade do solo é um componente fundamental para a caracterização do movimento de água no solo e de um modelo do transporte de nutrientes. A umidade do solo apresenta muitas vezes uma elevada variação espacial entre diferentes paisagens, tipos de solo e vegetações, mas o padrão geral da variabilidade espacial da umidade do solo é muitas vezes mais estável ao longo do tempo do que seria esperado a partir de processos aleatórios. Por exemplo, as observações de umidade do solo em alguns locais são sempre maiores, iguais, ou menores do que o teor médio de umidade do solo ao longo de uma área de estudo.

Conforme Heathman et al. (2012) o ponto estável representa a média de todos os pontos de monitoramento em campo. Devendo ser adotado uma medição de escala para esse ponto ser adotado.

A variabilidade temporal da umidade nas camadas do solo pode dificultar tomadas de decisão para o manejo do solo. (Guariz et al., 2009). Durante o período chuvoso, o padrão de variabilidade espacial foi muito semelhante em ambas as camadas de solo, com armazenagens maiores na faixa de maior inclinação e depressões do terreno (Salvador et al., 2012).

Menezes et al. (2013) verificaram que a umidade do solo não é recuperada quando ocorrem as primeiras chuvas subsequentes ao período de estiagem rigoroso e que no período chuvoso a umidade do solo na condição de cobertura natural aparece superior à umidade na condição de solo descoberto.

O monitoramento da água no solo pode realizar-se através de diversos métodos, onde cada um apresenta uma série de vantagens e inconvenientes. A eleição do método mais adequado está relacionada com aspectos como precisão do instrumento, seu comportamento em distintos tipos de solo e seu custo (Vauclin, 1984). As medições da

umidade do solo são normalmente obtidas utilizando amostragens gravimétricas, atenuação de nêutrons, reflectometria no domínio do tempo (TDR) ou reflectometria no domínio da frequência (FDR). Vale destacar os recentes trabalhos realizados na bacia de estudo (Borges, et al., 2014, Menezes, et al., 2013; Melo (2013) e Souza et al., 2011).

As estimativas da infiltração de água no solo podem ser obtidas usando o Infiltrômetro de Duplo Cilindro, o do Permeâmetro de Guelph e os simuladores de chuva, sendo o infiltrômetro de duplo cilindro uma das metodologias mais utilizadas (Sato et al. 2012; Cunha et al. 2009; Cunha et al. 2011; Simões et al. 2005; Brandão et al. 2003). O método de Beerkan simplificado vem sendo bastante utilizado recentemente para determinar os parâmetros hidrodinâmicos em escala local no campo (Haverkamp et al., 1998). Essa metodologia simplificada por Bagarello et al., (2012) também conhecida como “*Simplified method based on a Beerkan Infiltration*” (SBI) (Bagarello et al., 2013). Ainda segundo os autores, o um modelo de infiltração de base física (Lassabatère et al., 2006), com relações básicas entre as variáveis de solo (Reynolds & Elrick, 1990, 2002a, b).

A termografia sem contato é uma técnica de detecção da distribuição de energia térmica emitida pela superfície de um ou vários corpos ou objetos, por radiação. É um método não invasivo, capaz de detectar, visualizar e gravar diferentes níveis de distribuição de temperatura através da superfície de um objeto. A termografia sem contacto permite o estudo da temperatura dos corpos, através da radiação infravermelha emitida pelos mesmos, usando uma câmara radiométrica (ITEAG, 2010).

Recentes trabalhos vêm sendo desenvolvidos utilizando a técnica da termografia para estimativa de parâmetros hidráulicos e hidrológicos (Lima & Abrantes, 2014a; Lima & Abrantes, 2014b; Lima et al., 2014a; Lima et al., 2014b; Yoshioka et al., 2015).

A presente pesquisa tem como objetivo a caracterização da variabilidade temporal da umidade da Bacia Experimental do Jatobá, Pesqueira-PE, bem como identificar pontos representativos para monitoramento detalhado e aplicação da técnica da termografia em dois tipos de solo na Bacia do Mimoso para estimar a condutividade hidráulica do solo não saturado.

Referências

ALBUQUERQUE, P. E. P & DURÃES, F. O. M. Uso e manejo da irrigação. Brasília, DF: Embrapa Informação Tecnológica, 528p, 2008.

AVILA, L. F. Comportamento espacial e temporal da umidade do solo numa bacia hidrográfica na Serra da Mantiqueira, Minas Gerais. 2008, 110p, Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). Universidade Federal de Lavras, 2008.

BAGARELLO, V.; CASTELLINIB, M.; DI PRIMA, S.; GIORDANO, G.; IOVINO, M. Testing a simplified approach to determine field saturated soil hydraulic conductivity. **Procedia Environmental Sciences**, v.19, p.599-608, 2013.

BAGARELLO, V.; DI STEFANO C.; IOVINO, M.; SGROI, A. Using a transient infiltrometric technique for intensively sampling field-saturated hydraulic conductivity of a clay soil in two runoff plots. **Hydrological Processes**, DOI: 10.1002/hyp.9448, 2012.

BARONI, G.; ORTUANI, B.; FACCHI, A.; GANDOLFI, C. The role of vegetation and soil properties on the spatio-temporal variability of the surface soil moisture in a maize-cropped field. **Journal of Hydrology**, v.489, n.10, p.148–159, 2013.

BERNARDO, S.; SOARES, A. A.; MANTOVANI, E. C. 2006. Manual de Irrigação. 8. Ed, Viçosa. UFV. 625p, 2006.

BORGES, T. K. S.; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS, T. E. M; SILVA, D. D.; SILVA JUNIOR, V. P. Influência de práticas conservacionistas na umidade do solo e no cultivo do milho (*Zea mays* L.), no semiárido nordestino. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.38, p.1862-1873, 2014.

BRANDÃO, V. S.; PRUSKI, F. F. & SILVA, D. D. Infiltração da água no solo. Viçosa, MG, Universidade Federal de Viçosa, 98p, 2003.

CUNHA, J. L. X. L.; ALBUQUERQUE, A. W.; SILVA, C. A.; ARAÚJO, E.; SANTOS JR, R. B. Velocidade de infiltração da água em um Latossolo Amarelo submetido ao sistema de manejo plantio direto. **Caatinga**, v.22, n.1, p.199-205, 2009.

CUNHA, J. L. X. L.; SILVA, C. A.; COELHO, M. E. H.; FONTE, L. O.; SILVA, M. G. O.; SILVA, I, N. Velocidade de infiltração da água em um latossolo amarelo submetido ao sistema de cultivo mínimo. **Agropecuária Científica no Semi-Árido**, v.7, n.1, p.30-35, 2011.

FARIAS, C. H. A.; FERNANDES, P. D.; AZEVEDO, H. M.; NETO, J. N. Índices de crescimento da cana-de-açúcar irrigada e de sequeiro no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.12, n.4, p.356-362, 2008.

GONÇALVES, A. C. A.; TRINTINALHA, M. A.; TORMENA, C. A.; FOLEGATTI, M. V. Influência da Densidade do Solo na Estimativa da Umidade em um Nitossolo Vermelho Distroférrico, por Meio da Técnica de TDR. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.35, p.1551-1559, 2011.

GUARIZ, H. R.; PICOLI, M. H. S.; CAMPANHARO, W. A.; CECILIO, R. A. Variação da Umidade e da Densidade do Solo sob Diferentes Coberturas Vegetais. **Revista Brasileira de Agroecologia**, v.4, n.2, p.3293-3296, 2009.

HAVERKAMP, R.; PARLANGE, J. Y.; CUENCA, R.; ROSS, P. J.; STEENHUIS, T. S. Scaling of the Richards equation and its application to watershed modeling. In: Sposito, G. (ed.). Scale dependence and scale invariance in hydrology. Cambridge: Cambridge University Press, p.190-223, 1998.

HEATHMAN, G. C.; COSH, M. H.; HAN, E.; JACKSON, T. J.; MCKEE, L.; MCAFEE, S. Field scale spatiotemporal analysis of surface soil moisture for evaluating point-scale in situ networks. **Geoderma**, v.170, p.195-205, 2012.

IBGE – Censo, 2010. www.censo2010.ibge.gov.br/sinopse/. Acesso em: 23/01/2015

ITEAG. Termografia: Teoria, Procedimentos e Vantagens. Portugal, 2010.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, U. J. M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST. **Soil Science Society of America Journal**, v.70, p.521-532, 2006.

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B. Can infrared thermography be used to estimate soil surface microrelief and rill morphology? **Catena**, v.113, n.314-322, 2014a.

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B. Using a thermal tracer to estimate overland and rill flow velocities. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.39, n.10, p.1293-1300, 2014b.

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B.; SILVA JR, V. P.; LIMA M. I.; MONTENEGRO, A. A. A. Mapping Soil Surface Macropores Using Infrared Thermography: An Exploratory Laboratory Study e Scientific **World Journal**, Article ID 845460, 8 pages <http://dx.doi.org/10.1155/2014/845460>, 2014a.

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B.; SILVA JR, V. P.; MONTENEGRO, A. A. A. Prediction of skin surface soil permeability by infrared thermography: a soil flume experiment. **Quantitative Infrared Thermography Journal**, v.11, p.1-9, 2014b.

MANETA, M.; SCHNABEL, S.; JETTEN, V. Continuous spatially distributed simulation of surface and subsurface hydrological processes in a small semiarid catchment. **Hydrological Processes**, v.22, p.2196-2214, 2008.

MELO, R. O. Estabilidade temporal e variabilidade da umidade do solo em uma bacia experimental no semiárido pernambucano. Tese apresentada a Universidade Federal Rural de Pernambuco ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, 2013.

MENEZES, H. E. A.; BRITO, J. I. B.; LIMA, R. A. F. A. Veranico e a produção agrícola no Estado da Paraíba, Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.14, n.2, p.181-186, 2010.

MENEZES, H. E. A.; BRITO, J. I. B.; SANTOS, C. A. C.; SILVA, L. L. A relação ente a temperatura da superfície dos oceanos tropicais e a duração dos veranicos no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.23, n.2, p.152-161, 2008.

MENEZES, J. A. L.; SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA, J. R. L. Comportamento temporal da umidade do solo sob caatinga e solo descoberto na Bacia Experimental do Jatobá, Pernambuco. **Water resources and irrigation management**, v.1, p.35-44, 2013.

MONTENEGRO, A. A. A.; RAGAB, R. Hydrological response of a Brazilian semi-arid catchment to different land use and climate change scenarios: a modelling study. **Hydrological Processes**, v.24, p.2705-2723, 2010.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. 3.4.1.1 Principles and parameter definitions. In *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, Dane JH, Topp GC (eds). SSSA Book Series, n.5. Soil Science Society of America Journal: Madison, Wisconsin, USA, p.797-801, 2002a.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. 3.4.3.3 Constant head well permeameter (vadose zone). In *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, Dane JH, Topp GC (eds). SSSA Book Series, n.5. **Soil Science Society of America Journal**, p.844-858, 2002b.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. Poned infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. **Soil Science Society of America Journal**, v.54, p.1233-1241, 1990.

SALVADOR, M. M. S; LIBARDI, P. L.; BRITO, A. S.; MOREIRA, N. B. Estabilidade temporal e variabilidade espacial da distribuição da armazenagem de água no solo numa sucessão feijão/aveia-preta¹. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.36, n.5, 2012.

SANTOS, L. L. Modelos hidráulicos-hidrológicos: Conceitos e Aplicações. **Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife-PE, v.2, n.3, p.1-19, 2009.

SATO, J. H.; FIGUEIREDO, C. C.; LEÃO, T. P.; RAMOS, M. L. G.; KATO E. Matéria orgânica e infiltração da água em solo sob consórcio milho e forrageiras. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, n.2, p.189-193, 2012.

SILVA, L. L. DA; COSTA, R. F.; CAMPOS, J. H. B. DA C.; DANTAS, R. T. Influência das precipitações na produtividade agrícola no Estado da Paraíba. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.13, n.4, p.454-461, 2009.

SIMÕES, W. L.; FIGUEIRÊDO, V. B.; DA SILVA, E. L. Uso do cilindro infiltrômetro único em diferentes solos. **Engenharia Agrícola**, v.25, n.2, p.359-366, 2005.

SOUZA, E. R.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. G.; MATOS, J. A. Temporal stability of soil moisture in irrigated carrot crops in Northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v.98, p.1-7, 2011.

TSEGAYE, T. D.; TEDESSE, W.; COLEMAN, T. L.; JACKSON, T. J.; TEWOLDE, H. Calibration and modification of impedance probe for near surface soil moisture measurements. **Canadian Journal of Soil Science**, v.84, p.237-243, 2004.

VACHAUD, G.; PASSERAT DE SILANS, A.; BALABANIS, P.; AUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, v.49, p.822-827, 1985.

VAN WESENBEEK, I. J.; KACHANOSKI, R. G.; ROLSTON, D. E. Temporal persistence of spatial patterns of soil water content in the tilled layer under a corn crop. **Soil Science Society of America Journal**, v.52, p.934-941, 1988.

VAUCLIN, M.; HAVERKAMP, R.; VACHAUD, G. Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements, Spatial standpoint. **Soil Science**, n.2, v.137, p.141-148, 1984.

WANG, T.; WEDIN, D. A.; FRANZ, T. E.; HILLER, J. Effect of vegetation on the temporal stability of soil moisture in grass-stabilized semi-arid sand dunes. **Journal of Hydrology**, v.521, p.447-459, 2015.

YOSHIOKA, M.; TAKAKURA, S.; ISHIZAWA, T., SAKAI, N. Temporal changes of soil temperature with soil water content in an embankment slope during controlled artificial rainfall experiments. **Journal of Applied Geophysics**, v.114, p.134-145, 2015.

ZHOU, J.; FU, B.; GAO, G.; LU, N.; WANG, S. Temporal stability of surface soil moisture of different vegetation types in the Loess Plateau of China. **Catena**, v.128, p.1-15, 2015

ZHOU, X.; LIN, H.; ZHU, Q. Temporal stability of soil moisture spatial variability at two scales and its implication for optimal field monitoring. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v.4, p.1185–1214, 2007.

ZUCCO, G.; BROCCA, A.; MORAMARCO, T.; MOR BIDEELLI, R. Influence of land use on soil moisture spatial–temporal variability and monitoring. **Journal of Hydrology**, v.516, p.193-199, 2014.

**CAPÍTULO I - ESTABILIDADE TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO EM
UMA ENCOSTA NA BACIA DO JATOBÁ-PE**

Resumo

Estabilidade temporal da umidade do solo em uma encosta na bacia do Jatobá-PE.
2015. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco.

A umidade do solo é uma variável de grande importância para a compreensão dos processos hidrológicos, dentre eles a relação chuva-escoamento e a infiltração, apresentando elevada variabilidade espacial e temporal, em bacias do semiárido. O objetivo deste estudo foi avaliar o comportamento da umidade do solo em uma encosta de referência na bacia hidrográfica experimental do Jatobá, no semiárido brasileiro. Realizaram-se 55 campanhas de monitoramento de umidade do solo nas camadas de 0,0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m utilizando a sonda capacitiva/Diviner – 2000® no período de 23/06/2010 a 02/10/2014, com presença de vegetação arbustiva natural e pastagem degradada. Análise de estabilidade da umidade do solo foi realizada para os seis pontos da encosta. Os resultados demonstram que é possível identificar ponto representativo do comportamento médio da umidade da encosta. Com efeito, o ponto com a presença de pastagem degradada, distante 300 m da área com a presença de vegetação nativa, e 65 m da linha de água principal (P3), é representativo da umidade na encosta, possibilitando assim reduzir os custos relacionados com o monitoramento hidrológico.

Palavras-chave: conservação da água no solo, cobertura do solo, caatinga.

Abstract

Temporal stability of soil moisture on a slope in watershed Jatoba-PE. 2015. Thesis (Doctorate Thesis in Agricultural Engineering) – Federal Rural University of de Pernambuco State.

Soil moisture is a very important variable for understanding the hydrological processes, including the rain-runoff relationship and infiltration, with high spatial and temporal variability in semiarid catchments. The objective of the study was to evaluate the soil moisture behavior in the surface layers of a hillslope of an experimental watershed in the Brazilian semiarid region. There were fifty-five campaigns soil moisture monitoring the layers 0.0 - 0.1 m and 0.1 - 0.2 m using a capacitive probe / Diviner 2000® for the 06/23/2010 - 10/02/2014 period, with the presence of natural shrubb vegetation and degraded pasture. The results have shown that it is possible identify a representative point of the mean behavior the average humidity of the slope. The soil moisture stability analysis was performed for the six points of a hillslope. Thus results demonstrated that the point with the presence of degraded pasture 300 m away from the area with the presence of native vegetation and 65 m from the main water line (P3) can be representative of humidity for the slope area, allowing to reduce the costs related to hydrological monitoring.

Key-words: conservation of soil water, soil cover, caatinga

Introdução

A umidade do solo é uma variável de grande importância para a compreensão dos processos hidrológicos, dentre eles a relação chuva-escoamento e a infiltração (Brocca et al., 2009; Heathman et al., 2009; Heathman et al., 2012).

A capacidade de armazenamento de água de um solo pode ser reduzida pela degradação do solo, em consequência do uso inadequado de práticas agrícolas e o desmatamento através da ação antrópica.

A variabilidade da umidade no solo pode ser influenciada por diversos aspectos físicos como: topografia, propriedades do solo, tipo e densidade da vegetação e profundidade do lençol freático e climatológicos, tais como: precipitação, evapotranspiração e outros fatores.

O relevo interfere na dinâmica da água no solo e conseqüentemente nas reações químicas e transporte de sólidos e de materiais em solução, e no tipo de cobertura do solo (Ghidin et al., 2006; Huang et al., 2013).

Com isso só a precipitação não garante a recuperação dos sistemas, sendo dependente de fatores climáticos como: radiação e umidade do ar e físicos como a declividade do terreno, escoamento superficial, drenagem, tipos de solo e cobertura vegetal presente (Sinoga et al., 2011; Campos et al., 2010; Montenegro et al., 2013a e 2013b).

El Kateb et al. (2013), trabalhando em parcelas com cultivos, pastagem e vegetação nativa em diferentes declividades, verificaram que a declividade foi o principal fator de perda de água, e que os tratamentos com pastagem promoveram um aumento na retenção de água no solo.

Zucco et al. (2014) avaliaram a influência do uso do solo na variabilidade espaço temporal da umidade do solo, e observaram que ocorre persistência temporal dos padrões espaciais de umidade, mesmo sob diferentes condições de uso do solo, onde a análise temporal da estabilidade permitiu identificar o local de pastagem como a mais representativa do comportamento da umidade do solo.

Zhou et al. (2015) encontraram uma maior estabilidade temporal em áreas de vegetação com presença de pequenos arbustos e que, o conteúdo de água no solo descoberto teve a maior variação temporal. Wang et al. (2015) destacaram que em períodos mais secos o solo com vegetação tende a diminuir os níveis de umidade, aumentando a variabilidade espacial da umidade.

Baroni et al. (2013) concluíram que sob condições de secas, a distribuição espacial da umidade do solo é afetada principalmente pela variabilidade espacial da vegetação. Jia et al. (2013), avaliando a umidade em duas encostas, destacaram que a textura do solo e o teor de carbono orgânico afetam a estabilidade temporal, mas esses efeitos diferiram para as duas encostas, e a maior dependência da estabilidade temporal foi verificada em relação à cobertura e à topografia.

O objetivo deste estudo foi avaliar a dinâmica de umidade do solo nas camadas superficiais do solo de uma encosta, na bacia hidrográfica experimental do Jatobá, no semiárido de Pernambuco (Brasil), entre os anos de 2010 e 2014.

Material e métodos

Localização da área de estudo

O estudo foi desenvolvido na Bacia Experimental do Jatobá, situada entre as coordenadas 8°34'17" e 8° 18'11" de Latitude Sul, e 37°1'35" e 36°47'20" de Longitude Oeste. A bacia, com área de drenagem de 14 km², está localizada no município de Pesqueira e inserida na Bacia Representativa do Alto Ipanema, no semiárido de Pernambuco, Brasil (Figura 1).

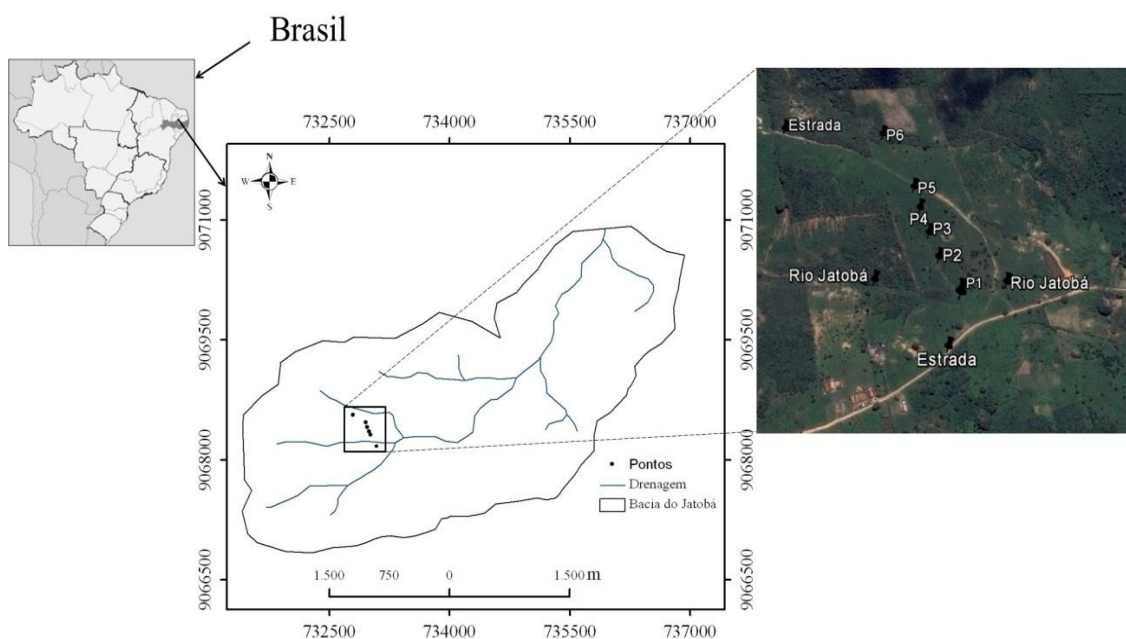


Figura 1. Mapa da rede de drenagem do Jatobá com representação da localização dos pontos da encosta em estudo e vista aérea (Fonte: Google Earth).

O clima da região é semiárido muito quente, tipo Estepe, segundo Köeppen; a precipitação média anual é de cerca de 600 mm, com temperatura média de 23 °C e evapotranspiração potencial em torno de 2.000 mm por ano. A vegetação predominante é a caatinga hipoxerófila (Montenegro & Montenegro, 2006), um bioma exclusivamente brasileiro.

A investigação do comportamento da umidade do solo foi realizada em seis pontos de uma encosta da Bacia Experimental do Jatobá, avaliados experimentalmente em intervalos de 15 dias aproximadamente, entre 23/06/2010 a 02/10/2014.

Vegetação e Solo

Na Figura 2 é apresentada a topografia da área de estudo bem como o perfil topográfico dos seis pontos monitorados da encosta. O solo da área foi classificado como um Argissolo Vermelho Amarelo Eutrófico Típico (Tabela 1).

