

مطالعه آن‌ها، رطوبت خاک در مقیاسی منطبق با پیکسل‌های سنجنده AMSR-E و با این فرض که مقادیر پالس‌های میکروویو و تغییرات زمانی-مکانی آن‌ها در سطح خاک می‌تواند توسط پارامترهای فرامقیاس ارائه شود، مدل‌سازی شد. آن‌ها همچنین نشان دادند که داده‌های AMSR-E در مناطقی با پوشش گیاهی متراکم، دارای محدودیت است. ضخامت افق‌های خاک از نقطه‌ای به نقطه دیگر متغیر است. به‌طور کلی، دره‌ها نسبت به مناطق مرتفع دارای عمق خاک بیشتری هستند (Hillel, 1991). در مطالعه‌ای (Wilson et al., 2004) بر روی پنج زیر حوضه از استرالیا و نیوزیلند نشان دادند که تغییرات در توپوگرافی و توزیع مکانی ویژگی‌های خاک و پوشش گیاهی نقش یکسانی در الگوی تغییرپذیری رطوبت خاک دارند. در حالی که (Western et al., 2004) گزارش کردند که متغیر توپوگرافی در مقایسه با ویژگی‌های هیدرولیکی خاک اهمیت بیشتری در توزیع مکانی رطوبت خاک دارد.

مطالعات فوق نشان می‌دهد که توپوگرافی عامل مهمی در شناسایی تغییرپذیری ویژگی‌های خاک محسوب می‌شود و می‌تواند اثر قابل توجهی در مقیاس‌سازی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک داشته باشد. بنابراین این پژوهش، اثر تغییرات در توپوگرافی را به عنوان یک عامل مهم در مقیاس منطقه‌ای (کیلومتر) بر مقادیر مؤثر پارامترهای مدل ون‌گنوختن-معلم مورد بررسی قرار می‌دهد. هدف از انجام این پژوهش، محاسبه مقادیر فرامقیاس پارامترهای ون‌گنوختن-معلم حاصل از کاربرد رویکردهای مختلف توابع انتقالی با استفاده از روش مقیاس-سازی مبتنی بر توپوگرافی بود. به‌طور کلی ارائه فرامقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک می‌تواند میزان کاربردی بودن این پارامترها برای استفاده در مقیاس بزرگ‌تر را که معمولاً با افزایش تغییرات و ناهمگنی در خصوصیات خاک همراه است را نشان دهد. استفاده از مقادیر مؤثر و فرامقیاس این ویژگی‌ها می‌تواند خطاهای ناشی از ناهمگنی محیط را در مطالعه فرآیندهای آب و خاک کاهش دهد.

مواد و روش‌ها

تئوری

فرامقیاس‌سازی مبتنی بر توپوگرافی یا روش عملگر متوسط توان (PAO)^۱

این روش که در حقیقت توسط (Yager 2001) ارائه و در مقاله (Jana and Mohanty 2012c) نیز به آن اشاره شده است،

متغیرهای همچون ویژگی‌های فیزیکی خاک، پوشش گیاهی و اقلیم نیز باعث تغییر در توزیع مکانی رطوبت خاک در مقیاس بزرگ می‌شوند (Famiglietti et al., 1998; Vereecken et al., 2008). مشخصه‌های توپوگرافی (ارتفاع، درجه و جهت شیب) باعث ایجاد رواناب سطحی و نیز جریان‌های زیرسطحی در ناحیه غیراشباع می‌شوند. تغییرپذیری مکانی در رطوبت خاک ممکن است ناشی از تغییرات در ویژگی‌های هیدرولیکی خاک باشد (Kohnke and Franzmeier, 1995). پژوهش‌ها نشان داده خاک‌هایی که ویژگی‌های مورفولوژیک مشابه داشته و دارای پوشش گیاهی یکسان هستند، اما از نظر مشخصه‌های توپوگرافی و موقعیت زمین‌نما دارای اختلاف هستند، الگوهای مختلفی در توزیع رطوبت خاک نشان خواهند داد (Lag, 1951; Tedrow, 1951)، زیرا تغییر در ویژگی‌های توپوگرافی (مثلاً ناشی از اثر شیب و ثقل زمین) می‌تواند باعث تغییر در گرادیان هیدرولیکی به عنوان یکی از پارامترهای هیدرولیکی خاک شود که می‌تواند بر روی تغییرات مکانی رطوبت خاک اثرگذار باشد.

اخیراً، در پژوهشی (Jana and Mohanty 2012c) به کمک داده‌های سنجنش از دور ماهواره‌ای اقدام به ارزیابی رویکردهای مختلف مقیاس‌سازی به‌منظور برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک کردند. آن‌ها با استفاده از شبیه‌سازی حرکت آب در خاک در حالت سه‌بعدی (HYDRUS-3D) در هر پیکسل (به ابعاد یک کیلومتر) و مقایسه نتایج شبیه‌سازی (رطوبت خاک) با مقادیر برآوردی توسط سنجنده ESTAR، دقت پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس را ارزیابی کردند. فرامقیاس‌سازی پارامترها از مقیاس ۳۰ متر به یک کیلومتر و بر اساس تغییرات در توپوگرافی انجام شد. زیرا توپوگرافی نقش مهمی در الگوی جریان و توزیع خاک ایفا می‌کند. بر پایه نتایج آن‌ها، فرامقیاس‌سازی مبتنی بر توپوگرافی منجر به دقت قابل قبولی در شبیه‌سازی رطوبت خاک شد.

یکی از روش‌های رقیب روش مدل‌سازی معکوس، روش تلفیق اطلاعات مبتنی بر رویکرد زنجیره مارکف مونت‌کارلو (MCMC) (Marcov Chain Monte Carlo) می‌باشد که توسط (Das et al., 2008) برای فرامقیاس کردن پارامترهای هیدرولیکی پیشنهاد شده است. در این روش از مدل‌های جامع خاک-گیاه-نیوار که تحت عنوان مدل‌های SVAT (SoilVegetation Atmosphere Transfer) شناخته می‌شوند به همراه سری زمانی داده‌های رطوبت خاک، پوشش گیاهی و بارش استفاده می‌شود. تمرکز ویژه آن‌ها بر روی ارزیابی رطوبت خاک تخمینی توسط سنجنده AMSR-E ماهواره Aqua با استفاده از روش مقیاس‌سازی مبتنی بر MCMC بود. بر اساس

1. Power Average Operator

اختلاف ارتفاع، فواصل بین نقاط، تغییرات در متغیرهای اتمسفری، تغییر در پوشش گیاهی، تغییر در بافت و ساختمان خاک بستگی خواهد داشت. در این پژوهش، η تنها به عنوان تابعی از اختلاف ارتفاع و فاصله افقی بین نقاط مدنظر قرار گرفته است. با استفاده از رابطه زیر می‌توان مقدار پارامتر η را محاسبه کرد.

$$\eta = \left(\frac{Z_{jmax} - Z_{jmin}}{Z_i - Z_j} \right)^2 \times \frac{\sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2 + (z_i - z_j)^2}}{s} \quad (\text{رابطه } ۵)$$

که در آن، x ، y و z مختصات جغرافیایی نقاط، s مقیاس (وضوح) مکانی است که در آن پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس می‌شوند. در رابطه (۵)، عبارت اول سمت راست اختلاف ارتفاع نرمال شده بین دو نقطه i و j می‌باشد. عبارت دوم، فاصله خطی بین مقادیر اندازه‌گیری شده را بیان می‌کند که توسط پارامتر بعد مقیاس، نرمال شده است.

