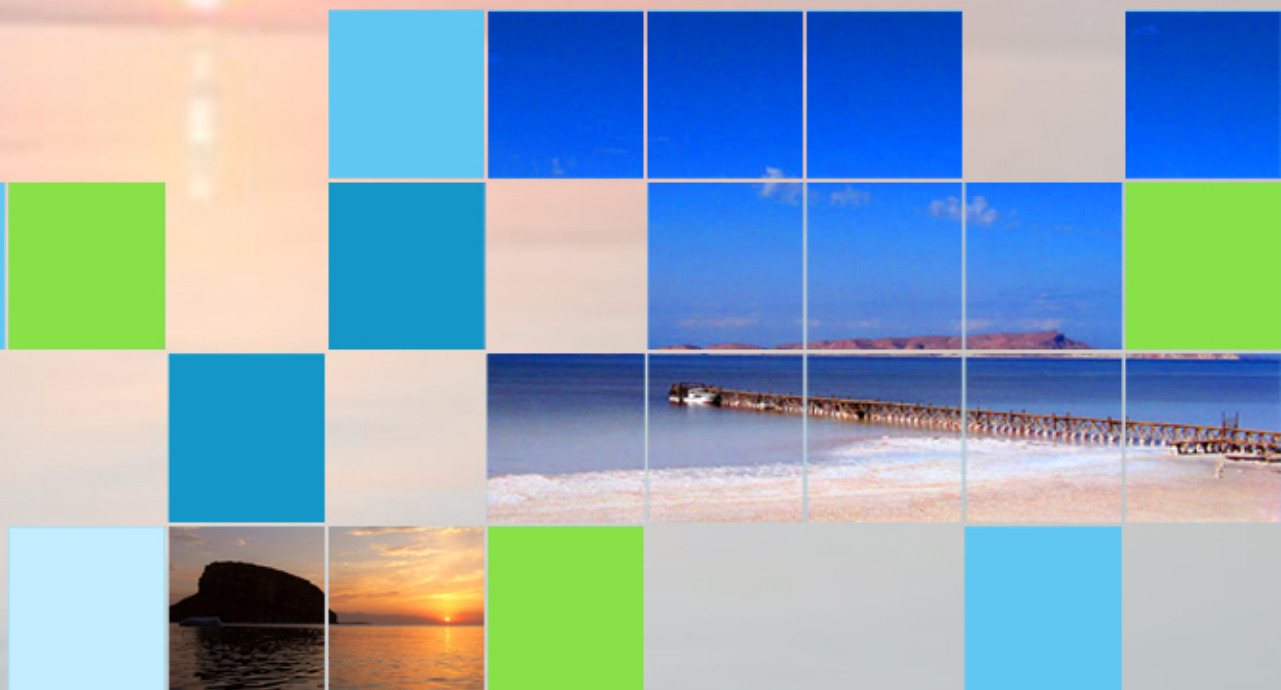


گزارش بررسی تغییرات مکانی-زمانی شوری خاک دشت ارومیه
با روش انتروپی حداکثر اریب و تاثیر آن بر کشاورزی در منطقه

Spatial-Temporal Changes of Soil Salinity of Urmia Plain and its Impact on Agriculture

«طرح حفاظت از تالاب های ایران»



آبان ۱۳۹۰



سازمان حفاظت محیط زیست

عنوان طرح:

بررسی تغییرات مکانی - زمانی شوری خاک دشت ارومیه با روش انتروپی

حداکثر اریب و تاثیر آن بر کشاورزی در منطقه

اعضای تیم همکار:

- نیکو حمزه پور
- مصطفی کریمیان اقبال
- نورایر تومانیان
- پاتریک بوگارت
- رضا سکوتی اسکویی
- عزیز مجیدی

گزارش نهایی

۹۰/۸/۳۰

فهرست مطالب

فصل اول (مقدمه)

فصل دوم (تئوری و فرمول بندی)

۱-۲- پارادایم عمومی تخمین مکانی

۱-۱-۲- تعریف داده‌های مطمئن و نامطمئن

۲-۲- چهارچوب عمومی BME

۱-۲-۲- نظریه انتروپی و اطلاعات

۱-۱-۲-۲- تعریف انتروپی:

۲-۱-۲-۲- اطلاعات و انتروپی

۳-۲- BME برای متغیرهای پیوسته

۱-۳-۲- مرحله اول: حداکثر کردن انتروپی

۲-۳-۲- مرحله نهائی: شرطی کردن اریب با دانش اختصاصی K_s

۱-۲-۳-۲- توابع احتمال تراکم نهائی با استفاده از داده‌های نامطمئن بازه‌ای

۲-۲-۳-۲- توابع احتمال تراکم نهائی با استفاده از داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی

۳-۳-۲- تخمین BME

۴-۲- کریجینگ و BME

۱-۴-۲- کریجینگ به عنوان یک مورد ویژه از BME

۲-۴-۲- مزایای BME نسبت به کریجینگ

فصل سوم (روش انجام تحقیق)

۳-۱- تشریح وضعیت عمومی منطقه

۳-۱-۱- موقعیت و وسعت

۳-۱-۲- آب و هوا و رژیم های رطوبتی و حرارتی خاک

۳-۱-۳- زمین شناسی

۳-۱-۴- منابع آب

۳-۲- شرح داده های مربوط به تهیه نقشه شوری

۳-۲-۱- داده های مربوط به متغیر هدف (Ks)

۳-۲-۲- داده های مربوط به اطلاعات عمومی منطقه مطالعاتی (KG)

فصل چهارم (نتایج و بحث)

۴-۱- گزارش نمونه برداری مرحله اول

۴-۱-۱- گزارش تعیین شوری خاک در دو عمق در صحرا

۴-۱-۲- گزارش انجام آنالیزهای آزمایشگاهی

۴-۲- گزارش نمونه برداری مرحله دوم

۴-۳- گزارش نمونه برداری های مراحل بعدی و اتمام نمونه برداری

۴-۴- ارائه نقشه های تغییرات مکانی شوری برای بازه های زمانی مربوطه

۴-۴-۱- تعیین مرز تغییرات شدید شوری خاک

۴-۴-۲- کالیبراسیون داده های صحرائی با استفاده از داده های آزمایشگاهی

۴-۴-۳- تخمین شوری خاک با استفاده از روش کریجینگ

۴-۵- گزارش مدل کردن تغییرات و وارد کردن اطلاعات مختلف در مدل

۴-۵-۱- پارادایم عمومی تخمین مکانی

۴-۵-۲- استفاده از اطلاعات مربوط به آبهای زیرزمینی در تخمین شوری خاک

۴-۶- گزارش اعتبار سنجی مدل

۴-۶-۱- ارتباط بین داده های صحرائی و آزمایشگاهی

۴-۶-۲- وارد کردن خطای مربوط به استفاده از داده های صحرائی در تخمین

۴-۷- بررسی تغییرات زمانی شوری خاک برای بازه زمانی مورد مطالعه

۴-۸- بررسی مرز تغییرات شوری خاک در بازه زمانی مورد مطالعه

۴-۹- جمع بندی و نتیجه گیری

۵- فصل پنجم (فهرست منابع)

۶- فصل ششم (ضمائم)

فصل اول

مقدمه

دریاچه ارومیه، واقع در شمال غرب کشور ایران، دومین دریاچه شور جهان با مساحت ۵۸۲۲ کیلومتر مربع است. این دریاچه در طول سالیان اخیر به دلایل زیر در حال خشک شدن است: ۱- برداشت بی- رویه آب از رودخانه‌های منتهی به دریاچه برای کشاورزی، ۲- کاهش بارندگی و ۳- افزایش تعداد سد هائی که بر مسیر رودخانه‌های دریاچه زده شده است. بنا به گزارشات موجود، ارتفاع دریاچه در طول سال ۳۸۷، ۱۸ سانتی‌متر و ساحل آن به طور متوسط ۴-۵ کیلومتر عقب‌نشینی داشته است، که این رقم در برخی از نقاط به ۱۵ کیلومتر نیز رسیده است. در حال حاضر عمق دریاچه از متوسط ۶ متر به ۱،۳ متر رسیده است. اگر روند خشک شدن دریاچه به این شکل ادامه یابد، انتظار می‌رود که در دهه- های آینده به طور کامل خشک شود و پهنه وسیعی از اراضی شور به وسعت ۵۸۲۲ کیلومتر مربع برجای بماند. با خشک شدن دریاچه، میکروکلیمای منطقه به احتمال زیاد تحت تاثیر قرار خواهد گرفت، فرسایش بادی منجر به شور شدن بخش عظیمی از اراضی اطراف دریاچه خواهد شد، تعداد زیادی از مردم که زندگی وابسته به کشاورزی دارند در اثر خشک شدن اراضی کشاورزی بیکار شده و مشکلات اقتصادی و اجتماعی زیادی ایجاد خواهد شد.

به طور کلی شوری خاک‌های اطراف دریاچه را می‌توان به دو دسته تقسیم نمود، اراضی که به طور ذاتی و اولیه شور هستند و اراضی که به طور ثانویه شور شده‌اند. شوری ثانویه ممکن است در اثر عواملی چون آبیاری با آب شور، بالا آمدن سطح آب‌های زیرزمینی و شوری ناشی از رسوبات بادی، ایجاد شود. در حال حاضر نیز به دلیل استفاده از آب شور و با کیفیت پایین در منطقه، اراضی در حال شور شدن هستند و تغییر کاربری‌ها به سمت محصولات مقاوم به شوری صورت می‌گیرد. اگر این روند ادامه یابد، در نهایت این زمین‌ها به اراضی بایر بدل خواهند شد. در حال حاضر، بخش‌هایی از

اراضی واقع در جنوب، جنوب شرق و غرب دریاچه به دلیل قرار گرفتن در جهت بادهای غالب، تحت تاثیر رسوبات نمکی بادرفت قرار گرفته و قسمت‌هایی از باغات این مناطق در حال خشک شدن می‌باشند. اگرچه تاکنون کار علمی دقیقی در تائید این مطلب صورت نگرفته است، اما شواهد بازدیدهای صحرائی و وجود نمک در اندام‌های هوایی گیاهان مثل برگ‌ها و نیز تصاویر ماهواره‌ای، تائید کننده این مطلب است.

خاک‌های شور و قلیایی که به هر کدام از طرق ذکر شده در بالا ایجاد شده باشند، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی ویژه‌ای دارند و نیازمند مدیریت خاص خود می‌باشند. به عنوان 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، به چه سمتی شوری در حال گسترش است و سرعت گسترش شوری چقدر است. آنچه که مسلم است، برای انجام این کار، نیاز به نمونه برداری‌های زیاد در منطقه مورد مطالعه برای ارزیابی تغییرات مکانی شوری و همچنین نمونه‌برداری در زمان‌های مختلف برای پایش کردن تغییرات زمانی شوری است. یکی از مشکلات عدیده‌ای که در این زمینه وجود دارد، هزینه‌بر و زمان‌بر بودن فرایندهای نمونه‌برداری و آنالیزهای دقیق آزمایشگاهی است. به بیان دیگر انجام آنالیزهای دقیق آزمایشگاهی در کشور مثل اغلب نقاط دنیا بسیار گران و وقت‌گیر است. از سوی دیگر با وجود تمام اهمیتی که فرد نمونه‌بردار و تجزیه کننده نمونه‌ها ممکن است داشته باشد، این فرایندها همیشه با نوعی خطا و عدم قطعیت چه در نمونه‌برداری‌ها و چه تجزیه‌های آزمایشگاهی همراه هستند که متأسفانه اکثر روش‌های پایش متغیرهای خاک، از جمله روش‌های کریجینگ که امروزه به طور گسترده

استفاده می‌شوند، قادر به تعیین آنها نبوده و فرض بر آن گذاشته می‌شود که خطائی صورت نگرفته است.

از سویی دیگر دامنه وسیعی از اطلاعات پراکنده در کشور وجود دارد که اغلب از دقت پائینی برخوردارند. یکی از منابع اطلاعاتی در خصوص خاک، نقشه‌های خاک هستند که طیف وسیعی از اطلاعات مختلف از جمله نظرات کارشناسی مربوط به تشریح پروفیل‌ها، اندازه‌گیری‌های صحرایی و آنالیزهای آزمایشگاهی متغیرهایی مثل EC، pH خاک و غیره در آنها قید شده است. اما این نقشه‌ها از یک سری نقاط ضعف برخوردار هستند. یکی از مشکلات این نقشه‌ها این است که تمام قسمت‌های مربوط به یک واحد، همگن و یکسان فرض شده است و تغییرات داخل واحدها مدنظر قرار گرفته نشده است از سوی دیگر، مرزهای مشخص و دقیق بین واحدها در تناقض با اصل تغییرات تدریجی ماهیت خاک می‌باشد. بنابراین استفاده از چنین نقشه‌هایی اغلب با نوعی عدم اطمینان همراه است و این مسئله استفاده از آنها را با مشکل مواجه کرده است و آنها را از منابع قابل دسترس و ارزان اطلاعات به منابع بلااستفاده در زمینه ارزیابی، تخمین تغییرات مکانی و نقشه برداری متغیرهای خاک تبدیل کرده است. با وجود نقایص گفته شده، نقشه‌های پلی‌گونی همچنان اصلی‌ترین منبع اطلاعات در دسترس خاک در اغلب کشورها می‌باشند (Finke, 2007).

عقلانی‌ترین و موثرترین راه دستیابی به اطلاعات دقیق در هر نقطه از منطقه مورد مطالعه، تلفیق داده‌های مطمئن (hard) و نامطمئن (soft) با یکدیگر است. به طور کلاسیک، روش کریجینگ معمول‌ترین الگوریتم برای پهنه‌بندی و آنالیز مجموعه داده‌های مکانی است اما متاسفانه چهارچوب تئوریکی این روش امکان استفاده از داده‌های نامطمئن، بدون تبدیل آنها با کدهای شاخص (Goovaerts and

(Journel. 1995) و یا لایه لایه کردن (Stein et al., 1988) را نمی‌دهد. راه دیگر دخالت دادن این داده-ها در فرایند تخمین، استفاده از متوسط بازه است. اما چنین تخمینی ناپخته است و متناسب با ساختار مکانی و تغییرات داخل کلاس خاک نمی‌باشد. به طور کلی روش‌های کریجینگ از یک سری محدودیت برخوردارند، از جمله: (۱) تخمین‌گر 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 (Bogaert and D,Or, 2003).

روش انتروپی حداکثر اریب (۳BME)، که قادر به تلفیق طیف وسیعی از اطلاعات مختلف است، از نظرات کارشناسی گرفته تا قوانین فیزیکی و استفاده همزمان داده‌های مطمئن و نامطمئن و نقشه‌های با دقت‌های مختلف (مقیاس‌های متفاوت، که در کشور زیاد مشاهده می‌شود) که توسط افراد متفاوت ارائه شده‌اند، اخیراً مورد توجه خاک‌شناسان قرار گرفته است (Douaik et al., 2004). با استفاده از این روش نه تنها می‌توان اطلاعات موجود در نقشه‌های خاک را به‌روزرسانی نمود، بلکه می‌توان از اطلاعات موجود در نقشه‌های خاک به صورت مؤثرتری استفاده نمود. همچنین در ارتباط با مطالعات شوری خاک‌ها، با کمک این روش می‌توان از داده‌های نقشه‌های خاک موجود در کشور و نیز اندازه-گیری‌های صحرائی شوری خاک، به اطلاعات ارزشمندی در خصوص تغییرات مکانی شوری خاک دست یافت.

¹ - Gaussian

²- Categorical

³- Bayesian Maximum Entropy

با توجه به آنچه که در بالا گفته شد، روش انتروپی حداکثر اریب (BME) می‌تواند یک روش جایگزین برای تمامی روش‌های مرسوم باشد که علاوه بر تولید نقشه‌های با دقت بالا، زمان و هزینه انجام مطالعات را نیز کاهش می‌دهد. با توجه به اینکه این روش تاکنون در کشور شناخته نشده و مورد استفاده قرار نگرفته است و از سوی دیگر به دلیل کاهش هزینه‌ها و صرفه‌جویی در انجام مطالعات و قدرت این روش در استفاده از اطلاعات موجود در نقشه‌های خاک و سایر مطالعات مرتبط با خاک برای تولید نقشه‌های خاک و یا نقشه‌های موضوعی مرتبط با خاک، انجام این تحقیق می‌تواند گامی موثر در ارتقای متدولوژی و افزایش کیفیت مطالعات خاکشناسی در کشور باشد.

فصل دوم

تئوری و فرمول بندی

۲-۱- پارادایم عمومی تخمین مکانی

در مدیریت اطلاعات خاک، همچون بسیاری از علوم کاربردی، مشکل مواجه با تخمین مکانی داده‌ها وجود داشته است. در واقع، برای پیشنهاد و یا اجرای هر نوع مدل در زمینه‌های مختلف خاک‌شناسی، یا به دست آوردن نتایج واقعی، می‌بایست به جمع‌آوری اطلاعات پرداخت. اما از آنجائی که نمونه‌برداری و جمع‌آوری داده، هزینه‌بر و وقت‌گیر است، دانش به‌دست آمده درباره محیط طبیعی، فقط به بخش‌های نمونه‌برداری شده محدود می‌شود. به‌علاوه، ابزارهای اندازه‌گیری، همیشه منجر به تولید مقادیر مطمئن نمی‌شوند و محققین اغلب با عدم قطعیت در نمونه‌برداری مواجه‌اند. تخمین متغیرهای مورد نظر در نقاط بدون نمونه، باید بتواند خلا بین اطلاعات موجود منطقه‌ای و داده‌های مکانی مورد نیاز را پرکند.

۲-۱-۱- تعریف داده‌های مطمئن^۴ و نامطمئن^۵

برای اینکه بتوان تخمین موثر و تا حد امکان نزدیک به واقعیتی را انجام داد، می‌بایست تمام اطلاعات موجود را با روشی خردمندانه باهم تلفیق کرد. در فرایند تخمین، منطقی‌تر به نظر می‌رسد که داده‌های مطمئن‌تر وزن بیشتری را نسبت به داده‌های با دقت کمتر به خود اختصاص دهند. روش تخمین ایده‌آل، باید قادر به تلفیق داده‌های موجود و دادن وزن صحیح به آنها، متناسب با دقت، درجه اعتماد و نزدیکی آن به منطقه تخمین باشد. روش مناسب همچنین می‌بایست از یک پایه علمی خوب برخوردار باشد. قبل از هر چیز، بهتر است به تعریف دقیق‌تری از داده‌های مطمئن و داده‌های با دقت کم بپردازیم. به

⁴- Hard data

⁵- Soft data

طور کلی، داده‌ها را می‌توان به دو نوع تقسیم کرد که در اینجا آنها را داده‌های مطمئن (hard) و نامطمئن (soft) می‌نامیم. داده‌های مطمئن، واژه‌ای عمومی برای تمام اندازه‌گیری‌هایی است که می‌توان آنها را بدون خطا در نظر گرفت. در نظر گرفتن یک داده به عنوان داده مطمئن، بدین معنی است که خطای اندازه‌گیری و دیگر منابع خطا نادیده گرفته شده‌اند. مثالی از داده مطمئن، مقدار شن در یک نمونه خاک است که با روش الک اندازه‌گیری شده است. واژه داده‌های نامطمئن در مورد هر نوع اطلاعات غیر دقیقی که درباره یک متغیر وجود دارد، به کار می‌رود. برای مشخص کردن اطلاعات توام با ابهام و نامطمئن، می‌توان از توابع احتمال تراکم⁶ (توابعی که احتمال اینکه متغیر مورد نظر -مثلاً X- در یک نقطه از مکان، مقدار A را به خود بگیرد) استفاده نمود [۱۵]. برای مثال pH ای که توسط کاغذ کولوریمتر خوانده می‌شود بهتر است به صورت بازه‌ای از اعداد ارائه شود نه یک مقدار واحد. گاهی اوقات ممکن است ماهیت متغیر مدنظر به گونه‌ای باشد که نتوان آن را به طور مستقیم اندازه گرفت ولی دیگر متغیرهای مرتبط با آن وجود داشته باشند که به طور مستقیم قابل اندازه‌گیری باشند. در این حالت ممکن است روابط تجربی یا فیزیکی وجود داشته باشند که بتوان با کمک آنها، متغیر اندازه-گیری شده را در یک مجموعه‌ای از مقادیر ممکن به متغیر وابسته (متغیر مورد نظر) تبدیل کرد. این مجموعه مجدداً ممکن است دامنه‌ای از مقادیر یا توابع احتمال تراکمی را به خود بگیرند. مثالی از چنین موردی، می‌تواند استفاده از توابع تبدیل و داده‌های موجود گرانولومتری برای به دست آوردن اطلاعات درباره رطوبت خاک، باشد.

⁶ Probability Density Functions

۲-۲- چهارچوب عمومی BME

BME شامل سه مرحله اساسی است:

مرحله پیشین^۷: این مرحله شامل یافتن عمومی‌ترین توزیع اولیه مقادیر با استفاده از تمام اطلاعات عمومی در دسترس و غیراختصاصی در رابطه با متغیر مورد مطالعه است.

مرحله بینابینی^۸: در این مرحله اطلاعات ویژه‌ی در دسترس به وسیله مجموعه داده‌های مورد مطالعه، سازمان‌دهی و به روابط ریاضی قابل استفاده، ترجمه می‌شوند.

مرحله نهائی^۹: توزیع اولیه به دست آمده با توجه به اطلاعات جمع‌آوری شده از منطقه مورد مطالعه، به شکل قابل استفاده‌ای تبدیل می‌شوند.

در خصوص BME، اولین قدم، از طریق حداکثر کردن انتروپی و مرحله سوم با استفاده از یک چهارچوب اریب^{۱۰} برای شرطی^{۱۱} کردن توزیع اولیه نسبت به داده‌ها، به دست می‌آید (شکل). برای هر دو مرحله اول و سوم یاد شده، نمونه‌های عملی وجود دارد (Christakos et al., 2002).

اطلاعات مورد استفاده در این دو مرحله را می‌توان به دو گروه طبقه‌بندی کرد: دانش عمومی^{۱۲} و دانش ویژه^{۱۳}. دانش عمومی (KG): دربرگیرنده تمام دانش زمینه، باورهای مورد قبول و تجارب پیشین می‌باشد. همه اینها می‌توانند به شکل اظهارات عقلانی و منطقی، قوانین فیزیکی، خصوصیات (برای مثال میانگین، تابع کوواریانس) یا حتی نظرات کارشناسی، ارائه شوند. KG از این جهت به عنوان

7- Prior step

8- Meta-prior step

9- Posterior step

10- Bayesian

11- Conditionalization

12- General knowledge

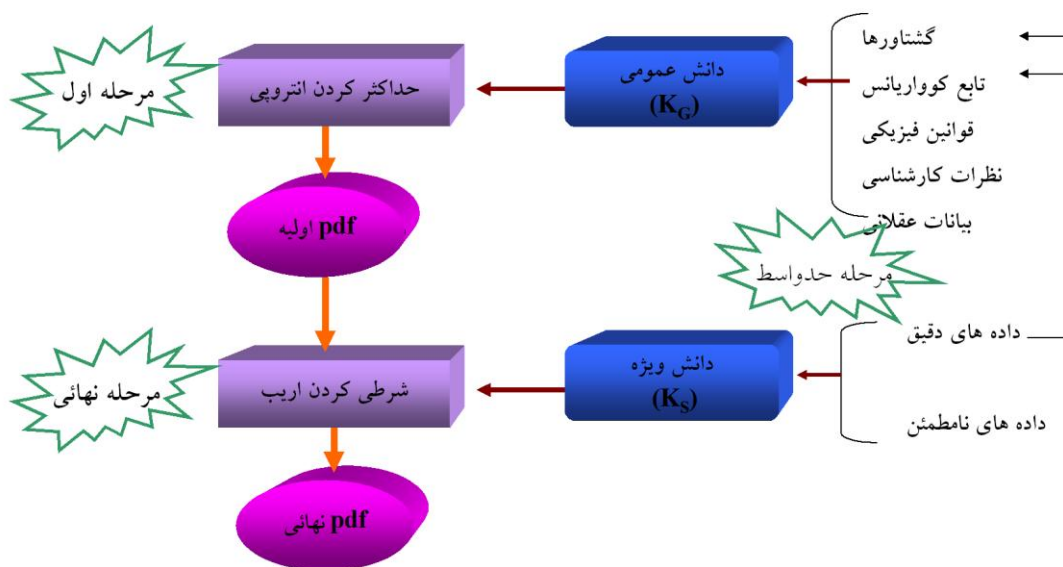
13- Specific knowledge

"عمومی" در نظر گرفته می‌شود که دربرگیرنده کلاس بزرگی از زمینه‌ها و موقعیت‌ها می‌باشد و به یک اندازه‌گیری خاص و ویژه در منطقه مورد مطالعه محدود نمی‌شود. دانش اختصاصی (KS): از اطلاعات مربوط به یک منطقه خاص تشکیل شده است که اغلب مجموعه داده‌هایی‌اند که از منطقه مورد مطالعه جمع‌آوری شده‌اند و شامل داده‌های مطمئن و نامطمئن، چه به شکل پیوسته و یا طبقه‌بندی شده، می‌باشند. KG منجر به ایجاد توزیع اولیه از طریق حداکثر کردن انتروپی می‌شود در حالی که KS امکان شرطی کردن این توزیع اولیه، برای تبدیل به توزیع نهائی را فراهم می‌آورد.

۲-۲-۱- نظریه انتروپی و اطلاعات

اولین قدم در روش BME، شامل یافتن عمومی‌ترین توزیع اولیه‌ای است که دربرگیرنده تمام اطلاعات عمومی موجود (KG) باشد. یکی از راه‌های ممکن برای دست یافتن به این مرحله، رسیدن به توزیعی است که انتروپی را تحت محدودیت‌های ۱۴ KG، حداکثر کند. در این بخش، ابتدا تعریفی از انتروپی ارائه می‌شود. سپس ارتباط بین انتروپی و اطلاعات، تشریح می‌شود و بخصوص اینکه چرا حداکثر کردن انتروپی توزیع اولیه، تحت محدودیت‌های KG، منجر به حداکثر کردن اطلاعات مورد انتظار در توزیع اولیه می‌شود.

¹⁴- Constraints



شکل ۱- طرح عمومی چهارچوب BME

۲-۲-۱-۱- تعریف انتروپی:

انتروپی^{۱۵} اولین بار در ترمودینامیک به عنوان تغییرات در بی‌نظمی در یک سیستم شیمیایی بسته در نتیجه انجام یک واکنش، ارائه شد [۱۵]. یک قرن بعد، شانون مفهوم انتروپی را در تئوری اطلاعات خود، برای بیان درجه عدم قطعیت اولیه در یک سیستم، بیان کرد [۱۵]. از آن زمان، انتروپی در طیف وسیعی از رشته‌های علمی برای اندازه‌گیری عدم قطعیت استفاده شده است.

فرمول ریاضی انتروپی برای متغیرهای تصادفی گسسته به صورت زیر است [۱۳]:

(۱)

$$H_C = -\sum_{i=1}^{nc} p_i \log p_i$$

¹⁵- Entropy

که در آن، P_i احتمال اینکه متغیر تصادفی C مقدار C_i را بخود بگیرد، است. برای متغیرهای تصادفی پیوسته، نماد مجموع، توسط انتگرال و P_i توسط مقادیر توابع احتمال تراکم، تابع $f(z)$ ، جایگزین شده است. بنابراین انتروپی به شکل زیر در می آید

(۲)

$$H_z = - \int_{D_z} f(z) \log f(z) dz$$

که در آن D_z دامنه تغییرات متغیر تصادفی Z می باشد.

