

## تعیین رطوبت بحرانی برخی خاک‌های آبگیر استان گیلان

سیده مهرانوش میربابائی، محمود شعبانپور شهرستانی<sup>1</sup>، علی اصغر ذوالفقاری

و کامبیز طاهری آبکنار

دانشجوی سابق کارشناسی ارشد خاک‌شناسی دانشگاه گیلان؛ mmirbabaiei@yahoo.com

دانشیار گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان؛ Shabanpour@guilan.ac.ir

استادیار گروه بیابان‌زدایی، دانشکده کویرشناسی، دانشگاه سمنان؛ azolfaghari@semnan.ac.ir

دانشیار گروه جنگل‌شناسی دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان؛ Taherikambiz@yahoo.com

دریافت: 93/6/15 و پذیرش: 94/10/7

## چکیده

آبگریزی یکی از ویژگی‌های خاک با تغییرات فصلی یا کوتاه‌مدت است که نفوذ آب در خاک را کاهش داده و یا از آن جلوگیری می‌کند. آبگریزی وابسته به رطوبت خاک است و در خاک‌های خشک بیشترین شدت را پیدا می‌کند. این مطالعه با هدف بررسی تغییرات آبگریزی و تعیین رطوبت بحرانی خاک‌ها در 10 منطقه جنگلی استان گیلان تحت پوشش‌های گیاهی مختلف از قبیل کاج تدا، توسکا، لرگ، گیاه آقطی، شمشاد، انجیلی، بلوط، راش، افرا و چمن پراکنده انجام شد. خاک‌ها در دو فصل پاییز و تابستان از عمق 0-5 سانتی‌متر نمونه‌برداری شدند. برای بررسی آبگریزی واقعی از آزمون زمان نفوذ قطره آب (WDPT) در رطوبت مزرعه و آبگریزی بالقوه پس از خشک کردن نمونه‌های دست-نخورده در دمای 25 درجه سانتیگراد انجام شد. آبگریزی واقعی فقط در تابستان در مناطق جنگلی اندازه‌گیری گردید. گستره وسیعی از کلاس‌های آبگریزی خاک (خاک‌های آبدوست تا بینهایت آبگریز) در مناطق مورد مطالعه مشاهده شدند. نتایج نشان داد که در مناطقی که بافت شنی دارند شدت آبگریزی بیشتر می‌باشد. در این پژوهش همبستگی مثبتی بین  $\log WDPT$  با مقدار ماده آلی و درصد شن خاک (با  $r$  به ترتیب 0/42 و 0/27) تعیین شد. همبستگی  $\log WDPT$  با درصد رس خاک منفی (با  $r = -0/35$ ) و رابطه‌ای بین  $\log WDPT$  و pH به دست نیامد. محدوده رطوبتی که خاک‌ها آبگریز می‌شوند (رطوبت بحرانی) برای هر یک از مناطق متفاوت و تابعی از ویژگی‌های خاک بود. محدوده رطوبت بحرانی در خاک‌های شنی در عمق 0-5 سانتی‌متر بین 4-6/7 درصد، در خاک‌های لوم رس سیلتی و لوم سیلتی بین 10/1-15/8 درصد و در خاک‌های لوم سیلتی و لوم رسی با میانگین ماده آلی بالا (11/2-14/6 درصد) بین 13/4-21/3 درصد ارزیابی شد. نتایج نشان می‌دهند که ماده آلی و بافت خاک بر مقدار رطوبت بحرانی خاک تأثیر دارند.

واژه‌های کلیدی: آبگریزی، آزمون زمان نفوذ قطره آب، آبگریزی واقعی، رطوبت بحرانی خاک

<sup>1</sup> نویسنده مسئول، آدرس: رشت، دانشگاه گیلان، دانشکده کشاورزی، گروه خاک‌شناسی

## مقدمه

کاهش تلفات آب خاک به‌وسیله تبخیر می‌شود (شکری و لیمن، 2009).

آبریزی خاک تحت تأثیر تغییرات فصلی و رطوبت خاک است. به طور کلی آبریزی در فصل خشک سال شدت می‌یابد و در طی فصل مرطوب سال کاهش می‌یابد و یا به طور کلی از بین می‌رود (مولر و دورر، 2011؛ اوستوندی و همکاران، 2013) این تغییرات فصلی ممکن است در نتیجه تغییرات رطوبتی خاک باشد خاک‌های آبریز بسته به توالی دوره‌های خشک و مرطوب شدن می‌توانند آبریز و یا آبدوست باشند (اوستوندی و همکاران، 2013). اصطلاح رطوبت بحرانی برای خاک‌های آبریز به‌وسیله دکر و ریتسما (1994) بیان شد. رطوبت بحرانی به‌صورت یک آستانه ثابت نیست بلکه به صورت محدوده‌ی رطوبتی تعیین می‌شود و آن محدوده‌ای است که در رطوبت بالاتر از آن خاک آبریز، قابل خیس شدن است و در رطوبت کمتر از آن، خاک آبریز است. در واقع رطوبت بحرانی خاک آبریز محدوده‌ای است که خاک از حالت آبریز به حالت قابل خیس شدن تغییر حالت می‌دهد (دکر و همکاران، 2001؛ تایمر و همکاران، 2005؛ زایگاس و همکاران، 2005؛ اوستوندی و همکاران، 2013) است. با مشخص کردن محدوده رطوبت بحرانی خاک می‌توانیم وجود آبریزی را تحت شرایط رطوبتی متفاوت تعیین کنیم (چو و همکاران، 2014). هدف از این مطالعه بررسی وجود و تغییرات فصلی آبریزی واقعی<sup>6</sup> و بالقوه در برخی از مناطق جنگلی استان گیلان است. در این تحقیق رابطه آبریزی با برخی از خصوصیات خاک بررسی شد. همچنین محدوده رطوبت بحرانی خاک‌های آبریز در هر یک از مناطق تعیین شد.

## مواد و روش‌ها

این مطالعه در 10 منطقه جنگلی استان گیلان انجام شد (شکل 1). موقعیت جغرافیایی هر یک از مناطق در جدول 2 آورده شده است. مناطق یک و دو تحت پوشش کاج تدا و منطقه سه جنگل تحت پوشش درختان توسکا (*Alnus subcordata*)، لرگ (*Pterocarya fraxinifolia*) و گیاه علفی آقطی (*Sambucus ebulus*) بودند. منطقه چهار تحت پوشش چمن و در برخی قسمت‌ها بایر بود. مناطق پنج، شش، هفت و هشت تحت پوشش کاج تدا بودند. منطقه نه تحت پوشش شمشاد (*Boxus sempervirens*)، انجیلی (*Parotia persica*) و