Observa-se que na Figura 2A pela declividade do terreno que o fluxo de água da área com cobertura de vegetação nativa, converge para os demais pontos com cobertura de pastagem em direção do rio.

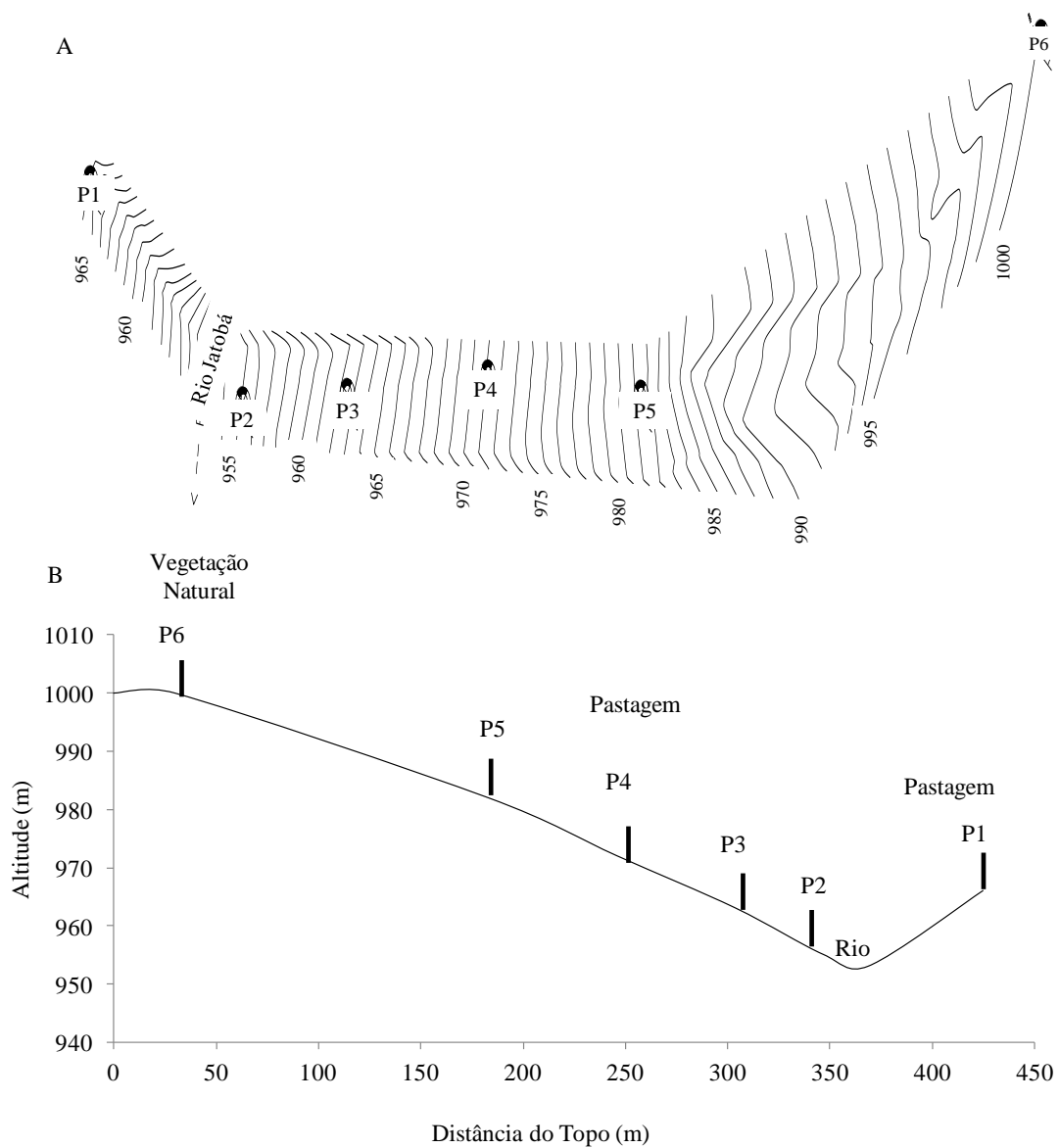


Figura 2. A) Topografia da encosta; B) Perfil do relevo dos pontos de umidade estudados da encosta

Tabela 1. Características topográficas, tipos de solo e vegetação dos seis pontos estudados na área da encosta

Ponto	Cota (m)	Cobertura do solo	Classe textural
P1	966	Pastagem	Franco Argilo arenoso
P2	955	Pastagem	Franco Argilo arenoso
P3	963	Pastagem	Franco Arenoso
P4	972	Pastagem	Franco Argilo arenoso
P5	982	Pastagem	Franco Argilo arenoso
P6	1000	Mata	Franco Arenoso

A cobertura encontrada nos pontos P1 a P5 (Figura 2) é de pastagem, com capim Brachiária (*Brachiaria decumbens*), com presença de pequenos arbustos, comuns nos pastos da região nordeste e atividades antrópica como a prática de queimadas durante os períodos de estiagem para o plantio de pastagem. No topo localizado pelo ponto P6 (Figura 2) encontra-se uma pequena área de vegetação arbórea com presença de arbustos que sofre ação antrópica na retirada da vegetação.

A vegetação apresenta forte sazonalidade ao longo do tempo, característica do bioma caatinga (Figura 3). No período seco, a área de mata nativa apresenta perda da folhagem (folha caduca) e a área de pastagem apresenta zonas de solo exposto em função da baixa densidade de cobertura (Capim) em decorrência da ausência de um manejo adequado. Porém, a condição de cobertura muda consideravelmente durante a estação chuvosa, sendo essa uma característica da região semiárida.

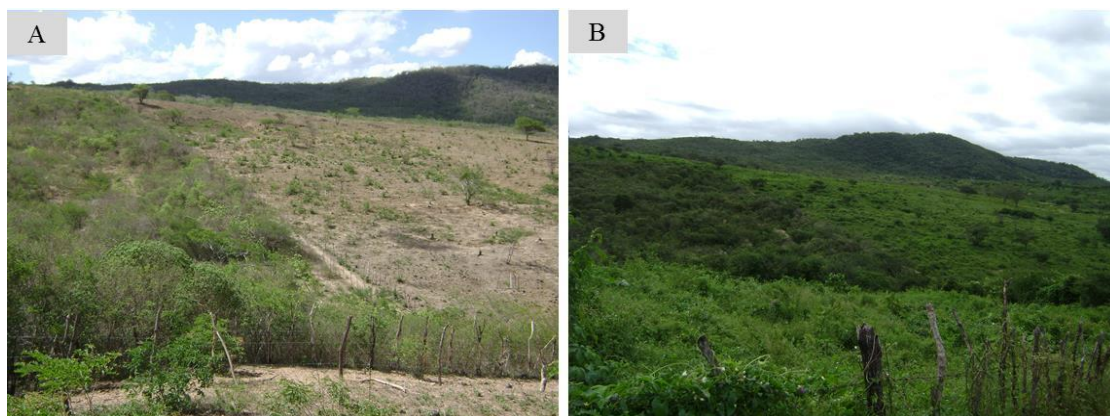


Figura 3. Fotografias da cobertura vegetal do solo da encosta na bacia do Jatobá: A) Período seco com cobertura de pastagem, pequenos arbustos e mata nativa; B) Período chuvoso com cobertura de pastagem, pequenos arbustos e mata nativa.

Umidade do solo

Para a leitura da umidade foi utilizada a sonda capacitiva Diviner – 2000®, Sentek Pty Ltd (2000), durante o período de junho de 2010 a outubro de 2014, totalizando 55 leituras em seis tubos de acesso instalados na margem esquerda (P2, P3, P4, P5 e P6) e um tubo na margem direita (P1) da linha de água principal da Bacia do Jatobá.

Os tubos foram instalados a uma profundidade de 0,2 m, devido às características de resistência do solo, sendo realizados dois perfis de leitura em todos os pontos: 0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m de profundidade.

Na Tabela 2 estão descritas as características físicas do solo para os seis pontos da encosta e a equação do ajuste da sonda capacitiva Diviner. As umidades foram correlacionadas com a Frequência Relativa (FR), utilizando o modelo exponencial. A calibração detalhada foi descrita por Melo et al. (2011), e todas as equações apresentaram R^2 maiores que 90%.

Tabela 2. Características físicas do solo nos 6 pontos estudados na encosta e equação de ajuste da sonda capacitiva

Ponto	Prof.*	Ds**	Areia	Argila	Silte	Equação de Ajuste
	(m)	kg m ⁻³	-----g kg ⁻³ -----			
P1	0,0 - 0,1	1,49	738,4	177,6	84,0	$\theta = 0,652 LD^{2,7407}$
	0,1 - 0,2	1,54				$\theta = 0,4243 LD^{3,2928}$
P2	0,0 - 0,1	1,48	686,8	217,6	95,6	$\theta = 0,4719 LD^{2,0027}$
	0,1 - 0,2	1,52				$\theta = 0,4595 LD^{3,6452}$
P3	0,0 - 0,1	1,43	774,6	177,6	47,8	$\theta = 0,3839 LD^{2,6122}$
	0,1 - 0,2	1,53				$\theta = 0,3603 LD^{2,4259}$
P4	0,0 - 0,1	1,30	725,8	197,6	76,6	$\theta = 1,1937 LD^{2,2797}$
	0,1 - 0,2	1,50				$\theta = 1,1994 LD^{3,4186}$
P5	0,0 - 0,1	1,51	814,6	177,6	7,8	$\theta = 0,4606 LD^{1,1604}$
	0,1 - 0,2	1,55				$\theta = 0,4114 LD^{0,9971}$
P6	0,0 - 0,1	1,46	853,8	137,6	8,6	$\theta = 0,4012 LD^{2,2361}$
	0,1 - 0,2	1,45				$\theta = 1,6942 LD^{3,6257}$

*Profundidade/ ** Densidade do solo/ LD = Leitura da Diviner

Parâmetros climáticos e estatísticos

Para determinação da evapotranspiração foram utilizados os registros de uma estação climatológica da Campbell Scientific, localizada na bacia de estudo, aplicando-se a equação de Penman-Monteith, ambos em escala diária os dados da precipitação foram obtidos através de três pluviômetros automáticos, modelo TB4-L Rain Gauge da Campbell Scientific, com resolução de 0,254 mm distribuídos ao longo da bacia.

Na Tabela 3 e apresentado o total mensal da precipitação e evapotranspiração dos meses para os anos de 2010, 2011, 2012, 2013 e 2014 referente até o mês de outubro.

Tabela 3. Precipitação e evapotranspiração total mensal dos cinco anos de estudo

		Meses											
		Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez
2010	Prec.	119	146	63	255	7	275	63	19	40	72	0	24
	Evap.	166	160	192	143	138	88	106	116	151	186	191	184
2011	Prec.	146	53	29	83	161	113	130	36	37	49	17	0
	Evap.	142	126	142	104	84	94	69	122	153	188	189	240
2012	Prec.	96	40	0	20	17	56	60	41	4	0	8	46
	Evap.	188	162	205	181	166	134	116	138	180	202	224	213
2013	Prec.	15	10	175	178	62	108	163	80	4	46	12	69
	Evap.	209	206	189	164	162	132	79	103	127	155	145	155
2014	Prec.	59	16	129	59	113	66	81	116	62	183		
	Evap.	163	131	144	124	90	92	101	100	129	128		

Prec.= Precipitação (mm); Evap.= Evapotranspiração (mm)

Para a análise de estabilidade temporal foi utilizada a técnica proposta por Vachaud et al. (1985), baseada no cálculo da diferença relativa a qual permite a análise dos desvios entre os valores observados individualmente no espaço e a média entre eles (Equação 1).

$$\delta_{ij} = \frac{(\theta_{ij} - \bar{\theta}_j)}{\bar{\theta}_j} \quad (1)$$

em que, θ_{ij} é o valor de umidade na posição i no momento j; $\bar{\theta}_j$ é a umidade média de todas as posições no espaço, no momento j e a média da variável no instante j, foi calculada pela Equação 2:

$$\bar{\theta}_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \theta_{ij} \quad (2)$$

Para cada posição i, foi calculada a média dos valores de diferença relativa (Equação 3), em que m é o número de observações analisados.

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta_{ij} \quad (3)$$

Enquanto que o desvio-padrão em torno dessa média, em cada posição, foi determinado pela Equação 4.

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m (\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2} \quad (4)$$

As diferenças relativas médias, expressas em termos percentuais, associadas ao respectivo desvio-padrão no tempo e ordenadas da menor para a maior, permitiram identificar a posição cujos valores se aproximam da média no espaço, em qualquer momento. Quanto menor o desvio padrão, maior a confiabilidade da medida para estimar a média geral. A validação do ponto de medição de umidade estável foi realizada através da análise da correlação entre a média da resposta do ponto estável e a média dos demais pontos monitorados (Souza et al., 2011; Fontes Jr. et al., 2012; Andrade et al., 2014).

Resultados e discussão

Dados climatológicos

A Figura 4 apresenta a distribuição da precipitação e da evapotranspiração potencial para os anos de 2010, 2011, 2012, 2013 a outubro de 2014. O total precipitado foi de 1.083, 854, 388, 921 e 884 mm, respectivamente, e uma evapotranspiração de um total anual médio para os cinco anos de 1.723 mm. Pode-se observar uma tendência de redução da precipitação entre 2010 e 2012. No ano de 2012 ocorreu uma das maiores estiagens já registradas nos últimos quarenta anos na região do nordeste brasileiro.

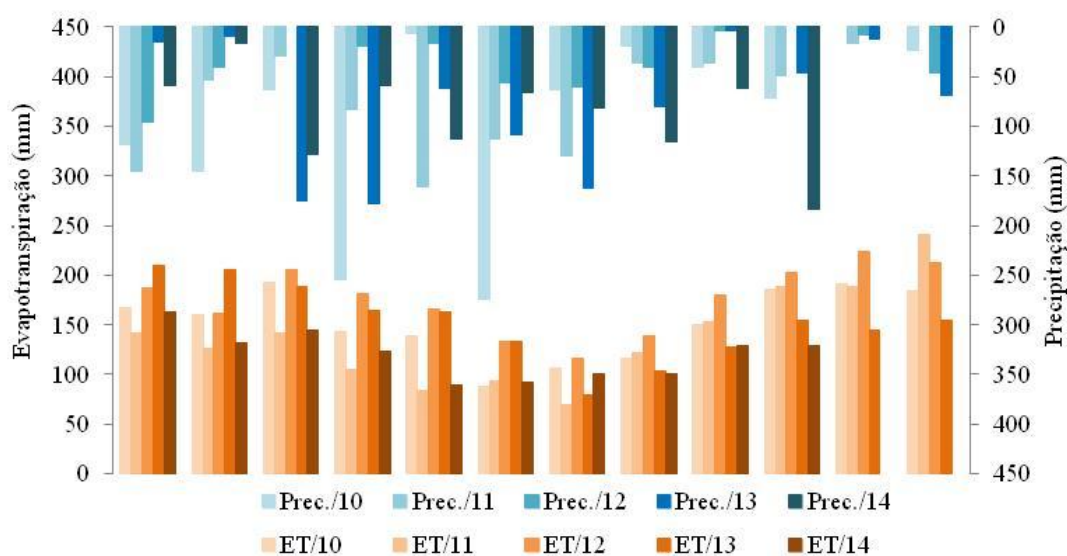


Figura 4. Precipitação (Prec.) e evapotranspiração potencial (ET) mensais dos anos de 2010, 2011, 2012, 2013 a outubro de 2014

Comportamento da umidade

A Figura 5 apresenta o comportamento da umidade para as duas profundidades avaliadas, nos seis pontos instalados na encosta, para os anos de 2010 a 2014.

Durante os períodos mais secos ocorridos em 2012, ano de estiagem prolongada, estimou-se uma evapotranspiração potencial superior a 2.110 mm, gerando elevado déficit hídrico. Este déficit, juntamente com a exposição do solo à incidência direta da radiação e à ação do vento, nas áreas de baixa densidade de vegetação, promoveu a redução da umidade no solo em níveis quase residuais. O mesmo cenário de estiagem permaneceu para o primeiro semestre de 2013, quando se registrou valores de umidade

residuais inferiores a $0,02 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, para a maioria dos pontos, e nas duas profundidades de leitura.

Observou-se sempre um rápido aumento da umidade nos perfis de $0,0 - 0,1 \text{ m}$ e $0,1 - 0,2 \text{ m}$ de profundidade, em resposta à ocorrência de chuvas significativas.

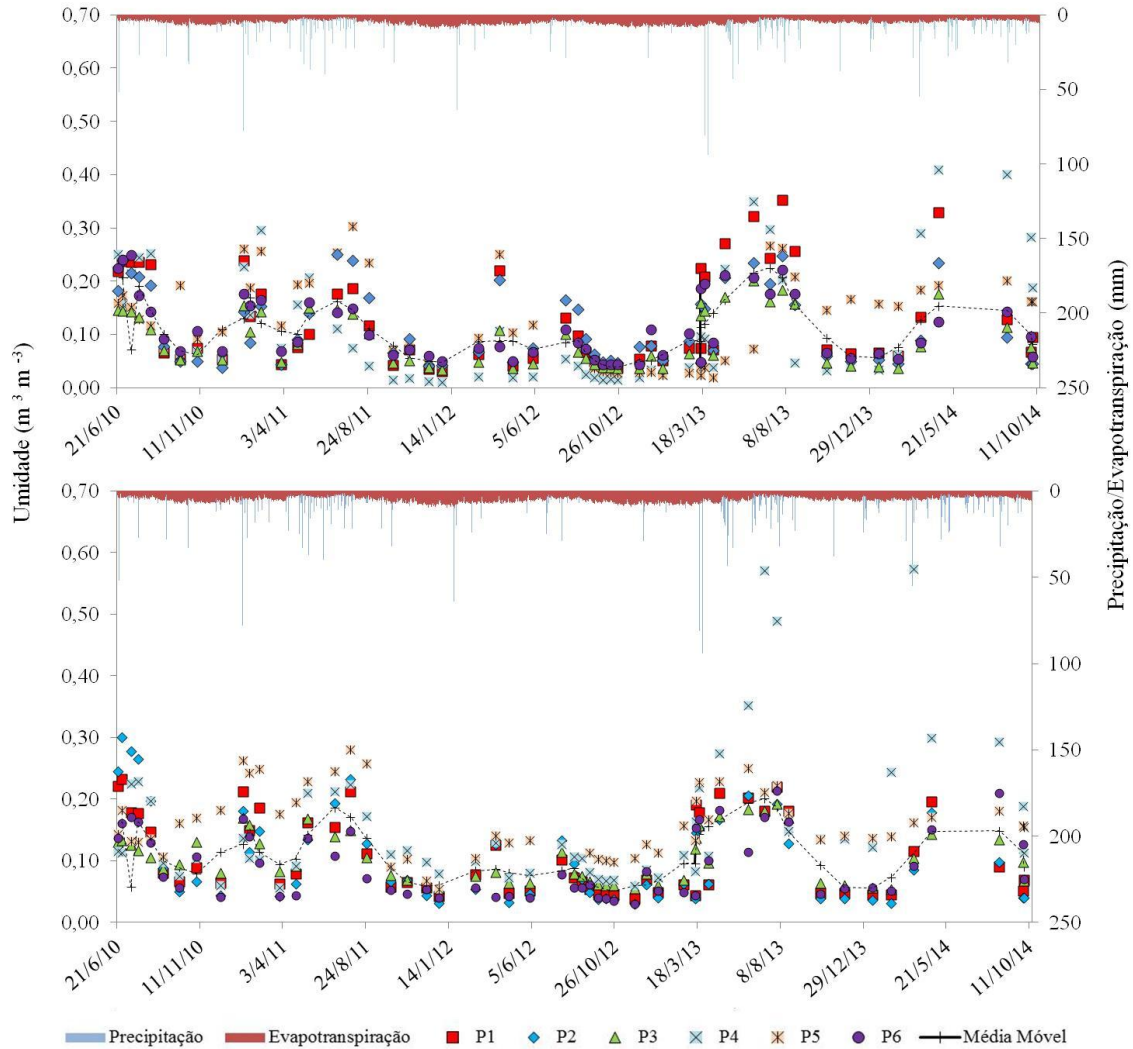


Figura 5. Umidade do solo das leituras realizadas de 23/06/2010 à 02/10/2014

A Figura 6 apresenta as diferenças relativas médias e os respectivos desvios-padrão da umidade do solo nos seis pontos da encosta, nas profundidades de $0 - 0,1 \text{ m}$ e $0,1 - 0,2 \text{ m}$.

Conforme Melo (2013), deve considerar-se como representativo o local que apresente diferença relativa média próxima de zero, com o menor desvio-padrão. Para o período seco nas camadas de $0,0 - 0,1 \text{ m}$ e $0,1 - 0,2 \text{ m}$ (Figura 6A e 6B), observou-se que o ponto P3 foi o que apresentou valor de diferença relativa aos outros pontos mais

próximos de zero, com menores desvios relativamente à média, ou seja, o ponto P3 da encosta apresentou-se como o mais estável.

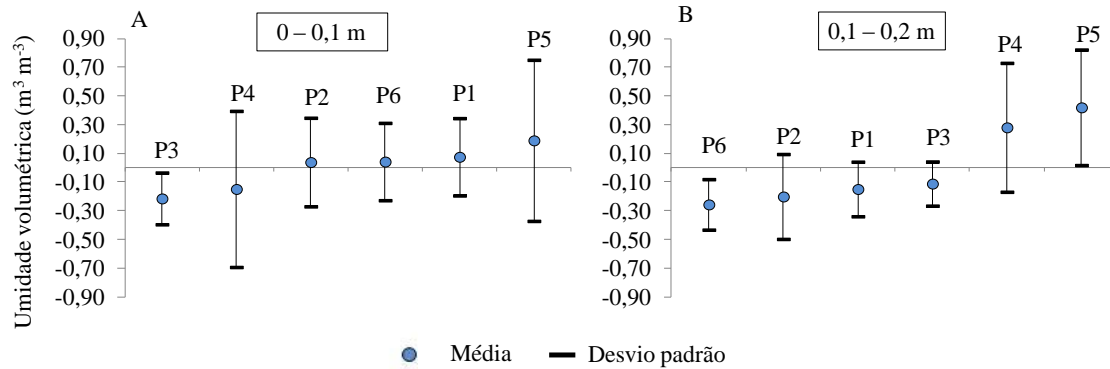


Figura 6. Diferença relativa média no tempo, para umidade do solo medida nas camadas de 0,0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m e seus respectivos desvios-padrão para o período de monitoramento

Através da análise de correlação pode avaliar-se a eficiência desse ponto relativamente aos outros pontos da encosta. Na Figura 7 apresentam-se as correlações dos seis pontos da encosta, sendo o mais estável o ponto P3 e menos estáveis os pontos (P5 e P4), com elevados desvios.

Melo (2013), monitorando dezoito pontos de umidade na mesma bacia de estudo para os anos de 2010 a 2012, identificou o ponto P3 como sendo o ponto com maior estabilidade na bacia.

