

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA DO SOLO**

**RELAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA COM A
HIDROFOBICIDADE DO SOLO**

TESE DE DOUTORADO

Eduardo Saldanha Vogelmann

Santa Maria, RS, Brasil

2014

RELAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA COM A HIDROFOBICIDADE DO SOLO

por

Eduardo Saldanha Vogelmann

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, Área de Concentração em Processos Físicos e Morfogenéticos do Solo, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Ciência do Solo**.

Orientador: Prof. José Miguel Reichert

Santa Maria, RS, Brasil

2014

Vogelmann, Eduardo Saldanha
RELAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA COM A
HIDROFOBICIDADE DO SOLO

/ Eduardo Saldanha Vogelmann. – 2014.

126 p.; 30cm

Orientador: José Miguel Reichert

Tese (doutorado) – Universidade Federal de Santa Maria,
Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-Graduação em
Ciência do Solo, RS, 2014

1. Repelência à água 2. Matéria orgânica 3. Substâncias
húmicas 4. Ângulo de contato água-solo 5. Curva de retenção de
água I. Reichert, José Miguel II. Título.

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo autor.

© 2014

Todos os direitos autorais reservados a Eduardo Saldanha Vogelmann. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita com autorização por escrito do autor.

Endereço: Universidade Federal de Santa Maria/Centro de Ciências Rurais/Departamento de Solos/Av. Roraima, n. 1000, Cidade Universitária, Camobi, Santa Maria, RS, 97105-900

Fone/Fax (055) 3220-8108; E-mail: eduardovogelmann@hotmail.com.

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Rurais
Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Tese de Doutorado

**RELAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA COM A HIDROFOBICIDADE
DO SOLO**

elaborada por
Eduardo Saldanha Vogelmann

como requisito parcial para obtenção do grau de
Doutor em Ciência do Solo

Comissão Examinadora:

José Miguel Reichert, PhD.
(Presidente/Orientador)

Dalvan José Reinert, PhD. (UFSM)

João Alfredo Braidá, Dr. (UFFS)

Leandro Souza da Silva, Dr. (UFSM)

Luis Eduardo Akiyoshi Sanches Suzuki, Dr. (UFPEL)

Santa Maria, 14 de Julho de 2014.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Edgar e Maria e ao meu irmão Henrique, pelo apoio nos momentos difíceis e pela compreensão ao serem privados da minha companhia em muitos momentos. Obrigado por me desejarem sempre o melhor, pelo esforço que fizeram para que eu conseguisse superar cada obstáculo em meu caminho e, principalmente, pelo amor imenso que vocês têm por mim. À vocês, minha família, sou eternamente grato por tudo que sou, por todas as minhas conquistas e por toda a minha felicidade.

Um grande agradecimento a minha namorada Juliana Prevedello, pelo amor, amizade, companheirismo, compreensão, ternura e carinho, além das importantes correções realizadas neste trabalho.

Minha gratidão especial ao Professor José Miguel Reichert, meu orientador e, sobretudo, um querido e grande amigo. Obrigado por sua dedicação e, principalmente, por sempre ter acreditado e depositado sua confiança em mim ao longo dos últimos sete anos que se iniciaram ainda na graduação (2007). Sem sua orientação, apoio, confiança e amizade, este trabalho e o caminho percorrido até aqui não seriam possíveis.

Aos professores Dalvan José Reinert, Paulo Ivonir Gubiani, Leandro Souza da Silva e Jean Paolo Gomes Minella pela amizade e ensinamentos. Agradecimento especial aos funcionários Heverton Heinz e Flávio Fontinelli e, aos membros da banca, demais professores e funcionários do PPGCS e do DS, pelo auxílio e amizade.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Física do solo pelas críticas, elogios, amizade e companheirismo sempre presentes e constantes durante os últimos sete anos. Sentirei saudades dos agradáveis momentos na sala 3017, tomando um café entre as conversas com os queridos amigos.

À CAPES, pela concessão da bolsa de estudo durante a realização do trabalho de mestrado e doutorado.

À Universidade Federal de Santa Maria, ao Departamento de Solo e, em especial, ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade e as excelentes condições oferecidas para a realização do curso de mestrado e doutorado.

Enfim, a todos que, de alguma forma, contribuíram para a minha formação e para a realização deste estudo, meu MUITO OBRIGADO.

*Dedico esta obra
à minha namorada Juliana
ao meu irmão Henrique
e especialmente aos meus pais,
Edgar e Maria, que tanto se dedicam,
para que seus filhos realizem os seus sonhos.*

RESUMO

Tese de Doutorado

Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo

Universidade Federal de Santa Maria

RELAÇÕES DA MATÉRIA ORGÂNICA COM A HIDROFOBICIDADE DO SOLO

AUTOR: EDUARDO SALDANHA VOGELMANN

ORIENTADOR: JOSÉ MIGUEL REICHERT

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 14 de Julho de 2014.

A hidrofobicidade do solo pode ser conceitualmente definida como a repelência do solo à água e está associada ao recobrimento das partículas do solo por substâncias orgânicas hidrofóbicas, que interagem de forma complexa com os poros e partículas minerais, dificultando o molhamento do solo. Os objetivos deste trabalho foram: (i) determinar a composição bioquímica da vegetação, das frações físicas e químicas da matéria orgânica e suas relações com a ocorrência e grau de hidrofobicidade; (ii) analisar os efeitos dos compostos hidrofóbicos em diferentes intensidades na sortividade e na curva de retenção de água; (iii) avaliar e monitorar os efeitos da variação da temperatura e do conteúdo de água na variação do grau de hidrofobicidade do solo ao longo de um ciclo de secagem. Foram coletadas amostras de solo de diferentes classes de solos existentes no Estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm foram coletadas amostras indeformadas (blocos), para a avaliação da sortividade e amostras com estrutura preservada, com cilindros metálicos (47 cm³), para a determinação da curva de retenção de água, densidade do solo, porosidade total, macroporosidade e microporosidade. Nessas camadas também foram coletadas amostras deformadas para a caracterização química e física dos solos. No entanto, parte das amostras utilizadas na determinação da curva de retenção de água foram previamente submetidas a uma extração química sequencial com acetona e uma solução de isopropanol:amônia para remoção dos compostos hidrofóbicos. A análise do carbono constou da determinação do carbono orgânico total e da determinação das frações físicas (>53µm e <53µm) e químicas (Ácidos Fúlvicos, Ácidos Húmicos e Humina). A sortividade da água e do etanol foram determinadas com um micro-infiltrômetro de tensão. A hidrofobicidade foi avaliada comparando valores de sortividade da água e do etanol. O ângulo de contato água-solo foi calculado a partir do índice de hidrofobicidade. O efeito da temperatura foi mensurado em cilindros de PVC (785 cm³) construídos com amostras desagregadas dos diferentes solos. As amostras foram umedecidas e secas sob diferentes temperaturas (20, 45 e 70°C), sendo a hidrofobicidade determinada simultaneamente pelo método do tempo de penetração da gota de água. A hidrofobicidade apresentou uma íntima relação com o teor de carbono orgânico do solo, principalmente com os compostos orgânicos acumulados na fração física <53 µm e na fração química da Humina, indicando que os compostos hidrofóbicos provavelmente apresentam elevada recalcitrância e estão fortemente associados às frações silte e argila, formando complexos organo-minerais estáveis, ao mesmo tempo em que recobrem total ou parcialmente a superfície de agregados ou partículas minerais. A existência desses compostos hidrofóbicos causa alterações na sortividade e no ângulo de contato água-solo, afetando diretamente a capilaridade e a curva de retenção do solo, reduzindo o volume de água retido nos menores potenciais. O aquecimento do solo à temperaturas inferiores a 45 °C não causa modificações na intensidade da hidrofobicidade, que é alterada somente quando a temperatura do solo excede a 70 °C ou quando a umidade do solo é acintosamente reduzida.

Palavras-chave: Repelência à Água. Sortividade. Substâncias Húmicas. Ângulo de Contato Água-Solo. Curva de Retenção de Água.

ABSTRACT

Doctorate Thesis

Post-Graduate Program in Soil Science

Federal University of Santa Maria

RELATIONSHIP OF ORGANIC MATTER WITH SOIL HYDROPHOBICITY

AUTHOR: EDUARDO SALDANHA VOGELMANN

ADVISER: JOSÉ MIGUEL REICHERT

Place and date of the defense: Santa Maria, July 14, 2014.

Soil hydrophobicity can be conceptually defined as soil repellency to water and is associated with the covering of soil particles by hydrophobic organic substances which interact with mineral particles and pores in a complex way, making soil wetting difficult. The objectives of this study were to: (i) determine the biochemical composition of vegetation, physical and chemical properties of soil organic matter fractions and their relationships to the occurrence and degree of soil hydrophobicity; (ii) analyze the effects of hydrophobic compounds at different intensities on sorptivity and water retention curve; (iii) measure and monitor the effects of variation of soil temperature and water content on the variability of the degree of soil hydrophobicity during a drying cycle. Soil samples were collected from different soil classes in the Rio Grande do Sul and Santa Catarina States, southern Brazil. From the 0-5, 5-10 and 10-15 cm soil layers, undisturbed samples (in blocks) were collected for the determination of sorptivity while preserved samples were collected using core samplers (volume of 47 cm³) for the evaluation of water retention curve, soil bulk density, total porosity, macroporosity and microporosity. From these layers, deformed samples were also collected for soil chemical and physical characterization. However, part of the samples used for the determination of water retention curves were previously subjected to sequential chemical extraction with acetone and a solution of isopropanol:ammonia to remove hydrophobic compounds. Soil carbon analysis consisted of determination of total organic carbon, physical (> 53µm and <53µm), and chemical (fulvic and humic acids and humin) fractions. Water and ethanol sorptivity was determined using tension micro-infiltrometer. Hydrophobicity was evaluated by comparing water and ethanol sorptivity values and soil-water contact angle was calculated from the hydrophobicity index. The effect of temperature was measured using PVC cylinder (785 cm³) constructed with disturbed samples from different soils, wetted and dried under different temperatures (20, 45 and 70 °C) and the hydrophobicity was determined using the water droplet penetration time method. Hydrophobicity had an intimate relationship with soil organic carbon content, mainly organic compounds accumulated in physical fractions <53 µm and chemical fraction humin, indicating that hydrophobic compounds are highly recalcitrant and are strongly associated with silt and clay fractions, forming stable organo-mineral complexes, and at the same time, covering all or part of surfaces of mineral particles or aggregates. The existence of these hydrophobic compounds caused changes in sorptivity and soil-water contact angle, directly affecting capillary and soil water retention curve, and reduced the volume of water retained at lower potentials. The heating of the soil at temperatures at or below 45 °C did not alter the intensity of hydrophobicity but there were changes when soil temperature exceeded 70 °C or when the soil moisture was drastically reduced.

Key-words: Water Repellency. Sorptivity. Humic Substances. Water-Soil Contact Angle. Water Retention Curve.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Principais agentes (negrito), processos e substâncias relacionadas com a origem e ocorrência de hidrofobicidade no solo.	34
Figura 2 – Mecanismo hidrofóbico de interação entre moléculas orgânicas apolares.	37
Figura 3 – Localização dos pontos de coleta das amostras nos sete solos no estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, em perspectiva na América do Sul.	48
Figura 4 – Locais de coleta das amostras nos sete perfis de solo estudados e os equipamentos utilizados na coleta dos anéis.	50
Figura 5 – Equipamento para avaliar a sortividade em agregados de solo (VOGELMANN et al., 2013b).....	58
Figura 6 – Distribuição percentual das frações granulométricas (mm) nas camadas de 0 – 5 (a), 5 – 10 (b) e 10 – 15 cm (c) dos sete solos estudados.....	67
Figura 7 – Curva de retenção de água das amostras de solo submetidas à extração química (CRA SE) ou não submetidas (CRA NSE) à extração dos compostos hidrofóbicos e variação do logaritmo tempo de penetração da gota (TPGA) nos diferentes potenciais de água nas camadas de 0 – 5 e 5 – 10 cm dos sete solos estudados. ...	76
Figura 8 – Representação detalhada da forma do menisco para duas superfícies sólidas: (a) duas superfícies hidrofílicas (preto); (b) duas superfícies hidrofóbicas (vermelho); (c) uma superfície hidrofílica ($\alpha = 0^\circ$) e uma hidrofóbica ($\alpha = 180^\circ$).	80
Figura 9 – Representação da interação da água com a superfície de partículas do solo hidrófilas e hidrofóbicas.....	81
Figura 10 – Representação da dinâmica da água no espaço poroso do solo nas condições de solo saturado (a e b) e no Ψ_n (c e b) para solos completamente hidrofílicos (a e c) e um solo afetado pela presença de uma partícula extremamente hidrofóbica ao centro (b e d).....	83
Figura 11 – Definição do ângulo de contato α entre uma gota líquida e a superfície plana do solo, em que: γ_s é a energia de superfície do sólido; γ_{LV} é a tensão superficial do líquido em equilíbrio com o vapor e; γ_{SL} é a energia da interface sólido – líquido.	84
Figura 12 – Distribuição percentual do carbono orgânico associado à fração granulométrica maior que 53 μm ($\text{CO} > 53 \mu\text{m}$) e menor que 53 μm ($\text{CO} < 53 \mu\text{m}$) em relação ao carbono orgânico total (COT) recuperado nas camadas de 0 – 5 (a), 5 – 10 (b) e 10 – 15 cm (c) dos sete solos estudados.....	90
Figura 13 – Distribuição percentual substâncias húmicas em relação ao carbono orgânico total recuperado, nas camadas de 0 – 5 (a), 5 – 10 (b) e 10 – 15 cm (c) dos sete solos estudados.	97
Figura 14 – Efeito da interação entre a temperatura e a umidade do solo sobre o tempo de penetração da gota de água (TPGA) na camada superficial dos sete solos estudados.	105
Figura 15 – Representação da dinâmica dos compostos hidrofóbicos no solo em função da variação da temperatura.	108

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Legenda e classificação dos sete solos estudados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (EMBRAPA, 2013) e Soil Taxonomy (USDA, 2014).	47
Tabela 2 – Região fisiográfica e coordenadas geográficas dos sete solos estudados.	48
Tabela 3 – Relação das principais famílias e espécies componentes da vegetação dos sete locais estudados.	64
Tabela 4 – Matéria seca, fibra bruta e extrato etéreo (EE) da parte aérea e do sistema radicular (0 – 15 cm de profundidade) da vegetação, nos sete solos estudados.	65
Tabela 5 – Frações da composição granulométrica nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm dos sete solos estudados.	66
Tabela 6 – Valores de porosidade total (Pt), macroporosidade (Macro), microporosidade (Micro), densidade do solo (Ds), densidade de partículas (Dp) e área superficial específica (ASE) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm, dos sete solos estudados.	68
Tabela 7 – Significância e coeficientes de correlação de Pearson ($p < 0,05$) entre as frações granulométricas e a área superficial específica (ASE) e a sortividade à água e ao etanol, índice de hidrofobicidade, e ângulo de contato água-solo nas três camadas avaliadas.	74
Tabela 8 – Conteúdo de fósforo (P), potássio (K), pH em água, $CTC_{pH\ 7,0}$, soma de bases (SB), saturação por Al^{3+} , saturação por bases e teor de carbono orgânico (CO) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm dos sete solos estudados.	87
Tabela 9 – Teores de carbono orgânico associado à fração granulométrica maior que 53 μm ($CO > 53 \mu m$), menor que 53 μm ($CO < 53 \mu m$), carbono orgânico total (COT) e porcentagem de recuperação do total de carbono pelo fracionamento físico em relação ao carbono orgânico total (CO Recuperado) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm, dos sete solos estudados.	89
Tabela 10 – Significância e coeficientes de correlação de Pearson ($p < 0,05$) entre as frações físicas do carbono orgânico (CO) e a sortividade à água e ao etanol, índice de hidrofobicidade, e ângulo de contato água-solo nas três camadas avaliadas.	92
Tabela 11 – Distribuição das substâncias húmicas do carbono orgânico total (COT), suas relações e porcentagem de recuperação do total de carbono pelo fracionamento químico em relação ao carbono orgânico total (CO Recuperado) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm, dos sete solos estudados.	95
Tabela 12 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson ($p < 0,05$) entre as frações químicas do carbono orgânico (CO) e a sortividade à água e ao etanol, índice de hidrofobicidade, e ângulo de contato água-solo nas três camadas avaliadas.	101
Tabela 13 – Estatística descritiva e classificação do TPGA em função das três temperaturas avaliadas nos sete solos estudados.	103

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASE	Área superficial específica do solo
C-AF	Fração ácidos fúlvicos
C-AH	Fração ácidos húmicos
C-EA	Extrato alcalino
CHa	Cambissolo Húmico Alumínico típico
C-HUM	Fração humina
CO	Carbono orgânico
COT	Carbono orgânico total
CRA NSE	Curva de retenção de água das amostras de solo não submetidas à extração química
CRA SE	Curva de retenção de água das amostras de solo submetidas à extração química
CV	Coefficiente de variação
Dp	Densidade de partículas
EE	Extrato etéreo
EMEG	Etilenoglicol mono-etil éter
LVdf	Latosolo Vermelho Distrófico
MACRO	Macroporosidade
MICRO	Microporosidade
MS	Massa seca da vegetação
NBd	Nitossolo Bruno Distrófico típico
NVa	Nitossolo Vermelho Alumínico húmico
PVd	Argissolo Vermelho Distrófico
RLh	Neossolo Litólico Húmico típico
TPGA	Tempo de penetração da gota de água
VEo	Vertissolo Ebânico Órtico

LISTA DE SÍMBOLOS

α	Ângulo de contato água-solo
μ_a	Viscosidade da água a 20 °C
μ_e	Viscosidade do etanol 95% a 20°C
arccos	Função arco cosseno
b	Parâmetro da função de difusão da água no solo
CO <53 μm	Carbono orgânico associado à fração granulométrica menor que 53 μm
CO >53 μm	Carbono orgânico associado à fração granulométrica maior que 53 μm
d_i	Distância euclidiana entre o i-ésimo posto de controle e a célula interpolada
Ds	Densidade do solo
f	Porosidade total
g	Aceleração da gravidade
G_i	Valor estimado na célula interpolada
h	Altura da ascensão capilar
m	Coefficiente de ajuste do modelo de van Genuchten
m	Expoente da distância euclidiana
n	Coefficiente de ajuste do modelo de van Genuchten
Q	Fluxo de líquido no agregado
R	Índice de hidrofobicidade
r	Raio do poro do solo
r	Raio ponta do micro-infiltrômetro
S	Sortividade
$S_{\text{água}}$	Sortividade da água
S_{etanol}	Sortividade do etanol
W_a	Força ou trabalho de adesão do líquido
x_i	Valor do i-ésimo posto de controle
α_x	Coefficiente de ajuste do modelo de van Genuchten
γ_a	Tensão superficial da água a 20°C
γ_e	Tensão superficial do etanol 95% a 20° C
θ	Umidade volumétrica
θ_r	Umidade residual medida
θ_s	Umidade de saturação
ρ	Densidade da água
Ψ_g	Potencial gravitacional
Ψ_m	Potencial matricial da água no solo
γ_{LV}	Tensão superficial do líquido em equilíbrio com o vapor
γ_s	Energia de superfície do sólido
γ_{SL}	Energia da interface sólido-líquido

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	25
2 HIPÓTESES	27
3 OBJETIVOS	29
3.1 Objetivo geral.....	29
3.2 Objetivos específicos	29
4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
4.1 Distribuição e ocorrência da hidrofobicidade no solo.....	31
4.2 Origem da hidrofobicidade nos solos	32
4.3 Manifestação da hidrofobicidade: do hidrofílico ao hidrofóbico	36
4.4 Fatores condicionantes do caráter hidrofóbico	38
4.4.1 Composição granulométrica	38
4.4.2 Umidade do solo.....	39
4.4.3 Matéria orgânica do solo.....	41
4.4.4 Temperatura	43
4.5 Hidrologia dos solos hidrofóbicos	44
5 MATERIAIS E MÉTODOS	47
5.1 Localização e descrição do local de estudo	47
5.2 Coleta das amostras de solo e da vegetação.....	49
5.3. Caracterização química da vegetação	51
5.4 Caracterização química do solo	51
5.4.1 Propriedades química do solo	52
5.4.2 Carbono orgânico do solo	52
5.4.2.1 Fracionamento químico do carbono orgânico do solo.....	52
5.4.2.2 Fracionamento físico do carbono orgânico do solo.....	53
5.5 Extração dos compostos hidrofóbicos.....	54
5.6 Caracterização físico-hídrica do solo.....	54
5.6.1 Composição granulométrica, área superficial específica e densidade de partículas do solo	55
5.6.2 Propriedades físico-hídricas do solo.....	56
5.7 Sortividade, índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo.....	57
5.8 Tempo de penetração da gota de água	59
5.9 Monitoramento da umidade do solo e do índice de hidrofobicidade sob diferentes temperaturas	60
5.10 Análise estatística	61
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	63
6.1 Caracterização da vegetação.....	63
6.2 Propriedades físicas dos solos	65
6.3 Sortividades, índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo	69
6.4 Efeitos da hidrofobicidade na curva de retenção de água do solo.....	75
6.5 Propriedades químicas dos solos	86
6.5.1 Caracterização química dos solos.....	86
6.5.2 Fracionamento físico do carbono orgânico do solo.....	87
6.5.3 Fracionamento químico do carbono orgânico do solo.....	94
6.6 Efeito da temperatura e da umidade no grau de hidrofobicidade do solo	102
7 CONCLUSÕES	111

8 LITERATURA CITADA..... 113

1 INTRODUÇÃO

A hidrofobicidade é um fenômeno documentado em vários países. Existem registros de estudos de casos de hidrofobicidade na Europa (DOERR et al., 2007), Ásia (JARAMILLO (2006), América do Sul (VOGELMANN et al., 2010) e na Oceania, onde se observou que a hidrofobicidade afeta extensas áreas, podendo ocasionar graves problemas na produção agropecuária (DEURER et al. 2011).

Conceitualmente, a hidrofobicidade pode ser entendida como a repelência do solo à água e está associada ao recobrimento das partículas do solo por substâncias orgânicas hidrofóbicas, que interagem de forma complexa com a arquitetura porosa e partículas minerais, dificultando o molhamento do solo. Historicamente, o fenômeno foi documentado em várias áreas submetidas a queimadas, sendo inicialmente atribuída apenas à ação do fogo, que provocaria o aquecimento da superfície promovendo alterações nos compostos em função do secamento do solo, principalmente pela condensação das substâncias orgânicas hidrofóbicas (De BANO, 2000).

Estudos recentes, contudo, identificaram o fenômeno em várias regiões, em decorrência de diversas causas, demonstrando ser muito mais amplo do que anteriormente se acreditava. Dentre os novos fatores associados à ocorrência da hidrofobicidade, a umidade do solo tem sido diretamente relacionada com a manifestação do caráter hidrofóbico do solo, afetando a intensidade e persistência desse fenômeno. Além disso, a vegetação local também pode contribuir com compostos orgânicos hidrofóbicos que recobrem as partículas do solo (MATAIX-SOLERA et al., 2007). Nesse sentido, os microrganismos, principalmente as bactérias, também exercem um papel importante, já que esses são os principais decompositores da matéria orgânica do solo e produzem e liberam uma série de exsudatos potencialmente hidrofóbicos (SCHAUMANN et al., 2007). Do mesmo modo, as hifas e micélios de alguns fungos, cuja superfície é recoberta por substâncias hidrofóbicas, podem contribuir para o aumento do grau de hidrofobicidade (FEENEY et al., 2006). Analogamente, a área superficial específica e a textura do solo podem estar associadas indiretamente com a ocorrência desse fenômeno (WOCHE et al., 2005).

A existência de hidrofobicidade no solo exige uma atenção diferenciada, principalmente em relação às práticas de uso e manejo. Como efeito primário, verifica-se a redução da taxa de infiltração da água que, conseqüentemente, afeta a germinação de sementes, o crescimento e o desenvolvimento da vegetação. Além disso, em decorrência da

menor taxa de infiltração, a ocorrência de erosão hídrica devido ao maior escoamento superficial e à menor infiltração de água também pode ser potencializada (SHAKESBY et al., 2000).

Além da evidente redução da infiltração causada por compostos hidrofóbicos, em alguns casos, a distribuição desses compostos na parede dos agregados ou poros do solo pode induzir a ocorrência de fluxo preferencial, fazendo com que ocorram perdas de solutos por lixiviação. Na escala de poros, a repelência da água altera o ângulo de contato entre as fases sólida e líquida, que por sua vez reduz ou elimina as forças capilares, estabilizadoras da água no solo. Assim, são fundamentais os estudos buscando alternativas para entendermos a gênese da hidrofobicidade em nível de estrutura de poros no solo e os seus possíveis impactos na dinâmica da água no solo.

Recentemente, Jury et al. (2011) elencaram os desafios contemporâneos da física do solo e destacaram a necessidade de ampliação e aprofundamento dos estudos relacionados à hidrofobicidade do solo. De acordo com os autores, as limitações que perduram são, na realidade, frutos da não compreensão da gênese da hidrofobicidade em nível de poros, além das limitadas capacidades em integrar a compreensão dos processos locais para prever os impactos em grande escala, como, por exemplo, em uma bacia hidrográfica. Assim, tornam-se imprescindíveis estudos relacionados aos elementos ativos da matéria orgânica, descrevendo e esclarecendo minuciosamente os processos e mecanismos de revestimento que tornam as superfícies minerais hidrofóbicas e como esses efeitos se repercutem no ambiente.

Com isso, evidencia-se a importância da hidrofobicidade na produção vegetal e no uso e manejo dos solos. Contudo, informações relacionadas à gênese dos compostos hidrofóbicos e em sua dinâmica micro-hidrológica ainda são incipientes, sendo imprescindíveis pesquisas específicas que objetivem avançar no entendimento da origem e dos efeitos desse fenômeno na dinâmica da água no solo para prever sua ocorrência e avançar em técnicas que venham a mitigar os seus efeitos no ambiente.

2 HIPÓTESES

- H1: A existência de compostos hidrofóbicos no solo diminui a sortividade da água e aumenta o ângulo de contato água-solo, afetando a curva de retenção do solo, capilaridade e, conseqüentemente, reduzindo a disponibilidade de água às plantas.
- H2: A ocorrência de hidrofobicidade do solo está diretamente relacionada com o predomínio da fração Humina e fração física do carbono orgânico do solo <53 μm .
- H3: A temperatura superficial máxima do solo, em ambiente natural no Sul do Brasil, não causam alterações na ocorrência ou no grau de hidrofobicidade de solos com diferentes texturas.

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo geral

Determinar o impacto dos componentes da vegetação natural e das frações químicas e físicas da matéria orgânica associados ao efeito da temperatura do solo na ocorrência da hidrofobicidade e seus respectivos efeitos na sortividade, curva de retenção de água e disponibilidade hídrica às plantas no solo.

3.2 Objetivos específicos

- i. Caracterizar e relacionar a composição bioquímica da parte aérea e sistema radicular da vegetação natural com a ocorrência e intensidade da hidrofobicidade no solo.
- ii. Caracterizar e determinar as inter-relações entre as frações físicas e químicas do carbono orgânico e o caráter hidrofóbico no solo.
- iii. Caracterizar e comparar o efeito da presença de compostos hidrofóbicos na curva de retenção de água do solo.
- iv. Determinar e caracterizar a sortividade, índice de hidrofobicidade e o ângulo de contato água-solo.
- v. Monitorar os efeitos da variação da temperatura e umidade na alteração da hidrofobicidade do solo.

4 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1 Distribuição e ocorrência da hidrofobicidade no solo

A hidrofobicidade pode ser entendida como a dificuldade de molhamento do solo pela água, geralmente devido ao recobrimento das partículas do solo por substâncias orgânicas hidrófobas (VOGELMANN et al., 2012). Um aspecto fundamental ao estudar esse fenômeno é que o mesmo apresenta uma elevada variabilidade temporal e espacial (MADSEN et al., 2011), dificultando a realização de estudos que visam determinar precisamente a área afetada pelo fenômeno, embora já tenha sido reportado na Europa (DOERR et al., 2007), América do Sul (VOGELMANN et al., 2010), Ásia (KOBAYASHI; SHIMIZU, 2007) e Oceania (DEURER et al. 2011). Esse comportamento dificulta e ocasiona alteração no diagnóstico do grau de hidrofobicidade do solo tornando sua avaliação dependente das condições climáticas (GERKE; KOHNE, 2002).

Um dos poucos estudos nesse âmbito foi realizado por Dekker e Ritsema (1994) em solos de reservas naturais na Holanda, revelando que aproximadamente 75% dos horizontes superficiais dos solos agrícolas holandeses apresentavam algum grau de repelência à água, sendo que mais de 95% desses horizontes apresentam elevado grau de hidrofobicidade, principalmente nos solos com alto teor de carbono orgânico. No Brasil inexistente um levantamento estatístico que revele a abrangência do fenômeno nos solos, porém existem registros de solos hidrofóbicos nos estados do Pará, Maranhão (JOHNSON et al., 2005), Rio de Janeiro (PÉREZ et al., 1998;), Paraná (HANSEL et al., 2008) e Rio Grande do Sul (VOGELMANN et al., 2010).

Os primeiros estudos sobre a hidrofobicidade já relatavam a sua ocorrência em uma grande diversidade de locais e condições edafoclimáticas; contudo, ressaltavam a associação do fenômeno com algumas condições preferenciais, como clima seco e solos arenosos (DEKKER; RITSEMA, 1994). Recentemente, novos estudos revelaram a ocorrência do fenômeno em uma grande variedade de solos, desde solos minerais até orgânicos, incipientes a muito intemperizados, fortemente ácidos a alcalinos, férteis a pouco férteis, o que nos remete a concluir que a hidrofobicidade pode ocorrer em qualquer tipo de solo (DOERR et al., 2000; JARAMILLO, 2006). A sua relação com clima seco também já fora refutada, pois também existem registros de solos hidrofóbicos em locais de clima úmido, como tropical

úmido (PÉREZ et al., 1998; JARAMILLO, 2006) e em clima úmido do norte da Europa (SHAKESBY et al., 2000; DOERR et al., 2006).

Esses estudos contribuíram para o entendimento de que o fenômeno não se manifesta de maneira permanente, pois se apresenta com máxima intensidade nas épocas mais secas e pode, em seguida, diminuir ou até mesmo desaparecer nas épocas úmidas (KEIZER et al., 2007). Períodos prolongados de secamento promovem a elevação do grau de hidrofobicidade e impõem uma alta dificuldade para o reumedecimento do solo, podendo necessitar de longos períodos úmidos para que o solo consiga se reumedecer (DOERR et al., 2006). Isso pode ser confirmado analisando o estudo de Rodríguez-Alleres et al. (2007), o qual fornece a primeira análise sistemática da distribuição e persistência da hidrofobicidade em solos úmidos no nordeste da Espanha. Focando na textura e no tipo de cobertura vegetal, os autores encontraram os maiores valores de repelência em solos florestados com eucaliptos e pinus em relação a solos sob pastagem e lavoura de milho, sendo que estes apresentaram pouca ou nenhuma hidrofobicidade.

4.2 Origem da hidrofobicidade nos solos

A hidrofobicidade do solo é observada em uma grande diversidade de solos e sob diferentes condições climáticas (DOERR et al., 2007). Várias podem ser as origens das substâncias orgânicas responsáveis pela repelência (Figura 1). Contudo, geralmente atribui-se esse fenômeno ao acúmulo e recobrimento das partículas minerais (argila, silte e areia) por compostos orgânicos hidrófobos, derivados da atividade metabólica e da decomposição de restos de plantas e microorganismos (DOERR et al., 2000, BUCZKO et al., 2005). Portanto, a hidrofobicidade encontra-se intimamente associada ao conteúdo de matéria orgânica do solo, resultado da intensa produção, decomposição e ciclagem do material vegetal, condição comumente encontrada em ambientes florestais, onde estão localizados a maioria dos registros do fenômeno (MADSEN et al., 2011).

A vegetação é uma das principais fontes diretas de compostos orgânicos hidrofóbicos, dentre os quais destacam-se as ceras, lipídeos e resinas, que naturalmente são compostos hidrófobos e, no solo, podem contribuir para a elevação da severidade da hidrofobicidade (ELLERBROCK et al., 2005). Esses compostos são bastante estáveis, com decomposição lenta e, dessa forma, acumulam-se na camada superficial do solo, desde que o solo não seja

constantemente revolvido (SCOTT et al., 2000; BUCZKO et al., 2005). Isso é característico de áreas florestais, onde ocorre o fornecimento contínuo de resíduos vegetais que se depositam na superfície do solo, formando uma camada rica e espessa de material orgânico (WAHL, 2008; GLENN; FINLEY, 2010). Essa camada, comumente chamada de serrapilheira, é formada por tecidos de plantas e animais não decompostos e por produtos parcialmente decompostos, essenciais para o crescimento de fungos e bactérias, que, ao mesmo tempo, podem produzir e liberar exsudatos ou produtos de sua decomposição com características hidrofóbicas (RILLIG, 2005; MATAIX-SOLERA et al., 2007). Nas camadas mais inferiores existem raízes de plantas capazes de produzir exsudatos radiculares hidrofóbicos, tornando a região próxima a essas raízes hidrófoba, com o objetivo de aumentar a disponibilidade de nutrientes ou como forma de defesa contra a dessecação (HALLET et al., 2003; RILLIG, 2005). Existem também relatos da produção de exsudatos hidrófobos por hifas de fungos (RILLIG et al., 2010) e bactérias (ROPER, 2004; BAYER; SCHAUMANN, 2007). Fungos e bactérias são os principais agentes decompositores, os quais apresentam seu crescimento potencializado em condições de elevada disponibilidade de material orgânico (MADSEN et al., 2008; LARSEN et al., 2009).

Espécies arbóreas perenifólias também são associadas com a hidrofobicidade, principalmente coníferas (WAHL, 2008; LARSEN et al., 2009) e eucalipto (COELHO et al., 2005; DE BLAS, 2013). Buczko et al. (2005) e Doerr et al. (2005b) relatam que algumas coníferas podem produzir material vegetal com considerável quantidade de resinas e ceras. Entretanto, Hallet (2008) ressalta que as substâncias hidrofóbicas produzidas pela vegetação são importantes mecanismos de defesa, ou seja, as ceras e lipídeos nas folhas protegem contra a ação da radiação e contra a perda de água excessiva pelo processo de transpiração, além de reduzirem a perda evaporativa de água da camada superficial do solo. As resinas servem de proteção ao ataque de insetos e os exsudatos radiculares somados ao efeito do material hidrofóbico constituinte da serrapilheira, tornam o solo hidrofóbico, dificultando a germinação de sementes e o desenvolvimento de novas plantas, que possivelmente poderiam competir por água, luz e nutrientes, sugerindo assim, que a produção de substâncias hidrofóbicas poderia se constituir em um importante mecanismo alelopático (HALLET, 2008). Portanto, apesar da hidrofobicidade ter sido apontada como um fator negativo para o solo, existem também fatores benéficos desse fenômeno, que geralmente são ignorados e ainda não estão claramente elucidados na literatura, carecendo de estudos específicos mais aprofundados para a sua compreensão (VOGELMANN et al., 2013c).