به طور طبیعی، خاک‌های خشک به‌سهولت آب جذب می‌کنند و اشباع می‌شوند. در واقع یک کشش قوی بین ذرات معدنی خاک و آب وجود دارد. نیروی کشش بین ذرات خاک و آب باعث می‌شود که مولکول‌های آب پیوستگی خود را از دست دهند (فیلیپ، 1969)، یعنی گرایش به آن که به شکل قطره آب باقی بمانند از بین می‌رود و آب در امتداد سطح ذرات حرکت می‌کند و خاک را خیس می‌کند (اوستوندی<sup>1</sup> و همکاران، 2013). بعضی از خاک‌ها (خاک آبریز<sup>2</sup>) این ویژگی (قابلیت خیس شدن) را به طوری متفاوت نشان می‌دهند. اگر نیروهای کششی بین آب و خاک به دلیل حضور پوشش آبریز روی دانه‌های شن یا یک خاک‌دانه، بسیار کم شود و یا از بین برود، وقتی قطره آب روی سطح خاک آبریز قرار می‌گیرد آب به صورت قطره کروی روی سطح خاک باقی می‌ماند و خاک آبریز نامیده می‌شود (فیلیپ، 1969؛ زایگاس و همکاران، 2005؛ اوستوندی و همکاران، 2013). آبریزی اثرات متعددی روی هیدرولوژی و ژئومورفولوژی خاک دارد. آبریزی ویژگی از خاک است که توانایی خاک را برای جذب آب کاهش می‌دهد (جوردن و همکاران، 2008؛ دایل<sup>3</sup>، 2013).

در نتیجه سرعت نفوذ برای دوره‌های زمانی از چند ثانیه تا ساعت‌ها و روزها کاهش می‌یابد (جوردن و همکاران، 2013). به این ترتیب زمان مورد نیاز برای ایجاد رواناب کاهش و شدت جریان رواناب افزایش می‌یابد (دوئر و همکاران، 2000؛ سینوگا و همکاران، 2010). آبریزی باعث ایجاد الگوی‌های خیس شدن ناهمگن و توسعه مسیرهای جریان ترجیحی، تسریع آبشویی عناصر و افزایش خطر آلودگی آب‌های زیر زمینی و بعلاوه اثراتی در مورد فراهمی (در دسترس بودن) آب برای جذب توسط گیاه و تغذیه گیاه می‌شود. (لایتون‌بوسی<sup>4</sup> و همکاران، 2005؛ هاردی و همکاران، 2013). به هر حال آبریزی خاک فقط اثرات منفی ندارد برخی از محققان اثرات مثبتی از آبریزی گزارش کرده‌اند برای مثال آبریزی باعث افزایش پایداری خاکدانه‌ها (ماتایکس سولرا و دوئر، 2004؛ فرو و همکاران، 2012)، افزایش نسبت ترسیب کربن آلی<sup>5</sup> (گوبل و همکاران، 2012) و

1. Oostindie

2. Water repellent soil

3. Diehl

4. Leighton-Boyce

5. Carbon sequestration rates

6. Actual water repellency

ماه با مقدار متوسط 37/2 میلی‌متر و بیشترین مقدار بارش در شهریور ماه با مقدار متوسط 184/5 میلی‌متر گزارش شده است. بر طبق اطلاعات ایستگاه هواشناسی دوره-ی خشکی در منطقه در تیر ماه مشاهده می‌شود (سایت هواشناسی گیلان).

بلوط (*Quercus castanefolia*) و منطقه 10 تحت پوشش راش (*Fagus orientalis*) و افرا (*Acer SP.*) بود. بر طبق اطلاعات ایستگاه هواشناسی استان گیلان میانگین بارش سالانه (بر طبق دوره‌ی آماری 20 ساله) 1289/5 میلی‌متر است. کمترین مقدار بارش در تیر



شکل 1- موقعیت مناطق مورد مطالعه در استان گیلان

برای حفظ رطوبت کاملاً توسط ورقه‌ی آلومینیوم پوشانده شد و داخل نایلون قرار گرفت. از همان مکان نمونه برداری نمونه خاک دست خورده نیز جهت بررسی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی تهیه گردید. نمونه‌های دست‌نخورده پس از انتقال به آزمایشگاه به سرعت وزن شدند و در آن در دمای 25 درجه قرار گرفتند. رطوبت خاک به وسیله روش وزنی (خشک کردن نمونه در دمای 105 درجه) اندازه‌گیری شدند. کلاس بندی آبریزی خاک با استفاده از روش بیسدم و همکاران (1993) انجام شد (جدول 1). با اندازه‌گیری رطوبت خاک در زمان نمونه‌برداری و بررسی آبریزی واقعی خاک می‌توان محدوده رطوبت بحرانی خاک را در هر منطقه تعیین نمود. (دکر و همکاران، 2001؛ زایگاس و همکاران، 2005؛ اوستوندی و همکاران، 2013). در این پژوهش بافت خاک به روش هیدرومتر (گی و آر، 2002)، کربن آلی به روش والکلی-بلاک (نلسون و سامر، 1996) و pH خاک در نسبت 1 به 2/5 خاک به محلول  $\text{CaCl}_2$  و با استفاده از pH متر (توماس، 1996) اندازه‌گیری شد.

در این مطالعه نمونه‌های خاک در دو فصل مرطوب (اواخر شهریور و پاییز) و خشک سال (تیر ماه) از مناطق جمع‌آوری شدند. در هر یک از مناطق در ابتدا لایه لاشبرگ (لاشبرگ‌های پوسیده نشده و تجزیه شده) کاملاً از سطح خاک کنار زده شد و آبریزی واقعی در صحرا روی سطح خاک معدنی به‌وسیله آزمون زمان نفوذ قطره آب<sup>1</sup> (WDPT) اندازه‌گیری شد. بدین صورت که با استفاده از قطره چکان پزشکی 5 قطره آب مقطر بر سطح صاف خاک قرار گرفت و متوسط زمان نفوذ این قطره‌ها به داخل خاک اندازه‌گیری شد. در صورتی که آزمون تعیین آبریزی خاک در رطوبت واقعی خاک در صحرا صورت گیرد آبریزی واقعی و اگر آزمون آبریزی در آزمایشگاه و بر روی نمونه‌های دست‌نخورده خشک شده در آن انجام شود آبریزی بالقوه به دست می‌آید (لتی و همکاران، 2000).

در هر نقطه‌ای که آبریزی واقعی در صحرا اندازه‌گیری شد نمونه دست‌نخورده با استفاده از سیلندر نمونه برداری به قطر 5/5 و ارتفاع 5 سانتی‌متر از عمق 0-5 سانتی‌متر برداشته شد. سر و ته نمونه‌های دست‌نخورده‌ی

<sup>1</sup> water drop penetration time

جدول 1- طبقه‌بندی آبریزی خاک بر اساس زمان نفوذ قطره‌ی آب در خاک  
(بیسدوم و همکاران، 1993)

4	3	2	1	0	کلاس WDPT
بیشتر از 3600 ثانیه	600-3600 ثانیه	60-600 ثانیه	60-5 ثانیه	کمتر از 5 ثانیه	WDPT
بینهایت آبریز	به شدت آبریز	به طور قوی آبریز	به طور جزئی آبریز	آبدوست	درجه آبریزی

### نتایج و بحث

مقادیر ماده‌ی آلی خاک بسیار زیاد می‌باشد (جدول 2). بیش‌ترین مقدار ماده‌ی آلی مربوط به منطقه‌ی 10 با مقدار میانگین 14/6 درصد و کم‌ترین مقدار ماده‌ی آلی در منطقه‌ی چهار با مقدار میانگین 1/1 درصد مشاهده شد. pH خاک در مناطق مختلف بین 4/1 تا 7/2 متغیر بود. بیش‌ترین مقدار pH مربوط به منطقه‌ی چهار و کم‌ترین مقدار pH خاک مربوط به منطقه‌ی پنج است.

