

تخمین مکانی- زمانی شوری خاک با داده‌های نامطمئن و روش آنتروپی حداکثر اریب در حاشیه غربی دریاچه ارومیه

نیکو حمزه پور^{۱*}، پاتریک بوگارت^۲

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۹/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۹/۱۱)

چکیده

پایش به هنگام شوری خاک براساس نمونه‌برداری‌های صحرایی، نیاز به زمان و هزینه زیادی دارند. بنابراین هر نوع روش که بتواند منجر به کاهش هزینه‌ها شود، قدمی به سوی پایش پایدار شوری خاک در بلندمدت خواهد بود. هدف از این تحقیق، استفاده از روش آنتروپی حداکثر اریب و خطای حاصل از استفاده از داده‌های صحرایی در یک بازه زمانی، برای بهبود تخمین مکانی- زمانی شوری خاک در نقاطی بدون اندازه‌گیری‌های دقیق آزمایشگاهی بود. هدایت الکتریکی خاک در صحرا برای تمامی نمونه‌ها از تمام دوره‌های نمونه‌برداری به تعداد ۸۴۶ اندازه‌گیری گردید. اما اندازه‌گیری شوری خاک در آزمایشگاه تنها برای دوره‌های اول، دوم و پنجم انجام شد. بعد از واسنجی داده‌های صحرایی با داده‌های آزمایشگاهی برای دو دور اول نمونه‌برداری، هیستوگرام باقی‌مانده‌ها محاسبه گردید و سپس واریانس باقی‌مانده‌ها به‌عنوان خطای مربوط به داده‌های نامطمئن، در تخمین مکانی- زمان شوری خاک در سایر بازه‌های زمانی استفاده گردید. نتایج حاصل از اعتبارسنجی مقادیر تخمینی شوری خاک نشان داد استفاده از مدل واسنجی و خطای محاسبه‌شده برای دو دور اول نمونه‌برداری با مقادیر میانگین خطا و میانگین مربعات خطای برابر با ۰/۱۲- و ۰/۷۲، می‌تواند در تخمین مکانی شوری خاک در دور پنجم نمونه‌برداری نیز از اعتبار لازم برخوردار باشد. لذا، از مدل برازش‌شده در تخمین مکانی- زمانی شوری خاک در طی تمامی دوره‌های نمونه‌برداری استفاده گردید. نتایج نشان داد شوری خاک در طی بازه زمانی بین ۱۳۸۹-۱۳۹۵، افزایش قابل توجهی داشت و شوری ثانویه خاک در زمین‌های کشاورزی در حال اتفاق است. به‌طوری‌که میانگین شوری خاک در منطقه مطالعاتی از ۴/۵۶ در طی پاییز ۱۳۹۰ به ۶/۶۵ در طی پاییز ۹۵ افزایش یافت. براساس نتایج حاصل از این تحقیق استفاده از داده‌های نامطمئن و روش آنتروپی حداکثر اریب، با کاهش هزینه‌ها و زمان لازم برای آنالیزهای آزمایشگاهی امکان پایش پایدار مرز بین اراضی کشاورزی و شور را فراهم می‌آورد.

واژه‌های کلیدی: تخمین خطا، داده‌های صحرایی، واسنجی، هدایت الکتریکی

حمزه پور ن، بوگارت پ. ۱۳۹۷. تخمین مکانی- زمانی شوری خاک با داده‌های نامطمئن و روش آنتروپی حداکثر اریب در حاشیه غربی دریاچه ارومیه. تحقیقات کاربردی خاک. جلد ۶ شماره ۴، ص: ۷۱-۸۳.

۱- استادیار، گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه مراغه (مکاتبه کننده)

۲- استاد، دانشکده محیط زیست، زراعت و بیومهندسی، دانشگاه لوین، بلژیک

*پست الکترونیک: nhamzhepour@maragheh.ac.ir

مقدمه

در سالیان اخیر تمایل به سمت تولید نقشه‌های مربوط به تغییرات مکانی و همچنین مکانی - زمانی شوری خاک، به عنوان فاکتوری اساسی در مدیریت خاک‌های شور، گسترش یافته است (Zheng *et al.*, 2009; Hamzhepour & Eghbal, 2016). اما یکی از مشکلات عمده در تخمین مکانی هر متغیر هدفی، نیاز به نمونه-برداری‌های زیاد و هزینه‌های بالای تجزیه‌های آزمایشگاهی می‌باشد. امروزه استفاده از اندازه‌گیری هدایت الکتریکی ظاهری خاک (EC_a) به‌عنوان اندازه-گیری‌های با دقت کمتر (داده‌های نامطمئن¹) به‌عنوان جایگزین مناسب برای اندازه‌گیری‌های دقیق آزمایشگاهی (داده‌های مطمئن²) به‌طور گسترده مورد استفاده واقع شده است. تحقیقات نشان داده است که نقشه‌های حاصل از EC_a در مطالعات مربوط به تغییرات مکانی برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مثل کیفیت خاک (Corwin *et Johnson et al.*, 2001; Corwin *et al.*, 2003a; *al.*, 2003b)؛ شوری خاک (Rhoades, 1996)؛ محتوای رس خاک (Williams & Hoey, 1987)؛ عمق تا لایه-های رسی (Doolittle *et al.*, 1994)؛ وضعیت مواد غذایی (Sudduth *et al.*, 1995)؛ و همی‌نطور رطوبت خاک (Kachanoski *et al.*, 1988) ابزاری دقیق و سریع و قابل اعتماد می‌باشد.

اما آنچه استفاده از چنین داده‌هایی را با محدودیت مواجه می‌کند، نیاز به واسنجی چنین داده‌هایی با داده‌های آزمایشگاهی می‌باشد. پس از واسنجی داده‌های حاصل از چنین اندازه‌گیری‌هایی، لازم است خطای ناشی از استفاده از یک مدل احتمالی، در تخمین زمانی-مکانی شوری در نظر گرفته شود. اما متأسفانه چهارچوب تئوریک روش‌های کریجینگ معمولی امکان استفاده از داده‌های نامطمئن، بدون تبدیل آن‌ها با کدهای شاخص (Goovaerts & Journel, 1995) و یا لایه‌لایه کردن (Stein & Corsten, 1991) را نمی‌دهد. راه دیگر دخالت دادن این داده‌ها در فرایند تخمین، استفاده از متوسط بازه³ است. اما چنین تخمینی ناپخته است و متناسب با ساختار مکانی و تغییرات داخل کلاس خاک نمی‌باشد. به‌طور کلی روش‌های کریجینگ از یک سری محدودیت

رشد روزافزون جمعیت همراه با محدودیت گسترش زمین‌های زراعی منجر به ضعف توان بخش کشاورزی در تامین غذای مردم جهان شده است. از سوی دیگر همین مقدار زمین‌های محدودی که وجود دارند نیز به دلیل استفاده نادرست، در درازمدت کیفیت خود را از دست داده و باعث ناپایداری تولیدات کشاورزی شده است. بنابراین برای داشتن تولید پایدار، می‌بایست در طول زمان، کیفیت خاک به‌عنوان بستر تولید محصول، حفظ شود. یکی از فاکتورهای مهم در کیفیت خاک، شوری است. از این رو ارزیابی و پایش توزیع مکانی شوری خاک و تغییرات آن در طول زمان برای اولویت‌بندی اراضی در معرض خطر تخریب و اتخاذ سیاست‌های مدیریتی صحیح برای مقابله با کاهش حاصلخیزی و باروری خاک اهمیت بسزائی دارد (Taghizadeh *et al.*, 2014; Scudiero *et al.*, 2015).

