

ارزیابی پراکنش مکانی سرعت نفوذ آب و ارتباط آن با برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در منطقه کوهین

مینا نیک‌قلب‌پور، حسین اسدی¹ و منوچهر گرجی

دانش آموخته کارشناسی ارشد دانشگاه گیلان؛ nikghalbpor@gmail.com

دانشیار دانشگاه گیلان؛ asadi@guilan.ac.ir

دانشیار دانشگاه تهران؛ mgorji@ut.ac.ir

دریافت: 94/6/14 و پذیرش: 95/3/9

چکیده

در پژوهش حاضر تغییرات مکانی سرعت نفوذ آب با اندازه‌گیری نفوذپذیری به روش استوانه‌های مضاعف در 33 نقطه به فواصل 50 متری در طول زمین‌نمایی با شیب متوسط 6/1 درصد در اراضی دیم در منطقه کوهین بررسی شد. در زمان انجام آزمایش، نمونه‌های سطحی (0-15 سانتی‌متر) خاک به صورت مرکب جمع‌آوری گردید. چگالی توده خاک، پایداری خاکدانه، مقدار رطوبت اولیه، اجزاء بافت، ماده آلی و کربنات کلسیم معادل اندازه‌گیری شدند. برآورد پارامترهای معادلات نفوذپذیری با استفاده از داده‌های صحرایی انجام شد. برای بررسی وضعیت تغییرات مکانی و برازش بهترین مدل از روش زمین‌آمار و رسم تابع نیم‌تغییرنا استفاده شد. نتایج حاکی از وابستگی مکانی اغلب ویژگی‌های مورد بررسی در منطقه مورد مطالعه بود. کربنات کلسیم با مقدار 0/17 درصد اثر قطعه‌ای، بالاترین وابستگی مکانی را نشان داد. سرعت نفوذ نهایی و پارامتر A معادله فیلیپ دارای وابستگی مکانی قوی، ضریب a معادله کوستیاکوف دارای وابستگی مکانی متوسط، و پارامتر S معادله فیلیپ و ضریب b معادله کوستیاکوف دارای اثر قطعه‌ای نام بودند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌آمار، روش استوانه‌های مضاعف، معادله فیلیپ، معادله کوستیاکوف، نیم‌تغییرنا

¹ نویسنده مسئول، آدرس: رشت، کیلومتر 5 جاده تهران، دانشگاه گیلان، دانشکده علوم کشاورزی، گروه علوم خاک

فرآیندهای رسوبی مختلف در مقیاس‌های مکانی متفاوت دانستند. در مطالعه نجفیان و همکاران (2012)، بافت خاک و ماده آلی، دارای وابستگی مکانی قوی و کربنات کلسیم و پتاسیم قابل دسترس دارای وابستگی مکانی متوسط بودند. تغییرات مکانی تمام ویژگی‌ها در این مطالعه با مدل کروی قابل توصیف بود. آن‌ها وابستگی مکانی متوسط را ناشی از کاربرد کودهای ازتی و ناکافی بودن عملیات مدیریتی مزرعه دانستند.

لیو و همکاران (2014) به بررسی تغییرات مکانی عملکرد برنج و برخی ویژگی‌های شیمیایی خاک در منطقه جنوب غربی چین پرداختند. نتایج نشان داد که تمام ویژگی‌های مورد مطالعه دارای وابستگی مکانی متوسط هستند. در این میان عملکرد برنج، ماده آلی، اسیدیته، نیتروژن، فسفر و پتاسیم از مدل نمایی و CEC از مدل گوسی پیروی کردند. ذوالفقاری و همکاران (2015) با مطالعه در حوضه چرلگرد نشان دادند که ظرفیت انقباضی کل خاک، ظرفیت انقباضی نسبی کل و ضریب انبساط خاک دارای وابستگی مکانی قوی بوده و تغییرات آن از مدل کروی پیروی می‌کند. کلکلی و همکاران (1393) در منطقه‌ای به وسعت 12 کیلومتر مربع در شهرستان جیرفت استان کرمان به بررسی وضعیت تغییرات مکانی برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک پرداخته و نشان دادند که اجزای بافت خاک، واکنش خاک و کربنات کلسیم از مدل کروی و هدایت الکتریکی از مدل نمایی پیروی کردند. هم چنین تمام ویژگی‌ها به جز هدایت الکتریکی دارای وابستگی مکانی متوسط بودند. در مطالعه هوانگ و همکاران (2016) در دو منطقه در کانادا، تغییرات اغلب ویژگی‌های هیدرولیکی و فیزیکی خاک با درجه وابستگی مکانی از مدل نمایی تبعیت نمود.

تغییرات درصد سیلت و تخلخل کل هرکدام در یکی از مناطق از مدل کروی پیروی کردند. در این مطالعه بیش‌ترین دامنه تأثیر برای درصد سیلت 307/6 متر در منطقه آرورا و کم‌ترین دامنه تأثیر برای درصد سیلت در منطقه معدن کی‌لیک 6 متر گزارش کردند. از دیگر پژوهش‌های انجام شده می‌توان به مطالعه تغییرات مکانی انتشار دی‌اکسیدکربن از خاک در مقیاس‌های مختلف توسط بوخکو و همکاران (2015)، بررسی اثر توپوگرافی و کاربری اراضی بر تغییرات مکانی دینتریفیکاسیون خاک و ویژگی‌های وابسته به آن توسط ژیونگ و همکاران (2015)، و مطالعه تغییرات مکانی کربن آلی توسط ژین و همکاران (2016) در فلات لسی چین اشاره کرد. از مطالعات که در زمینه تغییرات مکانی نفوذپذیری و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در مقیاس‌های مزرعه‌ای و دامنه

پدیده نفوذ، یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های فیزیکی خاک است که از عوامل کلیدی کنترل‌کننده تولید محصول و عامل اصلی توزیع آب در طبیعت است. برای بررسی و برآورد سرعت نفوذپذیری از معادلات فیزیکی و تجربی استفاده می‌شود (دینگمن، 2002). ضرایب معادلات فیزیکی مانند معادله فیلیپ (1957) که بر مبنای قوانین فیزیکی استوار است، با دانستن برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک قابل تعیین است. معادلات تجربی مانند معادله کوستیاکوف (1932) به دلیل در نظر گرفتن شرایط واقعی نفوذ، دارای دقت بالایی می‌باشند، اما مهم‌ترین اشکال این معادله تأثیرپذیری از شرایط مکانی و زمانی و ناتوانی پارامترهای آن‌ها در شناسایی مفاهیم فیزیکی می‌باشد.

تغییرات مکانی ویژگی‌های خاک در یک مزرعه یا در بین مزارع مختلف در طبیعت به دلیل فرآیندهای زمین‌شناسی و خاک‌سازی رخ می‌دهد. برخی از این تغییرات نیز می‌تواند با شخم و دیگر مدیریت‌ها در مزرعه اتفاق بیافتد (اقبال و همکاران، 2005). تغییرات مکانی ویژگی‌های فیزیکی خاک منجر به تغییرات کم تا زیاد سرعت نفوذپذیری در زمین‌نما می‌شود. تغییرات مکانی ویژگی‌های خاک را می‌توان با محاسبه و رسم نیم-تغییرنما و مدل‌سازی آن بررسی نمود (محمدی، 1385). در نیم‌تغییرنما اگر درصد اثر قطعه‌ای که به عنوان نسبت واریانس تصادفی به واریانس کل ضریب 100 تعریف شده، کم‌تر از 25 درصد باشد، ویژگی دارای وابستگی مکانی قوی، اگر بیش‌تر از 75 درصد باشد ویژگی از وابستگی مکانی ضعیف برخوردار بوده و اگر در بین این دو محدوده باشد، ویژگی دارای وابستگی مکانی متوسط می‌باشد (کامبردلا و همکاران، 1994). اگر نسبت فوق، 100 درصد گردد، ویژگی مورد مطالعه فاقد وابستگی مکانی و اگر برابر صفر شد، حاکی از وجود یک پیوستگی در وابستگی مکانی (ویرا و پازگونزالز، 2003) می‌باشد.