برخی از ویژگی‌های مناطق مطالعه شده در جدول 2 آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که تغییرات بافت، pH و مقدار ماده آلی خاک در مناطق مورد مطالعه زیاد می‌باشد (جدول 2). بافت خاک در مناطق یک، دو، سه و چهار شنی و در مناطق شش، هشت و نه لوم‌سیلتی و در مناطق پنج و هفت لوم‌رسیلنتی و در منطقه‌ی 10 لوم‌رسی می‌باشد (جدول 2) نتایج نشان داد که تغییرات

جدول 2- میانگین برخی مشخصات و پارامترهای اندازه‌گیری شده در مناطق مورد مطالعه

منطقه	تعداد نمونه	موقعیت	بافت	O.M (%)	pH	شن (درصد)	رس (درصد)	WDPT (s)
1	41	39s0318419 UTM4194723	شنی	2,7±1,6 <sup>ef</sup>	6,9±0,16 <sup>b</sup>	90,6 ±0,40 <sup>b</sup>	5 ±0 <sup>f</sup>	577,4±1176 <sup>abc</sup> (4 - 5400)
2	43	39s0317383 UTM4199657	شنی	3,8±2,4 <sup>cd</sup>	6,9±0,2 <sup>b</sup>	91,3±1,3 <sup>b</sup>	4,6 ± 0,8 <sup>f</sup>	878,8±1481 <sup>ab</sup> (3-7200)
3	52	39s0317585 UTM4198087	شنی	4,3±1,8 <sup>cd</sup>	6,9±0,1 <sup>b</sup>	91,1±1,3 <sup>b</sup>	4,5 ±0,8 <sup>f</sup>	1307,7±1553 <sup>a</sup> (4 - 6000)
4	11	39s0328172 UTM4199657	شنی	1,1±0,4 <sup>f</sup>	7,2±0,03 <sup>a</sup>	93,5±0 <sup>a</sup>	3 ±0 <sup>g</sup>	58 ±76,2 <sup>bc</sup> (4- 240)
5	10	39s0328172 UTM4199657	لوم‌رسی- سیلتی	5,8±0,8 <sup>cd</sup>	4,1±0,04 <sup>f</sup>	9,8 ±3,4 <sup>e</sup>	32,5±2,6 <sup>b</sup>	107 ±108,1 <sup>bc</sup> (4-360)
6	13	39s0331729 UTM4161647	لوم‌سیلتی	6,9±1,2 <sup>c</sup>	5±0,1 <sup>d</sup>	28,4 ±4,1 <sup>c</sup>	18,4 ±1,38 <sup>d</sup>	217,4±209,1 <sup>bc</sup> (4- 480)
7	10	39s0312658 UTM4234260	لوم‌رسی- سیلتی	5,1±0,2 <sup>e</sup>	5,1±0,2 <sup>d</sup>	11,2±0,5 <sup>e</sup>	35,4±0,4 <sup>a</sup>	7,1±5,1 <sup>c</sup> (4-20)
8	10	39s0313972 UTM4200592	لوم‌سیلتی	5,1 ±0,5 <sup>e</sup>	5,1±0,1 <sup>d</sup>	18,4±0,4 <sup>d</sup>	26,7 ±0,5 <sup>c</sup>	7,8 ±8,8 <sup>c</sup> (3-30)
9	50	39s0326376 UTM4167682	لوم‌سیلتی	11,2±2,8 <sup>b</sup>	4,7±0,4 <sup>e</sup>	27,3±2,3 <sup>c</sup>	17,3±1,0 <sup>e</sup>	625±561,6 <sup>abc</sup> (4 - 2160)
10	33	39s0307619 UTM4172713	لوم‌رسی	14,6±4,8 <sup>a</sup>	5,5±0,5 <sup>c</sup>	28±2,1 <sup>c</sup>	32,9 ±1,3 <sup>b</sup>	495,1±567,4 <sup>bc</sup> (3-2040)

حروف متفاوت در هر ستون نشان‌دهنده‌ی معنی‌دار بودن اختلاف میانگین‌ها در سطح 1 درصد است. اعداد داخل پرانتز نشان‌دهنده‌ی حداکثر و حداقل پارامتر اندازه‌گیری شده در منطقه است.

نمونه‌ها حذف می‌شود. در مطالعه حاضر بالاترین میانگین آبریزی بالقوه در منطقه‌ی سه تعیین شد (جدول 2). متوسط WDPT در این منطقه برابر با 1307 ثانیه بود و بالاترین مقدار WDPT در این منطقه برابر با 6000 ثانیه

ریتسما و دکر (1994) بیان کردند که اندازه-گیری آبریزی نمونه‌های خشک شده در آون (آب‌گریزی بالقوه) برای مقایسه‌ی شدت آبریزی خاک‌ها، شاخص مناسب‌تری است چون به این ترتیب تفاوت‌های رطوبتی

این مطالعه رابطه‌ی ضعیفی بین  $\text{Log WDPT}$  و pH به دست آمد (جدول 3). وجلمن و همکاران (2010) رابطه معنی‌داری بین  $\text{Log WDPT}$  و pH به دست نیاوردند. البته زاوالا و همکاران (2009) و ماتایکس سولرا و همکاران (2007) رابطه منفی بین  $\text{Log WDPT}$  و pH گزارش کردند. رابطه بین  $\text{Log WDPT}$  با درصد رس خاک منفی و در سطح 5 درصد معنی‌دار و رابطه بین  $\text{Log WDPT}$  با درصد شن مثبت و در سطح 5 درصد معنی‌دار به دست آمد (جدول 3). ماکزیک و همکاران (2002) همبستگی بین رس و  $\text{Log WDPT}$  را منفی و برابر 0/14- به دست آوردند و مشاهده کردند که با افزایش رس به خاک شنی آبریزی، آبریزی خاک کاهش می‌یابد. جونگ و همکاران (1999) رابطه مثبتی را بین مقدار شن خاک و شدت آبریزی در خاک و رابطه منفی را بین مقدار رس و شدت آبریزی در خاک به دست آوردند.

تعیین شد. البته در برخی از نقاط مناطق یک و دو آبریزی با  $\text{WDPT}$  5400 و 7200 ثانیه نیز مشاهده شد اگرچه میانگین این مناطق به نسبت منطقه سه کوچکتر بود. کم‌ترین متوسط آبریزی ( $\text{WDPT}$ ) در دو منطقه هفت و هشت به ترتیب با مقادیر 7/1 تا 7/8 ثانیه مشاهده شد. همچنین در منطقه چهار متوسط آبریزی جزئی با مقدار 58 ثانیه اندازه‌گیری شد. همبستگی بین آبریزی اندازه‌گیری شده ( $\text{Log WDPT}$ ) و پارامترها در 273 نمونه دست‌نخورده جمع‌آوری شده از مناطق مطالعه شده به وسیله آزمون ضریب همبستگی پیرسون بررسی شد (جدول 3).