انتروپی دو ویژگی جالب را پردازش می کند که استفاده از آن را برای کمی کردن درجه عدم قطعیت مبرم می کند. ویژگی ۱:

زمانی که یکی از n مقدار ممکن هر متغیر تصادفی، احتمال وقوع ۱ داشته باشد، $H_y=0$ است که این بیانگر نبود عدم قطعیت درباره مقدار خروجی متغیر تصادفی است. ویژگی ۲: زمانی که تمام شرایط ممکن احتمال وقوع یکسانی داشته باشند، عدم قطعیت درباره خروجی حداکثر می شود و انتروپی به حداکثر خود می رسد.

برای یک متغیر تصادفی گسسته، H_C بین $H_C, \min=0$ و $H_C, \max=\log n$ محدود می شود. که در آن n تعداد خروجی های ممکن است.

اثبات: در نظر بگیرید $p_i = \frac{1}{n}$ و $\forall i$ (احتمال وقوع یکسان)

$$\begin{aligned}
H_c &= -\sum_{i=1}^n \frac{1}{n} \log \frac{1}{n} \\
&= -n \frac{1}{n} \log \frac{1}{n} \\
&= -\log 1 + \log n \\
&= \log n
\end{aligned}$$

و همچنین $H_c, \max = \log n$ زمانی که تمام موارد احتمال یکسان برای وقوع داشته باشند. به عنوان مثال، در یک توزیع یکنواخت. برای یک متغیر تصادفی پیوسته، حد پائین HZ نیز برابر صفر است. مقدار مرز بالایی برای HZ همانند شکل توابع تراکمی احتمالی برای انتروپی حداکثر، بستگی به محدودیت‌هایی دارد که می‌بایست برآورده شوند. خلاصه‌ای از برخی گزینه‌های معمول برای محدودیت‌ها همراه با عبارت معادل برای انتروپی و توابع احتمال تراکم حاصل از حداکثر کردن انتروپی، در جدول ۱-۱ آورده شده است. توضیحات کامل در این موارد را می‌توان در Golan و همکاران یافت [۱۰].

جدول ۱- معادلات مربوط به انتروپی با توجه به محدودیت‌ها

محدودیت‌ها	بیان انتروپی	توابع احتمال تراکم نهایی
$\int f(z)dz = 1$	$+\infty$	-
$\int f(z)dz = 1$	$H_z = -\log(\beta - \alpha)$	$Z \sim \text{Uni}(\alpha, \beta)$
$z \in [\alpha; \beta]$		
$\int f(z)dz = 1$	$H_z = -\log(\beta - \alpha)$	$Z \sim \text{Exp}(1/a)$
$z \in [0; +\infty]$		
$E[Z] = \alpha$		

$$Z \sim N(0, \sigma^2) \quad \int f(z) dz = 1$$

$$\int H_z = (1/2) \log(2\pi e \sigma^2) \quad E[Z] = 0$$

$$\text{Var}[Z] = \sigma^2$$

با کمک انتروپی، ما ابزاری نیرومند برای انتخاب مناسب‌ترین توزیع اولیه، با توجه به دانش عمومی موجود (KG)، در دست داریم. در واقع، مشاهده می‌شود که توابع احتمال تراکم‌های تعریف شده، با استفاده از ترکیب برخی محدودیت‌ها که در انتروپی اعمال شده‌اند، به وجود آمدند. بنابراین اولین هدف مرحله اول، شامل ترجمه دانش عمومی به محدودیت‌های ریاضی است. تا اینجا به تعریف انتروپی پرداختیم، حال می‌توانیم ارتباط بین اطلاعات و انتروپی را با تعدادی عبارت ریاضی، بیان کنیم.

۲-۱-۲-۲- اطلاعات و انتروپی

نظریه اطلاعات به طور مستقیم به نظریه انتروپی مرتبط است. در واقع، اطلاعات و احتمال اتفاق به طور معکوس با یکدیگر مرتبط اند.

(۳)

$$Info(A) = \frac{1}{P}(A)$$

که در آن، A واژه‌ای برای بیان متغیر تصادفی است. این عبارت بیان می‌کند که هرچقدر احتمال وقوع یک پدیده زیاد باشد، اطلاعات کمتری را شامل می‌شود. به طور مثال، بعد از امتحان، معلم می‌گوید که نمره‌ی شما بین صفر و ۲۰ است. احتمال اینکه معلم درست می‌گوید بسیار زیاد است (برابر یک)، اما

این عبارت اطلاعات زیادی را در خصوص شانس شما برای موفقیت دربر ندارد. اگر معلم به شما گفته بود که نمره شما بین ۱۲-۱۶ است، این حرف اطلاعات کافی در خصوص موفقیت شما در امتحان داشت، حتی اگر این عبارت، احتمال وقوع اولیه کمتری نسبت به جمله اول داشته باشد. از آنجائی که احتمالات ممکن است بسیار کوچک باشند، استفاده از لگاریتم مناسبتر است [۳] و منجر به تعریف ریاضی زیر از اطلاعات برای یک متغیر تصادفی می شود.

(۴)

$$Info(Y) = \log\left(\frac{1}{P(Y = y_i)}\right) = -\log(P(Y = y_i))$$

توالی مستقیم معادلات ۱ و ۲، که همراه با ۴ استفاده شده اند؛ آن است که انتروپی را می توان به صورت مقدار مورد انتظار اطلاعات برای تمام وقایع ممکن و انحصاری $A_i (i=1, \dots, n)$ که درباره متغیرهای تصادفی Y تعریف می شوند، بیان کرد

(۵)

$$HY = E[Info(Y)]$$

این عبارت به عنوان تابع انتروپی نیز شناخته شده است [۱۳]. با توجه به این تعریف، حداکثر کردن انتروپی منجر به حداقل کردن اطلاعات اولیه (مورد انتظار) تحت محدودیت های برخی اطلاعات اولیه ناشی از دانش عمومی پایه KG می شود [۴]. همانطور که قبلا گفته شد، توزیع انتروپی حداکثر زمانی که هیچ نوع اطلاعات اولیه ای مدنظر قرار داده نشده باشد، توزیع یکنواخت است. در این حالت انتروپی به مقدار جهانی (عمومی) یا حداکثر خود می رسد. زمانی که برخی از انواع دانش عمومی KG مدنظر قرار گیرد، در این حالت انتروپی تحت حدود مورد توافق، حداکثر می شود. انتروپی حداکثر

ناحیه‌ای (یا جزئی)، کوچکتر از Hy, \max خواهد بود. با اضافه شدن اطلاعات، اغتشاش توابع تراکمی احتمالی انتروپی حداکثر، پوششی می‌شود بر انتروپی توابع تراکمی احتمالی واقعی، که خود، حداقل جهانی برای Hy است. به دنبال آن، ما می‌بایست توزیعی را انتخاب کنیم که استفاده از اطلاعات حاصل از KG را بدون دخالت دادن هیچ‌گونه اطلاعات اضافی، حداکثر کند. این توزیع، همچنین همراه با انتروپی حداکثر نیز خواهد بود. در واقع، اگر اطلاعاتی بیش از اطلاعات منتقل شده توسط KG استفاده شود، در این حالت انتروپی حداکثر ناحیه‌ای، در مقایسه با انتروپی توزیعی که فقط با اطلاعات KG حاصل شده است، کمتر خواهد بود.

علاوه بر آنچه گفته شد، گولان و همکاران بیان داشتند که حداکثر کردن انتروپی، منجر به حداکثر رساندن اطلاعات از بین رفته می‌شود [۴]. بیابید تصور کنیم که در حال حاضر، دانش عمومی KG را به طور کامل در نظر گرفته و انتروپی حاصل از آن را محاسبه کرده‌ایم. سپس توزیع انتروپی حداکثر، آنی خواهد بود که برای محاسبه آن، می‌بایست حداقل ممکن اطلاعات اضافی را استفاده کنیم. از این نقطه نظر، حداکثر کردن انتروپی، منجر به حداقل کردن اطلاعات اضافی می‌شود. به عبارت دیگر، در میان تمام توزیع‌هایی که در توافق با دانش عمومی KG هستند، ما آنی را انتخاب می‌کنیم که کمترین اطلاعات اضافی را دربر داشته باشد و در این حالت، توزیع حداکثر انتروپی بدست می‌آید.

به عنوان جمع بندی این بحث، مهمترین نکته این مرحله، اطمینان از مد نظر قرار گرفتن تمام اطلاعات اولیه و نه بیش از آن، قبل از تخمین می‌باشد. یعنی بنابه گفته جینز (1982) حداکثر کردن انتروپی، نوعی سیاست بیمه کردن است که ما را در مقابل تخمین جزئیات نادرستی که برای آنها هیچ سند و مشاهده‌ای وجود ندارد، حفاظت می‌کند [۱۳]. در واقع، آنچه که ما با حداکثر کردن انتروپی به دنبال آن

می‌گردیم، پیدا کردن توزیعی است که با توجه به اطلاعات موجود، بیشترین احتمال وقوع آن باشد. توزیع‌های با انترپی بالاتر، بیشتر احتمال وجود دارند چرا که توسط مسیرهای بیشتری تولید می‌شوند. شرطی کردن اریب^{۱۶}

بردار متغیرهای تصادفی $Y_{map}=(Y_{hard}, Y_{soft}, Y_0)$ را مدنظر قرار دهید و Y_{hard} و Y_{soft} و Y_0 را به ترتیب مقادیر این متغیر تصادفی در نقاط مربوط به اطلاعات مطمئن و نامطمئن و مقدار نامشخص متغیر در نقطه تخمین در نظر بگیرید. همچنین اجازه دهید که اطلاعات موجود را بصورت $Y_{data}=(Y_{hard}, Y_{soft}, Y_0)$ تعریف کنیم. دومین قدم در روش BME اپیستمیک^{۱۷}، شامل شرطی کردن توزیع اولیه با استفاده از دانش ویژه KS است. در حالیکه Christakos (2000, 2002) راه‌حل‌های دیگری ارائه می‌نماید، ولی راه مرسوم برای این کار، کاربرد ساده قانون احتمال برای احتمالات شرطی است.

(۶)

$$P_k(y_0) = P_G(y_0 | y_{data}) = \frac{P_G(y_0 \cap y_{data})}{P_G(y_{data})} = \frac{P_G(y_{map})}{P_G(y_{data})}$$

در این معادله $P_k(\cdot)$ بیان می‌کند که توزیع احتمال، برپایه دانش ویژه KS، شرطی شده است، در حالی که مدل احتمالی $P_G(\cdot)$ ، تنها با استفاده از دانش عمومی KG ساخته شده است.

استفاده از واژه اریب، اخیراً باعث کشمکش‌هایی در دنیای علم شده است. برخی از آماردان‌ها ادعا می‌کنند که این نوع استفاده از واژه اریب، استفاده نادرست از عبارت است، چرا که فرمول هیچ اثری از

^{۱۶}- Bayesian Conditionalization

^{۱۷}- Epistemic

شرطی کردن اریب استاندارد^{۱۸} در خود ندارد. در اریب کلاسیک اصولی^{۱۹}، احتمال نهائی^{۲۰} $P_n(y_0)$ از طریق به روز کردن احتمال اولیه $P_0(y_0)$ با استفاده از شواهد ایجاد شده توسط یک مجموعه داده‌ها به صورت زیر، بدست می‌آید:

(۷)

$$P_n(y_0) = \frac{P_0(y_0)P_0(y_{data} | y_0)}{P_0(y_{data})}$$

که در آن $P_0(y_{data} | y_0)$ و $P_0(y_{data}) \neq 0$ به ترتیب همسایگی^{۲۱} و احتمال مجموعه داده‌ها^{۲۲} نامیده می‌شوند.

همانطور که توسط کریستاکوس ذکر شده است، استفاده از معادله ۷، محدود کننده‌تر است ([۱۳]). در واقع، مجموعه داده‌ها اغلب تنها بر اساس استفاده از دانش است، بنابراین موجب حذف هر نوع اطلاعات موجود در قوانین فیزیکی یا نظرات کارشناسی می‌شود. به علاوه، اغلب فرض می‌شود که احتمال اولیه، توزیع گوسین داشته و فرضیات قوی برای محاسبه همسایگی نیاز است.

بنابراین کریستاکوس [۵] پیشنهاد می‌نماید که از واژه اریب با مفهوم موثر^{۲۳} استفاده شود. برای مثال در زمینه متغیرهای تصادفی پیوسته، کریستاکوس و همکاران [۷] عبارت زیر را پیشنهاد می‌دهند:

18- Standard Bayesian Conditionalization

19- Classic Bayesian Formalism

20- Posterior

21- likelihoods

22- Data set probability

23- Operational

$$\begin{aligned}
 f_k(z_0) &= f_G(z_0 | z_{data}) \\
 &= A^{-1} \int_I f_G(z_{map}) d\Xi_S(z_{soft})
 \end{aligned}
 \tag{A}$$

که در آن، عملگر (اپراتور) Ξ_S برخی از انواع دانش اختصاصی پایه را نشان می‌دهد

و $A = \int_I f_G(z_{data}) d\Xi_S(z_{soft})$ نیز ثابت نرمال کننده است و I دامنه انتگرال است. در قسمت بعدی

خواهیم دید که $\Xi_S \equiv z_{soft}$ زمانی استفاده می‌شود که داده‌های نامطمئن موجود به صورت دامنه ای از

اعداد باشند و $\Xi_S \equiv F_S(z_{soft})$ زمانی استفاده می‌شود که داده‌های نامطمئن، به شکل احتمالی، موجود باشند.

به نظر می‌رسد که تعریف عملی معادله ۸ انعطاف پذیری بیشتری نسبت به معادله ۷ داشته باشد که بر

پایه یک مدل احتمالی ساده است. معادله ۸ در عوض، شامل استفاده از ۲ معادله احتمالی مجزا است که

بیان کننده وضعیت‌های مختلف دانش است: یکی برپایه $KG = f(G)$ و دیگری برپایه Ks (via Ξ_S). این

تعریف، بنابراین امکان در نظر گرفتن طیف وسیعی از اطلاعات عمومی، مثل گشتاورهای آماری،

قوانین فیزیکی، نظرات کارشناسی را می‌دهد که در نهایت منجر به توزیع اولیه‌ای می‌شود که ممکن

است شکل پیچیده‌ای داشته باشد (اغلب غیرگوسین). در نهایت، داده‌های با انواع مختلف می‌توانند

مثل داده‌های از نوع مطمئن و نامطمئن با هم تلفیق شوند. به عنوان جمع بندی، لازم به ذکر است،

همانطور که اریب‌گرایی استاندارد^{۲۴} از فرضیات آماری و مدل‌ها برای استخراج احتمال اولیه استفاده

می‌کند، اریب‌گرایی موثر که دربرگیرنده مدل‌های فیزیکی و ایستمیک می‌باشد، منجر به ایجاد یک

توابع احتمال تراکم نهائی حاوی اطلاعات ارزشمند می‌شود.

²⁴- Standard Bayesianism

۲-۳- BME برای متغیرهای پیوسته

همانطور که در بالا دیدیم، روش BME یک روش سه مرحله‌ای است. مرحله اول، منجر به ایجاد توابع احتمال تراکم‌های اولیه از طریق حداکثر کردن انتروپی می‌شود که به طور کامل در بخش ۳-۱ توضیح داده می‌شود. قسمت ۳-۲ در رابطه با شرطی کردن اریب (مرحله نهایی) است. بخش ۳-۳ و ۳-۴ به ترتیب با تخمین‌های احتمالی که می‌توان از توابع احتمال تراکم نهایی استخراج کرده و رابطه بین BME و کریجینگ را ایجاد کرد، سروکار دارد. در نهایت، مزایای BME نسبت به کریجینگ در بخش ۳-۵ تشریح می‌شوند.

۲-۳-۱- مرحله اول: حداکثر کردن انتروپی

بردار متغیرهای تصادفی $Z_{map} = (z_{hard}, z_{soft}, z_0)$ را مد نظر قرار داده و Z_{hard} , Z_{soft} و Z_0 را به ترتیب مقادیر در نقاط داده‌های مطمئن، نامطمئن و مقدار نامعلوم در نقطه تخمین در نظر بگیرید. همچنین $f_G(z_{map})$ را به عنوان توابع احتمال تراکم چند متغیره برای دانش عمومی KG، قبل از اینکه هر گونه دانش اختصاصی و ویژه KS اضافه شود، در نظر داشته باشید. همانطور که در بخش گذشته اشاره شد، حداکثر کردن انتروپی یک سیستم، منجر به حداکثر کردن اطلاعات مورد انتظار آن می‌شود، زمانی که تمام داده‌های قابل دسترس مورد استفاده قرار گرفته باشند. بنابراین اگر انتروپی به صورت زیر تعریف شود:

(۹)

$$H(f_G(Z_{map})) = E[Info_G[Z_{map}]] = -\int f_G(z_{map}) \log f_G(z_{map}) dz_{map}$$

ما مجبور هستیم که این عبارت را تحت محدودیت‌هایی که در اطلاعات اولیه موجود است، حداکثر کنیم. این محدودیت‌ها را می‌توان به صورت زیر تعریف کرد:

$$\alpha = 0, \dots, N_c \quad (10)$$

$$E[g_\alpha] = \int g_\alpha(z_{map}) f_G(z_{map}) dz_{map}$$

که در آن $g_\alpha(z_{map})$ توابع معلوم z_{map} اند.

درحالی که هیچ محدودیت تئوریک در رده گشتاورهایی که می‌توانند استفاده شوند، وجود ندارد، بعد از این در نظر می‌گیریم که دانش عمومی KG به محدودیت نرمال شدن و دو گشتاور اول و دوم کاهش می‌یابد (میانگین برای هر متغیر و توابع (کراس) کوواریانس) [۳].

محدودیت نرمال شدن به صورت زیر تعریف می‌شود:

(۱۱)

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

و تاکید می‌کند که توابع احتمال تراکم اولیه معتبر است، به این معنی که

$$\int f_G(z_{map}) dz_{map} = 1$$

محدودیت‌های مربوط به میانگین‌ها به صورت زیر مشخص می‌شوند:

(۱۲)

$$g_\alpha(z_k) = Z_k \Rightarrow E[g_\alpha] = E[Z_k]$$

با $k=0, \dots, n$ و $\alpha = 1, \dots, n+1$ (n تعداد اطلاعات موجود در همسایگی نقطه تخمینی X_0 است).

محدودیت‌های مربوط به واریانس عبارتند از:

(۱۳)

$$g_\alpha(z_k) = [Z_k - m_k]^2 \Rightarrow E[g_\alpha] = E[[Z_k - m_k]^2]$$

با $k=0, \dots, n$ و $\alpha = n+2, \dots, 2(n+1)$. در نهایت، محدودیت‌های مربوط به کوواریانس‌ها:

(۱۴)

$$g_\alpha(z_k, z_l) = [Z_k - m_k][Z_l - m_l] \Rightarrow E[g_\alpha] = E[[Z_k - m_k][Z_l - m_l]]$$

با $k, l = 0, \dots, n, \alpha = 2(n+1) + 1, \dots, (n+1)(n+4)/2$ و m_k, m_l که به ترتیب میانگین‌های

متغیرهای تصادفی Z_k و Z_l در نقاط X_k و X_l هستند.

با $k, l = 0, \dots, n, \alpha = 2(n+1) + 1, \dots, (n+1)(n+4)/2$ و m_k, m_l که به ترتیب میانگین‌های

متغیرهای تصادفی Z_k و Z_l در نقاط X_k و X_l هستند.

با استفاده از ضریب μ_α ، معادله ۱۰، تحت محدودیت‌های معادلات ۱۲ تا ۱۴، معادل حداکثر کردن

رابطه زیر است:

(۱۵)

$$L[f_G(z_{map})] = - \int f_G(z_{map}) \log f_G(z_{map}) dz_{map}$$

$$L[f_G(z_{map})] = - \int f_G(z_{map}) \log f_G(z_{map}) dz_{map}$$

$$= - \sum_{\alpha=0}^{N_c} \mu_\alpha \left[\int g_\alpha(z_{map}) f_G(z_{map}) dz_{map} - E[g_\alpha(g_\alpha(z_{map}))] \right]$$

که در آن، N_c ، مجموع تعداد محدودیت ها است.

با برابر صفر قرار دادن مشتقات جزئی معادله، و حل دستگاه معادلات نسبت به $\alpha\mu$ ، حل حداکثر

انتروپی برای تابع تجمعی احتمالی (pdf) اولیه به دست می آید [۴]:

(۱۶)

$$f_G(z_{map}) = \frac{1}{A} \exp\left(\sum_{\alpha=1}^{N_c} v_{\alpha} g_{\alpha}(z_{map})\right)$$

که در آن A تابع جزئی است که نقش محدود کننده نرمال را دارد و برابر عبارت زیر است.

(۱۷)

$$A = \int \exp\left(\sum_{\alpha=1} \mu_{\alpha} g_{\alpha}(z_{map})\right) dz_{map}$$

تابع تجمعی احتمالی اولیه $f_G(z_{map}) = f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft})$ که از حداکثر کردن انتروپی حاصل

شده است، نشان می دهد که چیزی بیشتر از تمام داده های اولیه، مورد توجه قرار گرفته نشده اند. به طور

کلی، توابع احتمال تراکم اولیه حاصل از معادله ۱۶، غیرگوسین است. با این حال، زمانی که تنها

میانگین و تابع کوواریانس دانش عمومی KG را تشکیل دهند؛ می توان نشان داد که معادله ۱۶ منجر به

توزیع گوسین چند متغیره می شود.

۲-۳-۲- مرحله نهائی: شرطی کردن اریب با دانش اختصاصی K_s

تا این مرحله، توابع احتمال تراکم اولیه $f_G(z_{map}) = f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft})$ توسط معادله ۱۶

تعیین شد. حال به دنبال بدست آوردن توابع احتمال تراکم نهائی برای متغیر Z در نقطه تخمینی X_0 با

در دست داشتن داده های مطمئن و نامطمئن، هستیم:

(۱۸)

$$f_K(z_0) = f_G(z_0 | z_{hard}, z_{soft})$$

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 (داده های برداشته شده، Zdata) است [۵]. با توجه به معادله ۶، می توانیم بنویسیم:

(۱۹)

$$f_k(z_0) = f_G(z_0 | z_{hard}, z_{soft}) = \frac{f_G(f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}))}{f_G(z_{hard}, z_{soft})}$$

معادله ۱۹ دربرگیرنده اطلاعات اختصاصی، از جمله داده های مطمئن و انواع داده های نامطمئن در منطقه مورد مطالعه است. روش محاسبه این توابع احتمال تراکم، بستگی خواهد داشت به نوع داده های نامطمئن موجود و این چیزی است که کریستاکوس به آن قانون پردازش دانش می گوید [۴]. همچنین به آن اصل شرطی کردن اریب نیز اطلاق می گردد.

در میان انواع داده های نامطمئن، ما در اینجا بر روی دو موقعیت تمرکز خواهیم کرد: یک، داده های نامطمئن که به صورت بازه ای وجود دارند و دوم، نوع احتمالی. برای هر دو مورد توابع احتمال تراکم نهائی در زیر ارائه می شد.

۲-۳-۱- توابع احتمال تراکم نهائی با استفاده از داده های نامطمئن بازه ای

تصور می کنیم که اطلاعات نامطمئن ما به طور بازه ای از اعداد موجود است که به صورت زیر نمایش داده می شوند: $I_k \equiv Z_k \in [\alpha_k, \beta_k]$ برای $k=1, \dots, ns$ و ns تعداد مکان های داده های نامطمئن در

{

مجاورت منطقه تخمین می‌باشد. همچنین $FG(z_0, z_{hard}, z_{soft})$ و $FG(z_{hard}, z_{soft})$ به ترتیب

تابع توزیع تجمعی cdf عمومی و cdf مختص داده‌ها هستند. با در نظر گرفتن آن:

$$\begin{aligned} z_0 &\leq Z_0 \leq z_0 + \Delta z_0 \\ z_{hard} &\leq Z_{hard} \leq z_{hard} + \Delta z_{hard} \\ \alpha &\leq Z_{soft} \leq \beta \end{aligned}$$

که در آن α و β به ترتیب وکتورهای مرزهای پائین و بالای بازه هستند. معادله ۱۹ را می‌توان به شکل

زیر نیز نوشت:

(۲۰)

$$f_k(z_0) = \lim_{\substack{\Delta z_0 \rightarrow 0 \\ \Delta z_{hard} \rightarrow 0}} \frac{F_G(z_0 + \Delta z_0, z_{hard} + \Delta z_{hard}, \beta) - F_G(z_0, z_{hard}, \alpha)}{F_G(z_{hard} + \Delta z_{hard}, \beta) - F_G(z_{hard}, \alpha)} \Delta z_0$$

با در نظر گرفتن $\Delta z_0 \rightarrow 0$ و $\Delta z_{hard} \rightarrow 0$ و استفاده از تعریف استاندارد cdf، آخرین تعریف

منجر به حل BME برای داده‌های بازه‌ای نامطمئن می‌شود:

(۲۱)

$$f_k(z_0) = \frac{\int_{\alpha}^{\beta} f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}) dz_{soft}}{\int_{\alpha}^{\beta} f_G(z_{hard}, z_{soft}) dz_{soft}}$$

که در آن نماد انتگرال، معرف یک انتگرال چند متغیره با ابعادی برابر با ابعاد داده‌های نامطمئن در

نقاط در همسایگی نقطه تخمین، است.