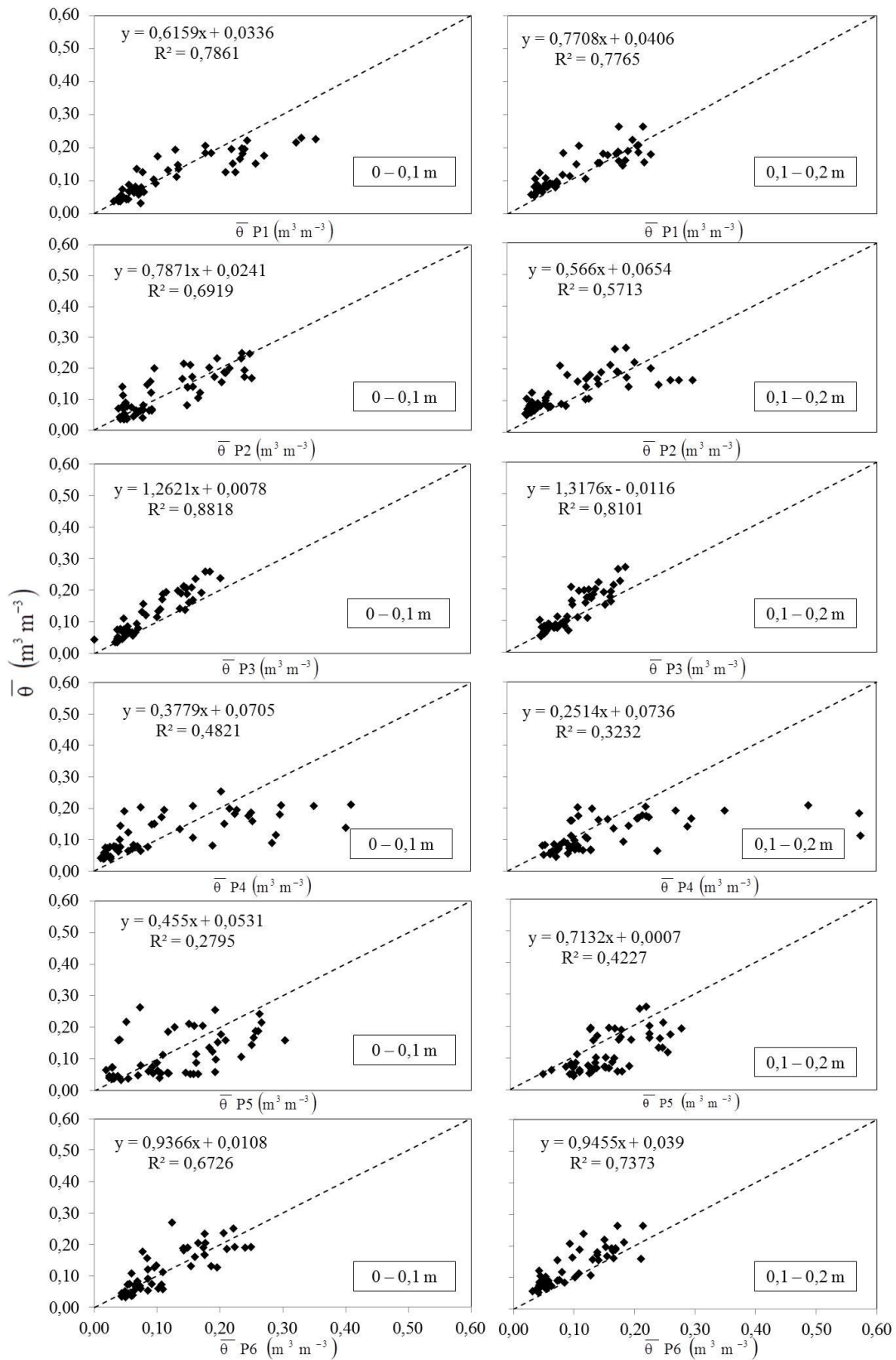


Figura 7. Correlação entre os dados de umidade do solo do ponto relativamente à média dos outros pontos, para as camadas de: 0,0 – 0,1 e 0,1 – 0,2 m

Os pontos com cobertura de pastagem P4 e P5 possuem os maiores desvios em relação a reta (Figura 7); esses pontos são os que apresentam os maiores teores de areia

O ponto P3 está localizado na área intermediária da encosta, no solo com a presença de pastagem, não sofrendo interferência direta da cobertura natural acima e nem do rio localizado abaixo.

Os valores do ponto P3 possuem uma pequena tendência de subestimar os valores da umidade média, podendo ser observado pelo grande número de pontos ligeiramente acima da reta de regressão.

Conclusões

1. O ponto a cerca de 65 m da linha de água principal com presença de pastagem (Ponto P3) apresentou os valores mais estáveis para todo o período, para as duas camadas de solo analisadas, com correlação entre os pontos de 88%, para a camada de 0,0 – 0,1 m, e de 81% para a camada 0,1 – 0,2 m;
2. A identificação do ponto mais estável, representativo da encosta, possibilitará reduzir os custos relacionados com o monitoramento da umidade do solo em campo, particularmente para estudos de modelação hidrológica de pequenas bacias hidrográficas;
3. O conhecimento do teor de água no solo em regiões do semiárido pode permitir uma manutenção da vegetação natural e o aumento da renda dos agricultores com orientações de época de plantio e utilização de culturas com menor consumo hídrico.

Referências

- BARONI, G.; ORTUANI, B.; FACCHI, A.; GANDOLFI, C. The role of vegetation and soil properties on the spatio-temporal variability of the surface soil moisture in a maize-cropped field. **Journal of Hydrology**, v.89, n.10, p.148-159, 2013.
- BROCCA, L., MELONE, F., MORAMARCO, T., MORBIDELLI, R. Soil moisture temporal stability over experimental areas in Central Italy. **Geoderma**, v.148, p.364–374, 2009.
- CAMPOS, M. C. C.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JR. S. S.; RIBEIRO FILHO, M. R.; COSTA, E. U. C. Segmentos de Vertente e Atributos do Solo de uma Topossequência na Região de Manicoré, AM. **Revista de Ciência Agronômica**, v.41, n.4, p.501-510, 2010.
- EL KATEB, H.; ZHANG, H.; ZHANG, P.; MOSANDL, R. Soil erosion and surface runoff on different vegetation covers and slope gradients: A field experiment in Southern Shaanxi Province, China. **Catena**, v.105, p.1-10, 2013.
- FONTES JR., R. V. P.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SANTOS, T. E. Estabilidade temporal da potenciometria e da salinidade em vale aluvial no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.1188-1197, 2012.
- GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Topossequências de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná: I - mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.30, n.2, p.293-306, 2006.
- HEATHMAN, G. C.; COSH, M. H.; HAN, E.; JACKSON, T. J.; MCKEE, L.; MCAFEE, S. Field scale spatiotemporal analysis of surface soil moisture for evaluating point-scale in situ networks. **Geoderma**, v.170, p.195–205, 2012.
- HEATHMAN, G. C., LAROSE, M., COSH, M. H., BINDLISH, R. Surface and profile soil moisture spatio-temporal analysis during an excessive rainfall period in the Southern Great Plains, USA. **Catena**, v.78, p.159–169, 2009.
- HUANG, J.; WU, P.; ZHAO, X. Effects of rainfall intensity, underlying surface and slope gradient on soil infiltration under simulated rainfall experiments. **Catena**, v.104, p.93-102, 2013.
- JIA, X.; SHAO, M.; WEI, X.; WANG, Y. Hillslope scale temporal stability of soil water storage in diverse soil layers. **Journal of Hydrology**, n.498, p.254-264, 2013.
- MELO, R. O. Estabilidade temporal e variabilidade da umidade do solo em uma bacia experimental no semiárido pernambucano. Tese apresentada a Universidade Federal Rural de Pernambuco ao programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, 2013.
- MELO, R. O.; MONTENEGRO, A. A. A.; ARAUJO, P. R. Aplicação de sonda capacitiva Diviner e de Nêutrons para monitoramento da umidade do solo na Bacia Experimental do Riacho Jatobá – PE. In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos

Hídricos, Maceió. Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Porto Alegre: ABRH, 2011.

MONTENEGRO, A. A. A.; ABRANTES, J. R. C. B. O.; DE LIMA, J. L. M. P.; SINGH, V.; SANTOS, T. E. M. Impact of mulching on soil and water dynamics under intermittent simulated rainfall. **Catena**, v.109, p.139-149, 2013a.

MONTENEGRO, A. A. A.; DE LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B.; SANTOS, T. E. M. Impact of mulching on soil and water conservation in semiarid catchment: Simulated rainfall in the Field and in the Laboratory, *Die Bodenkultur - Journal for Land Management, Food and Environment*, v.64, n.3-4, p.79-85, 2013b.

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**, v.10, n.1, p.30-37, 2006.

SENTEK PTY. (2000). Diviner 2000. Guia del usuário. Versión 1.0.

SINOGA, R. J. D.; MURILLO, M. M. A.; GALEOTE, G. R.; MARÍN, R. G. The effects of soil moisture variability on the vegetation pattern in Mediterranean abandoned fields (Southern Spain). **Catena**, v.85, n.1, p.1-11, 2011.

SOUZA, E. R.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G.; MATOS, J. A. Temporal stability of soil moisture in irrigated carrot crops in Northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v.99, p.26-32, 2011.

VACHAUD, G.; PASSERAT DE SILANS, A.; BALABANIS, P.; AUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, v.49, p.822-827, 1985.

VIEIRA, J. M.; ROMERO, R. E.; FERREIRA, O. T.; ASSIS JR, R. N. Contribuição de material amorfo na gênese de horizontes coesos em Argissolo dos Tabuleiros Costeiros do Ceará. **Revista de Ciência Agronômica**, v.43, n.4, p.623-632, 2012.

WANG, T.; WEDIN, D. A.; FRANZ, T. E.; HILLER, J. Effect of vegetation on the temporal stability of soil moisture in grass-stabilized semi-arid sand dunes. **Journal of Hydrology**, v.521, p.447-459, 2015.

ZHOU, J.; FU, B.; GAO, G.; LU, N.; WANG, S. Temporal stability of surface soil moisture of different vegetation types in the Loess Plateau of China. **Catena**, v.128, p.1-15, 2015

ZUCCO, G.; BROCCA, A.; MORAMARCO, T.; MORBIDELLI, R. Influence of land use on soil moisture spatial-temporal variability and monitoring. **Journal of Hydrology**, v.516, p.193-199, 2014.

**CAPÍTULO II - ESTABILIDADE TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO
NA BACIA EXPERIMENTAL DO JATOBÁ NA REGIÃO DO SEMIÁRIDO**

Resumo

Estabilidade temporal da umidade do solo na bacia experimental do Jatobá na região do semiárido. 2015. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco.

A estimativa da umidade no solo é de grande relevância na tomada de decisão de práticas agrícolas e na hidrologia. O objetivo do estudo foi avaliar a estabilidade temporal da umidade do solo nas camadas superficiais em duas condições de cobertura vegetal em uma bacia hidrográfica experimental, no semiárido brasileiro, buscando-se validar os pontos estáveis encontrados em períodos anteriores e ressaltar a importância da estabilidade temporal em uma bacia. Realizaram-se 45 campanhas de monitoramento de umidade do solo nas camadas de 0,0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m utilizando a sonda capacitiva/Diviner – 2000[®] no período de 07/10/2010 a 25/03/2014, com cobertura do solo com presença de vegetação arbustiva natural e pastagem degradada, com predominância de *Brachiaria Decumbis*. A estabilidade temporal foi avaliada por meio da diferença relativa média. O ponto localizado na altitude média da bacia em uma encosta com presença de pastagem e arbustos foi o mais estável para o período estudado, com coeficientes de determinação de 90% e 92% para ambas as camadas.

Palavras-chave: tipos de solo, cobertura do solo, caatinga.

Abstract

Temporal stability of soil moisture in the Jatoba experimental watershed in the Pernambuco State semiarid. 2015. Thesis (Doctorate Thesis in Agricultural Engineering) –Federal Rural University of Pernambuco State.

Soil water content estimate is very important on decision making of agricultural practices and hydrology. The aim of the study was to evaluate surface soil water content temporal stability under two cover crop conditions in an experimental watershed in the Brazilian semiarid region, aiming to validate the stable points found by previous studies, thus highlighting the importance of temporal stability in a watershed. It was performed 45 soil water content monitoring campaigns at the depths of 0.0 – 0.1 m and 0.1 – 0.2 m using a capacitive probe/Diviner – 2000® during the period of 10/07/2010 to 03/25/2014, with soil cover under native bushy vegetation and degraded pasture, predominantly *Brachiaria Decumbis*. Temporal stability was evaluated by mean of the relative difference technique. The point located in a hill at the average altitude of the watershed under pasture and bushes was the most stable for the experiment period at, with coefficient of determination of 90% and 92% for both layers.

Key-words: conservation of soil water, soil cover, caatinga.

Introdução

A região semiárida em sua maioria apresenta uma situação econômica de risco, com áreas de extrema pobreza, onde a extração da vegetação natural se torna a única fonte de renda para algumas famílias, somada ao desmatamento de encostas para o pasto e plantio de cultivos de sequeiro. Essa degradação da vegetação e do solo influencia diretamente em diversas variáveis hidrológicas, dentre elas a umidade.

A umidade do solo é uma variável chave para a compreensão de uma série de processos hidrológicos, tais como o armazenamento e particionamento de chuva em escoamento ou infiltração que, por sua vez, estão envolvidos em uma grande variedade de processos (Brocca et al., 2009; Heathman et al., 2009; Heathman et al., 2012).

O perfil de umidade interfere na geração do escoamento superficial. Quanto maior a umidade do solo em uma bacia hidrográfica, mais rápida a geração de escoamento e menor o tempo de concentração.

A umidade do solo apresenta uma variação importante nos domínios espacial e temporal, podendo dificultar o manejo agrícola da água (Guariz et al., 2009).

Menezes et al. (2013) verificaram que a umidade do solo não é recuperada quando ocorrem as primeiras chuvas subsequentes a um período de estiagem e que no período chuvoso a umidade do solo na condição de cobertura natural é superior à umidade na condição de solo descoberto.

O relevo interfere no comportamento da água no solo e conseqüentemente nas reações químicas e transporte de sólidos e de materiais em solução, bem como o tipo de cobertura do solo que influencia na dinâmica de água (Ghidin et al., 2006, Huang et al., 2013).

As diferentes configurações e posições do terreno dão indicações acerca da evolução da umidade do solo e interferem no tempo de exposição dos materiais de origem e na intensidade e direção dos fluxos de água no solo, que regulam os processos pedogenéticos (Campos et al., 2012). Assim, só a precipitação atmosférica não garante a recuperação biológica dos sistemas, sendo dependente de fatores climáticos como evapotranspiração e físicos como a inclinação, escoamento superficial, drenagem, tipos de solo e cobertura (Sinoga et al., 2011; Campos et al., 2010; Montenegro et al., 2013a e 2013b).

Durante o período chuvoso, o padrão de variabilidade espacial da armazenagem de água no solo foram semelhante nas camadas do solo porém com maior alcance na

camada 0,0-0,4 m, com armazenagens maiores nas áreas de maior inclinação e depressões do terreno (Salvador et al., 2012).

Zucco et al. (2014) avaliaram a influência do uso do solo na variabilidade espaço temporal da umidade do solo, e com base nos resultados obtidos, observaram que ocorre persistência temporal dos padrões espaciais de umidade, mesmo sob diferentes condições de uso do solo, onde a análise temporal da estabilidade permitiu identificar o local de pastagem em relação a floresta e áreas cultiváveis como a mais representativa do comportamento da umidade do solo.

Baroni et al. (2013) concluíram que, sob condições de secas, a distribuição espacial da umidade do solo é afetada principalmente pela variabilidade espacial da vegetação.

Zhou et al. (2015) encontraram uma estabilidade temporal maior em áreas de vegetação com presença de pequenos arbustos e que, o conteúdo de água no solo descoberto teve a maior variação temporal. Wang et al. (2015) destacaram que em períodos mais secos o solo com vegetação tende a diminuir seus níveis de umidade, devido à transpiração, aumentando a variabilidade espacial da mesma.

O objetivo deste estudo foi avaliar o comportamento da umidade do solo nas camadas superficiais do solo de uma bacia hidrográfica experimental, no semiárido de Pernambuco (Brasil), entre períodos dos anos de 2010 e 2014, buscando-se validar os pontos estáveis obtidos por estudos anteriores.

Material e métodos

Área de estudo

O estudo foi desenvolvido na Bacia Experimental do Jatobá com uma área de drenagem de 14 km². A bacia do Jatobá está inserida na bacia representativa do Mimoso com uma área de 149 km², localizada no município de Pesqueira no semiárido de Pernambuco, Brasil (Figura 1).



Figura 1. Localização da área de estudo da bacia experimental do Jatobá

A bacia do Jatobá apresenta três tipos de solos predominantes: Argissolo Amarelo, a montante da Bacia, e Neossolos Litólicos e Regolíticos, na porção a jusante.

A Figura 2 apresenta os 17 pontos de monitoramento da umidade na bacia experimental do Jatobá, bem como a representação dos solos presentes na bacia.

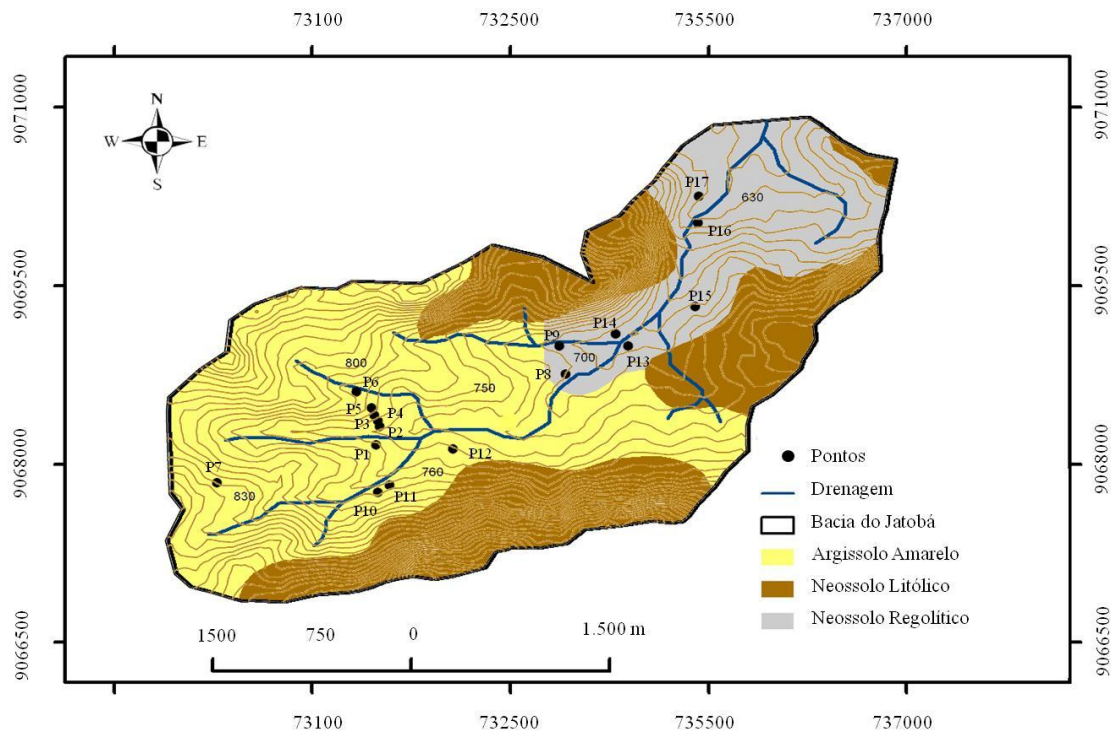


Figura 2. Mapa da rede de drenagem do Jatobá com representação da localização dos pontos de monitoramento, e unidades de solo na bacia do Jatobá. (Fonte: EMBRAPA – 2000)

Devido à acessibilidade em relação a topografia e cobertura vegetal da bacia, os pontos de monitoramento da unidade foram instalados em dois dos principais solos da bacia o Argissolo Amarelo e Neossolo Regolítico, segundo a classificação do solo pela (EMBRAPA, 2000).

O clima da região é semiárido muito quente, tipo Estepe, segundo Köeppen; a precipitação média anual é de cerca de 600 mm, com temperatura média de 23 °C e evapotranspiração potencial em torno de 2.000 mm por ano. A vegetação predominante é a caatinga hipoxerófila (Montenegro & Montenegro, 2006), um bioma exclusivamente brasileiro.

O monitoramento da dinâmica da umidade do solo foi avaliado experimentalmente em intervalos de 15 dias, aproximadamente, durante o período de 07/10/2010 a 25/03/2014.

Vegetação e Solo

A cobertura encontrada nos pontos P1 a P17 (Figura 2) é de pastagem, com capim *Brachiária* (*Brachiaria decumbens*), bastante degradada, com presença de pequenos arbustos nativos da região, comuns nos pastos da região nordeste e de vegetação nativa (Caatinga) pouco densa, devido à ação antrópica.

A vegetação apresentou forte sazonalidade ao longo do tempo, de monitoramento característica do bioma Caatinga (Figura 3B e 3D). No período seco a área de vegetação nativa apresenta perda da folhagem (folha caduca), e a área de pastagem apresenta zonas de solo exposto em função da baixa densidade de cobertura (pastagem), por estar em processo de degradação, pela ausência de um manejo adequado. Porém, a condição de cobertura muda consideravelmente na estação chuvosa, sendo essa uma característica da região semiárida (Figura 3A e 3C).



Figura 3. Imagens da cobertura vegetal do solo na bacia do Jatobá: A) Período seco com cobertura de pastagem (*Brachiaria*); B) Período seco com cobertura de caatinga; C) Período chuvoso com cobertura de pastagem (*Brachiaria*); D) Período chuvoso com cobertura de caatinga

Umidade do solo

Para a leitura da umidade foi utilizada uma sonda capacitiva Diviner – 2000[®], Sentek Pty Ltd (2000), durante o período de outubro de 2010 a março de 2014,

totalizando 45 leituras em cada um dos dezessete tubos de acesso instalados ao longo da bacia.

Foram monitorados os perfis de 0,0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m de profundidade, comum a todos os pontos da bacia. Na Tabela 1 estão descritas as características físicas do solo para os dezessete pontos da bacia, determinados segundo o método da EMBRAPA (1997). A textura do solo nos pontos de monitoramento apresentou valores de areia que variaram de 855,6 a 592,6 g Kg⁻¹, e argila de 217,6 a 116,0 g Kg⁻¹.