فاصله‌ای که در یک مقیاس به صورت "خیلی دور" در نظر گرفته شده باشد، ممکن است در مقیاس درشت‌تر چندان دور نباشد. از این‌رو، نرمال‌سازی فاصله واقعی بوسیله پارامتر بعد مقیاس، روش بسیار مطلوبی را برای محاسبه تابع پوشش فراهم می‌آورد. فواصل خطی بین نقاط ذاتاً به عنوان معیاری برای بیان تغییرات در توپوگرافی نیست. ممکن است دو نقطه‌ای که در صفحه x - y از یکدیگر بسیار دور هستند، در جهت z اختلافی با یکدیگر نداشته باشند. در چنین حالتی این دو نقطه می‌توانند در مقایسه با نقاطی که در صفحه x - y نزدیک به یکدیگر بوده ولی در جهت z اختلاف بسیاری با یکدیگر دارند، دارای فاصله خطی یکسان باشند. بنابراین، اختلاف ارتفاع می‌تواند به عنوان معیاری از توپوگرافی در نظر گرفته شود. توان دوم مربوط به عبارت اول سمت راست رابطه (۵)، نشان دهنده وزن بیشتر پارامتر ارتفاع در مقایسه با فواصل افقی بین نقاط است. به‌طور خلاصه، نقاط نمونه‌برداری و موجود در هر پیکسل بر اساس فاصله افقی (در جهت x و y) و قائم (اختلاف ارتفاع، در جهت z) به کمک روش عملگر متوسط توان، میانگین‌گیری شدند و به عنوان مقدار متوسط درون یک پیکسل مدنظر قرار گرفتند.

ویژگی‌های هیدرولیکی خاک

ویژگی‌های هیدرولیکی توصیف شونده شامل منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی (غیر) اشباع خاک است. منحنی مشخصه رطوبتی بر پایه مدل ون‌گنوختن و هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک بر پایه مدل ون‌گنوختن-معلم به صورت زیر توصیف می‌شوند (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980).

$$S_e = \frac{\theta(h) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = [1 + (\alpha h)^n]^m \quad (\text{رابطه } ۶)$$

ترکیبی از دو نوع روش فرامقیاس‌سازی است. در روش مبتنی بر میانه^۱ تأکید بر یافتن محتمل‌ترین مقدار برای پارامتر مورد نظر از روی سری داده‌های موجود می‌باشد. در روش مبتنی بر میانگین^۲، مقدار کمی برای یک پارامتر برابر با میانگین مقادیر در سری داده‌ها است. با تلفیق این دو روش، روش میانگین توانی حاصل می‌شود که می‌توان از آن به عنوان یک روش مطلوب برای مقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک استفاده کرد. بر پایه این روش، بدون‌های خاک که در اطراف یک نقطه تجمع یافته‌اند تمایل دارند ویژگی‌های مشابهی از خاک را نشان دهند. با افزایش فاصله بین بدون‌ها، همبستگی بین ویژگی‌های خاک نیز کاهش خواهد یافت. این بدین مفهوم است که روش فرامقیاس‌سازی بایستی پوشش متقابل بین بدون‌هایی که در مجاورت با یکدیگر قرار گرفته‌اند را نیز مدنظر قرار دهد. روش PAO این قابلیت را خواهد داشت که ترکیب غیرخطی چنین داده‌هایی را به‌منظور پوشش یکدیگر ارائه کند. روش PAO بر اساس رابطه (۱) تعریف می‌شود.

$$P^*(p_1, p_2, \dots, p_n) = \frac{\sum_{i=1}^n (1+T(p_i)) p_i}{\sum_{i=1}^n (1+T(p_i))} \quad (\text{رابطه } ۱)$$

که در آن؛

$$T(p_i) = \sum_{j=1, j \neq i}^n \text{Sup}(p_i, p_j) \quad (\text{رابطه } ۲)$$

که در آن‌ها، P^* میانگین توانی مقادیر پارامترهای p_1 تا p_n (تعداد نقاط برای میانگین‌گیری) و $\text{Sup}(p_i - p_j)$ پوشش مکانی p_i از p_j می‌باشد. این مشخصه این امکان را فراهم می‌آورد تا داده‌هایی که در اطراف یک مقدار ویژه تجمع یافته‌اند، به‌صورت غیرخطی با یکدیگر ترکیب و تلفیق شوند و یک مقدار ویژه را ارائه کنند. به‌طور کلی، تابع پوشش مکانی بایستی شرط زیر را دارا باشد.

$$\text{Sup}(p_i, p_j) \in [0, 1] \quad (\text{رابطه } ۳)$$

صورت کلی معادله (۳) به‌صورت زیر بیان می‌شود.

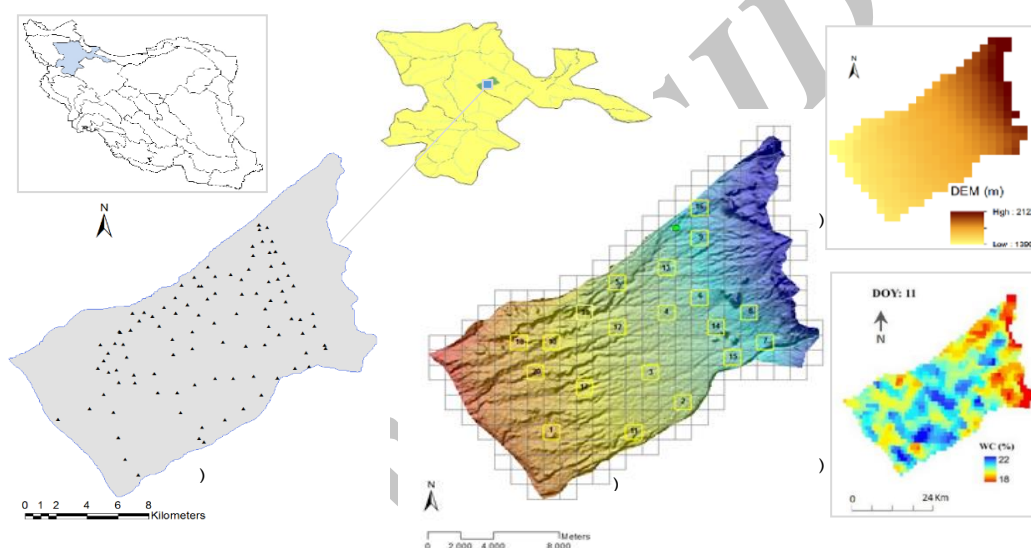
$$\text{Sup}(p_i, p_j) = e^{-\eta(p_i - p_j)^2} \quad (\text{رابطه } ۴)$$