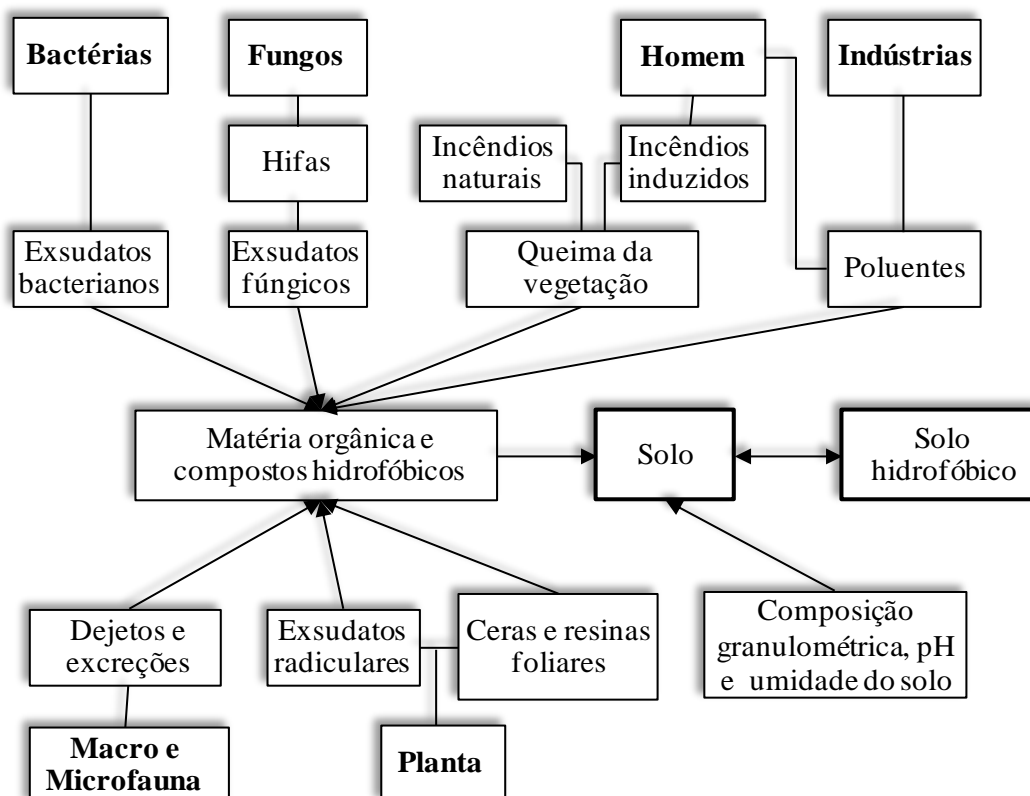


Figura 1 – Principais agentes (negrito), processos e substâncias relacionadas com a origem e ocorrência de hidrofobicidade no solo.

Fonte: Vogelmann et al. (2014).

Outro fator importante na manifestação do caráter hidrofóbico é o aquecimento do solo provocado por queimadas e incêndios (MADSEN et al., 2011). Fox et al. (2007) ressaltam que incêndios e queimadas provocam a elevação da temperatura na camada superficial, originada principalmente pela volatilização e condensação de substâncias orgânicas hidrofóbicas, formando uma camada superficial hidrófoba, a qual constitui um impedimento à infiltração de água e o consequente umedecimento do solo. De Bano (2000) e Doerr et al. (2005b) acrescentam que aquecimento provocado pelos incêndios e queimadas alteram os compostos orgânicos ou contribuem para a formação de novos compostos, originando, assim, substâncias orgânicas hidrofóbicas que envolvem as partículas do solo e passam a impedir o umedecimento do mesmo.

Recentemente, Vogelmann et al. (2012) acrescentaram que o aquecimento causado pela queima da vegetação pode afetar a estrutura de substâncias, como gorduras e óleos, que são normalmente associados com a presença de hidrofobicidade e são componentes da vegetação ou da matéria orgânica do solo. Estes compostos apresentam em sua composição

química grande quantidade de ácidos graxos saturados e, portanto, são sólidos à temperatura ambiente. No entanto, têm sua viscosidade reduzida mediante o aquecimento promovido pela queima da vegetação (ABRAMOVIC; KLOFUTAR, 1998), tornando-se fluidos, o que facilita a sua distribuição sobre as partículas minerais, resultando em um aumento na hidrofobicidade do solo, que diminui ao longo do tempo à medida que os compostos hidrofóbicos vão sendo decompostos ou lixiviados através do perfil de solo (VOGELMANN et al., 2012).

As ações antrópicas também podem promover o aparecimento da hidrofobicidade no solo (PÉREZ et al., 1998; ROY et al., 2003). Esses autores observaram elevação da hidrofobicidade em diferentes solos após o derramamento de poluentes, principalmente derivados de petróleo. Dessa forma, o homem pode ser um importante agente modificador da natureza, por provocar incêndios, causar poluição ou favorecer o acúmulo de resíduos sob a superfície do solo, passando a estimular indiretamente a manifestação desse fenômeno. Além da vegetação, das queimadas e da contaminação por poluentes, polímeros extracelulares produzidos por bactérias ou fungos também podem favorecer o aparecimento da hidrofobicidade. Segundo Schaumann et al. (2007), dependendo da estirpe bacteriana, biofilmes de exsudatos podem induzir ou remover a repelência de materiais do solo.

Embora seja difícil estudar os fatores separadamente, fungos são apontados como uma das causas da hidrofobicidade e Feeney et al. (2006) descrevem que existe uma forte relação entre biomas fúngicos e a ocorrência desse fenômeno no solo. Segundo Roper et al. (2004) e Schauman et al. (2007), a atividade microbiana afeta processos físicos e químicos adicionando nutrientes ao solo através da decomposição das plantas. Além disso, a biomassa microbiana (hifas) e exsudatos hidrófobos distribuem-se sobre as partículas do solo alterando as características hidráulicas do solo, ao mesmo tempo em que afetam a sortividade das partículas e dos microagregados. Essa redução da taxa de umedecimento causada pelo aumento da hidrofobicidade tem sérias implicações para o manejo do solo, afetando as condições de cultivo e acentuando o fluxo de água entre agregados (HALLET; YOUNG, 1999).

A rizosfera, área de solo ao redor das raízes das plantas, também pode apresentar maior índice de hidrofobicidade que o solo isoladamente (HALLET et al., 2003). Combinações específicas produzidas por raízes de plantas podem induzir a hidrofobicidade, principalmente quando associados aos efeitos dos metabólitos microbianos secundários oriundos dessas raízes em decomposição (MATAIX-SOLERA et al., 2007; RODRÍGUES-ALLERREZ, 2007).

4.3 Manifestação da hidrofobicidade: do hidrofílico ao hidrofóbico

As teorias sobre a ocorrência da hidrofobicidade no solo relacionam a sua manifestação com a acumulação de certos compostos orgânicos hidrófobos. Logo que são produzidos, esses compostos distribuem-se no solo e recobrem total ou parcialmente as partículas minerais, agregados e paredes dos poros, transmitindo ao material o comportamento hidrofóbico. No entanto, a hidrofobicidade não é estática, podendo diminuir sua intensidade esporadicamente, devido à mudança na orientação dos compostos orgânicos com estruturas anfifílicas (MASHUM; FARMER, 1985). As estruturas anfifílicas, apesar de serem geralmente solúveis em água, são muito efetivas na produção de um revestimento hidrofóbico, unindo sua terminação polar à superfície do solo ao mesmo tempo em que expõem seu terminal apolar.

O próprio conceito de hidrofobicidade, historicamente denominada como “repelência da água ao solo”, é um conceito relativo, pois o que existe na realidade é uma imiscibilidade momentânea e reversível. O termo miscibilidade é definido como a capacidade que uma substância líquida tem de se misturar ou se dissolver em outro líquido, formando um sistema homogêneo (ADAMSON; GAST, 1997). Assim, tanto a afinidade como a repelência provêm da atração entre a água e as superfícies sólidas (adesão) ou entre moléculas de água (coesão). A molécula da água possui um átomo de oxigênio com uma carga negativa e dois átomos de hidrogênio com carga positiva, formando uma forte estrutura bipolar, capaz de atrair os cátions pela superfície carregada negativamente e os ânions para a outra extremidade carregada positivamente (KLEBER; JOHNSON, 2010). A atração dessas terminações negativas e positivas induz as moléculas de água a formarem uma estrutura mantida por pontes de hidrogênio; assim, a água se adere a outras superfícies como, por exemplo, as partículas do solo. No entanto, quando o solo se encontra com elevada umidade, as extremidades polares dos compostos hidrofóbicos são atraídas pela água livre e os compostos anteriormente aderidos às partículas do solo podem ser carregados para a solução (KLEBER; JOHNSON, 2010). Porém, como a parte hidrófoba dos compostos não apresenta relação com a água, os compostos hidrofóbicos passam a se agrupar, enovelando-se, buscando reduzir a área de contato direto com a água, permanecendo exposta somente a face hidrofílica da molécula hidrófoba (DOERR; THOMAS, 2003).

Segundo o descrito por Kleber e Johnson (2010), moléculas hidrofóbicas não se dissolvem em água, entretanto, se imersas, irão se agrupar em glóbulos, pois as moléculas de

água tendem a obedecer à segunda lei da termodinâmica, a qual comenta que em um sistema isolado há a tendência natural de aumento da entropia (Figura 2). Assim, todos os sistemas tendem a evoluir para a máxima entropia. No entanto, próximo às regiões hidrofílicas das moléculas hidrofóbicas, as moléculas de água mostram-se mais lentas e presas quando comparadas às demais moléculas no líquido; essa redução em sua mobilidade resulta em uma diminuição na entropia (REZUS; BAKKER, 2007). Portanto, de acordo com os princípios da termodinâmica, a força motriz para a agregação de moléculas apolares através de interações hidrofóbicas pode estar relacionada com a tendência da água em reduzir a área de superfície de contato das moléculas anfifílicas com o líquido. Dessa forma, é reduzido o número total de moléculas de água, em um "estado de baixa entropia", na camada de solvatação das moléculas hidrofóbicas, que se agrupam, buscando maximizar o número de moléculas de água livres na solução (REZUS; BAKKER, 2007).

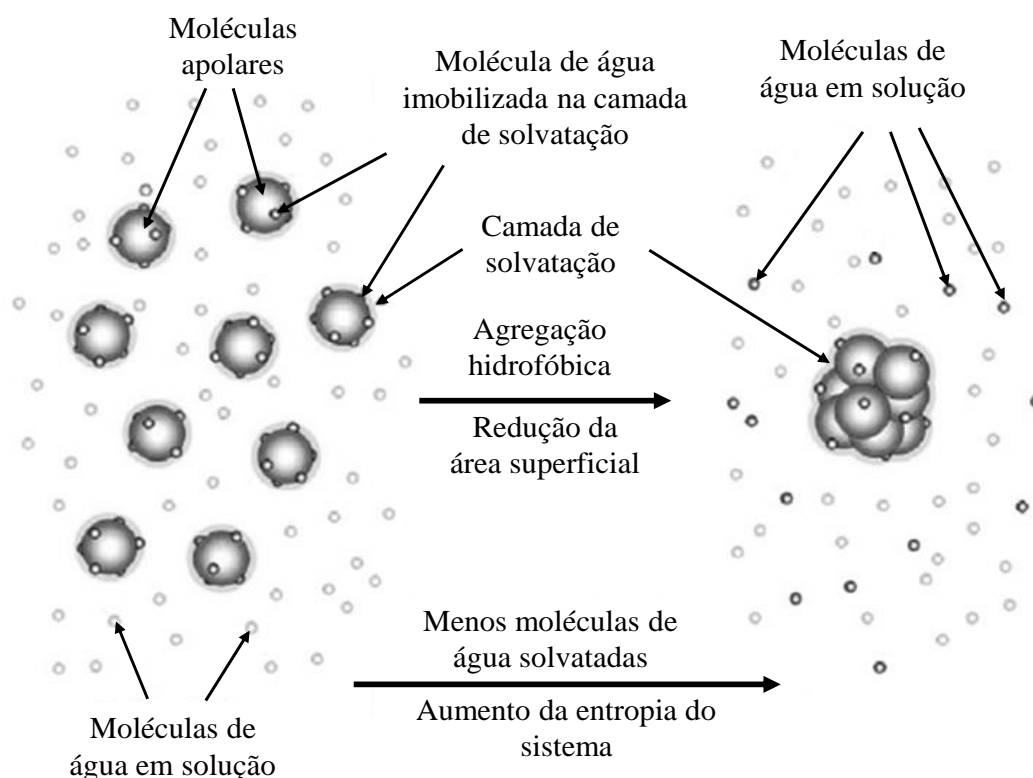


Figura 2 – Mecanismo hidrofóbico de interação entre moléculas orgânicas apolares.

Fonte: Vogelmann et al. (2013c) adaptado de Kleber e Johnson (2010).

Com a redução da umidade do solo, os filmes de água tornam-se cada vez menores e o Ψ_m menor, causando redução da atividade da água no solo. Dessa forma, os grupos hidrofílicos podem se orientar em direção à camada de água, enquanto que as cadeias hidrofóbicas se orientam em direção ao ar (FRANCO et al., 2000). Quando a umidade atinge níveis muito baixos, os grupos hidrofílicos (polares) passam a ser atraídos pelas partículas carregadas do solo, unindo sua terminação polar à superfície do solo e expondo seu terminal apolar (face hidrófoba) recobrando total ou parcialmente as partículas, agregados e paredes dos poros (HORNE; MCINTOSH, 2000).

Apesar dos compostos hidrofóbicos provavelmente serem de natureza orgânica, alguns trabalhos relatam que não existe relação direta entre o grau de hidrofobicidade e o conteúdo de matéria orgânica (JARAMILLO, 2006). Vogelmann et al. (2010) verificaram existência dessa relação, porém com coeficientes de determinação baixos e pouco satisfatórios para fazer predições sobre a eventual manifestação do fenômeno em determinado solo em função do conteúdo de matéria orgânica. Isso reforça a ideia de que esse comportamento não está relacionado com a quantidade, mas sim à composição da matéria orgânica, característica esta, que vai induzir a manifestação da hidrofobicidade no solo (JARAMILLO, 2006).

4.4 Fatores condicionantes do caráter hidrofóbico

4.4.1 Composição granulométrica

O grau de hidrofobicidade pode ser afetado pela proporção de partículas do solo recobertas por uma camada hidrofóbica, fato que é influenciado diretamente pela área superficial específica das partículas, a qual varia consideravelmente com a textura do solo (DOERR et al., 2006). Solos arenosos têm menor área superficial específica, então, uma determinada quantidade de compostos hidrofóbicos tende a pressionar uma proporção maior de partículas do que no caso de um solo argiloso ou siltoso onde a área de superfície específica é maior (WOCHE et al., 2005). DOERR et al. (2007) também relatam a ocorrência da hidrofobicidade constatada em solos de textura arenosa e os autores reiteram que a elevada hidrofobicidade nos solos arenosos está relacionada com a maior facilidade de recobrimento

das partículas grosseiras por substâncias hidrofóbicas, devido a menor superfície específica da fração areia, que era a fração granulométrica predominante.

Entretanto, apesar dos solos com textura arenosa apresentarem maior facilidade para desenvolver a hidrofobicidade, existem vários registros do fenômeno em solos argilosos ou de textura fina. Chan (1992) encontrou grau de repelência extremo em amostras de solo com teor de argila variando de 25 a 40 %. Segundo Doerr et al. (2000), em ambientes com crescimento vegetativo abundante e constante, o aporte de material hidrofóbico pode ser tão elevado que, além de recobrir as partículas mais grosseiras, também reveste com material orgânico parte das partículas finas.

Portanto, a hidrofobicidade está intimamente relacionada com a distribuição da matéria orgânica sobre a superfície das partículas do solo, como descrito por De Jonge et al. (1999) e De Gryze et al. (2006). Esses autores encontraram nas frações de menor tamanho do solo o mais alto grau de hidrofobicidade, atribuindo ao maior conteúdo de material orgânico que estaria associado a essas frações. Bisdom et al. (1993) acrescentam que a elevada repelência em solos argilosos pode ocorrer porque as partículas de argila formam agregados, reduzindo a superfície específica, formando estruturas compactas e reduzindo a superfície específica exposta às substâncias hidrofóbicas.

Porém, na literatura os resultados sobre o efeito da textura na hidrofobicidade ainda são controversos. Os resultados de Woche et al. (2005) revelaram maior hidrofobicidade em solos arenosos devido à menor área superficial, facilitando assim o recobrimento das partículas com material orgânico hidrofóbico. Scott (2000) não encontrou efeito significativo da textura sobre o grau de repelência em plantações florestais de eucaliptos e pinus, na África do Sul. Vogelmann et al. (2010), estudando dezessete classes de solos, também não encontraram correlação entre a composição granulométrica e o índice de hidrofobicidade. Isso demonstra a inconsistência entre as observações e evidencia a necessidade de estudos aprofundados, que visem esclarecer como os compostos estão distribuídos e associados as frações granulométricas no solo.

4.4.2 Umidade do solo

A hidrofobicidade de um solo não é estática e apresenta variação espacial e temporal, sendo que o conteúdo de água do solo é uma das variáveis que mais influencia na sua ocorrência (DEKKER et al. 2001). A relação do conteúdo da água com a hidrofobicidade foi

o foco do estudo de Keizer et al. (2007), que investigaram sua variabilidade no espaço e no tempo em um solo cultivado durante uma estação de crescimento de batata e de milho em Portugal. Os resultados confirmaram o comportamento transitório da hidrofobicidade, que mudou notadamente dentro de curtos períodos de tempo, principalmente em função da variação do conteúdo de água no solo.

Alguns materiais orgânicos potencialmente hidrofóbicos citados por Doerr et al. (2000; 2007) e Jaramillo (2006) são os exsudatos de raízes de plantas, ceras da superfície foliar de plantas, compostos oriundos do metabolismo de certas espécies de fungos e matéria orgânica em decomposição, produzidos pelas raízes e por microrganismos para aumentar a disponibilidade de nutrientes ou como forma de defesa contra a dessecação do solo, como descrito por Hallet et al. (2003). Esses compostos são fortemente hidrófilos em ambiente úmido, mas, abaixo de um limite crítico de umidade, as superfícies hidrófilas agrupam-se fortemente umas com as outras, envolvendo parcialmente ou completamente as partículas ou até os agregados do solo, deixando uma superfície de exposição hidrofóbica (DEKKER et al. 2001). Isso também é relatado por MacDonald e Huffman (2004) e Robinson et al. (2010), os quais concluíram que um solo é propenso a apresentar hidrofobicidade quando abaixo de um nível crítico de umidade quando seu comportamento pode alterar-se abruptamente, de molhável para não molhável. Porém, um prolongado período de molhamento pode novamente reverter esse comportamento e o solo pode novamente tornar-se hidrofílico. Dessa forma, solos hidrofóbicos podem reestabelecer sua molhabilidade (DOERR et al., 2007).

A taxa de infiltração de água em um solo hidrofílico e seco inicialmente é alta em função do menor Ψ_m , decrescendo após determinado tempo com a saturação do solo e aumento do Ψ_m (tende a zero quando o solo está saturado). Contrariamente, em um solo hidrofóbico, a taxa de infiltração ao iniciar o processo de umedecimento é muito pequena, podendo ser nula (VOGELMANN et al., 2013a). Mas nem sempre, pois de acordo com Hallet e Young (1999) o fluxo de água entre os agregados pode ser acentuado devido à hidrofobicidade, podendo resultar em uma frente de umedecimento irregular ou fluxo preferencial no solo. Outra particularidade observada por De Jonge et al. (1999) e Vogelmann et al. (2013a) é que a hidrofobicidade atinge zero quando a umidade do solo está próxima da capacidade de campo e aumenta entre esse conteúdo de água e o ponto de murcha permanente, sendo o valor máximo obtido na condição de menor umidade. Isso corrobora com Dekker e Ritsema (1994), os quais relatam que existe uma zona de transição ou zona crítica de umidade do solo, definida por dois conteúdos de umidade. O primeiro, mais baixo, determina o conteúdo mínimo limite de água, abaixo do qual o solo é repelente à água, e o

segundo, mais alto, que determina o conteúdo de água acima do qual o solo é molhável. Essa umidade crítica geralmente é mais variável nos primeiros centímetros de solo, provavelmente devido as maiores variações no conteúdo de matéria orgânica na camada superficial entre solos de diferentes locais (Dekker et al., 2001).

Como exemplo, Doerr e Thomas (2003) encontraram valores de umidade do solo entre 0,14 e 0,22 g g⁻¹, respectivamente, para os limites inferior e superior da zona de repelência. Em outro estudo, Täumer et al. (2005) mediram esta zona de transição em amostras de solo e definiram os valores de 0,03 a 0,18 g g⁻¹. Porém, a maioria das amostras hidrofóbicas avaliadas encontrou-se na zona de transição entre 0,04 a 0,10 g g⁻¹. Dessa forma, os autores comprovaram que amostras com alto conteúdo de água não apresentam elevada hidrofobicidade, contrariamente às amostras com menor conteúdo de água que apresentaram maior hidrofobicidade, corroborando com Vogelmann et al. (2013a).

4.4.3 Matéria orgânica do solo

A relação entre a matéria orgânica e a hidrofobicidade tem sido motivo de vários estudos (DOERR et al., 2007; VOGELMANN, et al., 2010, DE BLAS et al., 2013), uma vez que os compostos hidrofóbicos são provavelmente de natureza orgânica. Porém, os resultados não têm sido muito consistentes, principalmente quando se fazem estudos comparativos entre amostras de locais diferentes (MATAIX-SOLERA; DOERR, 2004). Uma explicação simples para esta inconsistência pode ser que a quantidade de compostos hidrofóbicos necessários para causar a repelência não é diretamente proporcional à quantidade de matéria orgânica presente no solo (DOERR et al., 2000). Essas afirmações sugerem que o grau de hidrofobicidade do solo não estaria relacionado unicamente com o teor de matéria orgânica, mas que o caráter hidrofóbico poderia estar relacionado com a qualidade e composição das substâncias constituintes da matéria orgânica (DOERR et al, 2005a; VOGELMANN et al., 2010).

Assim, tem-se buscado estudar mais profundamente os compartimentos e componentes da matéria orgânica. Como por exemplo, tem sido enfatizada a importância específica dos lipídios, que são exsudatos ou subprodutos da decomposição de plantas (BLASS et al., 2013), fungos e bactérias (SCHAUMANN et al., 2007), sendo considerados importantes componentes da matéria orgânica do solo. Sob esse ponto de vista, a

hidrofobicidade vem sendo compreendida como um dos resultados da complexa interação entre as diferentes partículas minerais do solo e os compostos orgânicos, especialmente os lipídios. Contudo, essa interação não é unicamente influenciada pelas características da matéria orgânica, mas também por outros fatores como a composição molecular da fração lipídica, substâncias húmicas e o grau de associação desses compostos e as partículas (BLASS et al., 2013). Dessa forma, esses fatores influenciam conjuntamente na severidade e persistência da hidrofobicidade, pois podem cobrir as superfícies das partículas do solo, ou agregados, ou até ocorrer como material intersticial, que pode estar relacionado com frações de diferentes tamanhos (DOERR et al., 2007; RODRÍGUEZ-ALLERES et al., 2007).

A associação desses compostos e as partículas do solo também estão intrinsecamente relacionados com a grande variabilidade da hidrofobicidade no solo, característica que poderia ser justificada pelas diferenças em termos de composição granulométrica, mineralógica e principalmente vegetação de diferentes locais. Isso corrobora com o descrito por Doerr et al. (2000) que relatam que a vegetação pode contribuir consideravelmente na liberação de ceras, resinas e óleos, e citam como exemplos o caso do eucalipto e do pinus que atualmente são as espécies florestais mais comumente associados com a hidrofobicidade. Analogamente, De Blass et al. (2013) observaram uma redução da hidrofobicidade de amostras de solos sob florestas de pinus e eucalipto após a extração dos lipídios livres, seguida pela extinção completa da hidrofobicidade após uma nova extração química, que removeu os lipídeos associados a fração mineral. Isso indicaria que a fração lipídica possivelmente é uma das principais responsáveis pelo caráter hidrofóbico e, provavelmente, se acumula no solo associada às partículas minerais apresentando elevada resistência ao ataque microbiano (FRANCO et al., 2000; RODRÍGUEZ-ALLERES et al., 2007).

Segundo Mashum et al. (1988), que analisaram a composição química de extratos hidrofóbicos de um solo arenoso, é devido à presença abundante de ácidos graxos de cadeia longa e ceras associada a ocorrência de hidrofobicidade no solo. Isso foi reiterado por Franco et al. (2000) que descrevem a hidrofobicidade como sendo um reflexo da presença de ácidos graxos e ceras em solos arenosos da Austrália. Os autores acrescentam que tais ceras seriam predominantemente oriundas da vegetação e que a contribuição direta dos microrganismos para a fração lipídica seria baixa, apesar de a atividade microbiana ser essencial para a decomposição dos resíduos e acúmulo dos materiais mais recalcitrantes como as ceras, em detrimento dos demais que seriam rapidamente decompostos. Com base nisso, Franco et al. (2000) concluíram que as ceras, provavelmente oriundas da vegetação, são importantes

constituintes da fração orgânica do solo e contribuem decisivamente para o aumento da hidrofobia.

4.4.4 Temperatura

Os primeiros trabalhos que buscaram elucidar as relações do aquecimento com a hidrofobicidade foram realizados por DeBano et al. (1970) e Savage (1974), os quais observaram que o fogo poderia induzir a hidrofobicidade em solo previamente hidrofílico e aumentar ou reduzir a hidrofobicidade na superfície de um solo já hidrofóbico, dependendo da temperatura alcançada durante o incêndio, da umidade do solo e da quantidade e tipo de resíduos na superfície. Assim, eles propuseram que o calor produzido pela combustão dos resíduos na superfície do solo vaporizaria substâncias orgânicas, as quais seriam movidas para camadas inferiores ao longo dos gradientes de temperatura, até atingirem as camadas subjacentes mais frias, onde se condensariam. Essa movimentação dos vapores contendo os compostos hidrofóbicos iniciaria depois de atingida uma temperatura específica, continuando por um determinado tempo após o fim do fogo em função da propagação descendente do calor gerado na superfície, volatilizando mais compostos orgânicos. A condensação desses compostos volatilizados resultaria em um revestimento uniforme na superfície das partículas do solo tornando-as hidrofóbicas, culminando na formação de uma camada hidrofóbica em subsuperfície (DEBANO, 2000). De acordo com essa teoria, a matéria orgânica acumular-se-ia na superfície do solo durante os intervalos entre incêndios (DEBANO, 1970). Nesses intervalos, a camada superficial do solo se tornaria hidrofóbica principalmente devido à secagem da mistura de matéria orgânica parcialmente decomposta com as partículas do solo.

Nesse contexto, Doerr et al. (2005b) reiteram que a repelência à água pode ser observada em diversos ambientes com intensidades variadas e comentam que sua severidade pode ser aumentada pela ocorrência de incêndios. Os possíveis efeitos do aquecimento produzido pela queima ao nível do solo também foram investigados por Robichaud e Hungerford (2000), que observaram o aumento da hidrofobicidade na superfície e em subsuperfície, indicando a provável migração dos compostos hidrofóbicos para camadas mais profundas ou o aumento da cobertura superficial das partículas pelas substâncias hidrofóbicas. A partir disso, Robichaud e Hungerford (2000) concluíram que quando há uma grande quantidade de resíduos vegetais sob a superfície e ocorrem incêndios de grandes magnitudes,

estes promovem elevações significativas da temperatura pela queima da vegetação. Assim, altas temperaturas na superfície do solo (acima de 300 °C) destruiriam a repelência na camada superficial que, em contrapartida, seria intensificada nas camadas subsuperficiais.

Contudo, a temperatura do solo durante um incêndio é elevada na superfície, diminuindo com o aumento da profundidade (DOERR et al., 2005b). Isso é comentado por Letey (2001) ao relatar que a combinação de combustão e transferência de calor durante os incêndios produz gradientes de temperatura elevados apenas nas camadas superficiais do solo. As temperaturas podem elevar-se significativamente, atingindo valores acima de 500°C próximo às chamas, contudo a temperatura na profundidade de 5 cm de solo provavelmente não devem exceder 150 °C porque o solo seco é um mau condutor de calor (DE BANO et al., 2000). Letey (2001) comenta a possibilidade de que as substâncias que se deslocam a partir da queima de matéria orgânica tenham sido produzidas por reação de pirólise; contudo, para isso, seriam necessárias elevadas temperaturas (próximas a 350°C), as quais seriam atingidas apenas em incêndios de grandes proporções. No entanto, em áreas onde os solos são "naturalmente" hidrofóbicos, o fogo pode ter pouco efeito sobre a repelência à água, desde que a temperatura do solo permanecem abaixo do limiar da destruição repelência (ZIERHOLZ et al., 1995).

4.5 Hidrologia dos solos hidrofóbicos

A presença de compostos hidrofóbicos promove a redução da sortividade do solo, afetando diretamente o processo de infiltração de água. A infiltração tem uma grande importância prática, pois está relacionada com o balanço hídrico e com a dinâmica da água no solo (HILLEL, 2003). Durante o processo de infiltração, estando o solo inicialmente seco, observa-se uma maior taxa de infiltração devido ao maior gradiente hidráulico (menor Ψ_m), com tendência decrescente ao longo tempo até se atingir um valor constante na condição de saturação do solo (HILLEL, 2003).

Em seu estudo, Vogelmann (2011) verificou que Argissolos e Latossolos não hidrofóbicos apresentaram a maior sortividade a água na condição mais seca, reduzindo com o umedecimento do solo. Nesses solos, hidrofílicos, a variação da sortividade pode ser dividida em diferentes estágios. No início do processo, o valor do gradiente hidráulico foi elevado, portanto, houve uma taxa de infiltração alta. À medida que o solo foi absorvendo

água, o Ψ_m aumentou, até que o gradiente hidráulico $[(\Psi_m + \Psi_g) / \Psi_g]$ foi tendendo a 1 e, conseqüentemente, a taxa de infiltração atingiu um valor aproximadamente igual à condutividade hidráulica do solo saturado, momento em que o Ψ_m passa a ser infinitamente pequeno e portanto desprezível.

Contudo, ao analisar um Vertissolo, Cambissolo e Planossolo com elevados índices de hidrofobicidade, Vogelmann (2011) observou um comportamento diferente da sortividade à água, verificando que a maior sortividade foi observada na condição de solo úmido (tensão de 10 kPa) contrariando o esperado e observado nos Latossolos e Argissolos. O autor observou uma pequena variação na taxa de infiltração na condição seca, sendo que nas condições de maior umidade a taxa de infiltração foi mais elevada. Esse comportamento atípico também se refletiu na infiltração acumulada, sendo o menor volume de água infiltrado observado nas amostras mais secas, devido a reduzida taxa de infiltração, limitada pelos efeitos da hidrofobicidade.

Portanto, o acúmulo de compostos hidrofóbicos no solo exige uma atenção diferenciada, principalmente em relação ao uso e manejo do solo (WANG et al., 2004). Como efeito primário, Hallet (2008) cita a redução da taxa de infiltração de água e, dessa forma, a quantidade de água disponível pode ser diminuída, afetando a germinação de sementes e o crescimento e desenvolvimento das plantas. Além disso, solos hidrofóbicos apresentam um risco ainda maior em relação às contaminações por poluentes, principalmente quando esses poluentes forem compostos polares, pois podem permanecer concentrados na camada superficial em função da redução da taxa de infiltração decorrente da ação dos compostos hidrofóbicos. Dessa forma, os poluentes podem ser facilmente carregados pela chuva, acumulando-se em depressões ou em mananciais hídricos (DOERR et al., 2007; MÜLLER; DEURER, 2011). Ademais, a distribuição dos compostos hidrofóbicos nos poros ou nas paredes dos agregados do solo pode induzir a ocorrência de fluxo preferencial de água, fazendo com que ocorram perdas de solutos por lixiviação ou contaminações de camadas subsuperficiais. A reação dos poluentes com a matriz do solo capaz de reter ou atenuar o efeito contaminante do poluente é dificultada ou não ocorre, resultando na percolação dos poluentes para camadas mais profundas, o que dificulta a sua degradação e os processos de biorremediação (PÉREZ et al., 1998; GERKE et al., 2001).

A redução da infiltração ainda pode afetar indiretamente a emergência das plantas e causar a inatividade de fertilizantes (MÜLLER; DEURER, 2011) e agrotóxicos que necessitem ser solubilizados para agirem corretamente (HALLET, 2008). Investigações realizadas em solos arenosos na Alemanha demonstraram que, em solos florestados com

coníferas, a capacidade de infiltração do solo foi reduzida devido ao efeito de compostos hidrofóbicos presentes nos resíduos orgânicos dessas espécies (BUCZKO et al., 2005). Assim, tanto em solos sob uso agrícola ou florestal, o uso e o manejo do solo pode ter influência significativa sobre as propriedades hidráulicas (GLENN; FINLEY, 2010; MÜLLER; DEURER, 2011), pois as práticas de manejo do solo são capazes de alterar a infiltração, o escoamento superficial diretamente e indiretamente quando afetam a hidrofobicidade do solo (JARAMILLO, 2006). Tais mudanças influenciam, sobretudo, na disponibilidade e na capacidade de armazenamento da água no solo, afetando consideravelmente o crescimento e desenvolvimento da vegetação (BUCZKO et al., 2005).

O acúmulo de compostos hidrofóbicos no solo pode ocasionar indiretamente uma redução drástica da hidratação da estrutura do solo em função do revestimento dos poros por tais compostos (De GRYZE et al., 2006). Isso ocorre devido à redução da infiltração e percolação da água, resultando no desenvolvimento de fluxos subsuperficiais desuniformes, interferindo na distribuição e dinâmica da água no solo (BLACKWELL, 2000), além da redução da disponibilidade de água às plantas, afetando diretamente nos processos de germinação e produção das culturas (DEURER et al., 2011). Simultaneamente, pode promover o aumento do escoamento superficial e, conseqüentemente, o agravamento do processo erosivo, principalmente em locais onde é comum a ocorrência de chuvas torrenciais após períodos prolongados de seca, ou seja, uma combinação de eventos que atualmente está aumentando em frequência e intensidade em decorrência das alterações climáticas (SHAKESBY et al., 2000; DOERR et al., 2007).