همبستگی بین  $\text{Log WDPT}$  با ماده آلی خاک مثبت و در سطح یک درصد معنی‌دار به دست آمد (جدول 3). این نتیجه با یافته‌های ماتایکس سولرا و دوئر (2004) و زاوالا و همکاران (2009) هماهنگی دارد. در

جدول 3- ضرایب همبستگی بین  $\text{Log WDPT}$  با پارامترهای اندازه‌گیری شده در 273 نمونه خاک

تعداد نمونه	ماده آلی	pH	درصد رس	درصد شن
273	0,42**	0,03	0,35**	0,27*

\* و \*\* بیانگر سطوح معنی‌دار به ترتیب 5 و 1 درصد است

در مناطق یک، دو و سه پس از خشک کردن نمونه‌ها در دمای 25 درجه 4 تا 10 درصد نمونه‌ها کلاس صفر (آبدوست) و در سایر نمونه‌ها کلاس 1، 2، 3 و 4 آبریزی (آبریزی بالقوه) مشاهده شد. در مناطق پنج و شش در 20-13 درصد از نمونه‌های خشک شده در آن کلاس صفر آبریزی و سایر نمونه‌ها کلاس 1 و 2 آبریزی اندازه‌گیری شد و در مناطق نه و 10 در 14-6 درصد از نمونه‌ها خشک شده کلاس صفر آبریزی و در سایر نمونه‌ها کلاس 2 و 3 آبریزی مشاهده شد (جدول 4). در نمونه‌های خشک شده مناطق چهار، هفت و هشت آبریزی جزئی دیده شد، در این مناطق در نمونه‌برداری تابستان هم آبریزی قابل ملاحظه‌ای مشاهده نشد و خاک‌های این مناطق تقریباً قابلیت خیس شدن را داشتند. در شرایط مزرعه آبریزی خاک تحت تأثیر تغییرات فصلی و رطوبت خاک است. به طور کلی آبریزی در طول فصل خشک سال (تابستان) بیشترین شدت را دارد و در طی فصل‌های مرطوب سال (زمستان و پاییز) کاهش می‌یابد و یا از بین می‌رود (زاوالا و همکاران، 2009؛ جیمینو گارسیا و همکاران، 2011؛ اوستوندی و همکاران، 2013؛ سیزاچور و لیچنر، 2013). شکل 2 کلاس آبریزی واقعی اندازه‌گیری شده و رطوبت

تغییرات فصلی آبریزی و ارزیابی رطوبت بحرانی خاک جدول 4 آبریزی واقعی و بالقوه اندازه‌گیری شده در فصل‌های خشک و مرطوب سال بر حسب درصد فراوانی نشان می‌دهد. در پاییز همه نمونه‌های جمع‌آوری شده از مناطق مورد مطالعه در کلاس صفر ( $\text{WDPT}$  کمتر از 5 ثانیه) جای داشتند. برخی از نمونه‌های دست‌نخورده-ی جمع‌آوری شده از هر یک از مناطق پس از انتقال به آزمایشگاه و خشک شدن در آن در دمای 25 درجه سانتیگراد آبریز بودند (جدول 4). بنابراین می‌توان نتیجه‌گیری کرد که در این زمان نیز خاک مناطق به صورت بالقوه آبریز بودند اما به علت رطوبت بالای خاک در این زمان آبریزی خاک در صحرا مشاهده نشد. این نتیجه با یافته‌های دکر و همکاران (2001) هماهنگ است. البته این مسئله قابل توجه است که خشک کردن تأثیری بر آبریزی بالقوه یک نمونه ندارد و در واقع نمونه‌هایی که آبدوست هستند با خشک شدن آبریز نمی‌شوند، بلکه فقط در مورد یک خاک که آبریز است خشک شدن آن در آن و رسیدن رطوبت نمونه به کم‌تر از رطوبت بحرانی باعث می‌شود که پتانسیل آبریزی خاک نمایان شود (دکر و همکاران، 2001).

2013). البته چون در منطقه 4، 7 و 8 آبریزی قابل توجهی مشاهده نشد محدودی رطوبت بحرانی نیز در این مناطق تعیین نشد.

خاک در هر کلاس را در مناطق مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه به این نمودار می‌توان رطوبت بحرانی برای هر یک از مناطق را تعیین نمود (ذکر و همکاران، 2001؛ زایگاس و همکاران، 2005؛ اوستوندی و همکاران،

جدول 4- فراوانی (%) آبریزی واقعی (act) و آبریزی بالقوه (pot) اندازه‌گیری شده در مناطق مطالعه شده در عمق 0-5 سانتی‌متر

منطقه	موقع سال	تعداد نمونه	آبریزی پتانسیل و واقعی (درصد نمونه‌ها)									
			ثانیه < 5		ثانیه 5-60		ثانیه 60-600		ثانیه 600-3600		ثانیه >3600	
			pot	act	pot	act	pot	act	pot	act	pot	act
1	پاییز	20	100	10	40	50	-	-	-	-	-	-
1	تابستان	21	6	3	28	30	-	-	50	66	-	-
2	پاییز	22	100	4	33	3	-	-	35	-	25	-
2	تابستان	21	15	12	57	28	25	12	40	3	8	-
3	پاییز	27	100	5	24	44	-	-	27	-	-	-
3	تابستان	25	5	2,5	20	25	37	10	37,5	38	25	-
4	پاییز	11	100	30	50	20	-	-	-	-	-	-
4	تابستان	10	80	75	20	5	-	-	-	-	-	-
5	پاییز	10	100	13	37	50	-	-	-	-	-	-
5	تابستان	10	60	50	35	10	5	40	-	-	-	-
6	پاییز	13	100	20	-	68	-	-	-	-	-	-
6	تابستان	10	51	45	24	50	25	5	-	-	-	-
7	پاییز	10	100	97	-	-	-	3	-	-	-	-
7	تابستان	10	100	98	-	-	-	2	-	-	-	-
8	پاییز	10	100	96	-	-	-	4	-	-	-	-
8	تابستان	10	100	97	-	-	-	3	-	-	-	-
9	پاییز	35	100	6	-	20	-	-	74	-	-	-
9	تابستان	15	3	3	-	10	43	-	87	54	-	-
10	پاییز	19	100	14	-	51	-	-	31	-	4	-
10	تابستان	14	15	12	27	41	17	24	23	41	-	-

صحرا مشاهده شد. در شکل 2 مقدار رطوبت و کلاس آبریزی واقعی نمونه‌های دست‌نخورده‌ی جمع‌آوری شده برای مشخص کردن محدودی رطوبت بحرانی رسم شده است. محدودی رطوبت بحرانی در این منطقه با توجه به این نمودار بین 4/8 (کم‌ترین رطوبتی که در آن نمونه‌ای با  $WDPT > 5$  ثانیه مشاهده شده است) تا 5/6 (بیشترین رطوبتی که در آن نمونه‌ی با  $WDPT < 5$  ثانیه یعنی نمونه‌ی آبریز مشاهده شده است) با هاشور مشخص شده است.