دریاچه ارومیه، واقع در شمال غرب کشور ایران، یکی از بزرگترین دریاچه‌های شور جهان و بزرگترین دریاچه شور در خاورمیانه است (Hasanzadeh *et al.*, 2011). حوزه آبریز دریاچه ارومیه منطقه کشاورزی مهمی است که جمعیتی در حدود ۶/۴ میلیون نفر را در خود جای داده است. تخمین زده شده است که در گذشته مساحت دریاچه ارومیه به بزرگی ۶۱۰۰ کیلومترمربع بوده است ولی از سال ۱۹۹۵ میلادی، این سطح به تدریج کاهش یافته است (Hasanzadeh *et al.*, 2011). در اثر پسروری دریاچه ارومیه پهنه وسیعی از اراضی شور برجای مانده است و به‌دلیل مجاورت چنین اراضی با اراضی کشاورزی، در درازمدت می‌تواند تولید پایدار در منطقه را تحت تاثیر قرار دهد.

به‌عنوان اولین قدم در مدیریت بهتر خاک‌های تحت تاثیر شوری، لازم است که شوری خاک پایش شود تا مشخص گردد که در چه مناطقی مشکل شوری وجود دارد و نحوه گسترش شوری چگونه است. کریجینگ روش پذیرفته شده‌ای است که امکان تخمین متغیرهای مکانی را در نقاط نمونه‌برداری نشده، فراهم می‌کند. از روش‌های کریجینگ به‌طور گسترده‌ای در تخمین شوری خاک استفاده شده است (Acosta *et al.*, 2011; Giordano *et al.*, 2010; De Clercq *et al.*, 2009; Marlet *et al.*, 2009).

1 - Soft data

2 - Hard data

3 - Mean interval

سطح دریاچه بین ۱۱۷۰-۹۰۰ میلی‌متر تخمین زده شده است. بنابر مطالعات قبلی موجود در این منطقه، دامنه شوری خاک از ۰/۲ تا ۴۷ دسی-زیمنس بر متر گزارش شده است (Hamzhepour et al., 2015). از نظر زمین‌شناسی، منطقه‌ی مطالعاتی عمدتاً از دو نوع رسوبات تشکیل شده است: دسته اول شامل پادگانه‌های آبرفتی جوان و مخروط‌افکنه‌های آبرفتی است. تقریباً تمامی اراضی کشاورزی منطقه جنوب دشت ارومیه بر روی این رسوبات تشکیل شده‌اند. دسته دوم، اراضی حاشیه-ی دریاچه ارومیه می‌باشد که در مجاورت اراضی کشاورزی قرار گرفته‌اند و جزو اراضی شور دسته-بندی می‌شوند. این اراضی بر روی رسوبات نمکی برجای مانده از بستر دریاچه ارومیه قرار دارند.

طراحی الگوی نمونه‌برداری

الف) طراحی الگوی نمونه‌برداری برای مطالعه تغییرات مکانی شوری خاک

قبل از طراحی الگوی نمونه‌برداری، بازدید صحرایی از منطقه مطالعاتی به عمل آمد و براساس آنچه که از تغییر وضعیت پوشش گیاهی قابل مشاهده بود، فواصل ۵۰۰ متر برای نمونه‌برداری دور اول مناسب به نظر رسید (شکل ۱، الف). در مطالعات مشابهی که در این خصوص صورت گرفته است (Brus et al., 2005; Douaik et al., 2008) فواصل نمونه-برداری بسیار کمتر از این مقدار در نظر گرفته شده است که در این تحقیق برای کاهش هزینه‌ها و افزایش قابلیت اجرایی این روش در بازه‌های زمانی متعدد، فواصل ذکر شده معقول به نظر رسید. بنابراین منطقه مطالعاتی که مساحتی بالغ بر ۵۰۰۰ هکتار داشت به ۲۰۰ بخش تقسیم شد. سپس مختصات این نقاط ابتدا بر روی تصاویر ماهواره‌ای تعیین و وارد GPS شدند. در حین نمونه‌برداری در صورت تغییر در موقعیت نقاط، تغییرات اعمال شده مجدداً ثبت شدند. در دور دوم نمونه‌برداری که در بهار ۱۳۸۹ صورت گرفت، حاشیه شور منطقه مطالعاتی با تراکمی بیشتر و با فواصل ۲۵۰ متر نمونه‌برداری شدند (شکل ۱، ب). در نهایت در دور سوم نمونه‌برداری، مناطق غیرشور حذف و در عوض حاشیه در خطر شوری

برخوردارند، از جمله: (۱) تخمین گر کریجینگ تنها در میان یک سری از تخمین‌گرهای خطی بهترین است، (۲) تنها زمانی قابل استفاده است که متغیرها از توزیع یکنواخت گوسین^۱ پیروی کنند و (۳) کریجینگ قادر به استفاده از اطلاعات نامطمئن و داده‌های طبقه‌بندی شده یا گسسته^۲ نمی‌باشد (D'Or & Bogaert, 2003). بنابراین راه‌حل مناسب، جست‌وجوی چهارچوبی عمومی‌تر است که کریجینگ را نیز بتوان در آن ادغام کرد. انجام چنین کاری منجر به تعدیل فرضیات مربوط به چگونگی توزیع داده‌ها در کریجینگ شده و در نتیجه امکان مدنظر قرار دادن طیف وسیع‌تری از مسائل را به طور موثرتر فراهم آورده است (Christakos, 2002).

دانشمندان زیادی سعی در استفاده بهینه از داده‌های نامطمئن و وارد کردن خطای حاصل از استفاده آن‌ها در تخمین مکانی نموده‌اند (Heuvelink & Bierkens, 1992; Serre & Christakos, 1999; Douaik et al., 2004; Brus et al., 2008; Hamzhepour et al., 2013) اما مطالعات اندکی در خصوص تخمین زمانی-مکانی شوری خاک با استفاده از داده‌های نامطمئن صورت گرفته است (Douaik et al., 2005; Hamzhepour & Eghbal, 2016) از این رو، هدف از انجام این تحقیق، تخمین مکانی-زمانی شوری خاک در دشت ارومیه با داده‌های نامطمئن شوری خاک و روش انتروپی حداکثر اریب^۳ می‌باشد.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی

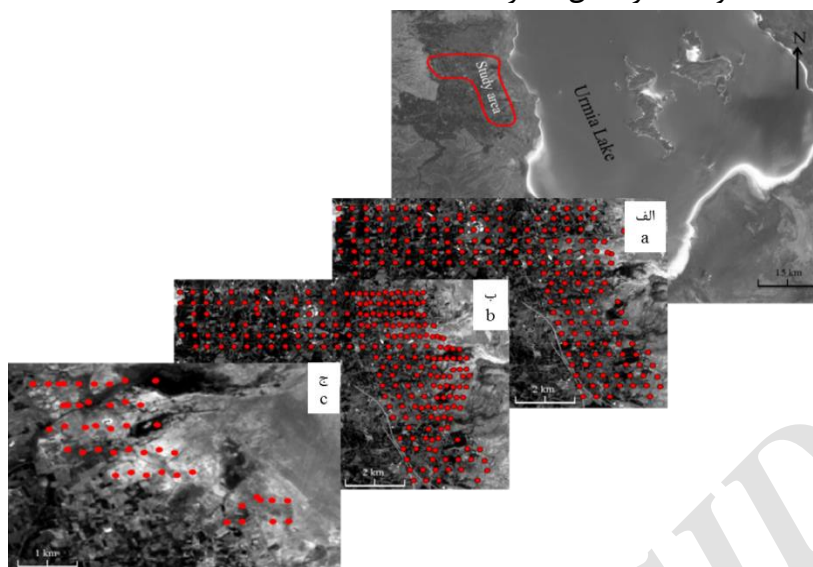
منطقه مطالعاتی با وسعت ۵۰۰۰ هکتار در غرب دریاچه ارومیه و در دشت ارومیه (استان آذربایجان غربی) واقع شده است. مختصات جغرافیائی آن بین ۴۵ درجه و ۵ دقیقه تا ۴۵ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۳۷ درجه و ۳۵ دقیقه عرض شمالی است. متوسط بارش در منطقه حدوداً ۳۵۰ میلی‌متر تخمین زده شده است که بخش عمده بارش از فصل پاییز تا اواسط بهار رخ می‌دهد. متوسط دمای سالیانه برحسب ارتفاع بین ۶/۵ تا ۱۳/۵ درجه سلسیوس متغیر است. متوسط تبخیر سالانه از

1 - Gaussian

2- Categorical

3- Bayesian maximum entropy method

با دقت ۱۰۰ متر نمونه‌برداری شدند. شایان ذکر است که در هر نقطه، نمونه‌ها از عمق صفر تا ۲۰ سانتی‌متری تهیه شدند.