سپاسخواه و همکاران (2005) به بررسی تغییرات مکانی ضریب جذبی معادله فیلیپ در فواصل $0/5 \times 0/5$ و 5×5 متر پرداخته و نشان دادند که ساختار مکانی ضریب جذبی در فواصل $0/5 \times 0/5$ متر برقراری است. اقبال و همکاران (2005) تغییرات مکانی برخی ویژگی‌های خاک را در مزرعه‌ای آبرفتی تحت کشت پنبه به وسعت 162 هکتار در 209 پروفیل در 18 ترانسکت موازی بررسی کردند. نتایج نشان‌دهنده وابستگی مکانی متوسط تا قوی برای تمامی ویژگی‌های و افزایش اثر قطعه‌ای و دامنه تأثیر با افزایش عمق بود. آن‌ها درصد بالای اثر قطعه‌ای با دامنه کم‌تر برای شن و رس در عمق-های زیر سطحی را نشان‌دهنده اثرات شخم سطحی و

زمان انجام آزمایش از عمق سطحی (0-15 سانتی‌متر) به روش جرمی (گاردنر، 1986) تعیین شد. توزیع اندازه ذرات اولیه رس و سیلت به روش هیدرومتری و توزیع اندازه ذرات شن به روش الک کردن (گی و اور، 2002)، اندازه‌گیری ماده آلی به روش والکی-بلک و کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون (اسپارکس، 1996) تعیین شدند.

استوانه‌های مورد استفاده آزمایش نفوذ دارای قطر 30 و 60 و ارتفاع 25 سانتی‌متر بوده و در هنگام آزمایش، به‌صورت قائم حدود پنج سانتی‌متر در خاک فرو برده شدند. به‌منظور جلوگیری از برهم زدن خاک سطحی در هنگام پر کردن آب، سطح خاک در داخل استوانه کوچک با پلاستیک پوشانده و بعد از پر کردن آب در هر دو استوانه، برداشته شد. نفوذ تجمعی بر حسب سانتی‌متر در زمان‌های 1، 3، 5، 7، 10، 15، 20، 25، 30، 35، 40، 50، 60، 70، 80، 90، 100، 110، 120، 130، 140، 150 دقیقه تا زمان ثابت شدن مقدار نفوذ قرائت شد. مدت زمان انجام تمامی آزمایش‌ها بین 120-150 دقیقه طول کشید. نکته بسیار مهمی که می‌بایست مورد توجه قرار گیرد این است که سرعت نفوذ نهایی آب به داخل خاک نه تنها به ویژگی‌های لایه‌ی سطحی بلکه به ویژگی‌ها و شرایط لایه‌های زیرین خاک نیز وابسته است و در اغلب مطالعات و از جمله مطالعه حاضر ویژگی‌ها خاک تنها در لایه سطحی اندازه‌گیری شده‌اند.

تجزیه و تحلیل داده‌ها

در پژوهش حاضر برای مدل‌سازی نفوذ از معادله تجربی کوستیاکوف و معادله فیزیکی فیلیپ استفاده شد. در معادله کوستیاکوف برای تعیین نفوذ تجمعی از رابطه (1) استفاده می‌شود (کوستیاکوف، 1932):

$$I(t) = at^b \quad (1)$$

که در آن؛ $I(t)$ نفوذ تجمعی (L)، t زمان تجمعی (T)، a و b ($0 < b < 1$ و $a > 0$) ضرایب تجربی این معادله می‌باشند. با مشتق‌گیری از معادله (1)، سرعت نفوذ به‌دست می‌آید.

معادله دو پارامتری فیلیپ به‌صورت رابطه (2) تعریف می‌شود که با مشتق‌گیری از آن سرعت نفوذ به‌دست می‌آید.

$$I(t) = St^{0.5} + At \quad (2)$$

شیب انجام شده است، نیز می‌توان مطالعات مبارک و همکاران (2010)، پاپانیگولا و همکاران (2015) و بوینگتن و همکاران (2016) را ذکر کرد.

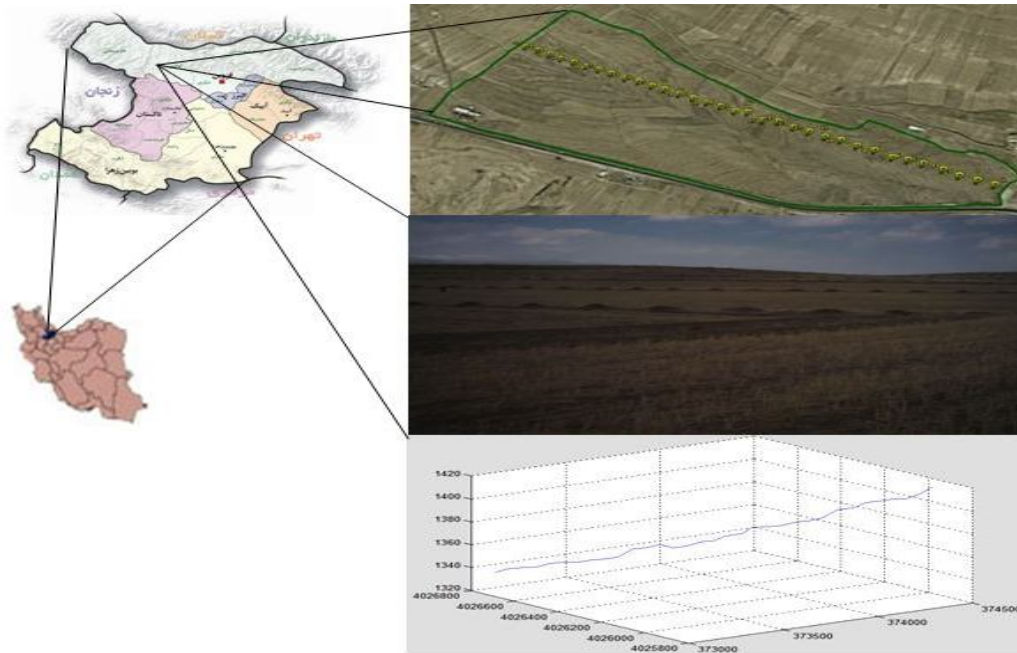
با توجه به اثر بسیار زیاد نفوذپذیری بر میزان رواناب و فرسایش خاک و نیز میزان ذخیره رطوبتی به-ویژه در اراضی دیم، و وابستگی شدید این فرآیند به موقعیت زمین‌نما، شناخت پدیده نفوذپذیری، آگاهی از تغییرات مکانی آن در امتداد زمین‌نما و ارتباط این دو با ویژگی‌های خاک به منظور مدیریت منابع آب و خاک و تولید محصول به خصوص در مناطق خشک و نیمه خشک ضروری و راه‌گشا است. از آنجا که مطالعات اندکی در این خصوص در اراضی زراعی دیم در منطقه کوهین استان قزوین انجام شده است، هدف از پژوهش حاضر، اندازه‌گیری و ارزیابی تغییرات مکانی نفوذپذیری و ارتباط آن با برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی در طول یک زمین‌نما در این منطقه بود.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه و اندازه‌گیری‌ها

پژوهش حاضر در ایستگاه تحقیقات حفاظت خاک و آب دانشگاه تهران واقع در منطقه کوهین استان قزوین که دارای کاربری کشت دیم در امتداد خطوط تراز می‌باشد، انجام شد. منطقه در موقعیت عرض $22^{\circ} 36'$ شمالی و طول $35^{\circ} 49'$ شرقی قرار دارد. میانگین بلند-مدت بارش سالانه 330 میلی‌متر بوده که بیش‌ترین آن در اواخر اردیبهشت‌ماه رخ می‌دهد. بیشینه دما در تیرماه با 40 درجه سلسیوس و کمینه دما در دی‌ماه حدود 10- درجه سلسیوس می‌باشد.