Tabela 1. Características físicas do solo nos 17 pontos estudados na bacia

Ponto	Prof.* (m)	Ds** kg dm ⁻³	Areia	Argila	Silte	Ponto	Prof.* (m)	Ds** kg dm ⁻³	Areia	Argila	Silte																																																																																																																														
			g kg ⁻¹						g kg ⁻¹																																																																																																																																
P1	0,0-0,1	1,50	738,4	177,6	84,0	P10	0,0-0,1	1,60	681,8	217,6	100,6																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,55					0,1-0,2	1,63				P2	0,0-0,1	1,47	686,8	217,6	95,6	P11	0,0-0,1	1,49	710,0	157,6	132,4	0,1-0,2	1,51	0,1-0,2	1,51	P3	0,0-0,1	1,44	774,6	177,6	47,8	P12	0,0-0,1	1,66	740,2	197,6	62,2	0,1-0,2	1,51	0,1-0,2	1,65	P4	0,0-0,1	1,34	725,8	197,6	76,6	P13	0,0-0,1	1,62	592,6	317,6	89,8	0,1-0,2	1,51	0,1-0,2	1,60	P5	0,0-0,1	1,53	814,6	177,6	7,8	P14	0,0-0,1	1,35	724,0	116,0	160,0	0,1-0,2	1,57	0,1-0,2	1,32	P6	0,0-0,1	1,45	853,8	137,6	8,6	P15	0,0-0,1	1,47	713,0	132,0	155,0	0,1-0,2	1,43	0,1-0,2	1,48	P7	0,0-0,1	1,47	855,6	137,6	6,8	P16	0,0-0,1	1,55	841,0	137,6	21,4	0,1-0,2	1,52	0,1-0,2	1,56	P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2	0,1-0,2	1,40	0,1-0,2	1,60	P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65
P2	0,0-0,1	1,47	686,8	217,6	95,6	P11	0,0-0,1	1,49	710,0	157,6	132,4																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,51					0,1-0,2	1,51				P3	0,0-0,1	1,44	774,6	177,6	47,8	P12	0,0-0,1	1,66	740,2	197,6	62,2	0,1-0,2	1,51	0,1-0,2	1,65	P4	0,0-0,1	1,34	725,8	197,6	76,6	P13	0,0-0,1	1,62	592,6	317,6	89,8	0,1-0,2	1,51	0,1-0,2	1,60	P5	0,0-0,1	1,53	814,6	177,6	7,8	P14	0,0-0,1	1,35	724,0	116,0	160,0	0,1-0,2	1,57	0,1-0,2	1,32	P6	0,0-0,1	1,45	853,8	137,6	8,6	P15	0,0-0,1	1,47	713,0	132,0	155,0	0,1-0,2	1,43	0,1-0,2	1,48	P7	0,0-0,1	1,47	855,6	137,6	6,8	P16	0,0-0,1	1,55	841,0	137,6	21,4	0,1-0,2	1,52	0,1-0,2	1,56	P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2	0,1-0,2	1,40	0,1-0,2	1,60	P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65																
P3	0,0-0,1	1,44	774,6	177,6	47,8	P12	0,0-0,1	1,66	740,2	197,6	62,2																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,51					0,1-0,2	1,65				P4	0,0-0,1	1,34	725,8	197,6	76,6	P13	0,0-0,1	1,62	592,6	317,6	89,8	0,1-0,2	1,51	0,1-0,2	1,60	P5	0,0-0,1	1,53	814,6	177,6	7,8	P14	0,0-0,1	1,35	724,0	116,0	160,0	0,1-0,2	1,57	0,1-0,2	1,32	P6	0,0-0,1	1,45	853,8	137,6	8,6	P15	0,0-0,1	1,47	713,0	132,0	155,0	0,1-0,2	1,43	0,1-0,2	1,48	P7	0,0-0,1	1,47	855,6	137,6	6,8	P16	0,0-0,1	1,55	841,0	137,6	21,4	0,1-0,2	1,52	0,1-0,2	1,56	P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2	0,1-0,2	1,40	0,1-0,2	1,60	P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65																																
P4	0,0-0,1	1,34	725,8	197,6	76,6	P13	0,0-0,1	1,62	592,6	317,6	89,8																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,51					0,1-0,2	1,60				P5	0,0-0,1	1,53	814,6	177,6	7,8	P14	0,0-0,1	1,35	724,0	116,0	160,0	0,1-0,2	1,57	0,1-0,2	1,32	P6	0,0-0,1	1,45	853,8	137,6	8,6	P15	0,0-0,1	1,47	713,0	132,0	155,0	0,1-0,2	1,43	0,1-0,2	1,48	P7	0,0-0,1	1,47	855,6	137,6	6,8	P16	0,0-0,1	1,55	841,0	137,6	21,4	0,1-0,2	1,52	0,1-0,2	1,56	P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2	0,1-0,2	1,40	0,1-0,2	1,60	P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65																																																
P5	0,0-0,1	1,53	814,6	177,6	7,8	P14	0,0-0,1	1,35	724,0	116,0	160,0																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,57					0,1-0,2	1,32				P6	0,0-0,1	1,45	853,8	137,6	8,6	P15	0,0-0,1	1,47	713,0	132,0	155,0	0,1-0,2	1,43	0,1-0,2	1,48	P7	0,0-0,1	1,47	855,6	137,6	6,8	P16	0,0-0,1	1,55	841,0	137,6	21,4	0,1-0,2	1,52	0,1-0,2	1,56	P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2	0,1-0,2	1,40	0,1-0,2	1,60	P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65																																																																
P6	0,0-0,1	1,45	853,8	137,6	8,6	P15	0,0-0,1	1,47	713,0	132,0	155,0																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,43					0,1-0,2	1,48				P7	0,0-0,1	1,47	855,6	137,6	6,8	P16	0,0-0,1	1,55	841,0	137,6	21,4	0,1-0,2	1,52	0,1-0,2	1,56	P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2	0,1-0,2	1,40	0,1-0,2	1,60	P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65																																																																																
P7	0,0-0,1	1,47	855,6	137,6	6,8	P16	0,0-0,1	1,55	841,0	137,6	21,4																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,52					0,1-0,2	1,56				P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2	0,1-0,2	1,40	0,1-0,2	1,60	P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65																																																																																																
P8	0,0-0,1	1,35	843,4	137,6	19,0	P17	0,0-0,1	1,55	772,2	137,6	90,2																																																																																																																														
	0,1-0,2	1,40					0,1-0,2	1,60				P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160							0,1-0,2	1,65																																																																																																																
P9	0,0-0,1	1,57	724,0	116,0	160																																																																																																																																				
	0,1-0,2	1,65																																																																																																																																							

*Profundidade/**Densidade

Parâmetros climáticos e da estabilidade temporal

Os dados da precipitação foram obtidos através de três pluviômetros automáticos, modelo TB4-L Rain Gauge da Campbell Scientific, com resolução de 0,254 mm distribuídos ao longo da bacia. As informações climatológicas registradas em uma

estação climatológica da Campbell Scientific, aplicando-se a equação de Penman-Monteith para a obtenção da evapotranspiração potencial em escala diária.

Para análise de estabilidade temporal da umidade na escala diária foi utilizada a técnica proposta por Vachaud et al. (1985) e Souza et al. (2011), baseada no cálculo da diferença relativa, a qual permite a análise dos desvios entre os valores observados individualmente no espaço e a média entre eles (Equação 1).

$$\delta_{ij} = \frac{(\theta_{ij} - \bar{\theta}_j)}{\bar{\theta}_j} \quad (1)$$

em que δ_{ij} é a diferença relativa na posição i no tempo j ; θ_{ij} é o valor do conteúdo de água no solo na posição i e no tempo j ; e $\bar{\theta}_j$ é a média do conteúdo de água no solo, em todas as posições, no tempo j .

Para cada posição i , foi calculada a média dos valores de diferença relativa (Equação 2), em que m é o número de observações analisadas.

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \delta_{ij} \quad (2)$$

enquanto que o desvio-padrão em torno dessa média, em cada posição i , foi determinada pela Equação 3.

$$\sigma_i = \sqrt{\frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m (\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2} \quad (3)$$

As diferenças relativas médias, expressas em termos percentuais, associadas ao respectivo desvio-padrão no tempo e ordenadas da menor para a maior, permitiram identificar a posição cujos valores se aproximam da média no espaço com valores próximos de zero, em qualquer momento. Quanto menor o desvio padrão, maior a confiabilidade da medida para estimar a média geral. A validação do ponto de medição de umidade estável foi realizada através da análise da correlação entre a média da resposta do ponto estável e a média dos demais pontos de monitorados, como aplicado por Souza et al. (2011) e Fontes Jr et al. (2012).

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado utilizou-se a metodologia conhecida como Beerkan simplificado, desenvolvido por Bagarello et al., (2012) e realizada através de ensaios simplificados de infiltração (Equação 4).

$$K_{fs} = \frac{b_1}{0,467 \left(\frac{2,92}{r \alpha^*} + 1 \right)} \quad (4)$$

em que b_1 é o coeficiente angular da reta da equação linearizada da função de infiltração acumulada com o tempo e r o raio de anel, de 75 mm. O valor de α^* foi adotado igual a 0,012, conforme sugerido por Reynolds et al. (2002), para utilização de prática de permeâmetros e infiltrômetros em solos que variam de areias grossas a argilas compactadas.

Os ensaios de infiltração foram realizados próximo aos dezessete tubos de monitoramento de umidade, com três repetições em cada ponto.

Resultados e discussão

Dados climatológicos

A Figura 4 apresenta a distribuição da precipitação e da evapotranspiração potencial para os anos de 2010, 2011, 2012, 2013, até outubro de 2014. O total precipitado para os anos de 2010, 2011, 2012, 2013 e 2014 foi de 1.083, 854, 388, 921 e 884 mm, respectivamente e uma evapotranspiração de um total anual de 1.822, 1.654, 2.109, 1.826 e 1.202 mm. Pode-se observar uma redução da precipitação entre os anos de 2010 e 2012 de mais de 35%, e uma redução de 55% em relação a média da região.

No ano de 2012 ocorreu uma das maiores estiagens já registradas nos últimos quarenta anos na região do nordeste brasileiro.

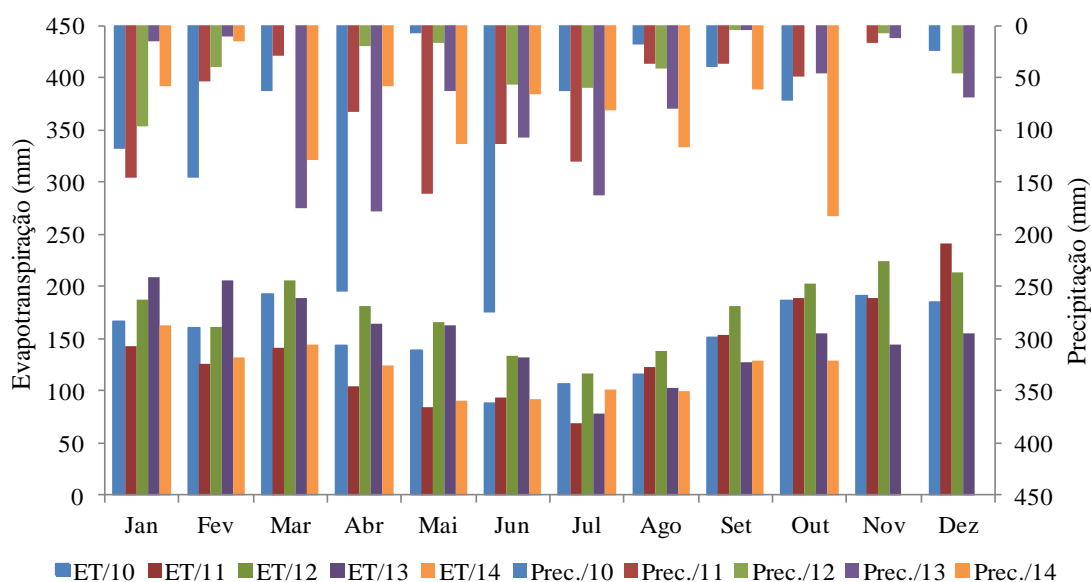


Figura 4. Precipitação (Prec.) e evapotranspiração potencial (ET) totais mensais dos anos de 2010, 2011, 2012, 2013, até outubro de 2014

A Tabela 2 apresenta os valores da condutividade hidráulica do solo saturado obtidos pelo método de Beerkan simplificado (Bagarello et al., 2013) para os 17 pontos de umidade estudados na bacia, bem como o tipo de cobertura do solo e localização.

Os valores da condutividade hidráulica do solo saturado para os dois tipos de cobertura do solo avaliados possuem uma pequena variação ao longo de toda bacia, com valores para cobertura de pastagem de 79,2 a 50,4 mm h⁻¹, e caatinga de 72,0 a 54,0 mm h⁻¹. Diante dessas pequenas variações nas condutividades, verifica-se a importância de se encontrar um ponto representativo de umidade ao longo da bacia.

Tabela 2. Condutividade hidráulica do solo saturado e cobertura do solo para os pontos estudados na área experimental

Ponto	Kfs* (mm h ⁻¹)	Cobertura do solo	Ponto	Kfs* (mm h ⁻¹)	Cobertura do solo
P1	72,0	Pastagem/Encosta	P10	54,0	Pastagem/Encosta
P2	64,8	Pastagem/Encosta	P11	72,0	Caatinga/Pastagem
P3	61,2	Pastagem/Encosta	P12	64,8	Pastagem
P4	50,4	Pastagem/Encosta	P13	61,2	Caatinga
P5	64,8	Pastagem/Encosta	P14	79,2	Pastagem
P6	67,0	Caatinga/Topo	P15	64,8	Caatinga
P7	68,4	Pastagem/Topo	P16	72,0	Pastagem
P8	75,6	Pastagem	P17	54,0	Caatinga
P9	64,8	Caatinga			

*Kfs = condutividade hidráulica do solo saturado

Essa pequena variação com relação a infiltração pode ser explicada pela uniformidade textural e pela presença de animais de grande e médio porte presentes nas áreas com coberturas de pastagem e de caatinga, fazendo com que o solo fosse compactado, juntamente com o excesso de queimadas e o desmatamento nessas áreas.

Comportamento da Umidade

A Figura 5 apresenta as diferenças relativas médias e os respectivos desvios-padrão da umidade do solo para os 17 pontos, nas profundidades de 0,0 – 0,1 e 0,1 – 0,2 m. Conforme Melo (2013) e Souza et al. (2011), deve-se considerar como representativo o local que apresente diferença relativa média próxima de zero, com o menor desvio-padrão.

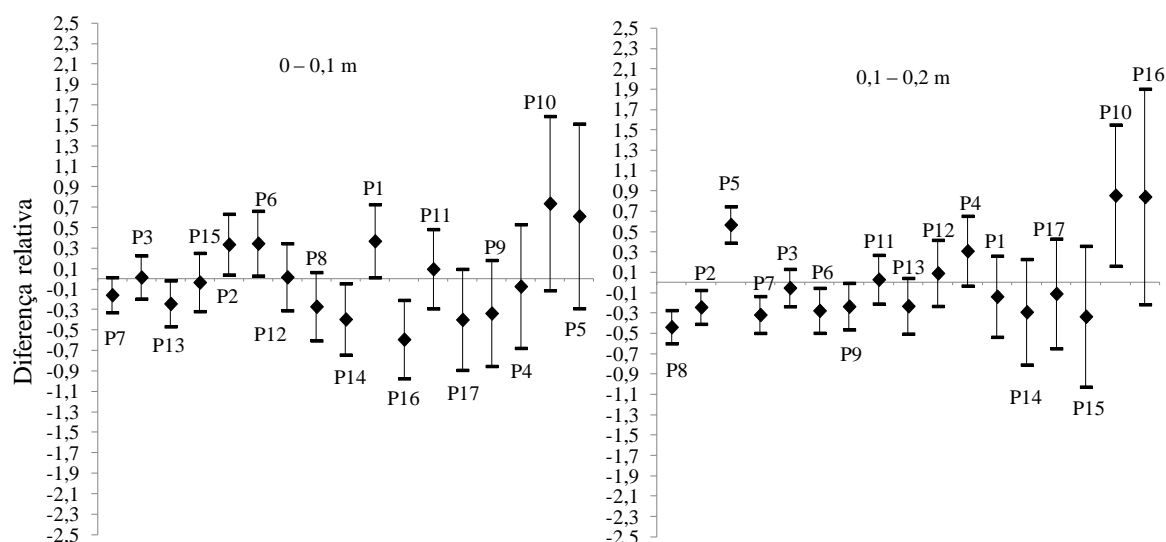


Figura 5. Diferença relativa média no tempo, para umidade do solo medida nas camadas de 0,0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m, e seus respectivos desvios-padrão para o período de monitoramento

Para o período estudado, nas camadas de 0,0 – 0,1 e 0,1 - 0,2 m (Figura 5) observa-se que o ponto P3 com cobertura de pastagem, localizado em uma encosta a 750 m de altitude em um Argissolo amarelo, foi o que apresentou valor de diferença relativa aos outros pontos mais próximos de zero, com menores desvios relativamente à média para as duas profundidades avaliadas. Ou seja, o referido ponto é o mais estável para os dois perfis estudados.

Observa-se que não ocorreu para o restante dos pontos de monitoramento uma coincidência das posições das médias nas profundidades, e nem do tipo de cobertura, com exceção do ponto P3.

O ponto estável encontrado para o período estudado valida os resultados encontrados por Melo (2013), avaliando dezoito pontos de umidade na mesma bacia de estudo em períodos chuvoso e seco, para os anos de 2010 à 2012. Foi identificado o ponto P3, com cobertura de pastagem, localizado na mesma encosta e no mesmo tipo de solo como sendo o ponto estável no perfil de 0,0 - 0,1m.

Através da análise de correlação pode-se avaliar a representatividade desse ponto relativamente à média dos outros pontos da bacia. Na Tabela 3 é apresentada a correlação entre os dados de umidade do solo do ponto estável relativamente à média dos outros pontos, para ambas as camadas. O perfil de 0,0 – 0,1 m apresentou o ponto P3 com cobertura de pastagem com maior correlação $R^2 = 0,90$, e para o perfil de 0,1 – 0,2 m, com $R^2 = 0,92$.

Tabela 3. Correlação entre os dados de umidade do solo do ponto relativamente à média dos outros pontos, para ambas as camadas: 0,0 – 0,1 e 0,1 – 0,2 m

Ponto	*Prof.(m)	R ²	Equação	Ponto	*Prof.(m)	R ²	Equação
P1	0,0-0,1	0,812	$y = 0,4932x + 0,022$	P10	0,0-0,1	0,235	$y = 0,7136x + 0,001$
	0,1-0,2	0,775	$y = 0,9214x + 0,0229$		0,1-0,2	0,294	$y = 0,3958x + 0,0344$
P2	0,0-0,1	0,864	$y = 0,6712x + 0,0078$	P11	0,0-0,1	0,703	$y = 0,5825x + 0,0276$
	0,1-0,2	0,752	$y = 0,9754x + 0,0303$		0,1-0,2	0,456	$y = 0,7376x + 0,0344$
P3	0,0-0,1	0,909	$y = 0,896x + 0,0066$	P12	0,0-0,1	0,807	$y = 0,5268x + 0,0321$
	0,1-0,2	0,921	$y = 0,5864x + 0,0388$		0,1-0,2	0,752	$y = 1,2896x + 0,0066$
P4	0,0-0,1	0,512	$y = 0,3674x + 0,0486$	P13	0,0-0,1	0,681	$y = 0,9761x + 0,023$
	0,1-0,2	0,530	$y = 0,3631x + 0,056$		0,1-0,2	0,620	$y = 1,2671x + 0,0114$
P5	0,0-0,1	0,372	$y = 0,3406x + 0,0359$	P14	0,0-0,1	0,587	$y = 0,7799x + 0,0406$
	0,1-0,2	0,433	$y = 0,7208x + 0,0045$		0,1-0,2	0,718	$y = 0,856x + 0,0446$
P6	0,0-0,1	0,739	$y = 0,7667x + 0,0014$	P15	0,0-0,1	0,736	$y = 0,8215x + 0,0144$
	0,1-0,2	0,767	$y = 1,1378x + 0,0219$		0,1-0,2	0,687	$y = 1,42x + 0,013$
P7	0,0-0,1	0,877	$y = 0,9358x + 0,0156$	P16	0,0-0,1	0,294	$y = 0,6884x + 0,0597$
	0,1-0,2	0,729	$y = 1,0369x + 0,0333$		0,1-0,2	0,176	$y = 0,1713x + 0,0759$
P8	0,0-0,1	0,725	$y = 0,7934x + 0,0314$	P17	0,0-0,1	0,152	$y = 0,5464x + 0,0599$
	0,1-0,2	0,813	$y = 0,6062x + 0,0667$		0,1-0,2	0,623	$y = 0,2282x + 0,0831$
P9	0,0-0,1	0,521	$y = 0,4225x + 0,054$				
	0,1-0,2	0,847	$y = 0,9146x + 0,0318$				

*Prof. = Profundidade de monitoramento das umidades

O ponto P3 encontra-se em um Argissolo amarelo, em pastagem degradada e presença de pequenos arbustos nativos, localizado à uma altitude da bacia de 750 m, próximo à altitude média da bacia, de 730 m.

A Figura 6 apresenta o comportamento da umidade para o ponto P3 de 0,0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m de profundidade, comparadas com a média móvel das 45 leituras realizadas nos 17 pontos de umidade restantes, para os anos de 2010 à 2014.

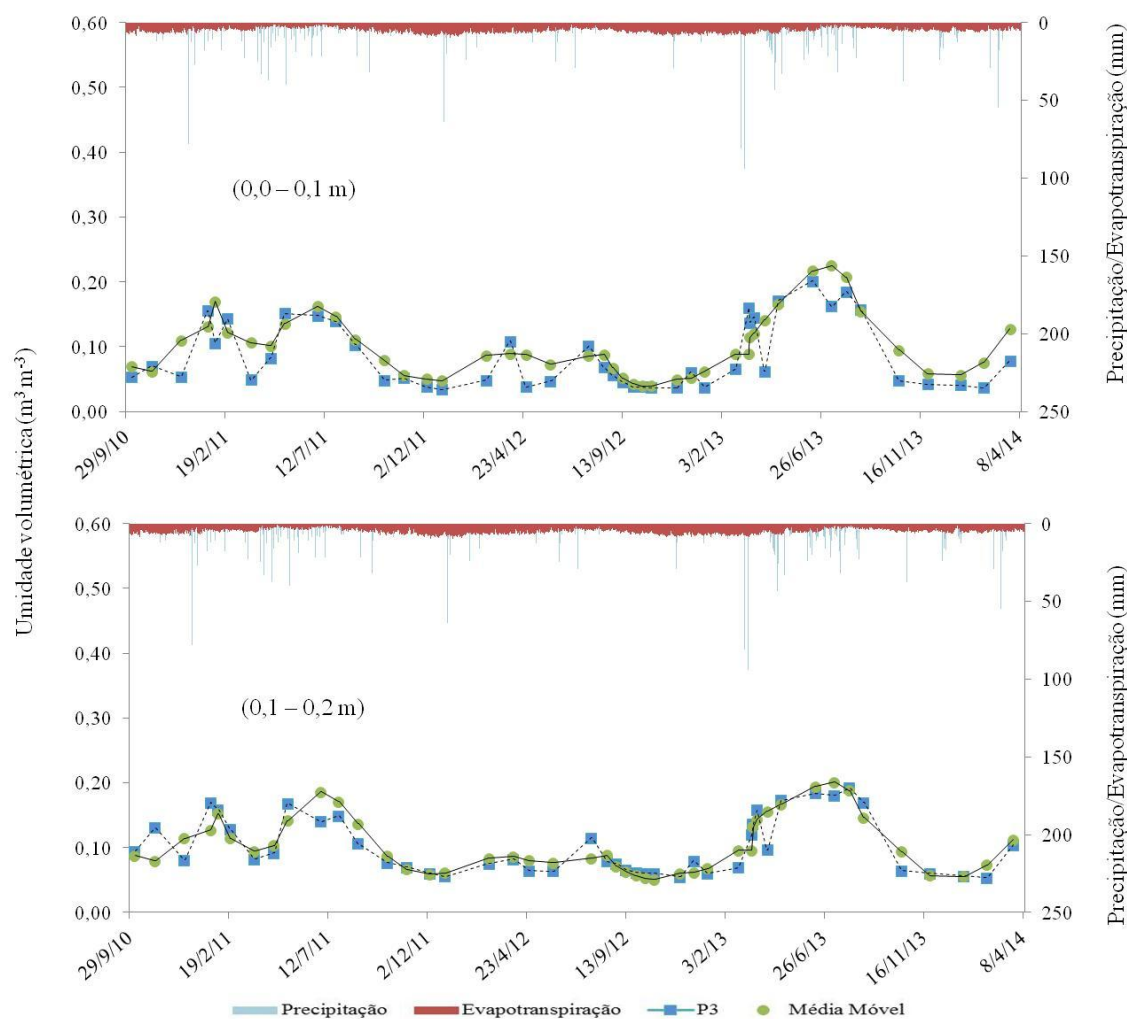


Figura 6. Comportamento da umidade do ponto P3 para os perfis de 0 – 0,1 m e 0,1 – 0,2 m com relação a média móvel das quarenta e cinco leituras, dos dezessete pontos de umidade do solo, realizadas de 07/10/2010 à 25/03/2014

A umidade média calculada pelas diferenças relativas durante o período experimental foi representativa em comparação com o ponto P3, para os dois perfis estudados.