شکل ۱- موقعیت نقاط نمونه‌برداری در مطالعه شوری خاک منطقه مطالعاتی الف) پاییز ۸۸؛ ب) بهار ۸۹ و ج) بازه سوم نمونه‌برداری تا هفتم Figure 1. Study area in the Western part of Urmia Lake, North West Iran, with EC measurements locations for a) the first sampling campaign, b) the second sampling campaign, and c) the third to seventh sampling campaigns

داده‌های مربوط به شوری خاک

هدایت الکتریکی ظاهری خاک (EC_a) در تمامی نقاط با کمک EC متر صحرایی، مدل Cone200 قرائت شد. پس از تعیین EC_a در صحرا، از آنجائی که این مقادیر، مقادیر همراه با عدم قطعیت هستند (داده‌های نامطمئن)، توسط سری دومی از داده‌ها که مربوط به آنالیزهای دقیق آزمایشگاهی هستند (EC_e)، واسنجی شدند (داده‌های مطمئن). بعد از واسنجی و تبدیل EC_a به EC_e توسط معادلات رگرسیونی، مقادیر حاصل به دلیل اینکه مقادیر واقعی نیستند بلکه تخمینی هستند، به‌عنوان داده‌های نامطمئن و مقادیر اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه به‌عنوان داده‌های مطمئن در نظر گرفته شدند. از آنجائی که مقادیر نامطمئن تنها تخمین‌هایی از یک مدل احتمالی بودند، با مقداری عدم قطعیت همراه می‌باشند، مقادیر EC_e تخمینی و انحراف معیار مربوط به آن‌ها امکان تعریف داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی را به ما داد. در ادامه، نمونه‌برداری از مرز بین اراضی شور و غیر شور از سال ۱۳۹۱ الی ۱۳۹۵ به مدت پنج سال در بازه‌های زمانی مختلف صورت گرفت و در نهایت مدلی از چگونگی تغییرات در وضعیت شوری و احتمال گسترش آن به سمت اراضی کشاورزی ارائه شد.

ب) طراحی الگوی نمونه‌برداری برای تغییرات زمانی شوری خاک

با توجه به اطلاعات به دست آمده از دور سوم نمونه‌برداری که نشان داد در تعداد زیادی از نقاط نمونه‌برداری که در مرز بین اراضی شور و کشاورزی واقع شده‌اند، شوری خاک تغییرات معناداری را در طول سه دور نمونه‌برداری دارد، این نقاط به‌عنوان نقاطی که از نظر زمانی پایدار نبودند انتخاب و سایر نقاط پایدار از نمونه‌برداری حذف گردیدند. نقاطی که برای دوره‌های بعدی نمونه‌برداری نگه داشته شدند در شکل ۱، ج نمایش داده شده‌اند. نمونه‌برداری‌های بعدی از این نقاط که شامل ۴۶ نقطه با تغییرات زمانی شوری خاک بودند به ترتیب در طی پاییز ۱۳۹۰، پاییز ۱۳۹۳، پاییز ۱۳۹۴، بهار ۱۳۹۴، پاییز ۱۳۹۵ و بهار ۱۳۹۵ صورت گرفت. شایان ذکر است که نمونه‌برداری‌های مربوط به فصل پاییز، در پایان فصل خشک و پیش از شروع بارندگی‌های پاییزی صورت گرفتند. همچنین، نمونه‌برداری‌های فصل بهار نیز پس از پایان دوره بارندگی انجام شدند.

$$f_G(Z_{map}) = \frac{1}{A} \exp(\sum_{\alpha=1}^{N_c} v_{\alpha} g_{\alpha}(Z_{map})) \quad (5)$$

سمت راست معاله فوق نشانگر تابع تجمعی احتمال نهایی شرطی بر اساس دانش عمومی و سمت چپ معادله نشانگر تابع تجمعی احتمال شرطی شده حاصل از دانش اختصاصی (داده‌های برداشته شده) است. با توجه به قانون احتمالات شرطی، می‌توان به صورت رابطه ۶ نوشت.

$$f_G(Z_{map}) = \frac{1}{A} \exp(\sum_{\alpha=1}^{N_c} v_{\alpha} g_{\alpha}(Z_{map})) \quad (6)$$

رابطه ۶ دربرگیرنده اطلاعات اختصاصی، از جمله داده‌های مطمئن و انواع داده‌های نامطمئن در منطقه مورد مطالعه است. روش محاسبه این توابع احتمال تراکم، بستگی به نوع داده‌های نامطمئن موجود دارد و این چیزی است که کریستاکوس به آن قانون پردازش دانش می‌گوید (Christakos, 1990). در میان انواع داده‌های نامطمئن، در این تحقیق فقط بر روی داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی تمرکز شده است.

محاسبه خطا و استفاده از آن در تخمین

روشی که در صحرا برای اندازه‌گیری شوری خاک مورد استفاده قرار گرفت، روشی همراه با خطا ولی در عین حال ارزان و سریع بود. با این وجود، رابطه خطی قوی بین مقادیر داده‌های نامطمئن و مقادیر واقعی اندازه‌گیری شده وجود داشت و از وجود چنین رابطه‌ای برای واسنجی کردن داده‌ها در بخش پیش استفاده شد. البته باید توجه داشت که وجود چنین رابطه قوی بین داده‌های آزمایشگاهی و صحرائی به معنای استفاده از این داده‌ها به جای اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی نیست. بلکه به این معنی است که با واسنجی کردن این داده‌ها با استفاده از داده‌های آزمایشگاهی، به‌توان بهترین استفاده را از این نوع داده‌های ارزان قیمت کرد و نقشه‌هایی با دقت قابل قبول تولید نمود. بنابراین لازم است خطای ناشی از استفاده از داده‌های نامطمئن محاسبه شده و در بهبود تخمین مکانی شوری خاک استفاده گردد. بدین منظور، تفاضل بین داده‌های مطمئن و نامطمئن حاصل از مدل واسنجی محاسبه گردید (باقی‌مانده‌ها) و از

تئوری و فرمول بندی

بر اساس قانون آنتروپی، حداکثر کردن آنتروپی یک سیستم منجر به حداکثر کردن اطلاعات مورد انتظار از آن سیستم می‌شود (شانون، ۱۹۴۸). بنابراین اگر آنتروپی به صورت رابطه ۱ تعریف شود، این عبارت می‌بایست تحت محدودیت‌هایی که در اطلاعات اولیه موجود است، حداکثر شود.

$$H(f_G(Z_{map})) = E[Info_G[Z_{map}]] \quad (1)$$

$$= - \int f_G(Z_{map}) \log f_G(Z_{map}) dZ_{map}$$

در معادله فوق، $Z_{map} = Z_{hard}, Z_{soft}, Z_0$ که Z_{soft} و Z_{hard} به ترتیب مقادیر در نقاط داده‌های مطمئن، نامطمئن و مقدار نامعلوم در نقطه تخمین است. $f_G(Z_{map})$ نیز توابع احتمال تراکم چند متغیره برای دانش عمومی (K_G)، قبل از اینکه هر گونه دانش اختصاصی و ویژه (K_S) اضافه شود، می‌باشد. محدودیت نرمال شدن به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$g_0(Z_{map}) = 1 \Rightarrow E[g_0] = 1 \quad (2)$$