در منطقه دو در قسمت‌هایی از این منطقه که رطوبت خاک کم‌تر از 5/1 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 3/3 درصد بود کلاس 2 آبریزی مشاهده شد. در قسمت‌هایی که رطوبت تا 5/6 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 5/1

در نمونه‌برداری پاییز در مناطق یک، دو و سه دامنه تغییرات رطوبت بین 5/3-11/5 درصد وزنی متغیر بود (جدول 5) که نتایج مربوط به آبریزی نشان داد که آبریزی واقعی در این شرایط در مناطق مشاهده نمی‌شود (جدول 4). در حالی که در نمونه‌برداری تابستان دامنه تغییرات رطوبت در این مناطق بین 3/7-6/7 درصد وزنی بود (جدول 5). در این شرایط رطوبتی خاک در مناطق مذکور کلاس آبریزی 1، 2 و 3 در صحرا مشاهده شد (جدول 4). در منطقه یک در برخی از نمونه‌های این منطقه با رطوبت 4 تا 4/7 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 4 درصد، کلاس 3 آبریزی ( $WDPT < 2400$  ثانیه) و در مواردی که دارای رطوبت 5/5 درصد و مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 7 درصد بودند کلاس 4 آبریزی در

رطوبت بالای خاک می‌تواند تأثیر مواد آلی خاک را در ایجاد آبگریزی کاهش دهد. البته نمونه‌های دست‌نخورده-ی جمع‌آوری شده از این قسمت‌ها پس از خشک شدن در دمای 25 درجه سانتیگراد کلاس 4 آبگریزی را نشان دادند ( $WDPT < 6000$  ثانیه). محدوده‌ی رطوبت بحرانی با توجه به شکل 2 در این منطقه بین 4-5/8 درصد متغیر بود (شکل 2، جدول 5).

درصد بود کلاس آبگریزی 1 آبگریزی و در بخش‌هایی که رطوبت 6/1 درصد داشتند حتی با ماده‌ی آلی بیشتر از 11 درصد هم آبگریزی مشاهده نشد. اما در قسمت‌هایی که رطوبت 5/8 درصد و ماده‌ی آلی بیشتر از 11 درصد داشتند کلاس 1 آبگریزی مشاهده شد. این نتایج نشان می‌دهد که اگر چه مقدار ماده آلی خاک یکی از عوامل مؤثر در ایجاد خاک‌های آبگریزی می‌باشد (جدول 3) اما

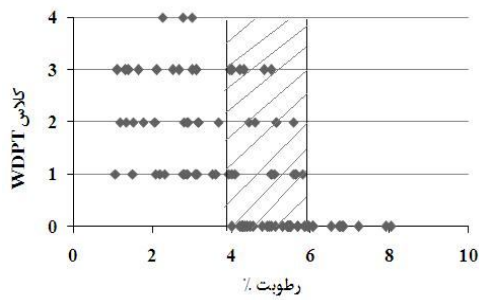
جدول 5- تغییرات رطوبت، ماده آلی و دامنه رطوبت بحرانی ارزیابی شده در برخی از

مناطق مورد مطالعه					
منطقه	عمق cm	موقع سال	رطوبت (%)	ماده آلی (%)	دامنه رطوبت بحرانی (%)
1	0-5	پاییز	5/7-11/5		
1	0-5	تابستان	4-5/5	0/7-7/2	4/8-5/6
2	0-5	پاییز	5/3-8		
2	0-5	تابستان	4-6/1	0/7-11/6	4-5/8
3	0-5	پاییز	6/4-11/2		
3	0-5	تابستان	3/8-6/7	1-10/2	4/1-6/7
5	0-5	پاییز	13/3-19/1		
5	0-5	تابستان	10/7-15/8	4/5-7/1	11/6-15/8
6	0-5	پاییز	12/9-17/1		
6	0-5	تابستان	8/4-14/1	5/2-8/8	10/1-12/8
9	0-5	پاییز	17/0-23/0		
9	0-5	تابستان	7/6-21/3	7/7-19/5	15/1-21/3
10	0-5	پاییز	15/5-21/9		
10	0-5	تابستان	7/0-14/8	6/3-21/3	13/4-14/8

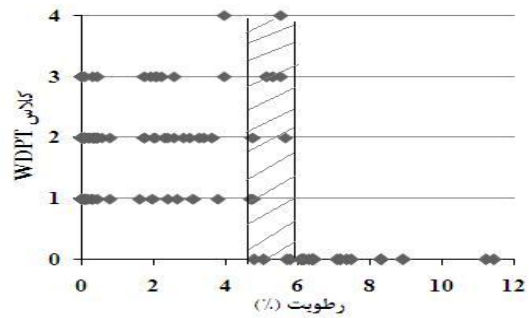
درصد بود. بنابراین تأثیر رطوبت خاک بر شدت آبگریزی با مقدار ماده آلی خاک مرتبط می‌باشد. این نتیجه با یافته‌های دکر و همکاران (2001) و اوستوندی و همکاران (2013) هماهنگ است.

در منطقه پنج و شش در نمونه‌برداری پاییز دامنه تغییرات رطوبت بین 19/1 - 12/9 درصد متغیر بود (جدول 5). آزمون WDPT در نمونه‌های بدست آمده در پاییز نشان داد که این مناطق در پاییز آبگریزی نمی‌باشد (جدول 4). در نمونه‌برداری تابستان دامنه تغییرات رطوبت در این مناطق بین 15/1 - 8/4 درصد بود (جدول 5).

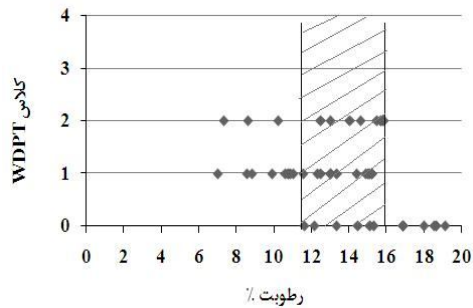
در منطقه سه در آزمون صحرایی در نقاطی که دارای ماده‌ی آلی بیشتر از 1 درصد بودند آبگریزی مشاهده شد، برای مثال در قسمت‌های با ماده‌ی آلی 2/1 درصد و رطوبت 5/2 درصد کلاس 1 آبگریزی در صحرا مشاهده شد. در نقاطی با ماده‌ی آلی 5/8 درصد و رطوبت 5/1 درصد و یا ماده آلی 6/4 درصد و رطوبت 5/1 درصد کلاس 3 آبگریزی و در قسمتی با ماده‌ی آلی 8 درصد و رطوبت 4/9 درصد کلاس 4 آبگریزی مشاهده شد. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه با توجه به شکل 2 بین 4/1-6/7 درصد متغیر بود. باید توجه داشت که رطوبت بحرانی بستگی به مقدار ماده‌ی آلی خاک دارد (اوستوندی و همکاران، 2013). برای مثال در نمونه‌ای با رطوبت 5/1 درصد با ماده‌ی آلی 5/1 درصد آبگریزی مشاهده شد اما در همین منطقه در قسمتی با رطوبت کم‌تر (رطوبت 4/1 درصد) آبگریزی مشاهده نشد چون مقدار ماده‌ی آلی خاک 1/4