5 MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Localização e descrição do local de estudo

O estudo foi desenvolvido com amostras de diferentes classes de solos existentes no Estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Tabela 1). Os pontos amostrados no Rio Grande do Sul foram previamente descritos por Vogelmann (2011) e em Santa Catarina por Costa (2012). Posteriormente, os solos foram classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 2013) e com o Soil Taxonomy (USDA, 2014).

As coordenadas geográficas dos pontos das coletas foram registradas com o auxílio de um aparelho GPS (Tabela 2). A partir das coordenadas foram localizados os pontos amostrados nos mapas dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Figura 3).

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima das regiões estudadas é o tipo Cfa, subtropical úmido, constituído por quatro estações bem definidas, com invernos frescos (temperaturas baixas para os padrões brasileiros) e verões quentes (amenos nas partes mais elevadas), separados por estações intermediárias com aproximadamente três meses de duração, e chuvas bem distribuídas ao longo do ano. A precipitação das regiões estudadas é bem distribuída ao longo do ano com volumes médios de 1.200 a 1.600 mm no RS e 1.500 a 2.000 mm em SC. A temperatura média anual é de 13 a 17°C no RS e 16 a 20°C em SC (NIMER et al., 1990).

Tabela 1 – Legenda e classificação dos sete solos estudados segundo o Sistema Brasileiro de Classificação do Solo (EMBRAPA, 2013) e Soil Taxonomy (USDA, 2014).

Sigla	Sistema Brasileiro de Classificação do Solo	Soil Taxonomy	Material de Origem
CHa	Cambissolo Húmico Alumínico típico	Humudepts	Basalto
LVdf	Latossolo Vermelho Distroférico típico	Hapludox	Basalto
NBd	Nitossolo Bruno Distrófico típico	Kandiudox	Folhelhos
NVa	Nitossolo Vermelho Alumínico húmico	Kandiudox	Folhelhos
PVd	Argissolo Vermelho Distrófico típico	Paleudalf	Arenito
RLh	Neossolo Litólico Húmico típico	Udorthents	Basalto
VEo	Vertissolo Ebânico Órtico típico	Hapludert	Basalto

Tabela 2 – Região fisiográfica e coordenadas geográficas dos sete solos estudados.

Solo	Região fisiográfica	Estado	Latitude	Longitude
CHa	Planalto Sul	SC	S 27° 43' 11"	W 50° 21' 43"
LVdf	Missões	RS	S 27° 53' 34"	W 53° 19' 21"
NBd	Planalto Sul	SC	S 27° 54' 35"	W 50° 08' 19"
NVa	Planalto Sul	SC	S 27° 44' 22"	W 49° 46' 39"
PVd	Depressão Central	RS	S 29° 42' 56"	W 53° 43' 50"
RLh	Planalto Sul	SC	S 28° 16' 44"	W 49° 54' 05"
VEo	Campanha	RS	S 30° 44' 15"	W 55° 46' 55"

CHa - Cambissolo Húmico Alumínico típico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico típico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico húmico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico típico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

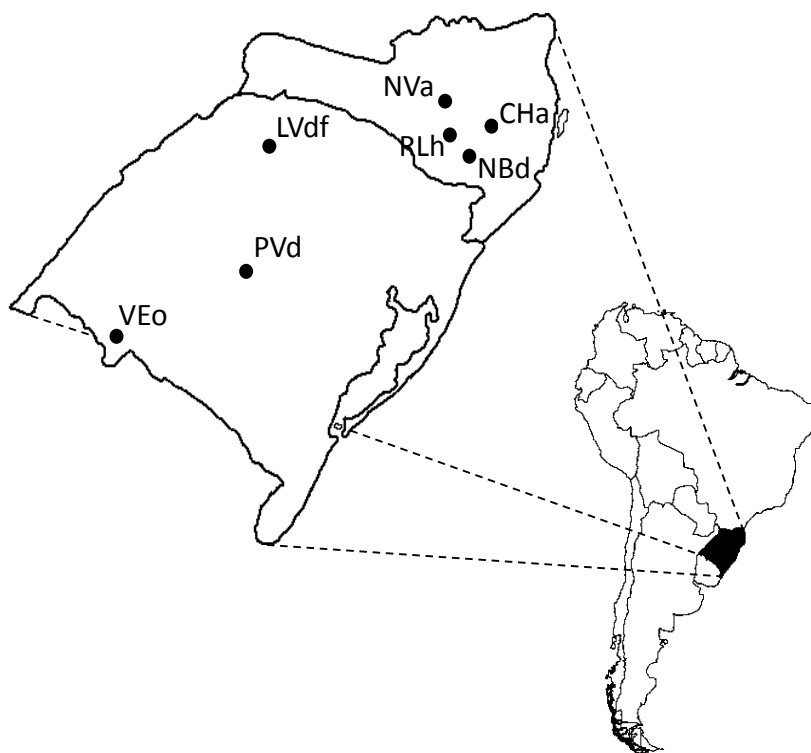


Figura 3 – Localização dos pontos de coleta das amostras nos sete solos no estado do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, em perspectiva na América do Sul.

CHa - Cambissolo Húmico Alumínico típico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico típico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico húmico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico típico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

5.2 Coleta das amostras de solo e da vegetação

Antes da coleta das amostras, foi observada visualmente a vegetação de forma que o local escolhido fosse composto unicamente pelo campo natural e que as espécies fossem preferencialmente as mesmas em todos os pontos amostrados. No momento das coletas, todas as áreas estavam sendo utilizadas com pastagem para bovinos (Figura 4).

As amostras da vegetação e da serrapilheira foram coletadas nos mesmos pontos das amostras de solo, em Junho de 2013, sendo, posteriormente, descritas e classificadas em laboratório. Assim, as espécies predominantes foram as de crescimento hibernar em detrimento das estivais, evitando a alteração na composição florística quando avaliado em outras épocas do ano (BOLDRINI; EGGERS, 1996; QUADROS et al., 2003).

As amostras de solo foram coletadas em locais em que a vegetação era constituída apenas de campo natural e sem a evidência de alterações antrópicas recentes exceto a atividade pecuária. Para cada classe de solo, foram amostrados dois pontos diferentes, sendo coletadas, juntamente com as amostras de solo, amostras da serrapilheira e da vegetação.

Para a avaliação da sortividade foram coletadas em cada um dos dois pontos, amostras indeformadas (em blocos) nas camadas de 0 – 5; 5 – 10 e 10 – 15 cm nos locais apontados na Figura 3. Nesses mesmos pontos e camadas também foram coletadas 8 amostras em cada camada com a estrutura preservada, utilizando-se cilindros metálicos de 4,8 cm de diâmetro e 2,6 cm de altura, para a determinação da curva de retenção de água, densidade do solo, porosidade total, macroporosidade e microporosidade, segundo metodologia da EMBRAPA (1997). Amostras deformadas foram coletadas nas mesmas camadas para a determinação da composição granulométrica e caracterização química dos solos.

Em cada um dos dois pontos amostrados, foram coletados blocos de solo na camada de 0 – 15 cm para a posterior separação e coleta da massa de raízes. Ainda foram coletadas manualmente amostras de folhas e caules da vegetação local, realizando a amostragem da massa verde pelo corte raso da vegetação em três áreas delimitadas por um quadrado de 0,25 m². Após coletadas, as amostras foram acondicionadas em recipientes plásticos e encaminhadas para o laboratório, para a determinação da composição da vegetação.



Figura 4 – Locais de coleta das amostras nos sete perfis de solo estudados e os equipamentos utilizados na coleta dos anéis.

CHa - Cambissolo Húmico Alumínico típico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico típico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico húmico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico típico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

5.3. Caracterização química da vegetação

Os resíduos vegetais foram compostos pelas raízes e parte aérea (colmos, folhas, talos) da vegetação presente nas áreas avaliadas. A separação das raízes foi realizada através da lavagem do solo com água corrente em peneira de malha de 1 mm. Em seguida, as raízes foram secas ao ar e posteriormente em estufa a 40°C para uniformizar a umidade. As raízes foram armazenadas em sacos plásticos sob temperatura ambiente até o início das análises laboratoriais.

Juntamente com a coleta das raízes, foi realizada a coleta da parte aérea da vegetação. Uma subamostra dos resíduos vegetais pré-secas a 40°C foi finamente moída em moinho estacionário do tipo Willey equipado com peneira de 1 mm. Outra subamostra dos materiais pré-secos a 40°C foi utilizada para determinação da massa seca (MS) em estufa à 105°C até peso constante.

As amostras pré-secas (40°C) e finamente moídas foram submetidas às análises laboratoriais para a determinação dos teores de fibra total e extrato etéreo. O extrato etéreo foi determinado pela extração das amostras moídas com éter etílico utilizando extrator Soxhlet (AOAC, 2007). A análise da fibra bruta foi realizada submetendo as amostras à digestão ácida, com solução de ácido sulfúrico 1,25%, seguida por digestão alcalina com hidróxido de sódio 1,25% (AOAC, 2007). Todos os resultados obtidos foram calculados em percentagem de MS a 105°C.

5.4 Caracterização química do solo

A caracterização química foi constituída pelo fracionamento químico e físico do carbono orgânico, determinação da acidez ativa, acidez potencial, saturação por Al^{3+} , $CTC_{pH7,0}$ e saturação por bases.

5.4.1 Propriedades química do solo

A acidez ativa do solo foi estimada pelo pH determinado em água destilada na relação solo:água de 1:2,5. Os teores de Ca^{2+} e Mg^{2+} trocáveis foram determinados por espectroscopia de absorção atômica após extração com KCl $1,0 \text{ mol L}^{-1}$. O Al^{3+} trocável foi extraído com solução de KCl $1,0 \text{ mol L}^{-1}$ que foi titulado com NaOH $0,025 \text{ mol L}^{-1}$. O Na^+ e o K^+ foram extraídos com solução de Mehlich-1 (HCl $0,05 \text{ mol L}^{-1}$ + H_2SO_4 $0,025 \text{ mol L}^{-1}$) e seus teores determinados por fotometria de chama, sendo considerados trocáveis. A acidez potencial (H^+ + Al^{3+}) foi determinada em extrato de $\text{Ca}(\text{OAc})_2$ $1,0 \text{ mol L}^{-1}$ a pH 7,0 e titulado com NaOH $0,06 \text{ mol L}^{-1}$. A partir dos dados analíticos foi calculada a capacidade de troca de cátions a pH 7,0 ($\text{CTC}_{\text{pH}7,0}$), a saturação por alumínio e saturação por bases (EMBRAPA, 1997).

5.4.2 Carbono orgânico do solo

O carbono orgânico do solo foi determinado pela metodologia descrita por Tedesco et al. (1995), na qual a matéria orgânica é oxidada com solução de dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$) $0,4 \text{ mol L}^{-1}$ em presença de ácido sulfúrico (H_2SO_4) concentrado. Após aquecimento em bloco de digestão, o excesso de dicromato de potássio é titulado com solução de sulfato ferroso amoniacal ($\text{Fe}(\text{NH}_4)(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) $0,1 \text{ mol l}^{-1}$ em presença de indicador difenilamina.

5.4.2.1 Fracionamento químico do carbono orgânico do solo

Com base na solubilidade diferenciada das substâncias húmicas em meios alcalino e ácido, foram determinados os teores de C associados à fração de ácidos húmicos (C-AH), à fração ácidos fúlvicos (C-AF) e à fração humina (C-HUM) (BENITES et al., 2003). Na etapa de extração, foram utilizados 20 ml de solução de NaOH $0,1 \text{ mol L}^{-1}$, adicionada a amostra de solo previamente pesada em um tubo de centrífuga, sendo em seguida agitada manualmente e

deixada em repouso por 24 h. Após foi realizada a separação da fração C-AH + C-AF, denominada extrato alcalino (C-EA), e a do solo remanescente, fração C-HUM, através de centrifugação a 3.500 rpm por 30 min, seguida de duas lavagens do resíduo com a mesma solução de NaOH 0,1 mol L⁻¹, adicionando-se os extratos aos materiais anteriormente reservados. Ao término das extrações, o material remanescente no frasco foi seco em estufa de circulação e renovação de ar a 50°C sendo, posteriormente, utilizado na determinação da fração C-HUM. Na sequência, o extrato alcalino (C-AH + C-AF) teve o pH ajustado para 1,0 ± 0,2 com H₂SO₄ a 20 %, permanecendo, em seguida, em repouso por 18 h, até a decantação do precipitado formado. O precipitado (C-AH) foi separado da fração solúvel (C-AF) por filtração, utilizando-se sistema Millipore de filtragem e filtro de 0,45µm. A fração C-AH foi rediluída em solução de NaOH 0,1 mol L⁻¹ e teve o volume completado para 50 ml; já o volume da C-AF foi ajustado para 50 ml, utilizando-se água destilada.

Para a determinação do teor de carbono orgânico nas frações C-HUM, C-AH e C-AF seguiu-se o procedimento descrito por Tedesco et al. (1995). Para as frações C-AH e C-AF utilizou-se como amostra uma alíquota de 5 ml de solução do extrato obtido no fracionamento. Também foram calculadas as relações entre os teores de C associados às frações ácidos húmicos e ácidos fúlvicos (C-AH/C-AF), entre os teores de C no extrato alcalino (C-AH + C-AF) com a fração humina (C-EA/C-HUM) e entre os teores de C no extrato alcalino e o carbono orgânico total (C-EA/COT).

5.4.2.2 Fracionamento físico do carbono orgânico do solo

Em frascos snap-cap foram pesados 20 g de solo e adicionados 60 ml de hexametáfosfato de sódio (5 g L⁻¹). Essa suspensão foi agitada por 15 h em agitador horizontal. Esse procedimento visa à destruição dos agregados do solo, liberando a matéria orgânica associada principalmente à fração argila.

Posteriormente, com o auxílio de um leve jato de água, o material foi passado em peneira de 0,053 mm (53 µm) (CAMBARDELLA; ELLIOTT, 1992) a fim de provocar a separação das frações areia mais material orgânico das frações silte e argila. O material que ficou retido na peneira (fração particulada, grosseira) foi transferido para placas de petri devidamente identificadas e previamente pesadas. A fração associada aos minerais (que passou pela peneira de 0,053 mm) foi armazenada em béquer de 1 L. As frações obtidas

(maior e menor que 53 μm) foram secas em estufa de circulação e renovação de ar a 50°C, até peso constante. Posteriormente, foram moídas em gral de porcelana para a realização da análise do teor de carbono orgânico segundo a metodologia descrita por Tedesco et al. (1995).

5.5 Extração dos compostos hidrofóbicos

A extração dos compostos hidrofóbicos das amostras de solos foi realizada adaptando-se o método descrito por Hansel et al. (2008), com a extração sendo realizada diretamente na amostra contida no cilindro, sem haver desagregação do solo. Uma solução de acetona foi utilizada primeiramente para extrair a fração apolar, deixando-se os cilindros imersos na solução por 12 h, sendo, em seguida, lavada com água destilada para remoção do extrator. Esse procedimento foi repetido por três vezes, para maximizar a remoção dos compostos hidrofóbicos.

Após a primeira extração, os cilindros foram novamente embebidos em uma solução de isopropanol:amônia (IPA:NH₃), a 15,7 mol L⁻¹ NH₃ (7:3, v/v) por 24 h, para extrair a fração polar sendo, em seguida, lavada com água destilada para remoção do extrator. Esse procedimento foi repetido por três vezes, para otimizar a remoção dos compostos hidrofóbicos das amostras. Com o objetivo de isolar possíveis efeitos do procedimento de extração com as diferentes soluções nas amostras não submetidas ao processo de extração, foi realizado procedimento similar, porém nessas, sem o uso da solução extratora, sendo as mesmas embebidas apenas em água destilada.

5.6 Caracterização físico-hídrica do solo

A caracterização físico-hídrica foi constituída da análise granulométrica, curva de retenção de água, densidade do solo, densidade de partículas, porosidade total, macroporosidade e microporosidade.

5.6.1 Composição granulométrica, área superficial específica e densidade de partículas do solo

A composição granulométrica consiste na quantificação do teor de areia (2,0 – 0,05 mm), silte (0,05 – 0,002 mm) e argila (<0,002 mm) pelo método da pipeta (EMBRAPA, 1997). O teor de areia total foi composto pela soma dos teores de areia muito grossa (2 – 1 mm), areia grossa (1 – 0,5 mm), areia média (0,5 – 0,25 mm), areia fina (0,25 – 0,105 mm) e areia muito fina (0,125 – 0,05 mm). Esse método baseia-se na dispersão da amostra com solução de NaOH 1 mol L⁻¹, separação da fração areia por tamisamento em úmido e da argila pela velocidade de sedimentação, considerando-se a lei de Stokes. O silte foi determinado pela diferença das massas de areia e argila do total. A dispersão das amostras de solo foi realizada por meio de agitação horizontal com 120 rpm durante 4 h, utilizando vidros de 100 ml contendo 20 g de solo, 60 ml de NaOH 1% (dispersante químico), 50 ml de água destilada e duas esferas de nylon. As amostras das classes de solos CHa, RLh e VEO, foram previamente tratadas com peróxido de hidrogênio para destruição química da matéria orgânica (EMBRAPA, 1997).

A área superficial específica do solo (ASE) foi determinada gravimetricamente pela retenção do etilenoglicol mono-etil éter (EMEG), com amostras de solo previamente tratadas com peróxido de hidrogênio para destruição química da matéria orgânica. Na determinação da ASE foi utilizando 1 g de solo seco em estufa a 105°C e pesado em balança de precisão com aproximação de 0,0001 g. Às amostras de solo foram adicionados 2 ml de EMEG, saturando completamente as amostras. Em seguida as amostras foram colocadas em dessecador contendo 200 g de cloreto de cálcio para a evaporação do excesso de EMEG até restar somente aquele adsorvido à superfície das partículas, formando uma camada monomolecular. Depois de colocadas no dessecador, as amostras foram pesadas transcorridas 24 h em intervalos de 8 h até que se atingisse uma constância de peso (CERATO; LUTENEGGER, 2002). A densidade de partículas (D_p) foi determinada pelo método do balão volumétrico modificado (GUBIANI et al., 2006).

5.6.2 Propriedades físico-hídricas do solo

Para as determinações da densidade do solo, da porosidade total, da macroporosidade e da microporosidade, da distribuição do tamanho de poros e da permeabilidade ao ar, as amostras com estrutura preservada foram saturadas por ascensão capilar gradual e, posteriormente, submetidas às tensões de 1, 6 e 10 kPa em coluna de areia (REINERT; REICHERT, 2006) e às tensões de 33, 100, 500 e 1500 kPa em câmara de pressão (KLUTE, 1986). Esse procedimento foi realizado com as amostras submetidas ou não ao processo de extração química dos compostos hidrofóbicos. Após serem equilibradas em cada uma das tensões, determinou-se o tempo de penetração da gota de água (TPGA) em cada uma das amostras (item 5.8).

Por fim, as amostras foram secas em estufa a 105°C até obter peso constante, para determinar a densidade do solo (EMBRAPA, 1997). A porosidade total foi determinada pela equação 1:

$$f = \left(1 - \frac{D_s}{D_p}\right) \quad (1)$$

em que: f é a porosidade total ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); D_s é a densidade do solo (g cm^{-3}); D_p é a densidade de partículas (g cm^{-3}).

Considerou-se como microporosidade o volume de água retido pelo solo à tensão de 6 kPa. A macroporosidade foi obtida pela diferença entre a porosidade total e a microporosidade.

A curva de retenção de água no solo foi obtida pela relação entre a umidade e o potencial da água no solo em cada ponto avaliado, sendo os dados ajustados ao modelo de van Genuchten (1980), de acordo com a equação 2:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha_x \Psi_m)^n\right]^m} \quad (2)$$

em que: θ é a umidade volumétrica ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); θ_r é a umidade residual medida ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); θ_s é a umidade de saturação ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); Ψ_m é o potencial matricial (kPa); α_x , n e m são coeficientes de ajuste do modelo.

5.7 Sortividade, índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo

No laboratório, os blocos de solo com estrutura preservada foram secos ao ar até atingir o ponto de friabilidade. Posteriormente, os agregados foram separados manualmente por meio de movimentos de tração, obtendo-se agregados de aproximadamente 20 mm de diâmetro e formato esferoidal, secos ao ar.

Os agregados foram submetidos ao teste de sortividade que foi conduzido utilizando um micro-infiltrômetro de tensão, constituído de um tubo com uma pequena esponja na ponta para fazer o contato com a superfície da amostra de solo, estando conectado a um reservatório com o líquido (Figura 5). No teste, foram utilizados dois líquidos diferentes, água destilada e etanol (95%), os quais possuem ângulos de contato com o solo, densidades e viscosidades diferentes. Cada líquido foi testado em uma porção diferente da superfície do agregado de solo.

Na condução do teste não foi mantida diferença de pressão hidráulica, igualando a altura da ponta do micro-infiltrômetro em relação ao nível da coluna de líquido no reservatório. Eventuais bolhas presentes dentro do micro-infiltrômetro, que pudessem afetar sua condutância, foram eliminadas. O agregado ficou em contato com a ponta do micro-infiltrômetro (esponja) por 120 s, sendo a massa cumulativa da água ou do etanol, que ascendem pelo capilar e infiltram no agregado, registrada por uma balança analítica com precisão de 0,0001 g, pela variação no peso inicial e final do reservatório de líquido. Além disso, foram realizadas leituras do peso na balança no início do teste e aos 30, 60, 90 e 120 s após iniciado o teste.

A sortividade (S) foi obtida pela equação 3 (LEEDS-HARRISON et al.,1994):

$$S = \sqrt{\frac{Q f}{4 b r_m}} \quad (3)$$

onde: Q corresponde à medida do fluxo de líquido (mm s^{-1}); b é dependente do parâmetro da função de difusão da água no solo e foi tomado o valor de 0,55 (WHITE; SULLY, 1987), r_m é o raio ponta do micro-infiltrômetro (0,5 mm); f é a porosidade total ($\text{mm}^3 \text{mm}^{-3}$). O fluxo de líquido (Q) foi obtido pela taxa de infiltração líquida em uma pequena área circular na superfície do agregado de solo (LEEDS-HARRISON et al.,1994).

A temperatura dos líquidos (água e etanol) foi registrada e o valor médio de 20°C foi adotado como temperatura padrão para a estimativa da densidade dos líquidos.

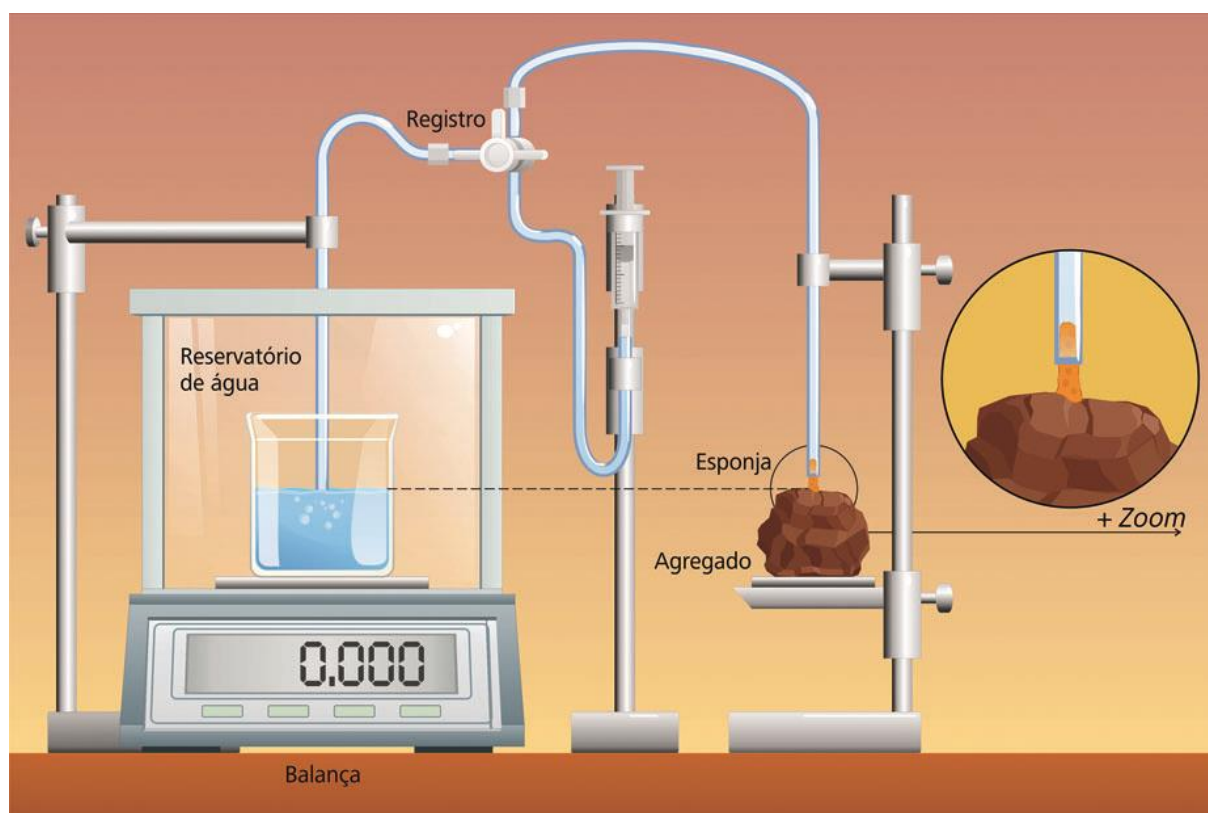


Figura 5 – Equipamento para avaliar a sortividade em agregados de solo (VOGELMANN et al., 2013b).

A determinação do índice de hidrofobicidade (R) foi conduzida conforme descrito por Tillman et al. (1989), o qual relaciona a sortividade da água ($S_{\text{água}}$) e do etanol (S_{etanol}). A relação dessas sortividades é dada pela equação 4:

$$S_{\text{água}} = \left[\frac{(\mu_e / \gamma_e)^{1/2}}{(\mu_a / \gamma_a)^{1/2}} \right] S_{\text{etanol}} \quad (4)$$

em que: μ_e é a viscosidade do etanol 95% a 20°C (0,0012 N s m⁻²); γ_e é a tensão superficial do etanol 95% a 20°C (0,023 N m⁻¹); μ_a é a viscosidade da água a 20°C (0,0010 N s m⁻²); e γ_a a tensão superficial da água a 20°C (0,073 N m⁻¹).

Usando esses valores, a equação 4 reduz-se à equação 5:

$$S_{\text{água}} = 1.95 S_{\text{etanol}} \quad (5)$$

O índice R é simplificado para a equação 6 (TILLMAN et al.,1989):

$$R = 1.95 \left[\frac{S_{\text{etanol}}}{S_{\text{água}}} \right] \quad (6)$$

A constante 1,95 responde por diferenças na tensão de superfície e viscosidade entre o etanol e a água. Removendo a influência dessas propriedades líquidas, uma medida intrínseca da sortividade é obtida de forma que $S_{\text{água}}$ pode ser diretamente comparada com S_{etanol} . O etanol prontamente infiltra-se no solo hidrofóbico por causa das propriedades de contato líquido-sólido. Sua sortividade, então, fornece uma medida de transporte de líquidos no solo que não é influenciada pela hidrofobicidade e é representante da estrutura do poro.

Utilizando o valor de R, obtemos o ângulo de contato solo-água, pela equação 7 (De GRYZE et al., 2006):

$$\alpha = \arccos \left[\frac{1}{R} \right] \quad (7)$$

em que: α é o ângulo de contato água-solo; \arccos é o arco cosseno; R é o índice de repelência obtido na equação 6. O valor de α para um solo absolutamente não repelente é igual a 0 e está entre 0 e 59 para solos ligeiramente repelentes (HALLET; YOUNG, 1999).

5.8 Tempo de penetração da gota de água

Nas amostras coletadas com os cilindros metálicos, submetidos ou não a extração química, e amostras construídas nos cilindros de policloreto de vinila (PVC) a hidrofobicidade foi caracterizada pela determinação do tempo de penetração da gota de água (TPGA). Esse método consiste na aplicação de cinco gotas de água (volume individual de 20

μL) na superfície da amostra de solo com uma pipeta de Pasteur, sendo estimado o tempo que as gotas levam para penetrar completamente na amostra (KING, 1981). Cada gota foi liberada de uma altura aproximada de 10 mm acima da superfície do solo, para minimizar o impacto com a superfície. A classificação do grau de hidrofobicidade do solo por esse método foi estabelecida de acordo com Bisdom et al. (1993), que definiram as classes: hidrofílico (<5 s), levemente hidrofóbico (6 – 60 s), fortemente hidrofóbico (61 – 600 s), severamente hidrofóbico (601 – 3.600 s) e extremamente hidrofóbico (>3,600 s).

5.9 Monitoramento da umidade do solo e do índice de hidrofobicidade sob diferentes temperaturas

Em laboratório, amostras de solo foram separadas manualmente, observando a superfície de clivagem, até obter agregados de tamanho menor que 8 mm. Em seguida, cilindros de PVC, com 10 cm de diâmetro e 10 cm de altura, foram preenchidos com amostras desagregadas dos sete solos coletados, dispondo ordenadamente as camadas coletadas (0 – 5 e 5 – 10 cm). Os cilindros preenchidos com os solos foram deixados em repouso durante 6 meses (sob condições de temperatura ambiente e abrigados da chuva) para a reconsolidação natural da estrutura do solo, sendo adicionada água semanalmente até a condição de saturação.

Transcorrido o período destinado à reconsolidação das amostras, foi realizado o ensaio laboratorial. Inicialmente todos os cilindros foram umedecidos até próximo da condição de saturação do solo. Após, as amostras foram pesadas e colocadas para secar em uma estufa de circulação forçada de ar com controle digital de temperatura. A partir do início do período de secagem os cilindros foram pesados em intervalos de 12 horas, sendo simultaneamente mensurado o tempo de penetração da gota de água na superfície de cada amostra. O ensaio foi conduzido sob as temperaturas de 20, 45 e 70 °C, sendo que, para cada temperatura foi utilizado um conjunto de 4 cilindros diferentes. Ao final do processo de secagem das amostras foi coletada uma amostra indeformada com cilindros metálicos (5,7 cm de diâmetro e 3 cm de altura) no interior de cada cilindro de PVC para a determinação da densidade do solo dos cilindros reconstruídos. Essas amostras indeformadas foram secas em estufa a 105 °C até se obter peso constante.

Durante a condução do ensaio, o índice de hidrofobicidade do solo foi determinado, diariamente, nos cilindros de PVC pelo método do tempo de penetração da gota de água (BISDOM et al., 1993).

5.10 Análise estatística

Todos os ensaios foram conduzidos em um delineamento experimental inteiramente casualizado. Os dados obtidos nas avaliações foram previamente submetidos ao teste de Shapiro-Wilk para verificar se os mesmos seguem a distribuição normal.

Os dados foram submetidos à análise de variância e, quando o teste F foi significativo, as médias foram comparadas pelo teste de Tukey ($p < 0,05$). Com exceção dos dados provenientes da curva de retenção, os quais foram comparados através do teste t pareado ($p < 0,05$). A existência de inter-relações entre os parâmetros avaliados foi testada por meio da análise de correlação linear de Pearson ($p < 0,05$). A metodologia da superfície de resposta foi utilizada para possibilitar a interpretação dos efeitos da temperatura e da umidade no TPGA utilizando-se o método da superfície de resposta gerada a partir da interpolação de cada um dos três parâmetros através do método de interpolação do inverso de uma potência da distância (DAVIS, 2002). Neste procedimento de interpolação o valor atribuído à célula interpolada foi obtido pela média ponderada que utiliza o peso dos postos de controle mais próximos ponderados pelo inverso da potência da distância (Equação 8).

$$G_i = \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i}{d_i^m} \right)}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{d_i^m} \right)} \quad (8)$$

em que: G_i é o valor estimado na célula interpolada; x_i o valor do i -ésimo posto de controle; d_i a distância euclidiana entre o i -ésimo posto de controle e a célula interpolada; e m o expoente da distância euclidiana.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Caracterização da vegetação

A vegetação apresentou-se predominantemente composta por plantas da família Poaceae (gramíneas), principalmente das espécies *Andropogon* spp., *Axonopus* spp., *Paspalum* spp. e *Aristida laevis* associados com a ocorrência elevada, especialmente nos campos nativos do Estado do Rio Grande do Sul, da espécie *Oxalis* spp. e, nos campos nativos do Estado de Santa Catarina, da espécie *Schizachyrium* spp. (Tabela 3). Ressalta-se que essa foi a composição da flora na superfície da área coletada, sendo encontradas outras espécies e uma maior diversidade de espécies no entorno dos pontos amostrados. Como as coletas das amostras foram realizadas no período de inverno, a ausência da estrutura de florescimento impediu o avanço da classificação das espécies o que, conseqüentemente, limitou a identificação precisa de algumas espécies de gramíneas. Além disso, a composição florística e a produção de massa vegetal podem variar consideravelmente entre os períodos hibernar e estival. No entanto, salienta-se que os compostos hidrofóbicos presentes nos solos podem ser oriundos também de resíduos da vegetação estival ou de outras plantas que se desenvolveram em períodos anteriores e não foram quantificadas ou descritas no presente estudo.

No entanto, ratifica-se que a composição florística não apresentou grandes variações, sendo dominada pelas espécies da família Poaceae (gramíneas), fato que pode estar associado à ausência de diferenças significativas entre os componentes: fibra bruta (celulose, hemicelulose e lignina) e extrato etéreo (EE) na composição química da vegetação (Tabela 4). Em relação à matéria seca da parte aérea, observaram-se maiores variações provavelmente em função das propriedades químicas e físicas dos solos estudados.