رابطه ۲ نشان می‌دهد که توابع احتمال تراکم اولیه معتبر است. به عبارت دیگر $\int f_G(Z_{map}) dZ_{map} = 1$ با استفاده از ضریب μ و اعمال محدودیت‌های مربوط به رده گشتاورهای مورد استفاده، معادله حداکثر کردن آنتروپی برای دانش عمومی (K_G) از حداکثر کردن آنتروپی رابطه زیر به دست می‌آید.

$$L[f_G(Z_{map})] = - \int f_G(Z_{map}) \log f_G(Z_{map}) dZ_{map} \quad (3)$$

$$\sum_{x=0}^{N_c} u_{\alpha} \left[\int g_{\alpha}(Z_{map}) f_G(Z_{map}) dZ_{map} - E[g_{\alpha}(g_{\alpha}(Z_{map}))] \right]$$

که در آن، N_c ، مجموع تعداد محدودیت‌ها است. با برابر صفر قراردادن مشتقات جزئی رابطه ۳ و حل دستگاه معادلات نسبت به μ ، حل حداکثر آنتروپی برای تابع تجمعی احتمالی اولیه به دست می‌آید (رابطه ۴).

$$f_G(Z_{map}) = \frac{1}{A} \exp(\sum_{\alpha=1}^{N_c} v_{\alpha} g_{\alpha}(Z_{map})) \quad (4)$$

پس از تعیین توابع احتمال تراکم اولیه توسط رابطه ۴، در مرحله بعدی می‌بایست توابع احتمال تراکم نهایی برای متغیر Z در نقطه تخمینی X به دست آید.

ثابت برای پایش تغییرات زمانی شوری خاک). برای این اساس، میانگین شوری خاک اندازه‌گیری شده از ۴/۵۶ در طی پائیز ۱۳۹۰ به ۶/۶۵ دسی‌زیمنس برمتر در طی پائیز ۱۳۹۵ افزایش یافته است و حداکثر مقدار آن در طی بهار ۱۳۹۴ و حداقل مقدار آن در طی پائیز ۱۳۹۰ مشاهده شد. با توجه به بالابودن واریانس و انحراف معیار داده‌ها، در تمامی محاسبات از شکل لگاریتمی آن‌ها استفاده گردید.

واسنجی اندازه‌گیری‌های صحرایی شوری خاک

الف- واسنجی داده‌ها با استفاده از مدل‌های توسعه‌یافته برای دور اول و دوم نمونه‌برداری از آنجایی که داده‌های ارائه شده در قسمت‌های پیشین، داده‌های اندازه‌گیری شده در صحرا بودند، پیش از تخمین مکانی شوری خاک، می‌بایست این داده‌ها واسنجی می‌شدند. بدین منظور از مدل توسعه یافته برای پائیز ۱۳۸۸ و بهار ۱۳۸۹ که بیشترین تعداد نمونه‌برداری از منطقه مطالعاتی را شامل می‌شدند، برای واسنجی داده‌ها در سایر بازه‌های زمانی استفاده گردید (Hamzhepour et al., 2013; Hamzhepour et al., 2015). از آنجایی که در این تحقیق در هر بازه زمانی، مقدار نمونه‌ها به حداقل رسانده شده بود، تعداد داده کافی برای واسنجی موجود نبود. بدین دلیل از معادله خط برازش شده بر روی سری اول و دوم نمونه‌برداری که بیشترین تعداد نمونه را دارا بودند (شکل ۳، الف و ب) برای تخمین هدایت الکتریکی خاک در نقاطی که اندازه‌گیری‌های دقیق آزمایشگاهی وجود نداشت (داده‌های مطمئن)، استفاده شد.

برای اطمینان از کارایی این مدل در سایر بازه‌های زمانی، معادله خط برازش شده بر روی داده‌های دو سری اول نمونه‌برداری (شکل ۳، ب)، توسط داده‌های مربوط به سری پنجم نمونه‌برداری که در آن ۳۰ اندازه‌گیری شوری خاک هم به صورت داده‌های آزمایشگاهی موجود بود، کنترل گردید (شکل ۳، ج). داده‌های صحرایی بعد از واسنجی به‌عنوان داده‌های نامطمئن مورد استفاده قرار گرفتند. برای اعتبارسنجی مدل استفاده شده، از داده‌های آزمایشگاهی مربوط به پائیز ۱۳۹۳ بهره گرفته شد.

واریانس باقی‌مانده‌ها به عنوان خطا^۱ در محاسبات استفاده گردید و توابع احتمال تراکم^۲ در هر نقطه تعریف شدند.

روش‌های ارزیابی و مقایسه نتایج

برای ارزیابی دقت روش‌های مورد استفاده در این تحقیق، از روش ارزیابی متقاطع^۳ و پارامترهای آماری همبستگی (r)^۴، میانگین خطای تخمین (ME)^۵ و میانگین مربعات خطا (MSE)^۶ استفاده شد. همچنین ارزیابی مدل‌های برازش شده در بررسی همبستگی بین داده‌های صحرایی و آزمایشگاهی شوری خاک از پارامترهای آماری میانگین خطای مطلق (MAE)^۷ و میانگین خطای اریب (MBE)^۸ استفاده شد. در این تحقیق برای انجام تخمین و تهیه نقشه نهایی، از نرم‌افزار BME library (BMElib) استفاده شد (Christakos & Serre, 2000).

نتایج و بحث

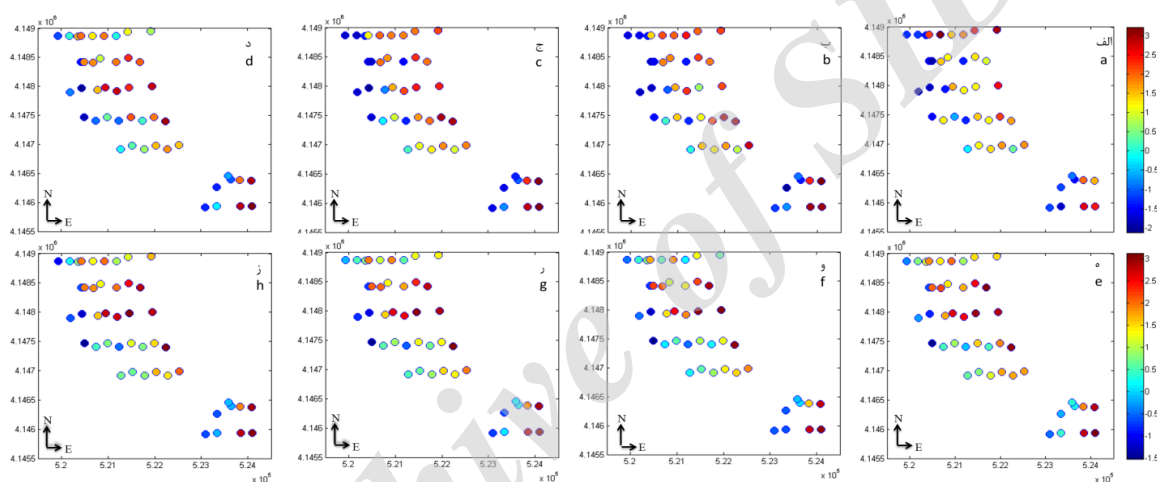
خلاصه آنالیزهای آماری و تجزیه تحلیل داده‌ها

