

تجزیه و تحلیل تغییرات مکانی برخی از ویژگی‌های فیزیکی و هیدرولیکی خاک در مقیاس حوزه آبخیز

حمیدرضا متقیان - احمد کریمی* - جهانگرد محمدی^۱

تاریخ دریافت: ۸۷/۴/۲

تاریخ پذیرش: ۸۷/۸/۶

چکیده

تفسیر تغییرات مکانی خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی در مقیاس حوزه آبخیز یکی از فاکتورهای اساسی در مدل‌سازی خصوصیات هیدرولوژیکی، طراحی‌ها و تصمیم‌گیری‌ها است. این تحقیق با هدف تجزیه و تحلیل توزیع مکانی توزیع اندازه ذرات خاک (مقادیر شن، سیلت و رس)، چگالی ظاهری (ρ_b)، سرعت نفوذ (IR) و هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) در حوزه آبخیز مرغملک (زیرحوزه زاینده رود) انجام گرفت. در این تحقیق ۱۱۱ نمونه خاک بر روی شبکه شبه منظم با فواصل ۱ کیلومتری از خاک سطحی از عمق ۰-۳۰ سانتی‌متر حوزه برای تعیین توزیع اندازه‌های ذرات تهیه گردید. سرعت نفوذ با استفاده از استوانه مضاعف در محل نمونه‌برداری انجام شد. نمونه‌های دست نخورده برای تعیین هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار افتان و چگالی ظاهری تهیه و به آزمایشگاه منتقل گردید. نتایج نشان داد حداکثر ضریب تغییرات برای سرعت نفوذ (۷۲ درصد) و هدایت هیدرولیکی اشباع (۶۷ درصد) است و حداقل ضریب تغییرات (۸ درصد) برای چگالی ظاهری به دست آمد. آنالیز آماری داده‌ها نشان داد بین مقادیر IR در دو شکل اراضی مختلف (فلات و دشت‌های آبرفتی) تفاوت آماری معنی‌داری ($p < 0/05$) وجود دارد. در کاربری‌های مختلف نظیر مراتع طبیعی و اراضی دیم‌کاری، بین مقادیر میانگین داده‌های سرعت نفوذ تفاوت آماری معنی‌داری مشاهده نشد. نتایج متمایزی برای K_s به دست آمد. ضریب همبستگی بین IR با K_s (۰/۶۵)، بین IR با چگالی ظاهری (۰/۳۸) و بین IR با مقدار رس (۰/۳۷-) به دست آمد. این ضریب بین K_s با چگالی ظاهری (۰/۴۰) و بین K_s با مقدار رس (۰/۳۱-) به دست آمد. نتایج تجزیه و تحلیل زمین آماری نشان داد که مؤلفه ساختاری وابستگی مکانی بر مؤلفه تصادفی غالب است. کل متغیرها وابستگی مکانی متوسط تا قوی نشان دادند.

واژه‌های کلیدی: سرعت نفوذ، کریجینگ، هدایت هیدرولیکی اشباع، تغییرات مکانی و تغییرنا

مقدمه

مکانی خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی بر رفتارهای هیدرولوژیکی، انتقال آب و رسوب به آب‌های سطحی و زیرسطحی مؤثر است. تغییرات مکانی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی در مقیاس حوزه آبخیز اساساً تحت تأثیر خصوصیات نظیر زمین‌شناسی، شکل‌های اراضی و عوامل شکل‌دهنده خاک بوده که بر فاکتورهای نظیر مدیریت‌های

تغییرات مکانی یکی از مؤلفه‌های مهم در درک تأثیر مدیریت خاک در نواحی با اقلیم‌های متفاوت است. توزیع

۱- به ترتیب دانشجوی کارشناس ارشد، استادیار و دانشیار خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهرکرد

* نویسنده مسئول: karimi1342@yahoo.com Email:

کریجینگ و کوکریجینگ برای الگوبندی خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک استفاده نموده‌اند (۶، ۸، ۱۱، ۱۷، ۲۰، ۲۲، ۲۴، ۲۵، ۲۸ و ۳۱). ویرا و همکاران (۳۰) تغییرات مکانی سرعت نفوذ را با استفاده از تکنیک‌های زمین آماری بررسی کرده و دامنه ۵۰ متر را برای ۱۲۸۰ اندازه‌گیری سرعت نفوذ گزارش کردند. ایکبال و همکاران (۱۷) در پژوهشی برای آنالیز تغییرات مکانی خصوصیات فیزیکی خاک آبرفتی، از ۲۰۹ پروفیل خاک از ۱۸ ترانسکت موازی هم با فواصل ۸۰ متر بین نمونه‌ها اقدام به نمونه‌برداری کردند. در این تحقیق تعیین مقدار تغییرات مکانی خصوصیات فیزیکی خاک و الگوی فواصل نمونه برداری در دشتهای آبرفتی در سه لایه مد نظر بود. بیشترین مقدار اثر قطعه‌ای^۶ برای هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) و چگالی ظاهری (ρ_b) لایه سطحی به دست آمد. آن‌ها برای هدایت هیدرولیکی اشباع، چگالی ظاهری، درصد شن و رس لایه سطحی به ترتیب دامنه ۹۴، ۱۰۶، ۲۱۸ و ۴۲۱ متر را گزارش کردند. کل متغیرهای بیان شده با استفاده از مدل نظری نمایی مدل‌سازی شدند. هاس و همکاران (۱۴) تغییرات مکانی سرعت نفوذ در حالت پایا را در مقیاس‌ها و در چشم‌اندازهای مختلف اراضی^۷ در زمین‌های کشاورزی مطالعه کردند. آن‌ها بر تغییرنماهای تجربی همه نمونه‌ها در چشم‌اندازهای مختلف زمین‌های کشاورزی، مدل خطی برازش دادند. عالمی و همکاران (۴) تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی را در محدوده‌ای به مساحت ۷۸ کیلومتر مربع در آذربایجان مورد بررسی قرار دادند. ایشان هدایت هیدرولیکی را در ۳۱۵ نقطه بر روی شبکه منظم اندازه‌گیری و وضعیت همبستگی مکانی آن‌ها را مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها دامنه همبستگی مکانی ۳ کیلومتر را برای این

مختلف بهره‌برداری از زمین تأثیرگذار هستند. بر این اساس مطالعه تغییرات مکانی خاک سطحی در مقیاس وسیع اهمیت دارد.