۲-۲-۳-۲- توابع احتمال تراکم نهائی با استفاده از داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی

حال فرض کنیم داده‌های نامطمئن در معادله ۱۹ از نوع $f_s(z_{soft})$ هستند. برای مثال یک تابع احتمال تراکم برای هر موقعیت داده در همسایگی نقطه تخمینی وجود دارد. به طور مساوی، می‌توانیم از تابع توزیع تجمعی آن یعنی $F_s(z_{soft})$ استفاده کنیم که منجر به معادله زیر می‌شود:

(۲۲)

$$f_G(z_0 | z_{hard}, F_s(z_{soft})) = \frac{1}{F_G(z_{hard}, F_s(z_{soft}))} \frac{\partial}{\partial z_0} F_G(z_0, z_{hard}, F_s(z_{soft}))$$

با داشتن I به عنوان دامنه تغییرات انتگرال چند متغیره برای توابع احتمال تراکم داده‌های نامطمئن، داریم:

$$F_G(z_0, z_{hard}, F_s(z_{soft})) \quad (۲۳)$$

$$\begin{aligned} &= \int_I \int_{D_{z_0}} f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}) dF_s(z_{soft}) dz_0 \\ &= \int_I \int_{D_{z_0}} f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}) \frac{dF_s(z_{soft})}{dz_{soft}} dz_{soft} dz_0 \\ &= \int_I \int_{D_{z_0}} f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}) f_s dz_{soft} dz_0 \end{aligned}$$

و به طریقی مشابه:

$$F_G(z_0, z_{hard}, F_s(z_{soft})) \quad (۲۴)$$

$$\begin{aligned} &= \int_I f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}) dF_s(z_{soft}) \\ &= \int_I f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}) \frac{dF_s(z_{soft})}{dz_{soft}} dZ_{soft} \\ &= \int_{D_{z_0}} f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft}) f_s(Z_{soft}) dZ_{soft} \end{aligned}$$

با جاگذاری دو معادله ۲۳ و ۲۴ در معادله ۲۲، معادله زیر حاصل می‌شود:

$$f_G(Z_0 | Z_{hard}, F_S(Z_{soft})) = \frac{\int f_G(Z_0, Z_{hard}, Z_{soft}) f_S(Z_{soft}) dZ_{soft}}{\int f_G(Z_{hard}, Z_{soft}) f_S(Z_{soft}) dZ_{soft}} \quad (25)$$

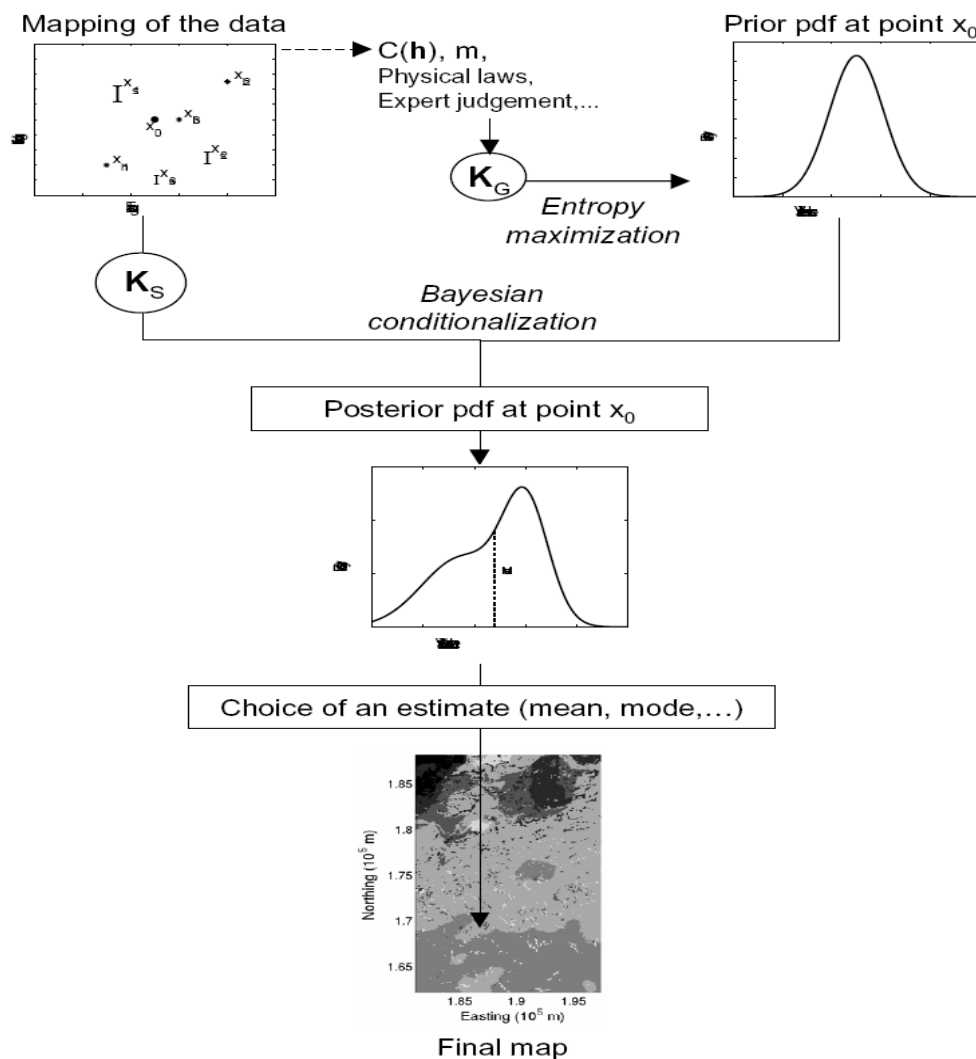
معادله بالا، حل BME برای داده‌های نامطمئن از نوع احتمالی است.

۲-۳-۳- تخمین BME

خلاصه‌ای از روش BME در شکل ۱ نمایش داده شده است. در طول مرحله اولیه، KG با پایه دانش عمومی، از تمام اطلاعات عمومی قابل دسترس در منطقه مطالعه، تشکیل شده است. برای مثال، قوانین فیزیکی، نظرات کارشناسی، بیانات عقلانی و گشتاورهای جهانی. در این مرحله، KG تنها از داده‌های مطمئن موجود در تمام منطقه مورد مطالعه و شامل میانگین mz و تابع کوواریانس $Cz(h)$ می‌باشد. با حداکثر کردن انتروپی، KG دارای توزیع (n_0+1) بعد می‌شود که در آن $n_0 = n_{0h} + n_{0s}$ است و نیز بعدی دیگر که توسط متغیر تصادفی در نقطه تخمین ایجاد شده است. این توابع احتمال تراکم اولیه، دارای توزیع گوسین است، چرا که تنها گشتاورهای تا رده دوم دخالت داده می‌شوند.

در مرحله نهائی، قانون شرطی کردن اریب برای وارد کردن دانش ویژه KS (داده‌های مطمئن و نامطمئن در همسایگی) استفاده می‌شود. به طور مثال، داده‌های در همسایگی منطقه تخمین شامل سه منطقه داده‌های مطمئن $(X_{hk}, k=1,2,3)$ است که در آنها مقدار دقیق اندازه‌گیری وجود دارد و ۳ منطقه با داده‌های نامطمئن $(X_{sk'}, k'=1,2,3)$ که در آنها بازه‌هایی از مقادیر وجود دارد. این مرحله منجر به

توابع احتمال تراکم نهائی در نقطه X_0 می‌شود. چنین روشی هر بار برای هر منطقه تخمین تکرار می‌شود که در هر مرحله، منجر به یک تابع احتمال تراکم نهائی می‌شود. آخرین مرحله قبل از تولید نقشه نهائی، گزینه تخمین مرتبط با اهداف ویژه مطالعه است. با استفاده از توابع احتمال تراکم‌های نهائی مشابه، امکان تولید نقشه‌هایی که اطلاعات را به گونه‌ای خلاصه کنند که متناسب با اهداف نهائی مطالعه باشند، فراهم می‌شود



شکل ۲- نمایش شماتیک روش BME. در نقشه داده‌ها، علامت * به معنی داده دقیق و I داده‌های نامطمئن از نوع بازه‌ای است. داده‌های نوع احتمالی در اینجا مدنظر قرار نگرفته‌اند [۸].

مثال‌هایی از چنین نقشه‌های هدفمندی عبارتند از:

- نقشه فراوان‌ترین مقدار با استفاده از تخمین مد.
- نقشه حداقل میانگین مربعات خطای تخمین با استفاده از تخمین میانگین شرطی.
- نقشه حداقل میانگین مطلق خطای تخمین، اگر تخمین با استفاده از میانه صورت گیرد.
- نقشه کمی کردن عدم قطعیت تخمین با استفاده از مثلاً تخمین واریانس شرطی.
- نقشه چارک یا صدک
- نقشه سطح معنی‌داری که در هر نقطه تخمین، مرزهای بازه اطمینان از تخمین را بدهد.

۲-۴- کریجینگ و BME

بنابراین BME مزایای زیادی نسبت به روش کریجینگ کلاسیک دارد. این روش امکان دسترسی به توابع احتمال تراکم نهائی $fk(\cdot)$ پیوسته و تک‌متغیره را در هر منطقه تخمین فراهم می‌کند. این امر امکان طراحی نقشه‌های هدفمند را فراهم می‌کند، به این دلیل که روش‌های آماری دقیق^{۲۵} می‌توانند به آسانی از این توابع احتمال تراکم‌ها، با استفاده از فرمول‌های مربوطه که به طور کلاسیک در تئوری احتمال استفاده می‌شوند، محاسبه شوند. تولید این خروجی‌های ویژه، تنها نیازمند فرآیند^{۲۶} آن توابع احتمال تراکم‌ها می‌باشد. در چنین شرایطی، کاهش زیادی در حجم محاسبات حاصل می‌شود به این دلیل که توابع احتمال تراکم‌های نهائی می‌بایست تنها یک بار در هر منطقه تخمین، برآورد شوند.

²⁵- Elaborate statistics

²⁶- Post-processing

در زمان مشابه، کریجینگ تنها تخمین میانگین شرطی و واریانس شرطی را فراهم می‌آورد (به جز کریجینگ شاخص^{۲۷} که تخمینی تقسیت شده^{۲۸} از تابع توزیع تجمعی (cdf)^{۲۹} را می‌دهد). همانطور که می‌دانید از این دو گشتاور فقط می‌توان توابع احتمال تراکم نهایی گوسی ایجاد نمود در حالی که توابع احتمال تراکم‌های نهایی عمدتاً گوسی نیستند.

۲-۴-۱- کریجینگ به عنوان یک مورد ویژه از BME

همانطور که در بخش اول گفته شد، BME را می‌توان نماینده‌ای از دیدگاه ایستیمیک در نظر گرفت. به آسانی نیز می‌توان نشان داد که کریجینگ می‌تواند یک مورد خاص از BME باشد، زمانی که تنها داده‌های دقیق و گشتاورهای آماری تا رده دوم مدنظر باشد [۵] و [۷]:

اثبات: حل BME عمومی منجر به:

(۲۶)

$$f_K(z_0) = f_G(z_0 | z_{hard}, z_{soft}) = \frac{f_G(z_0, z_{hard}, z_{soft})}{f_G(z_{hard}, z_{soft})}$$

میانگین این توابع احتمال تراکم به صورت زیر محاسبه می‌شود:

(۲۷)

$$\bar{z}_{0|data} = \int z_0 f_G(z_0 | z_{hard}, z_{soft}) dz_0$$

زمانی که داده‌های نامطمئن در نظر گرفته نشوند، معادله به شکل زیر ساده می‌شود:

27- Indicator Kriging

28- Discretized

29- Cumulative Distribution Function

$$\bar{Z}_{0|hard} = \int z_0 f_G(z_0 | z_{hard}) dz_0$$

زمانی که تنها میانگین و تابع کوواریانس برای استخراج توابع احتمال تراکم عمومی اولیه استفاده شوند

، توزیع حاصل، توزیع گوسی چندمتغیره را دارا خواهد بود و میانگین شرطی به $f_G(Z_0, Z_{hard}, Z_{soft})$

شکل زیر محاسبه می شود :

$$\bar{Z}_{0|hard} = \bar{Z}_0 + C_{0,hard} C^{-1}_{hard,hard} (z_{hard} - \bar{Z}_{hard}) \quad (۲۹)$$

که در آن \bar{Z}_0 برای تخمین گر میانگین استفاده می شود، $C_{0,hard}$ و $C_{hard,hard}$ به ترتیب ماتریس

کوواریانس بین نقاط تخمینی و داده ها و بین خود داده ها است. معادله ۲۹ به تخمین گر معروف SK^{۳۰}

مرتبط است که به صورت میانگین محیط تصادفی^{۳۱} بعلاوه تخمین SK بر اساس باقیمانده ها است [۲].

۲-۴-۲- مزایای BME نسبت به کریجینگ

با در نظر گرفتن مزایای هر دو دسته از تخمین گرها، BME دارای تعدادی مزیت نسبت به خانواده

کریجینگ می باشد:

BME اغلب منجر به بهترین تخمین نااریب می شود. زمانی که داده های نامطمئن مدنظر قرار گیرند، این

تخمین به شکل غیرخطی می باشد. پس BME هم برای حالت خطی و هم غیرخطی کاربرد دارد. در

حالی که کریجینگ تنها در میان تخمین گرهای خطی بهترین است و تنها در مورد داده های قابل استفاده

است که از نوع داده دقیق باشند.

³⁰- Simple kriging

³¹- Random fields

در BME داده‌های نامطمئن که به صورت بازه‌ای موجوداند، توابع احتمال تراکمها یا حتی قوانین فیزیکی، به آسانی در تخمین دخالت داده می‌شوند و برخلاف کریجینگ، BME تنها به گشتاورهای تا رده دو محدود نشده است.

BME منجر به ایجاد توابع احتمال تراکم‌هائی می‌شود که به طور عمومی دارای توزیع غیرگوسین است و تخمین آن بدون هیچ‌گونه محدودیت در خصوص شکل توزیع می‌باشد و امکان محاسبه آسان طیف وسیعی از شاخص‌ها را می‌دهد (میانگین، واریانس، مد، دامنه اطمینان و غیره). اما کریجینگ تنها تخمینی از میانگین شرطی و واریانس شرطی را می‌دهد.

BME تمایل به استفاده از کریجینگ شاخص برای محاسبه cdf را کاهش می‌دهد. در واقع، یک cdf پیوسته به آسانی از توابع احتمال تراکم نتیجه می‌شود و به مسائل ارتباط رده و تقسیمی ای که در IK وجود دارد، مربوط نمی‌شود.

با استفاده از داده‌های یکسان، شبیه‌سازی‌های^{۳۲} شرطی و BME، نتایج یکسانی خواهند داشت. با این حال، شبیه‌سازی‌های شرطی بیشتر یک تکنیک است تا روش و تنها بر اساس فوت و فن‌های محاسبات عددی انجام می‌گیرد. در حالی که BME، ابتدا قاعده^{۳۳} انتروپی حداکثر را برای به دست آوردن توابع احتمال تراکم اولیه‌ای که متناسب با داده‌های عمومی اولیه است، استفاده می‌کند. سپس از اصل شرطی کردن اریب برای پردازش دانش اختصاصی جمع‌آوری شده در منطقه مورد مطالعه، استفاده می‌کند. در نهایت، BME فرمول تجزیه تحلیلی برای توابع احتمال تراکم نهائی فراهم می‌کند، در حالی که شبیه‌سازی‌های شرطی، تخمینی عددی از آن را ارائه می‌کنند. به هر حال باید اشاره کرد زمانی که هیچ

³²- Simulations

³³- Formalisim

راه حل تجزیه تحلیلی آسانی وجود نداشته باشد، اجرای BME با متوسل شدن به تکنیک‌های عددی مثل شبیه سازی منت کارلو امکان پذیر است.

مواجهه با شرایط غیرایستائی در BME آسان تر از کریجینگ است. تکنیک‌های مشابه رگرسیون برای دست یافتن به باقی مانده‌های ^{۳۴}RF ایستا قبل از تخمین، قابل استفاده‌اند.

در روش BME، مشکلی از نظر تخمین چندگانه یا تخمین در نقاط مختلف در یک آن یا امکان دخالت دادن اطلاعات نامطمئن در منطقه تخمین وجود ندارد.

³⁴- Random Field

فصل سوم

روش انجام تحقیق

۲-۳- تشریح وضعیت عمومی منطقه

۳-۱-۱- موقعیت و وسعت

مساحت استان آذربایجان غربی با احتساب دریاچه ارومیه ۴۳۶۶۰ کیلومتر مربع می‌باشد که برابر با ۲/۶۵ درصد مساحت کل کشور است. منطقه مورد مطالعه، حدود ۵۰۰۰ هکتار اراضی واقع در جنوب دشت ارومیه، حاشیه غربی دریاچه ارومیه، در استان آذربایجان غربی است (شکل ۲). 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. این منطقه دارای زمستان‌های سرد و تابستان‌های نسبتاً معتدل است. متوسط بارش در منطقه حدوداً ۳۵۰ میلی لیتر تخمین زده شده است که بخش عمده بارش از فصل پائیز تا اواسط بهار رخ می‌دهد. متوسط دمای سالیانه برحسب ارتفاع بین ۶/۵ تا ۱۳/۵ درجه سانتیگراد متغیر است. متوسط تبخیر سالانه از سطح دریاچه بین ۹۰۰-۱۱۷۰ میلی‌متر تخمین زده شده است. بنا بر مطالعات قبلی موجود در این منطقه، دامنه شوری خاک از ۰/۷ تا ۲۵ دسی زیمنس بر متر گزارش شده است (سکوتی و همکاران، ۱۳۸۶). نقشه خاک قدیمی مربوط به سال ۱۳۴۲ و نسخه بازبینی شده آن (۱۳۷۹) موجود می‌باشد.



شکل 1 - منطقه مورد مطالعه در جنوب دشت ارومیه

۳-۱-۲- آب و هوا و رژیم های رطوبتی و حرارتی خاک

منطقه مورد مطالعه جز مناطق استپی سرد است که دارای زمستان های سرد و مرطوب و تابستان های ملایم می باشد. بر اساس اطلاعات هواشناسی ایستگاه سینوپتیک ارومیه، متوسط بارندگی در حدود ۳۶۷ میلی لیتر و متوسط حداقل سردترین ماه ۵/۲- درجه سانتی گراد در دی ماه و متوسط حداکثر گرمترین ماه ۳۲ درجه سانتی گراد در مرداد ماه می باشد. با استناد به نقشه رژیم های حرارتی و رطوبتی خاکهای ایران، منطقه مورد مطالعه دارای رژیم رطوبتی زیریک (Xeric) و رژیم حرارتی مزیک

(Mesic) می باشد که وضعیت مورفولوژیکی خاک ها و شواهد و بررسی های صحرائی نیز موید این موضوع می باشد.

۳-۱-۳- زمین شناسی

طبقات زمین شناسی منطقه مورد مطالعه متعلق به دوران سوم زمین شناسی می باشد. قسمت غرب منطقه جزو دوره الیگوسن بوده، دارای سنگ های کنگلومرا و ماسه است. قسمت جنوب شرقی و جنوب دارای سنگ های آتشفشانی مانند آذریت و سنگ های رسوبی توف آلونیه می باشد. تشکیلات سنگ های آهکی سخت و دگرگونی نرم و سخت بطور پراکنده وجود دارد.

۳-۱-۴- منابع آب

آب مورد نیاز جهت زراعت های آبی در منطقه اکثرا از رودخانه های شهرچای و باراندوز که از غرب به شرق منطقه جریان دارد، توسط انهار و کانال های آبی از دوطرف رودخانه تامین می گردد و رودخانه های کوچک هم که به دو رودخانه فوق الذکر منتهی می گردند از منابع آب منطقه به همراه تعداد زیادی چاه عمیق و نیمه عمیق می باشند.

۳-۲- شرح داده های مربوط به تهیه نقشه شوری

۳-۲-۱- داده های مربوط به متغیر هدف (Ks)

الف- استفاده از داده های صحرائی به عنوان داده های نامطمئن

برای انجام این تحقیق، نمونه برداری بر روی شبکه ای با نقاط به فاصله ۵۰۰ متر در حدود ۲۰۰ نقطه صورت گرفت. انتخاب این نقاط به گونه ای بود که تمام منطقه مطالعاتی را پوشش می داد. نمونه برداری ها با فواصل معین صورت گرفت ولی در صورت مشاهده تغییرات شدید در فواصل کوتاه، فاصله

نمونه‌برداری با فواصل کوتاه‌تر نیز صورت گرفت. نمونه‌ها از دو عمق ۰-۲۰ سانتی و ۲۰-۴۰ سانتی، یک بار پس از اتمام فصل خشک (مهرماه ۱۳۸۸) و بار دیگر پس از پایان فصل مرطوب (خرداد ماه ۱۳۸۹) برای درک بهتر تغییرات سالیانه شوری خاک، تهیه شدند. پس از تعیین نقاط مطالعاتی و ثبت مختصات جغرافیائی آنها (جدول ضمیمه ۱)، ECa در این نقاط در صحرا با EC متر صحرائی تعیین - شد. پس از تعیین ECa در صحرا، از آنجائی که این مقادیر همراه با عدم قطعیت هستند، ارقام به دست آمده به وسیله سری دومی از داده‌ها که مربوط به آنالیزهای دقیق آزمایشگاهی هستند (ECe)، کالیبره شدند. انتخاب سری دوم نقاط از دو جنبه بسیار حائز اهمیت است: ۱- این نقاط نمایندگان مناسبی از منطقه مطالعاتی هستند که دامنه وسیعی از مقادیر ECa را در بر می‌گیرند و ۲- منجر به برآورد مناسبی از روابط رگرسیونی مربوط به کالیبراسیون ECa-ECe می‌شوند. بعد از کالیبراسیون و تبدیل ECa به ECe توسط معادلات رگرسیونی، مقادیر حاصل بدلیل اینکه مقادیر تخمینی هستند، به عنوان داده‌های نامطمئن (soft) و مقادیر اندازه‌گیری شده در آزمایشگاه به عنوان داده‌های مطمئن (hard) در نظر گرفته شدند. از آنجائی که مقادیر نامطمئن تنها تخمین‌هائی از یک مدل احتمالی هستند، با مقداری عدم قطعیت همراه می‌باشند. مقادیر ECe تخمینی و انحراف معیار مربوط به آنها امکان تعریف داده‌های نامطمئن از نوع بازه‌ای را به ما می‌دهد. مجموع داده‌های مطمئن و نامطمئن تشکیل دانش ویژه (Ks) را در فرمول نهائی می‌دهند. این عمل مجدداً طی پائیز ۸۹ و پائیز ۹۰ مجدداً تکرار شد.

۳-۲-۲- داده‌های مربوط به اطلاعات عمومی منطقه مطالعاتی (KG)

بخش دوم داده‌ها، داده‌های مربوط به دانش عمومی (KG) است. ارزیابی دقیق شوری خاک در یک منطقه و تغییرات زمانی و مکانی آن، بدون در نظر گرفتن تمام عواملی که شوری خاک را در یک منطقه تحت تاثیر قرار می‌دهند، ممکن نیست. بلکه لازم است که تمام لایه‌های دخیل در قالب یک فرمول با هم ترکیب شده و در تخمین و تولید نهائی نقشه شوری نقش خود را ایفا کنند. در روش انتروپی حداکثر اریب این اطلاعات در قالب دانش عمومی (KG) در تخمین نهائی دخالت داده می‌شوند. تعدادی از این لایه‌ها عبارت اند از لایه‌ی مربوط به آب‌های زیرزمینی، نقشه زمین شناسی، نقشه کاربری اراضی و غیره.

در این تحقیق برای انجام تخمین و تهیه نقشه نهائی، از نرم افزاری به نام BME library (BMElib) استفاده می‌شود. این نرم افزار توسط دکتر مارک سر از دانشگاه کلرادوی آمریکا توسعه یافته است و امروزه به طور گستره برای آنالیزهای مربوط به روش انتروپی حداکثر اریب استفاده می‌شود (Christakos et al., 2002). این نرم افزار بر اساس زبان برنامه نویسی MATLAB (Math Works Inc. 1998) نوشته شده است.

این نرم افزار امکان ادغام طیف وسیعی از لایه‌های اطلاعاتی با مقیاس‌های مختلف و داده‌های مطمئن و نامطمئن (احتمالی و بازه‌ای) را فراهم آورده است. استفاده از این نرم افزار به کاربر این امکان را می‌دهد که بتواند به دقیق‌ترین نحو ممکن اطلاعات پراکنده موجود در منطقه را در هم تلفیق کرده و نقشه‌ای با دقت بالا و نزدیک به واقعیت را ارائه دهد.

همانطور که پیشتر اشاره شد، روش انتروپی حداکثر اریب دارای دو مرحله حداکثر کردن انتروپی و شرطی کردن اریب است. در مرحله اول تخمین، تمام اطلاعات عمومی موجود از منطقه که در قالب دانش عمومی (KG) گرد آمده اند، وارد نرم افزار BMElib شده و فرایند حداکثر کردن انتروپی که به منزله حذف تمامی اطلاعات اضافی از منطقه است صورت می گیرد. سپس با ورود داده‌های مطمئن و نامطمئن مربوط به دانش عمومی (KS) که در این تحقیق شوری خاک است، فرایند شرطی سازی اریب اتفاق می افتد و اطلاعات عمومی منطقه برای تخمین متغیر مورد نظر در منطقه استفاده می شود.

آخرین مرحله قبل از تولید نقشه نهائی، گزینه تخمین مرتبط با اهداف ویژه مطالعه است. با استفاده از توابع احتمال تراکم‌های نهائی، امکان تولید نقشه‌هایی که اطلاعات را به گونه‌ای خلاصه کنند که متناسب با اهداف نهائی مطالعه باشند، فراهم می شود.

فصل چهارم

نتایج و بحث

۴-۱- گزارش نمونه برداری مرحله اول

منطقه مورد مطالعه در جنوب دشت ارومیه قرار دارد. این منطقه، مساحتی در حدود ۵ هزار هکتار از اراضی جنوبی دشت ارومیه را به خود اختصاص داده است. تصویری از این منطقه در شکل ۱ نشان داده شده است. همانطور که در شکل ۱ مشاهده می شود، منطقه به صورت مستطیلی انتخاب شده است، طوری که اراضی دورتر از حاشیه دریاچه و اراضی شور حاشیه دریاچه را برای درک بهتر تغییرات مکانی شوری خاک در بر گیرد.

دور اول نمونه برداری در مهر-آبان ماه ۱۳۸۸ انجام شد. قبل از شروع نمونه برداری منطقه با فواصل ۵۰۰ متر به ۵۰۰ متر تقسیم بندی شد (شکل ۱) به این ترتیب منطقه به ۲۰۰ نقطه تقسیم شد که مختصات آنها وارد دستگاه GPS شد.

نمونه برداری در صحرا از دو عمق ۰-۲۰ سانتی متر و ۲۰-۴۰ سانتی متری گرفته شدند (شکل ۲). نمونه ها از هر کدام از دو عمق ذکر شده به طور جداگانه برداشته شد. نمونه مربوط به هر عمق در پلاستیک حاوی برچسبی که نشان دهنده شماره و عمق نمونه خاک بود، ریخته و بسته بندی گردید (شکل ۳).



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه در جنوب دشت ارومیه و تقسیم بندی آن برای انجام نمونه برداری



شکل ۲- نمونه برداری نقاط از دو عمق ۰-۲۰ (ب و د) و ۲۰-۴۰ سانتی متری (الف و ج).



شکل ۳- نمونه های مربوط به یکی از نقاط که از دو عمق مختلف گرفته شده و به طور جداگانه بسته بندی شده اند.

۴-۱-۱- گزارش تعیین شوری خاک در دو عمق در صحرا

در پایان هر روز نمونه برداری، ۱۰ گرم خاک از هر کدام از نمونه ها به طور جداگانه با ترازوی دوکفه ای (شکل ۴) وزن شد. سپس نمونه وزن شده در داخل لوله سانترفیوژ ریخته شد و ۲۵ سی سی آب مقطر که از مرکز تحقیقات کشاورزی آذربایجان غربی تهیه شده بود، به لوله سانترفیوژ اضافه شد (شکل ۵، الف) و به مدت یک دقیقه با دست شیک شد. سپس بلافاصله با دستگاه EC متر صحرائی (مدل SENSdirect, con200) (شکل ۶)، EC نمونه قرائت گردید (شکل ۵، ب) و در فرم های از پیش تعیین شده یادداشت شد. نتایج مربوط به اندازه گیری صحرائی شوری نمونه ها در جدول ضمیمه ۲ آورده شده است.



شکل ۴- ترازوی دو کفه ای که برای اندازه گیری صحرائی نمونه ها مورد استفاده واقع شد.



شکل ۵- شیک نمونه ها در لوله های سانترفیوژ ۵۰ سی سی (الف) و قرائت EC نمونه ها با EC متر

صحرائی (ب).



شکل ۶- تصویری از دستگاه EC متر صحرائی که برای قرائت شوری در صحرا مورد استفاده واقع شده

است.

۴-۱-۲- گزارش انجام آنالیزهای آزمایشگاهی

بعد از اتمام نمونه برداری در صحرا و پس از اینکه EC تمام نمونه ها قبل از الک شدن به روش صحرائی قرائت شد، نمونه ها در معرض هوا قرار داده شدند تا به طور کامل خشک شوند (شکل ۷، ب). پس از خشک شدن نمونه ها به طور کامل کوبیده شدند (شکل ۷، الف) و از الک ۲ میلی متر عبور داده شدند (شکل ۷ ج و د). نمونه های الک شده در سلفون های جداگانه ریخته شدند و مشخصات هر نمونه روی آن ذکر شد (شکل ۸). نمونه های آماده شده به آزمایشگاه خاک و آب مرکز تحقیقات کشاورزی استان آذربایجان غربی منتقل شدند.