به‌منظور بررسی ساختار مکانی سرعت نفوذ-پذیری در منطقه، نفوذپذیری در 33 نقطه با فواصل 50 متری با استفاده از استوانه‌های مضاعف اندازه‌گیری شد (گرگوری و همکاران، 2005). در شکل 1 نمایی از منطقه و نقاط اندازه‌گیری نشان داده شده است. برای تعیین برخی از ویژگی‌های خاک، نمونه‌برداری مرکب به شعاع پنج متری از محل استقرار استوانه‌های مضاعف از عمق سطحی (0-15 سانتی‌متر) انجام شد. نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه و بعد از هوا خشک شدن به دو قسمت تقسیم شدند. یک بخش از نمونه‌ها جهت تعیین توزیع اندازه و پایداری خاکدانه به روش الک‌تر (نیمو و پرکینز، 2002) از الک 4/75 میلی‌متر و بخش دوم برای سایر آزمایش‌ها، از الک دو میلی‌متری عبور داده شد. جهت تعیین چگالی توده خاک از روش سیلندر (گراسمن و ریانش، 2002) استفاده شد. مقدار رطوبت اولیه خاک در



شکل 1-1 نمایی از منطقه مورد مطالعه و نقاط نمونه‌برداری شده

صورت باید با تبدیل‌های لازم نرمال شوند (بالاساندرام و همکاران، 2008). به منظور تعیین ارتباط خطی بین ویژگی‌های توپوگرافی و ویژگی‌های هیدرولیکی، فیزیکی و شیمیایی خاک از روش رگرسیون گام به گام استفاده و معادلات رگرسیونی بین آنها برازش داده شد. 80 درصد داده‌ها به منظور مدل‌سازی و 20 درصد آنها برای اعتبارسنجی به صورت تصادفی گزینش شدند. فرآیند اعتبارسنجی مدل‌های رگرسیونی، با محاسبه دو آماره میانگین خطا (ME) و ریشه دوم میانگین مربعات خطا (RMSE) انجام شد (محمدی، 1385).

قبل از تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی، به منظور بررسی وجود روند در ویژگی‌های خاک، با استفاده از نرم افزار Excel2007 مقادیر ویژگی مورد مطالعه در مقابل فواصل نمونه‌برداری ترسیم و معادله خطی به آن برازش شد. برخی از ویژگی‌های مورد مطالعه دارای روند بوده که برای آنها فرآیند حذف روند انجام شد (نیلسن و وندراس، 2003). تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی با محاسبه و رسم نیم‌تغییرنمای مشاهدات ویژگی‌های مورد نظر با استفاده از نرم افزار GS+5.1 مورد بررسی قرار گرفت. هم‌چنین به منظور برازش بهترین مدل بر نیم‌تغییرنما ویژگی‌های مورد مطالعه، از مدلی که بیش‌ترین ضریب تبیین (R^2) و کم‌ترین مجموع مربعات باقی‌مانده (RSS) را داشت، استفاده شد (محمدی، 1385).

که در آن؛ $I(t)$ نفوذ تجمعی (L)، t زمان تجمعی (T)، و $i(t)$ سرعت نفوذ (LT^{-1}) می‌باشد (فیلیپ، 1957). پارامتر S $(LT^{0.5})$ به عنوان ضریب جذبی که بیانگر توانایی خاک در جذب و رهاسازی آب توسط نیروی موینگی است. پارامتر A (LT^{-1}) به عنوان ضریب آبگذری بیانگر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک است. دو پارامتر این معادله به عنوان ویژگی‌های توده خاک شناخته می‌شوند زیرا به صورت درجا در حجم وسیعی از خاک به دست می‌آیند و به عوامل زیادی مانند منافذ درشت، مقدار رطوبت اولیه خاک، بافت و ساختمان خاک بستگی دارند (شارما و همکاران، 1980). پارامترهای معادلات نفوذ کوستیاکوف و فیلیپ با برازش این معادلات به داده‌های اندازه‌گیری شده با معیار حداقل کردن ریشه دوم میانگین مربعات خطا با استفاده از نرم افزار (R2008b) MATLAB تعیین شد.

در پژوهش حاضر، آماره‌های حداقل، حداکثر، انحراف معیار، میانه، میانگین و ضریب تغییرات ویژگی‌های خاک با استفاده از نرم‌افزار SPSS 19 تعیین شد. هم‌چنین برای بررسی همبستگی داده‌ها، از ضریب همبستگی پیرسون استفاده شد. نرمال‌بودن توزیع داده‌ها با آزمون معنی‌داری چولگی در سطح احتمال پنج درصد بررسی شد. در این روش اگر حاصل ضرب عدد دو در مقدار خطای چولگی از قدر مطلق مقدار چولگی بیش‌تر شود، داده‌ها از توزیع نرمال برخوردار بوده و در غیر این

نتایج و بحث

آماره‌های توصیفی و همبستگی‌ها

آماره‌های توصیفی ویژگی‌های مورد مطالعه در جدول (1) آمده است. ویژگی‌هایی که ضریب تغییرات زیاد (بیش‌تر از 50 درصد) داشتند، فاقد توزیع نرمال بودند. لذا سرعت نفوذ نهایی با لگاریتم طبیعی، پارامتر *a* معادله کوستیاکوف و پارامتر *S* معادله فیلیپ با روش معکوس کردن و پارامتر *A* با ریشه دوم، نرمال شدند. بر اساس طبقه‌بندی وایلدینگ و دریس (1983)، درصد شیب، ارتفاع، چگالی توده خاک، درصد سیلت، رس، و پارامتر *b* معادله کوستیاکوف دارای ضریب تغییرات کم ($CV < 15\%$)، درصد شن، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD)، ماده آلی، کربنات کلسیم، مقدار رطوبت اولیه دارای ضریب تغییرات متوسط ($15\% < CV < 35\%$) و بقیه ویژگی‌ها دارای ضریب تغییرات زیاد ($CV > 35\%$) بودند.

در بین ویژگی‌های هیدرولیکی، فیزیکی و شیمیایی، کم‌ترین ضریب تغییرات با مقدار 4/98 درصد برای چگالی توده خاک و بیش‌ترین ضریب تغییرات با مقدار 72/04 درصد برای پارامتر *S* معادله فیلیپ مشاهده شد. ضریب تغییرات کم ناشی از عوامل ذاتی خاک است در حالی که ضریب تغییرات زیاد می‌تواند ناشی از اثر ترکیبی عوامل مدیریتی (نظیر شخم و مصرف کود) و عوامل ذاتی (پستی و بلندی و وضعیت زهکشی) در منطقه باشد. افشار و همکاران (1388) نیز ضریب تغییرات کم را برای درصد سیلت و رس گزارش نمودند. ارساهین (2003) ضریب تغییرات کم برای چگالی توده خاک، متوسط برای کربنات کلسیم و ماده آلی و زیاد را برای سرعت نفوذپذیری گزارش نمود.