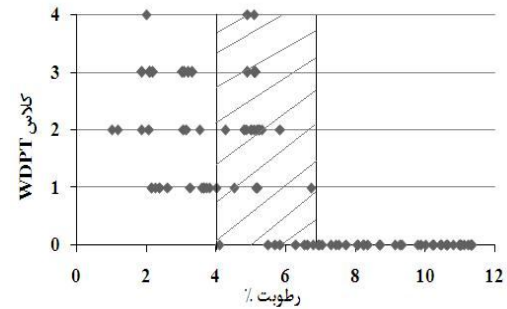
منطقه (2)



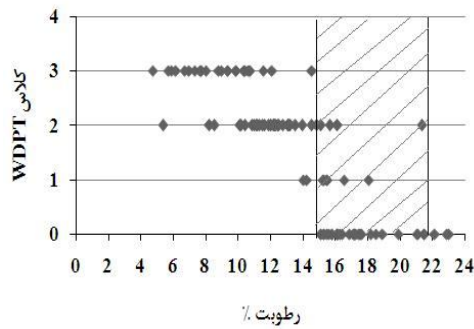
منطقه (1)



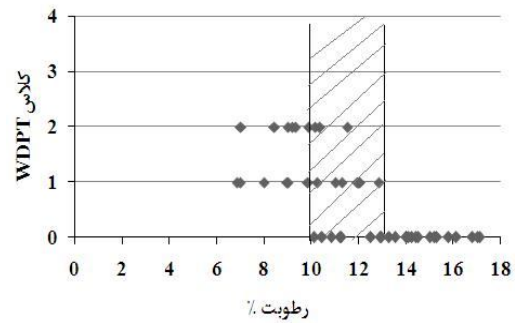
منطقه (4)



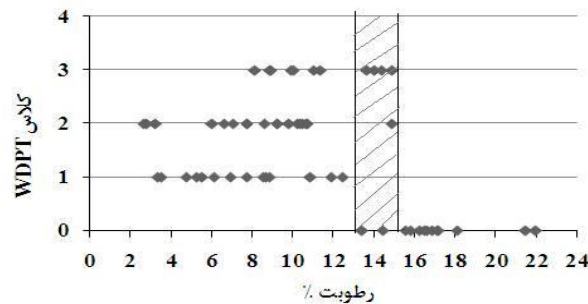
منطقه (3)



منطقه (6)



منطقه (5)



منطقه (7)

شکل 2- رابطه بین مقدار رطوبت خاک و پایداری آبریزی (کلاس WDPT) در نمونه‌های جمع‌آوری شده از مناطق 1، 2، 3، 5، 6، 9 و 10. (قسمت هاشور خورده بیانگر محدوده‌ی رطوبت بحرانی است).

(WDPT class 0 = <5 s; 1 = 5–60 s; 2 = 60–600 s; 3 = 600–3600 s; 4 = >3600 s)



در این تحقیق ملاحظه شد که خاک‌های شنی مناطق ساحلی یک، دو و سه رطوبت بحرانی بین 4-6/7 درصد داشتند در حالی که محدوده‌ی رطوبت بحرانی به دست آمده برای مناطق نه و 10 که دارای بافت متوسط بودند و درصد ماده‌ی آلی بالایی داشتند بین 13/4-21/3 درصد متغیر بود. همچنین محدوده رطوبت بحرانی به دست آمده برای مناطق پنج و شش که درصد رس در آنها بین 18/4-32/5 درصد بود بین 15/8-10/1 درصد تعیین شد. بررسی‌ها نشان می‌دهند که بافت خاک بر محدوده‌ی رطوبت بحرانی خاک برای آبریز شدن تأثیر می‌گذارد. چو و همکاران (2014) نیز محدوده‌ی رطوبت بحرانی در خاک‌های مختلف را متفاوت به-دست آوردند و بیان کردند که رطوبت بحرانی خاک فاکتور ثابتی نیست. آنها در مناطق با بافت ریزتر رطوبت بحرانی بالاتری به دست آوردند.

دکرو ریتما (1994) رطوبت بحرانی یک خاک شنی تلماسه‌ای<sup>1</sup> در هلند را 2 درصد به دست آوردند. سوتو و همکاران (1994) رطوبت بحرانی یک خاک با بافت متوسط را در اسپانیا 21 درصد به دست آوردند. دکر و ریتما (1996) رطوبت بحرانی را برای خاک‌های پیت رسی هلندی<sup>2</sup> 38-34 درصد بیان نمودند. برگلوند و پرسون (1996) برای بعضی خاک‌های آلی در سوئد رطوبت بحرانی 50 درصد گزارش نمودند. دوئر و توماس (2000) بیان کردند که خاک‌های با رطوبت بالاتر از 28 درصد هم می‌توانند آبریز باشند. ماده آلی خاک هم عامل مهمی در رطوبت بحرانی خاک است مشاهدات نشان می‌دهند که در هر یک از مناطق مورد مطالعه، نمونه‌های با مقدار ماده آلی بالاتر تا رطوبت بیشتری نسبت به نمونه‌های با مقدار ماده آلی کمتر آبریز بودند و رطوبت بحرانی بالاتری داشتند. دکر و همکاران (2001) و تایمر و همکاران (2005) محدوده رطوبت بحرانی را تابعی از مقدار ماده آلی خاک بیان کردند آنها در بررسی رابطه رطوبت و آبریزی مشاهده کردند که نمونه‌های با مقدار بیش‌تر ماده آلی تا رطوبت بالاتری به حالت آبریز باقی مانده بودند. دوئر و توماس (2000) بیان کردند بافت خاک و مقدار ماده‌ی آلی خاک بر مقدار رطوبت بحرانی خاک آبریز تأثیر می‌گذارند. وسولک و همکاران (2009) کرانارونا و همکاران (2010) کچی‌یورا و همکاران (2012) گزارش کردند که با در نظر گرفتن مقدار ماده آلی خاک و رطوبت بحرانی با هم آبریزی خاک را بهتر می‌توان توضیح داد.

در منطقه پنج در صحرا در قسمت‌هایی که رطوبت 10/8-15/8 درصد و مقدار ماده آلی خاک بین 5/5-7/1 درصد بود کلاس 1 و 2 آبریزی و سایر نمونه‌ها در این دامنه تغییرات رطوبتی کلاس صفر و 1 آبریزی را نشان دادند. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه بین 11/6-15/8 درصد تعیین شد. در منطقه شش در نقاطی که رطوبت 8/4-12/8 درصد و مقدار ماده آلی بین 7/7-8/8 درصد داشتند، کلاس 2 آبریزی و سایر نمونه‌هایی که ماده آلی بین 6-6/9 درصد داشتند در این دامنه رطوبت کلاس صفر و یک آبریزی را نشان دادند. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه نیز بین 10/1-12/8 درصد تعیین شد (شکل 2).