A fração extrato etéreo ou gordura bruta provavelmente deve conter os principais compostos hidrofóbicos do solo, uma vez que compreende a fração lipídica da vegetação e é insolúvel em água, sendo solúvel apenas em solventes orgânicos (éter, clorofórmio, benzeno) (SILVA; QUEIROZ, 2002). Assim, a fração extrato etéreo é composta por diferentes componentes lipídicos como óleos, gorduras, compostos fosfolipídios, ceras e esteróis, que são notadamente hidrófobos e constituintes das diferentes partes do vegetal, principalmente nas folhas. No entanto, não foram encontradas grandes variações nos teores de extrato etéreo

da vegetação, indicando que a composição lipídica das espécies encontradas nas áreas avaliadas é semelhante. Diante disso, pode-se inferir que, nesse caso, as diferentes composições florísticas da vegetação, específicas de cada local de estudo, contribuem de forma semelhante no aporte de lipídeos ao solo. Portanto, os possíveis efeitos atribuídos aos componentes da fração extrato etéreo, entre os quais se destaca a hidrofobicidade do solo, são prováveis reflexos da interação desses compostos com a matriz e propriedades físicas, químicas e biológicas dos diferentes solos e não propriamente de uma diferença quantitativa de produção e liberação desses compostos pela vegetação *in situ*.

Tabela 3 – Relação das principais famílias e espécies componentes da vegetação dos sete locais estudados.

Classe de solo	Família	Espécie
Cambissolo Húmico Alumínico	Poaceae	<i>Andropogon</i> spp.
	Poaceae	<i>Axonopus</i> spp.
	Poaceae	<i>Paspalum</i> spp.
	Poaceae	<i>Schizachyrium</i> spp.
Latosolo Vermelho Distroférrico	Poaceae	<i>Aristida laevis</i>
	Poaceae	<i>Andropogon</i> spp.
	Oxalidaceae	<i>Oxalis</i> spp.
	Poaceae	<i>Paspalum</i> spp.
Nitossolo Bruno Distrófico	Asteraceae	<i>Soliva pterosperma</i>
	Poaceae	<i>Andropogon</i> spp.
	Poaceae	<i>Aristida laevis</i>
	Poaceae	<i>Paspalum</i> spp.
Nitossolo Vermelho Alumínico	Poaceae	<i>Schizachyrium</i> spp.
	Poaceae	<i>Aristida laevis</i>
	Poaceae	<i>Axonopus</i> spp.
	Poaceae	<i>Paspalum</i> spp.
Argissolo Vermelho Distrófico	Poaceae	<i>Schizachyrium</i> spp.
	Poaceae	<i>Aristida laevis</i>
	Oxalidaceae	<i>Oxalis</i> spp.
	Poaceae	<i>Paspalum</i> spp.
Neossolo Litólico Húmico	Poaceae	<i>Andropogon</i> spp.
	Poaceae	<i>Aristida laevis</i>
	Poaceae	<i>Axonopus</i> spp.
Vertissolo Ebânico Órtico	Poaceae	<i>Paspalum</i> spp.
	Poaceae	<i>Andropogon</i> spp.
	Oxalidaceae	<i>Oxalis</i> spp.
	Asteraceae	<i>Soliva pterosperma</i>

Tabela 4 – Matéria seca, fibra bruta e extrato etéreo (EE) da parte aérea e do sistema radicular (0 – 15 cm de profundidade) da vegetação, nos sete solos estudados.

Solo	Parte aérea			Sistema radicular		
	Matéria seca (kg ha ⁻¹)	Fibra bruta (%)	EE (%)	Matéria seca (kg ha ⁻¹)	Fibra bruta (%)	EE (%)
CHa	2.715 ±321	29 ±5	3,1 ±0,4	1.202 ±386	25 ±6	2,0 ±0,6
LVdf	2.583 ±318	34 ±6	2,7 ±0,5	1.094 ±288	31 ±5	1,5 ±0,5
NBd	2.956 ±237	31 ±5	2,9 ±0,3	1.370 ±316	29 ±6	1,8 ±0,3
NVa	2.748 ±396	25 ±6	3,2 ±0,6	1.055 ±305	22 ±4	1,7 ±0,4
PVd	2.250 ±459	30 ±5	2,6 ±0,5	786 ±273	34 ±7	1,4 ±0,6
RLh	3.504 ±324	27 ±6	3,0 ±0,6	1.127 ±359	24 ±5	2,1 ±0,4
VEo	3.227 ±408	29 ±4	3,5 ±0,4	959 ±242	32 ±6	1,9 ±0,5

CHa - Cambissolo Húmico Alumínico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; NBd - Nitossolo Bruno Distroférrico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distroférrico; RLh - Neossolo Litólico Húmico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

6.2 Propriedades físicas dos solos

A composição granulométrica das sete classes de solos estudadas apresentou grande variação entre as mesmas (Tabela 5). Contudo, não houve variação da composição granulométrica entre as camadas dos diferentes solos analisados (Figura 6). O solo com mais areia foi o PVd com teores de areia (2 – 0,05 mm) acima de 626 g kg⁻¹ nas camadas analisadas. O LVdf, RLh e o NVa apresentaram os maiores teores de argila nas camadas avaliadas, com quantidades acima de 405 g kg⁻¹.

A porosidade total não apresentou grandes variações numéricas entre as diferentes classes de solos e camadas avaliadas e comportou-se inversamente proporcional à densidade do solo, corroborando com o descrito por Suzuki et al. (2007) (Tabela 6). Foi observada uma pequena redução do volume de poros com o aumento da profundidade, notadamente na camada de 10-15 cm, decorrente provavelmente da menor quantidade de raízes nesta camada, uma vez que a maior quantidade de raízes foi encontrada nas camadas de 0 – 5 e 5 – 10 cm, sendo os prováveis responsáveis pelos elevados valores de porosidade total e baixos valores de densidade do solo. A quantidade de macroporos (>50 µm) foi maior na camada de 0 – 5 cm. Nas camadas subsuperficiais houve pequena variação do volume de macroporos, com pequena redução em relação ao volume de macroporos da camada superficial, além disso, em todos os casos, os valores de macroporos encontrados foram superiores a 0,10 cm³ cm⁻³, valor

considerado como o mínimo para garantir adequada aeração do solo (XU et al., 1992). A microporosidade também seguiu essa tendência, com pequena redução dos valores com o aprofundamento no solo, passando a porosidade total a ser composta principalmente pelos microporos (<50 μm).

Tabela 5 – Frações da composição granulométrica nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm dos sete solos estudados.

Solo	Composição granulométrica (g kg^{-1})							Classe textural
	2 - 1*	1 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,125	0,125 - 0,05	0,05 - 0,002	< 0,002	
Camada de 0 – 5 cm								
CHa	27	117	142	16	31	322	345	Argiloso
LVdf	12	95	142	108	26	203	414	Argiloso
NBd	13	122	100	16	16	382	351	Franco argiloso
NVa	19	67	103	23	15	337	436	Argiloso
PVd	15	162	229	159	61	255	119	Franco arenoso
RLh	18	47	46	64	30	372	423	Argiloso
VEo	27	27	21	33	45	496	351	Franco argilo siltoso
Camada de 5 – 10 cm								
CHa	12	100	200	13	22	333	320	Franco argiloso
LVdf	13	78	156	118	33	197	405	Argiloso
NBd	13	66	118	19	15	406	363	Franco argiloso
NVa	14	37	81	31	19	379	439	Argiloso
PVd	21	179	230	173	67	208	122	Franco arenoso
RLh	14	40	43	49	21	399	434	Argiloso
VEo	17	29	26	32	36	492	368	Franco argilo siltoso
Camada de 10 – 15 cm								
CHa	15	104	165	10	22	324	361	Franco argiloso
LVdf	17	86	139	115	35	201	407	Argiloso
NBd	14	83	105	10	15	389	384	Argiloso
NVa	27	40	98	41	31	358	405	Argiloso
PVd	31	165	218	168	77	234	107	Franco arenoso
RLh	13	32	37	44	18	403	454	Argiloso
VEo	26	32	28	37	45	491	342	Franco argilo siltoso

*Frações granulométricas (mm). CHa - Cambissolo Húmico Alumínico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

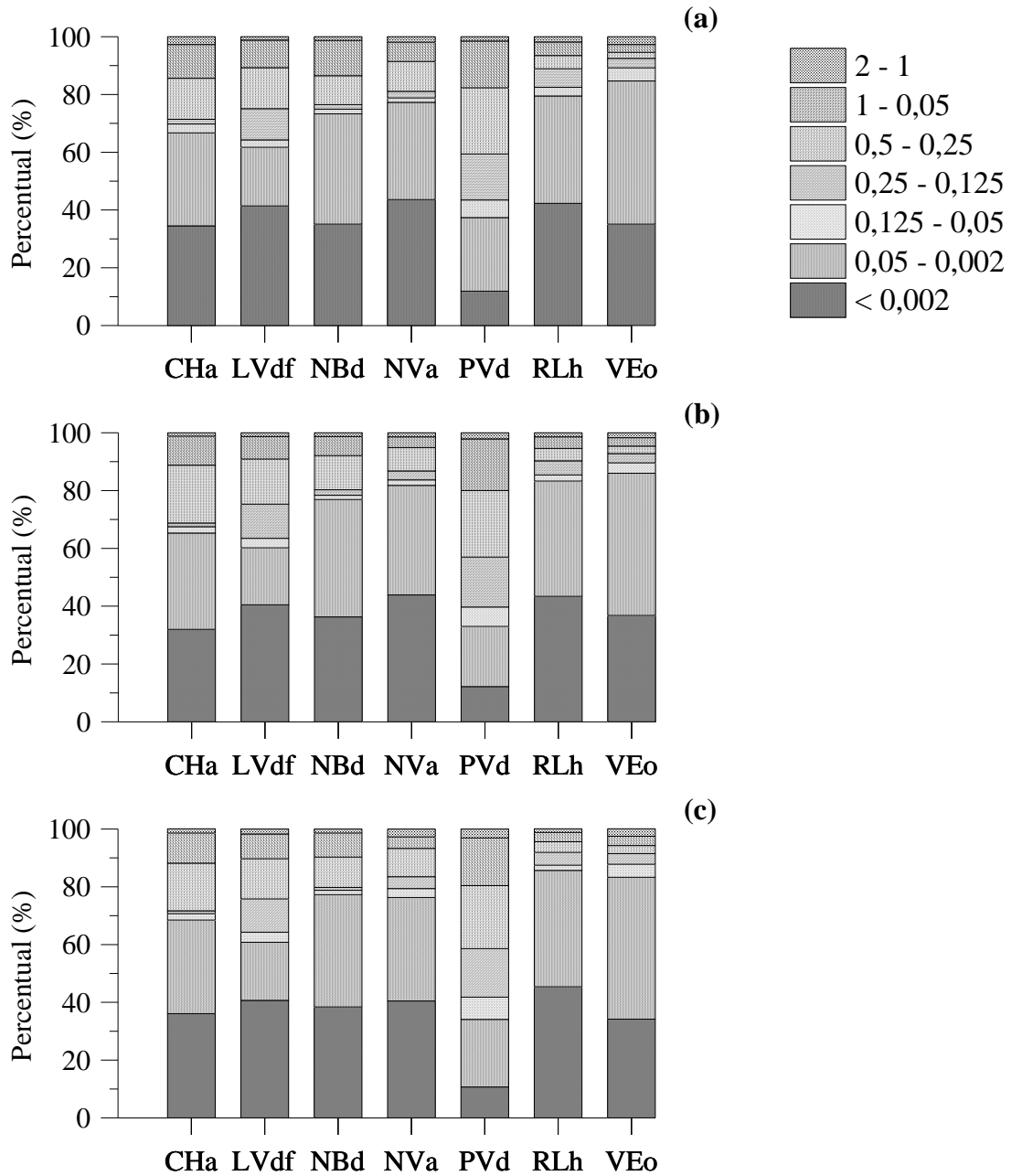


Figura 6 – Distribuição percentual das frações granulométricas (mm) nas camadas de 0 – 5 (a), 5 – 10 (b) e 10 – 15 cm (c) dos sete solos estudados.

A área superficial específica (ASE) apresentou grande variação entre os solos, um provável reflexo da composição mineralógica das diferentes classes de solo. De acordo com Schwertmann e Herbillon (1992), mesmo a composição mineralógica predominante nos solos tropicais ser considerada um pouco simples, grandes variações podem ocorrer dentro e entre os grupos de minerais quanto ao tamanho de partículas e superfície específica, faces expostas

e graus de substituição isomórfica, causando grande variabilidade nas propriedades dos solos. Dentre as classes analisadas, a maior ASE foi encontrada no VEO, solo que provavelmente apresenta na fração argila a montmorilonita, um filossilicato expansivo, com elevada área superficial específica (podendo atingir $800 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$) (BARNHISEL; BERTSCH, 1989). Diferentemente, o LVdf e o PVd apresentaram as menores ASEs, o que pode ser reflexo dos principais argilominerais que comumente são encontrados nesses solos, como a hematita, caulinita e quartzo, argilominerais que apresentam comumente pequena área superficial específica (WILSON, 1999).

Tabela 6 – Valores de porosidade total (f), macroporosidade (Macro), microporosidade (Micro), densidade do solo (D_s), densidade de partículas (D_p) e área superficial específica (ASE) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm, dos sete solos estudados.

Solo	f	Macro ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)	Micro	D_s (g cm^{-3})	D_p	ASE $\text{m}^2 \text{ g}^{-1}$
Camada de 0 – 5 cm						
CHa	0,63	0,12	0,51	0,91	2,47	70
LVdf	0,57	0,14	0,43	1,11	2,57	56
NBd	0,59	0,12	0,47	1,03	2,51	75
NVa	0,59	0,11	0,48	1,02	2,47	92
PVd	0,55	0,13	0,42	1,11	2,48	39
RLh	0,66	0,19	0,47	0,81	2,41	73
VEo	0,61	0,10	0,51	0,96	2,45	220
Camada de 5 – 10 cm						
CHa	0,65	0,16	0,49	0,87	2,47	59
LVdf	0,58	0,13	0,45	1,07	2,55	60
NBd	0,63	0,14	0,49	0,92	2,46	81
NVa	0,65	0,12	0,53	0,87	2,51	103
PVd	0,52	0,10	0,42	1,19	2,49	38
RLh	0,63	0,14	0,49	0,94	2,54	80
VEo	0,65	0,12	0,53	0,87	2,46	227
Camada de 10 – 15 cm						
CHa	0,60	0,12	0,48	0,99	2,46	67
LVdf	0,53	0,10	0,43	1,20	2,57	55
NBd	0,58	0,14	0,44	1,04	2,47	84
NVa	0,57	0,13	0,44	1,07	2,48	97
PVd	0,55	0,10	0,45	1,12	2,49	35
RLh	0,58	0,12	0,46	1,06	2,53	78
VEo	0,60	0,13	0,47	0,98	2,46	234

CHa - Cambissolo Húmico Aluminoso; LVdf - Latossolo Vermelho Distrófico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico; NVa - Nitossolo Vermelho Aluminoso; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico; VEO - Vertissolo Ebânico Órtico.

6.3 Sortividades, índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo

Para a realização do teste de sortividade do solo, foi utilizado o etanol, pois esse líquido, que apresenta uma baixa tensão superficial e viscosidade, é capaz de penetrar com facilidade no espaço poroso, apresentando uma maior facilidade de molhamento da superfície do solo em relação a outros líquidos. Além disso, trata-se de uma substância apolar, portanto, não é afetado por compostos hidrofóbicos e sua infiltração nos poros do solo não é influenciada ou reduzida na presença desses compostos. Assim, a sortividade do solo ao etanol reflete a capacidade máxima de molhamento e está diretamente relacionada com a taxa máxima de infiltração suportada pelo espaço poroso do solo.

Nesse estudo, os agregados foram previamente secos ao ar, pois na condição de reduzida umidade geralmente se observam os maiores valores de sortividade ao etanol (Tabela 3). A maior sortividade na condição seca ocorre porque a infiltração do etanol ou da água é influenciada principalmente pelas forças matriciais do solo (HILLEL, 2003). Deste modo, a umidade do solo está relacionada diretamente com o efeito do elevado Ψ_m , resultando em uma maior absorção de água, principalmente pela superfície das partículas minerais e pequenos poros da amostra de solo.

Conforme descrito por Vogelmann et al. (2011) as forças de atração molecular e capilar fazem com que a capacidade de infiltração inicial de um solo seco seja muito alta. Porém, imediatamente após entrar em contato com o solo seco, não há fluxo descendente de etanol até que as partículas do solo estejam completamente envolvidas por uma fina película do líquido. À medida que o etanol vai percolando nas camadas do agregado, o solo vai sendo gradativamente saturado, ao mesmo tempo em que o Ψ_m aumenta, passando a reduzir também a capacidade de infiltração do etanol no solo, que tende a um valor constante após alguns minutos, quando agregado encontra-se saturado. Geralmente agregados com os maiores valores de porosidade total e maior área superficial específica apresentam a maior sortividade ao etanol, por apresentarem um maior volume de poros e área superficial para ser preenchida ou recoberta pelo líquido. Isso é evidenciado pela elevada sortividade ao etanol observado na camada superficial associada aos maiores valores de porosidade total. Acompanhando a redução da porosidade total com o aprofundamento no solo observou-se analogamente a redução da sortividade ao etanol (Tabela 3).

Tabela 3 – Valores de sortividade à água, sortividade ao etanol, índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm dos sete solos estudados.

Solo	Sortividade ao etanol		Sortividade à água		Índice de hidrofobicidade		Ângulo de contato água-solo		
	(mm s ^{-1/2})		(mm s ^{-1/2})				(°)		
Camada de 0 – 5 cm									
CHa	0,81	±0,006** a*	0,28	±0,003 b	5,8	±1,0 b	80	±1,7 a	
LVdf	0,66	±0,005 a	0,83	±0,009 a	1,6	±0,3 c	50	±9,2 b	
NBd	0,80	±0,007 a	0,86	±0,009 a	1,8	±0,3 c	56	±7,2 b	
NVa	0,73	±0,005 a	0,69	±0,007 a	2,1	±0,4 c	61	±5,4 b	
PVd	0,69	±0,004 a	0,97	±0,009 a	1,4	±0,2 c	43	±10,2 b	
RLh	0,84	±0,007 a	0,30	±0,003 b	5,4	±0,9 b	79	±1,8 a	
VEo	0,80	±0,006 a	0,16	±0,001 c	9,7	±1,5 a	84	±1,0 a	
CV (%)	7,4		9,5		16,8		9,9		
Camada de 5 – 10 cm									
CHa	0,66	±0,005 ab	0,28	±0,003 b	4,7	±0,8 ab	78	±2,3 a	
LVdf	0,60	±0,006 b	0,87	±0,008 a	1,3	±0,3 c	39	±14,0 b	
NBd	0,69	±0,007 ab	0,80	±0,006 a	1,7	±0,3 c	53	±8,1 b	
NVa	0,71	±0,006 ab	0,79	±0,008 a	1,8	±0,4 c	54	±7,7 b	
PVd	0,61	±0,005 b	0,82	±0,009 a	1,5	±0,3 c	46	±11,3 b	
RLh	0,74	±0,007 a	0,33	±0,003 b	4,4	±0,9 b	77	±2,8 a	
VEo	0,74	±0,007 a	0,22	±0,002 c	6,6	±1,2 a	81	±1,8 a	
CV (%)	9,3		9,8		18,8		14,1		
Camada de 10 – 15 cm									
CHa	0,70	±0,006 a	0,50	±0,004 b	2,8	±0,5 b	68	±3,9 b	
LVdf	0,57	±0,004 b	0,84	±0,008 a	1,4	±0,2 c	40	±12,7 c	
NBd	0,65	±0,004 ab	0,96	±0,010 a	1,3	±0,2 c	39	±11,9 c	
NVa	0,65	±0,005 ab	0,90	±0,008 a	1,4	±0,3 c	44	±10,7 c	
PVd	0,57	±0,003 b	0,89	±0,007 a	1,3	±0,2 c	35	±13,8 c	
RLh	0,69	±0,007 ab	0,93	±0,008 a	1,5	±0,3 c	44	±12,1 c	
VEo	0,71	±0,007 ab	0,27	±0,003 c	5,2	±1,0 a	79	±2,3 a	
CV (%)	7,8		10,2		17,8		23,3		

*Médias seguidas pela mesma letra não diferem entre si pelo Teste de Tukey a 5% de probabilidade. **Desvio padrão. CV – Coeficiente de variação. CHa - Cambissolo Húmico Alumínico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; NBd - Nitossolo Bruno Distroférrico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico; PVd - Argissolo Vermelho Distroférrico; RLh - Neossolo Litólico Húmico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

A análise do valor de sortividade ao etanol isoladamente informa apenas a capacidade de molhamento do solo a esse líquido, com propriedades específicas, demonstrando o comportamento do mesmo ao se infiltrar no espaço poroso do solo. No entanto, em condições naturais, o líquido mais abundante é a água que, diferentemente do etanol, apresenta elevada tensão superficial e viscosidade, além de uma estrutura molecular polar, o que se reflete em

uma dinâmica no solo diferente do etanol, pois seu movimento (descendente ou ascendente) é afetado pela presença e distribuição dos compostos hidrofóbicos, os quais podem restringir ou até mesmo inibir a infiltração de água no solo. Isso é evidenciado pelos resultados descritos na Tabela 3, os quais revelam que devido à presença e a ação de substâncias hidrofóbicas a sortividade da água foi diminuída, restringindo a sua infiltração no solo.

O LVdf, PVd, NBd e NVa foram os solos que apresentaram a maior sortividade à água, com pouca variação dos valores com o aprofundamento no solo. Esse comportamento é um indício de que esses solos não irão apresentar elevada hidrofobicidade e, conseqüentemente, não apresentaram restrições ou dificuldade de infiltração de água através de seu espaço poroso. Contudo, tal fato somente pode ser comprovado quando são comparadas a sortividade à água e ao etanol. Diferentemente dos anteriores, CHa, RLh e VEO apresentaram reduzida sortividade à água, diferindo estatisticamente dos demais solos nas camadas mais superficiais do solo (0 – 5 e de 5 – 10 cm).

Na camada de 10 – 15 cm apenas o CHa e o VEO, continuam a apresentar valores baixos de sortividade à água e diferentes significativamente dos demais, já o RLh passa a apresentar valores próximos aos das demais classes de solos. Esse comportamento da sortividade à água apresentado pelo CHa, RLh e VEO, suscita que provavelmente esses solos irão apresentar um elevado índice de hidrofobicidade, principalmente nas camadas mais superficiais, onde a restrição ao molhamento pela água foi mais significativa. Da mesma forma, pode-se inferir que com o aprofundamento do solo o índice de hidrofobicidade tende a reduzir sua severidade à medida que os valores da sortividade tornam a aumentar, chegando a apresentar valores semelhantes aos demais solos como o caso do RLh. Em função disso, pode-se inferir que os compostos responsáveis pela redução da sortividade no RLh estavam restritos às camadas mais superficiais (0 – 5 e 5 – 10 cm), tendência similar foi encontrada nos solos CHa e VEO, que também apresentaram um aumento da sortividade, em menor magnitude, na camada mais profunda. Isso indica que as substâncias que causam a redução da sortividade estão em maiores concentrações próximas à superfície afetando severamente a sortividade à água (DOER et al., 2000). Contudo, ressalta-se que os efeitos deletérios dos compostos hidrofóbicos na sortividade pode se estender até horizontes subsuperficiais, ou seja, em profundidades ainda maiores que as analisadas nesse estudo, conforme descreveram Vogelmann et al. (2010), que encontraram reduzida sortividade à água no horizonte B de um Luvissole e um Vertissolo.

Dentre as classes de solos analisadas, o LVdf, NBd e PVd apresentaram em todas as camadas analisadas R inferiores a 1,95, considerado como índice crítico hidrofóbico para o

solo proposto por Tillman et al. (1989). Dessa forma, pode-se afirmar que nas três camadas analisadas dessas classes de solos, a infiltração de água não foi afetada drasticamente pela hidrofobicidade. Na camada superficial (0 – 5 cm) os solos VEO, CHa e RLh apresentaram os maiores valores de R, respectivamente de 9,7, 5,8 e 5,4, diferindo significativamente das demais classes de solos.

Entretanto, verificou-se redução significativa do R no VEO, CHa e RLh nas camadas subsuperficiais, corroborando com o observado por Woche et al. (2005) e Badía-Villas et al. (2014), que atribuíram a diminuição do grau de repelência à água à redução do teor de matéria orgânica com o aprofundamento no perfil do solo. Contudo, reitera-se que mesmo havendo uma significativa redução dos valores de R para esse solos, VEO e CHa continuaram a apresentar valores de R acima de 1,95 mesmo na camada mais profunda. Concordando com Vogelmann et al. (2010) que encontraram em um Vertissolo elevado R no horizonte B, o qual não diferiu significativamente do R encontrado no horizonte A. Os autores atribuíram a elevada hidrofobicidade nos dois horizontes à grande quantidade de matéria orgânica existente nos dois horizontes nesta classe de solo e à presença de argilominerais expansivos, os quais produzem mudanças significativas de volume com a variação da umidade, produzindo fendas profundas, fenômeno denominado de hidroturbação. Nessas fendas podem cair resíduos orgânicos, razão pelo qual encontramos altos teores de matéria orgânica no horizonte subsuperficial (STRECK et al., 2008). Lichner et al. (2006) também encontraram alto valor de R em um Vertissolo, possivelmente devido à presença de argilas expansivas e a incorporação de material orgânico superficial nas camadas mais profundas em função da constante expansão e contração.

Diferentemente dos anteriores, o RLh apresentou valores de R inferiores ao limite crítico na camada de 10 – 15cm, denotando que a presença e os efeitos dos compostos hidrofóbicos nesse solos ficaram restritos aos primeiros centímetros do perfil de solo. Esse comportamento não é incomum, pois Woche et al. (2005) e Vogelmann et al. (2013b) também relataram a presença de elevada hidrofobicidade nos primeiros centímetros do solo, passando a apresentar pouca ou nenhuma hidrofobicidade a 10 cm abaixo da superfície. Isso remonta aspectos relacionados à produção e distribuição dos compostos hidrofóbicos no solo, aspecto relevante e imprescindível para o entendimento da dinâmica da hidrofobicidade no solo e que, no caso específico do RLh, podem estar associados a pequena profundidade do perfil do solo afetando ou restringindo o crescimento das raízes em profundidade, ao mesmo tempo em que favorece o acúmulo de material orgânico nas camadas mais superficiais.

Intrinsecamente relacionado com o índice de hidrofobicidade está o ângulo de contato da água com o solo. De acordo com a classificação proposta por Hallet e Young (1999), o valor do ângulo de contato para um solo não repelente é igual a 0° , entre 0 e 59° estão os solos ligeiramente repelentes e, acima desse limite, os solos muito repelentes. O LVdf, NBd e PVd apresentaram, em todas as camadas, valores de ângulo de contato entre 0 e 59° , sendo classificados como pouco repelentes. Isso concorda com o observado por Vogelmann et al. (2010), que encontraram pequena repelência em Latossolos e Argissolos. O solo NVa apresentou comportamento similar, contudo, apenas na camada de 0 a 5 cm, apresentou elevado ângulo de contato da água com o solo, passando a ser classificado como muito repelente. Os solos CHa, RLh e VEo apresentaram elevados ângulos de contato principalmente nas camadas mais superficiais ($0 - 5$ e $5 - 10$ cm), sendo classificados como muito repelentes. Contudo, em todos os casos os ângulos de contato água-solo diminuíram com o aumento da profundidade, demonstrando comportamento semelhante ao do índice de hidrofobicidade. Nesse sentido, ressalta-se especificamente o caso do RLh que na camada de $10 - 15$ cm apresentou uma significativa redução do ângulo de contato, passando a ser enquadrado como ligeiramente repelente.

Não foi observada correlação entre as frações granulométricas e o índice de hidrofobicidade (Tabela 7), concordando com Scott (2000). Contudo, salienta-se a relação inversa entre as frações maiores que 105 μm e a hidrofobicidade, que mesmo não sendo significativa, apresentou valores negativos em todas as camadas. Nesse sentido, Wallis e Horne (1992) citam casos extremos de repelência à água constatada em solos arenosos e atribuíram esse comportamento à maior facilidade de recobrimento da areia por substâncias hidrofóbicas devido à menor superfície específica dessas partículas, indicando uma possível relação inversa entre a fração areia e o índice de hidrofobicidade.

Verificou-se também uma relação positiva entre a hidrofobicidade e a ASE do solo nas camadas de 0 a 5 cm e 10 a 15 cm, o que contrapõe as observações de Wallis e Horne (1992). Contudo, De Jonge et al. (1999) e De Gryze et al. (2006), corroborando com os resultados encontrados nesse estudo, mostraram que as frações de menor tamanho do solo apresentaram maior facilidade em formar complexos organo-minerais e exibiram o mais alto índice de hidrofobicidade em função do maior teor de material orgânico encontrado nessas frações, o que indicaria uma relação positiva entre a ASE e o índice de hidrofobicidade. Coincidentemente, dentre os solos analisados, os que apresentaram as maiores ASEs também apresentaram elevado conteúdo de carbono orgânico, concordando com De Jonge et al. (1999) e Gryze et al. (2006). Dessa forma, pode-se inferir que a ASE correlacionou-se com o índice

de hidrofobicidade porque ambos foram aumentados pelo aumento do teor de carbono orgânico, o qual, reconhecidamente é o principal fator condicionante da hidrofobicidade no solo.

Tabela 7 – Significância e coeficientes de correlação de Pearson ($p < 0,05$) das frações granulométricas e da área superficial específica (ASE) com a sortividade à água e ao etanol, o índice de hidrofobicidade e o ângulo de contato água-solo, nas três camadas avaliadas.

Solo	Sortividade ao etanol	Sortividade à água	Índice de hidrofobicidade	Ângulo de contato água-solo
Camada de 0 – 5 cm				
2 – 1 ¹	0,55 ^{ns}	-0,85 *	0,85 *	0,86 *
1 - 0,5	-0,43 ^{ns}	0,71 ^{ns}	-0,68 ^{ns}	-0,71 ^{ns}
0,5 - 0,25	-0,67 ^{ns}	0,71 ^{ns}	-0,69 ^{ns}	-0,78 *
0,25 - 0,105	-0,68 ^{ns}	0,53 ^{ns}	-0,42 ^{ns}	-0,65 ^{ns}
0,125 - 0,05	-0,19 ^{ns}	-0,04 ^{ns}	0,25 ^{ns}	-0,08 ^{ns}
0,05- 0,002	0,69 ^{ns}	-0,62 ^{ns}	0,75 ^{ns}	0,67 ^{ns}
< 0,002	0,34 ^{ns}	-0,42 ^{ns}	0,20 ^{ns}	0,48 ^{ns}
ASE	0,41 ^{ns}	-0,62 ^{ns}	0,82 *	0,63 ^{ns}
Camada de 5 – 10 cm				
2 – 1 ¹	-0,18 ^{ns}	0,12 ^{ns}	-0,02 ^{ns}	-0,15 ^{ns}
1 - 0,5	-0,78 *	0,37 ^{ns}	-0,43 ^{ns}	-0,44 ^{ns}
0,5 - 0,25	-0,88 **	0,42 ^{ns}	-0,51 ^{ns}	-0,49 ^{ns}
0,25 - 0,105	-0,73 ^{ns}	0,53 ^{ns}	-0,50 ^{ns}	-0,64 ^{ns}
0,125 - 0,05	-0,54 ^{ns}	0,21 ^{ns}	-0,15 ^{ns}	-0,32 ^{ns}
0,05- 0,002	0,92 **	-0,60 ^{ns}	0,67 ^{ns}	0,72 ^{ns}
< 0,002	0,58 ^{ns}	-0,21 ^{ns}	0,20 ^{ns}	0,26 ^{ns}
ASE	0,66 ^{ns}	-0,60 ^{ns}	0,67 ^{ns}	0,51 ^{ns}
Camada de 10 – 15 cm				
2 – 1 ¹	-0,31 ^{ns}	-0,16 ^{ns}	0,19 ^{ns}	0,02 ^{ns}
1 - 0,5	-0,64 ^{ns}	0,20 ^{ns}	-0,35 ^{ns}	-0,37 ^{ns}
0,5 - 0,25	-0,67 ^{ns}	0,25 ^{ns}	-0,45 ^{ns}	-0,40 ^{ns}
0,25 - 0,105	-0,85 *	0,29 ^{ns}	-0,33 ^{ns}	-0,50 ^{ns}
0,125 - 0,05	-0,55 ^{ns}	-0,10 ^{ns}	0,09 ^{ns}	-0,11 ^{ns}
0,05- 0,002	0,85 *	-0,50 ^{ns}	0,66 ^{ns}	0,63 ^{ns}
< 0,002	0,49 ^{ns}	0,06 ^{ns}	-0,01 ^{ns}	0,13 ^{ns}
ASE	0,62 ^{ns}	-0,72 ^{ns}	0,88 **	0,77 *

¹Frações granulométricas (mm). ** Significativo a 0,01; * Significativo a 0,05; ns = não significativo.

6.4 Efeitos da hidrofobicidade na curva de retenção de água do solo

Com base nas curvas de retenção dos diferentes solos analisados é possível verificar que a hidrofobicidade não apresentou efeitos significativos quando a umidade do solo encontrava-se acima da capacidade de campo (Figura 7). Nas amostras que foram previamente submetidas ao processo de extração química dos compostos hidrofóbicos observou-se um aumento significativo da retenção de água nos menores conteúdos de água (menores potenciais). Dentre os solos que apresentaram diferenças significativas para a retenção de água nas camadas de 0 – 5 e 5 – 10 cm estão o CHa, RLh e VEO, os quais também apresentaram os maiores valores do índice de hidrofobicidade nessas camadas.

Observou-se também que, com o aumento da profundidade do solo as diferenças de retenção de água foram significativas somente nos menores potenciais. Essa tendência mostra relação inversa dos valores do R com a profundidade. Com base nessa constatação é possível inferir que, com o aprofundamento no perfil do solo, houve uma redução da hidrofobicidade e, simultaneamente, uma redução do seu efeito na capacidade de retenção de água, ficando o seu efeito pernicioso restrito apenas aos menores potenciais. Verificou-se também que o efeito da hidrofobicidade na retenção de água foi diferente para cada uma das classes de solos, uma vez que os solos que não apresentaram hidrofobicidade também não exibiram diferenças significativas na retenção de água, o que ratifica a relação da ocorrência de hidrofobicidade como um dos responsáveis pelas diferenças de retenção de água no solo nos menores potenciais.

Salienta-se ainda o comportamento diferenciado das curvas de retenção de água do VEO, com uma redução significativa do volume de água retido na camada de 0 – 5 cm, entre os potenciais de -100 a -1500 kPa e entre os potenciais de -500 e -1500 kPa, na camada subjacente. O VEO, diferentemente do CHa e RLh que apresentaram diferenças de umidade na camada superficial apenas após o potencial de 500 kPa, foi mais severamente afetado pela hidrofobicidade, causando depleção no volume de água retido pelo solo numa mesma tensão quando comprado ao solo submetido a extração dos compostos hidrofóbicos. Esse comportamento corrobora com Vogelmann et al. (2013a), que encontraram como umidade crítica para ocorrência de hidrofobicidade em um Vertissolo, volumes de água entre 0,41 e 0,45 cm³ cm⁻³, para as camadas de 0 – 5 e 5 – 10 cm, respectivamente. Esses volumes são próximos ao conteúdo de água apresentado pelo solo quando se constata o início das diferenças significativas entre as amostras naturais e submetidas à extração.