جدول 1- آماره‌های توصیفی ویژگی‌های مورد مطالعه

ویژگی‌ها	واحد	تبدیلات	حداقل	حداکثر	انحراف معیار	میان	میانگین	چولگی	ضریب تغییرات (%)
Slope	%	N	1	6	0/17	4	3/91	1/07	4/35
Elevation	m	N	1338	1414	23/09	1367	1371	0/3	0/03
a	-	N	0/43	3/18	0/66	0/75	1/02	2/17	64/59
b	-	N	0/68	0/97	0/06	0/82	0/81	0/24	7/21
S	cm min ^{-0.5}	N	0/4	4/09	0/89	0/92	1/24	2/19	72/04
A	cm min ⁻¹	N	0/11	0/71	0/16	0/23	0/3	1/09	54/34
IR	cm h ⁻¹	N	7/71	43/17	10/22	15/18	19/67	1/05	51/99
MWD	mm	LN	2/01	3/75	0/49	2/72	2/86	0/37	17
BD	g cm ⁻³	N	1/16	1/45	0/06	1/27	1/27	0/49	4/98
θ_i	g g ⁻¹	N	0/06	0/11	0/01	0/07	0/08	0/79	17/18
Sand	%	N	22/76	45/30	5/52	32/82	33/38	0/1	16/53
Silt	%	N	39/97	59/64	6	46/42	48/81	0/45	12/29
Clay	%	N	12/55	23/20	2/56	17/48	17/81	-0/03	14/40
OM	%	N	0/57	1/71	0/28	1/01	1/07	0/69	26/46
CCE	%	N	11/25	29	5/20	16/5	17/83	0/79	29/14

IR، سرعت نفوذپذیری نهایی اندازه‌گیری شده؛ *a* و *b*، پارامترهای معادله کوستیاکوف؛ *S* و *A*، به ترتیب پارامتر ضریب جذبی و آبگذری معادله فیلیپ؛ MWD، نمایه پایداری خاکدانه؛ BD، چگالی توده خاک؛ θ_i ، رطوبت اولیه؛ N، نرمال؛ LN، لگاریتم طبیعی؛ 1/x، معکوس داده؛ SQRT، ریشه دوم؛ OM، ماده آلی و CCE، کربنات کلسیم معادل.

وابستگی زیادی به موقعیت شیب دارد. تغییرات کربنات کلسیم در طول یک دامنه به فرآیندهای نفوذ آب و آبشویی آن به لایه‌های پایین (اسدی و همکاران، 2012) و نیز شدت فرسایش خاک که موجب از بین رفتن لایه سطحی و بالا آمدن لایه‌ی زیرین غنی از آهک می‌شود (پاپیرنیک و همکاران، 2005) وابسته است.

ماتریس همبستگی ساده بین ویژگی‌های مورد مطالعه در جدول (2) آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بین سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری شده و درصد ماده آلی همبستگی مثبت و معنی‌داری در سطح یک درصد مشاهده شده است که می‌تواند ناشی از تراکم سیستم ریشه‌ای باشد (حقیقی و همکاران، 2010). رشد ریشه گیاهان نقش بسیار مهمی را در انتقال جریان آب بازی نموده و رشد ریشه در ابتدا موجب کاهش نفوذپذیری شده ولی با گذشت زمان و پوسیده شدن ریشه‌ها، عبور آب از کانال‌های باقی‌مانده، سرعت نفوذ را افزایش می‌دهد (میک و همکاران، 1992).

در بین پارامترهای معادلات نفوذ، پارامتر a کوستیاکوف، A و S فیلیپ، ضریب تغییرات بالا و پارامتر b معادله کوستیاکوف ضریب تغییرات پایینی داشتند. ضریب تغییرات بالای پارامترهای معادلات نفوذ به‌جز پارامتر b معادله کوستیاکوف در مقایسه با سایر ویژگی‌های خاک نشان‌دهنده این است که فرآیند نفوذ غیریکنواخت‌تر از سایر ویژگی‌های خاک است. غیریکنواختی مکانی یکی از منابع تغییرات در ویژگی‌های هیدرولیکی خاک است (مالانتز و همکاران، 1997). به-ویژه تغییرات محلی (نقطه‌ای) ساختمان خاک که موجب غیریکنواختی کوتاه دامنه و فرآیندهای خاکساز (نظیر توپوگرافی) که موجب تغییر در مقیاس بزرگ‌تر در نفوذپذیری می‌شوند (زیمرمان و همکاران، 2013).

از آنجا که در این تحقیق اندازه‌گیری‌ها در طول یک زمین‌نما و در موقعیت‌های مختلف توپوگرافی انجام شد، برخی از این ضریب تغییرات بالا، کم و بیش مورد انتظار است. به عنوان مثال میزان کربنات کلسیم در پروفیل خاک به‌طور عام و در لایه سطحی به‌طور خاص

جدول 2- ماتریس همبستگی ساده بین ویژگی‌های مورد مطالعه

OM	Clay	Silt	Sand	θ_i	BD	MWD	IR	A	S	b	a	Elev	Slope	ویژگی خاک	
													0/501**	Elevation	
												0/462**	0/224	a	
												-0/419*	0/404*	0/164	b
												0/988**	0/374*	0/177	S
										0/435*	0/475**	0/544**	0/758**	0/344	A
								0/972**	0/573**	0/323	0/671**	0/766**	0/315*	IR	
							0/724**	0/683**	0/505**	0/136	0/585**	0/820**	0/255	MWD	
						0/459**	0/349*	0/384*	0/159	0/243	0/206	0/552**	0/174	BD	
					-0/084	-0/201	0/184	0/191	0/062	0/255	0/092	0/599**	0/569**	θ_i	
				0/069	0/178	0/127	-0/004	0/052	0/039	0/109	0/018	0/263	0/074	Sand	
		-0/904**	0/142	-0/261	-0/282	-0/008	-0/049	-0/058	-0/089	-0/04	-0/375*	-0/163	Silt		
	-0/394*	-0/037	-0/480**	0/228	0/386*	0/028	0/005	0/053	-0/026	0/055	0/312	0/223	Clay		
-0/337	0/170	-0/028	0/074	-0/084	0/259	0/543**	0/470**	0/335	0/067	0/381*	0/216	0/008	OM		
0/516**	0/123	0/106	-0/172	-0/111	0/363*	0/583**	0/626**	0/592**	0/252	0/264	0/319	0/594**	0/289	CCE	

** و * به ترتیب در سطح احتمال یک و پنج درصد؛ a و b، پارامترهای معادله کوستیاکوف؛ S و A، ضریب جذبی و آبگذری معادله فیلیپ؛ IR، سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری شده؛ MWD، نمایه پایداری خاکدانه؛ BD، چگالی توده خاک؛ θ_i ، رطوبت اولیه؛ OM ماده آلی و CCE، کربنات کلسیم معادل.