که در آن، $\eta \geq 0$ بوده به کمک رابطه (۵) محاسبه می‌شود. تابع فوق، یک تابع پیوسته و متقارن بوده و فواصل آن برابر واحد است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، اگر $p_i = p_j$ باشد، مقدار تابع برابر با ۱ خواهد بود. با افزایش اختلاف بین مقادیر این دو پارامتر، مقدار تابع به صفر نزدیک می‌شود. در روش PAO، پارامتر η (اتا) می‌تواند به عنوان پارامتر مقیاس^۳ در نظر گرفته شود. بر این اساس، پارامتر η به عوامل متعددی از قبیل

1. Mode-like
2. Mean type aggerigation
3. Scaling factor

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از حوزه آبخیز سفیدرود و زیر حوزه آبخیز زنگانرود با وسعت ۲۵۰ کیلومتر مربع است. حداقل و حداکثر ارتفاع منطقه از سطح دریا برابر با ۱۳۸۳ و ۲۱۶۰ متر و شیب عمومی منطقه در جهت شمال شرق-جنوب غرب و کمتر از ۴ درصد به دست آمد. میانگین بارش سالانه در منطقه برابر ۳۲۰ میلی‌متر بود. از نظر بافت خاک، خاک‌های غالب منطقه لومی رسی و لوم بوده و در زیر گروه بزرگ Typic Calcixerpts طبقه‌بندی می‌شوند.



شکل ۱. موقعیت نقاط نمونه‌برداری خاک در مقیاس نقطه‌ای (الف) و پیکسل ۱Km×۱Km (ب) به همراه لایه‌های توپوگرافی (ج) و نمونه‌ای از نقشه رطوبت برآوردی توسط ASAR (د) در منطقه

به منظور اندازه‌گیری بازتاب طیفی نمونه‌های خاک، از دستگاه اسپکترورادیومتر زمینی (FieldSpec@3, ASD, FR, USA) استفاده شد. منحنی‌های طیفی خاک‌ها در گستره مرئی، مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز میانی (۲۵۰۰-۳۵۰ نانومتر) در تاریخخانه اندازه‌گیری شدند (Babaeian et al., 2013b; 2014). با استفاده از نرم‌افزار Unschambler 10.3، روش‌های مختلف پیش‌پردازش بر روی داده‌های طیفی آزمون و بر اساس روش اعتبارسنجی متقابل و دقت نتایج، از منحنی‌های حذف پیوستار و فیلتر Savitzky-Golay به صورت تابع چندجمله‌ای درجه دوم، استفاده شد. برای جزئیات بیشتر در مورد نحوه اندازه‌گیری‌ها و پردازش داده‌های طیفی، به مقاله Babaeian et al. (2013b; 2014) مراجعه شود.

با استفاده از مدل ارتفاعی رقومی (DEM) اقدام به تهیه نقشه توپوگرافی منطقه با وضوح ۳۰ متر شد. داده‌های مربوط به رطوبت خاک سطحی نیز با استفاده از تصاویر مایکروویو

$$k(S_e) = k_0 S_e^l \left\{ 1 - [1 - S_e^{nl(n-1)}]^{1-1/n} \right\}^2 \quad (\text{رابطه ۷})$$

که در آن‌ها، h مکش ماتریک (cm)، α ، n و m ($m=1-1/n$) پارامترهای شکل منحنی مشخصه رطوبتی (α) بر حسب cm^{-1} و n و m بدون بعد، $\theta(h)$ مقدار رطوبت ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) به ازای پتانسیل‌های ماتریک معین θ_r ، h و θ_s ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) به ترتیب مقدار رطوبت باقی‌مانده و اشباع خاک، k_s و $k(h)$ به ترتیب ضرایب هدایت هیدرولیکی اشباع و غیراشباع (cm.d^{-1})، l پارامتر اتصال (پیچاپیچی) منافذ خاک (بدون بعد و معمولاً برابر با ۰/۵ فرض می‌شود) است.

جمع‌آوری داده‌ها

تعداد ۱۷۴ نمونه خاک از لایه سطحی (۰-۳۰ سانتیمتر) به صورت سری‌های دست‌خورده و دست‌نخورده از منطقه جمع‌آوری و ویژگی‌های مبنایی (شامل توزیع اندازه ذرات، مقدار کربن آلی و جرم ویژه ظاهری خاک) و هیدرولیکی خاک (شامل منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک) با استفاده از روش‌های استاندارد آزمایشگاهی اندازه‌گیری شدند (Vereecken et al., 2010; Gee and Bauder, 1986; Walkley and Black, 1934). با استفاده از بهینه‌سازی به روش حداقل مربعات غیرخطی^۱ موجود در برنامه Solver اکسل، پارامترهای هیدرولیکی مدل ون‌گونختن-معلم از روی مقادیر اندازه‌گیری شده محاسبه و به عنوان مقادیر مشاهده‌ای پارامترهای هیدرولیکی خاک در نظر گرفته شدند.

1. Non-linear lest square regression

حداقل مقیاس برای مطالعه فرآیندها و عوارض سطح زمین با پوشش زمانی و مکانی مناسب است. در جدول (۲)، متوسط ارتفاع (وضوح ۱ کیلومتر)، متوسط شیب (وضوح ۱ کیلومتر)، نوع کاربری و متوسط مقادیر شاخص توپوگرافی (CTI) به ازای پیکسل‌های مختلف نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، متوسط ارتفاع و شیب منطقه در پیکسل‌های انتخابی در گستره ۱۸۶۰-۱۵۳۰ متر و ۱/۸-۴/۲ درصد به‌دست آمده است. پوشش زمین نیز شامل اراضی کشاورزی (غالباً دیم) و مرتع (نسبتاً فقیر) است.