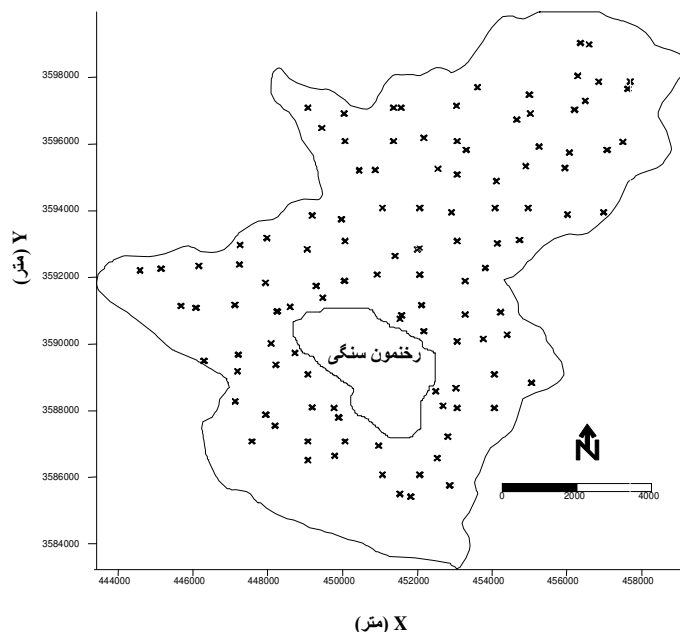
سرعت نفوذ^۱ (IR) و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک^۲ (K_s) بیشترین تغییرات زمین آماری^۳ و آماری را در بین خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک دارند (۵، ۱۱، ۲۰ و ۲۹). تغییرپذیری خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی باید با توجه به تغییرات فرآیندهای محیطی در مقیاس‌های مختلف مکانی و زمانی مورد نظر قرار گیرد (۲۱). مطالعات درباره سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع در محدوده‌های وسیع بسیار کم است. اغلب مطالعات سطح کم را مورد توجه قرار داده‌اند (۱۴، ۱۷، ۲۷ و ۳۱). به علت تغییرات در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع در مناطق پهناور از مقادیر بسیار کم تا بسیار زیاد تغییر می‌کنند. تغییرات مکانی در خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک از جمله سرعت نفوذ، هدایت هیدرولیکی اشباع و سایر فاکتورهای اندازه‌گیری شده با استفاده از زمین آمار و آمار کلاسیک قابل تبدیل به صورت کمی می‌باشد. علاوه بر این همبستگی بین این خصوصیات و دیگر متغیرهای اندازه‌گیری شده خاک برای تخمین دقیق‌تر سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع مفید است. روش عمومی در توصیف و مدل‌سازی پیوستگی مکانی متغیرهای هیدرولیکی و فیزیکی خاک استفاده از مدل تصادفی^۴ (در مقابل مدل جبری) است. در مدل‌سازی تصادفی، فرض بر این است که داده‌ها نتیجه فرآیندهای تصادفی هستند و واریانس را می‌توان به صورت توابع ریاضی نظیر تغییرنما^۵ ارائه داد. پژوهشگران متعددی از تغییرنماها و تکنیک‌های

- 1 - Infiltration rate
- 2 - Saturated hydraulic conductivity
- 3 - Geostatistics
- 4 - Stochastic model
- 5 - Variogram

6 - Nugget effect
7 - Landscape

ظاهری و توزیع اندازه‌ای ذرات دارای تغییرات مکانی وابسته به مقیاس نمونه برداری هستند. بنابراین تعیین مقیاس برای تعیین کمی تغییرات مکانی خصوصیات خاک قبل از تصمیم گیری، طراحی و استفاده از مدیریت‌های مختلف ضروری است. این تحقیق با هدف تعیین تغییرات مکانی برخی خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک سطحی و بررسی امکان ارتباط بین سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع با خصوصیات فیزیکی خاک که به سادگی قابل دسترس بوده، در مقیاس حوزه آبخیز در منطقه نیمه خشک انجام گرفت.

خصوصیت خاک گزارش کردند. فتحی و همکاران (۳) تغییرات مکانی هدایت هیدرولیکی اشباع را در سطح ۵/۴ هکتار در خاک‌های اصفهان بررسی کردند. آن‌ها گزارش کردند که در ۷۵ نمونه خاک، ضریب تغییرات هدایت هیدرولیکی اشباع بسیار زیاد (۶۷٪) بود و این عدم کفایت آمار کلاسیک را در بررسی تغییرات مکانی این فاکتور مشخص می‌کند. سویراج و همکاران (۲۷) دامنه ۲۵ متر را برای هدایت هیدرولیکی اشباع گزارش کردند. با توجه به نتایج تحقیق‌های انجام شده می‌توان گفت که خصوصیات خاک نظیر سرعت نفوذ، هدایت هیدرولیکی اشباع، چگالی



(شکل ۱) - الگوی نمونه برداری و موقعیت نمونه‌ها در منطقه مورد مطالعه.

دشت‌های آبرفتی دارای شیب ملایم بوده و فعالیت‌های کشاورزی در آن چندان گسترده و توسعه یافته نیست. منطقه دارای کاربری‌های کشت دیم، مراتع و کشت آبی بود ولی به دلیل کم بودن وسعت کشت‌های آبی و قرار نگرفتن نقاط نمونه برداری در آن، دو کاربری عمده کشت دیم و مراتع در نظر گرفته شدند. بارش متوسط سالانه ۴۰۰ میلی‌متر که

مواد و روش‌ها

این تحقیق در حوزه آبخیز مرغملک از زیرحوزه‌های زاینده‌رود با مساحت ۹۷ کیلومتر مربع (با حذف کوه‌ها) در سال ۱۳۸۶ انجام شد. کوه‌ها و تپه‌ها بیش از ۵۰ درصد سطح حوزه را می‌پوشانند. مهمترین شکل‌های اراضی منطقه فلات و دشت‌های آبرفتی به همراه تعدادی تپه است. در این منطقه

بیشتر در زمستان و بهار اتفاق می‌افتد. دمای متوسط سالانه در منطقه ۲۳ درجه سانتی‌گراد با حداقل ۳/۸ و حداکثر ۳۰/۷ درجه سانتی‌گراد است (۲).

نمونه‌برداری از خاک سطحی به صورت شبکه شبه منظم با فواصل ۱ کیلومتری و از عمق ۳۰-۰ سانتی‌متر انجام شد. تعداد کل نمونه‌ها ۱۱۱ عدد و حداقل فاصله بین نمونه‌ها ۱۵۰ متر بود. بر روی نمونه‌های تهیه شده توزیع اندازه‌ای ذرات خاک تعیین شد. چگالی ظاهری با استفاده از سیلندرهای فلزی به قطر ۶ سانتی‌متر و ارتفاع ۵ سانتی‌متر (۱۲) و هدایت هیدرولیکی اشباع به روش بار افتان (۱۹) اندازه‌گیری شدند. نفوذپذیری خاک با استفاده از استوانه‌های مضاعف با قطر داخلی ۳۰ سانتی‌متر و قطر خارجی ۴۵ سانتی‌متر اندازه‌گیری گردید. موقعیت نمونه‌ها در (شکل ۱) نشان داده شده است.

با استفاده از آمار کلاسیک توصیف آماری داده‌ها شامل میانه، میانگین، حداقل، حداکثر، انحراف استاندارد و ضریب تغییرات برای همه متغیرها محاسبه گردید. آزمایش نرمال بودن متغیرها به روش کولموگروف-اسمیرنوف^۱ انجام شد (۱۰). علاوه بر آن ضریب همبستگی پیرسون^۲ بین خصوصیات هیدرولیکی خاک و سایر پارامترهای اندازه‌گیری شده تعیین گردید. برای بهبود همبستگی بین متغیرهای هیدرولیکی و سایر پارامترها بر اساس کاربری اراضی و اشکال زمین تقسیم‌بندی صورت گرفت. از کل نقاط نمونه‌برداری شده ۷۱ نمونه در مراتع و ۴۰ نمونه در کاربری دیم قرار داشتند و در تقسیم‌بندی براساس شکل زمین ۷۳ نمونه در دشت‌های آبرفتی و ۳۸ نمونه در فلات (وتپه) قرار گرفتند. سپس، معنی‌دار بودن تغییرات مورد نظر در کاربری‌ها و اشکال مختلف زمین از طریق تجزیه و تحلیل واریانس مورد بررسی قرار گرفت. تجزیه و تحلیل