می‌رسد که عوامل مؤثر بر ساختمان خاک، چون ماده آلی و کربنات کلسیم که منجر به تشکیل خاکدانه‌های پایدار می‌شوند، نقش مهمی را در فرآیند نفوذپذیری نسبت به بافت خاک داشته باشند. پارامترهای معادلات نفوذ،

بین سرعت نفوذپذیری نهایی اندازه‌گیری شده و درصد اجزاء بافت خاک همبستگی معنی‌داری دیده نشد. نتایج مطالعات ارساهین (2003) نیز عدم همبستگی معنی‌دار بین این دو ویژگی را نشان می‌دهد. به نظر

یک ذره می‌تواند منجر به افزایش چگالی توده خاک شود. کاتلر و ارتگالاروسی (2006) نیز همبستگی مثبتی بین چگالی توده خاک و درصد خاکدانه‌های با قطر کم‌تر از 0/25 میلی‌متر مشاهده کردند.

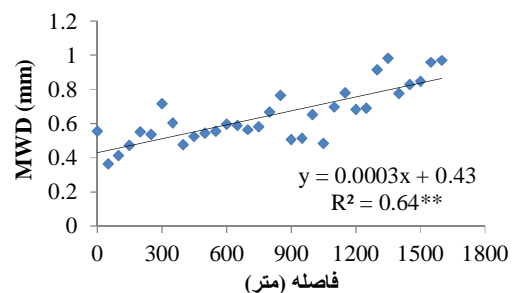
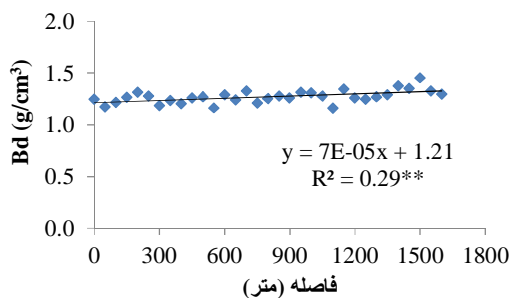
بین پارامتر a معادله کوستیاکوف و پارامتر S معادله فیلیپ همبستگی مثبتی ($P < 0.01$) دیده شد. با توجه به نتیجه، به نظر می‌رسد که پارامتر تجربی a در معادله کوستیاکوف می‌تواند معادل پارامتر S معادله فیلیپ بوده و به عنوان معیاری از توانایی خاک در جذب و نگهداری آب در نظر گرفته شود (کرمی و همکاران، 1391). بین پارامتر b معادله کوستیاکوف و پارامتر A معادله فیلیپ همبستگی مثبت و معنی‌داری در سطح یک درصد به‌دست آمد که مطالعات کرمی و همکاران (1391) نیز این همبستگی را در سطح معنی‌داری یک درصد نشان می‌دهد.

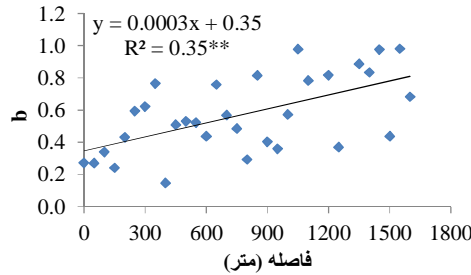
تغییرات مکانی

نتایج بررسی روند نشان داد که از بین ویژگی‌های مورد مطالعه، سه ویژگی MWD ، چگالی توده خاک و پارامتر b معادله کوستیاکوف دارای روند خطی ($P < 0.01$) بودند (شکل 2). بر این اساس، به نظر می‌رسد که گستردگی ماده مادری، حضور ریشه گیاهان و موقعیت‌های مختلف توپوگرافی از جمله پستی و بلندی‌های کوچک در منطقه مورد مطالعه، منجر به ایجاد روند در این ویژگی‌ها باشد. بعد از حذف روند، MWD با تبعیت از مدل نمایی دارای وابستگی مکانی متوسط بود. پارامتر b معادله کوستیاکوف و چگالی توده خاک با پیروی از مدل اثر قطعه‌ای تام، عدم وابستگی در مقیاس مورد مطالعه را نشان دادند.

رطوبت اولیه خاک، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها، چگالی توده خاک، میزان سیلت و درصد کربنات کلسیم معادل دارای همبستگی معنی‌داری با ارتفاع (موقعیت زمین‌نما) بودند. توپوگرافی عامل غالب مؤثر بر تغییرات ویژگی‌های خاک است، زیرا این عامل بر رواناب، زهکشی، خرداقلیم و فرسایش خاک و در نتیجه بر تشکیل خاک اثرگذار است (وانگ و همکاران، 2001). با توجه به فیزیک فرآیند نفوذ، برخلاف انتظار بین رطوبت اولیه و پارامترهای معادلات نفوذ (به‌ویژه پارامتر S معادله فیلیپ) همبستگی معنی‌داری مشاهده نشد. دلیل این امر را شاید تا حدودی بتوان به مقادیر پایین رطوبت خاک و کم بودن دامنه مقادیر رطوبت (بین 6 تا 11 درصد) و همچنین تغییرات رطوبت اولیه خاک با شیب و ارتفاع توجیه نمود. در این مورد به عنوان مثال، جینز و گیفورد (1981) معتقدند که پارامتر A معادله فیلیپ ممکن است در دامنه وسیعی از رطوبت اولیه خاک (مقادیر پایین) تقریباً ثابت بماند. از سوی دیگر تغییرات (همبستگی معنی‌دار) ویژگی‌های مختلف خاک و از جمله رطوبت اولیه خاک با شیب و ارتفاع در تحقیق حاضر می‌تواند اثر غالبی داشته و سایر همبستگی را تحت تأثیر قرار داده باشد.

رابطه بین سرعت نفوذ و MWD به عنوان نمایه‌ی پایداری خاکدانه، مثبت و معنی‌داری (در سطح یک درصد) بود. این موضوع در مطالعه حقیقی و همکاران (2010) نیز نشان داده شده است. همبستگی بین MWD با درصد رس و کربنات کلسیم نیز مثبت بود که با نتایج بوایکس‌فایوس و همکاران (2001) و بواجیلا و گالالی (2008). بر خلاف انتظار، بین MWD و چگالی توده خاک رابطه مثبت و معنی‌دار به‌دست آمد. به نظر، کم بودن مقدار ماده آلی و حضور کربنات کلسیم به عنوان





شکل 2- نمودار و معادلات برای بررسی ویژگی‌های دارای روند؛ الف، میانگین وزنی قطر خاکدانه؛ ب، چگالی توده خاک و ج، پارامتر b معادله کوستیاکوف

شده می‌تواند ناشی از تفاوت فواصل نقاط اندازه‌گیری شده و وسعت منطقه مورد مطالعه باشد. هم‌چنین نتایج برای پارامترهای معادله نفوذ نشان می‌دهد که ضریب a معادله کوستیاکوف وابستگی مکانی متوسط، پارامتر b معادله کوستیاکوف و پارامتر S معادله فیلیپ فاقد وابستگی مکانی و پارامتر A معادله فیلیپ دارای وابستگی مکانی قوی در مقیاس مورد مطالعه می‌باشند.