جدول ۱. مشخصه‌های سنجنده و تصاویر ASAR مورد استفاده

تفکیک مکانی	۵۰۰ m
نوع پلاریزاسیون	افقی-افقی (HH)
مد	GM
زاویه میل	۳۶/۱-۳۸/۳ درجه
بسامد	۵/۳۳۱ گیگا هرتز (باند C)
طول موج	۵/۶
جهت تصویربرداری	Ascending

سنجنده ASAR ماهواره ENVISAT مد GM با وضوح مکانی ۱ کیلومتر طی ۹۰ روز ابتدای سال ۲۰۱۲ و با استفاده از روش ارائه شده توسط Babaeian et al. (2013a) محاسبه و مورد استفاده قرار گرفت. سنجنده ASAR یک سنجنده مایکروویو فعال می‌باشد که در باند C (طول موج ۵/۶۷ سانتیمتر) اقدام به تصویربرداری از سطح زمین می‌کند (جدول ۱). اصول استفاده از داده‌های مایکروویو فعال در برآورد رطوبت خاک به دلیل حساسیت زیاد سیگنال‌های رادار به ثابت دی‌الکتریک محیط خاک (عمدتاً آب موجود در خاک) است. داده‌های رطوبت خاک برآوردی نیز به‌منظور بررسی ارتباط آن‌ها با شاخص توپوگرافی (CTI)^۱ مورد استفاده قرار گرفتند.

نتایج و بحث

پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن-معلم شامل θ_s ، α ، n و K_s با استفاده از روش PAO به ۲۰ پیکسل به ابعاد یک کیلومتر در منطقه درشت‌مقیاس شدند. مقیاس یک کیلومتر،

1. Compound topographic index

جدول ۲. اطلاعات مربوط به متوسط ارتفاع، شیب، پوشش زمین و شاخص توپوگرافی در ۲۰ پیکسل انتخابی

شماره پیکسل	ارتفاع (متر)	متوسط شیب (%)	پوشش زمین (کاربری)	متوسط توپوگرافی (CTI)
پیکسل ۱	۱۵۲۹	۱/۸۱	مرتع	۶/۲۹۷
پیکسل ۲	۱۶۸۲	۱/۹۴	کشاورزی	۶/۲۳۲
پیکسل ۳	۱۶۷۱	۱/۸۵	کشاورزی	۶/۲۴۱
پیکسل ۴	۱۷۱۹	۲/۲۸	کشاورزی	۶/۱۶۸
پیکسل ۵	۱۶۹۱	۱/۹۵	کشاورزی	۶/۳۴۷
پیکسل ۶	۱۷۷۹	۳/۰۴	کشاورزی	۶/۱۹۸
پیکسل ۷	۱۸۲۶	۳/۵۶	کشاورزی	۶/۴۶۲
پیکسل ۸	۱۸۴۶	۴/۱۶	کشاورزی	۷/۴۴۰
پیکسل ۹	۱۸۳۲	۳/۴۰	کشاورزی	۶/۹۱۶
پیکسل ۱۰	۱۵۷۷	۲/۱۳	مرتع	۶/۵۱۲
پیکسل ۱۱	۱۶۱۲	۱/۹۳	کشاورزی	۶/۳۹۰
پیکسل ۱۲	۱۶۶۰	۱/۷۵	کشاورزی	۶/۳۸۰
پیکسل ۱۳	۱۷۵۲	۲/۵۰	کشاورزی	۶/۰۹۸
پیکسل ۱۴	۱۷۷۰	۲/۷۰	کشاورزی	۶/۰۸۵
پیکسل ۱۵	۱۷۷۱	۲/۳۰	کشاورزی	۶/۱۳۵
پیکسل ۱۶	۱۸۵۹	۳/۱۵	کشاورزی	۶/۸۲۷
پیکسل ۱۷	۱۵۸۹	۲/۳۰	مرتع	۶/۸۰۳
پیکسل ۱۸	۱۵۳۶	۲/۱۸	مرتع	۶/۷۵۵
پیکسل ۱۹	۱۶۳۲	۲/۳۸	مرتع	۶/۸۸۳
پیکسل ۲۰	۱۵۴۰	۱/۹۲	مرتع	۶/۲۹۰

مقایسه پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس و نقطه‌ای

در جدول (۳)، گستره تغییرات پارامترهای هیدرولیکی ون-گنوختن-معلم در مقیاس نقطه‌ای و به ازای پیکسل‌های مختلف ارائه شده است. این مقادیر بر اساس بافت خاک غالب در هر پیکسل بوده و مقادیر آن‌ها بر اساس موقعیت یکی از نقاط نمونه‌برداری شده که به عنوان معرفی از پیکسل مربوطه در نظر گرفته شده است، می‌باشد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، گستره تغییرات θs بین ۰/۳۷ تا ۰/۶۱، α بین ۰/۰۶۸ تا ۰/۳۱، n بین ۱/۱۱ تا ۱/۲۳ و $\ln Ks$ بین ۴/۱ تا ۵/۵ به دست آمده است.

جدول ۳. مقادیر پارامترهای ون‌گنوختن-معلم مشاهده‌ای در مقیاس نقطه‌ای برای ۲۰ پیکسل انتخابی

شماره پیکسل	$\theta s [cm^3 cm^{-3}]$	$\alpha [cm^{-1}]$	$n [-]$	$\ln Ks [cmd^{-1}]$
پیکسل ۱	۰/۴۸۵	۰/۱۶۱	۱/۱۵۵	۵/۰۴۷
پیکسل ۲	۰/۴۷۲	۰/۵۶	۱/۱۳۶	۵/۰۷۸
پیکسل ۳	۰/۵۵۱	۰/۲۶۵	۱/۱۶۵	۵/۱۲۸
پیکسل ۴	۰/۴۴۵	۰/۲۵۸	۱/۱۳۶	۵/۱۴۵
پیکسل ۵	۰/۴۱۷	۰/۳۱۵	۱/۱۱۹	۴/۸۴۱
پیکسل ۶	۰/۴۳۳	۰/۲۰۲	۱/۱۶۴	۵/۳۸۹
پیکسل ۷	۰/۵۵۰	۰/۲۱۶	۱/۱۶۷	۴/۱۲۹
پیکسل ۸	۰/۶۱۱	۰/۱۴۵	۱/۲۰۸	۴/۸۷۲
پیکسل ۹	۰/۵۶۹	۰/۰۷۸	۱/۲۲۴	۵/۴۴۵
پیکسل ۱۰	۰/۴۸۵	۰/۱۱۲	۱/۱۸۱	۴/۶۶۵
پیکسل ۱۱	۰/۵۱۸	۰/۱۳۹	۱/۱۹۵	۵/۱۳۷
پیکسل ۱۲	۰/۴۶۳	۰/۱۰۸	۱/۱۹۹	۴/۸۸۹
پیکسل ۱۳	۰/۴۵۴	۰/۰۶۸	۱/۲۰۸	۴/۴۷۱
پیکسل ۱۴	۰/۴۹۵	۰/۱۰۴	۱/۲۰۸	۲/۴۳۸
پیکسل ۱۵	۰/۳۷۵	۰/۴۳۸	۱/۱۱۲	۴/۸۸۶
پیکسل ۱۶	۰/۵۰۹	۰/۱۱۳	۱/۲۰۰	۵/۵۱۵
پیکسل ۱۷	۰/۴۳۰	۰/۱۹۶	۱/۱۷۵	۴/۷۵۹
پیکسل ۱۸	۰/۵۰۹	۰/۱۳۱	۱/۲۰۲	۵/۴۴۱
پیکسل ۱۹	۰/۴۷۸	۰/۱۹۰	۱/۱۸۶	۴/۷۲۶
پیکسل ۲۰	۰/۵۴۰	۰/۰۸۱	۱/۲۲۷	۵/۰۵۹