Mesmo com alguns pontos não correspondendo exatamente à média do valor, as diferenças foram baixas. A técnica proposta por Vachaud et al. (1985) produziu resultados satisfatórios, identificando um ponto na bacia que melhor representa a umidade média, permitindo com isso a redução de o número de leituras necessário para analisar o comportamento da umidade do solo.

Conclusões

1. O ponto localizado a 750 m de altitude em um Argissolo Amarelo com cobertura do solo de pastagem degradada (Ponto P3) apresentou os valores mais estáveis para todo o período estudado, e para os dois perfis de solo analisados, validando estudos anteriores;
2. O ponto estável representa adequadamente os valores médios dos demais pontos, apresentando coeficiente de determinação de 90%, para o perfil 0,0 - 0,1 m, e de 92%, para o perfil de 0,1 – 0,2 m;
3. A identificação do ponto mais estável, representativo da bacia do Jatobá, possibilitará reduzir os custos relacionados com o monitoramento da umidade do solo, em campo.

Referências

- BAGARELLO, V.; DI PRIMA, S.; IOVINO, M.; PROVENZANO, G. Estimating field-saturated soil hydraulic conductivity by a simplified Beerkan infiltration experiment. **Hydrological Processes**, doi:10.1002/hyp.9649, 2012.
- BAGARELLO, V.; CASTELLINIB, M.; DI PRIMA, S.; GIORDANO, G.; IOVINO, M. Testing a simplified approach to determine field saturated soil hydraulic conductivity. **Procedia Environmental Sciences**, v.19, p.599-608, 2013.
- BARONI, G.; ORTUANI, B.; FACCHI, A.; GANDOLFI, C. The role of vegetation and soil properties on the spatio-temporal variability of the surface soil moisture in a maize-cropped field. **Journal of Hydrology**, v.489, n.10, p.148-159, 2013.
- BROCCA, L., MELONE, F., MORAMARCO, T., MORBIDELLI, R. Soil moisture temporal stability over experimental areas in Central Italy. **Geoderma**, v.148, p.364-374, 2009.
- CAMPOS, M. C. C.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JR, S. S.; RIBEIRO FILHO, M. R.; ALMEIDA, M. C. Relações Solo-Superfície Geomórfica em uma Topossequência Várzea-Terra Firme na Região de Humaitá (AM). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.36, p.325-336, 2012.
- CAMPOS, M. C. C.; RIBEIRO, M. R.; SOUZA JR, S. S.; RIBEIRO FILHO, M. R.; COSTA, E. U. C. Segmentos de Vertente e Atributos do Solo de uma Topossequência na Região de Manicoré, AM. **Revista Ciência Agronômica**, v.41, n.4, p.501-510, 2010.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA — EMBRAPA. Manual de métodos de análises de solo. 2.edição. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 212p, 1997.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. Levantamento de Reconhecimento de Baixa e Média Intensidade dos Solos do Estado de Pernambuco. Escala: 1:100.000, 2000.
- FONTES JR., R. V. P.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G. L.; SANTOS, T. E. Estabilidade temporal da potenciometria e da salinidade em vale aluvial no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.1188-1197, 2012.
- GHIDIN, A. A.; MELO, V. F.; LIMA, V. C.; LIMA, J. M. J. C. Topossequências de Latossolos originados de rochas basálticas no Paraná: I - mineralogia da fração argila. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.30, n.2, p.293-306, 2006.
- GUARIZ, H. R.; PICOLI, M. H. S.; CAMPANHARO, W. A.; CECILIO, R. A. Variação da Umidade e da Densidade do Solo sob Diferentes Coberturas Vegetais. **Revista Brasileira de Agroecologia**, v4, n.2., p.3293-3296, 2009.

HEATHMAN, G. C.; COSH, M. H.; HAN, E.; JACKSON, T. J.; MCKEE, L.; MCAFEE, S. Field scale spatiotemporal analysis of surface soil moisture for evaluating point-scale in situ networks. **Geoderma**, v.170, p.195-205, 2012.

HEATHMAN, G. C., LAROSE, M., COSH, M. H., BINDLISH, R. Surface and profile soil moisture spatio-temporal analysis during an excessive rainfall period in the Southern Great Plains, USA. **Catena**, v.78, p.159-169, 2009.

HUANG, J.; WU, P.; ZHAO, X. Effects of rainfall intensity, underlying surface and slope gradient on soil infiltration under simulated rainfall experiments. **Catena**, v.104, p.93-102, 2013.

MELO, R. O. Estabilidade temporal e variabilidade da umidade do solo em uma bacia experimental no semiárido pernambucano. Tese apresentada a Universidade Federal Rural de Pernambuco ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, 2013.

MENEZES, J. A. L.; SANTOS, T. E. M.; MONTENEGRO, A. A. A.; SILVA, J. R. L. Comportamento temporal da umidade do solo sob Caatinga e solo descoberto na Bacia Experimental do Jatobá, Pernambuco. **Water Resources and Irrigation Management**, v.2, n.1, p.45-51, 2013.

MONTENEGRO, A. A. A.; ABRANTES, J. R. C. B. O.; DE LIMA, J. L. M. P.; SINGH, V.; SANTOS, T. E. M. Impact of mulching on soil and water dynamics under intermittent simulated rainfall. **Catena**, v.109, p.139-149, 2013a.

MONTENEGRO, A. A. A.; DE LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B.; SANTOS, T. E. M. Impact of mulching on soil and water conservation in semiarid catchment: Simulated rainfall in the Field and in the Laboratory, *Die Bodenkultur - Journal for Land Management, Food and Environment*, v.64, n.3-4, p.79-85, 2013b.

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**, v.10, n.1, p.30-37, 2006.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. 3.4.1.1 Principles and parameter definitions. In *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, Dane JH, Topp GC (eds). SSSA Book Series, n.5. **Soil Science Society of America Journal**: Madison, Wisconsin, USA, p.797-801, 2002a.

SALVADOR, M. M. S.; LIBARDI, P. L.; BRITO, A. S.; MOREIRA, N. B. Estabilidade temporal e variabilidade espacial da distribuição da armazenagem de água no solo numa sucessão feijão/aveia-preta¹. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.36, n.5, 2012.

SENTEK PTY. (2000). Diviner 2000. Guia del usuario. Version 1.0.

SINOGA, R. J. D.; MURILLO, M. M. A.; GALEOTE, G. R.; MARÍN, R. G. The effects of soil moisture variability on the vegetation pattern in Mediterranean abandoned fields (Southern Spain). **Catena**, v.85, n.1, p.1-11, 2011.

SOUZA, E. R.; MONTENEGRO, A. A. A.; MONTENEGRO, S. M. G.; MATOS, J. A. Temporal stability of soil moisture in irrigated carrot crops in Northeast Brazil. **Agricultural Water Management**, v.99, p.26-32, 2011.

VACHAUD, G.; PASSERAT DE SILANS, A.; BALABANIS, P.; AUCLIN, M. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, v.49, p.822 – 827, 1985.

WANG, T.; WEDIN, D. A.; FRANZ, T. E.; HILLER, J. Effect of vegetation on the temporal stability of soil moisture in grass-stabilized semi-arid sand dunes. **Journal of Hydrology**, v.521, p.447-459, 2015.

ZHOU, J.; FU, B.; GAO, G.; LU, N.; WANG, S. Temporal stability of surface soil moisture of different vegetation types in the Loess Plateau of China. **Catena**, v.128, p.1-15, 2015

ZUCCO, G.; BROCCA, A.; MORAMARCO, T.; MOR BIDEELLI, R. Influence of land use on soil moisture spatial-temporal variability and monitoring. **Journal of Hydrology**, v.516, p.193-199, 2014.

**CAPÍTULO III - ESTIMATIVA DA PERMEABILIDADE DA SUPERFÍCIE
DO SOLO POR TERMOGRAFIA INFRAVERMELHA: EXPERIÊNCIA EM
LABORATÓRIO**

PREDICTION OF SKIN SURFACE SOIL PERMEABILITY BY INFRARED THERMOGRAPHY: A SOIL FLUME EXPERIMENT

João L.M.P. de Lima^a, João R.C.B. Abrantes^a, Valdemir P. Silva Jr.^b and Abelardo A.A. Montenegro^b

^aFaculty of Science and Technology, IMAR/MARE - Marine and Environmental Sciences Centre, Department of Civil Engineering, University of Coimbra, Coimbra, Portugal; ^bDepartment of Rural Technology, Rural Federal University of Pernambuco, Recife, Brazil

(Received 12 March 2014; accepted 2 July 2014)

This study presents a new technique to map soil surface permeability using infrared thermography, and to identify preferential flow. Laboratory tests were carried out using a soil flume where different scenarios were tested. Heated water was used to create a temperature gradient on the soil surface and high-resolution soil surface thermal imaging were obtained using a portable infrared camera. The technique was tested using soils with different permeability. The proposed technique successfully allows us to identify different soil surface permeability and to visualise preferential flows.

Keywords: thermography; soil permeability; preferential flow; laboratory experiments; soil flume

Introduction

Permeability is the measure of the soil's ability to allow water to flow through its pores or voids. It depends not only on the pores but also to how they are connected. Skin permeability is affected, amongst others factors, by land use, soil organisms, soil moisture and precipitation/irrigation.

Permeability is probably the most important soil property of interest to engineer's purposes. For example: (i) Many hydrological models require estimations of permeability to predict overland flow; (ii) Changes in permeability can provide an early warning of soil degradation, flood risk and erosion (DIS4ME, 2013); and (iii) Permeability is the key factor for the design of subsurface drainage systems.

It is not possible to measure soil hydraulic properties everywhere by traditional methods. In general, small-scale measurement techniques rely on precise and timeconsuming experimental procedures. Several experimental investigations have been carried out over the last years aiming to the development of measurement techniques for estimating soil hydraulic characteristics (e.g. Reynolds and Elrick, 1985; Vereecken et al., 2007).

In situ experimental measurements can be carried out in the field, based on smallscale infiltration tests under saturated or unsaturated soil conditions. Among these methods, the double-ring infiltrometer, the Beerkan method developed by Braud et al. (2005) and the Guelph Permeameter method, proposed by Reynolds and Elrick (1985) have been largely adopted (e.g. Xu et al., 2009; Silva et al., 2012). Large-scale experiments (e.g. pumping tests) cannot capture the spatial variability of permeability. Experimental permeability measurements can also be obtained in the laboratory using disturbed or undisturbed soil samples.

Permeability is highly variable over different spatial scales, strongly influencing hydrological processes. Hence, local-scale traditional permeability tests need to be grouped or scaled to bring out spatial coherence (Wang et al., 2001), in order to properly represent distributed patterns of variations and for distributed spatial analysis.

Infrared thermography has been successfully applied as a high-resolution imaging tool in hydrological studies: surface water temperature distributions and groundwater–surface water interaction (e.g. Danielescu et al., 2009; Mejías et al., 2012). Several recent studies have appeared, carried out using portable hand-held thermography cameras due to their easy handling and easy adjustment of measurement distance and scale (e.g. Cardenas et al., 2008; de Lima and Abrantes, 2014a).

The main goals of this study were: (i) Verify if infrared thermography can be used to map areas of lower and higher skin surface soil permeability; and (ii) Verify if infrared thermography can be used to identify preferential infiltration fluxes at the soil surface. This study follows several articles that also made use of soil flumes in a controlled laboratory environment (e.g. de Lima and Abrantes, 2014; Montenegro et al., 2013), some of which have already used infrared thermography (de Lima and Abrantes, 2014a; de Lima and Abrantes 2014b).

Materials and methods

Setup

A schematic representation of the experimental set-up used in the study presented here is shown in Figure 1. The experiments were carried out using a 3.00 m long, 0.30 m wide and 0.12 m deep free drainage soil flume set at a 10% slope. A feeder box was installed at the upslope end of the flume which allowed the application of a volume of hot water uniformly to the soil surface.

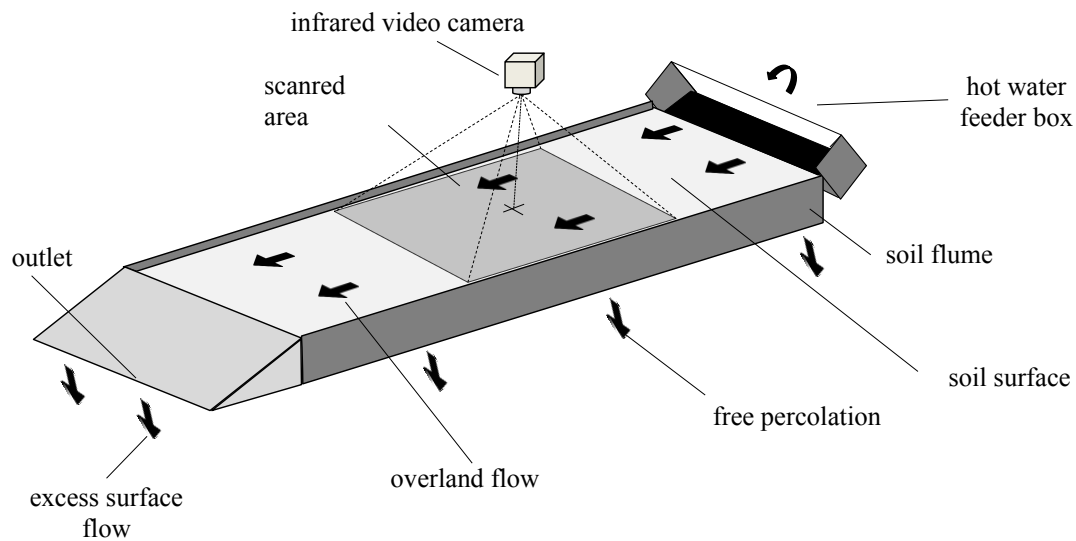


Figure 1. Sketch of the set-up used in the laboratory tests (not at scale).

The characteristics of the three substrates used in the experiments are presented in Table 1, including saturated hydraulic conductivity (soil permeability) and bulk density.

Table 1. Characteristics of the three substrates used in the laboratory experiments.

Material	Brief characterization	Saturated hydraulic conductivity (m/s) ^b	Bulk density (kg/m ³)	Origin
Soil_1	Loamy sand soil presenting 7% clay, 4% silt and 82% sand a	4.33×10^{-6}	~ 1750	Collected from the left bank of River Mondego (Coimbra, Portugal).
Soil_2	Sieved sand	4.23×10^{-4}	~ 1500	Collected from the bed of the River Mondego (Coimbra, Portugal).
Soil_3	Mixture of 50% material A and 50% material B	1.75×10^{-5}	~ 1650	Mixed in the laboratory

^a Dry sieving for particles larger than 0.25 mm and wet sieving for particles finer than 0.25 mm.

^b Data obtained by using a constant head permeameter (30 mm layer of water over a 90 mm soil layer).

Skin soil surface temperature distributions (e.g. thermal images) were recorded with a portable infrared camera PI160 (Optris GmbH) with an optical resolution of 160

$\times 120$ pixels, a thermal resolution of $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$, an accuracy of $\pm 2\%$ and a frame rate of 100 Hz. The camera was positioned over the soil surface with the focal length direction perpendicular to the soil surface. A section of the flume with $0.50 \times 0.30\text{ m}^2$ was defined approximately 0.50 m of the hot water feeder box. The section was surveyed by the infrared video camera.

Four different scenarios were tested: three scenarios with only two substrates (Soil_1 and Soil_2) and one scenario with the three substrates (Soil_1, Soil_2 and Soil_3). Figure 2 shows sketches of the soil surfaces of the flume for the different scenarios studied.

Experimental procedure

The air-dried substrates were manually placed along the flume and compacted in order to obtain the different geometric shapes visualised in Figure 2, with the bulk densities shown in Table 1. Thin (0.10 mm) flexible plastic film was used to create the different geometric shapes and to separate the different substrates used avoiding mixing. A sharp straight-edged blade was used to produce a plane top surface.

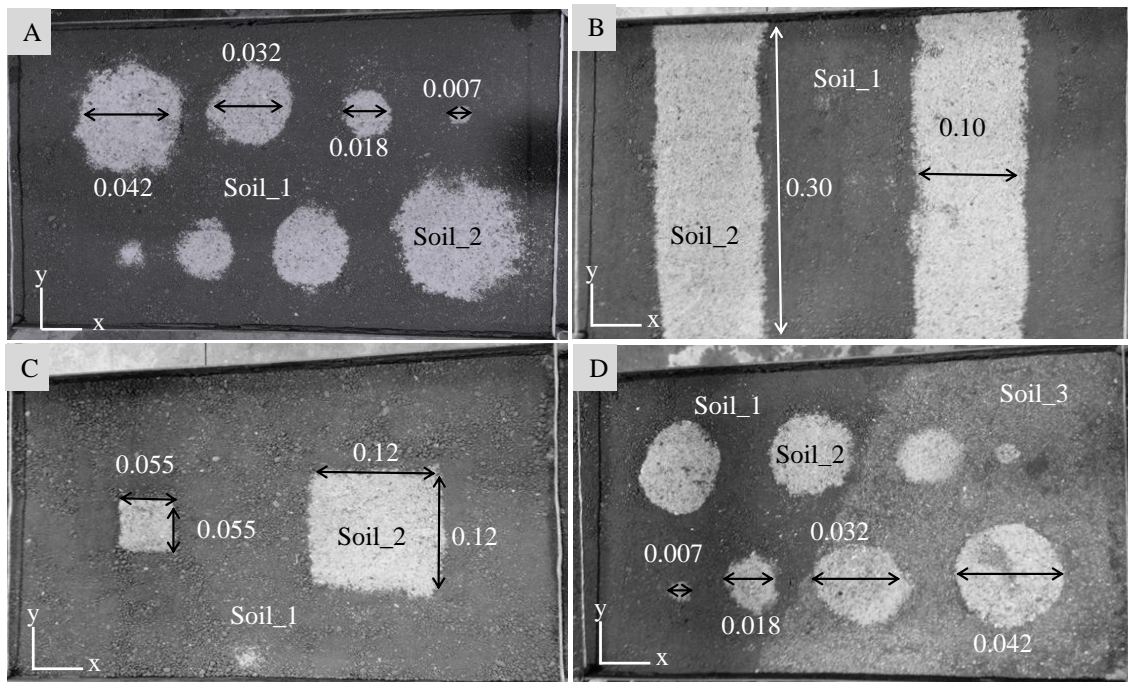


Figure 2. Photographs of the soil surface of the flumes for the four scenarios tested. The different soil can be distinguished by the different brightness. X represents the distance along the length of the flume and Y represents the distance along the width of the flume. Note: Dimensions in metres.

The technique starts by applying to the soil surface, using the feeder box located upslope of the flume, approximately 1.5 L of heated water at a temperature between 80 and 85 °C. Water was applied with the lowest possible discharge in order not to alter soil surface configuration. The volume of applied water and discharge depend on the different characteristics of the soil (e.g. soil permeability) and measurement section (e.g. area, shape).

As the heated water flows along the flume, uniformly distributed, part of the water infiltrates to the soil and part flows freely out of the flume through the downslope outlet, as overland flow. The heated water preferentially infiltrates and penetrates the soil in the higher permeability areas which, consequently, will present higher temperatures. The more heated water infiltrates the soil the higher will be the increase of temperature at the surface.

Thermal snapshots of the soil surface were taken just after overland flow has stopped (approximately 30 s).

Data analyses

The thermal videos obtained with the infrared camera were analysed with the objective of identifying preferential flow and spatial differences in soil surface permeability. For each scenario, the temperature data were converted into permeability data to generate soil surface permeability maps. The conversion method consists in transforming the temperature data of the thermograms into permeability data using linear regressions comparing the permeability of different points of the soil surface with their corresponding temperatures extracted from the thermograms. Three points for each substrate used were selected to convert the data. Permeability data (always positive) obtained with the infrared thermographic technique were compared with the measured values obtained with a constant head permeameter (e.g. Elrik and Reynolds, 1992; Stolte et al., 1997), by means of statistical indexes and regression analyses.

Goodness of fit of soil surface permeability data was evaluated based on the coefficient of correlation (r) and on the root mean square error (RMSE), calculated as:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N ((\text{Hobs}_i - \overline{\text{Hobs}}) \times (\text{Hsim}_i - \overline{\text{Hsim}}))}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^N (\text{Hobs}_i - \overline{\text{Hobs}})^2 \right) \times \left(\sum_{i=1}^N (\text{Hsim}_i - \overline{\text{Hsim}})^2 \right)}} \quad (1)$$

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\text{Hobs}_i - \text{Hsim}_i)^2} \quad (2)$$

where Hobs_i is the observed permeability value (measured with constant-head hydraulic conductivity test with permeameter) at data point i , Hsim_i is the simulated permeability value (obtained with thermography) at data point i , $\overline{\text{Hobs}}$ and $\overline{\text{Hsim}}$ are the average measured or simulated permeability, and N is the number of elevation data points.

Results and interpretation

Thermograms of the four scenarios tested are presented in Figure 3. In the thermograms, the delimitation of the areas with different permeabilities is clearly perceptible.

The visualisation of thermograms allows us to identify the areas with higher permeability at the soil surface, perceptible by the lighter colouration, which is the result of higher temperatures. This happened because more heated water flowed into the soil in the higher permeability areas. Areas of lower surface permeability presented lower temperature, because less water has infiltrated in these places.

Despite the soil in the eight circle areas of the scenarios A and D presenting the same high permeability (Soil_2), they have shown different surface temperatures. Infrared thermography cannot adequately represent the smaller areas of high permeability. Also, small differences in permeability are not easily detected, as shown in scenario D with Soil_1 and Soil_3.