در مناطق نه و 10 در نمونه‌برداری پاییز دامنه تغییرات رطوبت خاک بین 15/5-23 درصد بود (جدول 5). خاک‌های این مناطق در پاییز قابل مرطوب شدن می‌باشند (جدول 4). در نمونه‌برداری تابستان رطوبت این 2 منطقه بین 21/3-7 درصد بود (جدول 5). در منطقه 9 در قسمت‌هایی از این منطقه که مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 18 درصد بود حتی با رطوبت 21/3 درصد نیز کلاس 2 آب-گریزی مشاهده شد و همین نمونه‌ها پس از خشک شدن در آن کلاس 3 آبریزی را نشان دادند. در قسمت‌هایی که ماده‌ی آلی بیشتر از 13 درصد و رطوبت کم‌تر از 8 درصد داشتند آبریزی کلاس 3 در صحرا مشاهده شد و در سایر قسمت‌ها کلاس 1 و 2 آبریزی مشاهده شد. در این منطقه نیز با افزایش درصد ماده‌ی آلی خاک رطوبت بحرانی خاک افزایش یافت به طوری که در این جنگل برای قسمت‌های با ماده‌ی آلی بیشتر از 18 درصد رطوبت بحرانی بیشتر از 21/3 درصد بود در حالی که در قسمت‌های با درصد ماده‌ی آلی کم‌تر در این رطوبت آبریزی مشاهده نمی‌شد. محدوده‌ی رطوبت بحرانی از روی نمودار بین 15/1-21/3 درصد مشخص شده است.

در منطقه 10 در نمونه‌برداری تابستان در آزمون صحرائی در قسمت‌هایی که مقدار ماده‌ی آلی بین 6/3 تا 7 درصد بود در صحرا آبریزی مشاهده نشد. در قسمت‌هایی که مقدار ماده‌ی آلی 13/5 درصد داشتند و رطوبت 8/6 درصد بود کلاس 1 آبریزی و در قسمت‌های با مقدار ماده‌ی آلی بین 14/9-19/8 درصد با رطوبت 9/9-14/8 درصد کلاس 2 و 3 آبریزی مشاهده شد. البته در رطوبت بیشتر از 13/6 درصد فقط در مناطقی که مقدار ماده‌ی آلی بیشتر از 16 درصد داشتند آبریزی مشاهده شد. محدوده‌ی رطوبت بحرانی این منطقه بین 13/3-14/8 درصد تعیین شد.

<sup>1</sup> Dutch dune sands

<sup>2</sup> Dutch clayey peats

## نتیجه گیری

دامنه رطوبت بحرانی در خاک‌های شنی 4-6/7 درصد و در خاک‌های با بافت لوم رس سیلتی، لوم سیلتی و لوم رسی بین 10/1-21/3 درصد تعیین شد. تعیین محدوده رطوبت بحرانی خاک یک منطقه آبریز دارای اهمیت زیادی می‌باشد. اهمیت این مسئله جهت پیش‌بینی حجم و فراوانی رواناب در مناطق با خاک آبریز است (چو و همکاران، 2014). زیرا این محدوده مشخص کننده رفتار خاک آبریز تحت شرایط رطوبتی است. یک خاک با محدوده رطوبت بحرانی بالا به علت اینکه تا رطوبت بالاتری آبریز باقی می‌ماند برای ایجاد جریان ترجیحی و رواناب مستعدتر هستند (چو و همکاران، 2014). همچنین اندازه‌گیری این محدوده در مدیریت کاربری اراضی این خاک‌ها اهمیت زیادی دارد در واقع مسئله این است که خاک‌های آبریز تحت کشت نباید به آستانه محدوده رطوبت بحرانی برسند. نتایج این مطالعه نشان داد که خاک برخی از مناطق جنگلی گیلان آبریز می‌باشند و اکثر این مناطق در تابستان آبریزی شدیدی را از خود نشان می‌دهند لذا باران‌های ابتدایی در اواخر شهریور و اوایل پاییز می‌تواند سبب ایجاد رواناب زیادی در برخی از جنگل‌های این استان شود.

در این تحقیق آبریزی خاک در برخی از مناطق جنگلی استان گیلان بررسی شد. در بررسی صورت گرفته از کل مناطق مورد مطالعه از نظر بافت، pH و مقدار ماده آلی خاک تنوع زیادی وجود داشت. وجود آبریزی خاک به وسیله آزمون زمان نفوذ قطره آب (WDPT) در صحرا (آبریزی واقعی) و در نمونه‌های خشک شده (آبریزی بالقوه) بررسی شد. در مناطق با بافت شنی و تحت پوشش کاج تدا و پوشش پهن برگ توسکا و آقطی آبریزی شدید تا بینهایت مشاهده شد. همچنین در دو منطقه جنگلی با بافت لوم سیلتی و لوم رسی که درصد ماده آلی بالایی داشتند، آبریزی شدید اندازه‌گیری شد. رابطه بین ماده آلی خاک و درصد شن خاک با آبریزی مثبت و معنی‌دار و رابطه بین درصد رس خاک با آب-گریزی منفی و معنی‌دار به دست آمد. رابطه بین pH و آبریزی در معنی‌دار به دست نیامد. در مناطق مورد مطالعه آبریزی در صحرا در فصل مرطوب مشاهده نشد اما در تابستان آبریزی در صحرا دیده شد. بررسی‌ها نشان دادند که آبریزی دارای تغییرات فصلی است و یک ویژگی استاتیک در خاک نیست. رطوبت خاک یک فاکتور کنترل کننده مهم در خاک‌های آبریز است. در این مطالعه

## فهرست منابع:

1. Berglund, K., and L. Persson. 1996. Water repellence of cultivated organic soils. *Acta Agric. Scand. Sect. B Soil Plant Sci.* 46:145-152.
2. Bisdorn, E.B.A., L.W. Dekker, and J.F.Th. Schoute. 1993. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationships with organic material and soil structure. *Geoderma.* 56:105-118.
3. Chau, H.W., A. Biswas, V. Vujanovic, and B. Cheng Si. 2014. Relationship between the severity, persistence of soil water repellency and the critical soil water content in water repellent soils. *Geoderma.* 221-222:113-120
4. Czachor, H., and L. Lichner. 2013. Temperature influences water sorptivity of soil aggregates. *Journal of Hydrology and Hydromechanics.* 61:84-87.
5. Dekker, L.W., and C.J. Ritsema. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil: 1. Potential and actual water repellency, *Water Resour. Res.* 30:2507-2517.
6. Dekker, L.W., and C.J. Ritsema. 1996. Preferential flow paths in a water repellent clay soil with grass cover. *Water Resources Research.* 32:1239-1249.
7. Dekker, L.W., S.H. Doerr, K. Oostindie, A.K. Ziogas, and C.J. Ritsema. 2001. Water repellency and critical soil water content in a Dune sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65:1667-1674.
8. Diehl, D. 2013. Soil water repellency: Dynamics of heterogeneous surfaces. *Colloids and Surfaces A: Physicochem. Eng. Aspects* 432: 8-18.
9. Doerr, S.H., and A.D. Thomas. 2000. The role of soil moisture in controlling water repellency: new evidence from forest soils in Portugal, *J. Hydrol.* 231-232 (2000) 134-147.