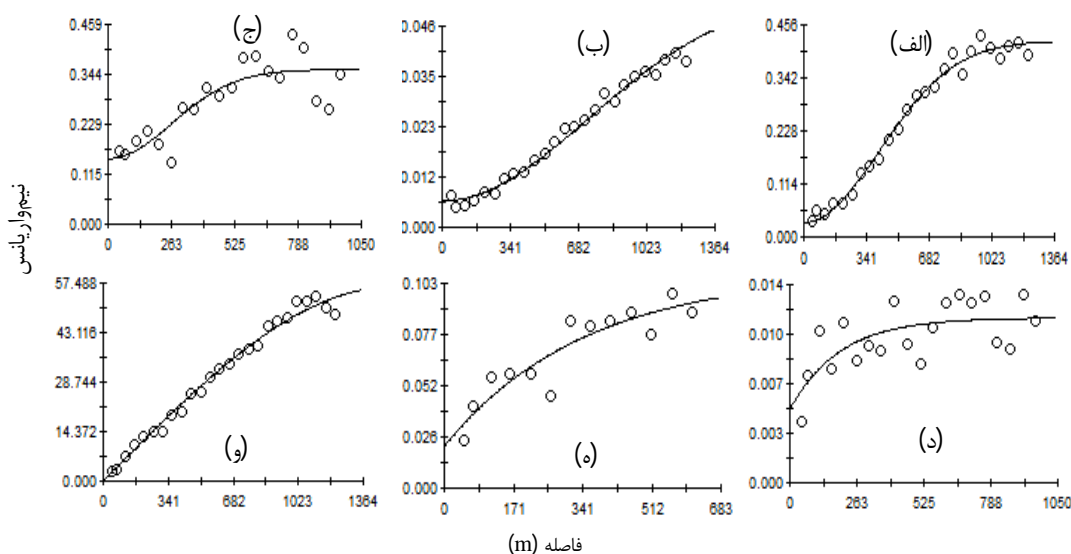
پارامتر S معادله فیلیپ از مدل اثر قطعه‌ای تام پیروی نموده که فاقد وابستگی مکانی در مقیاس مورد مطالعه می‌باشد در حالی که سپاسخواه و همکاران (2005)، مدل کروی را در فواصل کوتاه گزارش دادند. نیم-تغییرنمای شن و سیلت از مدل کروی با وابستگی مکانی قوی ولی رس از مدل گوسی با وابستگی مکانی متوسط تبعیت نمود. اقبال و همکاران (2005) برای درصد شن مدل نمایی با وابستگی مکانی قوی و برای درصد رس مدل نمایی با وابستگی متوسط از پیروی MWD از مدل نمایی با وابستگی متوسط و کرنات کلسیم از مدل کروی با وابستگی مکانی قوی می‌باشد. مطالعات فروغی‌فر و همکاران (1390) نشان داد که ویژگی‌های فیزیکی مانند بافت خاک، چگالی توده خاک و پایداری خاکدانه از مدل کروی، ویژگی‌های شیمیایی کربن آلی از مدل کروی و آهک از اثر قطعه‌ای پیروی می‌کنند. مطالعات کلکلی و همکاران (1393) نشان‌دهنده کلاس وابستگی متوسط برای ویژگی‌های شن، سیلت، رس و کرنات کلسیم بوده که تمام ویژگی‌های مورد مطالعه آنها از مدل کروی پیروی کردند.

نتایج بررسی و مدل‌سازی نیم‌تغییرنمای ویژگی‌های مورد مطالعه در جدول (4) آمده است. در شکل (3) نیز نیم‌تغییرنماهای مدل‌شده برخی از ویژگی‌ها به صورت انتخابی ارائه شده است. در بین ویژگی‌های مورد بررسی، اثر قطعه‌ای برای کرنات کلسیم 0/17 درصد می‌باشد. مقدار بسیار کم درصد اثر قطعه‌ای کرنات کلسیم می‌تواند ناشی از وابستگی مکانی قوی در فواصل کوتاه دامنه برای این ویژگی باشد. در بین ویژگی‌های مورد مطالعه، تنها کرنات کلسیم، درصد شن و سیلت از مدل کروی پیروی کردند (جدول 4). مدل کروی معمول‌ترین مدل‌های برازش یافته به ویژگی‌های خاک است (میلر و همکاران، 1988). پارامترهای b معادله کوستیاکوف، S معادله فیلیپ و چگالی توده خاک از مدل قطعه‌ای تام پیروی کردند. وجود مدل قطعه‌ای بیان‌گر عدم وابستگی مکانی ویژگی مورد مطالعه در مقیاس مورد مطالعه و غلبه کامل بخش بدون ساختار مولفه تصادفی متغیر ناحیه‌ای به بخش ساختار دار آن است. مدل برازش‌شده به نیم‌تغییرنمای سرعت نفوذ، گوسی با دامنه 580 متر بود. دامنه ویژگی‌های خاک تابعی از مقیاس مورد مطالعه، فاصله نمونه برداری و موقعیت زمین‌نما می‌باشد که با افزایش دامنه ساختار مکانی ویژگی نیز گسترده‌تر می‌باشد. ارساهین (2003) مدل کروی با دامنه 165 متر را برای نیم‌تغییرنمای سرعت نفوذ اندازه‌گیری شده در 50 نقطه در منطقه‌ای به وسعت 8/5 هکتار را گزارش داد. متقیان و همکاران (1387) با بررسی سرعت نفوذ در 111 نقطه با حداقل فاصله 150 متری در منطقه‌ای به وسعت 97 کیلومتر مربع، دامنه 3639 متر را گزارش دادند. تفاوت دامنه‌های گزارش

جدول 4- پارامترهای نیم تغییر نما ویژگی‌های مورد مطالعه

ویژگی خاک	مدل	اثر قطعه‌ای	سقف	دامنه تأثیر (m)	R ²	RSS	اثر همبستگی مکانی (%)	کلاس
A	گوسی	0/150	0/354	373	0/732	0/039	42/37	متوسط
B	قطعه‌ای تام	0/003	0/003	-	-	-	-	-
S	قطعه‌ای تام	0/269	0/283	-	-	-	-	-
A	گوسی	0/006	0/053	1028	0/986	5/214*10 ⁻⁵	11/32	قوی
IR	گوسی	0/031	0/421	580	0/987	6/243*10 ⁻³	7/36	قوی
MWD	نمایی	0/008	0/017	1600	0/025	1/366*10 ⁻⁴	47/05	متوسط
BD	قطعه‌ای تام	0/003	0/003	-	-	-	-	-
θ _i	گوسی	0/483	2/867	347	0/951	0/428	16/84	قوی
Sand	کروی	3/87	33/44	271	0/623	450	11/57	قوی
Silt	کروی	3/5	37/8	293	0/750	358	9/25	قوی
Clay	گوسی	2/68	9/24	248	0/828	14/4	29	متوسط
OM	نمایی	0/021	0/108	345	0/832	1/017*10 ⁻³	19/44	قوی
CCE	کروی	0/1	56/33	1511	0/987	89	0/17	قوی

a و b، پارامترهای معادله کوستیاکوف؛ S و A، ضریب جذبی و عامل انتقال؛ IR، سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری؛ MWD، میانگین وزنی قطر خاکدانه؛ BD، چگالی توده خاک؛ θ_i، رطوبت اولیه؛ OM، ماده آلی و CCE، کرنات کلسیم معادل؛ R²، ضریب تبیین و RSS، مجموع مربعات باقی مانده.