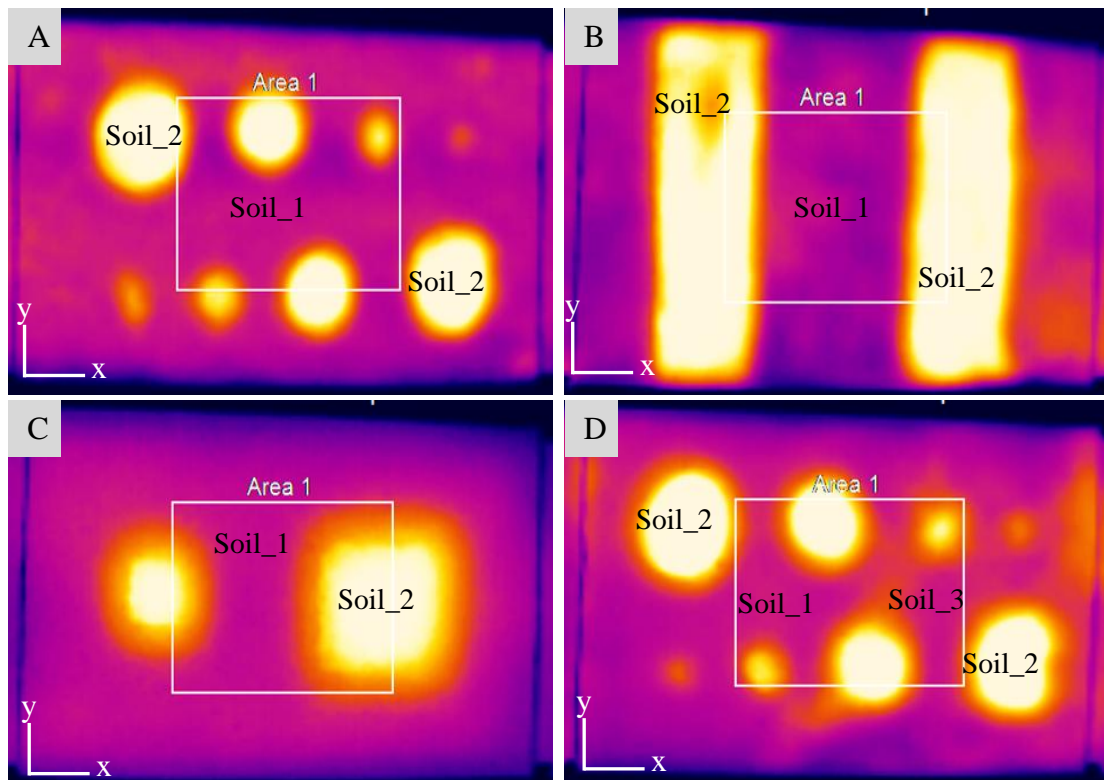


Figure 3. Thermograms of the soil surface for the four scenarios tested. X represents the distance along the length of the flume, Y represents the distance along the width of the flume and T represents the temperature of the soil surface recorded with the infrared video camera.

Figure 4 presents a 3-D representation of the permeability data obtained with the infrared thermography. The technique enables the characterisation of the spatial distribution of the soil surface permeability.

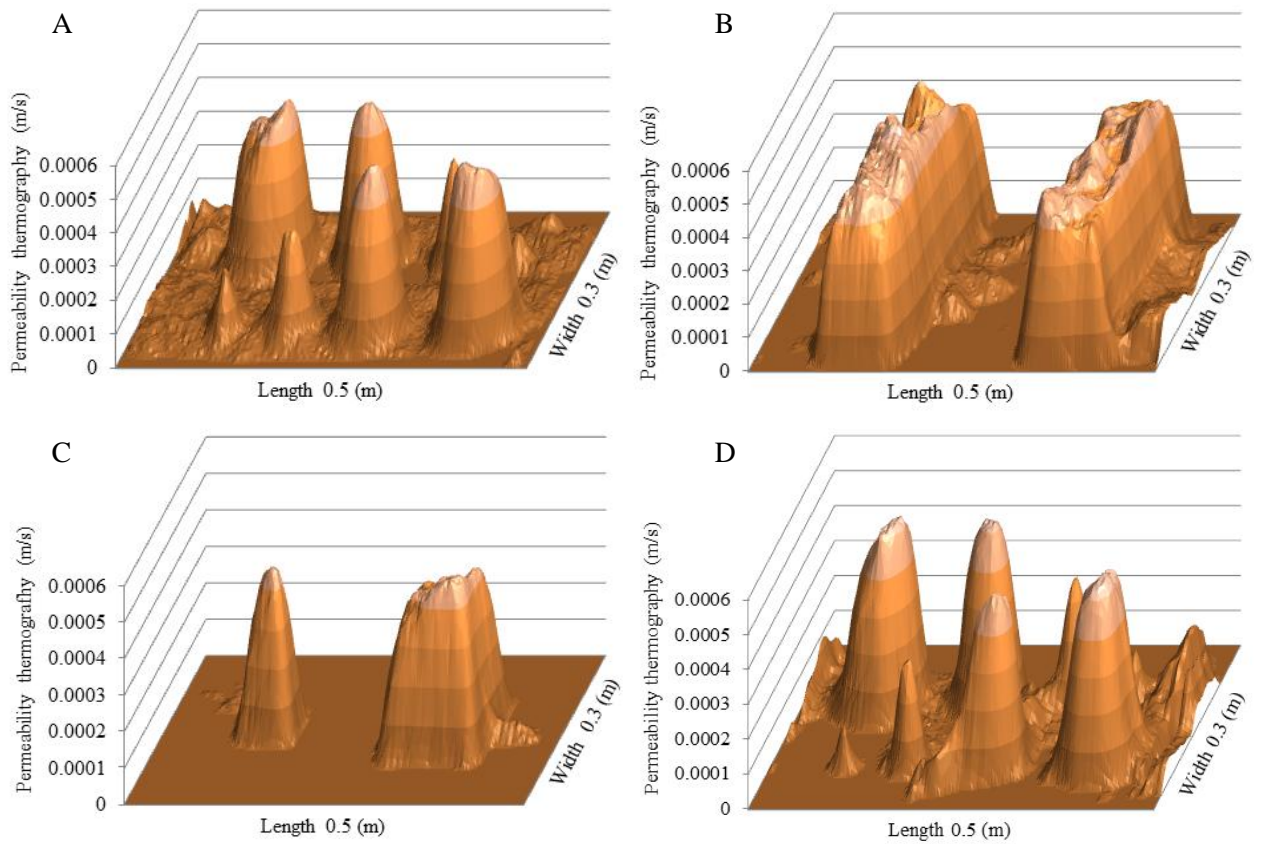


Figure 4. 3-D view of the soil surface permeability obtained with thermography for the scenarios tested.

Comparison between soil surface permeability obtained with thermography and measured with the constant head permeameter (e.g. Elrik and Reynolds, 1992; Stolte et al., 1997), along cross-section lines, is shown in Figure 5. It can be seen that the sharp variation of permeability, artificially created on the soil flume, were not well represented by the thermography technique.

This smoothing effect could be caused by higher diffusion of heat in those areas.

The technique is more efficient when characterising larger high-permeability areas. When areas of different sizes, with the same permeability, are presented, the technique tended to slightly overestimate the permeability of larger areas and greatly underestimate permeability of smaller areas. This is clearly visible in graphs of the cross-sections A.1 and A.2 of scenario A and cross-sections D.1 and D.2 of scenario D.

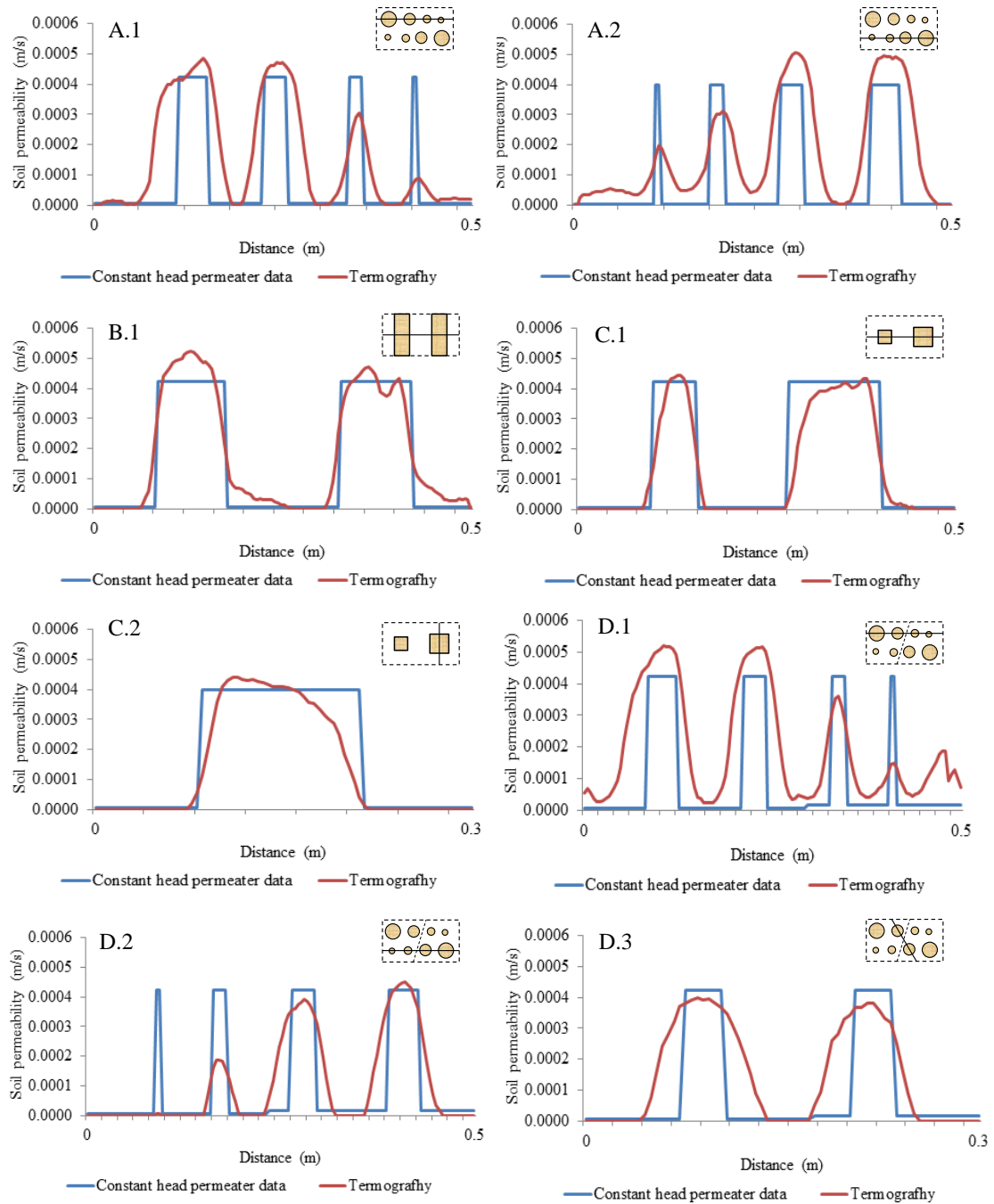


Figure 5. Comparison between soil surface permeability measured with the constant head permeameter (blue straight lines) and obtained with thermography (red curved lines), along longitudinal, transversal and oblique cross-sections.

Coefficient of correlation (r) and root mean square error (RMSE) for the different scenarios are presented in Table 2. The success of the technique in representing the soil surface permeability of scenarios B and C is shown by the high coefficient of correlation (r) of almost 1 and the lower values of error (RMSE).

Scenarios A and D, which presented circular high-permeability areas (Soil_2) of different sizes presented lower values of r (approximately 0.5) and the higher values of

RMSE. This is a consequence of the difficulty of the technique in representing, at the same time, areas with very distinct sizes (smaller circles with 7 mm radius and larger circles with 42 mm radius).

Table 2. Characteristics of the soil material used in the laboratory experiments.

Scenarios	Number of points	Coefficient of correlation, r (-)	Root mean square error, RMSE (m s^{-1})
A	9375	0.82	8.0×10^{-5}
B	9375	0.90	7.9×10^{-5}
C	9375	0.86	6.3×10^{-5}
D	9375	0.85	7.0×10^{-5}

Conclusion

This technique can be specifically used to identify preferential flow and to map areas of lower and higher surface permeability in an expedite way. It can be concluded that infrared thermography:

- Can be used to visualise preferential flow;
- Can be used to estimate the spatial variability of soil surface permeability;
- Can be used to map approximate surface permeability spatial variation.

The thermographic technique has shown to be of easy and fast application. The easy handling of the equipment required and the small time spent compared with other techniques make this low-cost procedure very interesting and promising.

The following drawbacks of the proposed thermographic technique should however be appointed out:

- The precision of the technique has to rely on reliable measurements of permeability (in situ or laboratory);
- Sharp variations of permeability tend to be interpreted by this technique as being smoother.
- The technique can affect the soil surface characteristics (e.g. a second test will obtain a slightly different soil surface permeability map), especially in easily erodible soils, where sediment transport can alter surface composition or a surface crust can be formed.

In field application, it is expected to allow the identification of areas with similar permeability, therefore reducing the number of in situ random soil permeability tests (e.g. using double-ring infiltrometer), which are time-consuming techniques. Future work has to be carried out to verify the applicability of the proposed technique under different conditions, especially in field studies:

- Test the influence of different soil surface conditions (e.g. soil surface roughness, initial soil moisture content) and the presence of vegetation and other obstructions to the overland flow;
- Test the technique at different scales, by increasing the measurement area (flooding area), and observe how the technique is affected due to the need of higher amounts of heated water and loss of uniformity of the flow.

References

BRAUD, I.; de CONDAPPA, D.; SORA, J. M.; HAVERKAMP, R.; ANGULO-JARAMILLO, R.; GALLE, S.; VAUCLIN, M. Use of scaled forms of the infiltration equation for the estimation of unsaturated soil hydraulics properties (the Beerkan method). **European Journal of Soil Science**, v.56, p.361–374, 2005.

CARDENAS, M. B.; HARVEY, J. W.; PACKMAN, A. I.; SCOTT, D. T. Ground-based thermography of fluvial systems at low and high discharge reveals potential complex thermal heterogeneity driven by flow variation and bioroughness. **Hydrological Processes**, v.22, p.980–986, 2008.

DANIELESCU, S.; MACQUARRIE KTB, Faux RN. The integration of thermal infrared imaging, discharge measurements and numerical simulation to quantify the relative contributions of freshwater inflows to small estuaries in Atlantic Canada. **Hydrological Processes**, v.23, p.2847–2859, 2009.

de LIMA, J. L. M. P. & ABRANTES, J. R. C. B. Can infrared thermography be used to estimate soil surface microrelief and rill morphology? **Catena**, v.113, p.314–322, 2014a.
de LIMA, J. L. M. P. & ABRANTES, J. R. C. B. Using a thermal tracer to estimate overland and rill flow velocities. **Earth Surface Processes and Landforms**, n.39, p.1293–1300, 2014.

de LIMA, J. L. M. P.; DINIS, P.A.; SOUZA, C. S.; de LIMA, M. I. P.; CUNHA, P. P.; AZEVEDO, J. M.; SINGH, V. P.; ABREU, J. M. Patterns of grain-size temporal variation of sediment transported by overland flow associated with moving storms: interpreting soil flume experiments. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v.11, p.2605–2615, 2011.

de LIMA, J. L. M. P.; SINGH, V. P.; de LIMA, M. I. P. The influence of storm movement on water erosion: Storm direction and velocity effects. **Catena**, v.52, p.39–56, 2003.

DIS4ME: Desertification Indicator System for Mediterranean Europe. [Internet]. European Union research project - DESERTLINKS;. Available from: <http://www.kcl.ac.uk/projects/desertlinks/accessdis4me.htm>. (cited 2013 Nov 7).

ELRICK, D. E.; REYNOLDS, W. D. Methods for Analyzing Constant-Head Well Permeameter Data. **Soil Science Society**, n.56, p.320–323, 1992.

HAVERKAMP, R.; DEBIONNE, S.; VIALLET, P.; ANGULO-JARAMILLO, R.; de CONDAPPA, D. Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone. In: Delleur JW, editor. *The handbook of groundwater engineering*. 2nd ed. Boca Raton, Florida: CRC Press, p.6.1–6.59, 2006.

MEJÍAS, M.; BALLESTEROS, B. J.; ANTÓN-PACHECO, C.; DOMÍNGUEZ, J. A.; GARCIA-ORELLANA, J.; GARCIA-SOLSONA, E. G.; MASQUÉ, P. Methodological study of submarine groundwater discharge from a karstic aquifer in the Western Mediterranean Sea. **Journal of Hydrology**, v.464–465, p.27–40, 2012.

MONTENEGRO, A. A. A.; ABRANTES, J. R. C. B.; de LIMA, J. L. M. P.; SINGH, V. P.; SANTOS, T. E. M. Impact of mulching on soil and water dynamics under intermittent simulated rainfall. **Catena**, v.109, p.139–149, 2013.

PFISTER, L.; MCDONNELL, J. J.; HISSLER, C.; HOFFMAN, L. Ground-based thermal imagery as a simple, practical tool for mapping saturated area connectivity and dynamics. **Hydrological Processes**, v.24, p.3123–3132, 2010.

REYNOLDS, W.D.; ELRICK, D.E. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the $[\alpha]$ -parameter using the Guelph permeameter. **Soil Sci**, n.140, p.292–302, 1985.

SCHUETZ, T.; WEILER, M.; LANGE, J.; STOELZLE, M. Two-dimensional assessment of solute transport in shallow waters with thermal imaging and heated water. **Advances in Water Resources**, v.43, p.67–75, 2012.

SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS T. E. M. Hydraulic and physical characterization of soils in experimental basins of the Brazilian semiarid under conservation management. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.16, p.27–36, 2012.

SIMUNEK, J.; HOPMANS, J.W. Parameter optimization and non linear fitting. In: Dane JH, Topp GC, editors. *Methods of soil analysis: Part 1 - physical methods*. 3rd ed. Madison, WI: SSSA, p.139–157, 2002.

STOLTE J. Manual for soil physical measurements. Technical Document n° 37. DLO Winard Staring Center for Integrated Land, Soil and Water Research: Wageningen; 1997.

VERECKEN, H.; KASTEEL, R.; VANDERBORGHT, J.; HARTER, T. Upscaling hydraulic properties and soil water flow processes in heterogeneous soils: a review. **Vadose Zone J**, v.6, p.1–28, 2007.

WANG, J.; FU, B. J.; QIU, Y.; CHEN, L. D.; WANG, Z. Geostatistical analysis of soil moisture variability on Da Nangou catchments of the loess plateau, China. **Environmental Geology**, n.41, p.113–120, 2001.

XU, X.; KIELY, G.; LEWIS, C. Estimation and analysis of soil hydraulic properties through infiltration experiments: comparison of BEST and DL fitting methods. **Soil Use Manage**, v.25, p.354–361, 2009.

**CAPÍTULO IV - ESTIMATIVA DA CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO
SOLO NÃO SATURADO UTILIZANDO A TERMOGRAFIA POR
INFRAVERMELHO EM DOIS TIPOS DE SOLO**

Resumo

Estimativa da condutividade hidráulica do solo não saturado utilizando a termografia por infravermelho em dois tipos de solo. 2015. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal Rural de Pernambuco.

Este estudo apresenta uma nova técnica para estimar a condutividade hidráulica não saturada da superfície do solo utilizando termografia por infravermelho. Os ensaios foram realizados na Bacia do Mimoso na região do semiárido pernambucano para dois tipos solo com diferentes permeabilidades, um Argissolo Amarelo e Neossolo Flúvico. Foram utilizados quatro volumes de água com três repetições e seis ensaios em cada solo. Utilizou-se água com temperaturas de 10-15 °C a 80-85 °C para criar um gradiente de temperatura na superfície do solo para obtenção das imagens térmicas, utilizando uma câmara de infravermelho portátil. A técnica proposta permitiu obtenção de coeficientes de correlação entre a umidade não saturada observada e estimada pela técnica da termografia de 0,70 a 0,93 para o Argissolo Amarelo, e 0,64 a 0,93 para o Neossolo Flúvico. A partir das umidades obtidas, pode-se estimar a condutividade hidráulica não saturada do solo, de relevância para análise de processos hidrológicos.

Palavras-chave: semiárido; temperatura do solo; contraste térmico

Abstract

Evaluation of soil surface hydraulic conductivity using infrared thermography in the Jatoba catchment for two soil types. 2015. (Doctorate Thesis in Agricultural Engineering) –Federal Rural University of Pernambuco State.

This study presents a new technique for estimating non-saturated soil surface hydraulic conductivity using infrared thermography. The tests were performed in the Mimoso watershed in the semiarid region of Pernambuco State, for two soil types with different permeability, Yellow Ultisol and Fluvisol. Four hydraulic heads were used with three replications and six tests for each soil. The water temperature ranged from 10-15 °C to 80-85 °C in order to create a temperature gradient on the soil surface to obtain thermal images, using an infrared portable camera. The proposed technique produced determination coefficients between unsaturated moisture observed and estimated by thermography technique 0.70 to 0.93 for Yellow Ultisol and 0.64 to 0.93 for Fluvisol. Based on the obtained moisture information, the unsaturated hydraulic conductivity can be estimated, being highly relevant for hydrological processes analysis.

Keywords: semiarid, soil temperature, thermal contrast

Introdução

As propriedades físicas e hidráulicas do solo influenciam nos processos hidrológicos, incluindo a infiltração, a erosão, a redistribuição de umidade e o transporte de solutos através do perfil. Bagarello et al. (2010) ressaltam que a condutividade hidráulica do solo, a densidade do solo e sua umidade são as variáveis mais significativas a serem monitoradas em uma bacia hidrográfica.

A condutividade hidráulica do solo é uma propriedade que expressa a facilidade com que a água nele se movimenta, sendo de extrema importância ao uso agrícola e, conseqüentemente, à produção das culturas e à preservação do solo e do ambiente (Golçalves & Libardi, 2013; Hurtado et al. 2005).

A condutividade hidráulica pode ser estimada em laboratório ou em campo tendo, em laboratório, o inconveniente de se utilizar amostras muitas vezes de pouca representatividade, devido às dimensões reduzidas e ao risco de dano na sua estrutura (Silva et al., 2012). Carvalho et al. (2007) ressaltam que a determinação da condutividade hidráulica em campo apresenta maior precisão quando comparada com a de laboratório.

Bagarello et al. (2012) adotaram experimento de infiltração em campo para caracterização hidráulica do solo utilizando o método de Beerkan. Essa metodologia simplificada é também conhecida como “*Simplified method based on a Beerkan Infiltration*” (SBI) (Bagarello et al., 2013). Ainda segundo os autores, no SBI combina-se um modelo de infiltração de base física (Lassabatère et al., 2006), com relações básicas entre as variáveis de solo (Reynolds & Elrick, 1990, 2002a, b).

A aplicação da termografia na ciência vem crescendo significativamente em diversas áreas. Medicina, medicina veterinária, arqueologia, geologia, meteorologia, oceanografia são algumas das áreas onde a aplicação do método de termografia tem sido usada como instrumento de trabalho (Oliveira, 2012).

Na hidráulica e hidrologia alguns pesquisadores, a partir do exame de sequências de imagens de temperatura de alta resolução (gradientes térmicos) em águas oceânicas, verificaram as velocidades de escoamento na superfície, como descrito por Chen et al. (2008), Veron et al. (2008) e Chen et al. (2012).

A termografia infravermelha tem sido aplicada com sucesso, como uma ferramenta de imagem de alta resolução em estudos hidrológicos. (Danielescu et al., 2009; Lima & Abrantes, 2014a). Foi também utilizada para avaliar as distribuições de

água de superfície de temperatura e interação de água subterrâneas, com a superfície (Mejías et al., 2012). Lima e Abrantes (2014b) utilizaram a termografia para estimar a superfície dos microrrelevos do solo, permitindo obter modelos a elevação da superfície do solo em 3D, com uma precisão satisfatória.

Lima et al. (2014a) identificaram em laboratório que a técnica pode ser utilizada para identificar o fluxo preferencial e mapear as áreas de maior e menor permeabilidade da superfície de uma forma expedita.

O objetivo deste trabalho é avaliar o desempenho da técnica termográfica na estimativa da umidade do solo, e conseqüentemente da condutividade hidráulica não saturada em dois solos dominantes na Bacia Representativa do semiárido de Pernambuco.