خلاصه‌ای از پارامترهای آماری اندازه‌گیری شده برای نقاط نمونه‌برداری بین پائیز ۱۳۸۸ الی پائیز ۱۳۹۵ در جدول ۱ و موقعیت نقاط نمونه‌برداری شده و مقادیر هدایت الکتریکی خاک (برمبنای لگاریتمی) در شکل ۲ ارائه شده‌اند. همان‌طور که در بخش مواد و روش‌ها توضیح داده شده است، برای دست یافتن به میانگین کل جامعه خاک‌ها در منطقه مطالعاتی و در نظر گرفتن تمامی مقادیر شوری خاک، در دوره‌های اول، دوم و سوم نمونه‌برداری، نمونه‌برداری با فواصل بیشتر و با تعداد زیادی از نمونه صورت گرفته است (پائیز ۱۳۸۸، بهار و پائیز ۱۳۸۹). همچنین اندازه‌گیری شوری خاک در صحرا و آزمایشگاه انجام گردید. برای آنکه به‌توان نتایج را باهم مقایسه نمود، در این بخش مقایسه بین اندازه‌گیری‌هایی خواهد بود که در نقاط مشابه، در زمان‌های مختلف و به‌صورت صحرایی صورت گرفته‌اند (۴۶ نقطه

- 1 - Error
- 2 - Pdf
- 3 - Cross-validation
- 4 - Regression
- 5 - Mean error
- 6 - Mean square error
- 7 - Mean absolute error
- 8 - Mean bias error

جدول ۱- خلاصه آماری اندازه‌گیری‌های شوری خاک در نسبت ۱:۲/۵ خاک به آب در بازه زمانی ۱۳۸۸ الی ۱۳۹۵
Table 1. Summary statistics of top soil salinity (dS m^{-1}) in 1:2.5 soil-to-water ratios for all campaigns

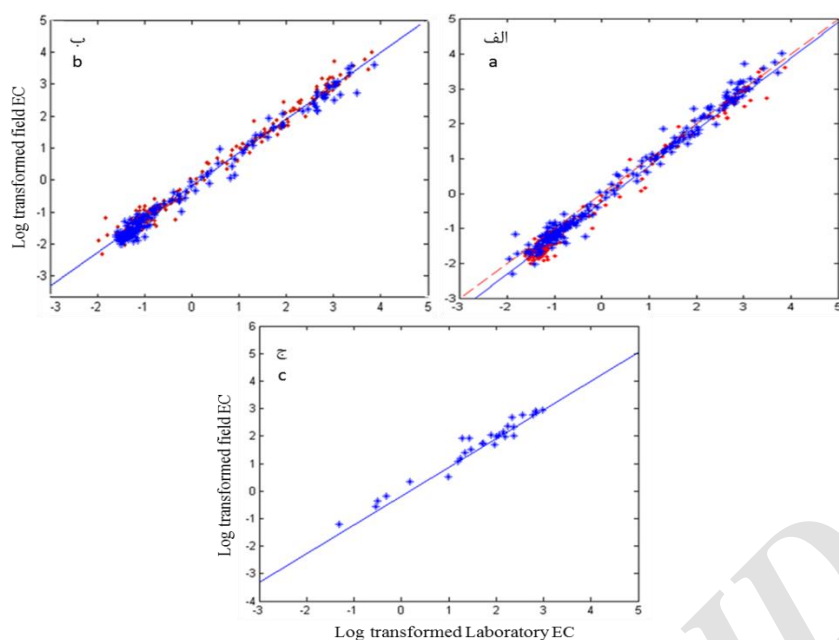
Time series	N	Standard Deviation	Variance	Mean	Min	Max	Skewness	Kurtosis
Hard data (laboratory measurements)								
Autumn 2009	186	7.42	55.07	3.68	0.20	47.70	0.18	0.35
Spring 2010	236	7.42	59.68	4.73	0.14	45	0.16	0.35
Autumn 2014	46	5.33	28.45	7.31	0.27	19.63	0.68	0.31
soft data (field measurements)								
Autumn 2009	186	6.64	44.08	3.18	0.13	36.9	0.18	0.35
Spring 2010	236	8.47	71.81	4.86	0.10	55.50	0.16	0.32
Autumn 2010	148	5.42	29.35	5.09	0.12	25.6	0.20	0.40
Autumn 2011	46	4.75	22.62	4.56	0.177	17.74	1.22	0.88
Autumn 2014	46	5.67	32.19	5.98	0.3	21	1.1	0.26
Spring 2015	46	6.52	42.51	6.58	0.22	22.4	1.19	0.2
Autumn 2015	46	6.40	41.01	6.03	0.3	22	1.33	0.49
Spring 2016	46	5.92	35.05	6.00	0.29	19.54	1.10	0.12
Autumn 2016	46	6.04	36.45	6.65	0.42	20.65	1.08	0.08



شکل ۲- موقعیت و مقادیر اندازه‌گیری شده EC خاک در بازه‌های زمانی مختلف. الف) بهار ۱۳۸۹؛ ب) پائیز ۱۳۸۹؛ ج) پائیز ۱۳۹۰؛ د) پائیز ۱۳۹۲؛ ه) بهار ۱۳۹۴؛ و) پائیز ۱۳۹۴؛ ز) بهار ۱۳۹۵؛ ح) پائیز ۱۳۹۵. رنگ‌ها نشان دهنده EC خاک سطح الارض بر مبنای لگاریتمی می‌باشند
Figure 2. Sampling locations for field EC measurements at 8 time instants: a) autumn 2010, b) spring 2010, c) autumn 2011, d) autumn 2014, e) spring 2015, f) autumn 2015, g) spring 2016, h) autumn 2016. Colours reflect these field top soil EC values on a log scale

داشتند، با وجود تفاوت در عرض از مبدأ، یکسان‌سازی شدند (شکل ۳). معادله خط نهایی دارای عرض از مبدأ 0.17 و شیب خط $1/0.458$ بود. واریانس باقی‌مانده‌های جدید معادل 0.0396 محاسبه گردید (این مقدار همان خطای ناشی از استفاده از داده‌های نامطمئن در تخمین مکانی است که بعداً در محاسبات دخالت داده خواهد شد). این مقدار بسیار نزدیک به مقداری بود که در زمان استفاده جداگانه از مدل‌های خطی مربوط به پائیز ۱۳۸۸ و بهار ۱۳۸۹ به دست آمده بود (0.0360).

در شکل ۳، الف، مدل‌های برازش‌شده بر روی داده‌های مربوط به پائیز ۸۸ و بهار ۸۹ ارائه شده است. همان‌طور که از شکل ۳ قابل استنباط است، مدل خطی بهترین مدل برازش به ترتیب با ضریب همبستگی پیرسون برابر 0.98 و 0.97 برای سری اول و دوم داده‌ها انتخاب گردید. در ادامه امکان ساده‌سازی این دو مدل به صورت یک خط، بررسی شد. نتایج مقایسه باقی‌مانده‌های حاصل از استفاده از هر کدام از این مدل‌ها نشان داد که نتایج تفاوت معناداری باهم ندارند (p-value برابر 0.33 و بنابراین فرض صفر قابل قبول بود). بنابراین با توجه به اینکه این دو خط هر دو شیب خطی معادل $1/0.4$



شکل ۳- واسنجی بین لگاریتم اندازه‌گیری‌های آزمایشگاهی (داده‌های مطمئن) و صحرایی (نامطمئن) هدایت الکتریکی خاک. الف) مدل خطی برازش شده بر روی سری اول و دوم داده‌ها به طور جداگانه؛ ب) مدل خطی برازش شده بر روی هر دو سری داده‌ها که کمترین مجموع مربعات خطای باقی‌مانده‌ها را به دست می‌دهد؛ ج) برازش مدل خطی محاسبه شده در قسمت ب، بر روی داده‌های صحرایی و آزمایشگاهی مربوط به سری پنجم نمونه‌برداری (پائیز ۱۳۹۳). در شکل الف و ب، رنگ آبی مربوط به پائیز ۱۳۸۸ و رنگ قرمز مربوط به بهار ۱۳۸۹ می‌باشد.