(Continua)

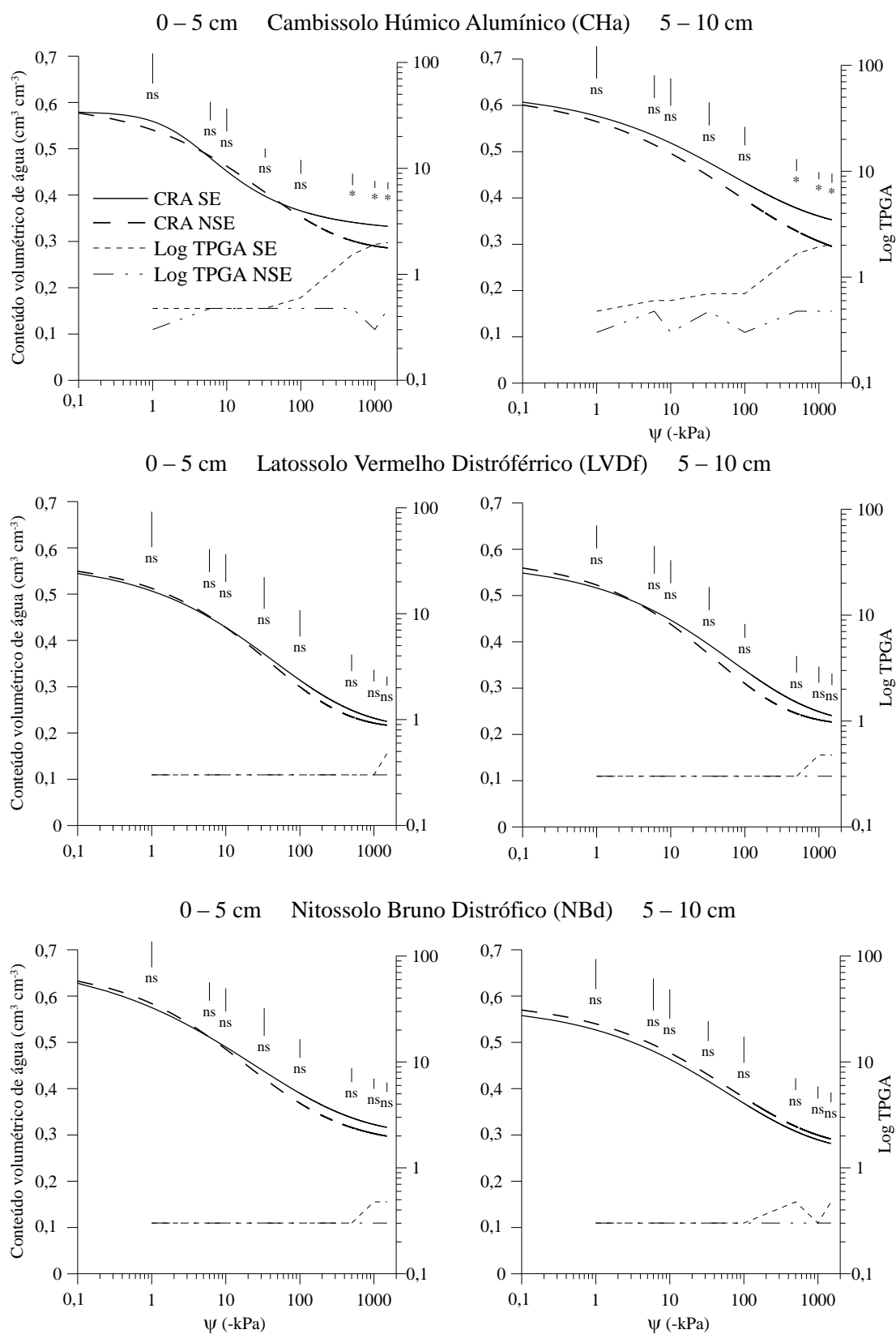


Figura 7 – Curva de retenção de água das amostras de solo submetidas à extração química (CRA SE) ou não submetidas (CRA NSE) à extração dos compostos hidrofóbicos e variação do logaritmo tempo de penetração da gota (TPGA) nos diferentes potenciais de água nas camadas de 0 – 5 e 5 – 10 cm dos sete solos estudados.

(Continuação)

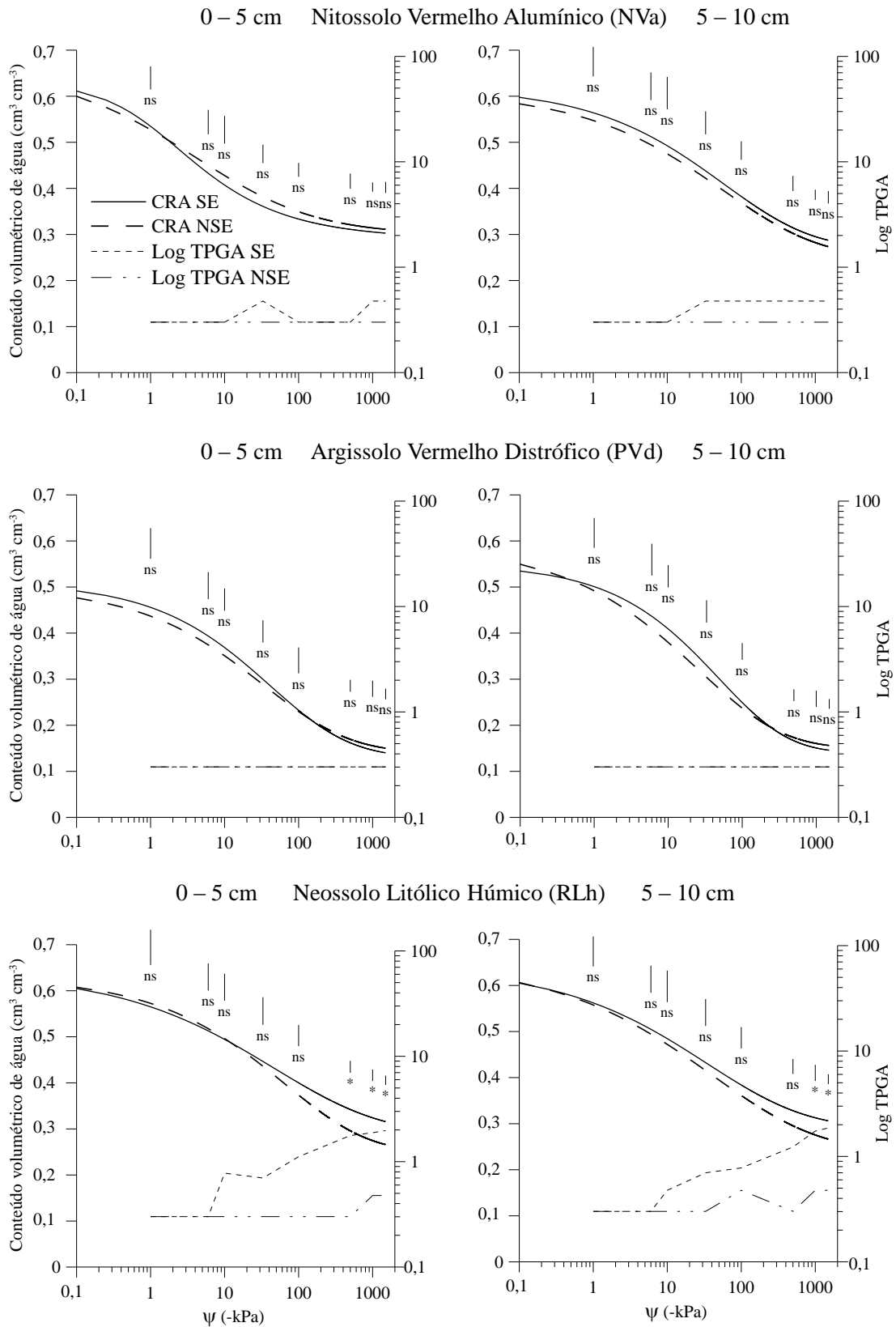


Figura 7 – Curva de retenção de água das amostras de solo submetidas à extração química (CRA SE) ou não submetidas (CRA NSE) à extração dos compostos hidrofóbicos e variação do logaritmo tempo de penetração da gota (TPGA) nos diferentes potenciais de água nas camadas de 0 – 5 e 5 – 10 cm dos sete solos estudados.

(Continuação)

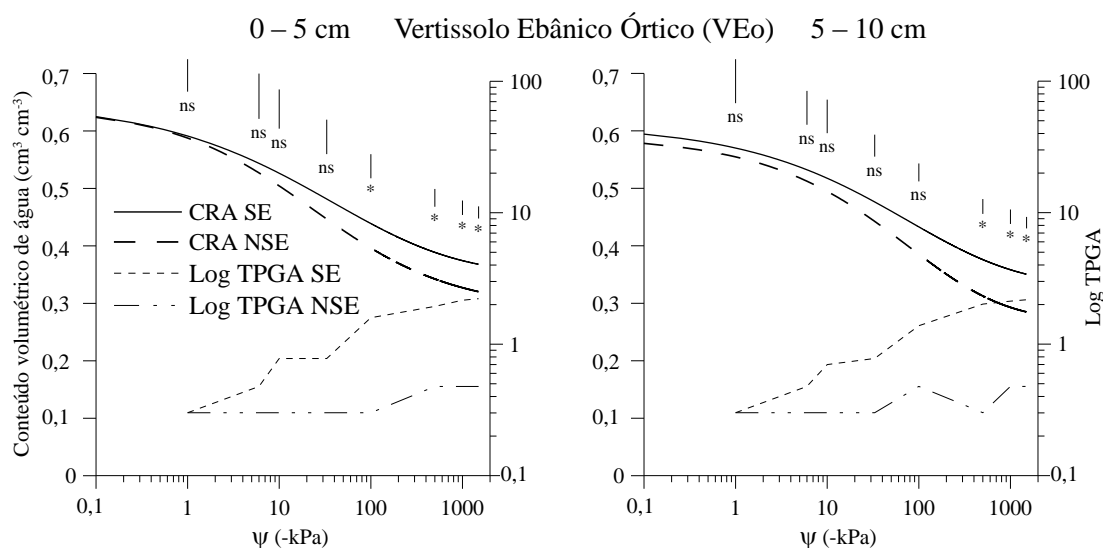


Figura 7 – Curva de retenção de água das amostras de solo submetidas à extração química (CRA SE) ou não submetidas (CRA NSE) à extração dos compostos hidrofóbicos e variação do logaritmo tempo de penetração da gota (TPGA) nos diferentes potenciais de água nas camadas de 0 – 5 e 5 – 10 cm dos sete solos estudados.

Analogamente a esse estudo, Czachor et al. (2010) construíram amostras misturando areia previamente tratada com octadecylamine:propanol e areia não tratada em diferentes proporções, obtendo amostras que variaram de pouco a extremamente hidrofóbicas. Os autores também observaram a crescente redução do conteúdo volumétrico de água no solo em todos os potenciais à medida que houve o aumento da concentração de partículas hidrofóbicas, sendo a maior diferença observada entre o solo extremamente hidrofóbico e o não tratado (não hidrofóbico), concluindo que o formato da curva de retenção de água de solos hidrofóbicos é fortemente afetado pelo ângulo de contato água-solo, uma função do grau de hidrofobicidade do solo. Recentemente, Madsen et al. (2012) testaram a efetividade de surfactantes de solo na redução da hidrofobicidade do solo, descrevem que os surfactantes mais efetivos reduziram a hidrofobicidade, proporcionando redução do escoamento superficial, aumento da sortividade e da capacidade de retenção de água no solo. Isso concorda com os resultados encontrados no CHa, RLh e VEo que apresentaram aumentos significativos no volume de água retido nas amostras em que a hidrofobicidade foi suprimida (extraída quimicamente). Assim, destaca-se que ambos os estudos reiteram a relação inversa

entre a intensidade da hidrofobicidade e a capacidade de retenção de água do solo, especialmente nos menores potenciais.

Esse efeito indireto da hidrofobicidade na curva de retenção está relacionado ao efeito direto dos compostos hidrofóbicos na capilaridade (HILLEL, 2003). Nesse sentido, é necessário previamente enfatizar que a ação da capilaridade é o resultado do somatório das forças de adesão e coesão entre a água e uma superfície sólida. Substâncias sólidas que possuem uma superfície eletronegativa atraem fortemente o H^+ na extremidade eletropositiva da molécula de água. Essas substâncias hidrofílicas atraem as moléculas de água (adesão) com uma força maior que a força de atração entre as moléculas de água na superfície do líquido (coesão) (Van OSS, 2006). Assim, sendo a força de adesão maior que a coesão uma gota de água colocada sobre um sólido hidrofílico se espalha ao longo dessa superfície formando um ângulo de contato agudo ($<90^\circ$) entre a interface da superfície sólida e a água. Dessa forma, quanto maior a atração das moléculas de água pela superfície sólida, mais próximo de zero será o ângulo de contato. Como a atração entre água e a superfície das partículas do solo, nesse caso, é muito forte e o ângulo de contato é próximo a zero, o cosseno do ângulo de contato água-solo ($\cos\alpha$) é 1, podendo ser ignorado sob tais circunstâncias na determinação da ascensão capilar que é descrita pela equação de Jurin (equação 9), a qual permite relacionar a altura de ascensão capilar com o raio do poro (HILLEL, 2003):

$$h = \frac{2 \gamma a \cos\alpha}{\rho g r} \quad (9)$$

em que: h é a altura da ascensão capilar (m), γa é a tensão superficial da água a 20°C ($0,073\text{N m}^{-1}$ a 20°C), α é o ângulo de contato água-solo ($^\circ$), ρ é a densidade da água ($998,2 \text{ kg m}^{-3}$ a 20°C), g é a aceleração da gravidade ($9,81\text{m s}^{-2}$) e r é o raio do poro do solo (m).

No entanto, moléculas de água colocadas sobre uma superfície extremamente hidrofóbica (coesão>adesão) vão se agrupar em uma massa esférica (Figura 8). O ângulo de contato resultante nesse caso será obtuso ($> 90^\circ$), indicando que a adesão não é tão forte quanto a coesão entre as moléculas de água. Nesse caso, o $\cos\alpha$ não pode ser negligenciado, pois resultará em valores menores que 1, afetando negativamente a capilaridade (Van OSS, 2006). Contudo, a hidrofobicidade apresenta grande variação principalmente em função da umidade do solo, pois aumenta linearmente depois de atingida sua umidade crítica à medida que o solo perde água, sendo máxima próxima a condição mais seca (VOGELMANN et al., 2013a). Diante disso, o maior ângulo de contato água-solo ocorre associado ao maior índice

de hidrofobicidade e, dessa forma, o R (índice de hidrofobicidade) é inversamente proporcional ao $\cos\alpha$, logo, R é inversamente relacionado com a ascensão capilar e, conseqüentemente, com a capacidade de retenção de água pelo solo (Figura 9). Isso complementa o entendimento do porquê se observou diferenças significativas entre as curvas de retenção de água dos solos em estado natural e submetidos ao processo de extração dos compostos hidrofóbicos. As diferenças significativas no volume de água retido foram evidentes apenas nos menores potenciais, próximo à condição mais seca, quando o R e o ângulo de contato água-solo tendem a ser elevados. Baseado nisso, se aceita parcialmente a primeira hipótese desse estudo, a qual afirma que a existência de compostos hidrofóbicos no solo promovem alterações na capilaridade, reduzindo a disponibilidade de água às plantas.

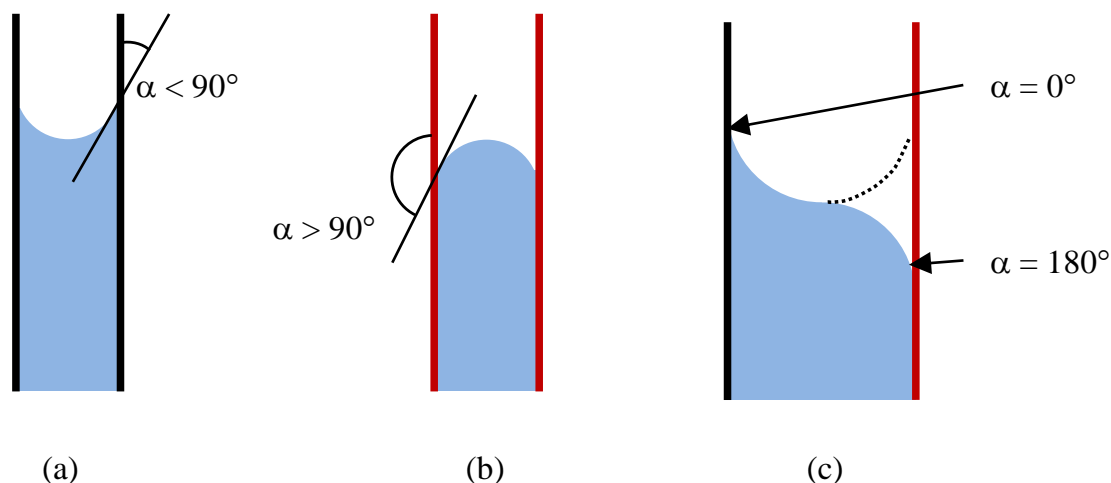


Figura 8 – Representação detalhada da forma do menisco para duas superfícies sólidas: (a) duas superfícies hidrofílicas (preto); (b) duas superfícies hidrofóbicas (vermelho); (c) uma superfície hidrofílica ($\alpha = 0^\circ$) e uma hidrofóbica ($\alpha = 180^\circ$).

Fonte: Elaborada pelo autor.

Outra forma possível de compreender os processos envolvidos na relação dos compostos hidrofóbicos e a retenção de água advém dos comentários de Kleber e Johnson (2010), os quais descrevem que moléculas hidrofóbicas quando imersas em água (solo saturado), não se dissolvem, mas agrupam-se em micelas (glóbulos) que se apoiam nas partículas minerais do solo. Com a redução da umidade do solo, os filmes de água que

recobrem as partículas tornam-se cada vez menores e as forças matriciais maiores, com consequente redução da atividade da água no solo (VOGELMANN et al., 2013a). Dessa forma, os grupos hidrofílicos se orientam em direção à camada de água, enquanto que as cadeias hidrofóbicas se orientam em direção ao ar (FRANCO et al., 2000). Quando a umidade atinge níveis muito baixos, os grupos hidrofílicos (polares) passam a ser atraídos pelas partículas carregadas do solo, unindo sua terminação polar à superfície do solo e expondo seu terminal apolar (face hidrófoba) recobrendo total ou parcialmente as partículas, agregados e paredes dos poros (HORNE; MCINTOSH, 2000).

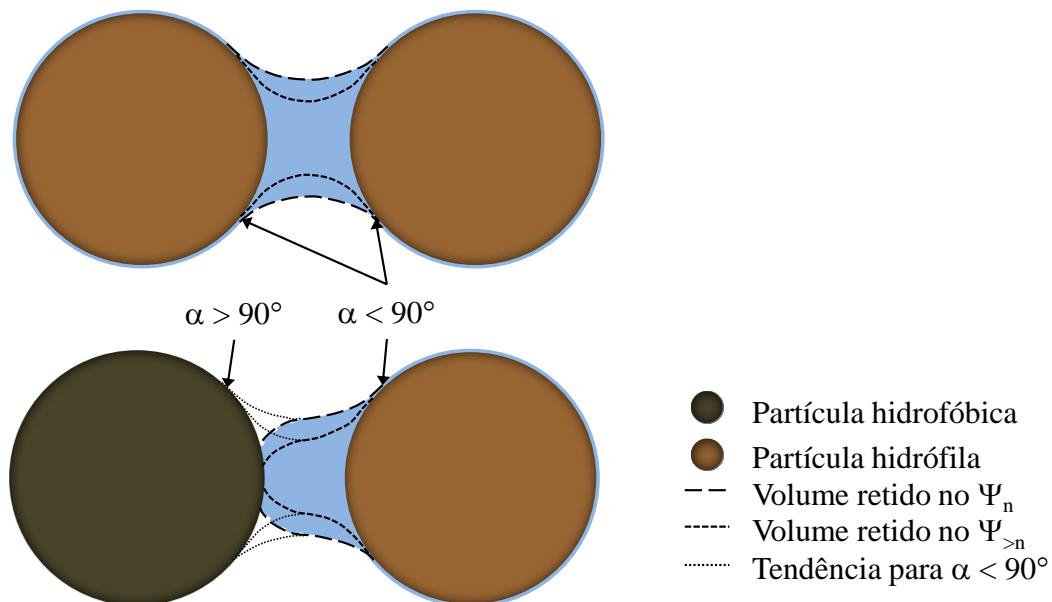


Figura 9 – Representação da interação da água com a superfície de partículas do solo hidrófilas e hidrofóbicas.

Fonte: Elaborada pelo autor.

Além disso, Bachman e van der Ploeg (2002), acrescentaram que os compostos hidrofóbicos não estão uniformemente distribuídos na matriz do solo, mas podem recobrir totalmente algumas partículas e não afetar outras. Contudo, estima-se que a grande parte das partículas recobertas por compostos hidrofóbicos, em profundidade, estejam próximas a rizosfera das raízes, onde provavelmente exista a liberação de exsudatos e, após a morte das raízes, ocorra a degradação e o acúmulo de compostos orgânicos. Diferentemente da

superfície do solo, onde a distribuição é mais homogênea, pois há produção e distribuição de material orgânico de forma mais uniforme pela vegetação. De Blas et al. (2010) comentam que os padrões de distribuição da fração lipídica da matéria orgânica no solo pode ser um fator importante para explicar a intensidade e a persistência da hidrofobicidade. Nesse contexto, Bauters et al. (2000) demonstraram que mesmo uma pequena quantidade de partículas recobertas por compostos hidrofóbicos pode afetar uma grande porcentagem do volume poroso, pois essas partículas afetam a dinâmica da água nos poros ao seu redor, o que explica a ocorrência de hidrofobicidade até mesmo em solos arenosos com baixos teores de carbono orgânico.

Com o secamento do solo, os compostos hidrofóbicos que recobrem algumas partículas minerais irão alterar sua conformação, passando a expor para o exterior sua face hidrofóbica. Essa alteração irá afetar a dinâmica da água retida nos espaços porosos que estão ao redor dessa partícula (VOGELMANN et al., 2013c). Doerr et al. (2007) comentam que, com o secamento do solo há um crescente e repentino aumento da hidrofobicidade e do ângulo de contato água-solo, o que está associado a repentina mudança ou alteração da conformação dos compostos hidrofóbicos no solo, momento em que sua face hidrofílica (polar) passa a ser atraída pela superfície das partículas e a face hidrofóbica é exposta. Bauters et al. (2000) acrescentam que se 3% das partículas minerais do solo estiverem recobertas por compostos hidrofóbicos e estiverem homoganeamente distribuídas na matriz do solo, aproximadamente 20 a 30 % dos poros serão afetados pelos efeitos da hidrofobicidade, resultando na redução do volume de água retido pelo aumento do ângulo de contato da água com as superfícies hidrofóbicas. Essas constatações corroboram com o comportamento apresentado naturalmente pelos solos hidrofóbicos, que apresentaram elevada hidrofobicidade especialmente na condição de menor umidade, conforme observado nos solos CHa, RLh e VEO.

Somando ao exposto por Bauters et al. (2000), Bachman e van der Ploeg (2002) comentam que os compostos hidrofóbicos não estão uniformemente distribuídos no solo. A partir dessa constatação, podem-se suscitar algumas mudanças na compreensão da dinâmica da hidrofobicidade no solo, pois a hidrofobicidade mensurada pelo TPGA ou pelo micro-infiltrômetro de tensão é na realidade um valor médio da hidrofobicidade do solo. Assim, haveria partículas completamente não hidrofóbicas entremeadas por algumas poucas partículas ou microagregados extremamente hidrofóbicos, os quais estariam muito próximos ou associados às raízes de plantas ou microzonas ricas em carbono orgânico, por exemplo. Dessa forma, uma parte da matriz do solo não seria afetada pela hidrofobicidade, enquanto

outras partículas se apresentariam extremamente repelentes. Isso pode ser mais claramente observado na figura 10, onde se verifica que, na condição de saturação, a presença da hidrofobicidade não afeta o volume total de água do solo, uma vez que há grande quantidade de água livre e, nessa condição, conforme descrevem Kleber e Johnson (2010), os compostos hidrofóbicos ficam associados ao mineral e são comprimidos sobre a superfície da partícula pela água que passa a ocupar a maior parte do espaço poroso. Com a redução da umidade do solo, as cadeias hidrofóbicas são expostas para o exterior e, como se trata de uma partícula extremamente hidrofóbica, as moléculas de água não aderem na sua superfície, havendo uma significativa redução da superfície hábil a reter água e, conseqüentemente, do volume retido logo após o aumento da intensidade da hidrofobicidade do solo.

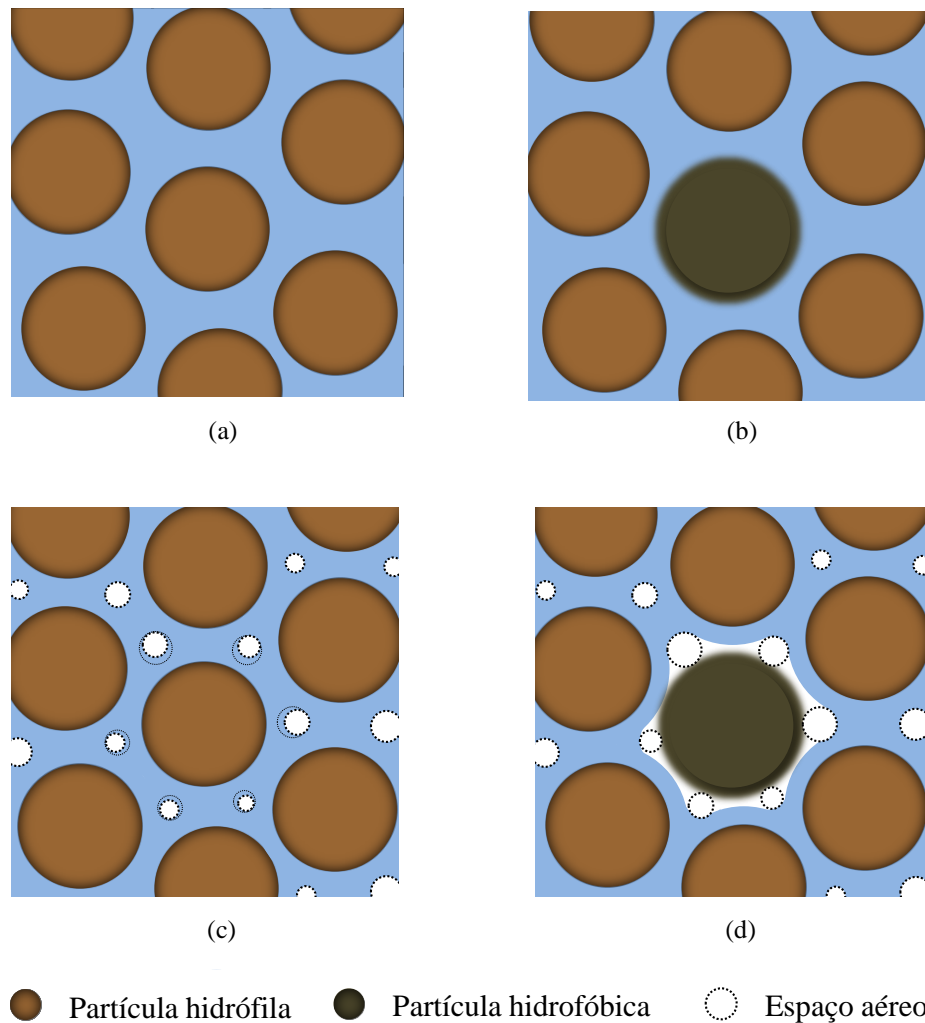


Figura 10 – Representação da dinâmica da água no espaço poroso do solo nas condições de solo saturado (a e b) e no Ψ_n (c e b) para solos completamente hidrofílicos (a e c) e um solo afetado pela presença de uma partícula extremamente hidrofóbica ao centro (b e d).

Fonte: Elaborada pelo autor.

Especificamente na figura 10c e 10d, pode-se observar o efeito pernicioso da presença de uma partícula hidrofóbica na matriz do solo em uma projeção 2D, contudo, ressalta-se que essa condição deve ser entendida sobre uma perspectiva 3D, quando o volume de água afetado será maior que o visualizado na figura 10. A interface entre a partícula em questão, extremamente hidrofóbica, e a água apresenta um ângulo de contato elevado. Nesse caso, as forças de coesão da molécula de água superam as forças de adesão entre a água e a superfície da partícula em função do elevado ângulo de contato água-solo. Dessa forma, as moléculas de água que entram em contato com a superfície hidrofóbica assumem uma forma côncava para o lado da superfície e convexa para lado do ar.

Caso semelhante é observado nas folhas de algumas crucíferas, em que a gota de água ao cair sobre a superfície da folha rica em ceras apenas rola sobre a superfície não molhando a mesma, uma vez que as forças de adesão entre a gota e a superfície da folha são inferiores a força de coesão existente entre as moléculas de água que se arranjam em um formato esférico, oferecendo a menor área superficial possível ao exterior (ar atmosférico), ao mesmo tempo em que o maior número de moléculas de água é comprimido no centro da gota. Esse comportamento é explicado observando-se a figura 11, em que, visualiza-se detalhadamente o processo de interação entre a água e a superfície do solo. Todavia, é assumido que a adsorção de vapor em sólidos é de baixa energia, sendo considerada desprezível. Com isto, admite-se que γ_s represente a energia da superfície do sólido em uma atmosfera qualquer.

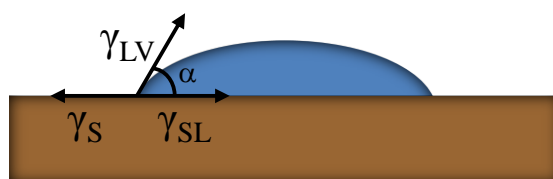


Figura 11 – Definição do ângulo de contato α entre uma gota líquida e a superfície plana do solo, em que: γ_s é a energia de superfície do sólido; γ_{LV} é a tensão superficial do líquido em equilíbrio com o vapor e; γ_{SL} é a energia da interface sólido – líquido.

Fonte: Adaptado de VAN OSS (2006).

Considerando que a gota da figura 11 esteja em equilíbrio, tem-se o descrito pela equação 10 ou equação de Young (SHAW, 1992):

$$\gamma_S = \gamma_{SL} + \gamma_{LV} \cos \alpha \quad (10)$$

A força ou trabalho de adesão (W_a), que representa o negativo da energia de adesão de Gibbs, entre o sólido e o líquido é expressa pela equação 11 ou equação de Dupré (ADAMSON; GAST, 1997):

$$W_a = \gamma_{LV} + \gamma_S - \gamma_{SL} \quad (11)$$

Efetuada-se a combinação algébrica das equações (10) e (11), obtém-se a equação 12 ou equação de Young-Dupré (VAN OSS, 2006):

$$W_a = \gamma_{LV} (\cos \alpha + 1) \quad (12)$$

Contudo, quando $\alpha = 0^\circ$, $\cos \alpha = 1$, a equação de Young-Dupré pode ser simplificada para a equação 13 (VAN OSS, 2006):

$$W_a = 2 \gamma_{LV} \quad (13)$$

A quantidade $2\gamma_{LV}$, ou seja, o dobro da tensão superficial, é denominada força de coesão do líquido (VAN OSS, 2006). Portanto, quando o ângulo de contato é igual a zero, a força de adesão líquido-sólido iguala ou supera a força de coesão do líquido. Assim, o líquido se espalha pela superfície sólida quando as forças de atração líquido-sólido igualam ou superam as forças de atração líquido-líquido. Por outro lado, quando $\alpha = 180^\circ$, como no caso da partícula extremamente hidrofóbica da figura 10d, tem-se $\cos \alpha = -1$ e a força de adesão líquido-sólido é zero. Nesse caso não há adesão entre as duas fases, prevalecendo a coesão entre as moléculas de água.

Com base nas observações anteriores, fica evidenciado que a intensidade da hidrofobicidade no solo condiciona a retenção de água em elevados potenciais matriciais. Essa constatação conduz a aceitação integral da primeira hipótese desse estudo, pois, com

base nos resultados apresentados que corroboram com os apontamentos literários fica visível que a presença dos compostos hidrofóbicos pode causar alterações no ângulo de contato água-solo e, conseqüentemente, na sortividade do solo. Dessa forma, esses compostos afetam a capilaridade e promovem alterações no comportamento da curva de retenção do solo. Contudo, aumentam a disponibilidade de água às plantas, pois interferem no processo de retenção de água, a qual fica mais facilmente disponível, principalmente nos potenciais maiores, quando a hidrofobicidade torna-se elevada em solos hidrofóbicos.

6.5 Propriedades químicas dos solos

6.5.1 Caracterização química dos solos

Na camada de 0 – 5 cm, os solos CHa, RLh e VEO apresentaram teores de carbono orgânico acima de $25,5 \text{ g kg}^{-1}$. Associado ao elevado conteúdo de carbono orgânico desses solos verificou-se elevados valores da $\text{CTC}_{\text{pH } 7,0}$ (Tabela 8). Com o aumento da profundidade o teor de carbono orgânico e a $\text{CTC}_{\text{pH } 7,0}$ foram decrescendo, apresentando os menores valores na camada de 10 – 15 cm.

Os maiores valores de saturação por bases foram encontrados na camada superficial do RLh e VEO, solos que apresentaram nessa camada elevado teor de carbono orgânico e pH em água. Nos demais solos foram encontrados baixos valores de saturação por bases, conjuntamente com baixo valor de pH e alta saturação por Al. A saturação de bases apresentou estreita relação com os teores de matéria orgânica, pH e $\text{CTC}_{\text{pH } 7,0}$, além da relação inversa com a saturação por Al^{3+} . Com o aumento da profundidade observou-se a redução da saturação por bases e do pH em água, simultaneamente houve um aumento da saturação por Al^{3+} que apresentou os maiores valores na camada mais profunda (10 – 15cm) em todos os solos analisados.