شکل ۷- مراحل آماده سازی نمونه ها برای انتقال به آزمایشگاه. الف: کوبش نمونه ها، ب: خشک کردن

نمونه ها در هوا، ج و د: الک نمونه ها با استفاده از الک ۲ میلی متر.



شکل ۸- بسته بندی نمونه ها در کیسه های سلفن و شماره گذاری آنها

در آزمایشگاه EC و pH نمونه ها در عصاره ۱:۲,۵ خاک به آب اندازه گیری شد. برای عصاره گیری، ۱۰ گرم از هر نمونه با ترازوی دیجیتالی وزن شد. سپس ۲۵ سی سی آب دوبار تقطیر به آن اضافه شد و با دستگاه شیکر به مدت ۱ ساعت شیک شدند. نمونه های شیک شده از کاغذ صافی عبور داده شدند و در نهایت عصاره آنها در ظرف های جداگانه جمع آوری شد. سپس EC آنها با دستگاه EC متر مدل Jenway و pH آنها با دستگاه pH متر قرائت شد. نتایج مربوط به اندازه گیری EC و pH نمونه ها در آزمایشگاه در جدول ضمیمه ۳ آورده شده است.

۴-۲- گزارش نمونه برداری مرحله دوم

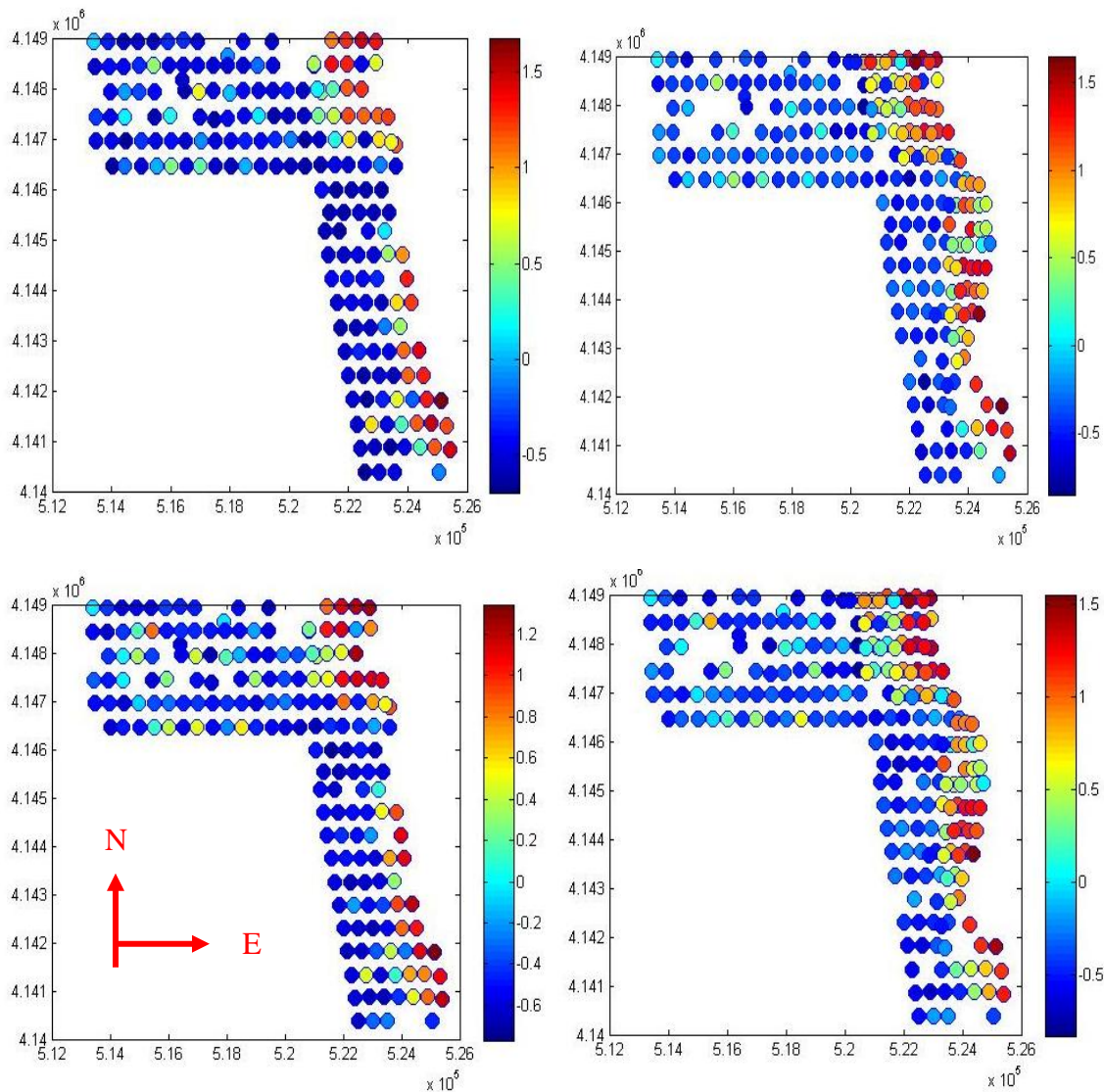
با توجه به نتایج به دست آمده در دور اول، نمونه برداری دور اول نتوانسته بود به طور کامل اراضی شور حاشیه دریاچه را پوشش دهد. بنابراین در دور دوم نمونه برداری، حدود ۵۰ نقطه مازاد از قسمت های شور گرفته شد. مابقی نقاط، نقاط مربوط به دور اول نمونه برداری هستند که در دور دوم (بهار ۸۹) نیز مجددا گرفته شده اند (شکل ۹) که تعداد کل نمونه های گرفته شده را به ۲۵۰ نقطه رساند. که مشابه نمونه برداری دور اول نمونه های از دو عمق ۰-۲۰ سانتی و ۲۰-۴۰ سانتی متری گرفته شدند.



شکل ۹. موقعیت نقاط نمونه برداری شده در دور دوم مطالعه (بهار ۸۹).

در این دور نیز مجددا شوری خاک ابتدا در صحرا با EC متر صحرائی اندازه گیری شد سپس نمونه ها خشک شده کوبیده شدند و بعد از الک ۲ میلی متر عبور داده شدند. سپس نمونه ها به آزمایشگاه منتقل

شدند و EC آنها در عصاره ی ۱ به ۲,۵ خاک به آب اندازه گیری شد. نتایج مربوط به اندازه گیری شوری خاک در صحرا و آزمایشگاه در جدول ضمیمه ۳ و ۴ آورده شده است. شکل ۱۰، موقعیت نقاط نمونه برداری شده را در دو زمان مختلف در سیستم جغرافیائی UTM نشان می دهد. رنگ ها نشان دهنده مقدار شوری اندازه گیری شده در آزمایشگاه است .



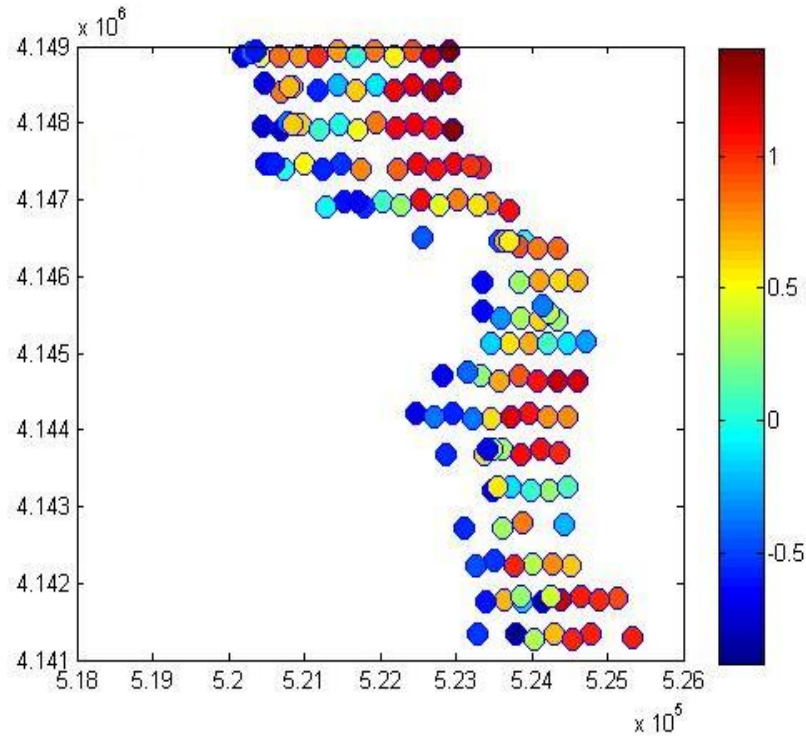
شکل ۱۰. موقعیت نقاط نمونه برداری. سمت چپ، پائیز ۸۸، سمت راست، بهار ۸۹. اشکال بالائی نشان دهنده ی خاک سطح الارض و اشکال پائینی، نشان دهنده خاک تحت الارض هستند. درجات مختلف رنگ، نشان دهنده مقدار شوری در هر نقطه بر مقياس لگاریتمی است.

رنگ ها هر چه از سمت آبی به قرمز سوق پیدا می کنند به معنی افزایش شوری خاک است. همانطور که در شکل ۱۰، بالا-سمت چپ مشاهده می کنید، بخش هایی مشاهده می شود که نمونه برداری نتوانسته است قسمت های شور مجاور دریاچه ارومیه را پوشش دهد. با علم به این موضوع، در بهار سال ۸۹، علاوه بر نمونه برداری کامل نقاط مربوط به پاییز ۸۸، حدود ۵۰ نقطه ی مازاد نیز گرفته شد تا الگوی نمونه برداری حاشیه شور نزدیک به اراضی کشاورزی را پوشش دهد.

۴-۳- گزارش نمونه برداری های مراحل بعدی و اتمام نمونه برداری

دور سوم نمونه برداری در پائیز ۸۹ صورت گرفت. با توجه به نتایج حاصل از نمونه برداری دور اول و دوم، بخشی از منطقه مطالعاتی که شوری زیر 0.5 dS/m داشتند و نیز با در نظر گرفتن این موضوع که فعلا این اراضی در خطر شور شدن قرار ندارند، از نمونه برداری دور سوم حذف شدند. این تصمیم گری حجم زیادی از هزینه ها و زمان نمونه برداری را کاهش داد. در عوض، مرز بین اراضی کشاورزی و اراضی شور که برای اقدامات مدیریتی نیاز به توجه ویژه دارند، با دقت بالا نمونه برداری شدند (شکل ۱۱).

خلاصه ای از اطلاعات آماری مربوط به نقاط مورد مطالعه در اعماق، روش ها و زمان های مختلف در جدول ۴ آورده شده است.

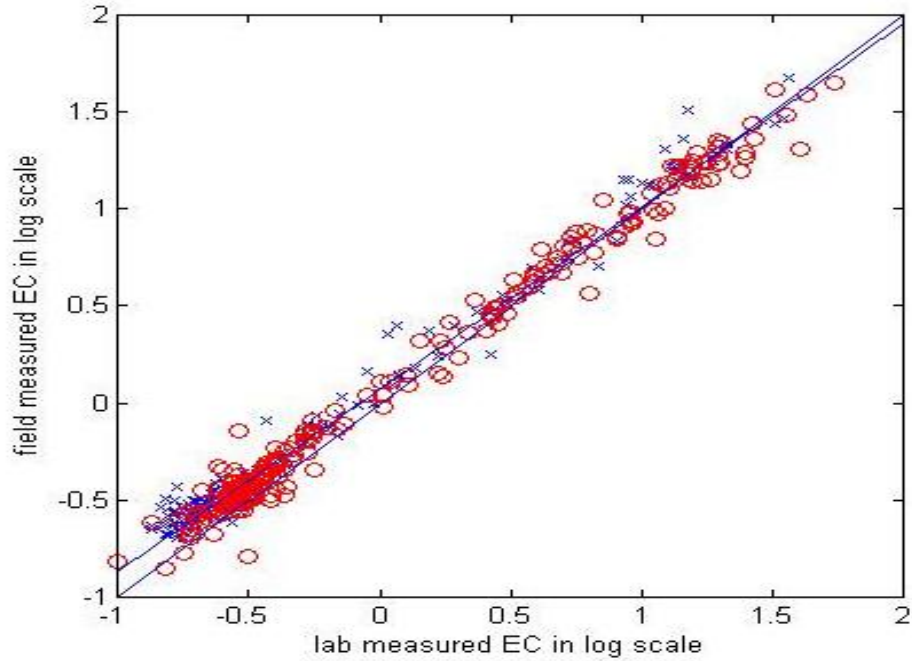


شکل ۱۱. موقعیت نقاط نمونه برداری در پاییز ۸۹. درجات مختلف رنگ، نشان دهنده مقدار شوری در هر نقطه بر مقیاس لگاریتمی است.

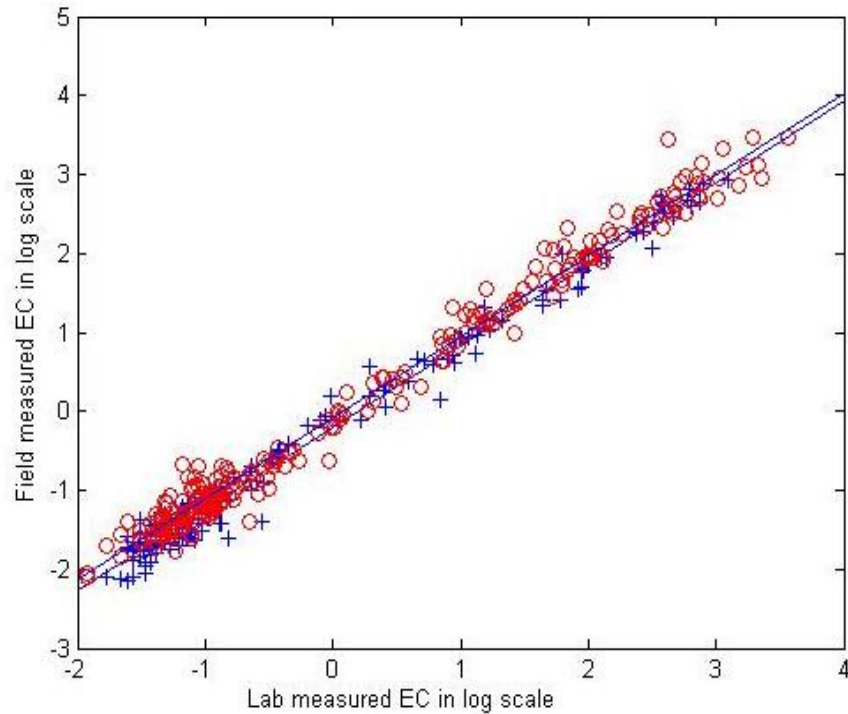
نتایج دور اول و دوم همینطور نشان دادند که بین اندازه گیری شوری خاک در صحرا و آزمایشگاه همبستگی بالایی وجود دارد. این نتایج هم برای خاک سطحی (۰-۲۰ سانتی متر) و هم برای خاک زیرسطحی (۲۰-۴۰ سانتی متری) صادق بود (نمودار ۱ و نمودار ۲). بنابراین در دور سوم نمونه برداری، قرائت شوری خاک فقط در صحرا صورت گرفت تا بعدا با کمک دو سری داده ی قبلی، خطای تخمین با داده های صحرائی محاسبه و در مدل وارد شود.

جدول ۴- خلاصه آماری برای خاک سطح و تحت الارض در سه بازه ی زمانی مختلف برای داده های مطمئن و مطمئن.

EC2.5	N	Mean	SD	Variance	Min value	Max value	Skewness	Kurtosis
Top soil (0-20)								
<i>Labrotary (Hard) data</i>								
Autumn 2009	186	3.68	7.42	55.070.2	0.2	47.7	0.18	0.35
Spring 2010	236	4.73	7.72	59.68	0.14	45	0.16	0.32
Autumn 2010	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
<i>Field (Soft) data</i>								
Autumn 2009	186	3.18	6.64	44.08	0.13	36.9	0.18	0.35
Spring 2010	236	4.86	8.47	71.81	0.1	55.5	0.16	0.32
Autumn 2010	148	5.09	5.42	29.35	0.12	25.6	0.2	0.4
Sub soil (20-40)								
<i>Labrotary (Hard) data</i>								
Autumn 2009	185	2.46	4.4	19.38	0.17	22	0.18	0.36
Spring 2010	237	4.04	6.31	39.86	0.15	35.5	0.16	0.31
Autumn 2010	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
<i>Field (Soft) data</i>								
Autumn 2009	185	2.17	4.03	16.25	0.12	18.56	0.18	0.36
Spring 2010	237	4.15	6.52	42.46	0.12	32.2	0.16	0.31
Autumn 2010	149	4.61	4.97	24.66	0.12	21	0.2	0.39



نمودار ۱. همبستگی بین شوری خاک اندازه گیری شده در صحرا با آزمایشگاه در خاک سطحی (۰-۲۰ سانتی متری). دایره های قرمز مربوط به بهار ۸۹ و نقاط آبی رنگ مربوط به پاییز ۸۸ است.



نمودار ۲. همبستگی بین شوری خاک اندازه گیری شده در صحرا با آزمایشگاه در خاک زیر سطحی (۲۰-۴۰ سانتی متری). دایره های قرمز مربوط به بهار ۸۹ و نقاط آبی رنگ مربوط به پاییز ۸۸ است.

روشی که در صحرا برای اندازه گیری 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 این مقادیر (soft) و مقادیر واقعی اندازه گیری شده وجود دارد. البته باید توجه داشت که وجود چنین رابطه قوی بین داده های آزمایشگاهی و صحرائی به معنای استفاده از این داده ها به جای اندازه گیری های آزمایشگاهی نیست. بلکه به این معنی است که با کالیبره کردن این داده ها با داده های آزمایشگاهی، بتوان بهترین استفاده را از این نوع داده های ازران قیمت کرد و نقشه هایی با دقت قابل قبول تولید نمود. شکل ۱۱ مختصات و مقادیر شوری خاک اندازه گیری شده در پاییز ۸۹ را نمایش می دهد. در این دور بیشتر حجم نمونه های گرفته شده، در اطراف مرز تغییرات شدید شوری خاک است تا بتوان در طول زمان چگونگی جابجائی مرز شوری خاک را به دقت مانیتور کرد و جلوی پیش روی حاشیه شور را به سمت اراضی کشاورزی کنترل کرد.

۴-۴- ارائه نقشه های تغییرات مکانی شوری برای بازه های زمانی مربوطه

۴-۴-۱- تعیین مرز تغییرات شدید شوری خاک

پس از اتمام آنالیزهای آزمایشگاهی، براساس نتایج حاصل، مرز تغییرات مکانی شوری به طور اولیه بر روی تصاویر ماهواره ای تعیین شد (شکل ۱۲) تا پیش این مرز در دوره های بعدی نمونه برداری با دقت بیشتری انجام شود. در منطقه مورد مطالعه، در قسمتی که با خط قرمز مشخص شده است، شوری خاک در فاصله ۵۰۰ متر، تغییرات بسیار شدیدی را نشان می دهد. به طور مثال، شوری خاک بین نقطه ۹۹ و ۱۰۰ که در یک ردیف قرار دارند و تنها ۵۰۰ متر از هم فاصله دارند؛ از حدود ۲ دسیزیمنس بر متر به حدود ۷ دسیزیمنس بر متر افزایش داشت. چنین تغییرات ناگهانی را در تمام منطقه نیز می توان مشاهده کرد. به عبارت دیگر، تغییرات شوری در منطقه قبل از خط قرمز بسیار کم بود و منطقه عملا با مشکل شوری مواجه نبود. اما در قسمتی که با خط قرمز جدا شده شوری خاک زیاد و منطقه دچار مشکل شوری است. بنابراین، در دوره های بعدی نمونه برداری، می بایست بررسی های دقیق تری در خصوص درک بهتر علل تغییرات ناگهانی شوری خاک در این فاصله کوتاه و پیشروی آن به سمت اراضی غیر شور که در نزدیکی این مرز قرار دارند، صورت خواهد گرفت. اما در گزارش حاضر، با توجه به نتایج حاصل از دور اول نمونه برداری، نتایج و نقشه های مربوط به دور اول نمونه برداری ارائه شده است.



شکل ۱۲- تعیین مرز تغییرات شوری خاک بر روی تصاویر ماهواره ای بر اساس نتایج حاصل از نمونه

برداری دور اول در منطقه.

۴-۴-۲- کالیبراسیون داده های صحرائی با استفاده از داده های آزمایشگاهی

همانطور که پیشتر در روش کار تحقیق حاضر گفته شد، یکی از کارهایی که می بایست در راستای این مطالعه انجام شود، استفاده از داده های صحرائی به جای داده های آزمایشگاهی برای مطالعه تغییرات مکانی شوری خاک بود. تا به این صورت در زمان و هزینه های مطالعه صرفه جوئی شود در عین اینکه اطمینان از دقت نتایج نیز حاصل شود. بدین منظور نتایج حاصل از آنالیزهای صحرائی با مدل های مختلف رگرسیونی برازش داده شدند و از مدل های حاصل در تخمین آزمایشگاهی شوری خاک استفاده شد. نتایج نشان داد که رابطه معنی داری بین آنالیزهای صحرائی و آزمایشگاهی شوری خاک وجود دارد (جدول ۵). در میان مدل های مورد مقایسه، مدل خطی با کمترین MAE (Mean Absolute Error) و MBE (Mean Bias Error) به عنوان بهترین مدل شناخته شد (جدول ۵). بنابراین از معادله مدل خطی برازش شده در تخمین آزمایشگاهی شوری در دوره های بعدی نمونه برداری می توان استفاده کرد و به این وسیله حجم آنالیزهای آزمایشگاهی را به حداقل تقلیل داد.

جدول ۵- پارامترهای مربوط به مقایسه مدل های مختلف رگرسیونی در برازش بهترین مدل تخمین شوری

خاک از روی داده های صحرائی.

مدل / پارامتر آماری	توانی	خطی	لگاریتمی	نمائی
MAE	۰,۴۹	۰,۳۸	۱,۶۴	۱,۶۶
MBE	-۰,۱۴۱	-۰,۰۷۲	۰,۶۲	-۱,۳۲
R ²	۰,۹۸	۰,۹۴	۰,۷۲	۰,۷۲

۴-۴-۳- تخمین شوری خاک با استفاده از روش کریجینگ

قبل از تعریف الگوریتم های مربوط به تغییرات مکانی و زمانی شوری خاک، برای درک اولیه از وضعیت شوری خاک در منطقه، ابتدا تنها با استفاده از داده های آزمایشگاهی موجود برای دو بازه زمانی اول، نقشه های شوری خاک برای هر دو عمق ۰-۲۰ سانتی متری و ۲۰-۴۰ سانتی متری در نرم افزار GS+ که نرم افزاری نسبتاً ساده برای تخمین کانی است، تهیه شدند. بدین منظور ابتدا داده های مربوط به شوری خاک مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفتند و شاخص های آماری نظیر مقادیر حداقل، حداکثر، میانگین و چولگی بدست آمدند (جدول ۶). با توجه به این نتایج، میانگین شوری در منطقه ۳,۸۸ و حداکثر آن بیش از ۴۷ دسیزیمنس بر متر به دست آمد. تغییرات شوری در خاک سطح الارض (۰-۲۰ سانتی متر)، از زیر ۰,۲ تا بالای ۴۷ دسیزیمنس بر متر و در خاک تحت الارض، از

حدود ۰,۲ تا بالای ۲۲ دسیزیمنس بر متر متغیر می باشد. به نظر می رسد که پائین تر بودن حداکثر شوری در خاک تحت الارض، به دلیل تجمع نمک در خاک سطحی در نتیجه تبخیر و تعرق باشد.

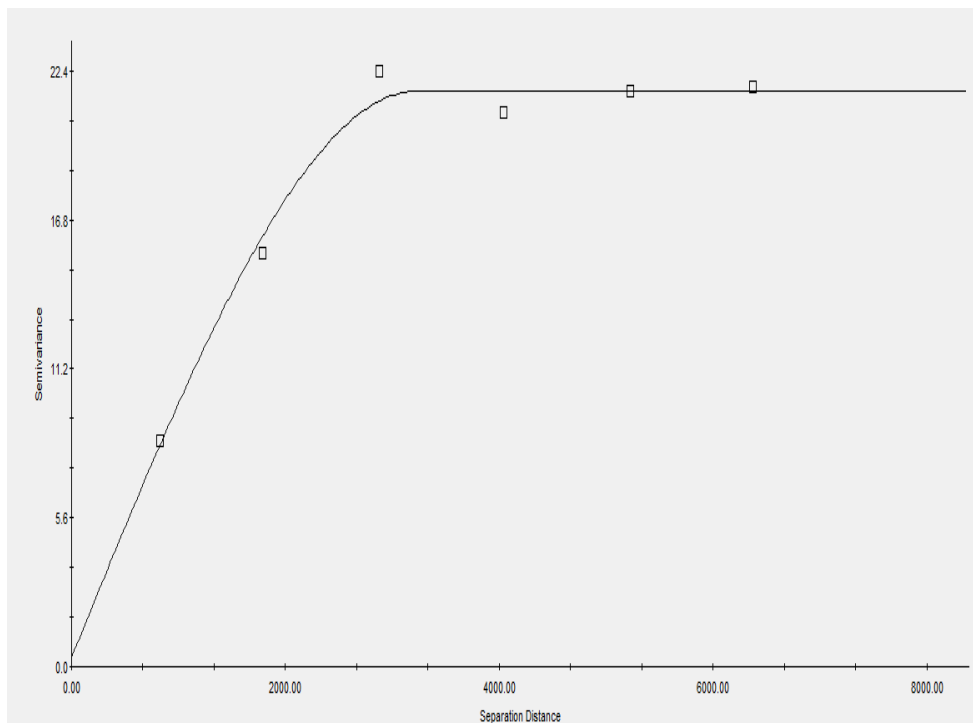
جدول ۶- نتایج تجزیه آماری مقادیر شوری نمونه های خاک منطقه

میانگین	مقدار حداقل	مقدار حداکثر	واریانس	خطای استاندارد	چولگی
۳,۸۸	۰,۲	۴۷,۷	۶۰,۷۶	۷,۸	۲,۷۱

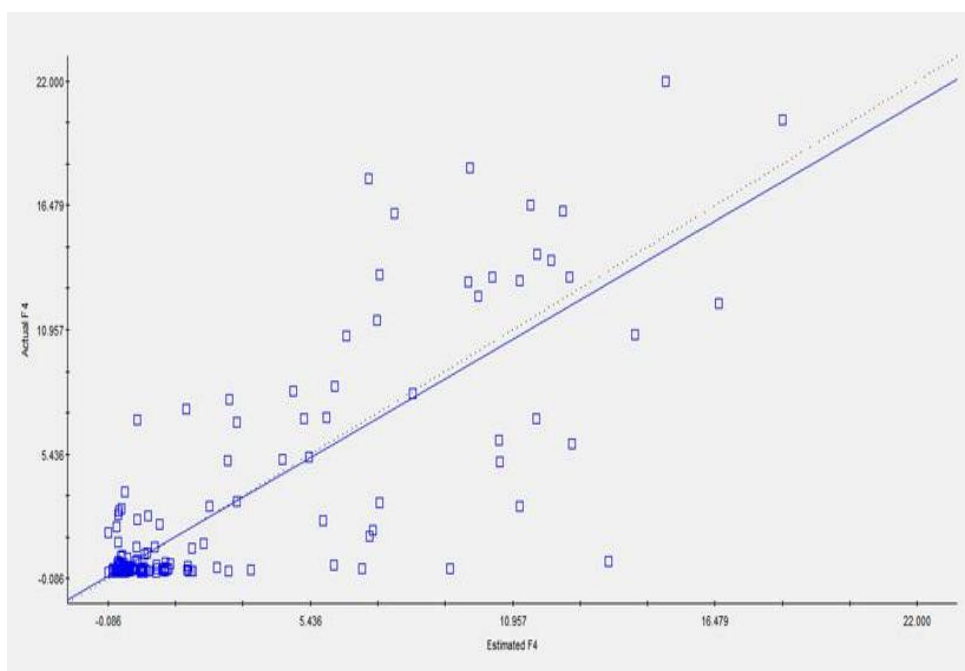
سپس مدل نیم تغییر نما (semivariogram) تهیه شود که نتیجه آن در شکل ۱۲ نشان داده شده است. آنالیز داده های مربوط به این تحقیق نشان داد که مدل کروی مدل مناسبی برای این نیم تغییر نما است (جدول ۷).