در شکل (۲)، مقایسه بین پارامترهای هیدرولیکی مشاهده‌ای در مقیاس نقطه‌ای و پارامترهای هیدرولیکی مشاهده‌ای فرامقیاس (۱ km) (مقادیر اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه که به روش PAO در هر پیکسل میانگین‌گیری شدند) به روش عملگر متوسط توان برای پیکسل‌های مختلف ارائه شده است. در اینجا هدف، بررسی دقت روش PAO در فرامقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک بود. به‌طور کلی، همبستگی (R) بیشتر از ۰/۵۰ بین مقادیر پارامترهای هیدرولیکی مشاهده‌ای در هر دو مقیاس به دست آمد. همان‌طور

که مشاهده می‌شود، بیشترین مقدار R برای پارامترهای α و $\ln Ks$ و به ترتیب برابر با ۰/۸۳ و ۰/۸۱ و کمترین مقدار برای θs و n به ترتیب برابر با ۰/۷۴ و ۰/۵۴ به دست آمد. مقادیر RMSE نیز برای این پارامترهای به ترتیب برابر با ۰/۰۸۱، ۰/۵۴۹، ۰/۰۲۹ و ۰/۰۳۷ محاسبه شد. همچنین، نتایج نشان می‌دهد که پارامتر α فرامقیاس به صورت کم‌برآورد و پارامترهای n ، θs و $\ln Ks$ فرامقیاس تا حدودی بیش‌برآورد شده‌اند (شکل ۲). به‌طور کلی، این نتایج نشان می‌دهد که فرامقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک با استفاده از روش PAO، توانسته است مقادیر مؤثر پارامترهای هیدرولیکی را در مقیاس بزرگ فراهم کند. هر چند، این روش توسط دیگر پژوهشگران (Jana and Mohanty, 2012a,b,c) نیز ارزیابی و نتایج قابل قبولی ارائه کرده است. این امکان وجود دارد که هر یک از پارامترهای هیدرولیکی خاک توسط روش‌های مختلف، با دقت بیشتری فرامقیاس شوند. در چنین وضعیتی، بهتر است که سری پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس به جای اینکه از یک روش محاسبه شوند، مشتمل بر استفاده از چندین روش فرامقیاس‌سازی باشند. اگرچه، در این پژوهش تنها از روش عملگر متوسط توان به دلیل بازگو کردن اثر توپوگرافی بر توزیع ویژگی‌های خاک، به عنوان روش فرامقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک استفاده شده است.

فرامقیاس‌سازی رویکردهای مختلف توابع انتقالی

در شکل (۳)، نتایج حاصل از کاربرد روش PAO در فرامقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی تخمینی حاصل از توابع انتقالی مختلف (یعنی STF، PTF و SPTF) و مقایسه آن با مقادیر مشاهده‌ای فرامقیاس به ازای پیکسل‌های مختلف ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، توابع انتقالی فرامقیاس تفاوت‌های آشکاری را با یکدیگر به‌ویژه در مورد پارامتر θs نشان داده‌اند (شکل ۳-ج). روند تغییرات هر پارامتر در حضور توابع انتقالی فرامقیاس به ازای هر یک از پیکسل‌ها تا حدود زیادی مشابه با یکدیگر است. به‌طوری‌که پارامترهای $\ln Ks$ و n حاصل از توابع انتقالی مختلف بیشترین شباهت را با پارامترهای اندازه‌گیری شده در هر یک از پیکسل‌ها نشان دادند (شکل ۳-ب، ۳-د). در جدول (۴)، مقادیر ضریب همبستگی (R) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس مشاهده‌ای و تخمینی حاصل از کاربرد هر یک از توابع انتقالی محاسبه شده است. بر پایه نتایج، بیشترین مقدار R معنی‌دار برای پارامترهای $\ln Ks$ ، n و α (به ترتیب برابر با ۰/۸۶، ۰/۷۰ و ۰/۶۵) برای STF‌ها و بیشترین مقدار R

برآورد θ_s می‌تواند به دلیل استفاده از جرم ویژه ظاهری خاک به‌عنوان متغیر ورودی این توابع به‌منظور در نظر گرفتن اثر ساختمان خاک باشد.

معنی‌دار (۰/۵۵) برای پارامتر θ_s برای PTFها به‌دست آمد. همچنین، SPTFها بعد از STFها بیشترین دقت را برای برآورد پارامترهای $\ln K_s$ ، n و α نشان دادند. دقت بیشتر PTFها در