Materiais e métodos

O estudo foi desenvolvido na Bacia Representativa do Mimoso, que se encontra inserida na Bacia Representativa do Alto Ipanema, no município de Pesqueira, Pernambuco, numa área de 124 km². Localiza-se entre as coordenadas 8° 34' 17 e 8° 18' 11" de Latitude Sul, e 37° 1' 35" e 36° 47' 20" (Figura 1).



Figura 1. Localização da área de estudo na Bacia do Alto Ipanema, Pernambuco

Os ensaios foram realizados em dois dias, em condições naturais de campo, com temperatura do ar média de 28 °C e umidade relativa do ar de 53%, em solo com superfície plana e sem a presença de vegetação, classificados como Argissolo Amarelo e Neossolo Flúvico.

Os ensaios foram realizados no período da manhã e tarde, com temperaturas iniciais médias da superfície do solo de 31,5 a 68,5 °C. Foram aplicados quatro volumes de água para os dois tipos de solo 100, 150, 200 e 250 mL que geraram lâminas de 3,2; 4,8; 6,4 e 8,0 mm respectivamente, com três repetições de cada lâmina totalizando 12 amostras em cada ensaio, em um total de 12 ensaios.

Os volumes de água foram aplicados em tubos de PVC de 200 mm de diâmetro e altura de 15 cm, cravados a uma profundidade de 1,5 cm, para delimitar uma área igual para os registros das imagens térmicas, bem como evitar que os volumes aplicados fossem escoados lateralmente.

A representação esquemática da montagem experimental utilizada no estudo é mostrada na Figura 2.

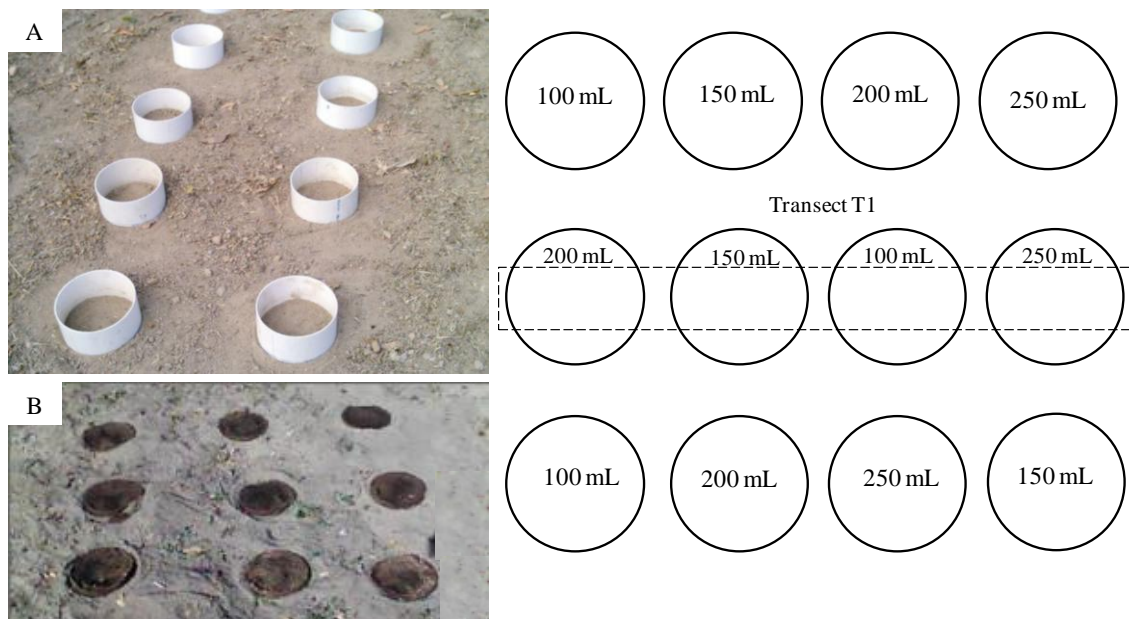


Figura 2. Representação esquemática dos anéis, com os volumes de 100, 150, 200 e 250 mL aplicados para os dois tipos de solo em destaque o transect T1. (A) Imagem dos tubos de PVC na superfície do solo; (B) Imagem dos volumes aplicados na superfície do solo

As distribuições das temperaturas das superfícies dos solos (imagens térmicas) foram registradas com uma câmera de infravermelho manual, portátil (Modelo E6 da FLIR Systems) com uma resolução óptica de 19200 (160×120), precisão de $\pm 2\%$ ou 2°C e sensibilidade térmica $<0,06^\circ\text{C}$. As imagens dos volumes aplicados foram retiradas a uma distância de 0,5 m do solo.

Procedimento experimental

Após a escolha dos dois locais com características de condutividade hidráulica diferentes, foram instalados os anéis de PVC, cravados no solo a uma profundidade de aproximadamente 0,15 m, para evitar excesso de perda de água através de fluxos laterais. Os anéis delimitadores foram instalados a uma distância que variaram de 0,4 a 0,5 m entre linhas e colunas.

Fez-se aplicação, de água aquecida na superfície do solo a uma temperatura que variou entre 80 e 85°C ou fria de 10 a 15°C . Esse aquecimento ou resfriamento permite maior contraste térmico entre os volumes aplicados na superfície do solo de acordo com a temperatura inicial do solo, onde temperaturas abaixo dos 40°C utilizou-se como contraste água aquecida, e acima dos 40°C água resfriada. As imagens térmicas foram registradas 5 min após a aplicação de cada volume.

Os atributos físicos dos solos, bem como para a determinação da umidade gravimétrica (EMBRAPA, 1997), foram coletados após 5 min do início do teste com solos coletados a 0,05 m de profundidade.

Para determinação da condutividade hidráulica do solo saturado e aplicação dos resultados na equação de Mualem (1976) utilizou-se a metodologia de Beerkan simplificada, desenvolvida por Bagarello et al. (2012), realizada através de ensaios simplificados de infiltração (Equação 1).

$$K_{fs} = \frac{b_1}{0,467 \left(\frac{2,92}{r \alpha^*} + 1 \right)} \quad (1)$$

em que b_1 é o coeficiente angular da reta entre a razão da infiltração acumulada e a raiz quadrada do tempo, versus a raiz quadrada do tempo, sendo I/\sqrt{t} ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-0,5}$) e \sqrt{t} ($\text{s}^{0,5}$), e (r) o raio do cilindro em (mm) e α^* de $0,012$ (mm^{-1}) adotado como sendo representativo para a maior parte dos solos estudados (Reynolds et al., 2002a).

Para determinação da condutividade hidráulica do solo não saturado para os respectivos volumes aplicados utilizou-se as curvas características desenvolvidas na mesma área onde foram realizados os ensaio por Silva et al. (2012) para o Argissolo Amarelo, e Silva et al. (2014) para o Neossolo Flúvico. Os valores de condutividade para os volumes aplicados foram obtidos utilizando as equações de Mualem (1976) (Equação 2), com os parâmetros da equação de van Genuchten (1980) obtidos para o Argissolo e o Neossolo na bacia propostas pelos autores.

$$K(\theta) = K_0 \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right]^m \right\}^2 \quad (2)$$

onde θ é o conteúdo volumétrico de água no solo da bacia ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_r e θ_s são as umidades residuais e de saturação, respectivamente do solo da bacia ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); K_0 é a condutividade hidráulica saturada obtido pelo método de Beerkan (mm s^{-1}), m depende do parâmetro n , ou seja, $m = 1 - 1/n$.

Os dados de umidade obtidos com a técnica de termografia infravermelha foram comparados com os valores medidos obtidos com a obtenção da umidade volumétrica por meio de índices estatísticos e análises de regressão.

A qualidade de ajuste dos dados da umidade da superfície do solo foi avaliada com base no coeficiente de correlação (r) e no erro quadrático médio (RMSE), calculado como segundo as equações:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N ((\theta_{obs_i} - \overline{\theta_{obs}}) \times (\theta_{sim_i} - \overline{\theta_{sim}}))}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^N (\theta_{obs_i} - \overline{\theta_{obs}})^2\right) \times \left(\sum_{i=1}^N (\theta_{sim_i} - \overline{\theta_{sim}})^2\right)}} \quad (3)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\theta_{obs_i} - \theta_{sim_i})^2} \quad (4)$$

onde θ_{obs_i} é o valor da umidade observado (umidade volumétrica coletada a -5 cm de profundidade) no ponto i; θ_{sim_i} é o valor da umidade simulada (obtido com a termografia) no ponto i, $\overline{\theta_{obs}}$ e $\overline{\theta_{sim}}$ são as médias dos valores medidos ou simulados pela umidade, e N é o número de pontos de dados, considerando-se o transect T1 indicado na Figura 2.

Condições atmosféricas

Realizou-se os 12 ensaios no período de estiagem nos dias 10 e 11 de fevereiro de 2015, entre horários de (07: 00 AM a 15:00 PM), para validação da técnica em diferentes condições de temperatura do solo.

As médias das condições atmosféricas registradas em uma estação automática da Campbell Scientific, localizada na bacia de estudo para os dois dias e horários de estudo estão apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1. Dados de climatológicos registrados para os dias do teste

Data	U. R. (%)	Rad (MJ/m ²)	V _{vento} (m s ⁻¹)	T (°C)
10/02/2015	56,4	40,3	3,7	26,4
11/02/2015	61,3	41,8	2,9	25,8

U.R.= Umidade relativa; Rad= Radiação; V_{vento}=velocidade do vento; T= temperatura

Resultados e discussão

Os resultados das características físicas dos dois solos bem como da condutividade hidráulica do solo saturado e a umidade do solo estão apresentados na Tabela 2. O Neossolo escolhido apresenta características físicas distintas com relação ao Argissolo, com percentual de areia 44% maior, 43% de argila e de silte 49% menor.

Devido às características do Argissolo de altos teores de argila e silte com altas densidades, apresentou condutividades hidráulicas do solo saturado e não saturado menores.

Tabela 2. Características físicas dos solos estudados, condutividade hidráulica do solo saturado e condutividade hidráulica não saturada do solo

	Ds*	Areia	Argila	Silte	K_{fs}^{**}	K^{***}			
	$kg\ m^{-3}$	$g\ kg^{-3}$			$mm\ s^{-1}$	$cm^3\ cm^{-3}$			
Argissolo	1,7	295,6	340,2	364,2	0,016	$1,0 \times 10^{-11}$	$3,9 \times 10^{-11}$	$4,3 \times 10^{-10}$	$4,6 \times 10^{-08}$
Neossolo	1,4	670,0	148,5	181,5	0,05	$7,1 \times 10^{-07}$	$1,3 \times 10^{-05}$	$1,9 \times 10^{-05}$	$3,5 \times 10^{-05}$

Ds* Densidade do solo; K_{fs}^{**} condutividade hidráulica do solo saturado; K^{***} condutividade hidráulica do solo não saturado

A Figura 3 apresenta as correlações dos quatro volumes aplicados para nos dois solos e as respectivas umidades volumétricas do solo resultantes, na camada de controle.

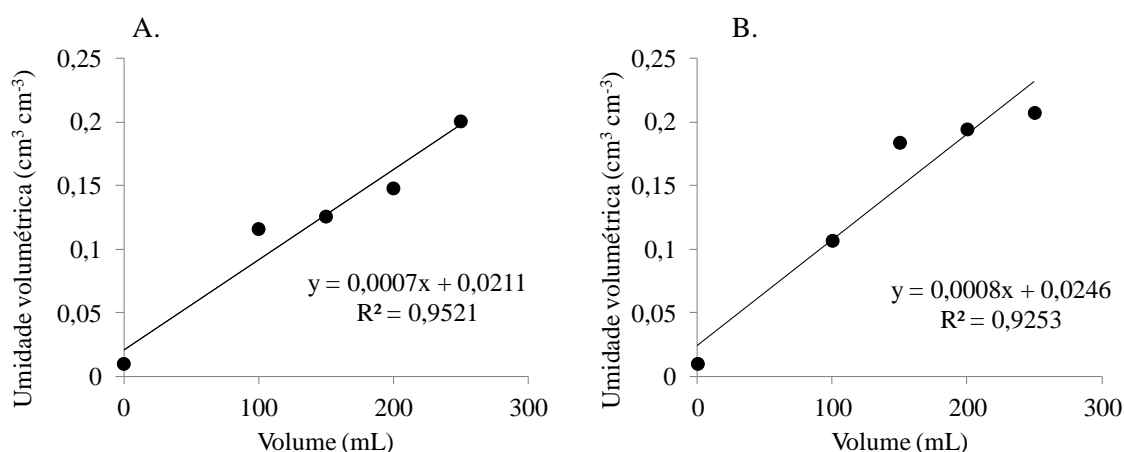


Figura 3. Correlação entre os quatro volumes de 100, 150, 200 e 250 mL e suas respectivas umidades volumétricas na camada de 0-0,05 m do solo. (A) Correlação do volume e umidade volumétrica para o Argissolo; (B) Correlação do volume e umidade volumétrica para o Neossolo

Desse modo, pode-se verificar que existe uma relação unívoca e com alta correlação entre o volume de água aplicado nos anéis, e a umidade do solo na camada de controle, adotada como 0-0,05 m.

Os termogramas de quatros volumes para os dois solos estudados estão apresentados na Figura 4, utilizando água a 10 a 15 °C como contraste, e temperatura da superfície do solo de 64,3 °C para o Argissolo e 66,4 °C para o Neossolo. Nos termogramas é claramente perceptível a delimitação das áreas com infiltrações diferentes de acordo com cada volume aplicado, para o Argissolo e o Neossolo. A visualização dos termogramas permite identificar as zonas com maior condutividade superficial do solo para cada solo, perceptível pela coloração mais escura, que é o resultado de temperaturas obtidas pelos contrastes térmicos. Isso ocorreu porque a água com maior volume aplicado na superfície do solo gerou maiores umidades do solo, possibilitando a estimativa da condutividade hidráulica não saturada para distintas tensões matriciais em cada solo.

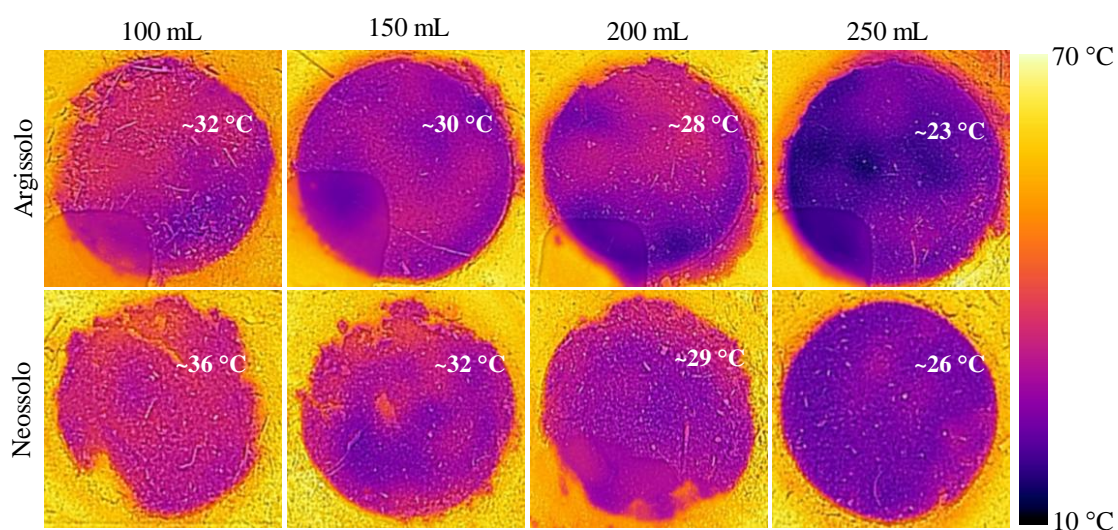


Figura 4. Termogramas de superfície do solo para os quatros cenários dos dois solos estudados, com escala de temperatura para as imagens coletadas e suas respectivas temperaturas médias

Pelas imagens dos termogramas, é possível visualizar que os volumes aplicados para os dois solos apresentam colorações com intensidades variando do mais claro para o mais escuro (Figura 4). As temperaturas dos quatro volumes aplicados no Argissolo apresentam-se bem menores, em relação as temperaturas médias para os quatro volumes do Neossolo, devido a menor condutividade hidráulica do solo de 0,016 e 0,05 mm s⁻¹

respectivamente. Essas condutividades são bem evidenciadas dentro do mesmo solo com temperaturas médias de 32 a 23 °C para o Argissolo e de 36 a 26 °C para o Neossolo, ambos para os volumes de 100 e 250 mL, respectivamente.

A Figura 5 mostra as imagens termográficas registradas na superfície do solo em um dos ensaios realizados no Argissolo. A técnica da termografia permitiu através das imagens a identificação de pontos de maior umidade na superfície, que não seriam perceptíveis naturalmente.

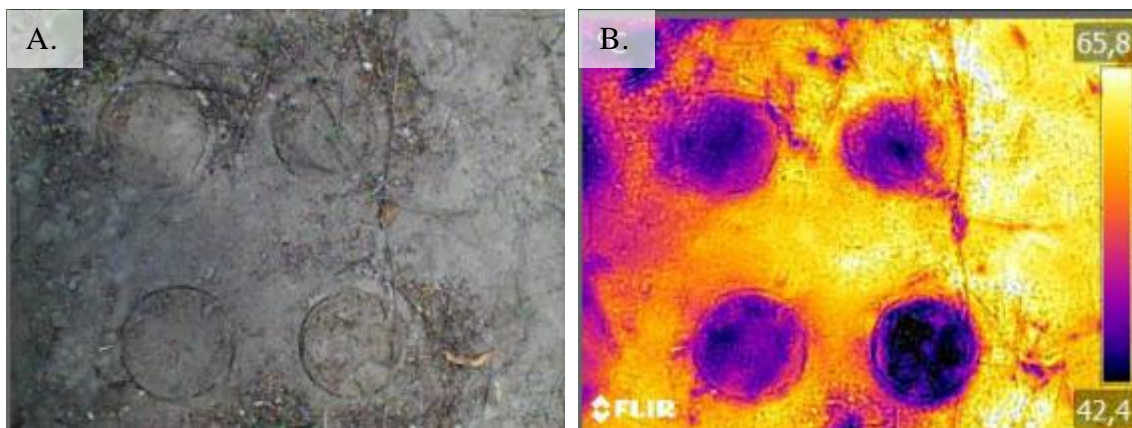


Figura 5. Ensaio realizado em um Argissolo. (A) Superfície do solo sem a presença da umidade visível; (B) Visualização da umidade na superfície do solo com o uso da termografia

A Figura 6 apresenta as ilustrações em 3D de dois volumes aplicados na superfície do solo obtidos com a termografia de infravermelho para os volumes de 100 e 250 mL nos dois tipos de solo. A técnica permite visualizar sem nenhum tratamento ou ajuste a distribuição espacial da umidade na superfície do solo.

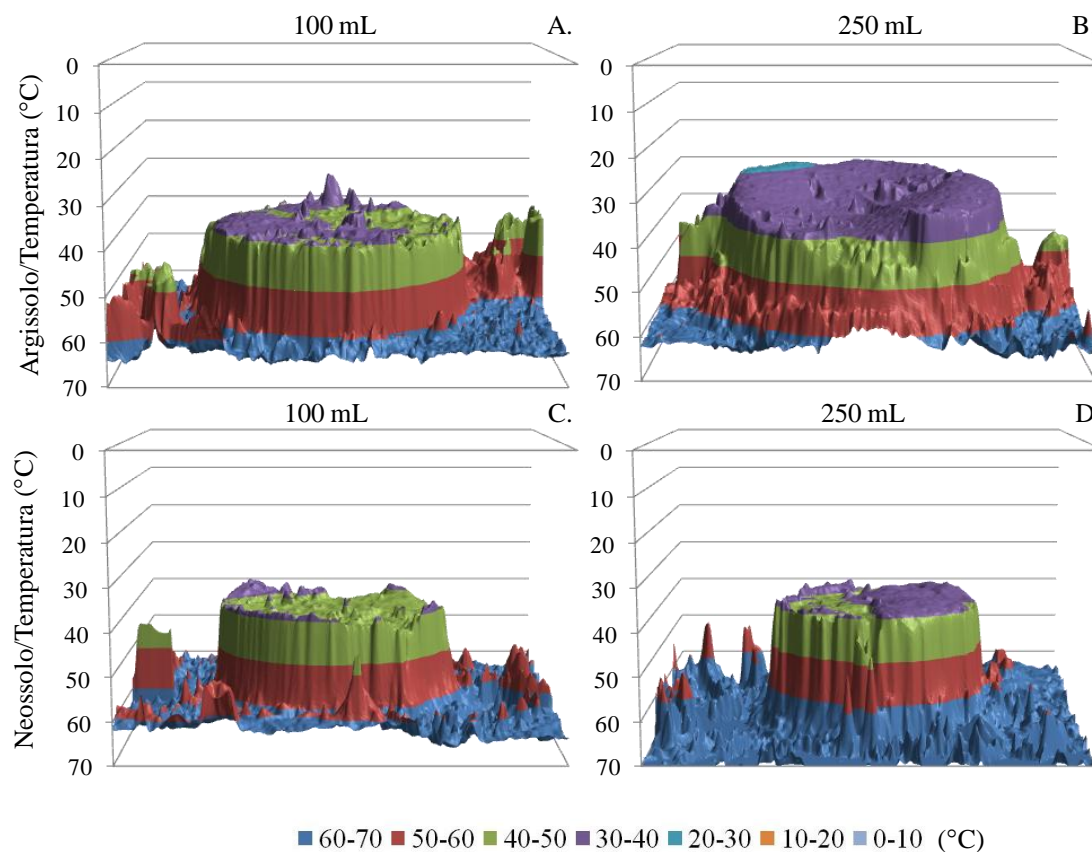


Figura 6. Visualização em 3D da temperatura da superfície do solo obtida com a termografia para dois cenários testados de 100 e 250 mL, nos dois tipos de solo

Pelas imagens é possível visualizar que a infiltração dos volumes no Argissolo apresentam temperaturas mais baixas na superfície (Figuras 6A e 6B) se comparados com os volumes aplicados no Neossolo (Figuras 6C e 6D), que apresentam temperaturas mais altas em decorrência da sua maior condutividade hidráulica. Isso pode ser explicado pelas características físicas de cada solo, onde o Neossolo Flúvico apresenta maiores teores de areia 670 g kg^{-3} e uma densidade de $1,4 \text{ kg m}^{-3}$, e infiltração de $0,05 \text{ mm s}^{-1}$ (Tabela 1).

Essas características do solo permitiram uma maior taxa de infiltração dos volumes aplicados, fazendo com que a água aplicada perdesse temperatura ao entrar em contato com o solo no perfil. Já para o Argissolo Amarelo, por possuir teores de areia de $295,6 \text{ g kg}^{-3}$, uma densidade de $1,7 \text{ kg m}^{-3}$ e infiltração de $0,016 \text{ mm s}^{-1}$ fazem com que os volumes de água aplicados tenham uma menor taxa de infiltração da água no solo, sem que o mesmo transfira temperatura para o perfil do solo.

Yoshioka et al. (2015) avaliaram mudanças no conteúdo de água no solo através de sensores de temperatura em condições de laboratório, onde a temperatura do solo foi utilizada para previsão de deslizamento em encostas.