Figure 3. Calibration between log transformed laboratory and field measurements of soil EC for a) the first and second sampling campaign; b) single line fitted on both first and second sampling campaigns; c) Calibration line from first two datasets fitted on 5th dataset (autumn 2014)

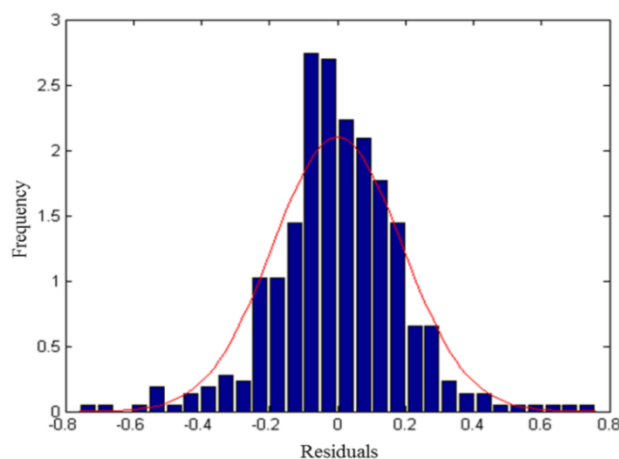
از آنجایی که تعداد نمونه در دوره‌های مختلف نمونه- برداری به جز سه دور اول، بسیار محدود بودند، سعی شد از مدل واریوگرامی برازش شده برای دور اول و دوم نمونه‌برداری استفاده شود. مدل واریوگرامی برازش شده برای سری اول و دوم داده‌ها در شکل ۵، الف ارائه شده است. پارامترهای مدل برازش شده شامل سه بخش بود: ۱- اثر قطعه‌ای^۱، برابر 0.2 ، ۲- دامنه تاثیر برابر $2/5$ کیلومتر و ۳- اثر قطعه‌ای و آستانه به ترتیب برابر 0.25 و آستانه^۲، $2/57$ به دست آمدند.

نتایج حاصل از استفاده از مدل خطی برازش شده بر روی داده‌های سری اول و دوم نمونه‌برداری بر روی دور پنجم (پائیز ۱۳۹۳) نشان داد که این مدل با ضریب همبستگی معادل 0.97 از قدرت خوبی در تخمین داده- های آزمایشگاهی از روی داده‌های صحرایی دارد. بنابراین از این مدل در تولید داده‌های نامطمئن (با استفاده از داده‌های صحرایی) در دوره‌های بعدی نمونه برداری استفاده گردید (شکل ۳، ج).

هیستوگرام مربوط به باقی‌مانده‌های حاصل از تفاضل داده‌های مطمئن و نامطمئن شوری خاک و تابع تراکم احتمالی برازش شده بر روی آن در شکل ۴ ارائه شده است. همان‌طور که از این شکل می‌توان دریافت، توزیع باقی‌مانده‌ها نرمال با میانگین صفر می‌باشد که از شروط اصلی امکان استفاده از این داده‌ها در محاسبه خطای ناشی از داده‌های نامطمئن است. لذا از واریانس باقی- مانده‌ها به عنوان خطای مربوط به استفاده از داده‌های نامطمئن در هر نقطه تخمینی استفاده گردید.

ب) برازش توابع واریوگرام- کوواریانس بر روی داده‌های شوری

1 - Nugget
2 - Sill



شکل ۴- هیستوگرام باقی‌مانده‌های مربوط به دوره‌های اول و دوم نمونه‌برداری (تفاضل داده‌های صحرایی و آزمایشگاهی) و تابع تراکم احتمالی برازش‌شده بر روی آن

Figure 4. Histograms of the residuals between logarithmic transformed field and laboratory measurements of soil salinity and fitted pdf

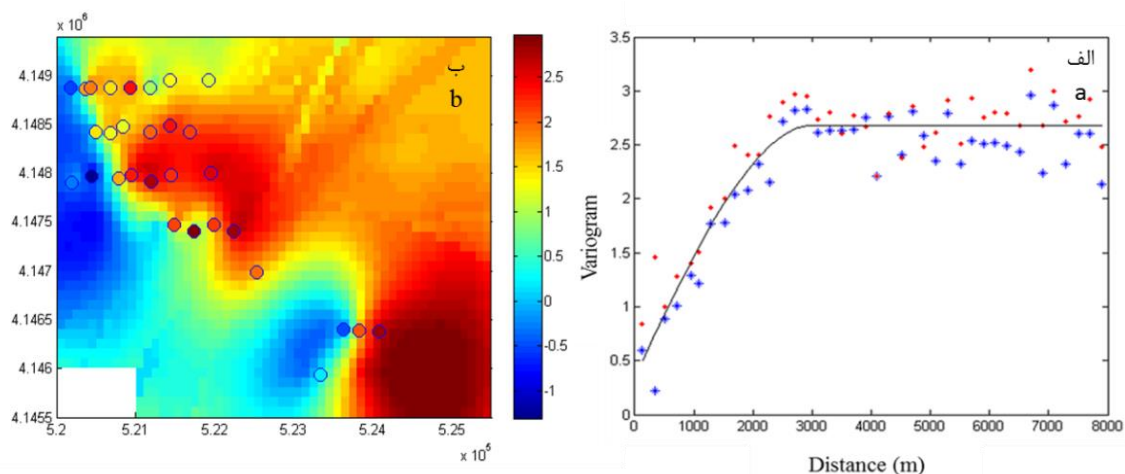
در تخمین مکانی در این بازه زمانی، از مدل و خطای سری دیگری از داده‌ها استفاده شده بود، این روش با ME و MSE به ترتیب برابر $0/12$ و $0/72$ از دقت قابل قبولی برخوردار بود.

پس از اعتبارسنجی مدل توسعه داده شده، تخمین مکانی شوری خاک برای بازه‌های زمانی چهارم الی نهم بر روی شبکه ۱۰۰ متری با استفاده از مدل واریوگرامی و خطای محاسبه‌شده برای سری اول و دوم داده‌ها انجام شد و نتایج آن در شکل ۶ ارائه شده است. همان‌طور که از این نقشه‌ها می‌توان مشاهده نمود، جبهه شوری حرکت رو به جلویی در منطقه مطالعاتی داشته است به طوری که میانگین شوری در این منطقه نیز از دور چهارم (پائیز ۱۳۹۰) تا دور نهم (پائیز ۱۳۹۵) از $4/56$ به $6/65$ دسی‌زیمنس بر متر افزایش داشته است.

از آنجایی که این تغییرات در طول تنها پنج سال در فاصله بسیار اندک از اراضی کشاورزی واقع در جنوب دشت ارومیه اتفاق افتاده است، در طولانی مدت می‌تواند خطری بسیار جدی برای کشاورزی و تولید پایدار در این منطقه باشد.