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

که در آن، $N(h)$ تعداد جفت‌های جدا شده در فاصله گام (h) ، $Z(x_i)$ مقدار متغیر اندازه‌گیری شده در نقطه i و $Z(x_i + h)$ مقدار متغیر اندازه‌گیری شده در موقعیت مکانی $i + h$ است (۱). برای تغییرنا ایدآل سه پارامتر را می‌توان به صورت اثر قطعه‌ای، حد آستانه^۴ و دامنه مؤثر^۵ بیان کرد. اثر قطعه‌ای بیان‌کننده مؤلفه غیرساختاری (تصادفی) واریانس می‌باشد. حد آستانه تقریبی از واریانس کل را ارایه نموده و مقدار دامنه بیان‌گر فاصله‌ای است که در ماورای آن نمونه‌ها را می‌توان مستقل از یکدیگر به حساب آورد (۱). درجه وابستگی مکانی از تقسیم واریانس اثر قطعه به واریانس کل (آستانه) ضرب در ۱۰۰ به دست می‌آید. اگر نسبت کمتر از ۲۵ درصد باشد، متغیر دارای کلاس وابستگی مکانی قوی است، اگر نسبت بین ۲۵ تا ۷۵ درصد باشد، متغیر کلاس وابستگی مکانی متوسط دارد و اگر نسبت بیش از

3 - Surface variogram
4 - Sill
5 - Range

1 - Kolmogrov-Smirnov test
2 - Pearson correlation coefficient

در (جدول ۱) ارایه شده است. با توجه به نتایج آماری (جدول ۱) و آزمون نرمال بودن کولموگروف-اسمیرنوف تنها سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع مقداری انحراف از حالت نرمال دارند. از آنجایی که بسیاری از تکنیک‌های زمین آماری در وضعیت توزیع نرمال داده‌ها بسیار مؤثرتر و کارآمدتر به پردازش داده‌های مکانی می‌پردازند، لذا اقدام به بررسی و آزمون توزیع نرمال داده‌ها گردید (۱). جهت نرمال کردن توزیع متغیرهایی که دارای انحراف از توزیع نرمال بودند، از تبدیل لگاریتم پایه طبیعی استفاده شد. سیسون و ویرنجا (۲۶) در تحقیقی بر روی ۶۰ داده سرعت نفوذ توزیع لوگ نرمال را در خاک سطحی گزارش کردند.

میانگین داده‌های سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع به ترتیب ۴/۳۱ و 0.72 cmh^{-1} است. سرعت نفوذ بیشترین ضریب تغییرات (۷۲ درصد) را نشان داد. در این تحقیق کلاس بافتی خاک لومی رسی تا لوم رس سیلتی بود. ارساهین (۱۱) میانگین $5/11 \text{ cmh}^{-1}$ و ضریب تغییرات ۳۶ درصد برای اندازه‌گیری سرعت نفوذ بر روی ۵۰ نمونه گزارش کرد. در تحقیق او متوسط کلاس بافتی خاک در لایه سطحی (۳۰-۰ سانتی‌متر) و لایه زیرسطحی (۶۰-۳۱ سانتی‌متر) لومی بود و مقادیر سرعت نفوذ دارای توزیع نرمال و از واریانس کمتری برخوردار بودند. نتایج پژوهشی ویرا و همکاران (۳۰) بر روی ۱۲۸۰ اندازه‌گیری سرعت نفوذ در صحرا متوسط $6/98 \text{ mmh}^{-1}$ و ضریب تغییرات ۴۰ درصد را نشان دادند. آن‌ها ناتوانی آمار کلاسیک را در بررسی سرعت نفوذ به دلیل تغییرپذیری زیاد این خصوصیت بیان کردند.

۷۵ درصد باشد، متغیر کلاس وابستگی مکانی ضعیفی دارد (۷). در این تحقیق، بر اساس تغییرنماهای تجربی متغیرهای مورد مطالعه و با استفاده از نرم‌افزار Variowin, 2.2 (۲۳) مدل نمایی^۱ بر تغییرنماها برآزش داده شد و با استفاده از همین نرم‌افزار تغییرنماهای رویه تهیه شدند. تابع تغییرنمای مدل نمایی به صورت زیر می‌باشد:

$$\gamma(h) = c \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{h}{r}\right) \right\} \quad (2)$$

که در آن، c حد آستانه و r اصطلاحاً فاکتور فاصله^۲ است. فاکتور فاصله گستره مکانی مدل را تعیین می‌کند (۱). پس از تعیین پارامترهای مدل بر اساس حداقل کردن وزن‌دهی مجموع مربع انحراف بین مقادیر مشاهده و محاسبه شده، عمل کریجینگ به وسیله وزن‌های محاسبه شده برای هر نقطه با استفاده از معادله (۳) انجام گرفت:

$$\hat{Z}(x) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \times Z(x_i) \quad (3)$$

که در آن، λ_i وزن متغیر در نقاط اندازه‌گیری شده و $Z(x_i)$ مقدار متغیر در نقاط اندازه‌گیری شده است. کریجینگ تکنیک میان‌یابی یک متغیر در نواحی نمونه برداری نشده به کمک مقادیر متغیر در نقاط نمونه برداری شده مجاور و وزن‌های تعیین شده توسط مدل تغییرنما می‌باشد (۱). نقشه‌های هم‌میزان^۳ و خطای تخمین هر یک از خصوصیات مورد مطالعه با استفاده از تخمین گر کریجینگ معمولی^۴ و نرم‌افزار (Surfer, 7.02, 2000) تهیه شد (۱۳).

نتایج و بحث

خلاصه‌ای از آمارهای توصیفی متغیرهای مورد مطالعه

1 - Exponential model
2 - Distance Parameter
3 - Contour Maps
4 - Ordinary Kriging

(جدول ۱) - خلاصه آماری داده‌های مربوط به سرعت نفوذ (IR)، هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s)، چگالی ظاهری (ρ_b) و توزیع اندازه‌های ذرات در منطقه

مورد مطالعه							
متغیر	واحد	حداقل	حداکثر	میانگین	میان	انحراف استاندارد	ضریب تغییرات (%)
IR	cmh^{-1}	۰/۳۷	۱۴/۱۲	۴/۳۱	۳/۴۰	۳/۱	۷۲
K_s	cmh^{-1}	۰/۱۲	۲/۳۵	۰/۷۲	۰/۵۹	۰/۵	۶۷
ρ_b	g.cm^{-3}	۰/۹۹	۱/۴۱	۱/۱۸	۱/۱۸	۰/۱	۸
رس	%	۲۴/۵	۵۱/۱	۳۷/۰	۳۷/۴	۵/۱	۱۴
سیلت	%	۲۸/۱	۵۵/۶	۴۴/۰	۴۴/۵	۶/۳	۱۵
شن	%	۱/۹	۳۶/۰	۱۸/۹	۱۹/۰	۸/۰	۴۲

تفکیک بر اساس کاربری اراضی تفاوت معنی‌داری ($p < 0.05$) برای K_s نشان داد. میانگین K_s در مراتع cmh^{-1} ۰/۷۳ و ۰/۸۳، کشت دیم cmh^{-1} ۰/۶۶، فلات (و تپه) cmh^{-1} ۰/۷۳ و در دشت‌های آبرفتی cmh^{-1} ۰/۸۱ بود. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که سرعت نفوذ شدیداً به وسیله فرآیندهای خاک‌سازی نظیر ترتیب و توالی تجمع رسوبات مختلف و هدایت هیدرولیکی اشباع عموماً به وسیله فعالیت‌های کاربری اراضی کنترل می‌شوند (۱۱ و ۱۶).

نتایج این تحقیق نشان داد چگالی ظاهری با میانگین g.cm^{-3} ۱/۱۸ و ضریب تغییرات ۸ درصد در بین متغیرهای مورد بررسی دارای کمترین تغییرپذیری می‌باشد. نظیر همین نتایج به وسیله تسکای و هیل (۲۹)، ارساهین (۱۱) و ایکبال و همکاران (۱۷) گزارش گردیده است. میانگین‌های چگالی ظاهری در دو نوع کاربری اراضی تفاوت معنی‌داری ($p < 0.05$) نشان ندادند.