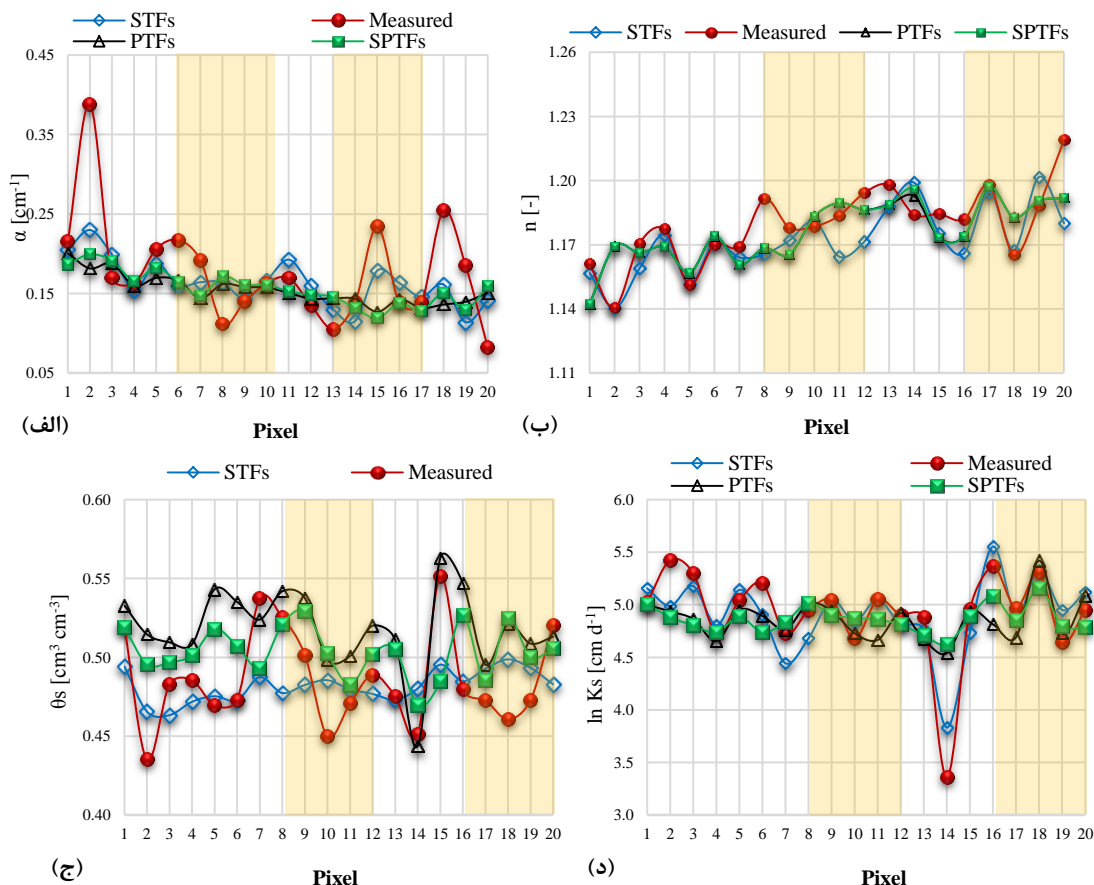


شکل ۲. مقادیر پارامترهای هیدرولیکی مشاهده‌ای (اندازه‌گیری شده) در مقیاس نقطه‌ای و فرامقیاس (1 km) با استفاده از روش PAO به ازای ۲۰ پیکسل انتخابی

جدول ۴. ضریب همبستگی پیرسون (R) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) بین مقادیر مشاهده‌ای پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس با مقادیر تخمینی فرامقیاس حاصل از رویکردهای مختلف توابع انتقالی

	$\theta_s [cm^3 cm^{-3}]$		$\alpha [cm^{-1}]$		$n [-]$		$\ln K_s [cm d^{-1}]$	
	R	RMSE	R	RMSE	R	RMSE	R	RMSE
STFs	۰/۳۲۱	۰/۰۲۹۴	۰/۶۴۸ ^b	۰/۰۵۴۵	۰/۷۰۳ ^b	۰/۰۱۴۸	۰/۸۶۳ ^b	۰/۲۴۷۱
PTFs	۰/۵۵۴ ^b	۰/۰۴۲۷	۰/۳۰۹	۰/۰۶۷۶	۰/۶۵۵ ^b	۰/۰۱۳۷	۰/۵۵۵ ^a	۰/۳۶۷۸
SPTFs	۰/۱۲۳	۰/۰۳۷۴	۰/۳۶۶	۰/۰۶۵۶	۰/۶۵۹ ^b	۰/۰۱۳۹	۰/۶۸۱ ^b	۰/۳۷۷۴

a و b به ترتیب معنی‌داری در سطوح ۵ و ۱ درصد را نشان می‌دهند.



شکل ۳. مقایسه مقادیر پارامترهای هیدرولیکی تخمینی فرامقیاس سازی شده با مقادیر اندازه گیری شده فرامقیاس به روش PAO (یعنی مقادیر اندازه گیری شده در آزمایشگاه که با روش PAO فرامقیاس شدند) به ازای پیکسل های مختلف

جدول ۵. ضریب همبستگی پیرسون (R) بین پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس حاصل از رویکردهای مختلف توابع انتقالی به ازای تمامی پیکسل-ها

جدول ۵. ضریب همبستگی پیرسون (R) بین پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس حاصل از رویکردهای مختلف توابع انتقالی به ازای تمامی پیکسل-ها

		PTFs	SPTFs
STFs	$\theta_s [cm^3 cm^{-3}]$	۰/۱۳۴	۰/۰۸۱
	$\alpha [cm^{-1}]$	۰/۶۳۶ ^b	۰/۶۸۶ ^b
	$n [-]$	۰/۷۱۹ ^b	۰/۷۲۹ ^b
	$\ln Ks [cm d^{-1}]$	۰/۵۲۰ ^a	۰/۶۳۷ ^b
PTFs	$\theta_s [cm^3 cm^{-3}]$		۰/۶۲۷ ^b
	$\alpha [cm^{-1}]$		۰/۹۲۱ ^b
	$n [-]$		۰/۹۹۹ ^b
	$\ln Ks [cm d^{-1}]$		۰/۶۸۱ ^b

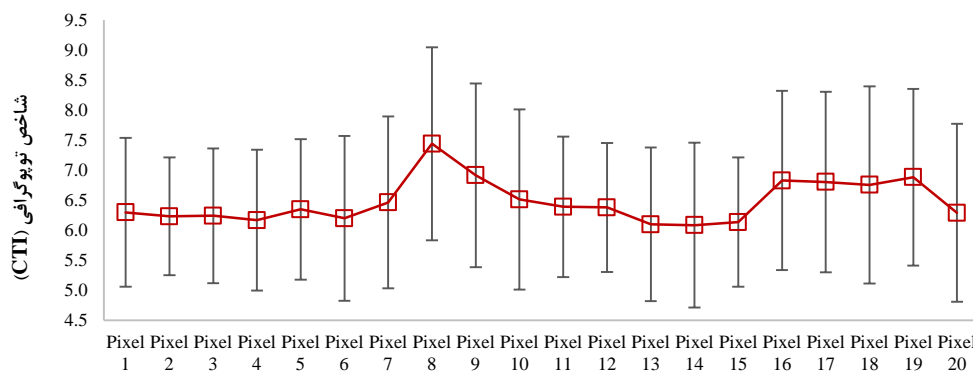
a و b به ترتیب معنی داری در سطوح ۵ و ۱ درصد را نشان می دهند.