جدول ۷- ضرایب رگرسیونی مدل های مختلف در تعیین مناسب ترین مدل نیم تغییرنمای تجربی

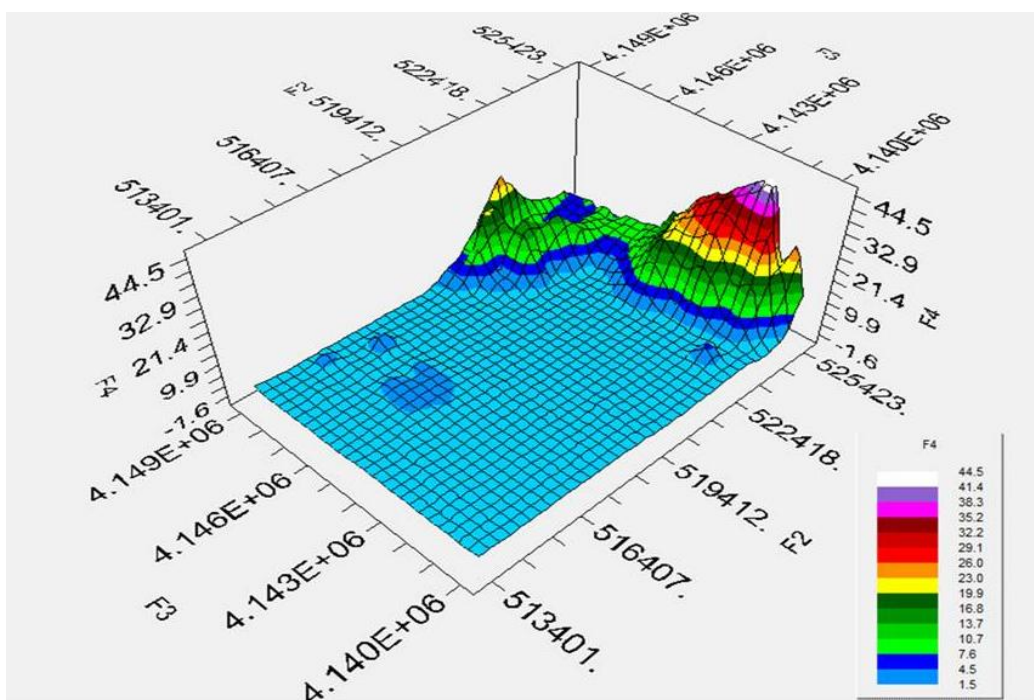
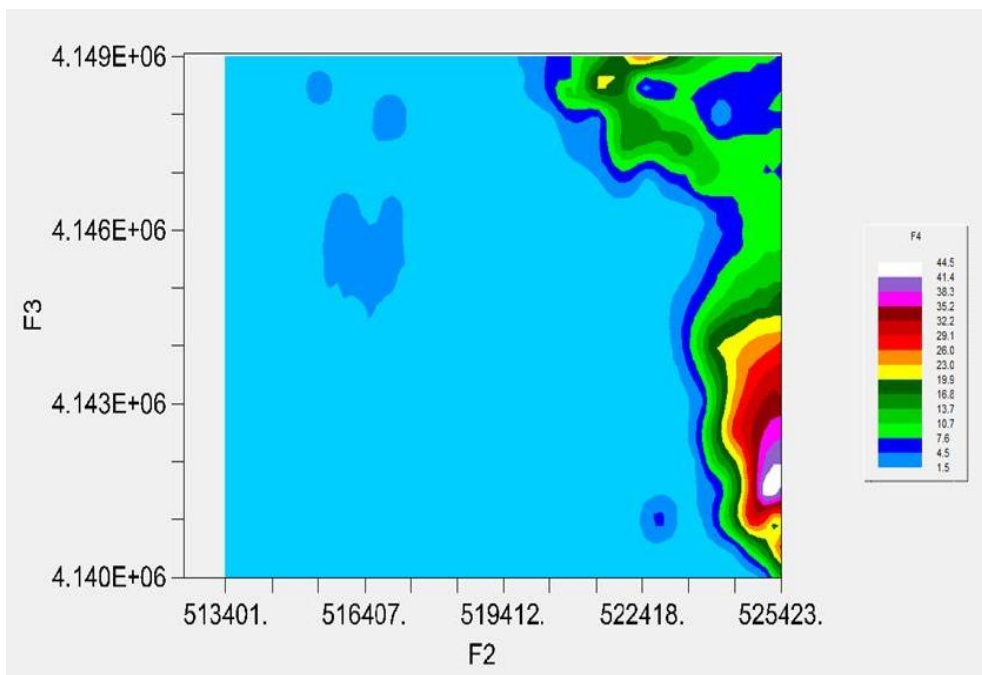
مدل	کروی	نمائی	خطی	گوسی
R^2	۰,۹۸	۰,۹۳	۰,۶۲	۰,۹۷



شکل ۱۲- مدل و نیم تغییرنمای تجربی شوری خاک با استفاده از روش کریجینگ.

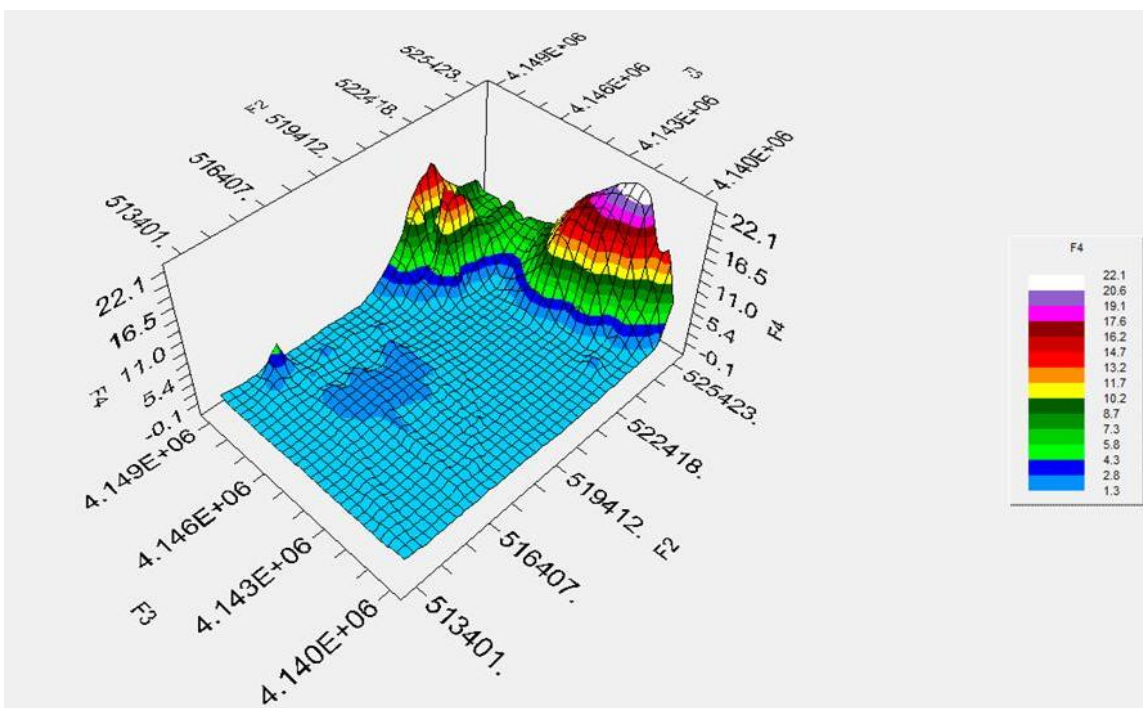
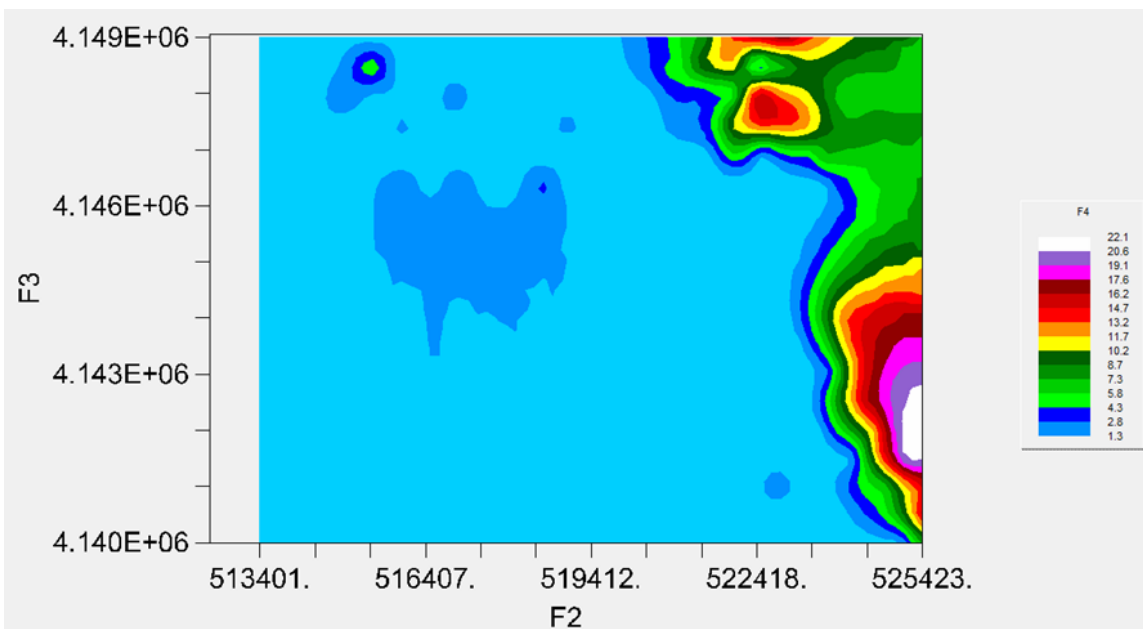


شکل ۱۳- ارزیابی برآورد شوری خاک با استفاده از روش کریجینگ



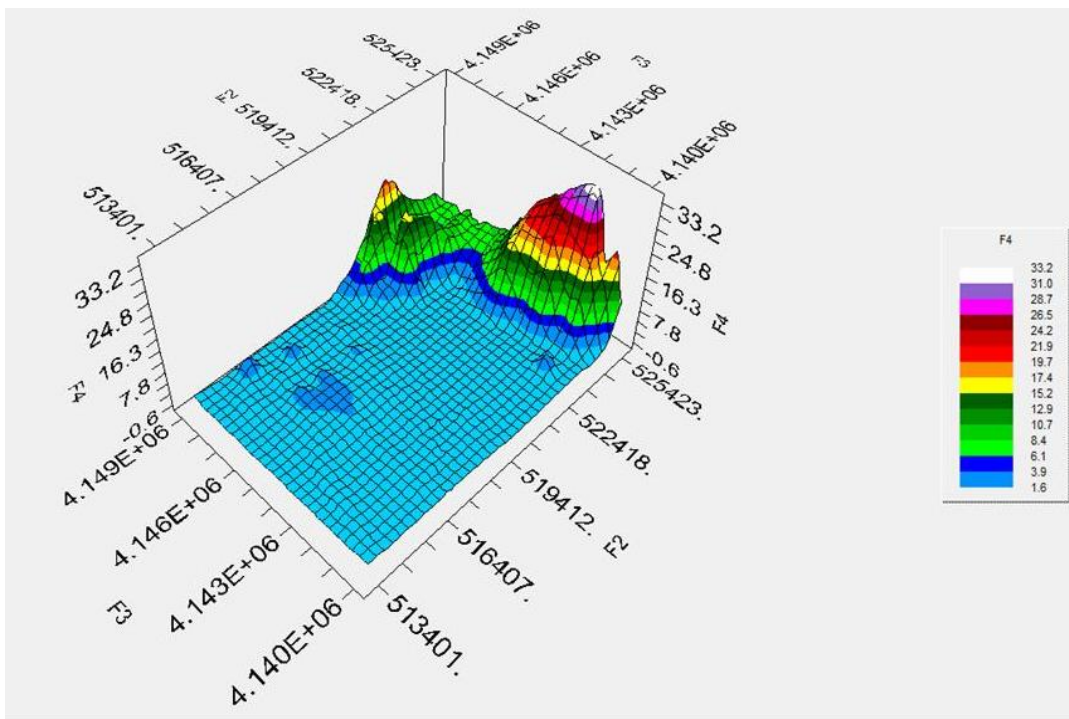
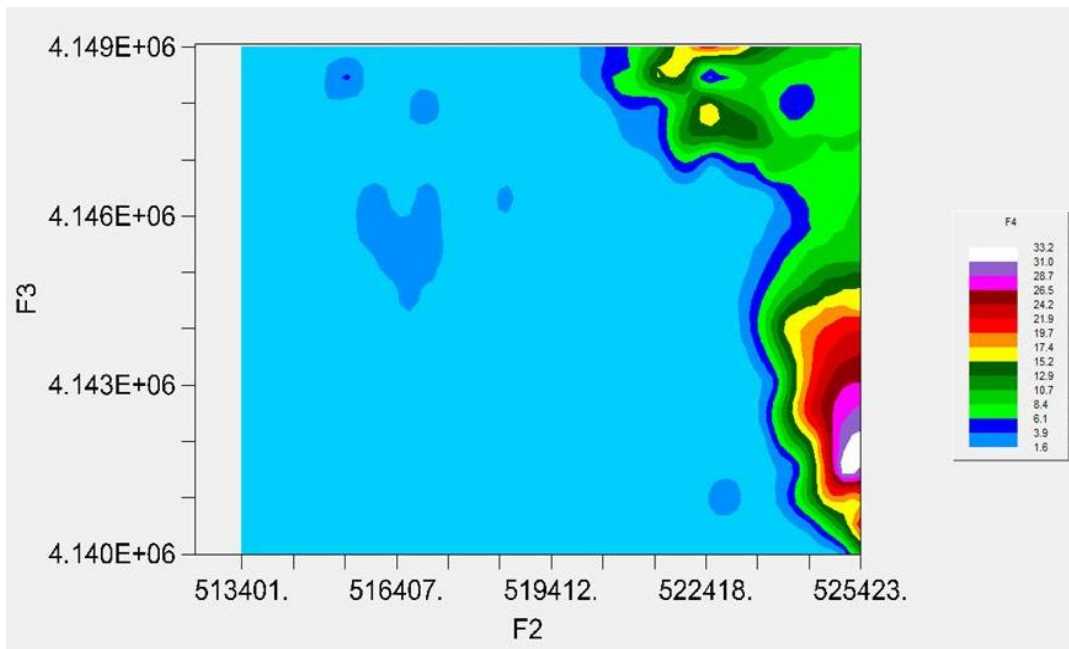
شکل ۱۴- نقشه دوبعدی (شکل بالا) و سه بعدی (شکل پائین) تغییرات مکانی شوری خاک منطقه مطالعه با داده

های آزمایشگاهی در عمق ۰-۲۰ سانتی متری خاک



شکل ۱۵- نقشه دوبعدی (شکل بالا) و سه بعدی (شکل پائین) تغییرات مکانی شوری خاک منطقه مطالعه با داده

های آزمایشگاهی در عمق ۲۰-۴۰ سانتی متری خاک



شکل ۱۶- نقشه دوبعدی (شکل بالا) و سه بعدی (شکل پائین) تغییرات مکانی شوری خاک منطقه مطالعه با داده های آزمایشگاهی در عمق ۰-۴۰ سانتی متری خاک (در تهیه این نقشه از متوسط داده های دو عمق استفاده شده است).

۴-۶- گزارش مدل کردن تغییرات و وارد کردن اطلاعات مختلف در مدل

ابتدا شایان ذکر است تمامی محاسبات این بخش در نرم افزار مطلب ۲۰۱۰ کد نویسی شده و اجرا گردیده اند (Math Works Inc. 1999).

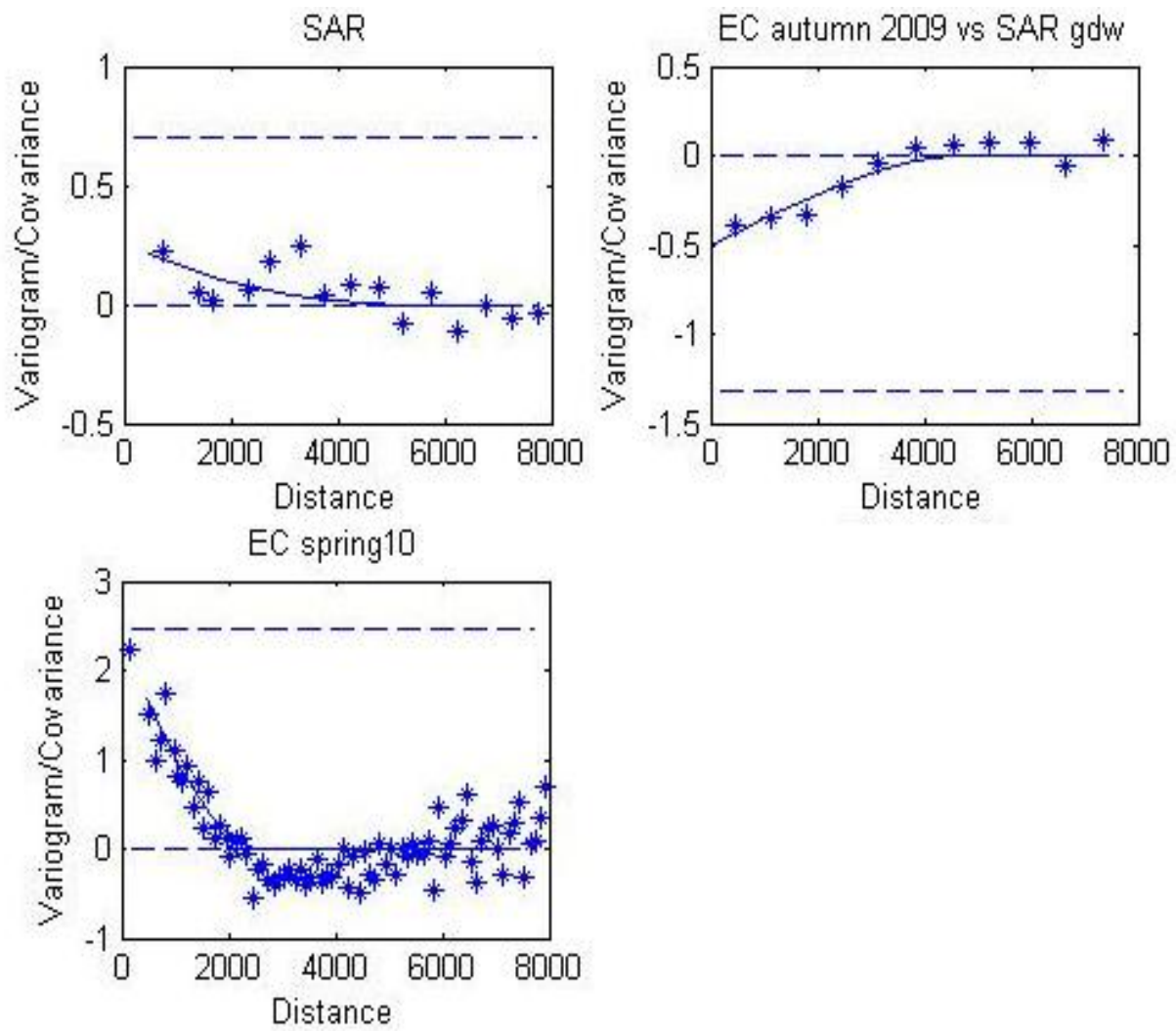
۴-۵-۱- پارادایم عمومی تخمین مکانی

در مدیریت اطلاعات خاک، همچون بسیاری از علوم کاربردی، مشکل مواجه با تخمین مکانی داده‌ها وجود داشته است. در واقع، برای پیشنهاد و یا اجرای هر نوع مدل در زمینه‌های مختلف خاک‌شناسی، یا به دست آوردن نتایج واقعی، می‌بایست به جمع‌آوری اطلاعات پرداخت. اما از آنجائی که نمونه‌برداری و جمع‌آوری داده، هزینه‌بر و وقت‌گیر است، دانش به‌دست آمده درباره محیط طبیعی، فقط به بخش-های نمونه‌برداری شده محدود می‌شود. به‌علاوه، ابزارهای اندازه‌گیری، همیشه منجر به تولید مقادیر مطمئن نمی‌شوند و محققین اغلب با عدم قطعیت در نمونه‌برداری مواجه‌اند. تخمین متغیرهای مورد نظر در نقاط بدون نمونه، باید بتواند خلا بین اطلاعات موجود منطقه‌ای و داده‌های مکانی مورد نیاز را پرکند. در نظریه تخمین مکانی فرض بر این است که در متغیرهای پیوسته مثل شوری خاک، دو نقطه از نظر مختصات جغرافیایی به یکدیگر نزدیک تر باشند، بیشترین شباهت و هرچه از هم دور شوند، کمترین شباهت‌ها یا بیشترین اختلاف‌ها را خواهند داشت. بر این اساس با اندازه‌گیری یک سری از نقاط در اطراف نقطه‌ای که مقدار متغیر مورد نظر در دست رس نیست، مثلاً نقطه X می‌توان مقدار X را با کمک داده‌های اطراف آن تخمین زد. به گونه‌ای که نزدیکترین نقاط به X بیشترین وزن را به

خود می گیرند و بالعکس. در نهایت از رادیکال مجموع حاصل ضرب وزن ها در مقادیر واقعی، مقدار X تخمین زده می شود. به مدلی که رابطه بین نقاط اندازه گیری شده را تعریف می کن، مدل واریوگرامی گفته می شود. هر واریوگرام شامل سه بخش است: قسمت ناگت که ناشی از خطای اندازه گیری است، sill بلندترین قسمت واریوگرام در محور عمودی می باشد و range که معمولاً ۱/۳ طول منطقه نمونه برداری شده را در بر می گیرد. مدل های مختلفی برای برازش واریوگرام بر روی داده ها وجود دارند مثل مدل توانی، کروی و غیره. مدلی که بیشترین هم خوانی را با داده های ما از خود نشان داد مثل کروی بود که بعداً به آن می پردازیم.

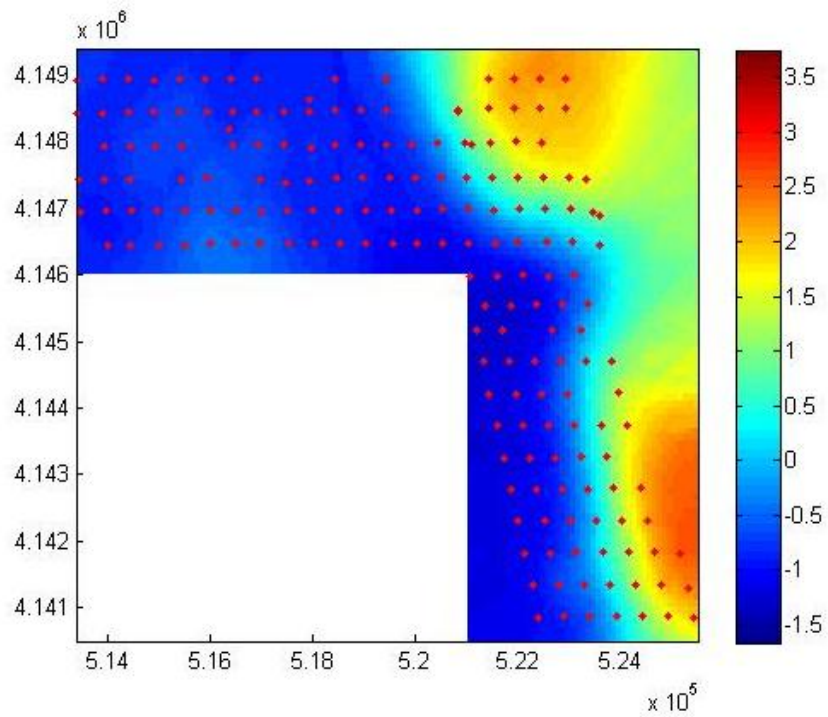
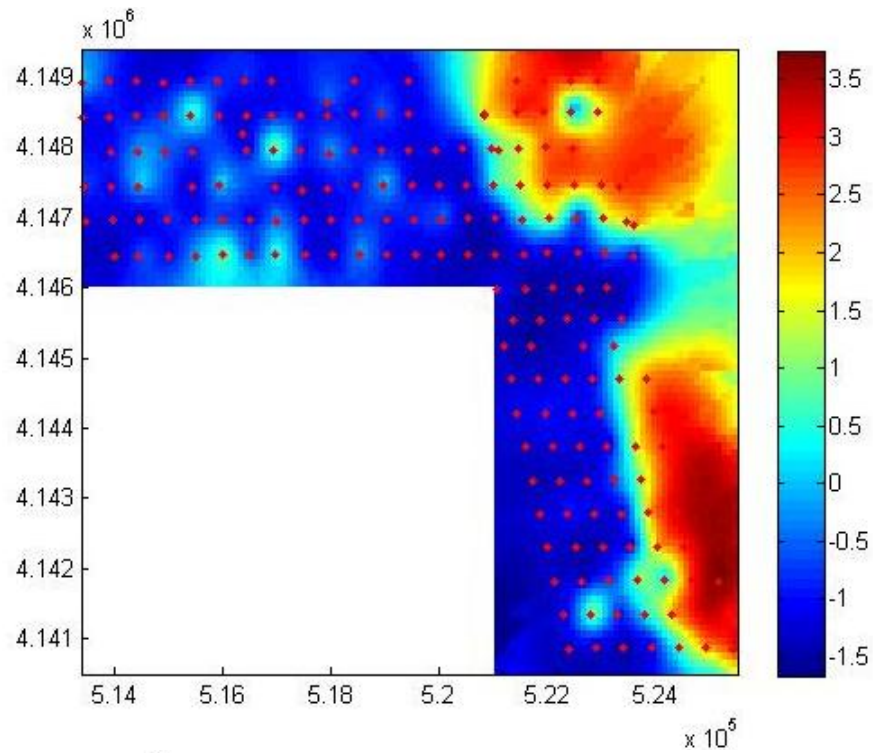
۴-۵-۲- استفاده از اطلاعات مربوط به آبهای زیرزمینی در تخمین شوری خاک

برای بهبود کیفیت واریوگرام برازش شده روی داده ها، ما از اطلاعات مربوط به آب های زیرزمینی منطقه مطالعاتی استفاده کردیم. این اطلاعات برای هفت سال متوالی از ۸۰-۸۶ موجود بودند. و شامل آنالیز کامل آب شامل انواع کاتیون ها و آنیون ها بود. ابتدا آنالیزهای زمانی بر روی این داده ها صورت گرفت تا ببینیم آیا وابستگی زمانی بین پارامترهای اندازه گیری شده وجود دارد یا نه. نتایج نشان داد که حداقل در این هفت سال، کیفیت آب زیرزمینی تغییر چشم گیری نکرده است. بنابراین میانگین هفت سال آنالیزهای آب زیرزمینی گرفته شد. نتایج نشان داد که تنها SAR آب زیرزمینی نقشی شایسته ی توجه در بهبود کیفیت واریوگرام شوری خاک دارد. بنابراین از آن به عنوان کووریت استفاده شد (شکل ۱۷). این مدل واریوگرامی مربوط به پائیز ۸۸، برای تخمین در هر نقطه از شبکه تخمین استفاده می شود که در نهایت منجر به تولید نقشه شوری خاک منطقه مطالعاتی می گردد (شکل ۱۸).