10. Doerr, S.H., S.H. Shakesby, and R.P.D. Walsh. 2000. Soil water repellency: its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-Science Reviews*. 51:33-55.
11. Ferro, N.D., A. Berti, O. Francioso, E. Ferrari, G.P. Matthews, and F. Morari. 2012. Investigating the effects of wettability and pore size distribution on aggregate stability: the role of soil organic matter and the humic fraction, *Eur. J. Soil Sci.* 63: 152–164.
12. Gee, G. W., and D. Or. 2002. Particle-size analysis. P. 255-293. In Dane, J. H. and Topp, G.C (Eds.), *Methods of Soil Analysis, Part 4- Physical Methods*. Agronomy Monograph (vol. 9). ASA and SSA, Madison, WI.
13. Gimeno-Garcia, E., J.A. Pascual, and J. Llovet. 2011. Water repellency and moisture content spatial variations under *Rosmarinus officinalis* and *Quercus coccifera* in a Mediterranean burned soil. *Catena*. 85:48-57.
14. Goebel, M.O., S.K. Woche, and J. Bachmann. 2012. Quantitative analysis of liquid penetration kinetics and slaking of aggregates as related to solid–liquid interfacial properties, *J. Hydrol.* 442:63–74.
15. Hardie, M., S. Lisson, R. Doyle, and W. Cotching. 2013. Determining the frequency, depth and velocity of preferential flow by high frequency soil moisture monitoring, *J. Contam. Hydrol.* 144:66–77.
16. <http://www.ir.imo.ir/farsi/amar/map/province/guilan.asp>.
17. Jong, L.W., O.H. Jacobsen, and P. Moldrup. 1999. Soil water repellency: effects contents temperature and particle size. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 63:437-442.
18. Jordan, A., L. Martinez-Zavala, and N. Bellinfante. 2008. Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. *Catena*. 74:137–143.
19. Jordan, A., L.M. Zavala, J. Mataix-Solera, and S.H. Doerr. 2013. Soil water repellency: Origin, assessment and geomorphological consequences. *Catena*. 108:1–5.
20. Kajiura, M., T. Tokida, and K. Seki. 2012. Effects of moisture conditions on potential soil water repellency in a tropical forest regenerated after fire, *Geoderma*. 181:30–35.
21. Karunarathna, A.K., K. Kawamoto, P. Moldrup, L.W. de Jonge, and T. Komatsu. 2010. A simple beta-function model for soil–water repellency as a function of water and organic carbon contents, *Soil Sci.* 175:461–468.
22. Leighton-Boyce, G., S.H. Doerr, R.A. Shakesby, R.P.D. Walsh, A.J.D. Ferreira, A.K. Boulet, and C.O.A. Coelho. 2005. Temporal dynamics of water repellency and soil moisture in eucalypt plantations, Portugal. *Australian Journal of Soil Research* 43:269–280.
23. Letty, J., M.L.K. Carrillo, and X.P. Pang. 2000. Approaches to characterize the degree of water repellency. *J. Hydrol.* 231-232:61-65.
24. Mataix-Solera, J., and S.H. Doerr. 2004. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous topsoils from fire-affected pine forests in south-eastern Spain. *Geoderma*. 118:77–88.
25. Mataix-Solera, J., V. Arcenegui, C. Guerrero, A.M. Mayoral, J. Morales, J. Gonzalez, F. García-Orenes, and I. Gomez. 2007. Water repellency under different plant species in a calcareous forest soil in a semiarid Mediterranean environment. *Hydrological Processes* 21:2300–2309.
26. McKissock, I., R.J. Gilkes, and E.L. Walker. 2002. The reduction of water repellency by added clay is influenced by clay and soil properties. *Applied Clay Science*. 20:225–241.
27. Muller, K., Deurer, M., 2011. Review of the remediation strategies for soil water repellency. *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 144:208–221.

28. Nelson, D.W., and L.E. Sommers. 1996. Total carbone (organic carbone) and organic matter. P. 961-1010. In D. L. Sparks (Eds), *Methods of Soil Analysis , Part 3- Chemical Methods*. Agronomy Monograph (vol. 9). ASA and SSSA, Madison, WI.
29. Oostindie, K., L.W. Dekker, J.G. Wesseling, C.J. Ritsema, and V. Geissen. 2013. Development of actual water repellency in a grass-covered dune sand during a dehydration experiment. *Geoderma*. 204-205:23-30.
30. Philip, J.R. 1969. Theory of infiltration. IV. *Advances in Hydrosience* 5:216–291.
31. Ritsema, C.J., and L.W. Dekker. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil: 2. Dynamics of fingered flow. *Water Resources Research* 30:2519–2531.
32. Shokri, N., P. Lehmann, and D. Or. 2009. Characteristics of evaporation from partially wettable porous media, *Water Resour. Res.* 45 Issue 2.
33. Sinoga, J.D.R., A.R. Diaz, E.F. Bueno, and J.F.M. Murillo. 2010. The role of soil surface conditions in regulating runoff and erosion processes on a metamorphic hillslope (Southern Spain) *Soil surface conditions, runoff and erosion in Southern Spain*, *Catena*. 80:131–139.
34. Soto, B., R. Basanta, E. Benito, R. Perez, and F.Diaz-Fierros. 1994. Runoff and erosion from burnt soils in northwest Spain. P. 91-98. In: Sala, M., Rubio, J.F. (Eds.), *Selection of Papers from the International Conference on Soil Erosion and Degradation as a Consequence of Forest Fires, 1991, Barcelona, Spain*. Geofoma Ediciones, Logrono, Spain.
35. Taumer, K., H. Stoffregen, and G. Wessolek. 2005. Determiration of repellency distribution using soil organic matter and water content. *Geoderma* 125:107–115.
36. Thomas, G.W. 1996. Soil pH and soil activity. P. 475-490. In. Sparks, D.L.,(Eds), *Methods of soil analysis, Part 3- Chemical Methods*.Agronomy Monograph, vol. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
37. Vogelmann, E.S., J.M. Reichert, D.J. Reinert, M.I. Mentges, D.A. Vieira., C.A.P. de Barros, and J.T. Fasinmirin. 2010. Water repellency in soils of humid subtropical climate of RioGrande do Sul, Brazil. *Soil Tillage Research*. 110:126–133.
38. Wessolek, G., H. Stoffregen, and K. Taumer. 2009. Persistency of flow patterns in a water repellent sandy soil: conclusions of TDR readings and a time-delayed double tracer experiment. *Journal of Hydrology*. 375:524–535.
39. Zavala, L.M., F.A. Gonzalez, and A. Jordan. 2009. Intensity and persistence of water repellency in relation to vegetation types and soil parameters in Mediterranean SW Spain. *Geoderma*. 152:361–374.
40. Ziogas, A.K., L.W. Dekker, K. Oostindie, and C.J. Ritsema. 2005. Soil water repellency in north-eastern Greece with adverse effects of drying on the persistence. *Australian Journal of Soil Research*. 43:281–289.