Lima et al. (2014b) utilizaram a técnica da termografia para mapear a condutividade da superfície do solo, em condições de laboratório usando canal de terra com três solos com declividade de 10%, obtiveram as maiores temperaturas nos solos com maior condutividade hidráulica.

O coeficiente de correlação (r) e na raiz do erro quadrático (RMSE) para as diferentes condições iniciais de temperatura do solo são apresentados na Tabela 3. A eficiência da técnica de estimativa da umidade da superfície do solo para as seis temperaturas iniciais de cada solo é visto pelo alto coeficiente de correlação (r) próximo a 1 e os valores mais baixos de erro (RMSE).

Tabela 3. Valores do coeficiente de correlação (r) e do erro quadrático médio (RMSE), calculado para as seis temperaturas iniciais de cada solo, para estimativas no transect T1

Argissolo			Neossolo		
Contraste 80-85 (°C)					
T _{0 Solo} (°C)*	Coeficiente de correlação (r)	RMSE	T _{0 Solo} (°C)*	Coeficiente de correlação (r)	RMSE
32,5	0,70	0,06	31,8	0,68	0,08
32,6	0,77	0,02	39,2	0,71	0,07
Contraste 10-15 (°C)					
T _{0 Solo} (°C)*	Coeficiente de correlação (r)	RMSE	T _{0 Solo} (°C)*	Coeficiente de correlação (r)	RMSE
46,9	0,72	0,05	55,4	0,79	0,07
49,2	0,88	0,03	60,0	0,64	0,06
61,9	0,93	0,02	65,4	0,93	0,04
68,5	0,91	0,04	67,2	0,67	0,41

*T_{0 Solo}. Temperatura inicial da superfície do solo, antes da aplicação dos volumes. Todos os valores foram calculados para um conjunto de 10240 pontos.

A Figura 7 apresenta a comparação de um transecto entre a umidade da superfície do solo obtido com a termografia aplicados na equação de ajuste e a umidade volumétrica das coletas de solo para cada volume, de duas temperaturas iniciais do solo com 61,9 °C para o Argissolo e 67,2 °C para o Neossolo. Foram calculados o coeficiente de correlação (r) e o erro da raiz quadrada média para os quatro volumes dos dois tipos de solo.

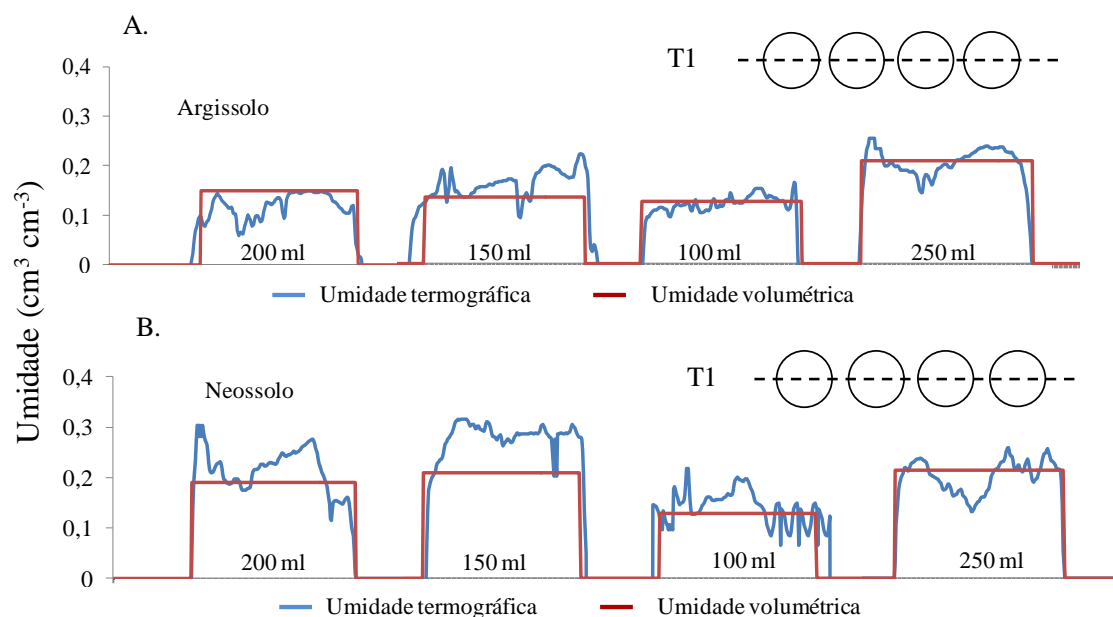


Figura 7. Comparação de um transect entre a umidade da superfície do solo medida com umidade volumétrica (linha vermelha) e obtido com termografia (linha azul), juntamente com o coeficiente de correlação (r) e a raiz quadrada média do erro (RMSE), A) Transect T1 realizado no Argissolo com uma temperatura inicial da superfície do solo de $61,9^{\circ}\text{C}$; B) Transect T1 realizado no Neossolo com uma temperatura inicial da superfície do solo de $67,2^{\circ}\text{C}$

Os elevados coeficientes de correlação (r) de 0,70 a 0,93 para o Argissolo e 0,68 a 0,93 para o Neossolo e os baixos valores do erro (RMSE) indicam que os ajustes obtidos para as temperaturas iniciais do solo utilizadas nos ensaios são adequadas, e podem ser utilizadas para a obtenção da estimativa da umidade em cada solo.

Os ajustes obtidos (Tabela 3) para os dois solos estudados para a técnica permite estimar as umidades volumétricas em cada solo, para as diferentes temperaturas iniciais do solo ao longo do dia, sendo aplicadas nas curvas ajustadas na Figura 8, para a obtenção da condutividade hidráulica não saturada.

A Figura 8 apresenta as curvas de condutividade hidráulica não saturada do solo para os dois tipos de solo, obtidas a partir da Equação (2), com os parâmetros de ajustes obtidos de Silva et al. (2012) e Silva et al. (2014), e a condutividade hidráulica saturada obtida pelo método simplificado de Beerkan desenvolvida por Bagarello et al. (2012).

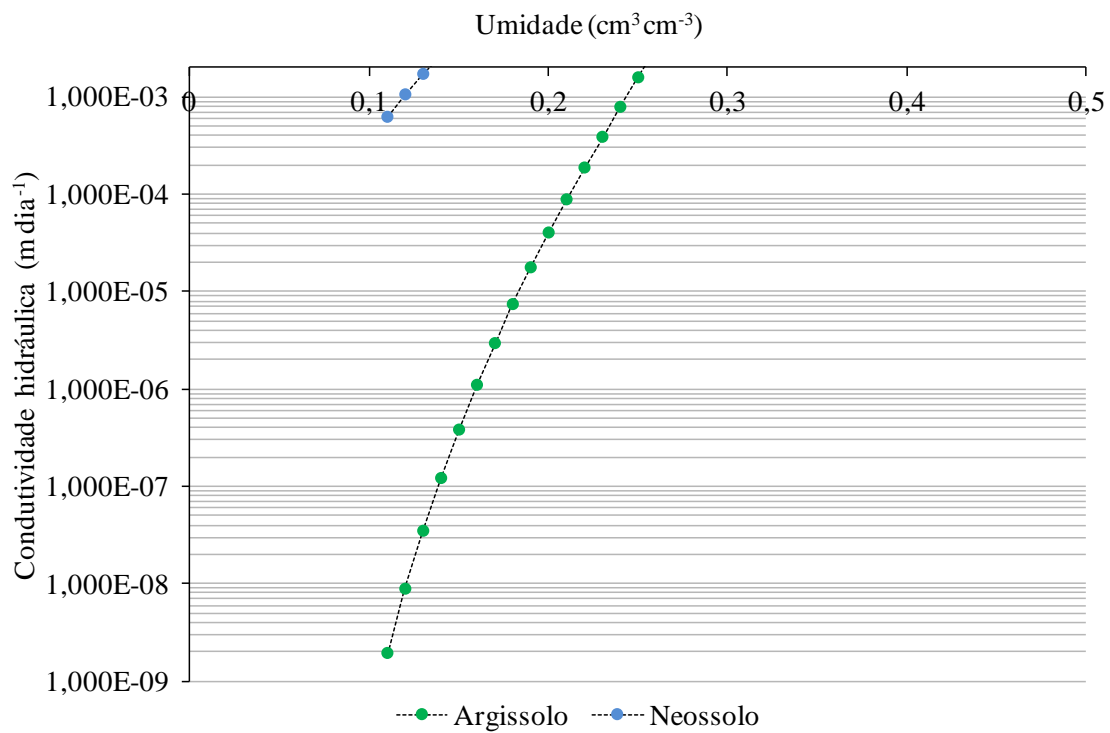


Figura 8. Curvas da condutividade hidráulica do solo não saturado nas diferentes umidades da Bacia do Mimoso para os dois tipos de solo, obtidas pela equação de Mualem (1976) com os parâmetros da equação de van Genuchten (1980) encontrados por Silva et al. (2012), para o Argissolo, e por Silva et al. (2014) para o Neossolo e a condutividade hidráulica saturada obtida pelo método simplificado de Beerkan

A partir dos parâmetros da equação de van Genuchten (1980), obtidos por Silva et al. (2012) e Silva et al. (2014) para os dois solos da bacia, foi possível gerar as curvas logaritmadas da condutividade hidráulica do solo não saturado, para a profundidade de 0,05 m do Argissolo e do Neossolo (Figura 9).

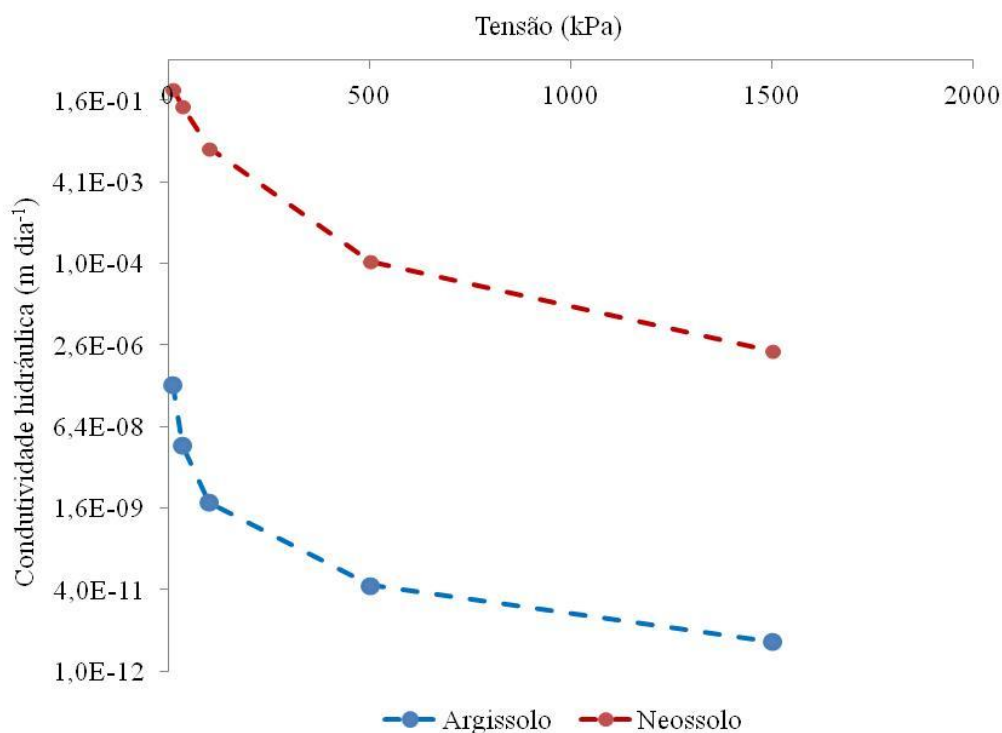


Figura 9. Curvas da condutividade hidráulica do solo não saturado para os dois solos estudados

Pode-se observar, na Figura 8, que o comportamento da condutividade hidráulica do solo não saturado em função da tensão $K(\psi)$ para os dois solos, são bem semelhantes, com maiores condutividades hidráulicas ocorrendo no Neossolo.

As imagens registradas pela termografia (Figura 3) confirmam o comportamento diferenciado em relação a condutividade hidráulica não saturada para cada solo estudado. As maiores condutividade hidráulica não saturada são definidas pelos maiores volumes com colorações mais escuras para ambos os solos. Lima et al. (2014b) observaram, em laboratório, colorações mais intensas nos solos de maior condutividade hidráulica. Já para o Argissolo, os volumes registrados pelas imagens apresentaram coloração com maior intensidade, devido à menor condutividade hidráulica do solo, promovendo o acúmulo de temperatura na superfície do solo.

A Figura 10 apresenta um transect em 3-D dos dados de condutividade hidráulica do solo não saturado obtidos com a termografia de infravermelhos, após a utilização das curvas da Figura 8. Com a técnica foi possível a caracterização da distribuição espacial da condutividade da superfície do solo para os volumes aplicados nos ensaios.

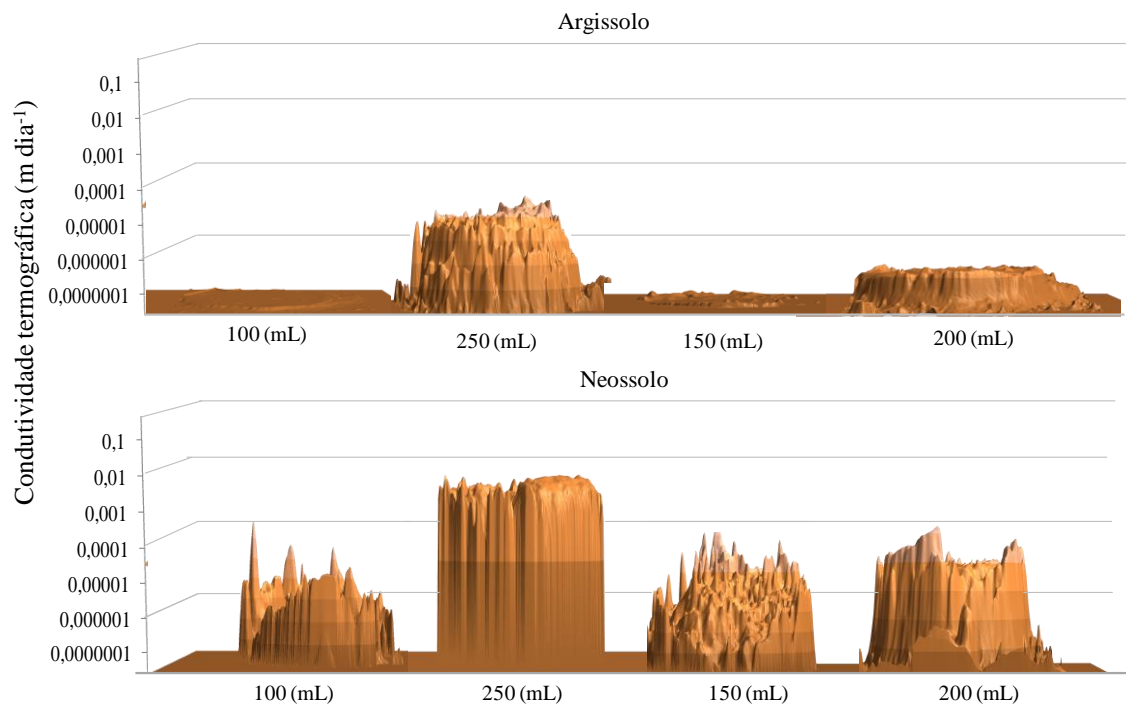


Figura 10. Visualização em 3-D da condutividade hidráulica não saturada do solo com a termografia para os ensaios de um transect T1 dos volumes de 100, 150, 200 e 250 mL do Argissolo e Neossolo

Conclusões

1. A técnica termográfica possibilitou identificar a diferenciação da umidade do solo nas unidades estudadas;
2. Os procedimentos experimentais apresentados permitiram a avaliação indireta adequada da condutividade hidráulica não saturada;
3. A aplicação de contrastes com lâminas aquecidas ou resfriadas possibilitou adequada diferenciação dos conteúdos de água na superfície do solo, e das condutividades associadas;
4. A aplicação de contrastes com temperaturas baixas (10-15 °C) em solos com temperatura inicial superior a 60°C produziu as melhores correlações.

Referências

BAGARELLO, V.; CASTELLINIB, M.; DI PRIMA, S.; GIORDANO, G.; IOVINO, M. Testing a simplified approach to determine field saturated soil hydraulic conductivity. **Procedia Environmental Sciences**, v.19, p.599 – 608, 2013.

BAGARELLO, V.; DI PRIMA, S.; IOVINO, M.; PROVENZANO, G. Estimating field-saturated soil hydraulic conductivity by a simplified Beerkan infiltration experiment. **Hydrological Processes**; doi:10.1002/hyp.9649, 2012.

BAGARELLO, V.; DI STEFANO, C.; FERRO, V.; IOVINO, M.; SGROI, A. Physical and hydraulic characterization of a clay soil at the plot scale. **Journal of Hydrology**, v.387, p.54-64, 2010.

CARVALHO, L. A.; LIBARDI, P. L.; ROCHA, G. C.; CRUZ, A. C. R. Caracterização hidráulica de um Latossolo vermelho associada à caracterização pedológica do perfil. **Ciência Rural**, v.37, p.1008-1013, 2007.

CHEN, W., MIED, R. P., & SHEN, C. Y. Estimation of surface velocity from infrared image using the global optimal solution to an inverse model. *Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 383-386). Boston, MA: IEEE International, IGARSS, 2008.

CHEN, W. R. P., GAO, B. C.; WAGNER, E. Surface Velocities From Multiple-Tracer Image Sequences. **Geoscience and Remote Sensing Letters**, v.9, p.769-773, 2012.

DANIELESCU, S.; MACQUARRIE, K. T. B.; FAUX, R. N. The integration of thermal infrared imaging, discharge measurements and numerical simulation to quantify the relative contributions of freshwater inflows to small estuaries in Atlantic Canada. **Hydrological Processes**, v.23, n.20, p.2847-2859, 2009.

EMBRAPA. EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Manual de métodos de análises de solo. 2ª edição. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura e do Abastecimento, 212p, 1997.

GOLÇALVES, A. D. M. A & LIBARDI, P. L. Análise da determinação da condutividade Hidráulica do solo pelo método do perfil Instantâneo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.37, n.1174-1184, 2013.

HURTADO, A. L. B.; CICHOTA, R.; LIER, Q. J. V. Parametrização do método do perfil Instantâneo para a determinação da Condutividade hidráulica do solo em Experimentos com evaporação⁽¹⁾. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.29, n.301-307, 2005.

LASSABATÈRE, L.; ANGULO-JARAMILLO, R.; SORIA, U. J. M.; CUENCA, R.; BRAUD, I.; HAVERKAMP, R. Beerkan estimation of soil transfer parameters through infiltration experiments – BEST. **Soil Science Society American Journal**, v.70, p.521-532, 2006.

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B. Can infrared thermography be used to estimate soil surface microrelief and rill morphology? **Catena**, v.113, n.314-322, 2014a.

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B. Using a thermal tracer to estimate overland and rill flow velocities. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.39, n 10, p.1293-1300, 2014b

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B.; SILVA JR, V. P.; DE LIMA M. I.; MONTENEGRO, A. A. A. Mapping Soil Surface Macropores Using Infrared Thermography: An Exploratory Laboratory Study. e Scientific **World Journal**, Article ID 845460, 8 pages <http://dx.doi.org/10.1155/2014/845460>, 2014a.

LIMA, J. L. M. P.; ABRANTES, J. R. C. B.; SILVA JR, V. P.; MONTENEGRO, A. A. A. Prediction of skin surface soil permeability by infrared thermography: a soil flume experiment. **Quantitative Infrared Thermography Journal**, v.11, p.1-9, 2014b.

MEJÍAS, M.; BALLESTEROS, B. J.; ANTÓN-PACHECO, C.; DOMÍNGUEZ, J. A.; GARCIA-ORELLANA, J.; GARCIA-SOLSONA, E. G.; MASQUÉ, P. Methodological study of submarine groundwater discharge from a karstic aquifer in the Western Mediterranean Sea. **Journal of Hydrology**, v.464-465, p.27-40, 2012.

MUALEM, Y. A new model predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Research*, v.12, p.513-522, 1976.

OLIVEIRA, T. M. D. Análise de Sistemas de Energia e Máquinas Elétricas com recurso a termografia. Dissertação apresentada a Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, 2012.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. Pondered infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. **Soil Science Society of America Journal**, v.54, n.1233–1241, 1990.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. 3.4.1.1 Principles and parameter definitions. In *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, Dane JH, Topp GC (eds). SSSA Book Series, No. 5. Soil Sci. Soc. Am.: Madison, Wisconsin, USA; 797–801, 2002a.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. 3.4.3.3 Constant head well permeameter (vadose zone). In *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, Dane JH, Topp GC (eds). SSSA Book Series, n.5. Soil Sci. Soc. Am, p.844–858, 2002b.

SILVA, J. R. L.; MONTENEGRO, A. A. A.; SANTOS, T. E. M. Caracterização física e hidráulica de solos em bacias experimentais do semiárido brasileiro, sob manejo conservacionista¹. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental** v.16, n.1, p.27–36, 2012.

SILVA, J. J. N.; MONTENEGRO, A. A. A.; PEDROSA, E. M. R.; BELTRÃO, N. E.; HENRIQUE, H. M. Water allocations and mulching in castor bean crops in a semiarid Fluvic Neossol¹. **Revista Ciência Agrônômica**, v.45, n.3, p.443-452, 2014.

VAN GENUCHTEN, M. Th. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society American Journal**, v.44, p.892-898, 1980.

VERON, F., MELVILLE, W. K., LENAIN, L. Infrared Techniques for Measuring Ocean Surface Processes. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.25, p. 307-326, 2008.

YOSHIOKA, M.; TAKAKURA, S.; ISHIZAWA, T., SAKAI, N. Temporal changes of soil temperature with soil water content in an embankment slope during controlled artificial rainfall experiments. **Journal of Applied Geophysics**, v.114, p.134-145, 2015.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos em regiões semiáridas são de grande relevância e contribuição tendo em vista a limitada disponibilidade de dados, dificuldades e custos elevados para realização desses estudos. O conhecimento da umidade do solo, em regiões com condições climáticas extremas associadas às condições socioeconômicas do local, pode fornecer subsídios de grande relevância para os agricultores e parâmetros para novas pesquisas.

A determinação de pontos estáveis de umidade em uma bacia serve como referência para estudos futuros nessas regiões. O acompanhamento da umidade do solo permite a implantações de práticas, manejo do solo, época de plantio e manejo para exploração da caatinga.

Os resultados iniciais obtidos pela técnica da termografia para estimativa indireta da umidade do solo e da permeabilidade em laboratório e condutividade hidráulica do solo não saturado no solo avaliados em campo podem contribuir para redução de custos com coletas e análise de solo. Por ser um equipamento de fácil manuseio, principalmente no que diz respeito ao monitoramento em bacias onde a necessidade de percorrer alguns quilômetros em terrenos com aclives e declives. Por se tratar de uma nova metodologia, a necessidades de estudos em campo e laboratório vão permitir ampliar as discussões sobre a técnica.

Dentre as condições de coberturas investigadas, pode-se observar que a condição com cobertura morta apresentou umidade levemente superior as demais condições, comprovando com isso a importância da técnica de manejo na manutenção da umidade ao longo do tempo. Adicionalmente o barramento de palma forrageira apresentou resultados satisfatórios, e mostrou-se também ser uma técnica promissora para manutenção da umidade no solo.