همبستگی بین پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس و توپوگرافی در شکل (۴)، شاخص توپوگرافی یا $CTI (\ln[A/\tan(B)])$ (Beven et al., 1984; Kirkby, 1975) برای هر پیکسل با استفاده از داده های مدل ارتفاعی رقومی (DEM) محاسبه شده است که در آن A، مساحت و B شیب در نقطه مورد نظر می باشد. پژوهش ها نشان داده که تفکیک مکانی داده های DEM بر دقت مقادیر CTI مؤثر است. به طوری که با کاهش تفکیک مکانی DEM (مثلاً از ۱۰ متر به ۳۰ متر)، دقت کاهش پیدا می کند (Pradhan et al., 2006; Jana and Mohanty, 2012a,b). مقادیر میانگین و انحراف معیار شاخص CTI درون هر پیکسل محاسبه و در شکل (۴) نشان داده شده است. مقادیر

در جدول (۵)، مقادیر همبستگی بین پارامترهای ون-گنوختن-معلم حاصل از کاربرد STFها، SPTFها و PTFهای فرامقیاس به ازای تمامی پیکسل های انتخابی ارائه شده است. بر پایه نتایج، SPTFها و PTFهای فرامقیاس، بیشترین همبستگی

دارد. این نتایج منطبق با یافته‌های Jana and Mohanty (2012a) می‌باشد. بر پایه نتایج، روش PAO در پیکسل‌هایی که با بیشترین مقدار CTI همراه هستند، بهترین عملکرد را در فرامقیاس‌سازی توابع انتقالی نشان داده است، در حالی که در پیکسل‌هایی با کمترین مقدار CTI، نتایج با دقت کمتری همراه هستند (شکل ۳ و ۴). پیکسل ۲ دارای کمترین مقدار CTI بوده و غالباً منطبق بر دره‌ها و خط رأس‌ها است که وضعیت توپوگرافی پیچیده‌ای را ایجاد کرده است. لذا کمترین دقت را طی فرامقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک نشان داده است.

بزرگ CTI نشان دهنده آن است که اختلاف ارتفاع نسبی درون پیکسل مورد نظر اندک است، در حالی که مقادیر کوچک آن نشان دهنده تغییرات زیاد در توپوگرافی است (Jana and Mohanty, 2012a). همان‌طور که مشاهده می‌شود، درحالی‌که تغییرات اندکی در مقادیر میانگین شاخص CTI بین پیکسل‌ها وجود دارد، توزیع (انحراف معیار) شاخص CTI درون هر پیکسل که توسط خطوط قائم نشان داده شده است، بسیار متغیر است. این تغییرات نشان می‌دهد که در مقیاس بزرگ، تمامی پیکسل‌ها مقدار CTI نزدیکی دارند. درحالی‌که در مقیاس کوچک (درون هر پیکسل)، تفاوت قابل توجهی بین پیکسل‌ها وجود



شکل ۴. مقادیر متوسط شاخص توپوگرافی (CTI) به ازای پیکسل‌های مختلف در حوزه آبخیز که بر اساس مدل ارتفاعی رقمی (DEM) با تفکیک مکانی ۳۰ متر به‌دست آمده است. خطوط قائم، انحراف معیار مقادیر CTI را در هر پیکسل نشان می‌دهند.

مقادیر R بین میانگین CTI و پارامترهای α , n , Ks و θs به ترتیب برابر با -0.167 , 0.409 , 0.001 و -0.195 به‌دست آمد. در اینجا رطوبت تخمینی حاصل از داده‌های ASAR همبستگی بالاتر (-0.453) و معنی‌داری ($p < 0.005$) با میانگین CTI نسبت به پارامترهای هیدرولیکی ون گنوختن-معلم نشان داد. بر پایه نتایج پژوهش‌ها، در مقیاس‌های کوچک توزیع ویژگی‌های فیزیکی و رطوبت خاک در کنترل بافت و ساختمان خاک است (Vereecken *et al.*, 2007). درحالی‌که در مقیاس‌های متوسط (کیلومتر)، توپوگرافی منطقه نقش مهم‌تری را ایفا می‌کند. در مقیاس‌های بزرگ (ناحیه‌ای)، نوع و تراکم پوشش گیاهی کنترل کننده ویژگی‌های هیدرولیکی خاک است (Vereecken *et al.*, 2008; Jana and Mohanty, 2012b).

در جدول (۶)، ضریب همبستگی پیرسون (R) بین پارامترهای ون گنوختن فرامقیاس و شاخص CTI ارائه شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، رابطه معنی‌داری بین شاخص توپوگرافی با پارامترهای هیدرولیکی خاک دیده نمی‌شود. هر چند بیشترین مقادیر همبستگی بین پارامترهای α و n با انحراف معیار CTI و بیشترین ضریب همبستگی برای پارامترهای θs و $\ln Ks$ با مقادیر میانگین CTI مشاهده شد. این نتایج منطبق با یافته‌های دیگر پژوهشگران می‌باشد (Jana and Mohanty (2012a,b); Western *et al.*, 2004). در پژوهشی گنوختن-معلم و رطوبت خاک برآورد شده توسط تصاویر ESTAR را با شاخص CTI بررسی کردند. بر پایه نتایج آن‌ها،

جدول ۶. ضریب همبستگی پیرسون (R) بین پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس و ضریب CTI به ازای تمامی پیکسل‌ها

رطوبت برآوردی توسط ASAR (DOY=۱۲)	پارامترهای هیدرولیکی فرامقیاس				
	$\ln Ks [cm.d^{-1}]$	$n [-]$	$\alpha [cm^{-1}]$	$\theta s [cm^3 cm^{-3}]$	
-0.453^a	0.218	0.166	-0.231	0.129	میانگین شاخص
-0.197	-0.108	0.353	-0.421	0.060	انحراف معیار توپوگرافی
-0.184	-0.082	0.337	-0.390	0.054	واریانس (CTI)

a: معنی‌دار در سطح ۵ درصد.

نتیجه‌گیری

فرامقیاس شدند) نشان دادند. روش PAO در پیکسل‌هایی که دارای بیشترین مقدار CTI بودند، بهترین عملکرد را نشان دادند. رطوبت برآورد شده توسط داده‌های ASAR همبستگی بالا و معنی‌داری با میانگین CTI در بسیاری از پیکسل‌ها نشان داد. بر پایه نتایج این پژوهش، توپوگرافی عامل مهمی در شناسایی مقادیر مؤثر ویژگی‌های هیدرولیکی خاک در مقیاس منطقه‌ای بود. همچنین، نتایج نشان داد که استفاده از توپوگرافی در مقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی خاک قادر است تغییرپذیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را در مقیاس منطقه‌ای با دقت قابل قبولی توصیف کند.