شکل 3- نیم تغییر نماهای برخی ویژگی‌های خاک؛ (الف) سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری، (ب) پارامتر a معادله کوستیاکوف، (ج) پارامتر A معادله فیلیپ (LT⁻¹)، (د) پایداری خاکدانه (MWD)، (ه) ماده آلی و (و) کرنات کلسیم معادل

(1994) نشان می‌دهد که وابستگی مکانی قوی ممکن است با تغییرات ذاتی خاک و وابستگی مکانی ضعیف‌تر با تغییرات غیرذاتی کنترل شود. بنابراین به صورت کلی

دامنه تأثیر ویژگی‌های مورد مطالعه از 248 متر برای درصد رس تا 1600 متر برای میانگین وزنی قطر خاکدانه در نوسان می‌باشد. مطالعات کامبردلا و همکاران

می‌توان بیان داشت که تفاوت در تغییرپذیری ویژگی‌های خاک به تأثیر فرآیندهای خاکسازي و مدیریت اراضی هر منطقه برمی‌گردد. بر اساس نتایج نیم‌تغییرنما و برآزش مدل به آن شاید بتوان ویژگی‌ها را بر اساس دامنه تأثیر (همبستگی) به دو گروه تقسیم نمود که در گروه اول دامنه تأثیر (همبستگی) در محدوده 580-248 متر و در گروه دوم دامنه تأثیر (همبستگی) در محدوده 1600-1028 متر قرار دارد. در گروه اول، ویژگی‌های سرعت نفوذ اندازه-گیری شده، اجزاء بافت، مقدار رطوبت اولیه و ماده آلی قرار دارد که دامنه همبستگی کوتاه‌تر آن‌ها می‌تواند ناشی از توزیع متفاوت توپوگرافی و پستی و بلندی‌های کوچک در مقیاس مورد مطالعه باشد. ولی در گروه دوم، ویژگی‌های کربنات کلسیم و پایداری خاکدانه قرار دارند که دامنه زیاد آن می‌تواند ناشی از گستردگی مواد مادری در محدوده مورد مطالعه باشد. هم‌چنین در مورد ویژگی‌هایی چون چگالی توده خاک و پارامتر b معادله کوستیاکوف که از مدل اثر قطعه‌ای تام پیروی می‌کنند، در صورت انجام نمونه‌برداری در فاصله کم‌تر از فاصله نمونه‌برداری در پژوهش حاضر، ساختار مکانی از خود نشان می‌دهند.

نتیجه‌گیری

آگاهی از تغییرات مکانی ویژگی‌های خاک از جمله سرعت نفوذپذیری و برآورد پارامترهای آن کمک شایانی به درک فرآیندهای حاکم بر خاک در زمین‌نما می‌کند. تجزیه و تحلیل آمار توصیفی ویژگی‌ها نشان‌دهنده بیش-ترین ضریب تغییرات برای پارامتر S معادله فیلپ با مقدار 72 درصد و کم‌ترین ضریب تغییرات با مقدار 7/2 درصد برای پارامتر b معادله کوستیاکوف می‌باشد. نتایج نشان داد که از میان ویژگی‌های هیدرولیکی سرعت نفوذ اندازه‌گیری شده و پارامتر A معادله فیلپ دارای وابستگی مکانی قوی بوده و بیش‌تر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی نیز دارای وابستگی مکانی متوسط تا قوی می‌باشند.

فهرست منابع:

1. افشار، ح.، م.ح. صالحی، ج. محمدی و ع.م. محنت‌کش. 1388. تغییرپذیری مکانی ویژگی‌های خاک و عملکرد گندم آبی در یک نقشه تناسب کمی (مطالعه موردی: منطقه شهر کبان، استان چهار و محال بختیاری). مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد 23، شماره 2، صفحه: 161-175.
2. فروغی‌فر، ح.، ع.ا. جعفرزاده، ح. ترابی گلسفیدی، ن.ع. اصغرزاده، ن. تومانیان و ن. دواتگر. 1390. تغییرات مکانی برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک سطحی در شکل‌های اراضی مختلف دشت تبریز. نشریه دانش آب و خاک، جلد 21، شماره 3، صفحه: 1-20.
3. کریمی، ع.، م. همایی، م. بای‌وردی، م. محمودیان شوشتری و ن. دوات‌گر. 1391. پراکنش مکانی پارامترهای نفوذ آب به

وابستگی مکانی قوی ناشی از ویژگی‌های ذاتی خاک مانند بافت و کانی‌شناسی بوده و کم‌تر تحت تأثیر ویژگی‌های غیر ذاتی مانند مدیریت و کوددهی می‌باشد. در این میان وابستگی مکانی قوی کربنات کلسیم می‌تواند ناشی از گستردگی مواد مادری منطقه مورد مطالعه باشد. عدم توزیع نرمال برای اغلب ویژگی‌های هیدرولیکی مورد مطالعه در پژوهش حاضر می‌تواند ناشی از اثر توپوگرافی، عملیات شخم و حضور ریشه گیاهان باشد. نرمال بودن توزیع ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک نیز می‌تواند ناشی از عوامل ذاتی خاک باشد. عدم وجود رابطه معنی-دار بین ویژگی‌های هیدرولیکی با اجزاء بافت خاک می‌تواند ناشی از تحت تأثیر قرار گرفتن این ویژگی‌ها از عوامل مؤثر بر پایداری ساختمان خاک چون ماده آلی و کربنات کلسیم در منطقه مورد مطالعه باشد. در بخش ویژگی‌های هیدرولیکی، اغلب ویژگی‌ها از مدل گوسی، در بخش ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی نیز اغلب ویژگی‌ها به ترتیب از مدل اثر قطعه‌ای تام و کروی پیروی نمودند. اغلب ویژگی‌های مورد مطالعه دارای وابستگی مکانی متوسط تا قوی می‌باشد که نشان‌دهنده غالب بودن بخش واریانس مکانی به واریانس تصادفی می‌باشد. هم-چنین در مورد ویژگی‌هایی که از مدل اثر قطعه‌ای تام پیروی می‌کنند، در صورت انجام نمونه‌برداری در فاصله کم‌تر از فاصله نمونه‌برداری در پژوهش حاضر، ساختار مکانی از خود نشان می‌دهند. با توجه به نتایج تحقیق مبنی بر غیریکنواختی ویژگی‌های خاک و از جمله نفوذپذیری در یک زمین‌نما و تغییرات مکانی آن، کاربرد مؤثر و کارآمد مدل‌های برآورد رواناب و فرسایش و رسوب در مقیاس دامنه و حوضه‌های آبخیز مستلزم درک این غیریکنواختی و شناسایی تغییرات مکانی ویژگی‌های خاکو مدل‌سازی آن است.