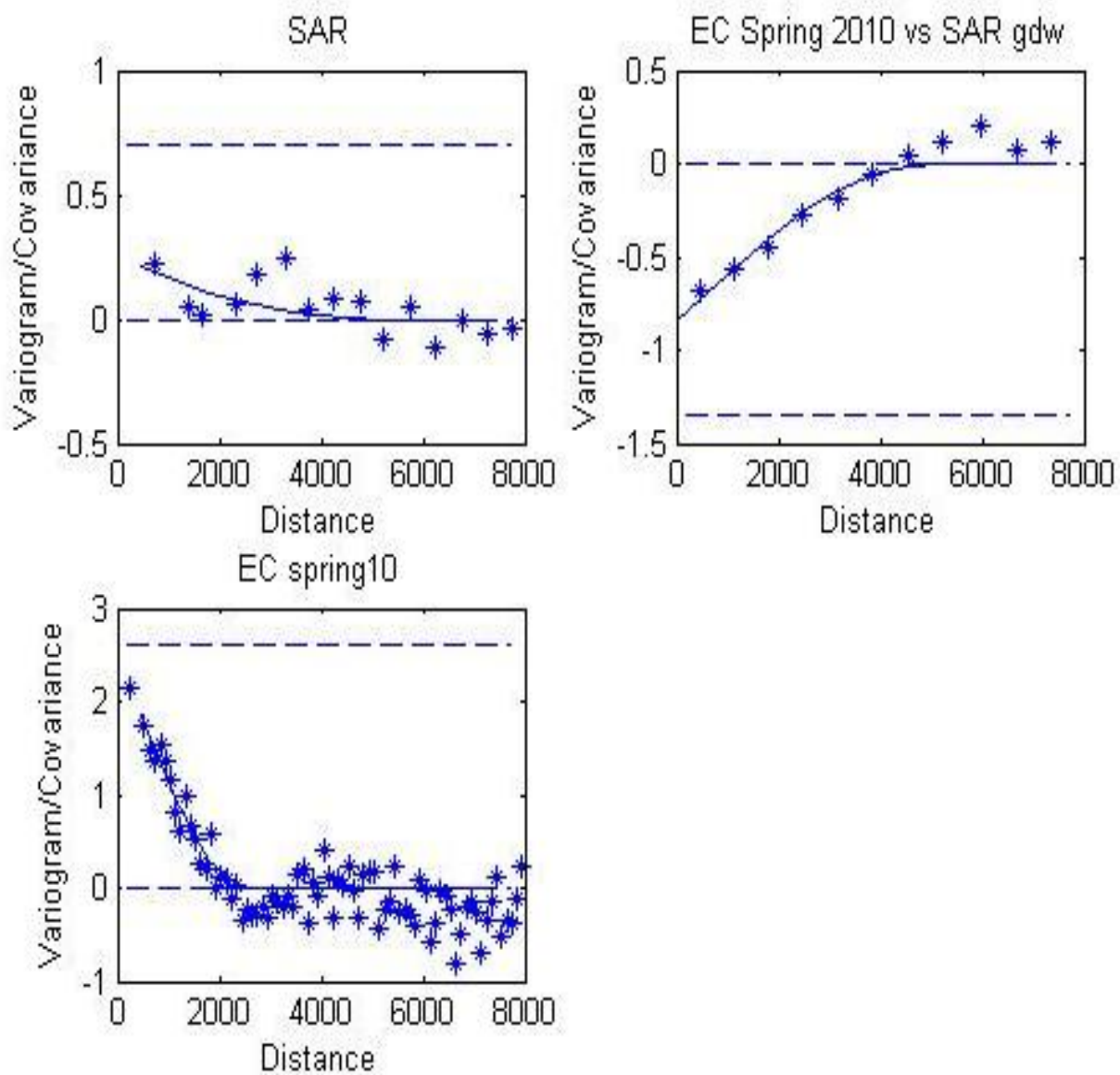


شکل ۱۷. مدل واریوگرامی برآزش شده بر روی داده های شوری آزمایشگاهی خاک پائیز ۸۸ با SAR به عنوان

کواریت.

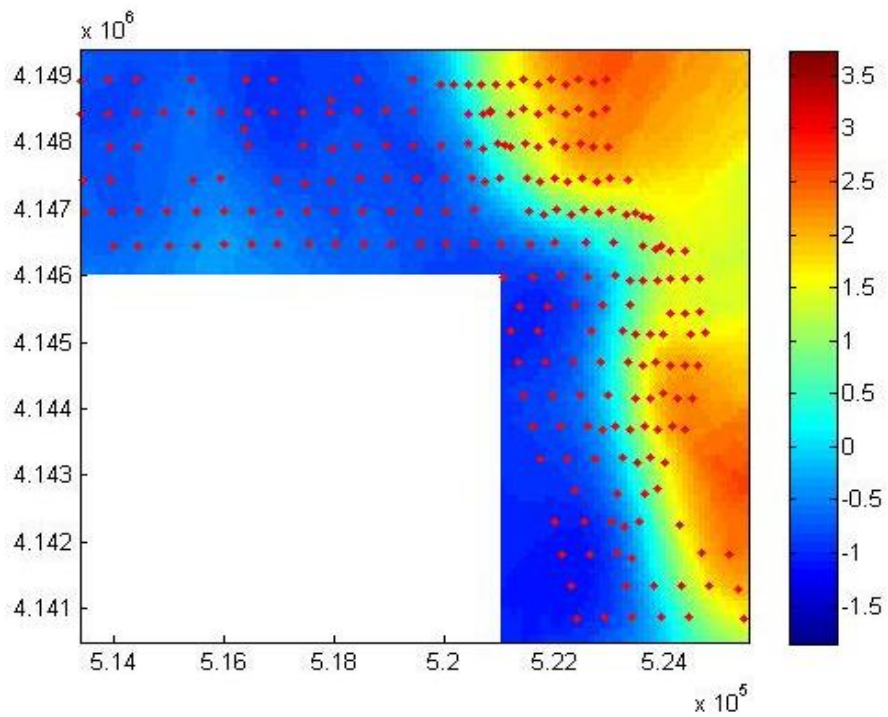
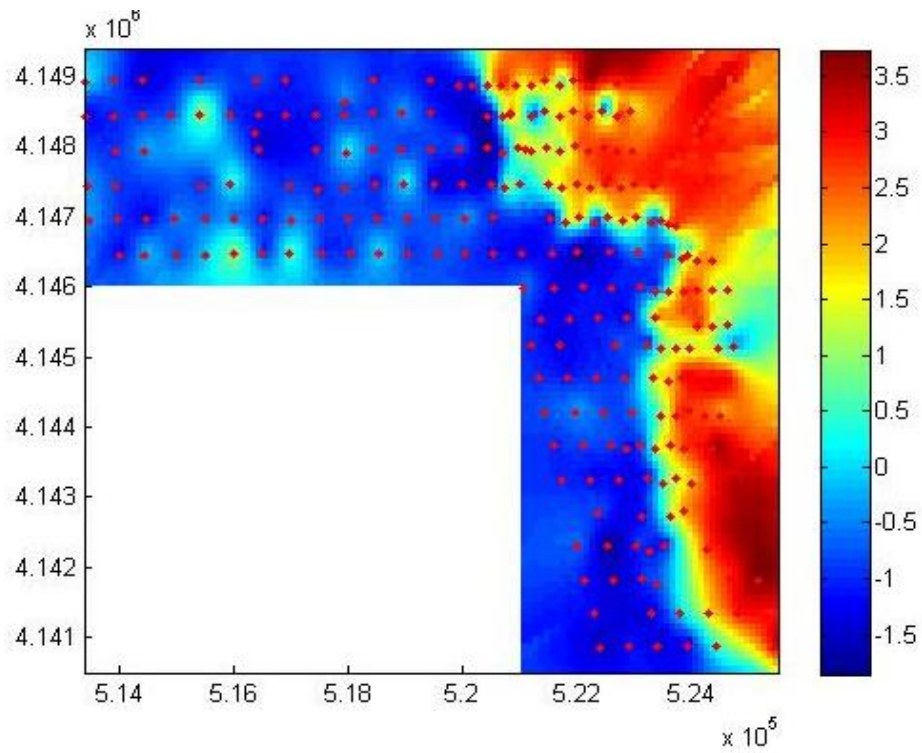


شکل ۱۸- تخمین مکانی شوری خاک بدون استفاده از اطلاعات آبهای زیرزمینی (بالا) و با استفاده از اطلاعات مربوط به SAR آب زیرزمینی (پائین). نقاط قرمز رنگ نشان دهنده موقعیت نقاط سطح الارضی مربوط به پائیز ۸۸ هستند که در تخمین استفاده شده اند.

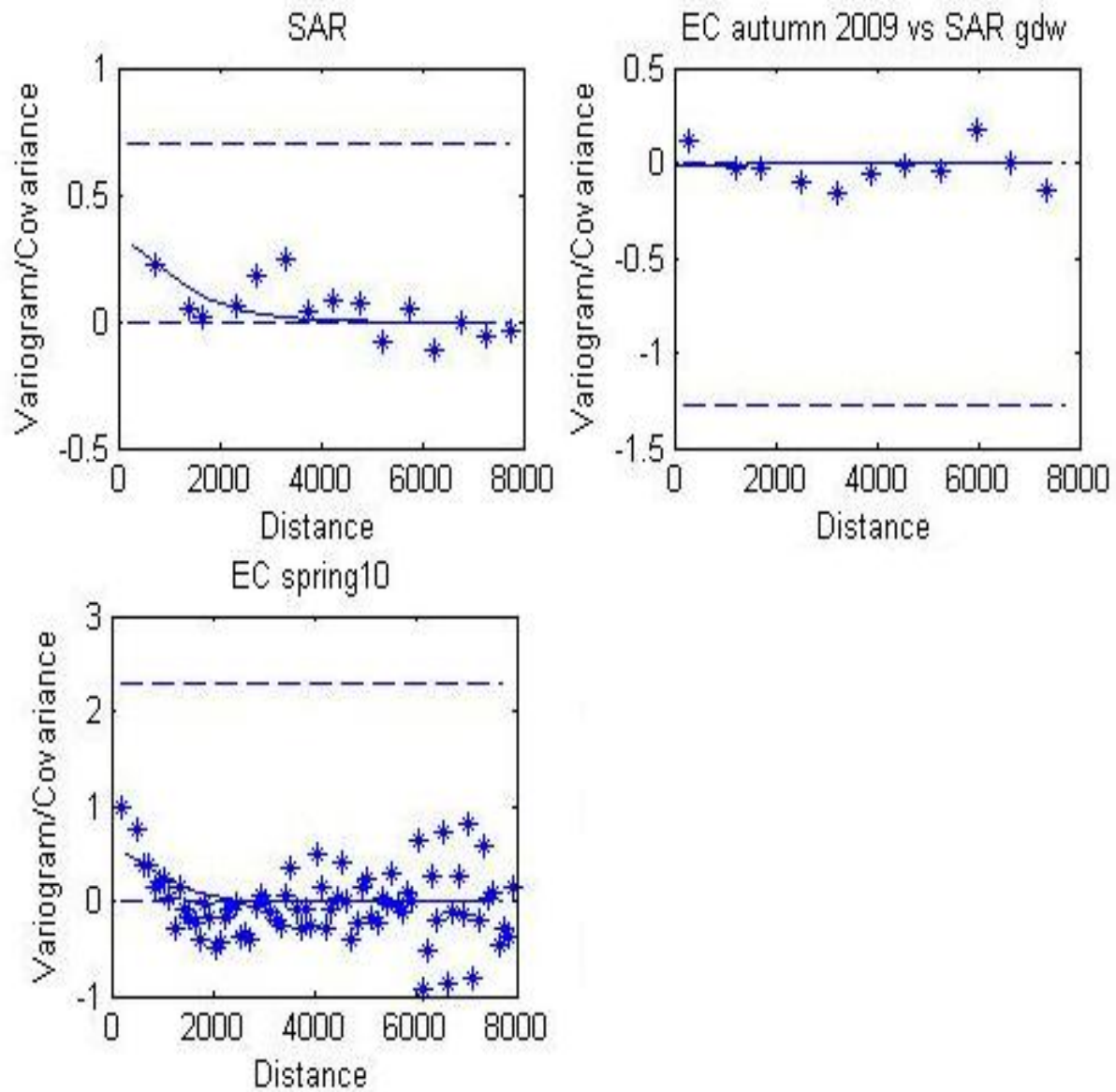


شکل ۱۹. مدل واریوگرافی پرازش شده بر روی داده های شوری آزمایشگاهی خاک بهار ۸۹ با SAR به عنوان

کواریت.

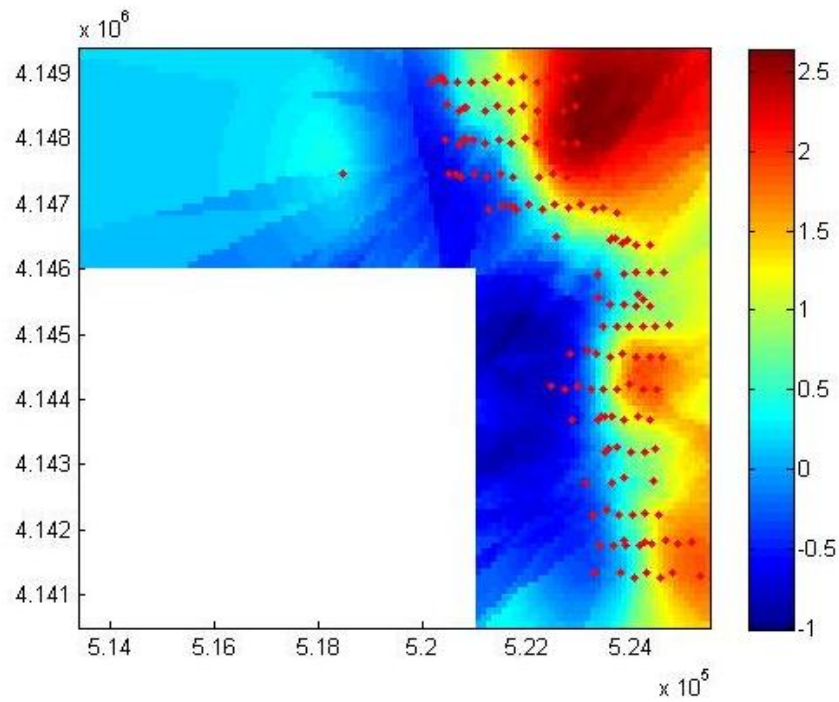
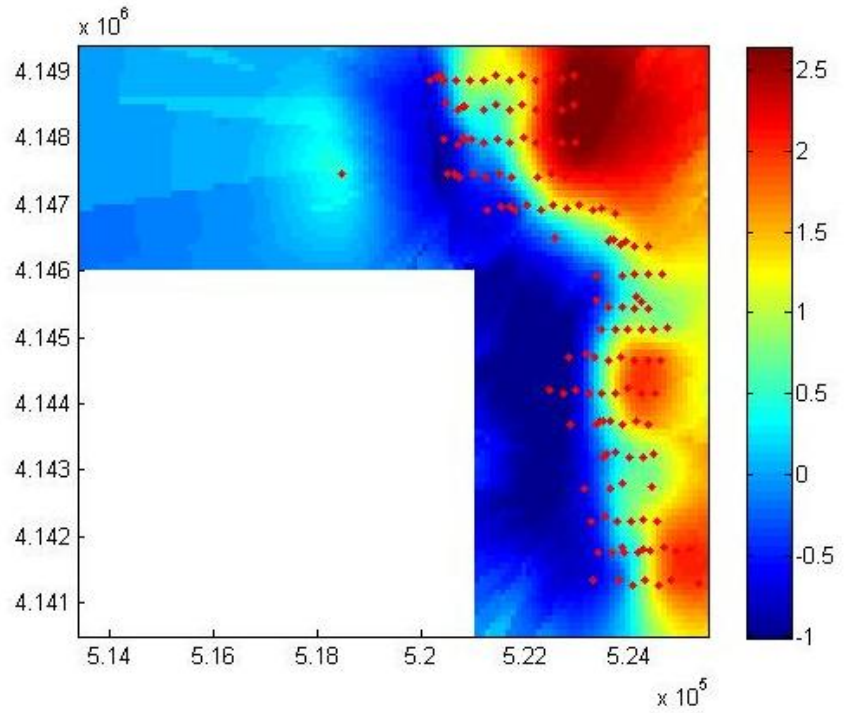


شکل ۲۰- تخمین مکانی شوری خاک بدون استفاده از اطلاعات آبهای زیرزمینی (بالا) و با استفاده از اطلاعات مربوط به SAR آب زیرزمینی (پائین). نقاط قرمز رنگ نشان دهنده موقعیت نقاط سطح الارضی مربوط به بهار ۸۹ هستند که در تخمین استفاده شده اند.



شکل ۲۱. مدل واریوگرامی برازش شده بر روی داده های شوری آزمایشگاهی خاک پائیز ۸۹ با SAR به عنوان

کووریت.



شکل ۲۱- تخمین مکانی شوری خاک بدون استفاده از اطلاعات آبهای زیرزمینی (بالا) و با استفاده از اطلاعات مربوط به SAR آب زیرزمینی (پائین). نقاط قرمز رنگ نشان دهنده موقعیت نقاط سطح الارضی مربوط به پائیز ۸۹ هستند که در تخمین استفاده شده اند.

۴-۶- گزارش اعتبار سنجی مدل

همانطور که پیشتر گفته شد در دو دور اول نمونه برداری، شوری خاک هم در صحرا و هم در آزمایشگاه اندازه گیری شدند سپس بر اساس رابطه قوی و معنی داری که بین این دو اندازه گیری وجود داشت، در دور سوم نمونه برداری شوری خاک فقط در صحرا اندازه گیری شد. در این قسمت، ابتدا با استفاده از داده های مربوط به دور اول نمونه برداری کالیبراسیون بین داده های صحرائی و آزمایشگاهی صورت می گیرد. سپس با استفاده از داده های دور دوم، اعتبار سنجی مدل انجام می شود و در مرحله ی بعدی، تخمین برای دور سوم نمونه ها صورت خواهد گرفت.

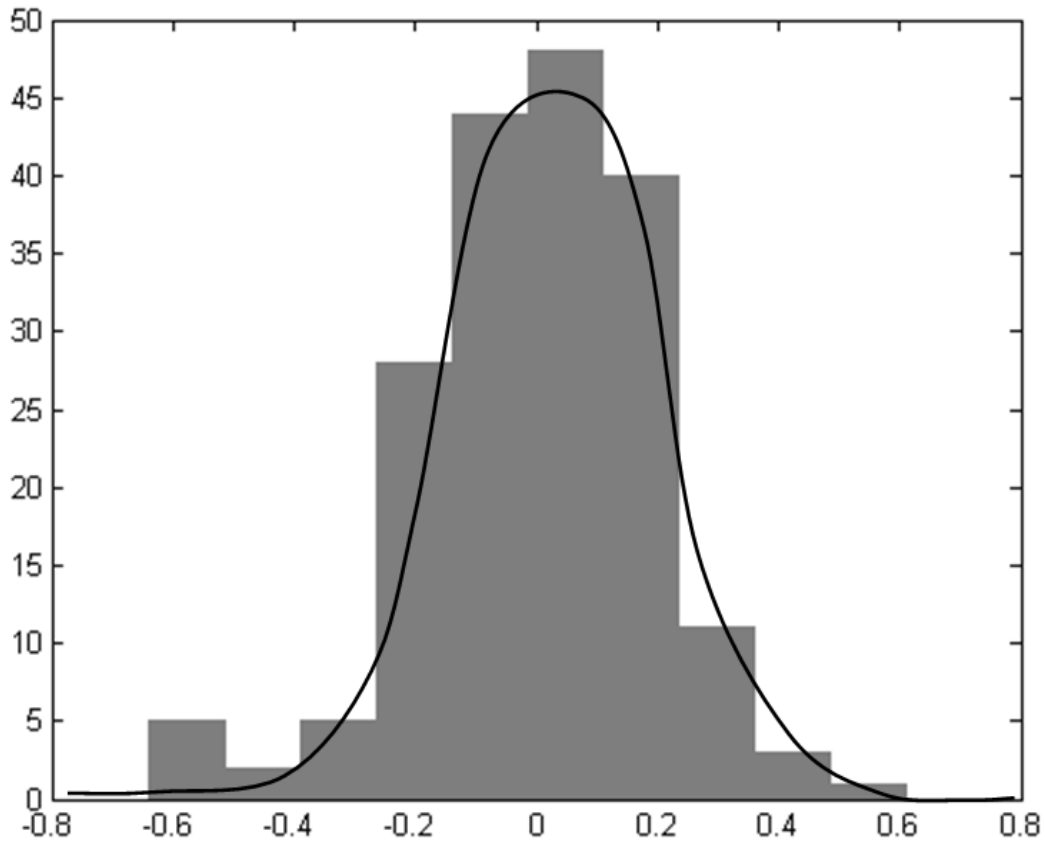
۴-۶-۱- ارتباط بین داده های صحرائی و آزمایشگاهی

ارتباط بین داده های صحرائی و آزمایشگاهی پیشتر در قسمت ۴-۳ آورده شده است. همانطور که از نمودارهای ۱ و ۲ قابل مشاهده است، ارتباط خطی و معنی داری بین اندازه گیری های صحرائی و آزمایشگاهی وجود دارد. مقدار همبستگی بین داده های صحرائی و آزمایشگاهی برای پائیز ۸۸ برابر ۰,۹۳ و برای بهار ۸۹، برابر ۰,۹۱ بود.

۴-۶-۲- وارد کردن خطای مربوط به استفاده از داده های صحرائی در تخمین

همانطور که گفته شد از داده های سری اول برای تعیین میزان خطای ناشی از کاربرد داده های صحرائی استفاده شد. برای این منظور هیستوگرام باقی مانده های مربوط به اختلاف بین داده های صحرائی و آزمایشگاهی تعیین شد (نمودار ۳). همانطور که از نمودار ۳ قابل مشاهده است، این باقی

مانده ها توزیع نسبتاً نرمالی را نشان می دهند که این خود بیانگر این موضوع است که اختلاف بین داده های صحرائی و آزمایشگاهی ناشی از خطای اندازه گیری است نه ناشی از روند خاصی بین باقی مانده ها (residuals).



نمودار ۳- هیستوگرام باقی مانده ها برای پائیز ۸۸ خط پیوسته مدل pdf برازش داده شده بر روی هیستوگرام است. محور افقی بر مبنای لگاریتمی است.

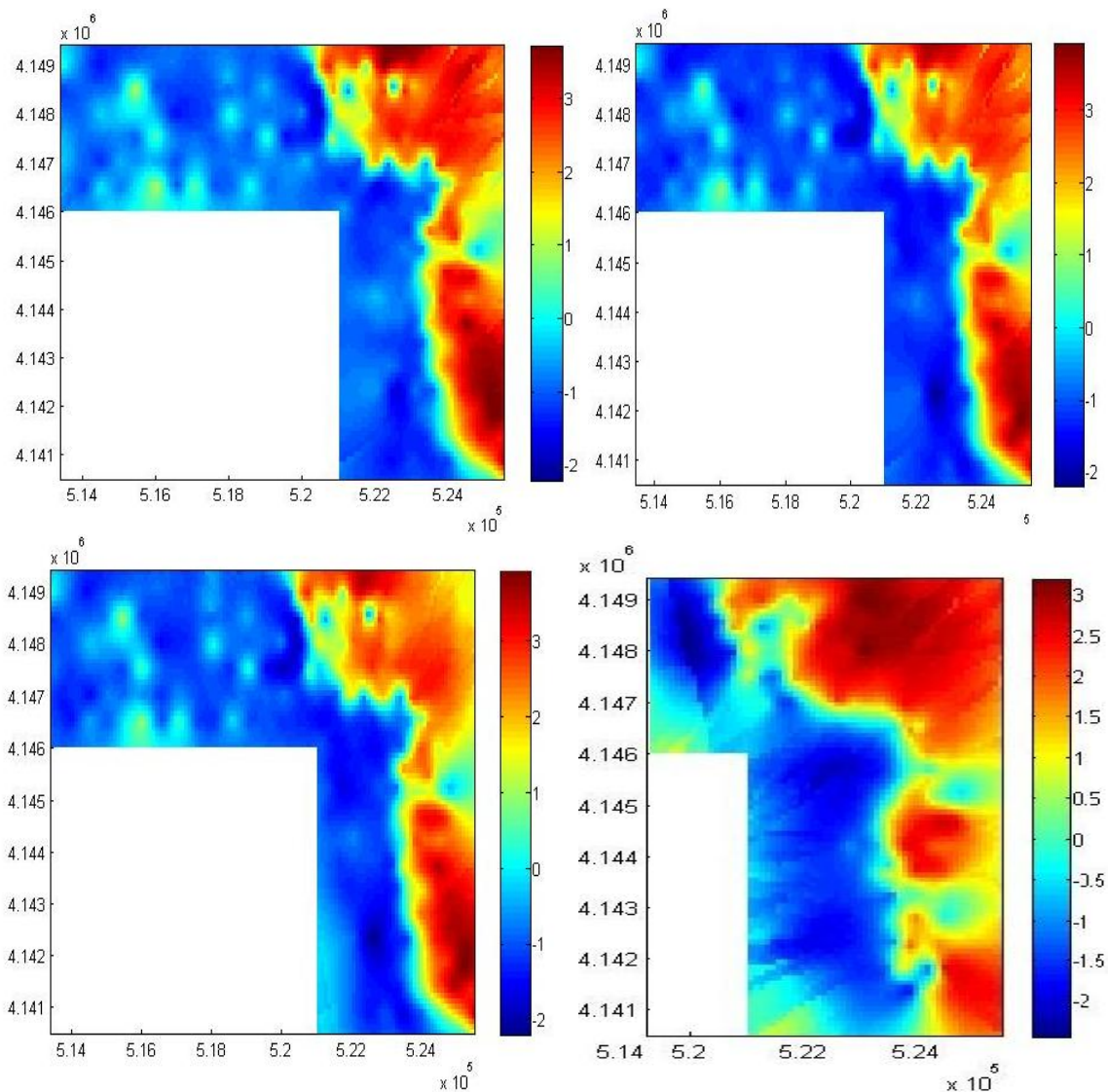
بعد از محاسبه ی باقی مانده ها، واریانس باقی مانده ها به عنوان خطای ناشی از استفاده از داده های صحرائی تعیین شد و سپس با استفاده از این خطا، داده های نامطمئن از نوع احتمالی برای بهار ۸۹

تعریف شدند. سپس برای بررسی درجه صحت و اعتبار استفاده از داده های نامطمئن در تخمین شوری خاک، روش های کریجینگ (OK)، کریجینگ با داده های مطمئن و نامطمئن (SHKME)، و کریجینگ با داده های نامطمئن (SKME) باهم مقایسه شدند. که خلاصه ی این نتایج در جدول ۸ آورده شده است.