در این پژوهش فرامقیاس‌سازی پارامترهای هیدرولیکی ون-گنوختن-معلم حاصل از STFها، PTFها و SPTFها در مقیاس منطقه‌ای (پیکسل‌هایی به ابعاد یک کیلومتر) بر اساس توپوگرافی و با استفاده از روش عملگر متوسط توان (PAO) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاکی از وجود همبستگی بالا و معنی‌دار بین پارامترهای هیدرولیکی در مقیاس نقطه‌ای و فرامقیاس‌سازی شده به روش PAO بود. همچنین، توابع انتقالی (STFs، PTFs و SPTFs) فرامقیاس همبستگی معنی‌داری با مقادیر مشاهده‌ای پارامترهای θ_s, n, α و $\ln K_s$ فرامقیاس مقادیر اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه که با روش PAO

REFERENCES

- Babaeian, E. Homae, M. and Norouzi, A.A. (2013a). Retrieving surface soil water content using ENVISAT ASAR radar data. *Journal of Water research in Agriculture*, 27(4), 611-622. (In Farsi)
- Babaeian, E. Homae, M. and Norouzi, A.A. (2013b). Deriving and validating point spectrotransfer functions in Vis-NIR-SWIR range to estimate soil water retention. *Journal of Water and Soil Resources Conservation*, 3 (2) 27- 41. (In Farsi)
- Babaeian, E. Homae, M. and Norouzi, A.A. (2014). Deriving and validating parametric spectrotransfer functions forestimating soil hydraulic properties in VIS-NIR-SWIR range. *Journal of Water and Soil Resources Conservation*, 3(3), 21-36. (In Farsi)
- Beven, K.J., Kirkby, M. J. Schofield, N. and Tagg, A. F. (1984). Testing a physically-based flood forecasting-model (TOPMODEL) for 3 UK catchments. *Journal of Hydrology*, 69(1-4), 119-143.
- Das, N.N. Mohanty, B.P. and Njoku, E.G. (2008). A Markov chain Monte Carlo algorithm for upscaled SVAT modeling to evaluate satellite-based soil moisture measurements. *Water Resources Research*. 44: W05416. [doi: 10.1029/2007WR006472].
- Famiglietti, J.S. Rudnicki, J. W. and Rodell, M. (1998). Variability in surface moisture content along a hillslope transect: Rattlesnake Hill, Texas, *Journal of Hydrology*, 210, 259-281, doi:10.1016/S0022-1694(98)00187-5.
- Gee, G.W. and Bauder, J.W. (1986). Particle size analysis. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis: Part I*. Second edition. Agronomy Monograph, vol. 9. ASA and SSSA, Madison, WI, p. 383-411.
- Hawley, M.E. Jackson, T. J. and McCuen, R. H. (1983). Surface soil- moisture variation on small agricultural watersheds, *Journal of Hydrology*, 62, 179-200, doi:10.1016/0022-1694(83)90102-6.
- Hillel, D. (1991). *Introduction to Soil Physics*, Academic Press, San Diego, Cal.
- Jana, R.B. and Mohanty, B. (2012c). A comparative study of multiple approaches to soil hydraulic parameter scaling applied at the hillslope scale. *Water Resources Research*, 48, W02520.
- Jana, R.B. and Mohanty, B. (2012b). A topography-based scaling algorithm for soil hydraulic parameters at hillslope scales: Field testing. *Water Resources Research*, 48, W02519.
- Jana, R.B. and Mohanty, B. (2012a). On topographic controls of soil hydraulic parameter scaling at hillslope scales. *Water Resources Research*, 48, W02518.
- Kirkby, M. J. (1975). Hydrograph modeling strategies, in *Process in Physical and Human Geography*, edited by R. Peel, M. Chisholm, and P. Haggett, pp. 69-90, Heinemann, London.
- Kohnke, H., and Franzmeier, D. P. (1995). *Soil Science Simplified*, 4th ed., Waveland, Long Grove, Ill.
- Lag, J. (1951), Illustration of influence of topography on depth of A2-layer in Podzol profiles. *Soil Science*, 71(2), 125-127.
- Mohanty, B. P., and Mousli, Z. (2000). Saturated hydraulic conductivity and soil water retention properties across a soil-slope transition, *Water Resources Research*, 36(11), 3311-3324, doi:10.1029/2000WR900216.
- Mualem, Y. (1976). New model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12, 513-522.
- Pradhan, N. R. Tachikawa, Y. and Takara, K. (2006). A downscaling method of topographic index distribution for matching the scales of model application and parameter identification. *Hydrological Process*, 20(6), 1385-1405, doi:10.1002/Hyp.6098.
- Tedrow, J. C. F. (1951). Influence of topography and position on classification of soils having impeded drainage, *Soil Science*, 71(6), 429-438.
- van Genuchten, M.Th. (1980). A close-form equation for predicting the hydraulic conductivity of

- unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892–898.
- Vereecken, H. Weynants, M. Javaux, M. Pachepsky, Y. Schaap, M.G. and van Genuchten, M.Th. (2010). Using Pedotransfer Functions to Estimate the van Genuchten–Mualem Soil Hydraulic Properties: A Review. *Vadose Zone Journal*, 9: 795-820.
- Vereecken, H. Huisman, J. A. Bogena, H. Vanderborght, J. Vrugt, J. A. and Hopmans, J. W. (2008). On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water Resources Research*, 44, W00D06, doi:10.1029/2008WR006829.
- Vereecken, H., R. Kasteel, J. Vanderborght, and T. Harter (2007), Upscaling hydraulic properties and soil water flow processes in heterogeneous soils: A review. *Vadose Zone Journal*, 6, 1–28.
- Walkley, A.J. and Black, I.A. (1934). An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science*, 37: 29–38.
- Wen, X.H. and Gomez-Hernandez, J. J. (1996). Upscaling hydraulic conductivities in heterogeneous media: An overview, *Journal of Hydrology*, 183.
- Western, A. W. Zhou, S. L. Grayson, R. B. McMahon, T. A. Blöschl, G. and Wilson, D. J. (2004). Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 286(1), 113–134.
- Wilson, D. J. Western, A. W. and Grayson, R. B. (2004). Identifying and quantifying sources of variability in temporal and spatial soil moisture observations. *Water Resources Research*, 40(2), W02507, doi:10.1029/2003WR002306.
- Yager, R. R. (2001). The power average operator, *IEEE Trans. Syst. Man Cybern. Part A*, 31(6), 724–731.

Archive of SID