نتایج نشان داد میانگین سیلت (۴۴) بیشترین و بعد از آن رس (۳۷ درصد) قرار دارد. این مقادیر تقریباً دو برابر میانگین شن (۱۹ درصد) می‌باشند. با این حال در برخی بخش‌ها مقدار شن به ۳۶ درصد نیز رسید. ضریب تغییرات هر دو متغیر رس و سیلت تفاوت کمی نسبت به همدیگر دارند ولی این ضریب برای شن با ۴۲ درصد بیشترین است. در توزیع

بعد از سرعت نفوذ، بیشترین ضریب تغییرات متعلق به هدایت هیدرولیکی اشباع بود (۶۷ درصد). مالانت و همکاران (۲۰) در ارزیابی تغییرات مکانی خصوصیات هیدرولیکی در چند لایه از پروفیل خاک حداکثر ضریب تغییرات را برای K_s ۵۹۹ درصد برای ۱۰ سانتی‌متر، ۳۲۲ درصد برای ۵۰ سانتی‌متر و ۸۹۷ درصد برای ۹۰ سانتی‌متری عمق خاک گزارش کردند. ایکبال و همکاران (۱۷) میانگین K_s را برای ۲۰۹ نمونه خاک سطحی، زیرسطحی و افق‌های عمیق‌تر به ترتیب ۲۴/۴۶، ۶/۰۳ و cm.d^{-1} ۱۲/۴۴ گزارش کردند. آن‌ها بیان کردند که افزایش K_s در لایه سطحی به علت فعالیت ریشه و ایجاد منافذ درشت می‌باشد.

تفکیک داده‌ها بر اساس دو نوع کاربری عمده اراضی (مراتع طبیعی تحت چرا و فرسایش نسبتاً شدید و کشت دیم) نشان داد که تفاوت آماری معنی‌دار ($p < 0.05$) بین میانگین IR وجود ندارد. میانگین IR در مراتع طبیعی و کشت دیم به ترتیب ۴/۱۸ و cmh^{-1} ۴/۵۵ به دست آمد. با توجه به شکل اراضی متفاوت (فلات و دشت‌های آبرفتی) تفاوت آماری معنی‌داری ($p < 0.05$) بین میانگین IR به دست آمد. میانگین IR برای فلات (و تپه) cmh^{-1} ۵/۱۸ و دشت‌های آبرفتی cmh^{-1} ۳/۸۶ حاصل شد. در مقایسه با IR نتایج متفاوتی برای تفکیک داده‌های K_s به دست آمد.

اندازه‌ای ذرات تنها میانگین سیلت تفاوت آماری معنی‌داری ($p < 0/05$) در فلات (۴۴ درصد) و دشت‌های آبرفتی (۴۹ درصد) نشان داد و درصد شن و رس تفاوت آماری معنی‌داری ($p < 0/05$) نشان ندادند. ضریب همبستگی بین

سرعت نفوذ (IR) و هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) با چگالی ظاهری (ρ_b) و درصد شن، سیلت و رس خاک سطحی در (جدول ۲) نشان داده شده است.

(جدول ۲) - ضریب همبستگی پیرسون (r) بین ویژگی‌های فیزیکی و هیدرولیکی خاک سطحی در منطقه مورد مطالعه

متغیر	$\ln(K_s)$ ($\ln \text{cmh}^{-1}$)	ρ_b (g.cm^{-3})	رس (%)	سیلت (%)	شن (%)
$\ln(\text{IR})$ ($\ln \text{cmh}^{-1}$)	۰/۶۵**	۰/۳۸**	-۰/۳۸**	-۰/۰۶	۰/۲۸**
$\ln(K_s)$ ($\ln \text{cmh}^{-1}$)		۰/۴۱**	-۰/۳۲**	۰/۰۲	۰/۲۱*
ρ_b (g.cm^{-3})			-۰/۴۳**	-۰/۲۸**	۰/۴۹**
رس (%)				-۰/۰۴	-۰/۶۱**
سیلت (%)					-۰/۷۷**

** معنی‌دار در سطح ۱ درصد و * معنی‌دار در سطح ۵ درصد، $\ln(\text{IR})$ ، $\ln(K_s)$ و ρ_b به ترتیب لگاریتم پایه طبیعی سرعت نفوذ، لگاریتم پایه طبیعی هدایت هیدرولیکی اشباع و چگالی ظاهری هستند

ظاهری در لایه سطحی به دست آمد که علت آن را می‌توان به ارتباط قوی بین مقدار رس و چگالی ظاهری و نیز همبستگی منفی بین سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع با رس بیان کرد (۱۶ و ۲۴). با افزایش میزان رس منافذ ریزتر افزایش یافته و در نتیجه هدایت هیدرولیکی اشباع که با شعاع منافذ تغییر می‌کند کاهش می‌یابد. از طرف دیگر با افزایش مقدار رس خاک مقدار چگالی ظاهری کاهش می‌یابد. استراتژی تقسیم داده‌ها بر اساس کاربری و شکل‌های اراضی نیز نتوانست نتایج بهتری بدهد.

تجزیه و تحلیل ساختار مکانی

نتایج نشان داد که روند ناهمسان‌گردی در متغیرها وجود ندارد. تغییرنماهای متغیرهای خاک در (شکل ۲) و پارامترهای مدل‌های تغییرنمای متغیرها در (جدول ۳) نشان داده شده است. تغییرنماهای برآزش داده شده کلاس وابستگی مکانی متوسط تا قوی را برای کل خصوصیات

نتایج نشان داد همبستگی قوی بین سرعت نفوذ و هدایت هیدرولیکی اشباع وجود دارد (۰/۶۵). همچنین سرعت نفوذ به صورت معنی‌داری ($p < 0/05$) با چگالی ظاهری، درصد رس و شن همبستگی نشان داد. همبستگی بین سرعت نفوذ با چگالی ظاهری و درصد شن مثبت بود، در حالی که این همبستگی با مقدار رس منفی است. هم‌چنین نتایج مشابهی برای مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع به دست آمد. سرعت نفوذ تأثیر فراوانی از لایه‌های خاک با هدایت هیدرولیکی کم، می‌پذیرد (۱۶). ارساهین (۱۱) گزارش کرد که بین سرعت نفوذ و چگالی ظاهری لایه سطحی ارتباط معنی‌داری وجود ندارد اما همبستگی معنی‌داری ($p < 0/05$) بین سرعت نفوذ با درصد سیلت وجود دارد. آن‌ها همبستگی معنی‌داری ($p < 0/05$) بین سرعت نفوذ و چگالی ظاهری (۰/۴۶) در لایه زیرسطحی گزارش کردند (۰/۴۶). نتایج مشابه با تحقیق حاضر به وسیله هندرسون و هاینز (۱۵) گزارش شد. در این تحقیق همبستگی مثبت و قوی بین IR و K_s با چگالی

مکانی متوسط گزارش کردند. نتایج این تحقیق با نتایج آن‌ها هماهنگی دارد. در تحقیق حاضر دامنه برای K_s (۳۸۵۰ متر) به دست آمد. برخی محققان دیگر نیز ساختار مکانی برای هدایت هیدرولیکی اشباع نظیر ویلسون و همکاران (۳۱) و سی اولارو و رومانو (۹) گزارش دادند. ویلسون و همکاران (۳۱) دامنه ۳۰ متر را برای K_s گزارش کردند. سی اولارو و رومانو (۹) برای K_s ضریب تغییرات ۵۸ درصد و دامنه ۵ متر را گزارش کردند. علت تفاوت مقادیر دامنه‌ای به دست آمده در تحقیق حاضر (۳۸۵۰ متر) با دامنه‌های گزارش شده توسط محققین دیگر برای هدایت هیدرولیکی اشباع می‌تواند ناشی از مقیاس مطالعاتی، وسعت زیاد منطقه و هم‌چنین فاصله بیشتر بین نقاط نمونه برداری باشد.