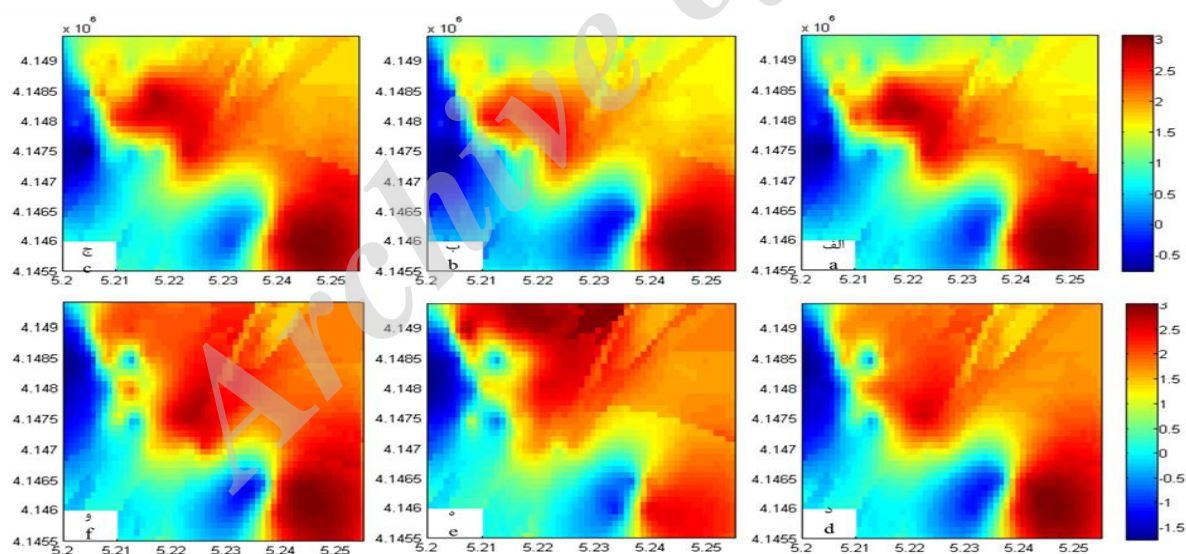
ج) تخمین زمانی- مکانی شوری خاک

پیش از تخمین زمانی- مکانی شوری در بازه‌های زمانی مورد مطالعه، برای ارزیابی دقت استفاده از مدل واریوگرامی و خطای محاسبه شده برای دو دور اول نمونه‌برداری و استفاده از آن در سایر بازه‌های زمانی، از ۳۰ داده اندازه‌گیری آزمایشگاهی که برای سری پنجم داده‌ها (پائیز ۱۳۹۳) موجود بود، استفاده گردید. بدین ترتیب که تخمین مکانی شوری خاک در سری پنجم داده‌ها با مدل واریوگرامی، داده‌های نامطمئن مربوط به دور پنجم داده‌ها و خطای محاسبه شده صورت گرفت و دقت تخمین توسط ۳۰ نقطه با اندازه‌گیری آزمایشگاهی که برای همان دور نمونه‌برداری موجود بود، تعیین گردید. نتایج حاصل از تخمین مکانی شوری خاک در دور پنجم و نقاط با اندازه‌گیری آزمایشگاهی (داده‌های مطمئن) که در تخمین استفاده نشده بودند، در شکل ۵، ب ارائه شده است. شباهت رنگ نقاط با رنگ زمینه به معنای نزدیکی تخمین صورت گرفته با استفاده از داده‌های نامطمئن و مدل و خطای سری دوم داده‌ها است. همان‌طور که از این شکل می‌توان دریافت، با وجود آنکه



شکل ۵- الف) مدل واریوگرامی برازش شده برای مقادیر اندازه‌گیری شده در پائیز ۱۳۸۸ (نقاط قرمز رنگ)، و بهار ۱۳۸۹ (نقاط آبی رنگ). نقاط نشان‌دهنده مقادیر تخمینی و خط پیوسته نشان‌دهنده مدل کروی برازش شده بر روی آن‌ها است. ب) تخمین شوری خاک با استفاده از داده‌های نامطمئن و روش انتروپی حداکثر اریب برای پائیز ۱۳۹۳. نقاط در شکل نشان‌دهنده ۳۰ نقطه با اندازه‌گیری آزمایشگاهی شوری خاک است که برای اعتبارسنجی تخمین استفاده شده است. شباهت بین رنگ نقاط و رنگ زمینه نشانگر دقت تخمین است

Figure 5. a) Spatial Variogram as estimated from the autumn 2009 (red dots) and spring 2010 (blue dots) campaigns. Dots correspond to the estimated values while solid line is the corresponding fitted spherical model. b) Spatial prediction of soil salinity (on a log scale) using BME method for autumn 2014. Circles are referring to the 30 locations that were used for the validation using the same colour scale as for the map. Proximity between colours for the circles and the background map is thus an indication of the prediction quality



شکل ۶- تخمین مکانی- زمانی شوری خاک (در مقیاس لگاریتمی) با استفاده از روش انتروپی حداکثر اریب در منطقه مطالعاتی. الف تا و نشان‌گر سری چهارم الی نهم داده‌ها می‌باشند. الف) پائیز ۱۳۹۱؛ ب) پائیز ۱۳۹۳؛ ج) بهار ۱۳۹۴؛ د) پائیز ۱۳۹۴؛ ه) بهار ۱۳۹۵؛ و) پائیز ۱۳۹۵
Figure 6- Spatio-temporal prediction of soil salinity (on a log scale) using BME method at different time instants: a) autumn 2011, b) autumn 2014, c) spring 2015, d) autumn 2015, e) spring 2016, f) autumn 2016

نمونه در زمان و مکان می‌باشد. چنین نمونه‌برداری‌های گسترده‌ای، نیازمند وقت و هزینه‌های بالا می‌باشند. با وجود آنکه استفاده از داده‌های نامطمئن حاصل از تصاویر ماهواره‌ای و اندازه‌گیری‌های صحرائی می‌تواند

نتیجه‌گیری کلی

یکی از اصلی‌ترین نگرانی‌هایی که در خصوص پایش مکانی- زمانی شوری خاک برای مقابله با خطرات احتمالی گسترش آن وجود دارد، نیاز به تعداد زیاد

ارومیه در طول زمان در حال افزایش است و پایش دائمی این اراضی در طول زمان امری ضروری و اجتناب-ناپذیر به نظر می‌رسد. با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از تحقیق حاضر، روش آنتروپی حداکثر اریب امکان استفاده بهینه از داده‌های نامطمئن صحرایی برای پایش دائمی اراضی در معرض خطر در طول زمان را می‌تواند فراهم بیاورد.

تشکر و قدردانی

انجام این پژوهش با حمایت مالی صندوق حمایت از پژوهشگران و فناوران ریاست جمهوری در قالب قرارداد شماره ۹۱۰۶۷۷۰۲ مورخ ۹۲/۸/۱۸ انجام گرفته است و بدین‌وسیله سپاسگزاری می‌گردد.

این مشکل را تعدیل کند، استفاده از این داده‌ها مسائل مهمی از جمله دقت استفاده از آن‌ها و خطایی که در اثر استفاده از آن‌ها در مطالعات وارد می‌شود را پیش می‌کشند. بنابراین می‌بایست از مدلی که به‌خوبی به‌تواند خطای ناشی از استفاده از داده‌های نامطمئن را در تخمین دخالت دهد، استفاده گردد. در تحقیق حاضر تغییرات مکانی- زمانی شوری خاک در بازه زمانی بین ۱۳۸۹ الی ۱۳۹۵ مورد مطالعه واقع شد. با استفاده از دو سری از داده‌ها خطای ناشی از روش صحرایی مورد استفاده از طریق واسنجی با داده‌های مطمئن آزمایشگاهی محاسبه و پس از اعتبارسنجی آن، در سایر دوره‌های نمونه‌برداری با استفاده از روش آنتروپی حداکثر اریب مدل گردید. نتایج نشان داد شوری خاک در مرز بین اراضی کشاورزی و شور در حاشیه غربی دریاچه