Tabela 8 – Conteúdo de fósforo (P), potássio (K), pH em água, CTC_{pH 7,0}, soma de bases (SB), saturação por Al³⁺, saturação por bases e teor de carbono orgânico (CO) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15cm dos sete solos estudados.

Solo	pH em água	P	K	CTC _{pH7,0}	SB	Saturação		CO
						Al ³⁺	Bases	
		mg dm ³	cmolc dm ³		(%)		g kg ⁻¹	
Camada de 0 – 5 cm								
CHa	4,6	0,7	136	24,8	3,0	68,8	11,9	25,5
LVdf	4,8	0,7	40	9,3	3,1	36,7	33,4	16,8
NBd	4,7	1,5	184	20,8	3,5	59,9	16,7	22,4
NVa	4,3	4,5	196	30,4	3,0	72,2	9,9	21,3
PVd	5,1	6,0	80	8,8	4,9	5,8	55,7	15,1
RLh	6,0	5,0	108	18,1	13,7	0,0	75,7	33,1
VEo	5,7	0,7	164	37,3	31,1	0,0	83,4	39,4
Camada de 5 – 10 cm								
CHa	4,5	0,7	84	26,0	1,6	82,4	6,2	29,0
LVdf	4,7	0,7	36	9,7	2,0	56,6	20,6	15,1
NBd	4,6	3,0	152	21,7	2,3	72,7	10,6	22,0
NVa	4,3	1,5	68	32,2	1,5	87,5	4,6	24,4
PVd	4,9	2,2	36	7,3	3,3	23,3	45,2	8,7
RLh	4,9	3,0	56	16,3	4,0	40,0	24,8	26,1
VEo	5,5	1,5	148	38,3	31,4	0,0	82,0	37,7
Camada de 10 – 15 cm								
CHa	4,2	0,7	74	30,2	1,8	83,2	5,9	20,3
LVdf	4,5	0,7	34	20,1	2,6	63,5	12,9	13,3
NBd	4,4	2,3	144	28,6	2,9	72,8	10,1	17,4
NVa	4,1	2,4	88	35,3	2,3	83,7	6,6	18,0
PVd	4,8	2,3	41	14,2	3,0	36,1	21,2	9,3
RLh	5,0	3,5	60	19,4	4,0	50,3	20,4	22,0
VEo	5,1	1,1	129	30,1	16,6	11,2	55,2	29,0

CHa - Cambissolo Húmico Alumínico típico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico típico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico húmico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico típico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

6.5.2 Fracionamento físico do carbono orgânico do solo

Analisando a distribuição apenas da fração do CO >53 µm, verificou-se que os maiores percentuais dessa fração foram encontrados na camada superficial (0 – 5 cm) decrescendo com o aprofundamento do solo (Tabela 9). Isso está relacionado com o acúmulo de compostos oriundos da decomposição da vegetação, os quais foram recentemente

humificados e ainda não estabeleceram uma inter-relação mais intensa com as partículas minerais do solo. Segundo o modelo de Christensen (2001), dependendo do grau de associação com a matriz do solo, o CO pode estar livre ou fracamente associado às partículas do solo sendo denominado de CO não complexado, ou estar fortemente ligado às partículas minerais, formando os complexos organo-minerais. O CO não complexado é composto primordialmente por resíduos orgânicos em estágios iniciais de decomposição, sendo, em alguns casos, possível a identificação de fragmentos de material vegetal, hifas fúngicas e exoesqueletos da fauna (SIX et al., 2002; WIESMEIER et al., 2012). Nas camadas superficiais é comum encontrar maiores conteúdos de CO não complexado, o qual ao longo do tempo irá estabelecer ligações mais estáveis com as partículas minerais, especialmente com as da fração argila (CHRISTENSEN, 2001).

Em todos os solos e em todas as camadas houve um predomínio do carbono orgânico na fração granulométrica <53 μm na composição do COT (carbono orgânico total), principalmente nas camadas mais inferiores (5 – 10 e 10 – 15 cm), com um pequeno aumento do percentual de CO nessa fração, associada às partículas de silte e de argila (Figura 12). Essa constatação está vinculada ao aporte de material orgânico que ocorre principalmente sob a superfície do solo aliado à inexistência de práticas de revolvimento ou mobilização (GUIMARÃES et al., 2013). Além disso, os diversos componentes dos resíduos vegetais e animais apresentam complexidades distintas, exigindo aparatos enzimáticos específicos para a sua decomposição (SWIFT, 1996). Moléculas mais complexas (lignina, cutina, suberina e lipídios) tendem a sofrer um processo mais lento de decomposição comparativamente às moléculas mais simples (carboidratos e proteínas), sendo mais recalcitrantes no ambiente e, principalmente quando associadas às menores frações granulométricas (SCHULTEN; LEINWEBER, 2000).

A redução da quantidade de resíduos orgânicos em estágios iniciais de decomposição, observada na camada subsuperficial, é resultante do aumento da interação entre o CO e as partículas minerais em detrimento do conteúdo de CO não complexado (SWIFT, 1996). Ressalta-se que, nesse processo, pode ocorrer o aprisionamento de parte do CO não complexado no interior dos complexos organo-minerais, o que origina uma divisão dessa fração em: fração livre, encontrada na superfície ou entre agregados (CO-livre); e fração oclusa, dentro dos agregados, em locais pouco acessíveis para a microbiota (CO-ocluso) (SCHMIDT, 2011). Ambas as frações apresentam posição de destaque em relação ao processo de agregação do solo, contudo, tais frações, em função de sua disponibilidade apresentam processos de degradação completamente diferentes, que serão condicionados pela

mineralogia e “habilidade” das frações silte e principalmente argila em proteger a matéria orgânica da ação dos microrganismos (RUMPEL; KÖGEL-KNABNER, 2013).

Tabela 9 – Teores de carbono orgânico associado à fração granulométrica maior que 53 μm ($\text{CO} > 53 \mu\text{m}$), menor que 53 μm ($\text{CO} < 53 \mu\text{m}$), somatório das frações do carbono orgânico (COT) e porcentagem de recuperação do total de carbono pelo fracionamento físico em relação ao carbono orgânico total (CO Recuperado) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm, dos sete solos estudados.

Solo	CO > 53 μm	CO < 53 μm	SCO ¹	CO Recuperado
	g/kg			%
Camada de 0 – 5 cm				
CHa	5,5 $\pm 0,4$	18,4 $\pm 1,9$	23,9 $\pm 1,5$	94
LVdf	2,6 $\pm 0,2$	12,5 $\pm 1,4$	15,1 $\pm 1,2$	90
NBd	7,4 $\pm 0,6$	13,1 $\pm 1,6$	20,5 $\pm 1,2$	93
NVa	8,8 $\pm 0,7$	12,0 $\pm 1,2$	20,8 $\pm 0,5$	98
PVd	5,7 $\pm 0,3$	10,2 $\pm 1,1$	15,9 $\pm 0,7$	105
RLh	7,6 $\pm 0,8$	24,5 $\pm 2,2$	32,1 $\pm 1,4$	97
VEo	9,3 $\pm 0,5$	28,1 $\pm 2,1$	37,4 $\pm 1,6$	95
Camada de 5 – 10 cm				
CHa	6,0 $\pm 0,5$	21,3 $\pm 2,3$	27,3 $\pm 1,7$	94
LVdf	2,7 $\pm 0,2$	11,1 $\pm 1,1$	13,8 $\pm 0,9$	91
NBd	7,1 $\pm 0,4$	15,6 $\pm 1,4$	21,7 $\pm 1,0$	99
NVa	6,5 $\pm 0,5$	16,1 $\pm 1,7$	22,6 $\pm 1,1$	93
PVd	3,0 $\pm 0,3$	5,8 $\pm 0,5$	8,8 $\pm 0,3$	101
RLh	6,1 $\pm 0,7$	21,1 $\pm 1,5$	27,2 $\pm 0,9$	104
VEo	7,1 $\pm 0,6$	29,0 $\pm 3,1$	36,1 $\pm 2,4$	96
Camada de 10 – 15 cm				
CHa	3,7 $\pm 0,3$	16,6 $\pm 1,6$	20,3 $\pm 1,3$	100
LVdf	2,8 $\pm 0,1$	9,4 $\pm 1,1$	12,2 $\pm 1,0$	92
NBd	3,7 $\pm 0,2$	13,4 $\pm 1,4$	17,1 $\pm 1,2$	98
NVa	3,8 $\pm 0,3$	13,4 $\pm 1,3$	17,2 $\pm 1,0$	96
PVd	2,6 $\pm 0,1$	7,1 $\pm 0,7$	9,7 $\pm 0,6$	104
RLh	4,1 $\pm 0,4$	17,4 $\pm 1,8$	21,5 $\pm 1,4$	98
VEo	4,3 $\pm 0,4$	22,6 $\pm 2,2$	26,9 $\pm 1,8$	93

¹ Obtido pela soma dos conteúdos de carbono orgânico encontrados nas duas frações granulométricas.

CHa - Cambissolo Húmico Alumínico típico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico típico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico húmico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico típico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

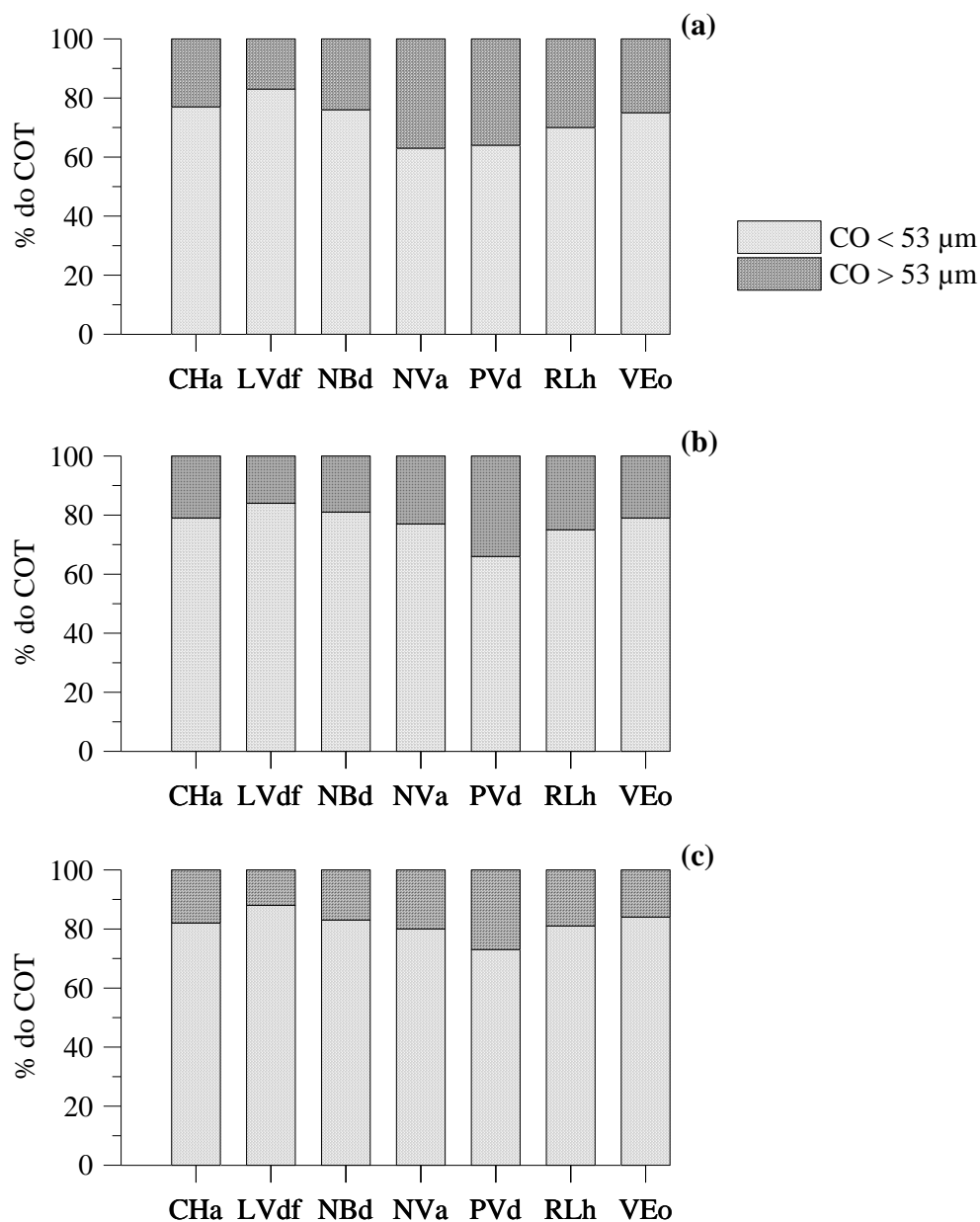


Figura 12 – Distribuição percentual do carbono orgânico associado à fração granulométrica maior que 53 μm (CO > 53 μm) e menor que 53 μm (CO < 53 μm) em relação ao carbono orgânico total (COT) recuperado nas camadas de 0 – 5 (a), 5 – 10 (b) e 10 – 15 cm (c) dos sete solos estudados.

Em relação a isso, destaca-se o caso do LVdf, o qual exibiu em todas as camadas mais de 83% do total de CO na fração <53 μm. Isso é um enfático exemplo da ação da argila na restrição do processo de degradação dos compostos orgânicos pelos microrganismos. Segundo

Wiesmeier et al. (2012), a formação de complexos organo-minerais pela associação entre moléculas orgânicas e as argilas (óxidos, hidróxidos de ferro e alumínio) promovem uma eficiente proteção contra a decomposição. Os mecanismos de adsorção e ligações químicas diversas na superfície das argilas (pontes de hidrogênio, interações eletrostáticas e forças de Van der Waals) tornam os resíduos orgânicos mais resistentes ao ataque microbiano, sendo apontados como uma das razões para o relativo acúmulo de CO em solos argilosos (BRONICK; LAL, 2005). Nesse caso, verifica-se que ocorrem de forma simultânea e associada três diferentes mecanismos de proteção do CO: a recalcitrância de diferentes compostos químicos, a ligação e a complexação com os argilominerais e um possível aprisionamento ou oclusão de CO não complexado dentro dos complexos organo-minerais, tornando difícil o acesso da microbiota a esses compostos (SCHMIDT, 2011). Da mesma forma, esses processos são os prováveis responsáveis pelo maior percentual do CO na fração >53 µm nos solos com elevados teores de argila como o LVdf e o RLh.

Diferentemente, o PVd mesmo com o aprofundamento no solo apresentou um maior percentual de CO na fração >53 µm em relação as demais classes de solos. Isso decorre da reduzida superfície específica e densidade de carga superficial das partículas da fração areia, fração que geralmente apresenta pouco ou nenhum material orgânico fortemente ligado, apresentando pequenas concentrações de complexos organo-minerais (SIX et al., 2002). Baldock et al. (1992) também encontraram resultados semelhantes e comentam que na superfície de solos arenosos a maior parte do CO constitui-se basicamente de CO livre, ou seja, não está associado às partículas minerais ou protegido da ação dos microrganismos do solo, portanto, facilmente decomponível. Semelhantemente ao PVd, o VEo também apresentou nas camadas de 0 - 5 e 5 - 10 cm elevado conteúdo de CO na fração >53 µm. Contudo, no VEo essa condição está intimamente associada ao fenômeno da hidroturbação e dos constantes movimentos de expansão e contração dos argilominerais expansivos (principalmente da montmorilonita) comumente encontrados nos Vertissolos. Esses movimentos são mais evidentes principalmente na camada superficial que apresenta maiores variações de umidade ao longo do tempo, o que justificaria o conteúdo elevado de CO não complexado na camada subsuperficial, semelhante ao conteúdo encontrado na superfície.

Foi observada a relação inversa do COT e CO na fração < 53 µm com a sortividade à água, indicando que a presença de compostos orgânicos, principalmente na fração < 53 µm, podem restringir ou reduzir a molhabilidade do solo pela água (Tabela 10). Essa tendência é ratificada por De Gryze et al. (2006), Mataix-Solera et al. (2007) e Vogelmann et al. (2010, 2013b), que encontraram correlações positivas entre a repelência à água e o teor de MO.

Portanto, um eventual aumento do teor de MO pode promover um aumento da hidrofobicidade e a conseqüente redução da sortividade do solo à água, dificultando o molhamento das superfícies que estiverem recobertas ou associadas aos compostos orgânicos hidrofóbicos, especialmente das camadas superficiais do solo onde notadamente tem-se observado os maiores valores do índice de hidrofobicidade (MATAIX SOLERA; DOERR, 2004).

Tabela 10 – Significância e coeficientes de correlação de Pearson ($p < 0,05$) entre as frações físicas do carbono orgânico (CO) e a sortividade à água e ao etanol, índice de hidrofobicidade, e ângulo de contato água-solo nas três camadas avaliadas.

Solo	Sortividade ao etanol	Sortividade à água	Índice de hidrofobicidade	Ângulo de contato água-solo
Camada de 0 – 5 cm				
CO > 53 μm	0,60 ^{ns}	-0,43 ^{ns}	0,48 ^{ns}	0,50 ^{ns}
CO < 53 μm	0,72 ^{ns}	-0,92 ^{**}	0,95 ^{**}	0,90 ^{**}
CO Total ¹	0,77 [*]	-0,89 ^{**}	0,93 ^{**}	0,89 ^{**}
Camada de 5 – 10 cm				
CO > 53 μm	0,88 ^{**}	-0,53 ^{ns}	0,55 ^{ns}	0,67 ^{ns}
CO < 53 μm	0,80 [*]	-0,86 [*]	0,91 ^{**}	0,89 ^{**}
CO Total ¹	0,84 [*]	-0,84 [*]	0,88 ^{**}	0,89 ^{**}
Camada de 10 – 15 cm				
CO > 53 μm	0,94 ^{**}	-0,43 ^{ns}	0,55 ^{ns}	0,62 ^{ns}
CO < 53 μm	0,93 ^{**}	-0,70 ^{ns}	0,79 [*]	0,83 [*]
CO Total ¹	0,94 ^{**}	-0,68 ^{ns}	0,77 [*]	0,81 [*]

** Significativo a 0,01; * Significativo a 0,05; ns = não significativo. ¹ Obtido pela soma dos conteúdos de carbono orgânico encontrados nas duas frações granulométricas.

Além disso, também foram verificadas correlações positivas da hidrofobicidade com o COT e CO na fração < 53 μm em todas as camadas avaliadas. Essas observações corroboram com Vogelmann et al. (2010), que também encontraram íntima relação entre a quantidade de MO e a ocorrência de hidrofobicidade no solo na superfície e em subsuperfície em dezessete classes de solos do Brasil. Contudo, Mataix-Solera et al. (2007) ressaltam que apenas a elevada quantidade de material orgânico não é condição essencial para a ocorrência da hidrofobicidade, sendo esse fenômeno fortemente influenciado pela composição do material orgânico. Esse comportamento também foi observado por Jaramillo (2006) que encontrou um

baixo coeficiente de determinação entre o índice de hidrofobicidade e o teor de matéria orgânica, concluindo que a quantidade e a composição da matéria orgânica do solo estão correlacionadas com a manifestação da hidrofobicidade. Segundo Ellerbrock et al. (2005) quanto mais decomposta está a substância orgânica, menor é o ângulo de molhamento, evidenciando a inter-relação do ângulo de contato água-solo e índice de hidrofobicidade com o CO do solo. De acordo com De Blas et al. (2013) isso está relacionado com a maior facilidade de decomposição da fração não hidrofóbica da matéria orgânica compondo primordialmente a fração $> 53 \mu\text{m}$. Assim, há aumento do volume e da contração dos compostos hidrofóbicos por apresentarem uma reduzida taxa de decomposição, resultando em um aumento da hidrofobicidade.

Nesse sentido, a relação da hidrofobicidade com a fração do CO $< 53 \mu\text{m}$ pode ser elucidada a partir dos comentários de Roscoe e Machado (1992) e Christensen (2001), os quais comentam que devido à reduzida superfície específica e a baixa densidade de carga superficial da areia, os solos arenosos tendem a apresentar pouco CO formando complexos organo-minerais. Diferentemente, nos solos compostos principalmente por silte e argila, a maior parte do CO é encontrada em um material mais transformado e amorfo, com compostos orgânicos humificados. Em suma, de acordo com o modelo de Christensen (2001) observa-se que o grau de decomposição dos resíduos orgânicos segue um *continuum* da fração particulada ($> 20 \text{ mm}$) composta por materiais pouco degradados, passando por compostos com degradação intermediária (2-20 mm), culminando em uma fração com avançado grau de decomposição ($< 2 \text{ mm}$). Nos primeiros estágios de decomposição seriam degradados sobretudo carboidratos (celulose e hemicelulose) e proteínas. Com a redução dos carboidratos (celulose e hemicelulose), as moléculas de lignina ficariam expostas ao ataque microbiano iniciando um segundo estágio de decomposição. Nesta fase, a lignina seria decomposta, acumulando-se apenas materiais mais resistentes (cutina e suberina), ou compostos mais lábeis protegidos da degradação química por mecanismos físicos e químicos, que ficariam dispostos justamente na fração do CO $< 53 \mu\text{m}$, a qual se correlacionou com o índice de hidrofobicidade.

A cutina e a suberina constituem possíveis fontes de substâncias hidrofóbicas no solo, ricas especialmente em alcanos de cadeia longa, compostos reconhecidos como de elevada recalcitrância no solo (HANSEL et al., 2008). A partir disso, pode-se inferir que os compostos tidos como hidrofóbicos (cutina, suberina, ceras e lipídeos) apresentam elevada recalcitrância frente aos outros componentes oriundos dos resíduos vegetais (carboidratos, proteínas, celulose) e, portanto, devem estar compondo primordialmente o CO da menor fração física,

associados à fração silte e argila, formando complexos organo-minerais, ao mesmo tempo em que recobrem total ou parcialmente agregados ou partículas minerais, reduzindo a sortividade do solo (SIMPSON; SIMPSON, 2011; VOGELMANN et al., 2013c). Dessa forma, baseando-se nos resultados obtidos, é possível demonstrar e ratificar que a hidrofobicidade apresenta uma intrínseca relação com o teor de CO do solo, reforçando a premissa de que esse fenômeno é um reflexo primordial das substâncias orgânicas hidrofóbicas que provavelmente estão contidos na fração menos lábil do CO (fração < 53 μm).

6.5.3 Fracionamento químico do carbono orgânico do solo

Em todas as classes e camadas de solos analisadas verificou-se o predomínio da fração humina (C-HUM) na composição do COT do solo (Tabela 11). Geralmente a fração C-HUM representa a maior porcentagem do CO do solo, o que pode ser justificado pelo fato das frações ácidos húmicos (C-AH) e ácidos fúlvicos (C-AF) apresentarem menor estabilidade, sofrerem processos de movimentação no perfil, polimerização, ou mineralização que contribuem conjuntamente para a diminuição da composição percentual dos C-AH e C-AF no solo (LEITE et al., 2003).

A fração C-HUM é a principal responsável pela agregação das partículas mesmo apresentando uma reduzida reatividade (BENITES et al., 2003). Essa reduzida reatividade é apontada como sendo uma consequência da forte interação da fração C-HUM com as partículas minerais que formam complexos organo-minerais e também por ser composta primordialmente por lipídios e carboidratos aromáticos que apresentam elevada hidrofobicidade e são os prováveis responsáveis pela insensibilidade dessa fração em meio aquoso (SIMPSON; SIMPSON, 2012). Isso também é comentado por Souza e Melo (2003) que, observaram o predomínio da fração C-HUM sobre as demais e a tendência de aumento da C-HUM com o aprofundamento do solo em uma área de vegetação nativa não antropizada. Segundo os autores, esse comportamento está relacionado com a elevada recalcitrância dessa fração no solo. Canellas et al. (2001) afirmam que a maior permanência da fração C-HUM no solo deve-se à sua insolubilidade e resistência à biodegradação, ocasionada pela formação de complexos argilo-húmicos altamente estáveis. Além disso, destaca-se que na ausência do impacto da agricultura, o sistema apresenta uma microbiota estável e adaptada aos resíduos vegetais produzidos na área em função da pouca variação da vegetação, onde, a humificação

dos compostos mais facilmente degradáveis é acelerada (C-AH e C-AF) favorecendo o acúmulo da C-HUM, principalmente nas camadas mais profundas onde o aporte de resíduos vegetais é reduzido (GUIMARÃES et al., 2013; SANTOS et al., 2013).

Tabela 11 – Distribuição das substâncias húmicas do carbono orgânico, somatório das frações do carbono orgânico (SCO), suas relações e porcentagem de recuperação do total de carbono pelo fracionamento químico em relação ao carbono orgânico total (CO Recuperado) nas camadas de 0 – 5, 5 – 10 e 10 – 15 cm, dos sete solos estudados.

Solo	C-AF*	C-AH	C-HUM	SCO ¹	C-AH/ C-AF	C-EA/ C-HUM	C-EA/ COT ¹	CO Recuperado
	g/kg							
Camada de 0 – 5 cm								
CHa	3,3 ±0,2	3,6 ±0,2	14,6 ±0,9	21,5 ±1,1	1,1	0,5	0,3	89
LVdf	1,4 ±0,1	2,1 ±0,1	9,8 ±0,5	13,3 ±0,7	1,5	0,4	0,3	83
NBd	3,7 ±0,3	3,8 ±0,3	10,9 ±0,8	18,4 ±1,2	1,0	0,7	0,4	90
NVa	3,5 ±0,3	2,6 ±0,2	11,7 ±0,9	17,8 ±1,1	0,7	0,5	0,3	92
PVd	2,4 ±0,2	3,3 ±0,2	8,1 ±0,4	13,8 ±0,6	1,4	0,7	0,4	96
RLh	4,3 ±0,4	4,4 ±0,3	21,9 ±1,2	30,6 ±1,5	1,0	0,4	0,3	97
VEo	4,8 ±0,3	4,1 ±0,2	19,5 ±1,0	30,4 ±1,4	0,9	0,5	0,3	81
Camada de 5 – 10 cm								
CHa	2,2 ±0,3	2,7 ±0,5	21,0 ±1,1	25,9 ±1,2	1,2	0,2	0,2	85
LVdf	1,0 ±0,1	2,2 ±0,2	10,0 ±0,4	13,2 ±0,6	2,2	0,3	0,2	84
NBd	2,3 ±0,2	3,2 ±0,3	16,0 ±1,0	21,5 ±1,1	1,4	0,3	0,3	93
NVa	3,7 ±0,2	3,5 ±0,3	17,7 ±1,0	22,9 ±1,1	0,9	0,4	0,3	90
PVd	1,1 ±0,1	1,8 ±0,2	5,2 ±0,2	8,1 ±0,2	1,6	0,6	0,4	91
RLh	2,9 ±0,3	3,0 ±0,3	17,2 ±0,8	23,1 ±0,8	1,0	0,3	0,3	85
VEo	3,3 ±0,5	4,8 ±0,7	24,8 ±1,1	32,9 ±1,1	1,5	0,3	0,2	84
Camada de 10 – 15 cm								
CHa	1,5 ±0,1	1,9 ±0,3	16,6 ±0,9	20,0 ±1,1	1,3	0,2	0,2	94
LVdf	0,8 ±0,1	1,5 ±0,2	9,8 ±0,6	12,1 ±0,6	1,9	0,2	0,2	86
NBd	1,5 ±0,1	2,7 ±0,3	11,6 ±0,6	15,8 ±0,6	1,8	0,4	0,3	87
NVa	1,1 ±0,2	2,3 ±0,2	12,4 ±0,6	15,7 ±0,6	2,1	0,3	0,2	84
PVd	1,1 ±0,1	2,3 ±0,2	5,8 ±0,3	9,2 ±0,5	2,1	0,6	0,4	95
RLh	2,8 ±0,2	3,2 ±0,4	13,1 ±0,9	19,1 ±0,9	1,1	0,5	0,3	87
VEo	2,4 ±0,4	3,5 ±0,6	18,5 ±0,8	24,4 ±0,8	1,5	0,3	0,2	81

¹ Obtido pela soma dos conteúdos de carbono orgânico encontrados nas três frações químicas.

² C-EA = C-AF + C-AH.

*C-AF = carbono orgânico da fração ácidos fúlvicos; C-AH = carbono orgânico da fração ácidos húmicos; C-HUM = carbono orgânico da fração humina. CHa - Cambissolo Húmico Alumínico típico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférrico; NBd - Nitossolo Bruno Distrófico típico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico húmico; PVd - Argissolo Vermelho Distrófico; RLh - Neossolo Litólico Húmico típico; VEo - Vertissolo Ebânico Órtico.

Essa constatação corrobora com o observado nesse estudo, pois com o aumento da profundidade, observou-se um aumento do predomínio da fração C-HUM em relação às frações C-AF e C-AH na composição percentual do COT (Figura 13). Essas mudanças na distribuição percentual das frações expressam a qualidade do húmus e a dinâmica do processo de humificação (CANELLAS et al., 2003; GUIMARÃES et al., 2013). Contudo, para elucidar essa dinâmica é necessário, primeiramente, frisar que os C-AF são compostos de maior solubilidade por apresentarem maior polaridade e menor tamanho molecular, sendo assim, os principais responsáveis por mecanismos de transporte de cátions no solo por ser a fração mais instável do processo de humificação dos resíduos orgânicos (BENITES et al., 2003). Já, os C-AH, são completamente hidrossolúveis e constituídos, sobretudo, por polissacarídeos, aminoácidos, compostos fenólicos e possuem estrutura grande e complexa, quando comparados com os C-AF (SIMPSON; SIMPSON, 2012). Em função disso, ressalta-se que os C-AH são altamente reativos e apresentam a maior CTC de origem orgânica (SCHMIDT, 2011). Os C-AH representam a fração intermediária entre a estabilização dos compostos pela interação com a matéria mineral (HUM) e a ocorrência de ácidos orgânicos oxidados livres na solução do solo (C-AF) (CANELLAS et al., 2003).

Em função desse comportamento distinto das frações C-AF e C-AH é possível compreender o porquê da sua redução com o aprofundamento no solo, pois conforme descreve Schmidt (2011), essas são as frações mais lábeis do CO do solo. Portanto, é esperado que C-AF e C-AH apresentem-se concentradas nas camadas superficiais em solos não revolvidos, onde estão concentrados os resíduos oriundos das culturas, conforme o encontrado nesse estudo. Essa tendência corrobora com a distribuição do CO nas frações físicas, em que se observou um maior conteúdo de CO na fração $>53 \mu\text{m}$ na camada superficial (0 – 5 cm), CO oriundo principalmente do acúmulo de compostos provenientes de processos recentes de incorporação e de degradação da vegetação. Esses compostos provavelmente foram humificados, mas ainda não formaram complexos organo-minerais estáveis, concordando com Santos et al. (2013) que confirmam o decréscimo dos teores de C-AF e C-AH com o aumento da profundidade do solo.

Dentre as frações C-AF e C-AH, a segunda encontrou-se melhor distribuída em profundidade nas diferentes classes de solo. Isso contraria os resultados de Souza e Melo (2003) que observaram uma distribuição mais uniforme da fração C-AF em diferentes profundidades sob uma área de pastagem sob sistema convencional de cultivo. Silva et al. (2011) e Guimarães et al. (2013) acrescentam que a relação entre as frações C-AF e C-AH no

solo constitui um marcador natural do processo de humificação, sendo influenciados principalmente por práticas de manejo do solo que podem propiciar e facilitar a migração de compostos solúveis (C-AF) no perfil de solo.

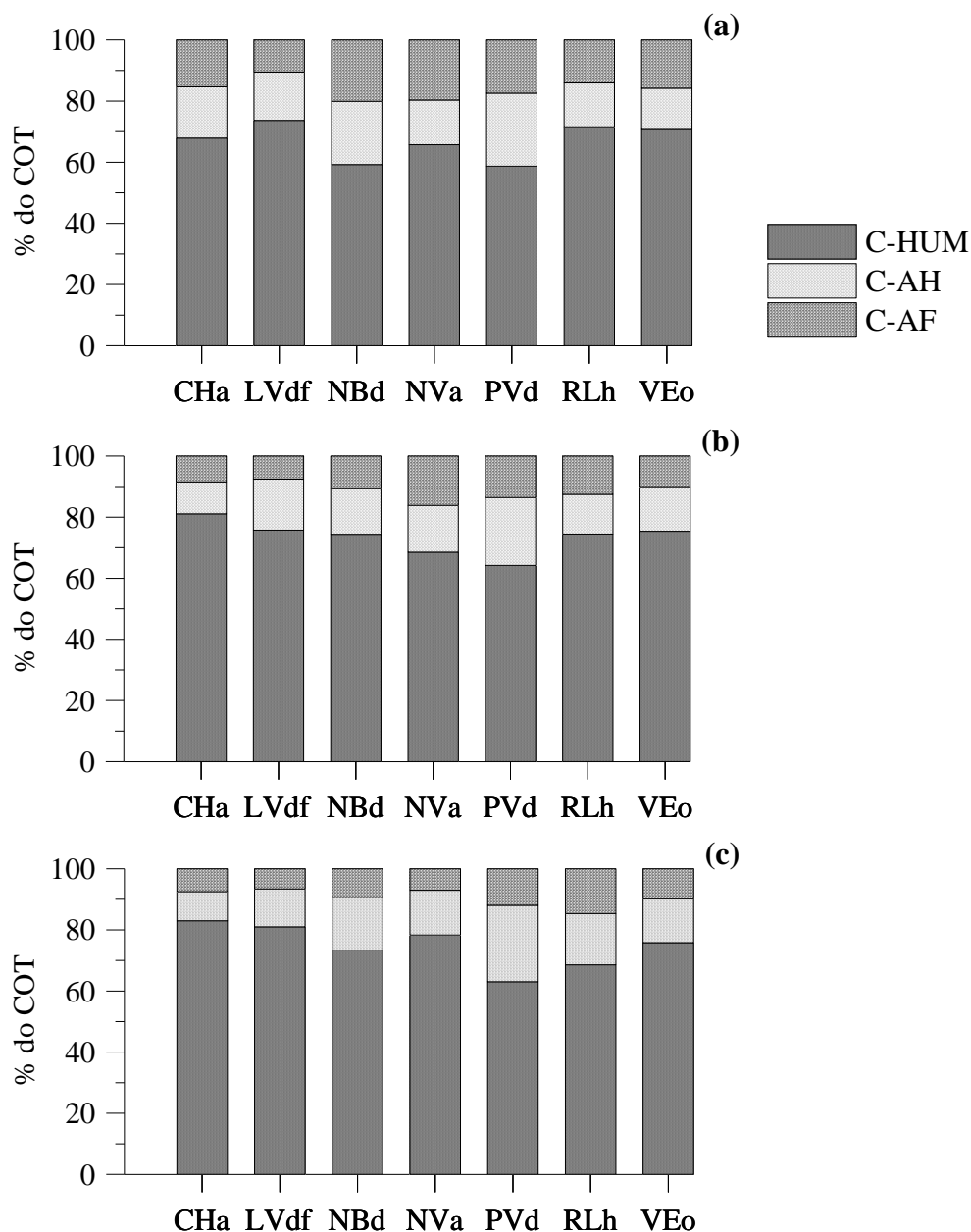


Figura 13 – Distribuição percentual substâncias húmicas em relação ao carbono orgânico total recuperado, nas camadas de 0 – 5 (a), 5 – 10 (b) e 10 – 15 cm (c) dos sete solos estudados.