نتایج تحلیل تغییرنمای چگالی ظاهری حاکی از وابستگی مکانی قوی آن است. تسکای و هیل (۲۹) در فاصله نمونه برداری ۱ متر در سطحی کوچک (۴۵ در ۳۷ متر) در مقیاس چشم‌انداز اراضی وابستگی مکانی قوی برای چگالی ظاهری گزارش کردند. در تحقیق حاضر، مقادیر دامنه‌ای چگالی ظاهری کمتر از مقادیر دامنه‌ای دو متغیر K_s و IR بود، اما این مقادیر تقریباً در یک کلاس و دامنه نزدیک به هم قرار می‌گیرند.

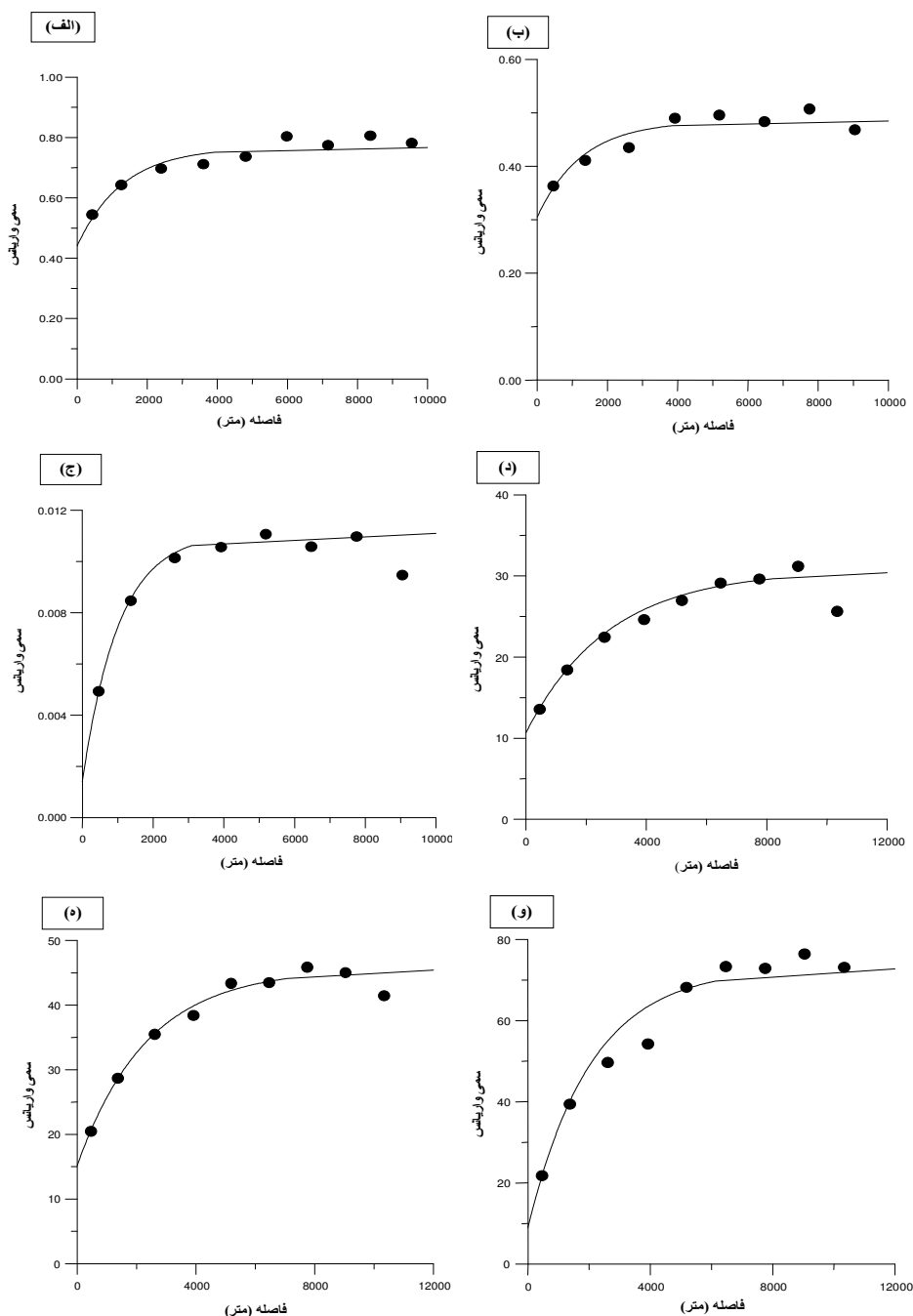
تجزیه و تحلیل ساختار مکانی توزیع اندازه‌های ذرات نشان دهنده تغییرات مکانی برای بافت خاک در منطقه است. تغییرنمای مقادیر رس و سیلت وابستگی مکانی متوسط و تغییرنمای مقادیر شن وابستگی مکانی قوی نشان دادند. نتایج مشابهی به وسیله ایکبال و همکاران (۱۷) گزارش گردید. آن‌ها درصد اثر قطعه‌ای بالاتری با دامنه کمتری برای شن و رس در خاک زیرسطحی و افق‌های تحتانی با سطح نمونه برداری ۱۶۲ هکتار گزارش کردند. در تحقیق حاضر دامنه بزرگتری برای سه بخش بافت خاک بر اساس مطالعه در مقیاس چشم‌انداز زمین به دست آمد. چین و همکاران (۸)

هیدرولیکی و فیزیکی دارند. در بین متغیرها درصد اثر قطعه‌ای برای رس (۱۲/۲۸ درصد) و چگالی ظاهری (۱۲/۶۱ درصد) کمترین مقدار را دارد. این متغیرها نشان می‌دهد که وابستگی مکانی به فاصله بین نمونه‌ها بستگی دارد. در این تحقیق هدایت هیدرولیکی اشباع (۶۹/۸۹ درصد) و سرعت نفوذ (۵۷/۴۵ درصد) بیشترین اثر قطعه‌ای را دارند.

تغییرنماهای تجربی مقادیر سرعت نفوذ تبدیل شده با لگاریتم پایه طبیعی بر اساس تغییرنمای تجربی و با استفاده از مدل نمایی به مقدار آستانه نزدیک می‌شوند. هاس و همکاران (۱۴) تغییرنمای داده‌های سرعت نفوذ به دست آمده از نفوذسنج‌های مختلف را در چشم‌انداز اراضی به صورت مدل کروی مدل‌سازی کردند. هم‌چنین بر تغییرنمای داده‌های سرعت نفوذ به دست آمده از نفوذسنج‌های مختلف، در اشکال اراضی مدل نظری خطی را برازش دادند. در تحقیق حاضر دامنه سرعت نفوذ ۳۹۳۶/۵۰ متر به دست آمد. ارساهین (۱۱) دامنه ۱۶۵ متر را برای ۵۰ نمونه سرعت نفوذ اندازه‌گیری شده در ۸/۵ هکتار گزارش کرد. هاس و همکاران (۱۴) دامنه وابستگی مکانی سرعت نفوذ را در چشم‌انداز اراضی برای نفوذسنج‌های مختلف ۲۰۹/۴۰ متر گزارش کردند. علت تفاوت مقادیر دامنه‌ای سرعت نفوذ در تحقیق حاضر (۳۹۳۶/۵۰ متر) با دامنه‌های گزارش شده توسط محققین دیگر می‌تواند در وسعت زیاد منطقه مورد مطالعه و فاصله بیشتر بین نقاط نمونه برداری باشد.

نتایج نشان داد که مقادیر هدایت هیدرولیکی اشباع تبدیل شده با لگاریتم پایه طبیعی ساختار مکانی به صورت مدل نمایی و دارای کلاس وابستگی مکانی متوسط می‌باشد. ایکبال و همکاران (۱۷) برای K_s لایه سطحی، لایه زیرین و افق‌های تحتانی خاک نیز مدل نمایی و کلاس وابستگی

در سطح ۱۰ کیلومتر مربع وابستگی مکانی ضعیف تا متوسط و درصد اثر قطعه‌ای ۵۷ تا ۸۰ درصد برای رس، سیلت و شن گزارش کردند.