جدول ۸- نتایج مقایسه کمی سه روش در تخمین شوری خاک برای بهار ۸۹

Criterion	OK	KME with both hard and soft data	KME with only soft data
r	0.92	0.84	0.92
ME (dS m ⁻¹)	-0.118	-0.133	-0.24
MSE (dS m ⁻¹) ²	0.55	0.83	0.64

همانطور که در جدول ۸ آورده شده است، استفاده از داده های نامطمئن بازه ای، تخمینی بسیار نزدیک به داده های دقیق آزمایشگاهی داشته است. این نشان می دهد که روش ارزان و سریع صحرائی، می تواند جایگزین استفاده از داده های گران قیمت و وقت گیر آزمایشگاهی شود. بعد از اعتبار سنجی دقت استفاده از داده های نامطمئن، از این روش برای تخمین شوری خاک در پائیز ۸۹ که تنها داده های صحرائی موجود بود، استفاده شد. نقشه های مربوط به سه روش مقایسه شده در بالا و تخمین شوری خاک برای پائیز ۸۹ در شکل ۲۲ آورده شده است.



شکل ۲۲- بالا سمت چپ، OK، بالا سمت راست، SKME، پائین سمت چپ، HSKME برای پایش ۸۹ و پائین

سمت راست، SKME برای پایش ۸۹.

همانطور که در بالا ذکر شد، از خطای مربوط به اندازه گیری صحرائی شوری خاک در پایش ۸۸ برای تعریف داده های نامطمئن احتمالی در بهار و پایش ۸۹ استفاده شد. برای بررسی این موضوع که آیا کالیبراسیون داده های صحرائی در هر دور نمونه برداری لازم است یا نه، برای پایش ۸۹، تخمین با استفاده از خطای پایش ۸۸، بهار ۸۹ و میانگین سالیانه مجددا صورت گرفت و نتایج با هم مقایسه شدند

که خلاصه آن در جدول ۹ آورده شده است. همانطور که از این نتایج مشهود است، اختلاف معنی داری بین این سه روش وجود ندارد و این نشان می دهد که حداقل در یک بازه زمانی یک ساله، یکبار کالیبره کردن داده ها کافی به نظر می رسد.

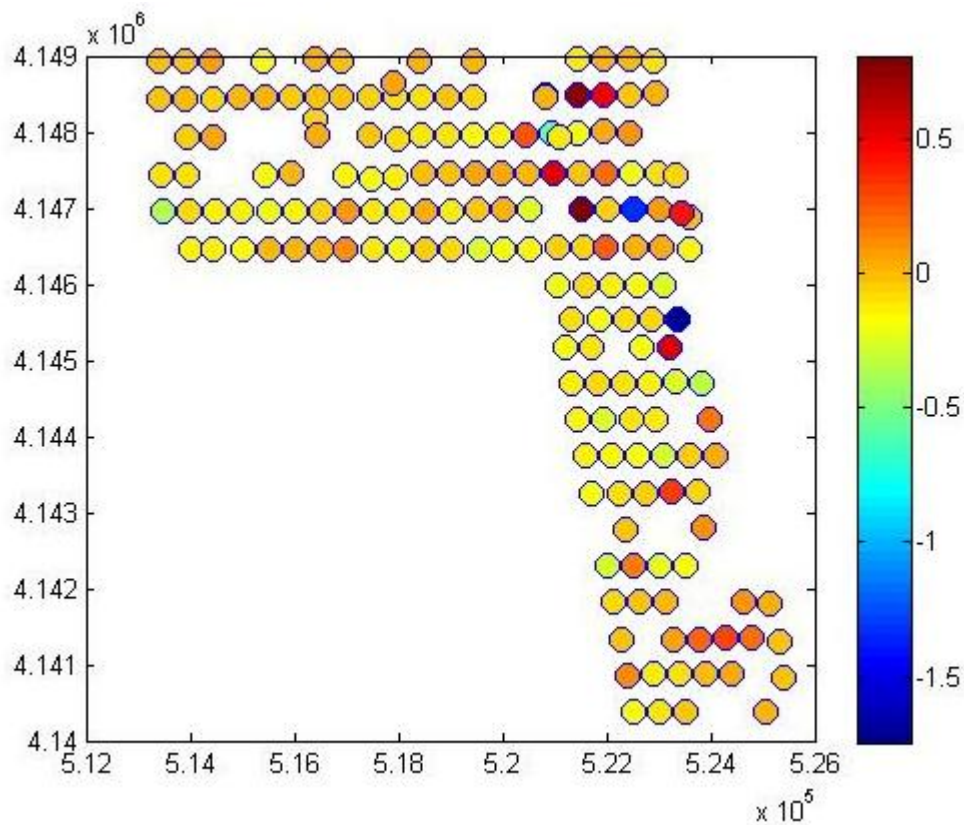
جدول ۹- مقایسه ی کیفی سه زمان مختلف در تعیین خطای تخمین برای پائیز ۸۹.

critterion	autumn 2009 error	spring 2010 error	mean error
r	0.92	0.92	0.92
ME (dS m-1)	0.407	0.408	0.407
MSE (dS m-1) ²	0.788	0.790	0.786

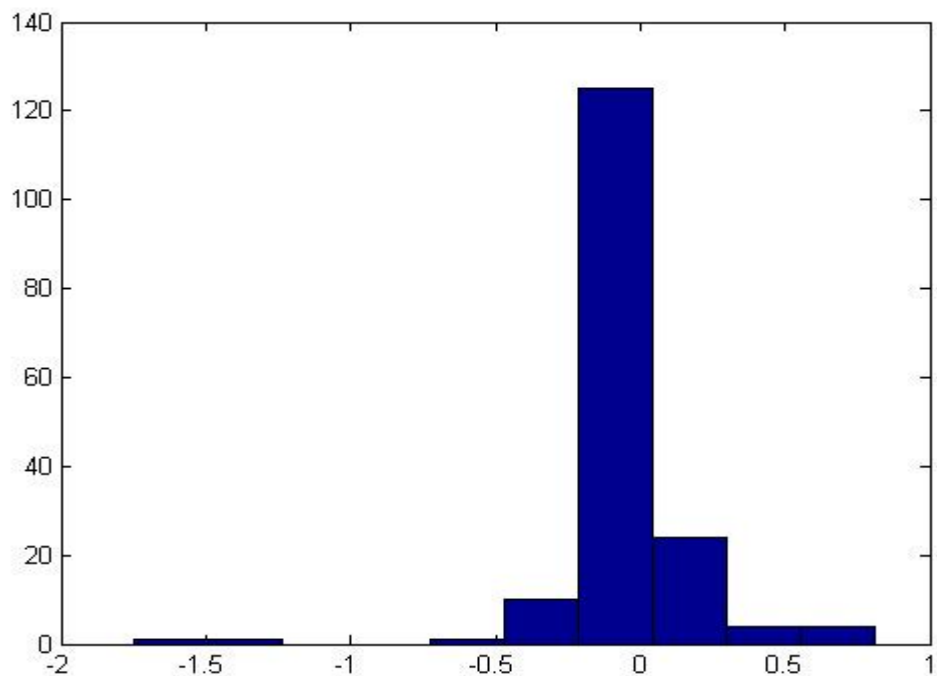
۴-۷- بررسی تغییرات زمانی شوری خاک برای بازه زمانی مورد مطالعه

برای بررسی تغییرات زمانی شوری خاک، ابتدا زمان ها دو به دو بررسی شدند تا ایده ای کلی در خصوص تغییر شوری خاک از یک زمان به زمان دیگر به دست بیاید. بدین منظور ابتدا نقاطی که در دو زمان متوالی نمونه برداری شده بودند مشخص شدند. سپس مقدار مطلق تفاضل مقدار اندازه گیری شده در هر نقطه به دست آمد. تغییرات شدید در هر نقطه نشان دهنده افزایش یا کاهش شوری خاک بود. پلات های رنگی (colorplots) مربوط به این تغییرات در نقاط مشترک بین هر جفت بازه زمانی در اشکال ۲۳، ۲۵ و ۲۷ نمایش داده شده است. در این اشکال، نقاط با رنگ روشن که نشان دهنده تغییرات در حول و حوش مقدار صفر است، بیانگر تغییرات ناچیز در شوری خاک از یک بازه ی

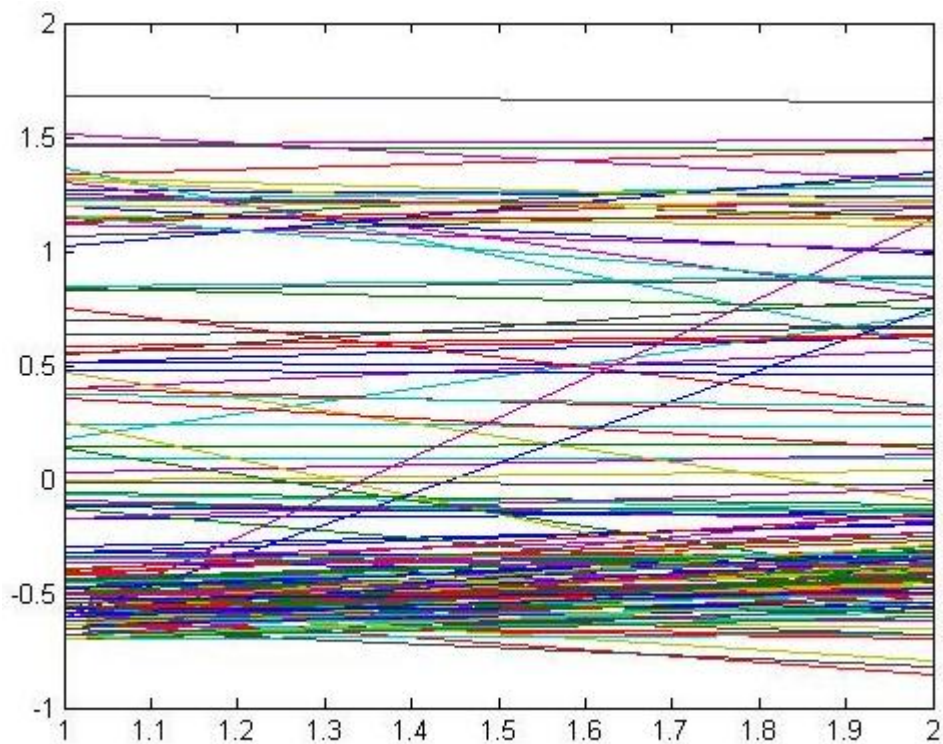
زمانی به زمان دیگر است. افزایش رنگ به سمت رنگ قرمز یا اعداد مثبت، نشان دهنده بالا بودن شوری خاک در زمان اولیه است (مثلا در شکل ۲۳ که اختلاف بین پائیز ۸۸ و بهار ۸۹ را نشان می دهد، زمان اول، پائیز ۸۸ است). عکس این مطلب در خصوص حرکت به سمت اعداد منفی صادق است. به نظر می رسد که افزایش شوری خاک در بهار ۸۹ نسبت به پائیز ۸۸، به دلیل بالا آمدن سطح آب زیرزمینی و حرکت نمک از پائین به سمت بالا است. در نقاطی هم که شوری خاک کاهش نشان می دهد دلیل آن می تواند شست و شوی نمک از بالا به سمت پائین در نقاط با سطح آب زیرزمینی پائین باشد.



شکل ۲۳- مقدار مطلق تفاوت بین پائیز ۸۸ و بهار ۸۹. رنگ های متمایل به روشن نشان دهنده حداقل تفاوت ها است.

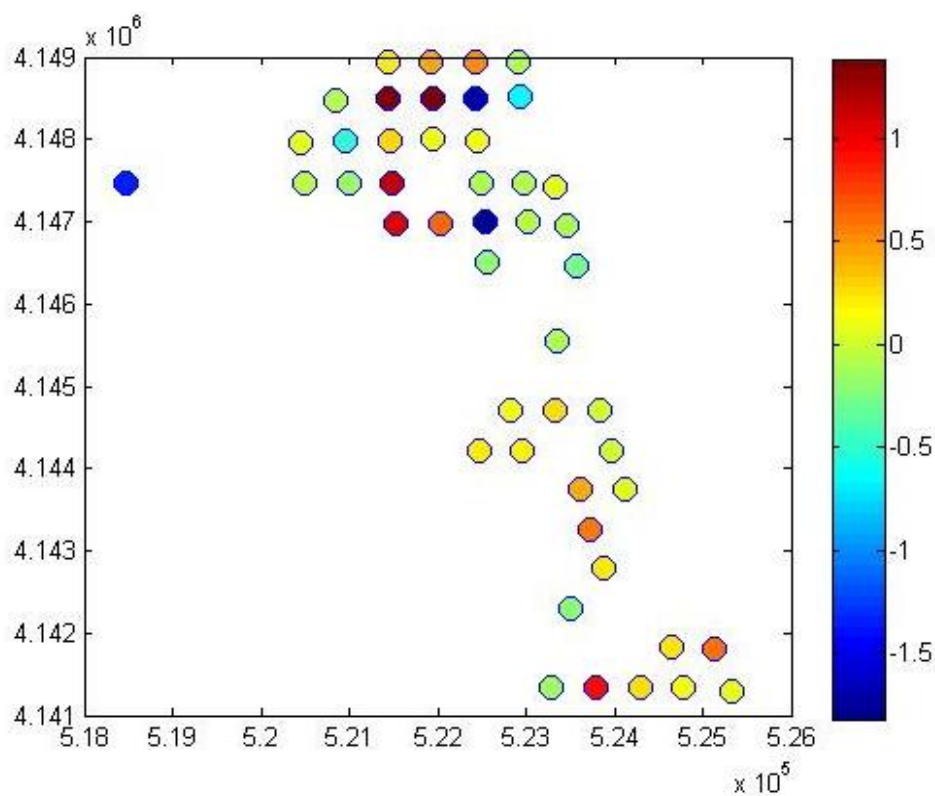


نمودار ۳- هیستوگرام تغییرات شوری خاک بین بازه زمانی ۱ و ۲

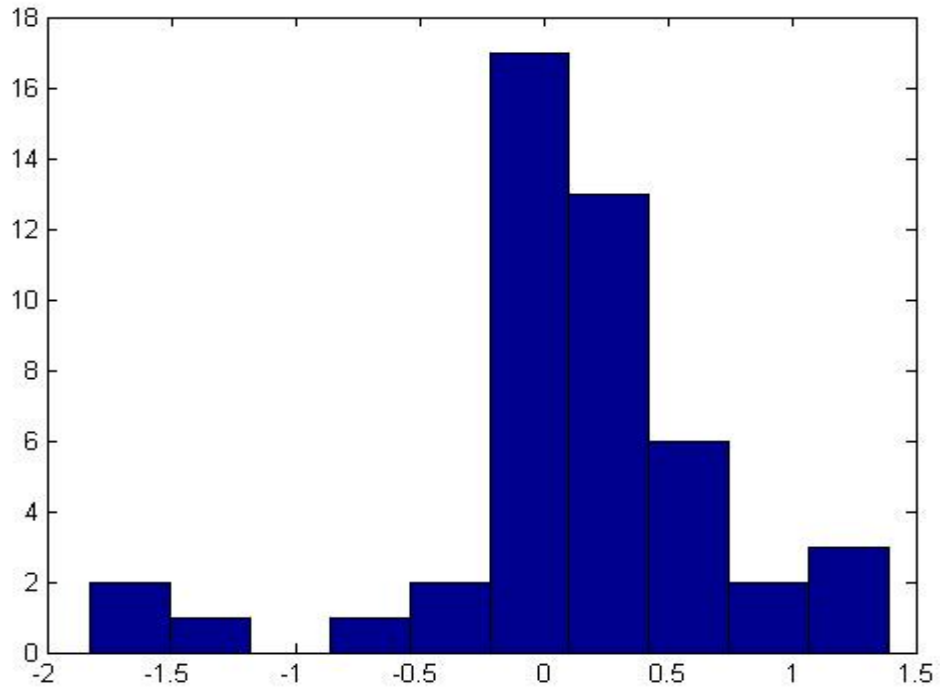


شکل ۲۴- تغییرات شوری از زمان ۱ به زمان ۲

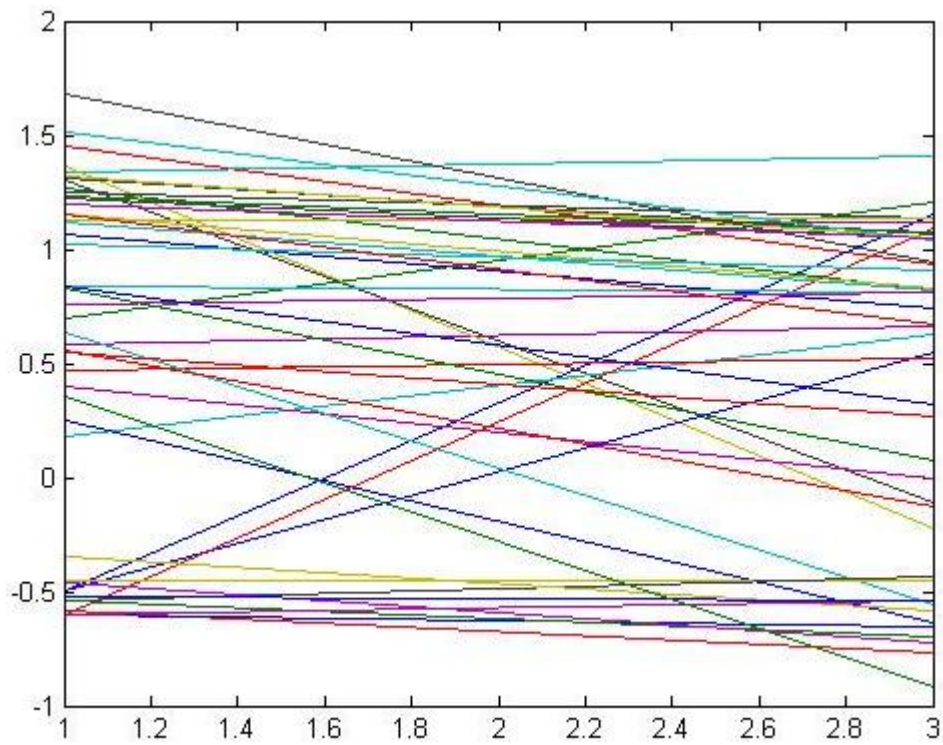
همانطور که از هیستوگرام نمودار ۳ پیدا است، بخش اعظم تراکم داده ها به سمت اعداد منفی است که این خود نشان دهنده افزایش شوری خاک از بازه زمانی یک (پائیز ۸۸) به زمان دوم (بهار ۸۹) است. بنابراین با وجود افزایش بارندگی ها در بهار ۸۹، یکی از دلایل اصلی افزایش شوری خاک می تواند بالا آمدن سطح آب زیرزمینی و حرکت نمک از اعماق پائین تر به سمت لایه های سطحی باشد. با توجه به شکل ۲۵ و هیستوگرام ۴، شوری خاک در پائیز ۸۹ کاهش اندکی نسبت به پائیز ۸۸ نشان می دهد. به نظر می رسد که یکی از دلایل این اتفاق، وقوع بازندگی های زود هنگام در پائیز ۸۹ باشد که باعث حرکت نمک به افق های پائین تر شده است.



شکل ۲۵- مقدار مطلق تفاوت بین پائیز ۸۸ و پائیز ۸۹ رنگ های متمایل به روشن نشان دهنده حداقل تفاوت ها است.

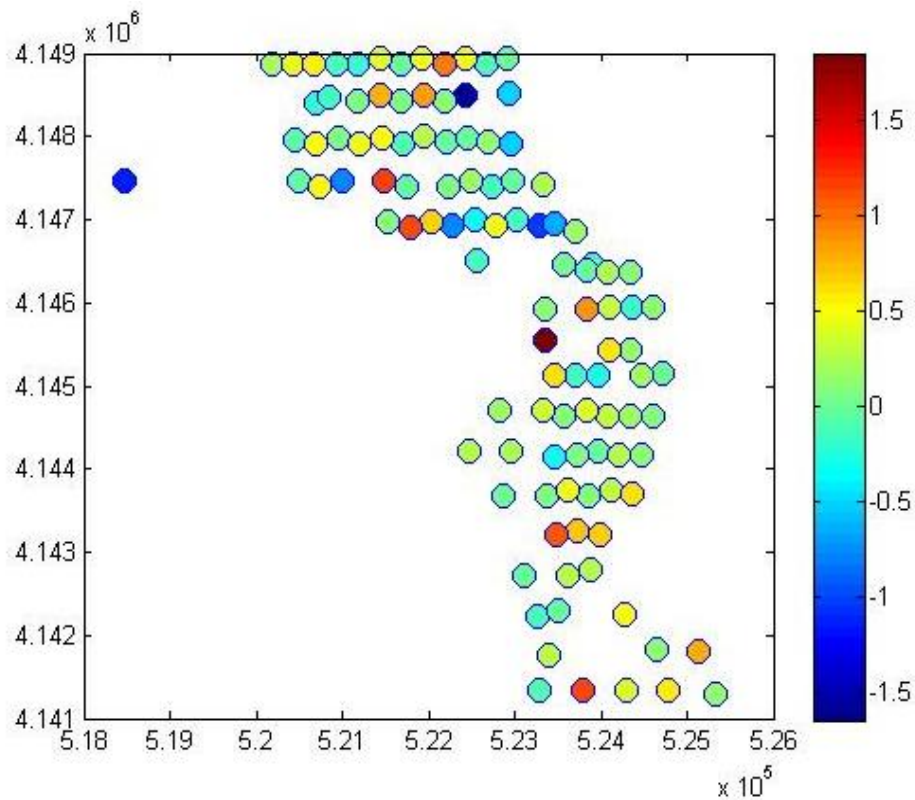


نمودار ۴- هیستوگرام تغییرات شوری خاک بین بازه زمانی ۱ و ۳

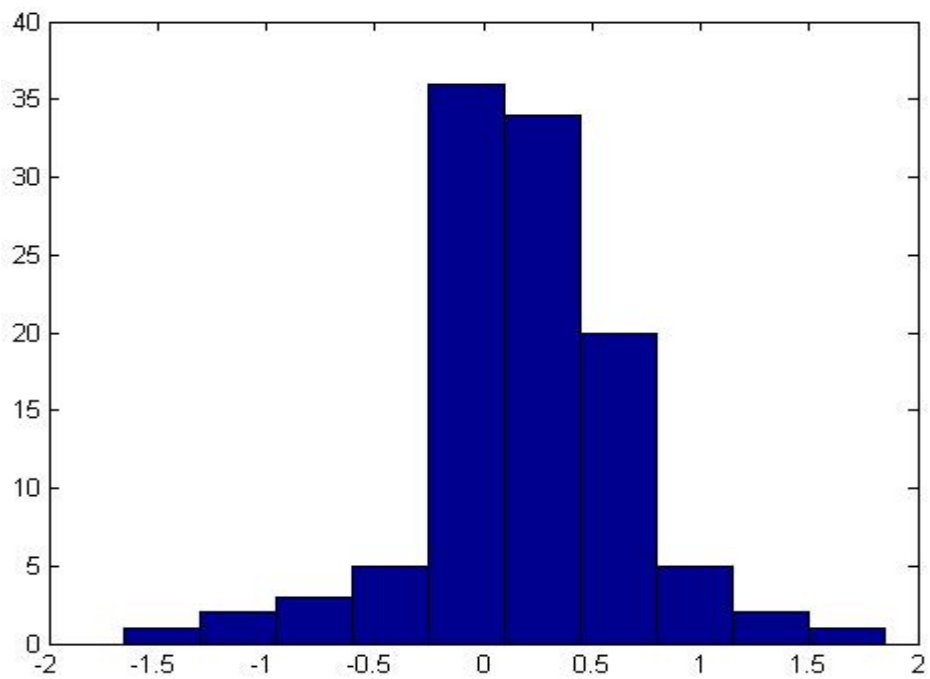


شکل ۲۶- تغییرات شوری از زمان ۱ به زمان ۳

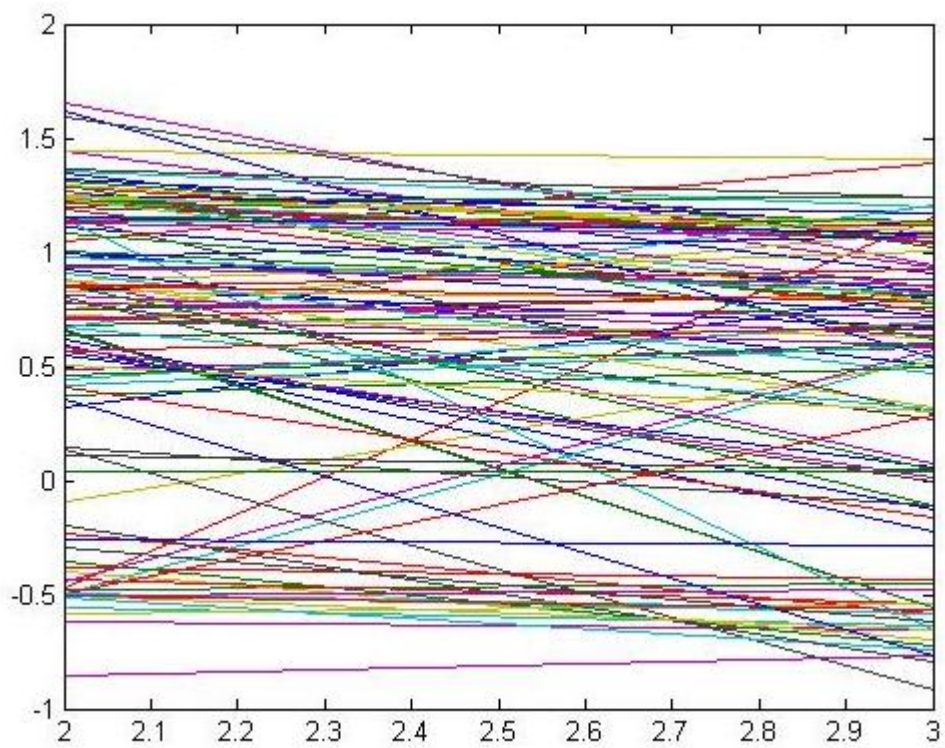
وضعیتی مشابه زمان ۱ و ۲، بین زمان ۲ و ۳ نیز دیده شد یعنی نتایج شکل ۲۷ و نمودار ۵ بیانگر این موضوع هستند که بین این دو زمان نیز شوری خاک به سمت زمان سوم کاهش نشان داده که دلیلی مشابه قسمت قبل، توجیه گر این موضوع می تواند باشد. در زمان سوم بر خلاف زمان دوم، پس از یک دوره خشکی سه ماهه ی تابستان، سطح آب زیرزمینی احتمالا افت داشته و بارشهای زود هنگام اول پائیز باعث بالا آمدن سطح آب زیرزمینی نشده و فقط توانسته نمک را از افق های سطحی شسته و به اعماق پائینتر انتقال دهد.



شکل ۲۷- مقدار مطلق تفاوت بین بهار ۸۹ و پائیز ۸۹. رنگ های متمایل به روشن نشان دهنده حداقل تفاوت ها است.