References

- Acosta J.A., Faz A., Jansen B., Kalbitz K., and Martinez-Martinez S. 2011. Assessment of salinity status in intensively cultivated soils under semiarid climate, Murcia, SE Spain. *Journal of Arid Environments*, 75: 1056-1066.
- Brus D.J., Bogaert P., and Heuvelink G.B.M. 2008. Bayesian maximum entropy prediction of soil categories using a traditional soil map as soft information. *European Journal of Soil Science*, 59(2): 166-177.
- Christakos G. 2002. On the assimilation of uncertain physical knowledge bases: Bayesian and non-Bayesian techniques. *Advances in Water Research*, 25(8-12): 1257-1274.
- Christakos G. 1990. A Bayesian/maximum-entropy view to the spatial estimation problem. *Mathematical Geology*, 22(7): 763-777.
- Christakos G., and Serre M.L. 2000. BME analysis of spatiotemporal particulate matter distributions in North Carolina. *Atmospheric Environments*, 34: 3393-3406.
- Corwin D.L., Lesch S.M. 2003a. Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: theory, principles, and guidelines. *Agronomy Journal*, 95 (3): 455-471.
- Corwin D.L., Lesch S.M., Shouse P.J., Sophe R., and Ayars J.E. 2003b. Identifying soil properties that influence cotton yield using soil sampling directed by apparent soil electrical conductivity. *Agronomy Journal*, 95 (2): 352-364.
- De Clercq W.P., Van Meirvenne M., and Fey M.V. 2009. Prediction of the soil-depth salinity-trend in a vineyard after sustained irrigation with saline water. *Agricultural Water Management*, 96: 395-404.
- Doolittle J.A., Sudduth K.A., Kitchen N.R., and Indorante S.J. 1994. Estimating depths to claypans using electromagnetic induction methods. *Journal of Soil and Water Conservation*, 49(6): 572-575.
- D'Or D., and Bogaert P. 2003. Continuous-valued map reconstruction with the Bayesian Maximum Entropy. *Geoderma*, 112: 169-178.
- Douaik A., Van Meirvenne M., and Toth T. 2005. Soil salinity mapping using spatio-temporal kriging and Bayesian maximum entropy with interval soft data. *Geoderma*, 128: 234-248.
- Douaik A., Van Meirvenne M., and Toth T. 2004. Spatio-Temporal Kriging of Soil Salinity Rescaled from Bulk Soil Electrical Conductivity. In: Sanchez Vila X, Carrera J, and Gomez-Hernandez J (Eds). *GeoEnv IV: Geostatistics for Environmental Applications*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, pp. 413-424.

- Giordano R., Liersch S., Vurro M., and Hirsch D. 2010. Integrating local and technical knowledge to support soil salinity monitoring in the Amudarya river basin. *Journal of Environmental Management*, 91: 1718-1729.
- Goovaerts P., and Journel A.G. 1995. Integrating soil map information in modeling the spatial variation of continuous soil properties. *European Journal of Soil Science*, 46(3): 397-414.
- Hamzhepour N., and Eghbal M.K. 2016. Spatiotemporal prediction of soil salinity boundary using Kriging with measurement errors. *Ecology, Environment and Conservation*, 22(3): 1085-1094.
- Hamzhepour N., Eghbal M.K., Toomanian N., Bogaert P., and Oskoui R.S. 2015. Uncertainty Assessment of the Soil Salinity Boundary in Uromia Plane Using Bayesian Maximum Entropy Method. *Soil Management and Sustainable Production*, 5(2): 131-147. (In Persian)
- Hamzhepour N., Eghbal M.K., Bogaert P., Toomanian N., and Oskoui R.S. 2013. Spatial prediction of soil salinity using kriging with measurement errors and probabilistic soft data. *Arid Land Research and Management*, 27 (2): 128-139.
- Hasanzadeh E., Zarghami M., and Hassanzadeh Y. 2011. Determining the main factors in declining the Urmia Lake level by using System Dynamics Modeling. *Water Resources Management*, 26(1): 129-145.
- Heuvelink G.B.M., and Bierkens M.F.P. 1992. Combining soil maps with interpolations from point observations to predict quantitative soil properties. *Geoderma*, 55(1-2): 1-15.
- Johnson C.K., Doran J.W., Duke H.R., Weinhold B.J., Eskridge K.M., and Shanahan J.F. 2001. Field-scale electrical conductivity mapping for delineating soil condition. *Soil Science Society of American Journal*, 65: 1829-1837.
- Kachanoski R.G., Gregorich E.G., and Van-Wesenbeeck I.J. 1988. Estimating spatial variations of soil water content using noncontacting electromagnetic inductive methods. *Canadian Journal of Soil Science*, 68:715-722.
- Marlet S., Bouksila F., and Bahri A. 2009. Water and salt balance at irrigation scheme scale: A comprehensive approach for salinity assessment in a Saharan oasis. *Agricultural Water Managements*, 96: 1311-1322.
- Rhoades J.D. 1996. Salinity: electrical conductivity and total dissolved salts. In: Sparks D.L. (Ed.), *Methods of Soil Analysis, Part 3-Chemical Methods*. Book Series No. 5. *Soil Science Society of America*, Madison, WI, USA, pp. 417-435.
- Scudiero E., Skaggs T.H., and Corwin D.L. 2015. Regional-scale soil salinity assessment using Landsat ETM+ canopy reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 169: 335-343.
- Serre M.L., and Christakos G. 1999. Modern geostatistics: computational BME in the light of uncertain physical knowledge-the Equus Beds study. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 13: 1-26.
- Stein A., Corsten L.C.A. 1991. Universal kriging and cokriging as a regression procedure. *Biometrics*, 47: 575-587.
- Sudduth K.A., Kitchen N.R., Hughes D.F., Drummond S.T. 1995. Electromagnetic induction sensing as an indicator of productivity on claypan soils. In: Robert PC, Rust, RH, Larson WE. (Eds.), *Proceedings of the Second International Conference on Site-specific Management for Agricultural Systems*. *American Society of Agronomy, Crop Science Society*, Madison, WI, USA, pp. 671-681.
- Taghizadeh-Mehrjardi, R., Minasny B., Sarmadian F., and Malone B.P. 2014. Digital mapping of soil salinity in Ardakan region, central Iran. *Geoderma*, 213: 15-28.
- Williams B.G., and Hoey D. 1987. The use of electromagnetic induction to detect the spatial variability of the salt and clay contents of soils. *Australian Journal of Soil Research*, 25: 21-27.
- Zheng Zh., Zhang F., Ma F., Chai X., Zhu Zh., Shi J., and Zhang Sh. 2009. Spatiotemporal changes in soil salinity in a drip-irrigated field. *Geoderma*, 149: 243-248.

Spatio-temporal Prediction of Soil Salinity Using Soft Data and Bayesian Maximum Entropy Method in Western Shores of Urmia Lake

Nikou Hamzhepour^{1*}, Patrick Bogaert²

(Received: December 2016

Accepted: December 2017)

Abstract

Real-time monitoring of soil salinity changes is quite costly, so that sound methods which could improve the quality of the predictions would thus be a step towards an improved and sustainable salinity hazards monitoring system on the long run. The aim of this paper is to propose such a methodological framework, with an illustration based on the implication of the calculated error caused by field measurements in one time interval to improve spatiotemporal predictions of soil salinity where no laboratory measurements are available. Soil EC was measured in the field for all times series in 846 samples. But only for the first, second and fifth data sets laboratory measurements were implemented. After calibrating field EC by laboratory measurements for the first two datasets, histograms of residuals were calculated and then variance of the residuals were taken into account as error and were used in soil salinity prediction using Bayesian Maximum Entropy method (BME) in other time series. Results from validation of the predicted values for soil salinity revealed that implementation of calibration line and the calculated error for one time interval in BME equations could successfully improve soil salinity prediction during other time intervals with validation results of ME and MSE equal to -0.12 and 0.72 for 5th dataset. Therefore, calibration line based on first two datasets was applied in spatiotemporal prediction of soil salinity in all-time series. Results showed that soil salinity has increased during time interval of 2010-2016 and secondary salinization has been occurring in agricultural lands. Mean soil salinity has increased from 4.56 dS/m in 2011 to 6.65 in 2016. The reduced need for constant calibration of field measured data and number of soil samples using soft data and BME method will make soil salinity monitoring possible where there is a great need for careful monitoring.

Keywords: Electrical conductivity, Kriging with measurement errors, Prediction error, Urmia Lake

Hamzhepour N. and Bogaert P. 2019. Spatio-temporal prediction of soil salinity using soft data and bayesian maximum entropy method in western shores of Urmia Lake. *Applied Soil Research*, 6(4): 71-83.

1 - Assistant Professor, Soil Science Department, Faculty of Agriculture, University of Maragheh-Iran

2 - Faculty of Bio-engineering, Agronomy and Environment, Catholic University of Leuven, Louvain-la-Neuve, Belgium

*- Corresponding Author Email: nhamzhepour@maragheh.ac.ir