C-AF = carbono orgânico da fração ácidos fúlvicos; C-AH = carbono orgânico da fração ácidos húmicos; C-HUM = carbono orgânico da fração humina. CHa - Cambissolo Húmico Alumínico típico; LVdf - Latossolo Vermelho Distroférico; NBd - Nitossolo Bruno Distrofício típico; NVa - Nitossolo Vermelho Alumínico húmico; PVd - Argissolo Vermelho Distrofício; RLh - Neossolo Litólico Húmico típico; VEO - Vertissolo Ebânico Órtico.

No entanto, nesse estudo observou-se um comportamento divergente, um provável reflexo da ausência do revolvimento do solo, que resultou em uma menor migração da fração C-AF em profundidade. Nas camadas mais inferiores verificou-se a predominância da fração C-HUM seguida pela fração C-AH, analogamente ao encontrado por Silva et al. (2011) que em uma área de vegetação nativa observaram a mesma concepção de distribuição do CO no solo, com elevada concentração do CO nas frações C-HUM, seguida pela fração C-AH e C-AF. Segundo Canellas et al. (2001) isso indica uma maior estabilidade do CO no solo, com predomínio do carbono em frações mais estáveis, em detrimento das mais lábeis.

Porém, salienta-se a divergente distribuição quantitativa e percentual das frações do CO no PVd e VEO, que apesar de ser pouco significativa, é intrigante, principalmente nas camadas subsuperficiais. Em ambos os casos, verificou-se que o PVd e o VEO apresentaram os maiores percentuais de CO na fração C-AF quando comparados aos demais solos. No caso particular do PVd, esse comportamento está provavelmente associado ao elevado conteúdo de partículas minerais na fração areia, as quais dificilmente estabelecem ligações estáveis com os constituintes orgânicos. Dessa forma, em um solo mais arenoso, observa-se com maior frequência a migração de compostos em profundidade, principalmente da fração C-AF, conceitualmente definida como a menos estável (SCHMIDT, 2011). No caso do VEO, especula-se que o processo de hidroturbação decorrente da presença de argilominerais expansivos (principalmente da montmorilonita) comuns nos Vertissolos, seja um facilitador da migração de resíduos orgânicos superficiais ainda não degradados para camadas inferiores, com formação *in situ* de C-AF em profundidade. Além disso, a hidroturbação facilita, simultaneamente, a migração de resíduos orgânicos e C-AF depositados inicialmente na superfície do solo para as camadas subjacentes. Comportamento similar observou-se em relação à distribuição das frações físicas do CO na fração $>53 \mu\text{m}$, que também se apresentou em elevada concentração nas camadas subsuperficiais do VEO, divergindo do comportamento apresentado pelos demais solos, em que a tendência foi de redução dessa fração com o aprofundamento.

A relação C-AH/ C-AF, que compara as diferentes frações do CO no solo, foi maior em todas as camadas de todos os solos analisados. De acordo com Dungait et al. (2012) esse comportamento com predomínio da fração C-AH sobre a fração C-AF, até mesmo na camada mais superficial, é característico de solos de climas subtropicais e temperados, onde as

temperaturas são mais amenas. Leite et al. (2003) encontraram maior proporção de C-AH em relação ao C-AF no solo sob Floresta de Mata Atlântica quando comparado com solo sob sistemas de cultivo convencionais, os autores comentam que solos com C-AH/ C-AF maiores que 1 apresentam material orgânico mais estável, como foi o caso do presente estudo em que o material orgânico foi composto predominantemente de gramíneas, as quais geralmente apresentam elevados índices C/N. Isso, associado às baixas temperaturas, comuns no outono-inverno dos estados do RS e SC, podem restringir drasticamente a degradação do material vegetal.

A relação C-EA/HUM que representa a proporção do extrato alcalino ($C-EA = C-AF + C-AH$) com a fração C-HUM e a relação C-EA/COT são comumente empregadas para representar a estabilidade das substâncias húmicas no solo. Assim, estabeleceu-se que baixos valores dessas relações, geralmente inferiores a 1, são indicativos da forte estabilidade e/ou interação da matéria orgânica com a matriz mineral, podendo assim, ser analisado como um indicador da estabilidade da matéria orgânica do solo (DUNGAIT et al., 2012). Os baixos valores dessa relação apontam para o predomínio da fração HUM e estão relacionados aos teores de argila (ZECH et al., 1997). Isso pode ser claramente observado nos resultados, pois em nenhum dos casos foi observado valores das relações C-EA/C-HUM ou C-EA/COT superiores a 1. Salienta-se o caso do LVdf que apresentou os menores valores dessas relações em todas as camadas. Essa constatação aliada ao fato de que esse solo apresentou, em todas as camadas, o maior teor de CO na fração $>53 \mu\text{m}$, comprova o efeito do elevado teor de argila (provavelmente rica em óxidos de ferro) na complexação de substâncias húmicas no solo, principalmente as da fração C-HUM que, segundo Rumpel e Kögel-Knabner (2013), formam complexos organo-minerais muito estáveis, garantindo uma elevada estabilidade e proteção dos compostos orgânicos contra a decomposição.

Diferentemente, o PVd apresentou os maiores valores das relações C-EA/C-HUM e C-EA/COT. Benites et al. (2001) relata que valores da relação C-EA/C-HUM maiores que 2 são fortes indícios da movimentação das frações alcalino-solúveis dentro do perfil de solo e de zonas de acúmulo de carbono orgânico, podendo assim ser analisado como um indicador da capacidade iluvial dos solos, indicando predomínio das frações alcalino-solúveis, como é observado em horizontes subsuperficiais como o B espódico. Contudo, apesar do PVd apresentar os maiores valores dessas relações em comparação com os demais solos, em todas as camadas os valores não excederam a 1, indicando um predomínio da fração C-HUM. Contudo, destaca-se que esses maiores valores simbolizam uma maior migração ou movimentação do CO nas frações mais solúveis (C-AF e C-AH) da camada superficial para as

camadas inferiores. De acordo com Zech et al. (1997) esse comportamento é uma função da pequena interação da matriz mineral de solos com predomínio de areia, composta principalmente de quartzo, a qual dificulta o estabelecimento de ligações químicas dos compostos orgânicos com a superfície das partículas, pela ausência de cargas residuais na superfície e, assim, os compostos ficam mais susceptíveis à ação da água, que pode desencadear a movimentação vertical desses no solo.

A sortividade ao etanol apresentou correlações significativas com o teor de COT e com as frações químicas do CO no solo em todas as camadas (Tabela 12). Isso indica uma maior facilidade de infiltração nos solos que apresentaram os maiores teores de COT, pois como o etanol não é afetado pela hidrofobicidade, o volume infiltrado é proporcional à capacidade máxima de infiltração do solo. Hallet e Young (1999) e Vogelmann et al., (2012) descrevem que isso é um possível efeito indireto da relação entre o aumento do teor de CO no solo e a formação de uma estrutura porosa estável, resultando no aumento da infiltração de água, desde que não promova o aumento da hidrofobicidade da matriz do solo. Dessa forma, pode-se reiterar e ratificar o constatado pelos mesmos autores, pois os solos que apresentaram as maiores sortividades ao etanol foram também os que apresentaram as maiores porosidades, menores densidade (Tabela 6) e maiores conteúdos de COT e CO nas diferentes frações químicas (Tabela 11).

Conjuntamente, foram observadas correlações negativas entre a sortividade à água com o COT e a fração C-HUM. Relação semelhante, embora não significativa, foi verificada também entre a sortividade à água e a fração do CO < 53 μm . Isso indica que apesar do CO no solo desempenhar uma série de funções benéficas, o elevado teor de CO nessas frações (fração do CO < 53 μm e C-HUM) indica que em condições de reduzida umidade, como longos períodos sem precipitação pluviométrica, pode se esperar dificuldades de umedecimento em solos com elevadas concentrações das frações mais estáveis do CO, restringindo, conseqüentemente, a infiltração e disponibilidade de água às plantas (ROPER et al. 2013).

Também se verificou relações altamente significativas ($p < 0,01$) entre o índice de hidrofobicidade e ângulo de contato água-solo com o COT e C-HUM. A correlação entre a hidrofobicidade e o teor de carbono orgânico é amplamente conhecida, sendo descrita por vários autores (BUCZKO, et al, 2005; TÄUMER, et al., 2005; ROPER et al. 2013). Segundo BADÍA-VILLAS et al. (2014) que estudaram diferentes classes de solos, a presença de elevados teores de matéria orgânica estão diretamente associados aos maiores TPGA, corroborando com o descrito recentemente por ZAVALA et al. (2014). Segundo von Lützw

et al. (2007), essa relação próxima entre a ocorrência de hidrofobicidade e a fração C-HUM pode ser atribuída à alguns de seus componentes, como os compostos lipídicos, os quais são reconhecidamente hidrofóbicos e imiscíveis com a água. Semelhantemente De Blas et al. (2013) estudando solos sob pinus e eucalipto, observaram que a hidrofobicidade esteve diretamente associada à fração C-HUM, composta primordialmente por lipídeos. Segundo Lichtfouse et al. (1997), a persistência de alguns efeitos induzidos pela fração lipídica no solo é devido a essa fração ser altamente resiliente no solo, portanto, o CO presente nessa fração é perdido para a atmosfera na escala de tempo centenária ou milenar. Além disso, tem sido postulado que a hidrofobicidade no solo poderia afetar o molhamento do solo e, conseqüentemente, reduzir a decomposição da matéria orgânica (GOEBEL et al. 2011). Assim, temporariamente a hidrofobicidade restringiria ainda mais a decomposição dos compostos orgânicos, inclusive os hidrofóbicos que já apesentam resiliência intrínseca, embora este efeito possa ser equilibrado pela redução adicional de produtividade da planta e de aporte de material orgânico.

Tabela 12 – Coeficientes de correlação e significância dos coeficientes de Pearson ($p < 0,05$) entre as frações químicas do carbono orgânico (CO) e a sortividade à água e ao etanol, índice de hidrofobicidade, e ângulo de contato água-solo nas três camadas avaliadas.

Solo	Sortividade ao etanol	Sortividade à água	Índice de hidrofobicidade	Ângulo de contato água-solo
Camada de 0 – 5 cm				
C-AF	0,84 *	-0,69 ^{ns}	0,70 ^{ns}	0,76 *
C-AH	0,88 **	-0,60 ^{ns}	0,63 ^{ns}	0,64 ^{ns}
C-HUM	0,78 *	-0,89 **	0,82 *	0,89 **
CO Total ¹	0,83 *	-0,88 **	0,86 *	0,90 **
Camada de 5 – 10 cm				
C-AF	0,90 **	-0,49 ^{ns}	0,53 ^{ns}	0,62 ^{ns}
C-AH	0,83 *	-0,52 ^{ns}	0,66 ^{ns}	0,60 ^{ns}
C-HUM	0,78 *	-0,76 *	0,80 *	0,82 *
CO Total ¹	0,82 *	-0,77 *	0,82 *	0,83 *
Camada de 10 – 15 cm				
C-AF	0,77 *	-0,32 ^{ns}	0,47 ^{ns}	0,46 ^{ns}
C-AH	0,62 ^{ns}	-0,33 ^{ns}	0,55 ^{ns}	0,41 ^{ns}
C-HUM	0,90 **	-0,77 *	0,78 *	0,89 **
CO Total ¹	0,94 **	-0,73 ^{ns}	0,79 *	0,86 *

** Significativo a 0,01; * Significativo a 0,05; ns = não significativo. C-AF = carbono orgânico da fração ácidos fúlvicos; C-AH = carbono orgânico da fração ácidos húmicos; C-HUM = carbono orgânico da fração humina.

¹ Obtido pela soma dos conteúdos de carbono orgânico encontrados nas três frações químicas.

Além da presença dos lipídeos, outros constituintes da fração C-HUM apresentam elevado grau de aromaticidade e alifaticidade, características químicas tradicionais de compostos em avançado estágio de humificação (CUNHA et al., 2007). Essas características associadas ao fato dessa fração ser a mais fortemente adsorvida ou ligada a constituintes inorgânicos do solo garantem alta recalcitrância e estabilidade no solo, ao passo que essa íntima relação possa estar diretamente relacionada à cobertura das partículas por compostos hidrofóbicos e a persistência da hidrofobicidade ao longo do tempo (JORDÁN et al. 2013). Isso também é comentado por De Blas et al. (2013) os quais relatam que tanto a quantidade, qualidade e, principalmente, a distribuição dos lipídios sobre a superfície dos constituintes do solo (partículas minerais e agregados) afetam consideravelmente a hidrofobicidade do solo.

Com isso, é possível ratificar a existência de uma significativa correlação da hidrofobicidade com a fração C-HUM. Resgatando o anteriormente discutido em relação às frações físicas do CO, relembra-se que, de forma análoga a hidrofobicidade apresentou uma intrínseca relação com a fração do CO < 53 µm. Assim, a partir de uma análise mais abrangente das inter-relações da hidrofobicidade com as frações físicas, químicas e principalmente com o COT do solo, pode-se consentir com as afirmações expostas na segunda hipótese desse estudo, que trata da provável existência de correlações entre o predomínio de determinadas frações químicas e físicas do CO com a ocorrência de hidrofobicidade no solo.

6.6 Efeito da temperatura e da umidade no grau de hidrofobicidade do solo

Em todas as temperaturas e umidades avaliadas, os solos em que o índice de hidrofobicidade (R) foi inferior ao limite crítico (R = 1,95) o TPGA (tempo de penetração da gota de água) foi inferior a 5 segundos, sendo classificados como hidrofílicos (Bisdorn et al., 1993) (Tabela 13). Assim, destaca-se a similaridade de caráter hidrofóbico apresentado pelas diferentes classes de solos, independente do método de avaliação (TPGA e micro-infiltrômetro de tensão), pois os solos com elevado índice de hidrofobicidade também apresentaram os maiores valores de TPGA (na condição de menor umidade).

Tabela 13 – Estatística descritiva e classificação do TPGA em função das três temperaturas avaliadas nos sete solos estudados.

Classe	Temperatura (°C)	Máximo (s)	Mínimo (s)	Mediana (s)	Cv	Dp	Classificação ¹
RLh	20	104	1	79	15,4	8,5	Fortemente hidrofóbico
RLh	45	105	1	81	9,2	5,2	Fortemente hidrofóbico
RLh	70	118	1	91	12,4	7,8	Fortemente hidrofóbico
NBd	20	4	1	3	3,8	0,1	Hidrofílico
NBd	45	4	1	3	6,8	0,2	Hidrofílico
NBd	70	4	1	3	8,7	0,2	Hidrofílico
Nva	20	4	1	3	11,1	0,3	Hidrofílico
Nva	45	5	1	3	6,4	0,2	Hidrofílico
Nva	70	5	1	4	9,6	0,4	Hidrofílico
Cha	20	115	1	90	11,6	7,6	Fortemente hidrofóbico
Cha	45	122	2	87	7,3	4,7	Fortemente hidrofóbico
Cha	70	127	1	94	9,0	6,4	Fortemente hidrofóbico
Veo	20	253	3	191	10,5	15,3	Fortemente hidrofóbico
Veo	45	252	3	192	8,0	12,1	Fortemente hidrofóbico
Veo	70	276	2	199	10,6	17,0	Fortemente hidrofóbico
LVdf	20	2	1	2	9,3	0,2	Hidrofílico
LVdf	45	3	1	2	5,5	0,1	Hidrofílico
LVdf	70	3	1	2	8,9	0,2	Hidrofílico
PVd	20	2	1	2	9,7	0,2	Hidrofílico
PVd	45	2	1	2	8,9	0,2	Hidrofílico
PVd	70	3	1	2	13,2	0,3	Hidrofílico

¹ Classificação realizada conforme o valor máximo do tempo de penetração da gota de água (TPGA), de acordo com a escala de Bisdorn et al. (1993). Cv – Coeficiente de variação; Dp – Desvio padrão.

Nos solos hidrofóbicos verificou-se que a transição da fase hidrofílica para a fase hidrófoba foi abrupta, conforme se observa nos respectivos gráficos do CHa, RLh e VEO (Figura 14). É possível visualizar uma zona intermediária estreita, em que as linhas estão próximas separando a zona mais úmida, em que o TPGA é pequeno (à esquerda), da zona menos úmida, em que o TPGA aumenta repentinamente (à direita), e, a partir da qual, se estabiliza nos menores conteúdos de água. Essas observações também foram feitas por MacDonald e Huffman (2004) e Robinson et al. (2010), os quais comentam que o caráter hidrofóbico se manifesta quando a umidade estiver abaixo de um nível ou zona crítica, sendo que o seu comportamento pode modificar-se abruptamente com a redução da umidade,

alterando-se de molhável para não molhável. Doerr e Thomas (2003) e Täumer et al. (2005) também observaram esse comportamento e comentam que os limites da zona crítica são variáveis em função das características de cada solo e do seu teor de matéria orgânica. Semelhantemente, Vogelmann et al. (2013a) verificaram em três solos (Cambissolo, Planossolo e Vertissolo) variação brusca dos valores de R com a redução da umidade do solo, que passaram a ser superiores a 1,95 quando o conteúdo de água era menor que o da capacidade de campo (estimado na tensão de 10 kPa). De acordo com Horne e McIntosh et al. (2000) isso é resultado da alteração da conformação dos compostos hidrofóbicos presentes no solo, pois quando a umidade atinge níveis muito baixos, os grupos hidrofílicos desses compostos passam a ser atraídos pelas partículas minerais, unindo sua terminação polar à superfície dessas partículas ao mesmo tempo em que expõem sua terminação apolar (face hidrófoba) que recobre as partículas, micro agregados e paredes dos poros, elevando significativamente a hidrofobicidade do solo.

No caso específico das classes de solos que apresentaram elevada hidrofobicidade (CHa, RLh e VEO), à medida que a umidade do solo foi reduzindo houve aumento do TPGA (Figura 14). No entanto, a variação da temperatura não provocou grandes variações do TPGA, que teve um pequeno aumento quando temperatura se aproximou de 70 °C e a umidade era baixa. Esses resultados corroboram os de Reszkowska et al. (2014), que observaram mudanças no TPGA apenas quando as amostras de solo foram submetidas a temperaturas maiores que 60 °C.

Portanto, pode-se inferir que a variação do TPGA é condicionada principalmente pelo conteúdo de água do solo e sofre pouco efeito de temperaturas inferiores a 70 °C, pois considerando individualmente cada uma das temperaturas, nos solos hidrofóbicos (CHa, RLh e VEO), observa-se que o TPGA aumenta à medida que a umidade diminui. Verifica-se que a variação do TPGA em função do aumento da temperatura é pequena, ocorre somente em solos mais hidrofóbicos e é resrita à condição de menor umidade. No que se refere à temperatura, é importante ressaltar que os solos analisados são oriundos dos estados do RS e SC, onde a temperatura do solo máxima raramente excede o valor de 45 °C (NIMER, 1990). De acordo com Silva et al. (2006), que analisaram um Argissolo em Santa Maria/RS, as temperaturas mínima e máxima durante o verão (estação mais quente) foram, respectivamente, de 19,6 e 43,7 °C, a 2,5 cm de profundidade. Em área de campos naturais no RS, Eltz e Rovedder (2005) observaram que a temperatura mínima foi de 5 °C no inverno e a máxima de 42,9 °C no verão, aos 3 cm de profundidade. Dessa forma, pode-se deduzir que as temperaturas

máximas que ao solos analisadas estão expostos naturalmente, estão entre os dois limites inferiores de temperatura avaliados nesse estudo (20 e 45 °C).

(Continua...)

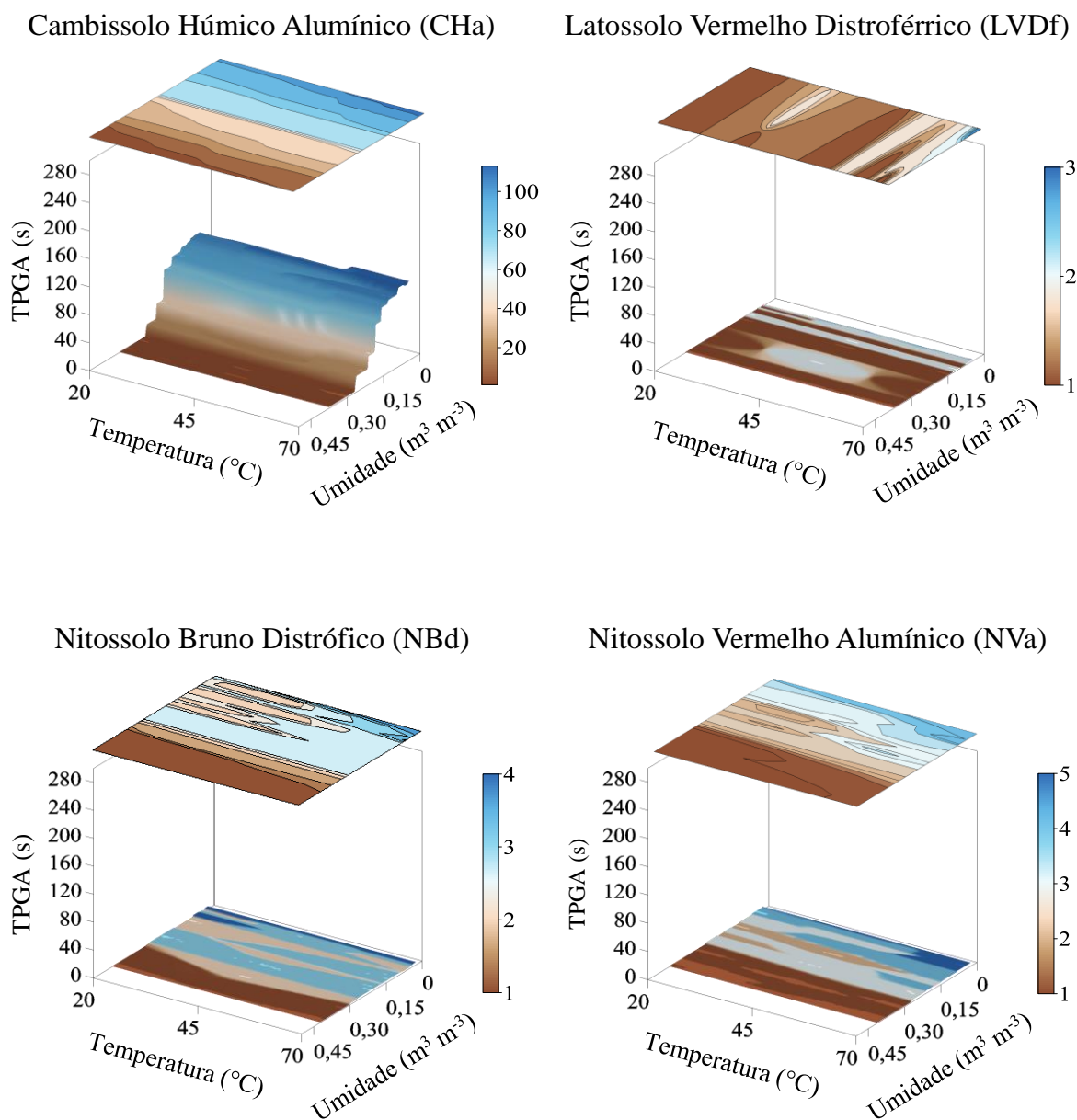


Figura 14 – Efeito da interação entre a temperatura e a umidade do solo sobre o tempo de penetração da gota de água (TPGA) na camada superficial dos sete solos estudados.

(Continuação...)

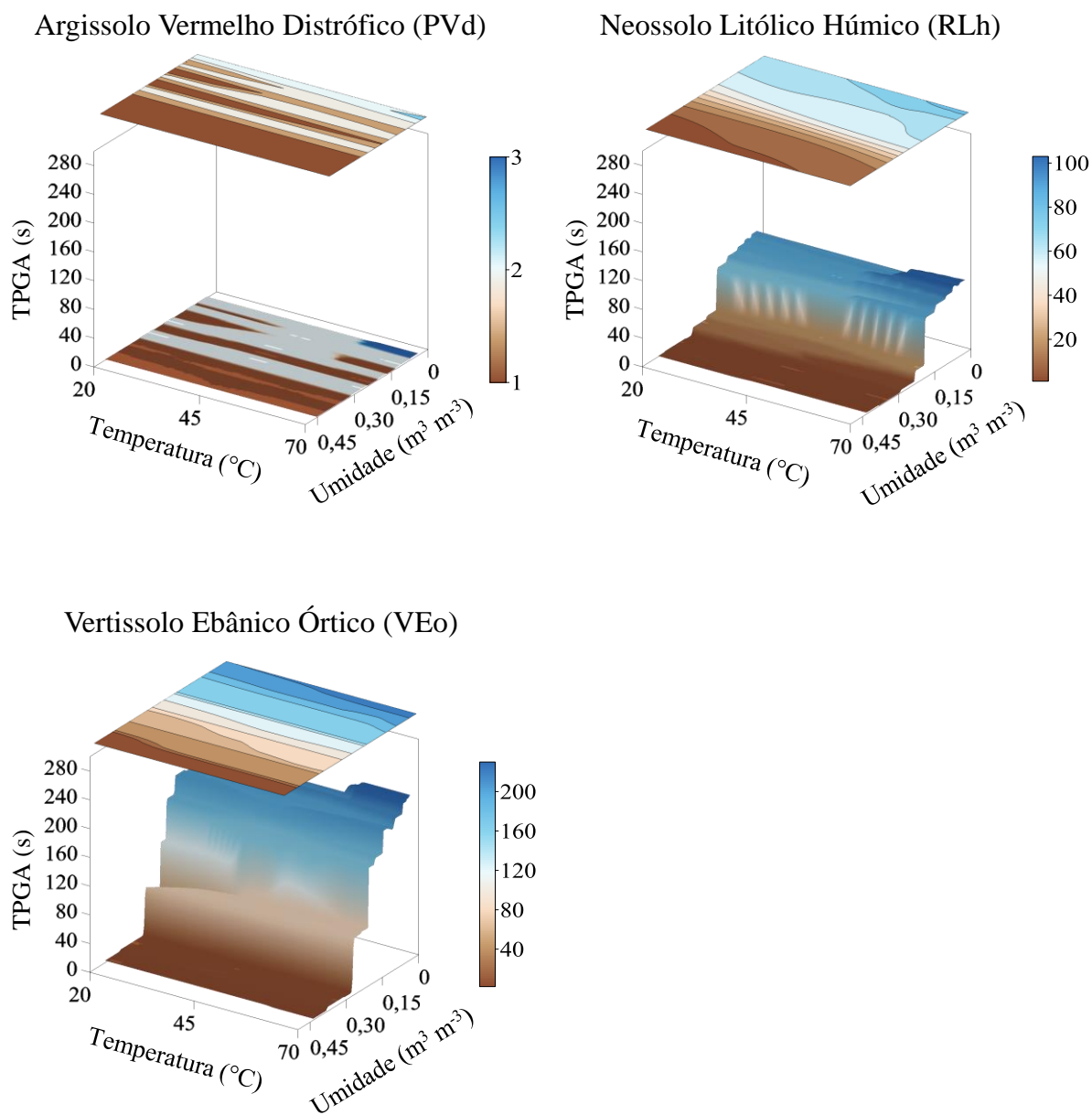


Figura 14 – Efeito da interação entre a temperatura e a umidade do solo sobre o tempo de penetração da gota de água (TPGA) na camada superficial dos sete solos estudados.

Assim, conforme descrito anteriormente, percebe-se que temperaturas inferiores a 45 °C não promovem significativas alterações na hidrofobicidade do solo, sendo modificada apenas quando temperaturas superiores são atingidas (RESZKOWSKA et al. 2014). Apoiado nessa constatação e nos referenciais bibliográficos que ratificam essa observação, pode-se veementemente aceitar a terceira hipótese desse estudo, a qual afirmava que na condição

natural dos solos estudados a temperatura não afeta a hidrofobicidade, porque, nessa condição, a temperatura do solo não atinge o limiar a partir do qual ocorre aumento da hidrofobicidade. No entanto, ressalta-se que a validade dessa hipótese é restrita a condições climáticas semelhantes às dos estados do RS e SC, necessitando ser revista em locais submetidos a incêndios recentes ou com temperatura superiores, como as regiões tropicais, pois alguns estudos apontam variações temporais da hidrofobicidade, sendo mais intensa nas estações mais quentes (LEMMNITZ et al., 2008; WAHL, 2008).

Outros estudos abordam o efeito da temperatura sobre a indução da hidrofobicidade a partir de outro ponto de vista (DOERR et al., 2005b; FOX et al. 2007; BADÍA-VILLAS et al., 2014). Esses estudos não associam o efeito do aumento da temperatura às condições climáticas, mas a ocorrência de incêndios florestais que provocam o aumento da intensidade da hidrofobicidade, resultado do efeito aditivo da elevada temperatura associado à redução da umidade e modificações dos compostos químicos produzidos pela combustão (MATAIX-SOLERA et al., 2008).

Essa concepção surgiu a partir da década de 60 quando se identificou o fogo como causador de repelência, pois, anteriormente, acreditava-se que o efeito pós-queimada nos processos hidrogeomorfológicos (infiltração, escoamento e erosão) era ocasionado pela perda da proteção do dossel, somado ao bloqueio da porosidade superficial pelas cinzas que permaneciam sobre a superfície (DE BANO, 2000). Entretanto, Doerr et al. (2005a) e Fox et al. (2007) ressaltam que incêndios e queimadas provocam o aquecimento do solo, originando uma camada superficial hidrófoba, por meio do mecanismo de volatilização e condensação de substâncias orgânicas hidrofóbicas. Essa teoria é questionável, visto que, a combustão necessita inevitavelmente de oxigênio que provêm das áreas adjacentes, no entorno da chama. Com a combustão, o ar se aquece tornando-se menos denso e, ascende formando um fluxo convectivo que empurra o gás carbônico, a água e outros gases formados para camadas mais superiores da atmosfera. Dessa forma, é muito pouco provável que o ar aquecido, com menor densidade, rico em compostos hidrofóbicos evaporados ou volatilizados retorne para o interior do solo, se condensando sobre as partículas minerais.

Recentemente, Vogelmann et al. (2012) propuseram um novo entendimento para explicar o efeito da temperatura no incremento da hidrofobicidade no solo. Segundo os autores, o aquecimento causado pela combustão afetaria principalmente as propriedades físicas e estruturais de substâncias como gorduras, ceras e óleos, constituintes comuns da vegetação e componentes da matéria orgânica do solo, geralmente associados com a ocorrência da hidrofobicidade. Nassu e Gonçalves (1999) analisaram vários óleos e gorduras

vegetais e verificaram que o ponto de fusão varia de $-5,8$ a $64,5$ °C, sendo que grande parte das gorduras saturadas apresentaram um ponto de fusão acima de 40 °C. Diante disso, pode-se esperar que a maioria dessas gorduras apresente-se no estado sólido, uma vez que as temperaturas nos climas subtropicais e temperados é geralmente inferior a esse limite, especialmente no interior do solo. Siddique et al. (2010) determinaram a viscosidade de diferentes óleos e gorduras vegetais e, para todos os casos, observaram que a viscosidade, como todos os fluidos newtonianos, decresceu com o aumento da temperatura. Dessa forma, é possível evidenciar que o aquecimento do solo pode provocar uma redução da viscosidade das gorduras e ainda tornar as mesmas momentaneamente fluidas (líquidas). Assim, ceras e gorduras que estariam agrupadas e no estado sólido seriam liquefeitas, espalhando-se sobre a superfície das partículas minerais, retornando ao estado sólido alguns minutos após o fim do aquecimento à medida que a temperatura é reduzida, passando a cobrir uma parte maior da superfície das partículas do solo e resultando em um aumento da hidrofobicidade (Figura 15).

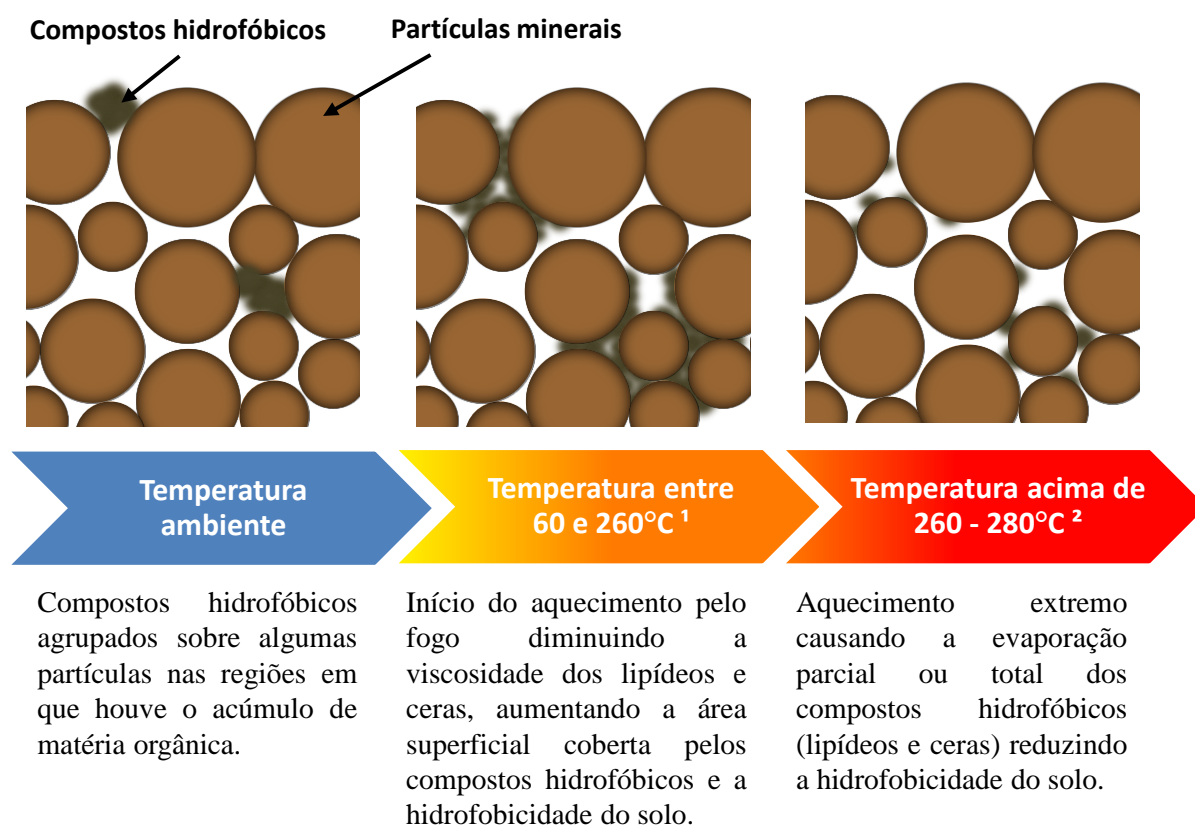


Figura 15 – Representação da dinâmica dos compostos hidrofóbicos no solo em função da variação da temperatura.