(شکل ۲) - تغییرنماهای همه جهت‌ها سرعت نفوذ (الف)، هدایت هیدرولیکی انشباع (ب)، چگالی ظاهری (ج)، درصد رس (د)، درصد سیلت (ه) و درصد شن (و).

(جدول ۳) - پارامترهای مدل‌های تغییرنمای خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک در منطقه مورد مطالعه

متغیر	واحد	مدل	دامنه (متر)	اثر قطعه‌ای	حد آستانه	کلاس وابستگی مکانی
Ln (IR)	Ln cmh^{-1}	نمایی	۳۹۳۶/۵	۰/۴۴۰۸	۰/۷۶۷۳	متوسط
Ln (K_s)	Ln cmh^{-1}	نمایی	۳۸۵۰/۰	۰/۳۰۵۰	۰/۴۸۵۰	متوسط
چگالی ظاهری	g.cm^{-3}	نمایی	۳۰۸۰/۰	۰/۰۰۱۴	۰/۰۱۱	قوی
رس	%	نمایی	۸۲۵۰/۰	۱۰/۶۶	۳۰/۶۶	متوسط
سیلت	%	نمایی	۷۰۴۰/۰	۱۵/۲۰	۴۵/۶۰	متوسط
شن	%	نمایی	۶۱۶۰/۰	۸/۹۶	۷۲/۹۶	قوی

Ln (IR) و Ln (K_s) به ترتیب لگاریتم پایه طبیعی سرعت نفوذ و لگاریتم پایه طبیعی هدایت هیدرولیکی اشباع هستند

استفاده شد. پس از انجام محاسبات کریجینگ بر روی داده‌های تبدیل شده، نقشه‌های نهایی، پس از تبدیل برگشت مقادیر تخمینی تهیه شدند.

نقشه‌های کریجینگ و خطای تخمین سرعت نفوذ، هدایت هیدرولیکی اشباع و چگالی ظاهری در (شکل ۳) نشان داده شده است. نقشه‌های کریجینگ و خطای تخمین مقادیر رس، سیلت و شن در (شکل ۴) ارایه شده است. همان‌طور که شکل نشان می‌دهد بیشترین مقادیر سرعت نفوذ در وسط منطقه مورد مطالعه و از سمت شمال غرب به جنوب شرقی به دلیل بیشتر بودن مقادیر رس، کمتر بودن مقادیر رس و عدم محدودیت لایه‌های محدود کننده زیرین توزیع شده است. توزیع تقریباً مشابهی نیز برای تخمین K_s به دست آمد. به نظر می‌رسد مقادیر IR در شکل اراضی، فلات (و تپه) بیشتر از مقادیر تخمین زده شده در دشت‌های آبرفتی است. رابطه مکانی بسیار نزدیکی بین نقشه IR با چگالی ظاهری و درصد رس و نیز K_s با چگالی ظاهری و درصد رس وجود دارد. این دلالت بر این دارد که الگوی توزیع مکانی چگالی ظاهری بسیار شبیه به الگوی تغییرات مکانی درصد رس و دیگر متغیرها است. الگوی توزیع مکانی متفاوتی بین مقدار رس با دیگر خصوصیات به دست آمد. همان‌گونه که نقشه‌های خطای تخمین نشان می‌دهند میزان واریانس تخمین

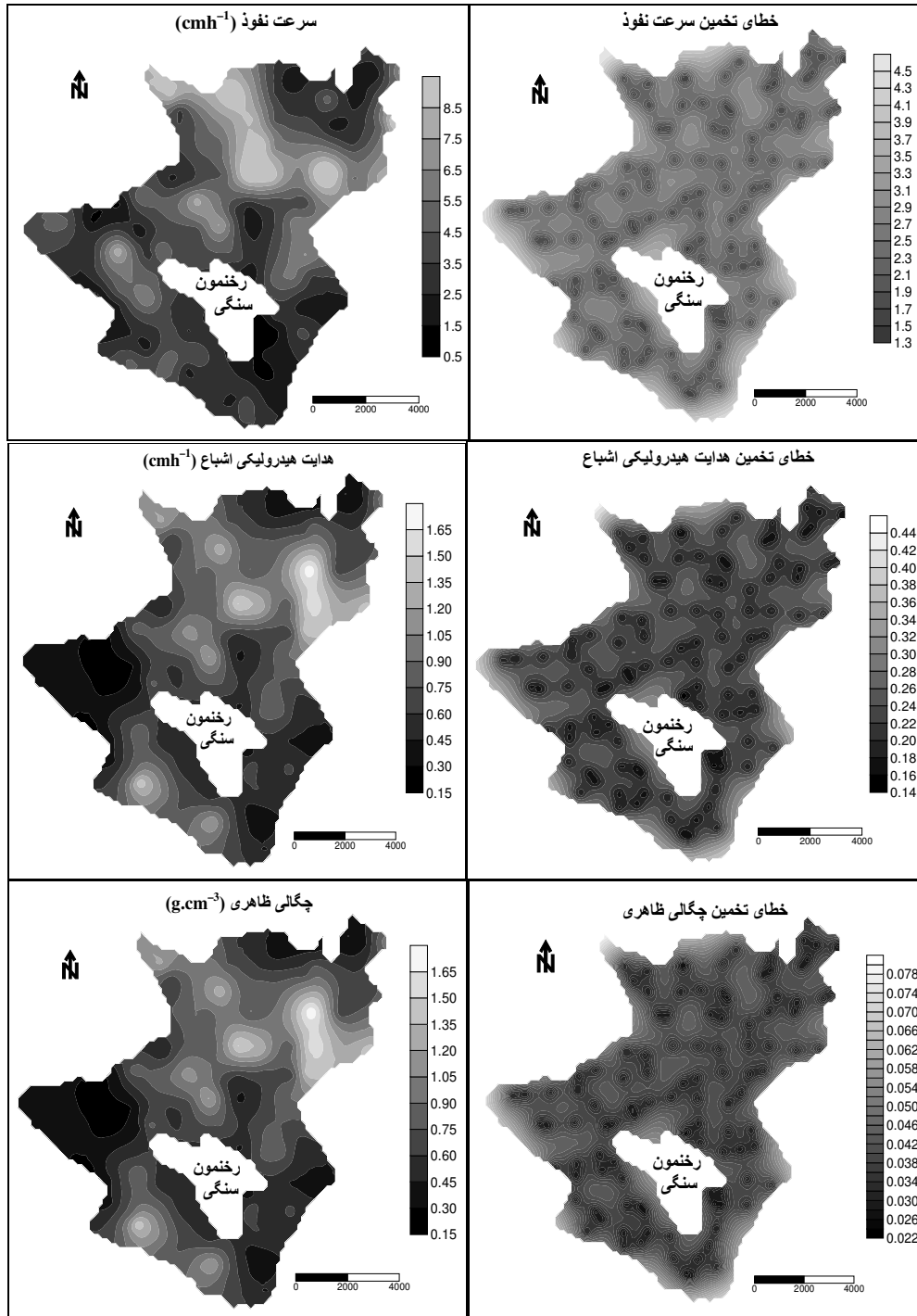
بر اساس نتایج حاصل از مدل‌سازی تغییرنماها، می‌توان مقادیر دامنه‌ای را در دو گروه فاصله‌ای تقسیم‌بندی کرد. گروه اول دربرگیرنده دامنه‌های بین ۳۰۸۰ و ۳۹۳۶ متر (بطور متوسط ۳/۵ کیلومتر) و گروه دوم دربرگیرنده دامنه‌های بین ۶۱۶۰ و ۸۲۵۰ متر (بطور متوسط ۷/۲ کیلومتر) می‌باشد. به نظر می‌رسد که تغییرنماهای متغیرهای گروه اول (سرعت نفوذ، هدایت هیدرولیکی اشباع و چگالی ظاهری) چگونگی توزیع و پراکنش اشکال اراضی را در گستره مکانی مورد مطالعه توصیف می‌کنند. این در حالی است که تغییرنماهای متغیرهای گروه دوم (مقادیر رس، سیلت و شن) انعکاسی از چگونگی پراکنش مکانی تشکیلات زمین‌شناسی و مواد مادری می‌باشند.