- خاک در مقیاس ناحیه‌ای. نشریه دانش آب و خاک، جلد 22، شماره 1، صفحه: 17-31.
4. کلکلی، م.، ع. کریمی، غ. م. حق‌نیا، ع. اسفندیارپور. 1393. مقایسه زمین‌آماری و مرسوم در تعیین تغییرات برخی از ویژگی‌های خاک سطحی (مطالعه موردی: جیرفت، استان کرمان). نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد 28، شماره 2، خرداد-تیر، صفحه: 353-364.
5. متقیان، ح.م.، ا. کریمی و ج. محمدی. 1387. تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی برخی از ویژگی‌های فیزیکی و هیدرولیکی خاک در مقیاس حوزه آبخیز. مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد 22، شماره 2، صفحه: 432-446.
6. Asadi, H., A. Raeisvandi, B. Rabiei, and H. Ghadiri. 2012. Effect of land use and topography on soil properties and agronomic productivity on calcareous soils of a semiarid region, Iran. *Land Degradation and Development*, 23: 496-504.
7. Balasundram, S.K., M.H.A. Husni, and O.H. Ahmed. 2008. Application of geostatistical tools to quantify spatial variability of selected soil chemical properties from a cultivated tropical peat. *Journal of Agronomy*, 7(1): 82-87.
8. Bevington, J., D. Piragnolo, P. Teatini, G. Vellidis, and F. Morari. 2016. On the spatial variability of soil hydraulic properties in a Holocene coastal farmland. *Geoderma* 262: 294-305.
9. Biox-Fayos, C., A. Calvo-Cases, A.C. Imeso, and M.D. Soriano-Soto. 2001. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *Catena*, 44: 47-67.
10. Bouajila, A., and T. Gallali. 2008. Soil organic carbon fractions aggregate stability in carbonated and no carbonated soils Tunisia. *Journal of Agronomy*, 7: 127-137.
11. Buczko, U., S. Bachmann, M. Gropp, G. Jurasinski, and S. Glatzel. 2015. Spatial variability at different scales and sampling requirements for in situ soil CO₂ efflux measurements on an arable soil. *Catena* 131: 46-55.
12. Cambardella, C.A., T.B. Moorman, J.M. Novak, T.B. Parkin, D.L. Karlen, R.F. Turco, and A.E. Konopka. 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. *Soil Science Society of America Journal*, 58: 1501-1511.
13. Cohen, M.J., E.J. Dunne, and G.L. Bruland. 2008. Spatial variability of soil properties in cypress domes surrounded by different land uses. *Wetlands* 28: 411-422.
14. Cotler, H., and M.P. Ortega-Larrocea. 2006. Effect of land use on soil erosion in a tropical dry forest ecosystem, Chamela watershed, Mexico. *Catena*, 65: 107-117.
15. Dingman, S.L. 2002. *Physical Hydrology*. 2nd ed. Ed Prentice-Hall Inc., USA, pp. 220-271.
16. Ersahin, S. 2003. Comparing ordinary kriging and cokriging to estimate infiltration rate. *Soil Science Society of America Journal*, 67: 1848-1855.
17. Gardner, W.H. 1986. Water Content. p. 493-544. In: A. Klute (ed.) *Methods of Soil Analysis*. Part 1. 2nd ed. Physical and Mineralogical Methods. Agronomy. Monogr. No. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
18. Gregory, J. H., M. D. Dukes, G. L. Miller, and P. H. Jones. 2005. Analysis of double-ring infiltration techniques and development of a simple automatic water delivery system. Online, *Applied Turfgrass Science* Doi: 10.1094/ATS-2005-0531-01-MG.
19. Grossman, R.B., and T.G. Reinsch. 2002. Bulk density and linear extensibility. p. 202-228. In J.H. Dane and G.C. Topp (eds.) *Methods of soil analysis*. Part 4. Physical methods. Soil Science of America Book Series, No. 5. ASA and SSSA, Madison, WI.
20. Haghghi, F., M. Gorji, and M. Shorafa. 2010. A study of the effects of land use change on soil physical properties and organic matter. *Land Degradation and Development*, 21(5): 496-502.

21. Huang, M., J.D. Zettle, S. Lee Barbour, and D. Pratt. 2016. Characterizing the spatial variability of the hydraulic conductivity of reclamation soils using air permeability. *Geoderma*, 262: 285-293.
22. Iqbal, J., J.A.Thomasson, J.N. Jenkins, P.R Owens, and F.D. Whisler. 2005. Spatial variability analysis of soil physical properties of alluvial soils. *Soil Science Society of America Journal*, 69: 1338-1350.
23. Kostiakov, A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for the purposes of amelioration. In: *Transactions of the 6th Commission of the International Society of Soil Science*, Moscow, Russia, pp. 17-21.
24. Liu, Z., W. Zhou, J. Shen, P. He, Q. Lei, and G. Liang. 2014. A simple assessment on spatial variability of rice yield and selected soil chemical properties of paddy fields in South China. *Geoderma*, 235-236: 39-47.
25. Mallants, D., B. Mohanty, A. Vervoot, and J. Feyen. 1997. Spatial analysis of saturated hydraulic conductivity in a soil with macropores. *Soil Technol.* 10: 115–131.
26. Meek, B.D., E.R. Rechel, L.M. Carter, W.R. DeTar, and A.L. Urie. 1992. Infiltration rate of a sandy loam soil: Effect of traffic, tillage, and plant roots. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 908-913.
27. Mubarak, I., R. Angulo-Jaramillo, J. C. Mailhol, P. Ruelle, M. Khaledian, and M. Vauclin. 2010. Spatial analysis of soil surface hydraulic properties: Is infiltration method dependent? *Agricultural Water Management* 97: 1517–1526.
28. Najafian, A., M. Dayani, H.R. Motaghian, and H. Nadian. 2012. Geostatistical assessment of the spatial distribution of some chemical properties in calcareous soils. *Journal of Integrative Agriculture*, 11(10): 1729-1737.
29. Nielsen, R., and O. Wendroth. 2003. *Spatial and temporal statistics (Sampling field soils and their vegetation)*. Germany: Geoscience publisher.
30. Nimmo, J.R., and K.S. Perkins. 2002. Aggregate stability and size distribution. p. 317-328. In A.D. Warren (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods*. Soil Science Society of America Journal, Inc.
31. Papanicolaou, A.N., M. Elhakeem, C.G. Wilson, C.L. Burras, L.T. West, H. Lin, B. Clark, and B.E. Oneal. 2015. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity at the hillslope scale: Understanding the role of land management and erosional effect. *Geoderma* 243–244: 58–68.
32. Papiernik, S.K., M.J. Linstorm, J.A. Schumacher, A. Farenhorst, K.D. Stephens, T.B. Schumacher, and D.A. Lobb. 2005. Variation in soil properties and crop yield across an eroded prairie landscape. *Journal of Soil and Water Conservation*, 60(6): 388-395.
33. Philip, J.R. 1957. The theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Science*, 84: 257-264.
34. Sepaskhah, A.R., S.H. Ahmadi, and A.R. Nikbakht Shahbazi. 2005. Geostatistical analysis of sorptivity for a soil under tilled and no-tilled conditions. *Soil and Tillage Research*, 83(2): 237-245.
35. Sharma, M.L., G.A. Gander and C.G. Hunt. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology*, 45: 101-122.
36. Sparks, D. 1996. *Methods of Soil Analysis. Part III. Chemical Methods*. SSSA book Series, No. 5. Soil Science Society of America, Madison, WI.
37. Wang, J., B. Fu, Y. Qiu, and L. Chen. 2001. Soil nutrients in relation to land use and landscape position in semi-arid small catchment of the loess plateau in China. *J. Arid Environ.* 48: 537–550.
38. Wilding, L.P., and L.R. Drees. 1983. Spatial variability and pedology In: L.P. Wilding, N. E. Smeck, and G. F. Hall, (ed.) *Pedogenesis and Soil Taxonomy: 1. Concepts and*

- interactions. Elsevier, New York, p. 83-116.
39. Xin Z., Y. Qin, and X. Yu. 2016. Spatial variability in soil organic carbon and its influencing factors in a hilly watershed of the Loess Plateau, China. *Catena* 137: 660–669.
 40. Xiong, Z., S. Li, L. Yao, G. Liu, Q. Zhang, and W. Liu. 2015. Topography and land use effects on spatial variability of soil denitrification and related soil properties in riparian wetlands. *Ecological Engineering* 83: 437–443.
 41. Zimmermann, A., D. Schinn, T. Francke, H. Elsenbeer, and B. Zimmermann. 2013. Uncovering patterns of near-surface saturated hydraulic conductivity in an overland flowcontrolled landscape. *Geoderma* 196: 1–11.
 42. Zolfaghari, Z., Sh. Ayoubi, and M.R. Mosaddeghi. 2015. Spatial variability of some soil shrinkage indices in hilly calcareous region of western Iran. *Soil and Tillage Research.*, 150: 180-191.