¹ Reszkowska et al. (2014); ² Doerr et al. (2004) e De Bano (2000).

Se o aquecimento for muito intenso, atingindo temperaturas acima de 200 °C, além da desnaturação de proteínas possivelmente hidrofóbicas, se atinge o ponto de evaporação de algumas gorduras. De Faria et al. (2000) analisando diferentes óleos de origem vegetal, verificaram que alguns óleos insaturados já começam a evaporar após a temperatura de 180 °C, com evaporação total dos óleos quando atingidas temperaturas entre 433 e 478 °C. Isso explica o porquê muitos trabalhos encontraram a diminuição da hidrofobicidade quando o solo é exposto a elevadas temperaturas, condição em que provavelmente as gorduras são evaporadas, restando a massa de sólidos isenta de compostos hidrofóbicos (DE BANO, 2000; DOERR, 2004, 2005b).

Contudo, em função da quantidade de massa vegetal disposta sobre o solo, geralmente temperaturas muito elevadas não são alcançadas no ambiente, ficando essa condição restrita a incêndios florestais de grandes magnitudes, com grande quantidade de material comburente. Isso é descrito por Fox et al. (2007) e Mataix-Solera et al. (2008) os quais comentam que geralmente se observa o aumento da hidrofobicidade do solo após a ocorrência de incêndios, essa afirmação adverte que o processo descrito no terceiro estágio da figura 15 geralmente não ocorre, por não serem atingidas temperaturas tão elevadas ao nível do solo.

Em relação ao caso específico do sul do Brasil, Fidelis et al. (2008) comentam que a queima dos campos naturais no Bioma Pampa é uma prática de manejo da pastagem, que foi largamente utilizada e ainda é empregada por alguns agricultores. Essa prática é utilizada em substituição a roçada mecânica para remoção de partes vegetativas mortas e secas, estimulando a rebrota da vegetação nativa, geralmente realizada entre o final do inverno e o início da primavera, momento em que as pastagens apresentam um volume reduzido de matéria seca acumulada. Assim, no momento da realização da queima da vegetação o volume de comburente é pequeno, resultando em incêndios de baixa intensidade, passando rapidamente pela vegetação sem provocar variações extremas na temperatura do solo, pois há apenas a combustão da biomassa aérea sem danificar as estruturas subterrâneas, assegurando a regeneração da vegetação (FIDELIS et al., 2008). Rheinheimer et al. (2003) avaliando a temperatura do solo de um Argissolo Vermelho sob campo nativo, observaram que a passagem rápida do fogo não atingiu as camadas mais profundas do perfil do solo, afetando a temperatura apenas da camada superficial. Segundo esses autores, depois de ateado o fogo atingiu-se a temperatura máxima transcorridos aproximadamente 4 minutos, que foi aproximadamente de 70 °C, voltando à temperatura ambiente após transcorridos 3 minutos do pico máximo de temperatura. Quadros (1999), avaliando a temperatura da superfície do solo sob diferentes quantidades de resíduos vegetais determinou que para valores de massa seca

semelhantes aos encontrados nesse estudo (2.250 a 3.504 kg ha⁻¹) a temperatura seria de aproximadamente 79 °C. Os autores acrescentam que essa temperatura tende a elevar-se em função do aumento da quantidade de massa seca depositada sobre a superfície do solo.

Baseado nisso e aliado às constatações do presente estudo, é possível inferir que o aquecimento do solo provocado por queimadas de baixa intensidade não afetam significativamente a hidrofobicidade do solo, que é alterada apenas quando temperaturas elevadas são atingidas, condição associada à ocorrência de incêndios mais intensos. Isso corrobora com Vogelmann et al. (2012) que encontraram pequenas variações na hidrofobicidade em um Planossolo sob campo nativo submetido a queima em diferentes épocas. Os autores justificaram a pequena variação da hidrofobicidade em função da reduzida massa vegetal acumulada na camada superficial no momento da queima da vegetação.

7 CONCLUSÕES

A hidrofobicidade apresenta uma íntima relação com o teor de CO do solo, confirmando a premissa de que esse fenômeno é um reflexo primordial dos compostos orgânicos hidrofóbicos que estão acumulados principalmente na fração física <53 µm e na fração química da Humina. Isso indica que os compostos hidrofóbicos apresentam elevada recalcitrância em relação aos outros componentes oriundos da decomposição dos restos vegetais e estão fortemente associados às frações silte e argila, formando complexos organo-minerais estáveis, podendo revestir total ou parcialmente a superfície de agregados ou partículas minerais.

A existência desses compostos hidrófobos no solo aumenta a disponibilidade de água às plantas, em função das alterações na sortividade e no ângulo de contato água-solo. Assim, a hidrofobicidade afeta a capilaridade e promove alterações na curva de retenção do solo, com depleção do volume de água retido nos menores potenciais, condição em que o índice de hidrofobicidade geralmente torna-se elevado, aumentando a água disponível às plantas quando ocorrer em elevada intensidade.

A hidrofobicidade do solo é afetada pela temperatura, porém, o aquecimento do solo à temperaturas iguais ou inferiores a 45 °C não causam significativas modificações na intensidade da hidrofobicidade, que é alterada somente quando a temperatura do solo excede valores iguais ou superiores a 70 °C ou a umidade do solo é significativamente reduzida. Portanto, nas condições climáticas normais dos estados do RS e SC o efeito da temperatura sobre a hidrofobicidade do solo é inexistente.

8 LITERATURA CITADA

ABRAMOVIC, H.; KLOFUTAR, C. The temperature dependence of dynamic viscosity for some vegetable oils. **Acta Chimica Slovenica**, Ljubljana, v. 45, n. 1, p. 69-77, jan. 1998.

ADAMSON, A. W.; GAST, A. P. **Physical chemistry of surfaces**. 6th Ed. New York: Wiley-Interscience Publication, 1997. 808 p.

AOAC – Association of Official Analytical Chemists. **Official methods of analysis**. 18th Ed. Washington: AOAC, 2007. 3000 p.

BACHMANN, J.; VAN DER PLOEG, R. R. A review on recent developments in soil water retention theory: interfacial tension and temperature effects. **Journal of Plant Nutrition and Soil Science**, Weinheim, v. 165, n. 4, p. 468–478, aug. 2002.

BADÍA-VILLAS, D. et al. Changes in water repellency, aggregation and organic matter of a mollic horizon burned in laboratory: Soil depth affected by fire. **Geoderma**, Amsterdam, v. 213, n. 1, p. 400-407, jan. 2014.

BALDOCK, J. A. et al. Aspects of the chemical structure of soil organic materials as revealed by solid-state ^{13}C NMR spectroscopy. **Biogeochemistry**, Dordrecht, v. 16, n. 1, p. 1-42, jan. 1992.

BARNHISEL, R. I.; BERTSCH, P. M. Chlorites and hydroxy interlayered vermiculite and smectite. In: DIXON, B. WEED, S. B. (Org.) **Minerals in soil environments**. Madison: Soil Science Society America, 1989. p. 729-788.

BAUTERS, T. W. J. et al. Physics of water repellent soils. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231–232, n. 1, p. 233-243, may 2000.

BAYER, J. V.; SCHAUMANN, G. E. Development of soil water repellency in the course of isothermal drying and upon pH changes in two urban soils. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2266–2275, aug. 2007.

BENITES, V. M.; MADARI, B.; MACHADO, P. L. O. A. **Extração e fracionamento quantitativo de substâncias húmicas do solo: um procedimento simplificado de baixo custo**. Comunicado Técnico 16, Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2003. 7 p.

BISDOM, E. B. A.; DEKKER, L. W.; SCHOUTE, J. F. T. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. **Geoderma**, Amsterdam, v. 56, n. 1-4, p. 105–118, mar. 1993.

BLACKWELL, P. S. Management of water repellency in Australia, and risks associated with preferential flow, pesticide concentration and leaching. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 29, p. 384-395, may 2000.

BOLDRINI, I. I.; EGGERS, L. Vegetação campestre do sul do Brasil: dinâmica de espécies à exclusão do gado. **Acta Botânica Brasilica**, São Paulo, v. 10, n. 1, p. 37–50, jan. 1996.

BRONICK, C. J.; LAL, R. Soil structure and management: a review. **Geoderma**, Amsterdam, v. 124, n. 1-2, p. 3-22, jan. 2005.

BUCZKO, U.; BENS, O.; HÜTTL, R. F. Variability of soil water repellency in sandy forest soils with different stand structure under Scots pine (*Pinus sylvestris*) and beech (*Fagus sylvatica*). **Geoderma**, Amsterdam, v. 126, n. 3-4, p. 317-336, june 2005.

CAMBARDELLA, C. A.; ELLIOTT, E. T. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 56, n.3 p. 777-783, may 1992.

CANELLAS, L. P. et al. Distribuição da matéria orgânica e características de ácidos húmicos em solos com adição de resíduos de origem urbana. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 36, n. 12, p. 1529-1538, dez. 2001.

CANELLAS, L. P. et al. Propriedades químicas de um Cambissolo cultivado com cana-de-açúcar, com preservação do palhico e adição de vinhaça por longo tempo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 5, p. 935-44, maio 2003.

CERATO, A. B.; LUTENEGGER, A. J. Determination of surface area of fine-grained soils by the Ethylene Glycol Monoethyl Ether (EMEG) method. **Geotechnical Testing Journal**, West Conshohocken, v. 25, n.3, p. 315-32, sep. 2002.

CERDÀ, A.; DOERR, S. H. Soil wettability, runoff and erodibility of major dry-Mediterranean land use types on calcareous soils. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n.17, p. 2325–2336, july 2007.

CHAN, K. Y. Development of seasonal water-repellence under direct drilling. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 1, p. 326–329, jan./feb. 1992.

CHRISTENSEN, B. T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 52, n. 3, p. 345–353, sep. 2001.

COELHO, C. O. A. et al. The impact of soil water repellency on soil hydrological and erosional processes under Eucalyptus and evergreen Quercus forest in the Western Mediterranean. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 43, n.3, p. 309–318, may 2005.

COSTA, A da. **Retenção e disponibilidade de água em solos de Santa Catarina: avaliação e geração de função de pedotransferência**. 2012. 423 f. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) Universidade do Estado de Santa Catarina, Lages, 2012.

CUNHA, T. J. F. et al. Fracionamento químico da matéria orgânica e características de ácidos húmicos de solos com horizonte a antrópico da Amazônia (Terra Preta). **Acta Amazonica**, Manaus, v. 37, n. 1, p. 91 – 98, jan./mar. 2007.

CZACHOR, H.; DOERR, S. H.; LICHNER, L. Water retention of repellent and subcritical repellent soils: New insights from model and experimental investigations. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 380, n. 1–2, p. 104-111, jan. 2010.

DAVIS, J. C. **Statistics and data analysis in geology**. 3th. Ed. New York: John Wiley and Sons, 2002. 656 p.

DE BANO, L. F. Water repellency in soils: a historical overview. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 4-32, may 2000.

DE BLAS, E.; RODRÍGUEZ-ALLERES, M.; ALMENDROS G. Speciation of lipid and humic fractions in soils under pine and eucalyptus forest in northwest Spain and its effect on water repellency. **Geoderma**, Amsterdam, v. 155, n. 3–4, p. 242–248, mar. 2010.

DE FARIA, E. A. et al. Estudo da estabilidade térmica de óleos e gorduras vegetais por TG/DTG e DTA. **Eclética Química**, São Paulo, v. 27. n. 1, p. 00-00, jan. 2000.

DE GRYZE, S. et al. Water repellence and soil aggregate dynamics in a loamy grassland soil as affected by texture. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 57, n. 2, p. 235–246, apr. 2006.

DE JONGE, L. W.; JACOBSEN, O. H.; MOLDRUP, P. Soil water repellency: effects of water content, temperature and particle size. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 63, n. 3, p. 437-442, june 1999.

DEKKER, L. W. et al. Water repellency and critical soil water content in a dune sand. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 65, n. 6, p. 1667-1674, July 2001.

DEKKER, L. W.; RITSEMA, C. J. How water moves in a water repellent sandy soil: potential and actual water repellency. **Water Resources Research**, Washington, v. 30, n. 9, p. 2507-2517, Mar. 1994.

DEURER, M. et al. Is soil water repellency a function of soil order and proneness to drought? A survey of soils under pasture in the North Island of New Zealand. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 62, n. 6, p. 765-779, Dec. 2011.

DOERR, S. H. et al. Extraction of compounds associated with water repellency in sandy soils of different origin. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 43, n. 3, p. 225-237, May 2005a.

DOERR, S. H. et al. Effects of heating and post-heating equilibration times on soil water repellency. **Soil Research**, Collingwood, v. 43, n. 3, p. 261-267, May 2005b.

DOERR, S. H. et al. Heating effects on water repellency in Australian eucalypt forest soils and their value in estimating wildfire soil temperatures. **International Journal of Wildland Fire**, Collingwood, v. 13, n. 2, p. 157-163, June 2004.

DOERR, S. H. et al. Occurrence, prediction and hydrological effects of water repellency amongst major soil and land use types in a humid temperate climate. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 57, n. 5, p. 741-754, Oct. 2006.

DOERR, S. H. et al. Water repellence of soils: new insights and emerging research needs. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2223-2228, July 2007.

DOERR, S. H.; SHAKESBY, R. A.; WALSH, R. P. D. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. **Earth-Science Reviews**, Swansea, v. 51, n. 1, p. 33-65, Aug. 2000.

DOERR, S. H.; THOMAS, A. D. Soil moisture: a controlling factor in water repellency? In: RITSEMA, C. J.; DEKKER, L. W. (Org.). **Soil water repellency: occurrence, consequences and amelioration**. Amsterdam: Elsevier Science, 2003. p. 137-149.

DUNGAIT, J. A. J. et al. Soil organic matter turnover is governed by accessibility not recalcitrance. **Global Change Biology**, Urbana, v. 18, n. 6, p. 1781-1796, June 2012.

ELLERBROCK, R. H. et al. Composition of organic matter fractions for explaining wettability of three forest soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 69, n. 1, p. 57–66, jan./feb 2005.

ELTZ, F. L. F.; ROVEDDER, A. P. M. Revegetação e temperatura do solo em áreas degradadas no sudoeste do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrociência**, Pelotas, v.11, n. 2, p. 193-200, abr./jun. 2005.

EMBRAPA. **Manual de Métodos de Análise de Solo**. 2. Ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 1997. 212 p.

EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. Ed. Brasília: EMBRAPA, 2013. 353 p.

FEENEY, D. S. et al. Impact of fungal and bacterial biocides on microbial induced water repellency in arable soil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 135, n. 1, p. 72-80, nov. 2006.

FIDELIS, A. et al. Effects of disturbance on population biology of a rosette species *Eryngium horridum* Malme in grasslands in southern Brazil. **Plant ecology**, Dordrecht, v. 195, n. 1, p. 55-67, mar. 2008.

FOX, D. M.; DARBOUX, F.; CARREGA, P. Effects of fire-induced water repellency on soil aggregate stability, splash erosion, and saturated hydraulic conductivity for different size fractions. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2377-2384, july 2007.

FRANCO, C. M. M. et al. Hydrophobic properties and chemical characterization of natural water repellent in Australian sands. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 47-58, may 2000.

GERKE, H. H.; KOHNE, J. M. Estimating hydraulic properties of soil skins from sorptivity and water retention. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 66, n. 1, p. 26-36, jan. 2002.

GLENN, N. F.; FINLEY C. D. Fire and vegetation type effects on soil hydrophobicity and infiltration in the sagebrush-steppe: I. Field analysis. **Journal of Arid Environments**, London, v. 74, n. 6, p. 653-659, june 2010.

GOEBEL, M. O. et al. Soil water repellency and its implications for organic matter decomposition – is there a link to extreme climatic events? **Global Change Biology**, Urbana, v. 17, n. 8, p. 2640–2656, aug. 2011.

GUBIANI, P. I.; REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Método alternativo para a determinação da densidade de partículas do solo – exatidão, precisão e tempo de processamento. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 2, p. 664-668, mar./apr. 2006.

GUIMARÃES, D. V. et al. Soil organic matter pools and carbon fractions in soil under different land uses. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 126, n. 1, p. 177-182, jan. 2013.

HALLETT, P. D. A brief overview of the causes, impacts and amelioration of soil water repellency: a review. **Soil & Water Research**, Slezská, v.3, n. 1, p. 21–29, jan. 2008.

HALLETT, P. D.; GORDON, D. C.; BENGOUGH, A. G. Plant influence on rhizosphere hydraulic properties: direct measurements using a miniaturized infiltrometer. **New Phytologist**, Lancaster, v. 157, n. 3, p. 597-603, mar. 2003.

HALLETT, P. D.; YOUNG, I. M. Changes to water repellence of soil aggregates caused by substrate-induced microbial activity. **European Journal Soil Science**, Oxford, v. 50, n. 1, p. 35-40, jan. 1999.

HANSEL, F. A. et al. Comparison of two alkaline treatments in the extraction of organic compounds associated with water repellency in soil under *Pinus taeda*. **Geoderma**, Amsterdam, v. 148, n. 2, p. 167-172, dec. 2008.

HILLEL, D. Water properties in relation to porous media. In: HILLEL, D. **Introduction to environmental soil physics**. Burlington: Academic Press, 2003. p. 19-35.

HORNE, D. J.; MCINTOSH, J. C. Hydrophobic compounds in sands in New Zealand - extraction, characterization and proposed mechanisms for repellency expression. **Journal of Hydrology**, Bristol, v. 231-232, n. 1, p. 35-46, may. 2000.

JARAMILLO, J. D. F. Repelencia al água en suelos: una síntesis. **Revista Acadêmica Colombiana de Ciência**, Medellín, v. 30, n. 115, p. 215-232, jun. 2006.

JOHNSON, M. S. et al. Spatial and temporal variability of soil water repellency of Amazonian pastures. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 43, n. 1, p. 319-326, may. 2005.

JORDÁN, A. et al. Soil water repellency: origin, assessment and geomorphological consequences. **Catena**, Amsterdam, v. 108, n. 9, p. 1-5, sep. 2013.

JURY, W. A. et al. Kirkham's legacy and contemporary challenges in soil physics research. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 75, n. 5, p. 1589-1601, sep. 2011.

KEIZER, J. J. et al. Temporal and spatial variations in topsoil water repellency throughout a crop-rotation cycle on sandy soil in north-central Portugal. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2317-2324, July 2007.

KING, P. M. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of some factors that affect its measurement. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 19, n. 3, p. 275-285, Mar. 1981.

KLEBER, M.; JOHNSON, M. G. Advances in understanding the molecular structure of soil organic matter: Implications for interactions in the environment. In: SPARKS, D. L. (Org.). **Advances in Agronomy**. Amsterdam: Elsevier Science, 2010. Cap. 3, p. 77-142.

KLUTE, A. Water retention: laboratory methods. In: BLACK, C. A. (Org.) **Methods of soil analysis: physical and mineralogical methods**. Madison: American Society of Agronomy, 1986. p. 635-662.

KOBAYASHI, M.; SHIMIZU, T. Soil water repellency in a Japanese cypress plantation restricts increases in soil water storage during rainfall events. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2356-2364, Aug. 2007.

LARSEN, I. J. et al. Causes of post-fire runoff and erosion: the roles of soil water repellency, surface cover, and soil sealing. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 73, n. 4, p. 1393-1407, Jul. 2009.

LEEDS-HARRISON, P. B.; YOUNGS, E. G.; UDDIN, B. A device for determining the sorptivity of soil aggregates. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 45, n. 3, p. 269-272, Sep. 1994.

LEITE, L. F. C. et al. Estoques totais de carbono orgânico e seus compartimentos em Argissolo sob floresta e sob milho cultivado com adubação mineral e orgânica. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 5, p. 821-832, Out. 2003.

LEMMNITZ, C. et al. Spatial and temporal variations of actual soil water repellency and their influence on surface runoff. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 22, n. 12, 1976-1984, June 2008.

LICHNER, L. et al. Evaluation of different clay minerals as additives for soil water repellency alleviation. **Applied Clay Science**, Amsterdam, v. 31, n. 3, p. 238-248, Mar. 2006.

LICHTFOUSE, E. et al. Ancient polycyclic aromatic hydrocarbons in modern soils: ^{13}C , ^{14}C and biomarker evidence. **Organic Geochemistry**, Bristol, v. 26, n. 5-6, p. 353-359, Mar./Apr. 1997.

MACDONALD, L. H.; HUFFMAN, E. L. Post-fire soil water repellency: persistence and soil moisture thresholds. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 68, n. 6, p. 1729-1734, sep/oct. 2004.

MADSEN, M. D. et al. Soil water repellency within a burned pinon-juniper woodland: spatial distribution, severity, and ecohydrologic implications. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 75, n. 4, p. 1543-1553, jul/aug. 2011.

MADSEN, M. D.; CHANDLER, D. G.; BELNAP, J. Spatial gradients in ecohydrologic properties within a pinyon–juniper ecosystem. **Ecohydrology**, Malden, v. 1, n. 4, p. 349–360, dec. 2008.

MADSEN, M. D.; CORONEL, E. G.; HOPKINS, B. G. Soil surfactant products for improving hydrologic function in post-fire water-repellent soil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 77, n. 5, p. 1825–1830, sept. 2013.

MASHUM, M.; FARMER, V. C. Origin and assessment of water repellency of a sandy South Australian soil. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 23, n. 4, p. 623-626. jan. 1985.

MATAIX-SOLERA, J. et al. Can terra rossa become water repellent by burning? A laboratory approach. **Geoderma**, Amsterdam, v. 147, n. 3–4, p. 178-184, oct. 2008.

MATAIX-SOLERA, J. et al. Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2300-2309, aug. 2007.

MATAIX-SOLERA, J.; DOERR, S. H. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forest in southeastern Spain. **Geoderma**, Amsterdam, v. 118, n. 1-2, p. 77-88, jan. 2004.

McKISSOCK, I. et al. The influence of clay type on reduction of water repellency by applied clays: a review of some West Australian work. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231-232, n. 5, p. 323–332, may 2000.

MÜLLER, K.; DEURER, M. Review of the remediation strategies for soil water repellency. **Agriculture, Ecosystems & Environment**, Zurich, v. 144, n. 1, p. 208-221, nov. 2011.

NASSU, R. T.; GONÇALVES, L. A. G. Determination of melting point of vegetable oils and fats by differential scanning calorimetry (DSC) technique. **Grasas y Aceites**, Sevilla, v. 50, n. 1, p. 16-22, jan. 1999.

NIMER, E. Clima. In: IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística e Geografia do Brasil. **Geografia do Brasil: Região Sul**. Rio de Janeiro: IBGE, 1990. p. 151-187.

PÉREZ, D. V.; SIMÃO, S. M.; SALATINO, A. Identificação e caracterização da repelência à água em alguns solos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 22, n. 2, p. 173-179, mar/apr. 1998.

QUADROS, F. L. F. de et al.. Levantamento das pastagens naturais da região de Santa Maria-RS, Brasil. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 33, n. 5, p. 1-12. set./oct. 2003.

QUADROS, F. L. F. **Dinâmica vegetacional em pastagem natural submetida a tratamentos de queima e pastejo**. 1999. 115 f. Tese (Doutorado em Zootecnia) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

REICHERT, J. M. et al. Reference bulk density and critical degree-of-compactness for no-till crop. production in subtropical highly weathered soils. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 102, n. 2, p. 242-254, mar. 2009.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo: protótipos e teste. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 6, p. 1931-1935, nov./dez. 2006.

RESZKOWSKA, A. et al. The effect of temperature-induced soil water repellency on transient capillary pressure–water content relations during capillary rise. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 65, n. 3, p. 369–376, may 2014.

REZUS, Y. L. A.; BAKKER, H. J. Observation of immobilized water molecules around hydrophobic groups. **Physical Review Letters**, New York, v. 99, n. 14, p. 10728-10731, oct. 2007.

RHEINHEIMER, D. S. et al. Modificações nos atributos químicos de solo sob campo nativo submetido à queima. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 33, n. 1, p. 49-55, jan./fev. 2003.

RILLIG, M. C. A connection between fungal hydrophobins and soil water repellency. **Pedobiologia**, Jena, v. 49, n. 5, p. 395-399, jul. 2005.

RILLIG, M. C. et al. Mycelium of arbuscular mycorrhizal fungi increases soil water repellency and is sufficient to maintain water-stable soil aggregates. **Soil Biology and Biochemistry**, Elmsford, v. 42, n. 7, p. 1189-1191, jul. 2010.

ROBINSON, D. A. et al. Soil water repellency: A method of soil moisture sequestration in pinyon–juniper woodland. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 74, n. 2, p. 624–634, mar. 2010.

RODRÍGUEZ-ALLERES, M.; BENITO, I.; DE BLAS, E. Extent and persistence of water repellency in north-western Spanish soils. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2291-2299, July 2007.

ROPER, M. M. et al. Under no-tillage and stubble retention, soil water content and crop growth are poorly related to soil water repellency. **Soil and Tillage Research**, Amsterdam, v. 126, n. 1, p. 143-150, Jan. 2013.

ROPER, M. M. The isolation and characterization of bacteria with the potential to degrade waxes that cause water repellency in sandy soils. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 42, n. 4, p. 427-434, June 2004.

ROSCOE, R.; MACHADO, P. L. O. de A. **Fracionamento físico do solo em estudos da matéria orgânica**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2002. 86 p.

ROY, J. L. et al. Relationship between water repellency and native and petroleum-derived organic carbon in soils. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v. 32, n. 2, 583-590, Mar./Apr. 2003.

RUMPEL, C.; KÖGEL-KNABNER, I. Deep soil organic matter—a key but poorly understood component of terrestrial C cycle. **Plant and Soil**, Hague, v. 338, n. 1-2, p. 143-158, Jan. 2011.

SANTOS, L. P. DOS; LACERDA, J. J. J.; ZINN, Y. L. Partição de substâncias húmicas em solos brasileiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 37, n. 4, p. 955-968, Jul./ago. 2013.

SCHAUMANN, G. E. et al. Influence of biofilms on the water repellency of urban soil samples. **Hydrological Processes**, Bristol, v. 21, n. 17, p. 2276-2284, July 2007.

SCHMIDT, M. W. I. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. **Nature**, London, v. 478, n. 7367, p. 49-56, Oct. 2011.

SCHULTEN, H. R.; LEINWEBER, P. New insights into organic-mineral particles: composition, properties and molecular structure. **Biology and Fertility of Soils**, Berlin, v. 30, n. 5-6, p. 399-432, Mar. 2000.

SCHWERTMANN, U.; HERBILLON, A. J. Some aspects of fertility associated with the mineralogy of highly weathered tropical soils. In: LAL, R.; SANCHES, P.A. (Ed.). **Myths and science of soils of the tropics**. Madison: Soil Science Society of America, 1992. Cap. 2, p. 47-59.

SCOTT, D. F. Soil wettability in forested catchments in South Africa: as measured by different methods and as affected by vegetation cover and soil characteristics. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231, n. 1, p. 87-104, jan. 2000.

SHAKESBY, R. A.; DOERR, S. H.; WALSH, R. P. D. The erosional impact of soil hydrophobicity: current problems and future research directions. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 231, n. 1, p. 178-191. jan. 2000.

SHAW, D. J. **introduction to colloid and surface chemistry**. 4th Ed. Oxford: Butterworth-Heinemann, 1992. 357 p.

SIDDIQUE, B. M. et al. **Grasas y aceites**, Sevilla, v. 61, n. 4, p. 423-429, oct. 2010.

SILVA, D. J.; QUEIROZ, A. C. **Análise de alimentos: métodos químicos e biológicos**. 3. Ed. Viçosa: UFV, 2002. 235 p.

SILVA, E. A. et al . Frações de carbono em topossequências de solos sob eucalipto com diferentes históricos de uso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, n. 4, p. 1167-1178, aug. 2012 .

SILVA, E. F. da et al. Frações lábeis e recalcitrantes da matéria orgânica em solos sob integração lavoura-pecuária. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 46, n. 10, p. 1321-1331, out. 2011.

SILVA, V. R DA; REICHERT, J. M.; REINERT, D. J. Variação na temperatura do solo em três sistemas de manejo na cultura do feijão. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 30, n. 3, p. 391-399, mai./jun. 2006.

SIMPSON, M. J.; SIMPSON, A. J. The chemical ecology of soil organic matter molecular constituents. **Journal of Chemical Ecology**, New York, v. 38, n. 6, p. 768-784, june 2012.

SIX, J. et al. Measuring and understanding carbon storage in afforested soils by physical fractionation. **Soil Science Society American Journal**, Madison, v. 66, n. 6, p. 1981-1987, nov. 2002.

SOUZA, W. J. O.; MELO, W. J. Matéria orgânica em um Latossolo submetido a diferentes sistemas de produção de milho. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 27, n. 6, p. 1113-1122, nov./dez. 2003.

STRECK, E. V. et al. **Solos do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: EMATER/ASCAR, 2008. 222 p.

SUZUKI, L. E. A. S. et al. Grau de compactação, propriedades físicas e rendimento de culturas em Latossolo e Argissolo. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 42, n. 8, p. 1159-1167, ago. 2007.

SWIFT, R. S. Organic matter characterization. In: SPARKS, D. L. et al. (Org.). **Methods of soil analysis**. Madison: Soil Science Society of America, 1996. p. 1011-1020.

TÄUMER, K; STOFFREGEM, H; WESSOLEK, G. Determination of repellency distribution using soil organic matter and water content. **Geoderma**, Amsterdam, v. 125, n. 1-2, p. 107-115, jan. 2005.

TEDESCO, M. J.; GIANELLO, C.; BISSANI, C. A. **Análises de solo, plantas e outros materiais**. Porto Alegre: Departamento de Solos – UFRGS, 1995. 174 p.

TILLMAN, R. W. et al. Water repellency and its measurement using intrinsic sorptivity. **Australian Journal of Soil Research**, Collingwood, v. 27, n. 4, p. 637-644, june 1989.

USDA – United States Department of Agriculture. **Keys to Soil Taxonomy**. 12th ed. Washington: U. S. Government Printing Office, 2014. 360 p.

VAN GENUCHTEN, M. T. A closed form equation for predicting hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 44, n. 4, p. 892-898, sep./oct. 1980.

VAN OSS, C. J. **Interfacial forces in aqueous media**. New York: Taylor and Francis, 2006. 456 p.

VOGELMANN, E. S. et al. Water repellency in soils of humid subtropical climate of Rio Grande do Sul, Brazil. **Soil & Tillage Research**, Amsterdam, v. 110, n. 1, p. 126-133, sep. 2010.

VOGELMANN, E. S. **Ocorrência de hidrofobicidade em solos do Rio Grande do Sul**. 2011. 124 f. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011.

VOGELMANN, E. S. et al. Soil hydro-physical changes in natural grassland of southern Brazil subjected to burning management. **Soil Research**, Collingwood, v. 50, n. 6, p. 465-472, sep. 2012.

VOGELMANN, E. S. et al. Threshold water content beyond which hydrophobic soils become hydrophilic: the role of soil texture and organic matter content. **Geoderma**, Amsterdam, v. 209–210, n. 8, p. 177-187, nov. 2013a.

VOGELMANN, E. S. et al. Can occurrence of soil hydrophobicity promote the increase of aggregates stability? **Catena**, Amsterdam, v. 110, n. 11, p. 24-31, nov. 2013b.

VOGELMANN, E. S. et al. Hydro-physical processes and soil properties correlated with origin of soil hydrophobicity. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 43, n. 9, p. 1582-1589, sep. 2013c.

VOGELMANN, E. S.; REICHERT, J. M.; PREVEDELLO, J. Origem dos compostos hidrofóbicos e seus efeitos em florestas de *Pinus* e *Eucalyptus*. **Ciência Florestal**, Santa Maria, 2014. (Aceito para publicação).

VON LÜTZOW, M. et al. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms. **Soil Biology & Biochemistry**, Elmsford, v. 39, n. 1, p. 1-11, oct. 2007.

WAHL, N. A. Variability of water repellency in sandy forest soils under broadleaves and conifers in north-western Jutland/Denmark. **Soil and Water Research**, Slezská, v. 3, n. 1, p. 155-164, jan. 2008.

WALLIS, M. G.; HORNE, D. J. Soil water repellency. **Advances in Soil Science**, New York, v. 20, n. 1, p. 91-138, jan. 1992.

WANG, Z. et al. Unstable flow during redistribution: controlling factors and practical implications. **Vadose Zone Journal**, Madison, v. 2, n. 1, p. 549-559, feb. 2004.

WHITE, I.; SULLY, M. J. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. **Water Resources Research**, Washington, v. 23, n. 8, p. 1514-1522, aug. 1987.

WIESMEIER, M. et al. Aggregate stability and physical protection of soil organic carbon in semi-arid steppe soils. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 63, n. 1, p. 22-31, feb. 2012.

WILSON, M. J. The origin and formation of clay minerals in soils" past, present and future perspectives. **Clay Minerals**, Dorchester, v. 34, n. 1, p. 7-25, mar. 1999.

WOCHE, S. K.; et al. Contact angle of soils as affected by depth texture and land management. **European Journal of Soil Science**, Oxford, v. 56, n. 3, p. 239-251, apr. 2005.

XU, X.; NIEBER, J. L.; GUPTA, S. C. Compaction effect on the gas diffusion coefficient in soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 6, p. 1743-1750, 1992.

ZAVALA, L. M. et al. Natural soil water repellency in different types of Mediterranean woodlands. **Geoderma**, Amsterdam, v. 226–227, n. 8, p. 170-178, aug. 2014.

ZECH, W. et al. Factors controlling humification and mineralization of soil organic matter in the tropics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 79, n. 1-4, p. 117-161, sep. 1997.