تخمین و تهیه نقشه خصوصیات خاک

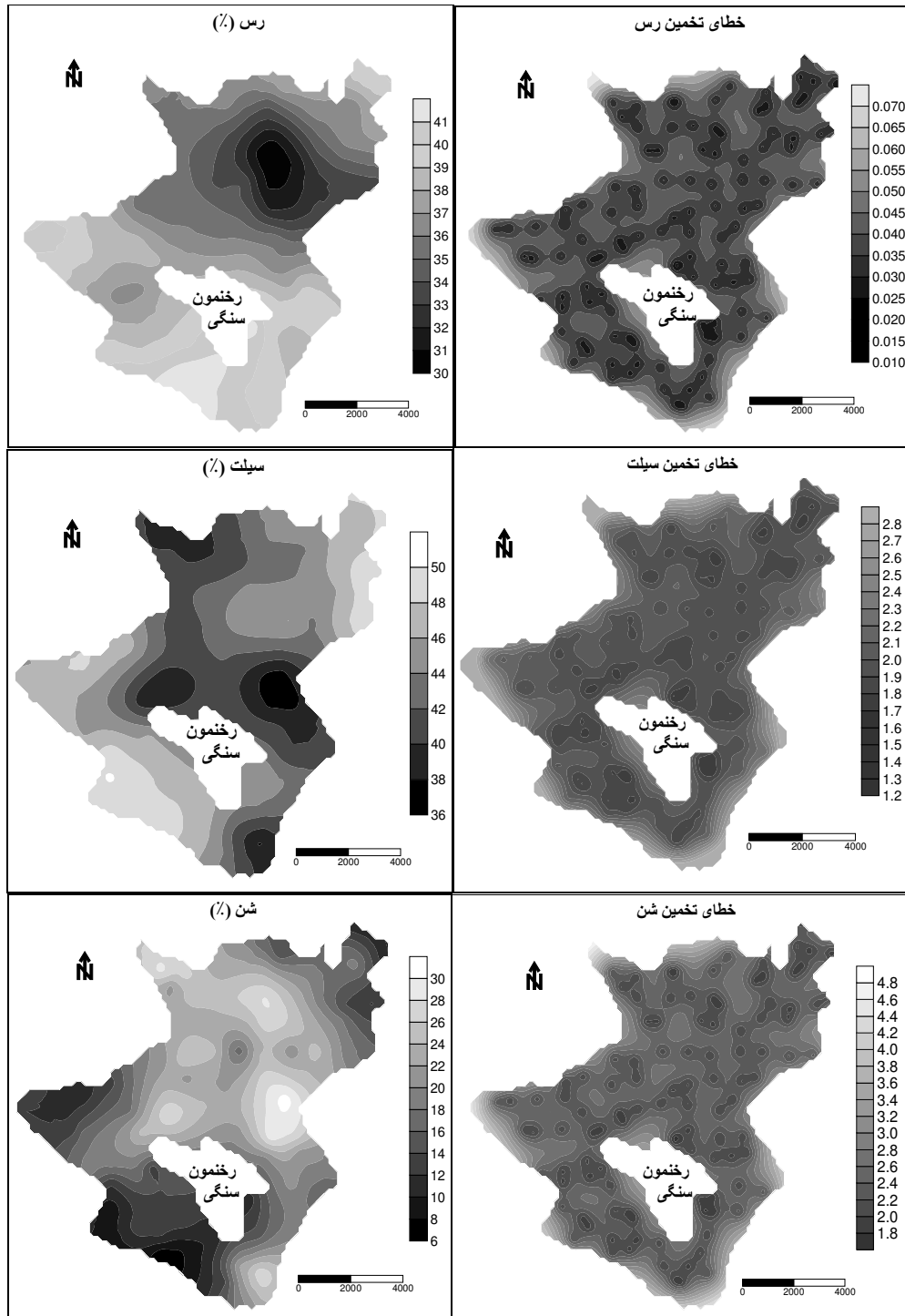
از تخمین گر کریجینگ معمولی براساس تغییرنماهای همسان‌گرد برای تخمین مقادیر خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی در حدود ۸۵۰۰ محل بدون نمونه‌برداری استفاده شد. پارامترهای کریجینگ بر اساس نتایج حاصل از اعتبارسنجی دو طرفه بهینه‌سازی شدند. حداقل یک و حداکثر هشت داده همراه با جستجوی بیضی (با شعاع دو برابر مقدار دامنه به دست آمده) برای تخمین در کریجینگ

وارپانس تخمین وجود دارد که به دلیل کاهش نقاط نمونه- برداری است.

به جز در روی نقاط نمونه برداری که کمترین مقدار را دارند تقریباً یکنواخت است و در حاشیه های حوزه بیشترین



(شکل ۳) - نقشه کریجینگ و خطای تخمین سرعت نفوذ، هدایت هیدرولیکی اشباع و چگالی ظاهری.



(شکل ۴) - نقشه کریجینگ و خطای تخمین مقادیر رس، سیلت و شن.

متغیرهای مورد بررسی IR دارای بیشترین ضریب تغییرات (۷۲ درصد) و چگالی ظاهری دارای حداقل ضریب تغییرات (۸ درصد) بود. نتایج نشان داد که تفاوت آماری معنی دار در میانگین مقادیر IR در دو شکل اراضی مختلف دارای تفاوت آماری معنی دار بوده در حالی که این میانگین در دو نوع کاربری معنی دار نبود. همچنین نتایج نشان داد میانگین K_s در دو کاربری مختلف دارای تفاوت آماری معنی دار بودند. این نتایج متفاوت ناشی از تأثیر عمق خاک بر IR و نیز ارتباط بین K_s و خصوصیات لایه سطحی خاک و فعالیت‌های نظیر شخم لایه سطحی است. تجزیه و تحلیل ساختارهای مکانی خصوصیات مختلف هیدرولیکی و فیزیکی نشان داد که واریانس مؤلفه ساختاری بر واریانس مؤلفه تصادفی غلبه دارد. تغییرنماهای تجربی کل متغیرهای اندازه گیری شده از خاک با استفاده از مدل نمایی مدل سازی شدند. بیشترین دامنه برای رس (۸۲۵۰ متر)، سیلت (۷۰۴۰ متر) و شن (۶۱۶۰ متر) و کمترین دامنه برای چگالی ظاهری (۳۰۸۰ متر) به دست آمد.

نتایج نشان داد تغییرات مکانی متغیرهای فیزیکی و هیدرولیکی خاک در مقیاس حوزه آبخیز در طول چشم انداز اراضی در پاسخ به توپوگرافی و هیدرولوژی حوزه و فرآیندهای نظیر انتقال آب و رسوب قرار دارند. برای مثال تغییرات مکانی خصوصیات فیزیکی خاک نظیر درصد رس، سیلت و شن ملایم و تدریجی تر نسبت به خصوصیات هیدرولیکی است. این الگوی تغییرات مکانی انعکاسی از الگوی زمین شناسی و مواد انتقال یافته است. در حالی که تغییرات مکانی خصوصیات هیدرولیکی خاک بسیار شبیه به الگوی توزیع عوامل توپوگرافی و شکل‌های اراضی هستند. این مطالعه نشان داد که تغییرات مکانی چگالی ظاهری می‌تواند انعکاسی از تغییرات خصوصیات هیدرولیکی و فیزیکی خاک در دو کاربری مختلف و اشکال اراضی متفاوت باشد.

نتیجه

مطالعه در مقیاس حوزه نشان داد که خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی انتخاب شده دارای وابستگی مکانی متوسط تا قوی هستند. تجزیه و تحلیل آماری نشان داد که در بین

منابع

- ۱- محمدی، ج. ۱۳۸۵. پدومتری ۲ (آمار مکانی). انتشارات پلک. ۴۵۳ صفحه.
- ۲- فتاحی، ر. ۱۳۷۳. مطالعه فرسایش و خاک شناسی حوزه مرغملک. آبخیزداری جهاد کشاورزی شهرستان شهرکرد.
- ۳- فتحی، م. حاج عباسی، م. ع. و ح. خادمی. ۱۳۷۸. پراکنش مکانی برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک در مقیاس مزرعه در خاک‌های جنوب اصفهان. چکیده مقالات ششمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۶۰۷-۶۰۵.
- 4- Alemi, M.H., Shahriari, M.R. and Nielson, M.R., 1988. Kriging and cokriging of soil water properties. *Soil Technology*, 1:117-132,
- 5- Bosch, D. D. and West, L.T. 1998. Hydraulic conductivity variability for two sandy soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 62: 90-98.
- 6- Buttle, J. M. and House. D.A. 1997. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity in shallow macroporous soils in a forested basin. *J. Hydrology*, 203: 127-142.
- 7- Cambardella, C.A., T. B. Moorman, T. B. Parkin, D.L. Karlen, R.F. Turco and Konopka, A. E. 1994. Field scale variability of soil properties in Central Iowa soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 1501-1511.

- 8- Chein, Y.-J., D.-Y. Lee, H.Y. Guo and Houng. K.-H. 1997. Geostatistical analysis of soil properties of mid-west Taiwan soils. *Soil Sci.* 162(4): 291-298.
- 9- Ciollaro, G. and Romano, N. 1995. Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. *Geoderma*, 65: 263-282.
- 10-Davis, J.C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*, John Wiley & Sons, NY.
- 11-Ersahin, S. 2003. Comparing ordinary kriging and cokriging to estimate infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 67: 1848-1855.
- 12-Gee, G. W. and Bauder, J. W. 1986. Particle size analysis. In: A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1.* 2nd edition. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. Pp. 404-407.
- 13-Golden Software Inc., 2000. *Surface Mapping System, Surfer 7.02*, Colorado, USA.
- 14-Haws, N.W., B. Liu, C. W. Boast, P. S. C. Rao, E.J. Klavivko and Franzmeier, D. P. 2004. Spatial variability and measurement scale of infiltration rate on an agricultural landscape. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68: 1818-1826.
- 15-Henderson, D. W. and Haise, H.R. 1987. Control of water intake rates. In: R. M. Hagan et al. (Eds.), *Irrigation of agricultural lands. Agron. Monogr.* 11. ASA and SSSA, Madison, WI. Pp. 925-940.
- 16-Hillel, D. 1980. *Introduction to soil physics*, Academic Press Inc., San Diego, CA.
- 17-Iqbal, J., A. Thomasson, J. N. Jenkins, P. R. Owens, and Whisler, F. D. 2005. Spatial variability analysis of soil physical properties of alluvial soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 69: 1338-1350.
- 18-Isaaks, H. E. and Srivastava, R.M. 1989. *An introduction to applied geostatistics*. Oxford University Press, NY.
- 19-Klute, A. and Dirksen, C. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1.* 2nd edition. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI. Pp. 687-734.
- 20-Mallants, D., D.B.P. Mohanty, and Feyen, J. 1996. Spatial variability of hydraulic properties in a multi-layered soil profile. *Soil Sci.* 161(3): 167-181.
- 21-McBratney, A. B. 1998. Some considerations on methods for spatially aggregating and disaggregating soil information. *Nutrient Cycling Agroecosystem*, 50: 51-62.
- 22-Mohanty, B. P. and Mousli, Z. 2000. Saturated hydraulic conductivity and soil water retention properties across a soil-slope transition. *Water Resour. Res.*, 36: 3311-3324.
- 23-Pannatier, Y. 1996. *VARIOWIN: software for spatial data analysis in 2D. Statistics and computing series*, Springer-Verlag, Berlin.
- 24-Rasse, D.P., A.J.M. Smucker, and Santos, D. 2000. Alfalfa and shoot mulching effects on soil hydraulic properties and aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 725-731.
- 25-Reynolds, W. D. and Zebchuk, W. D. 1996. Hydraulic conductivity in a clay soil: two measurement techniques and spatial characterization. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 1679-1685.
- 26-Sisson, J. B. and Wierenga, P. J. 1981. Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 699-704.
- 27-Sobieraj, J.A., H. Elsenbeer, and Cameron, G. 2004. Scale dependency in spatial patterns of saturated hydraulic conductivity. *Catena*, 55: 49-77.
- 28-Sobieraj, J.A., Elsenbeer, H., Marques, R. and Newton, B. 2002. Spatial variability of soil hydraulic conductivity along a tropical rainforest catena. *Geoderma*, 108: 79-90.
- 29-Tsegaye, T. and Hill, R. L. 1998. Intensive tillage effects on spatial variability of soil physical properties. *Soil Sci.* 16(2): 143-154.
- 30-Vieira, S.R., D. R. Nielsen, and Biggar, J. W. 1981. Spatial variability of field-measured infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 1040-1048.
- 31-Wilson, G. V., J. M. Alfonsi, and Jardine, P. M. 1989. Spatial variability of saturated hydraulic conductivity of the subsoil of two forested watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 679-685.

Analysis of spatial variability of specific physical and hydraulic properties of soil on a catchment scale

H. R. Motaghian¹- A. Karimi* - J. Mohammadi¹

Abstract

Analysis and interpreting spatial variability of soil hydraulic and physical properties on a catchment scale is important in hydrological modeling and decision making. This study was conducted to analyze and interpret spatial distribution of selected soil hydraulic and physical properties including clay, silt, and sand content, bulk density (BD), infiltration rate (IR) and saturated hydraulic conductivity (K_s) in Marghmalek watershed. In this research, 111 soil samples were collected in a regular spaced grid pattern of 1 km from 0-30 cm depth in order to determine the soil size distribution. In addition, at each sampling site undisturbed soil samples were obtained from the topsoil using cylinder method to determine soil bulk density and consequently the saturated hydraulic conductivity. Saturated hydraulic conductivity was determined using the falling head method. Infiltration tests were conducted on all 111 sample sites using double-ring infiltrometers. Maximum coefficient of variation (CV) was found for IR (72%) and K_s (67%). In contrast, the minimum CV value of 8% was found for BD. Statistical analysis illustrated that there was a significant difference ($P < 0.05$) in mean values of IR in two different landforms including plateaus and alluvial plains. However, different land using methods including natural pasture and dryland farming did not show significant differences in mean values of IR measurements. However, contrasting results were obtained for K_s . The strong Pearson correlation coefficients were found between IR and K_s (0.65), IR and BD (0.38), IR and clay content (-0.37), K_s and BD (0.40), and K_s and clay content (-0.31). The geostatistical analysis indicated that the spatially dependent stochastic component (structure) was predominant over the nugget variance (noise). All selected soil variables showed moderate to strong spatial dependence. Structured and modeled variograms of each variable were used in generating kriged maps.

Key words: Infiltration rate, kriging, Saturated hydraulic conductivity, Spatial variability, Marghmalek watershed, Bulk density

*- Corresponding author Email: karimi-a@agr.sku.ac.ir or 1342@yahoo.com

1- College of Agriculture Shahrekord University