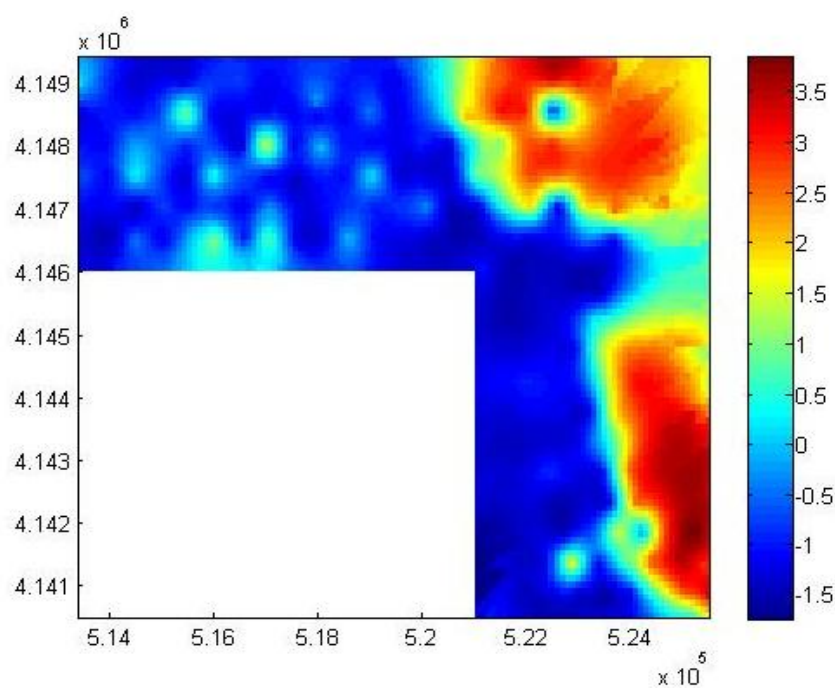
نمودار ۵- هیستوگرام تغییرات شوری خاک بین بازه زمانی ۲ و ۳.



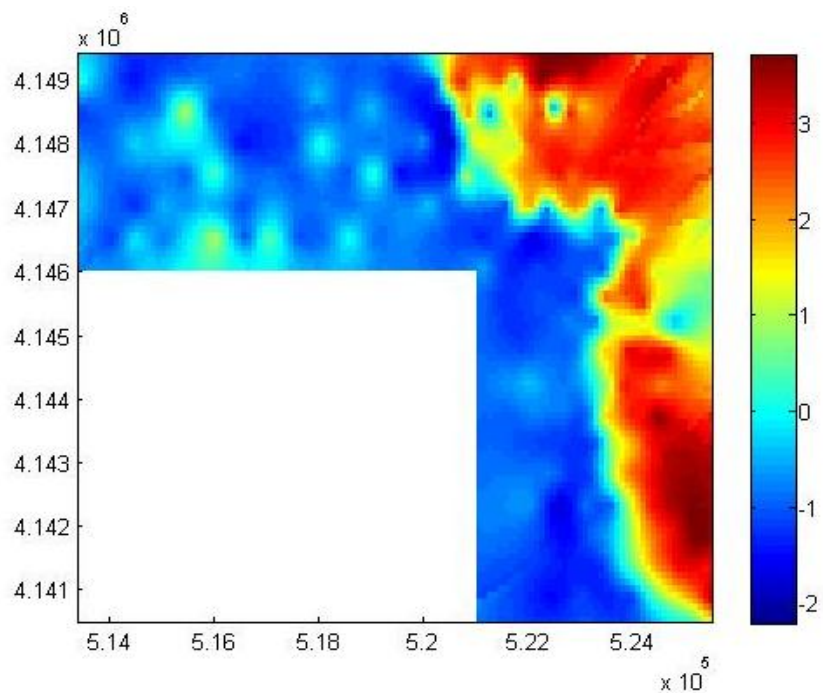
شکل ۲۸- تغییرات شوری از زمان ۲ به ۳.

۴-۸- بررسی مرز تغییرات شوری خاک در بازه زمانی مورد مطالعه

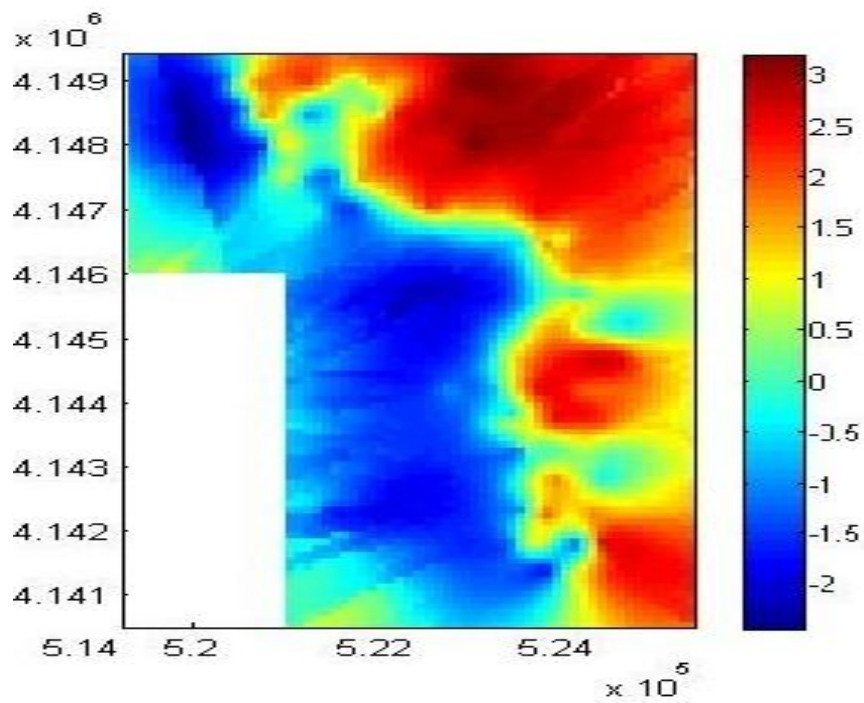
برای بررسی مرز تغییرات شوری خاک، ابتدا تخمین شوری در منطقه مورد مطالعه با استفاده از داده های نامطمئن و روش انتروپی حداکثر اریب صورت گرفت (اشکال ۲۹-۳۱). سپس شوری 2 dS/m به عنوان مرز تفکیک اراضی شور و غیر شور انتخاب شد. نقاط با شوری کمتر از این مقدار صفر و بالاتر از این ۱ در نظر گرفته شدند. و مرز تقریبی بین اراضی شور و غیر شور در هر بازه ی زمانی رسم شد. سپس هر سه لایه اطلاعاتی روی هم قرار گرفتند که نتایج آن در شکل ۳۲ آورده شده است.



شکل ۲۹- نقشه ی تغییرات مکانی شوری خاک بخشی از جنوب دشت ارومیه با روش BME و داده های نامطمئن احتمالی (پائیز ۱۳۸۸).

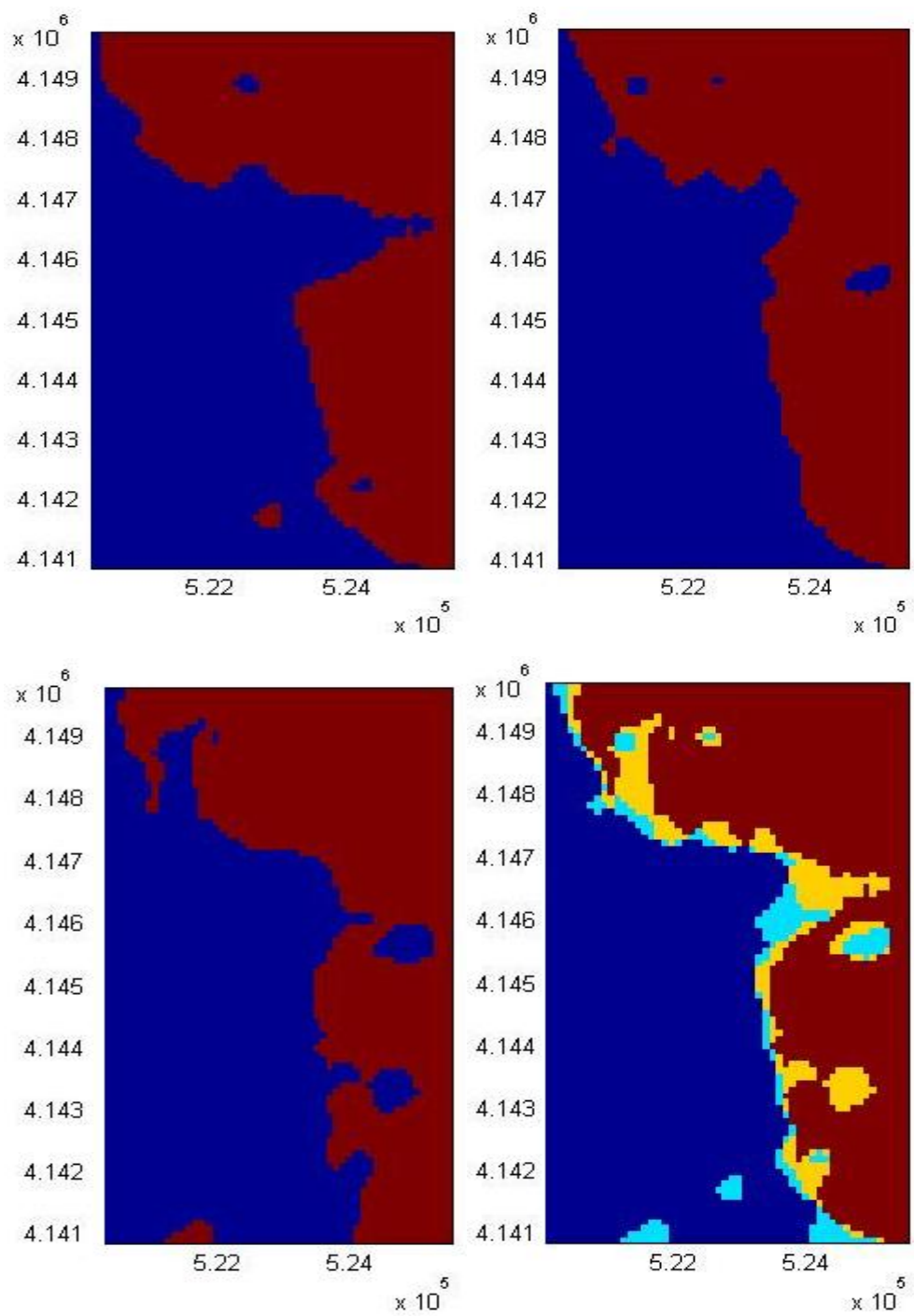


شکل ۳۰- نقشه ی تغییرات مکانی شوری خاک بخشی از جنوب دشت ارومیه با روش BME و داده های نامطمئن احتمالی (بهار ۱۳۸۹).

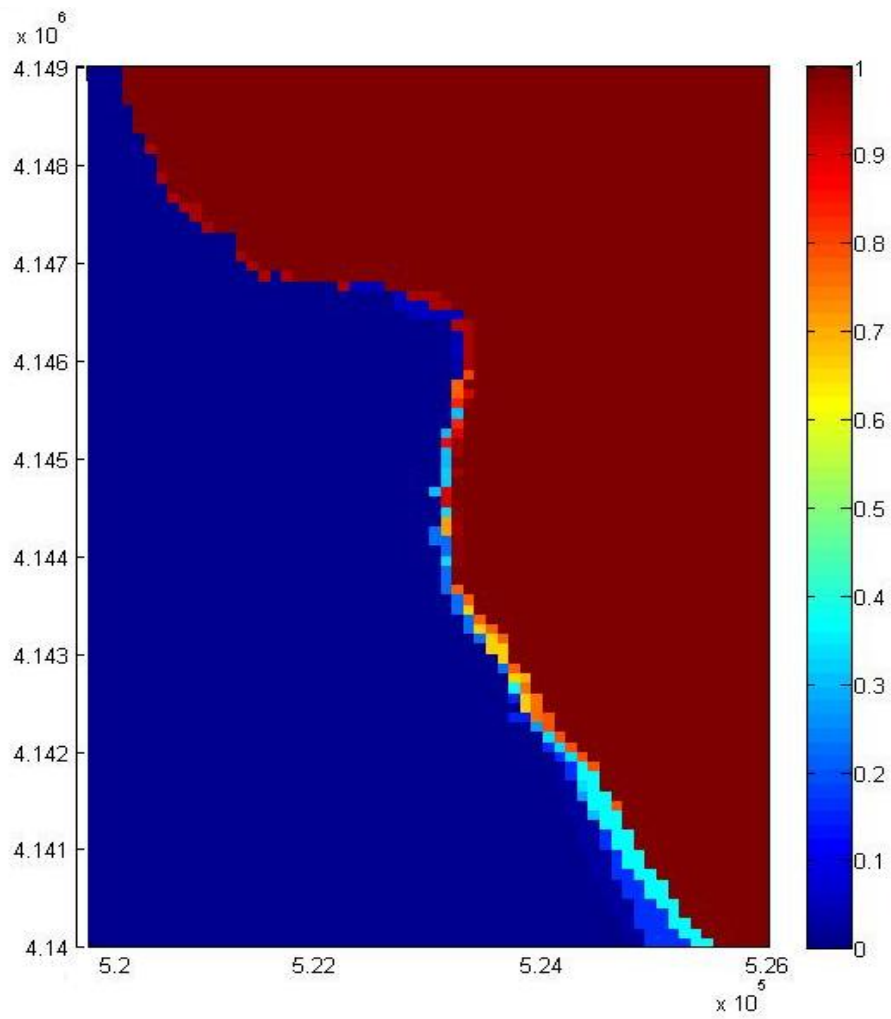


شکل ۳۱- نقشه ی تغییرات مکانی شوری خاک بخشی از جنوب دشت ارومیه با روش BME و داده های نامطمئن احتمالی (پائیز ۱۳۸۹).

همانطور که گفته شد ۲ dS/m مرز بین راضی شور و غیر شور تعیین شد همین امر باعث شد که خطی مستقیم بین این اراضی کشیده شود در حالی که در واقعیت چنین چیزی امکان پذیر نیست. به عبارت دیگر کشیدن چنین خطی با ماهیت پیوسته شوری خاک همخوانی ندارد. از طرف دیگر، فاصله بین دو نمونه برداری متوالی در مرز شوری، حدود ۲۵۰ متر است و با وجود تخمین شوری نقاط بر روی شبکه ۱۰۰ متری، واضح است که امکان تعیین شوری خاک در تمام نقاط مابینی امکان پذیر نیست و تعیین مرز دقیق تغییرات شوری خاک حتی با بالاترین تراکم نمونه برداری نه عملی است نه ممکن. بنابراین پرواضح است که تعیین این مرز با عدم قطعیتی همراه است. بدین منظور تخمین عدم قطعیت همراه با مرز تغییرات شوری خاک در صحرا برای بهار ۸۹ صورت گرفت که نتیجه آن در شکل ۳۳ آورده شده است. همانطور که پیداست، نقاطی که دورتر از مرز شوری قرار دارند، یا جزو منطقه شور هستند (سمت راست) یا غیرشور (سمت چپ). ولی حدفاصل این دو منطقه، احتمالات متفاوتی وجود دارد که یک نقطه به کدام کلاس تعلق دارد. هرچه رنگ ها به سمت آبی حرکت می کنند نشان می دهد که احتمال اینکه یک نقطه در آن ناحیه به کلاس غیرشور تعلق داشته باشد بیشتر است و هرچه رنگ ها به سمت قرمز پیش می روند احتمال تعلق یک نقطه در آن محدوده به کلاس شور بیشتر می شود.



شکل ۳۲ - مرز بین اراضی شور و غیر شور در زمان های مورد مطالعه. بالا سمت چپ، پائین ۸۹، بالا سمت راست، بهار ۸۹، پائین سمت چپ، پائین ۸۹، پائین سمت راست، مرز تغییرات در دوره ی زمانی مورد مطالعه.



شکل ۳۳- عدم قطعیت همراه با تخمین مرز تغییرات شوری خاک در منطقه مطالعاتی.

۴-۹- جمع بندی و نتیجه گیری

این تحقیق به منظور بررسی تغییرات مکانی و زمانی شوری خاک در اراضی حاشیه شرقی دریاچه ارومیه در یک دوره زمانی دوساله بین سالهای ۱۳۸۸-۱۳۹۰ صورت گرفت. مطالعه حاضر در منطقه ای به مساحت ۵۰۰۰ هکتار در جنوب دشت ارومیه صورت گرفت. نمونه های خاک با فواصل ۵۰۰ متر از هم از دو عمق ۰-۲۰ سانتی متری و ۲۰-۴۰ سانتی متری عمق خاک گرفته شدند. شوری خاک ابتدا در صحرا با EC متر صحرائی اندازه گیری شد سپس نمونه ها به آزمایشگاه منتقل شدند و مجددا شوری خاکها به روش آزمایشگاهی تعیین گردیدند. نتایج بررسی های مقدماتی تغییرات مکانی شوری خاک دشت ارومیه برای پائیز ۱۳۸۸ نشان داد که شوری خاک بین حداقل ۰,۲ دسی زیمنس بر متر و حداکثر ۴۷,۷ دسی زیمنس بر متر متغیر بود (جدول ۴). این تغییرات در شوری خاک کاملاً پیوسته و تدریجی نبود بلکه ناگهان در فاصله ۵۰۰ متر از شوری کمتر از ۰,۵ دسی زیمنس به بالای ۵ دسی زیمنس افزایش یافت (شکل ۱۲). چنین پدیده ای در کل منطقه مطالعاتی به موازات دریاچه مشاهده شد. این امر نشان می داد که عاملی به جز عوامل خاک ساز بر فرایند تجمع نمک در خاک تاثیر گذار بوده است. بدین منظور نقشه زمین شناسی منطقه به صورت دیجیتال تهیه شد و سازندهای موجود در منطقه مورد بررسی قرار گرفتند. مشاهده شد که کل منطقه جنوب دشت ارومیه از دو سازند اصلی تشکیل شده است، سازندهای غیر شور و سازندهای شور و نمکی. مرز تقریبی این دو سازند با مرز تغییرات شدید شوری خاک همخوانی نزدیکی نشان داد و این نظریه را قوت داد که یک انقطاع سنگی در منطقه اتفاق افتاده است و منجر به تشکیل دو بخش کاملاً متفاوت از نظر شوری در منطقه شده است. با توجه به اینکه نمونه برداری دور اول یعنی پائیز ۸۸ نتوانسته بود به طور کامل وضعیت شوری در

منطقه را پوشش بدهد و در بخش هائی از منطقه نمونه برداری قبل از ورود به اراضی شور به اتمام رسیده بود، در بهار ۱۳۸۹، حدود ۵۰ نقطه اضافی علاوه بر ۲۰۰ نقطه دور اول در منطقه برداشت شدند. بخشی از این نمونه ها مربوط به قسمت های نمونه برداری نشده بود و بخش دیگر آن، از حدفاصل بین اراضی شور و غیر شور گرفته شد. هدف از چنین کاری پایش کامل مرز تغییرات شوری خاک در منطقه بود (شکل ۹). حداقل شوری خاک در بهار ۸۹، ۰٫۱۵ و حداکثر آن ۴۵ دسی زیمنس بر متر بود. نتایج این دور از نمونه برداری خاک نشان داد که در نمونه برداری با فواصل ۲۵۰ متر در امتداد مرز تغییرات شوری نیز همچنان جهشی در مقدار شوری خاک اتفاق افتاد و این امر، محل وقوع این تغییرات را به زیر ۲۵۰ متر کاهش داد و اثباتگر این واقعیت بود که در منطقه انقطاع سنگی اتفاق افتاده است. مشاهدات صحرائی و حفر پروفیل های خاک نشان داد که چنین مرزی ناشی از رسوبات برجای مانده از بستر دریاچه ارومیه در دوره های پرآبی است. این مرز همچنین گستردگی دریاچه ارومیه در گذشته را نیز نشان می دهد. به عبارت دیگر، حداکثر مسافتی که دریاچه ارومیه در دوره ای توانسته گسترش بیابد و رسوبات خود را برجای بگذارد، عامل اصلی تعیین کننده این مرز در منطقه مطالعاتی بوده است. بنابراین یک عامل اولیه مثل رسوبات دریاچه ارومیه تعیین کننده شوری خاک در منطقه بود و دیگر عامل، حرکت های سطحی و زیرسطحی آبها که به طور ثانویه در گسترش شوری در خاک تاثیر می گذارد. در قدم بعدی این تحقیق، اطلاعات به دست آمده از مطالعات صحرائی و آزمایشگاهی با هم مقایسه شدند و ارتباط خطی معنی داری بین این دو سری از داده ها به دست آمد (نمودار ۱ و نمودار ۲). در دور سوم نمونه برداری، براساس اطلاعات به دست آمده از دو سری اول نمونه برداری ها، اولاً بخشی از منطقه مطالعاتی که شوری زیر ۰٫۵ دسی زیمنس بر متر داشتند به علت

اینکه در حال حاضر در معرض خطر شور شدن قرار نداشتند از دور نمونه برداری ها حذف شدند. دوما با توجه به اینکه بین شوری اندازه گیری شده در صحرا که سریع، آسان و کم هزینه بود و اندازه گیری های آزمایشگاهی رابطه معنی داری وجود داشت، در دور سوم تنها شوری خاک در صحرا اندازه گیری شد. در دور های بعدی نمونه برداری نیز این کار ادامه پیدا کرد.

پس از به دست آمدن نتایج شوری خاک از مطالعات آزمایشگاهی، برای هر دور نمونه برداری و هر عمق خاک به طور جداگانه ابتدا بهترین مدل واریوگرامی برازش شد و پارامترهای مدل بدست آمدند سپس تخمین مکانی بر روی یک شبکه ی ۱۰۰ متری به روش کریجینگ صورت گرفت (اشکال ۱۲-۱۶). برای دورهای بعدی نمونه برداری که تنها اندازه گیری های صحرائی شوری خاک موجود بودند، از روش انتروپی حداکثر اریب در تخمین مکانی شوری خاک استفاده شد. به این ترتیب که ابتدا با توجه به نتایج به دست آمده از کالیبراسیون داده های صحرائی و آزمایشگاهی، خطای مربوط به اندازه گیری های صحرائی تعیین شد. سپس از این خطا برای تعریف داده های نامطمئن صحرائی به صورت احتمالی استفاده شد و در نهایت از روش انتروپی حداکثر اریب و روش تخمین احتمالی برای تخمین مکانی شوری خاک استفاده شد. پس از بررسی تغییرات مکانی، نوبت به بررسی تغییرات زمانی شوری خاک در بازه زمانی مورد مطالعه رسید. برای همگن سازی نقشه های تولیدی، برای مطالعات زمانی شوری خاک، در تمام دور های نمونه برداری، اعم از زمانهایی که برای آنها داده های آزمایشگاهی موجود بود نیز از داده های صحرائی و روش انتروپی حداکثر اریب با استفاده از داده های نامطمئن احتمالی استفاده شد که نقشه های حاصل شده در اشکال ۲۹-۳۱ نشان داده شده اند. بررسی های زمانی شوری خاک، نشان داد که در طول دوره مطالعه، وضعیت شوری در اراضی کشاورزی دورتر از

بستر قدیمی دریاچه ارومیه نسبتاً پایدار بوده است و تغییرات معنی داری در شوری خاک این اراضی اتفاق نیفتاده است. اما محل وقوع تغییرات شدید شوری خاک یا همان مرز بین اراضی شور و غیرشور، جایی بود که وضعیت شوری خاک از فصلی به فصل دیگر و از زمانی به زمان دیگر متغیر بود. گاه حرکت این مرز به سمت اراضی کشاورزی و گاه به سمت دریاچه بود. علت این امر، مقدار بارندگی و زمان بارندگی ارزیابی شد. به طوری که در فصل بهار، به دنبال یک دوره بارندگی زمستانه که سطح آب های زیرزمینی بالا آمده بود، شوری سطحی خاک افزایش پیدا کرد در حالی که در طول فصل پائیز، که سطح آب های زیرزمینی بعد از دوره خشکی تابستان افت کرده، بارندگی باعث شست و شوی نمک از سطح خاک شده و باعث کاهش شوری خاک نسبت به فصل بهار شده است. بنابراین با وجود اینکه در مطالعات اولیه تحقیق وجود یک مرز بین اراضی شور و غیرشور به اثبات رسید، اما مطالعات زمانی شوری خاک نشان داد که محل وقوع این مرز در طول زمان ثابت نبوده و پیوسته در حال جابجا شدن می باشد. شواهدی در خصوص حرکت دائمی این مرز به سمت اراضی کشاورزی در این دوره دوساله تحقیق به دست نیامد و بررسی های دقیق در دوره های زمانی طولانی مدت مورد نیاز است. ولی آنچه که مسلم است این است که چنین مرزی قابلیت حرکت به سمت اراضی کشاورزی مجاور خود را دارد و روش های غلط مدیریت خاک و آب در منطقه، می توانند تسهیل کننده این امر باشند. حال که می دانیم در فاصله کمتر از ۲۵۰ متر از اراضی کشاورزی، مرزی وجود دارد که شوری خاک در آن ناگهان بیش از ۱۰ برابر می شود، هرگونه مدیریت خاکی که به صورت پایدار در منطقه صورت نگیرد عاملی در تسریع حرکت نمک به سمت اراضی کشاورزی و در نهایت از بین رفتن آنها خواهد شد. به طور مثال، یکی از کارهای مدیریتی غلطی که در کل منطقه مورد مطالعه و به احتمال قوی در اکثر اراضی

کشاورزی آذربایجان صورت می گیرد، وجود پمپ های غیرمجاز برای برداشت آبهای زیرزمینی و آبیاری سطحی خاک است که با کاهش راندمان آبیاری در حد ۳۰٪ همراه می شود. به این صورت هم منابع آبهای زیرزمینی کاهش می یابد و هم فشار حرکت آبهای شور زیرسطحی به سمت اراضی کشاورزی افزایش می یابد که در درازمدت منجر به شور شدن خاکها و از بین رفتن باروری خاک می شود. در قالب این تحقیق، ۱۲ پارامتر مرتبط با شوری آبهای زیرزمینی در قالب زمانی ۸ سال مورد بررسی قرار گرفت و نتایج نشان داد که رابطه معنی داری بین شوری آب زیرزمینی و شوری سطحی خاک وجود دارد گرچه این مقادیر شوری آبهای زیرزمینی در حال حاضر برای آبیاری اراضی کشاورزی محدود کننده نیستند. همینطور نتایج بررسی های زمانی شوری آبهای زیرزمینی نشان داد که روند افزایشی در پارامترهای شوری آبهای زیرزمینی وجود ندارد، این نتایج نتایجی امیدوارکننده می باشند، اما به طور قطع دلیل و توجیهی برای تخریب منابع آبهای زیرزمینی در منطقه نمی باشد. بنابراین لازم است که اقدامات مدیریتی درستی در زمینه حفظ تولید پایدار در منطقه صورت گیرد از جمله، اصلاح روش های آبیاری اراضی و استفاده از گونه های مقاوم به شوری با نیازآبی کمتر.

به عنوان عصاره و ماحصل این تحقیق می توان گفت:

نتایج این تحقیق نشان داد که مرزی شارپ بین اراضی شور و غیر شور در منطقه مطالعاتی وجود دارد که نشانگر وجود انقطاع سنگی در منطقه است. با توجه به اطلاعات حاصل از مطالعات خاکشناسی منطقه، این تغییر شدید ناشی از گستردگی دریاچه ارومیه در گذشته است. به عبارت دیگر، رسوباتی که در گذشته توسط دریاچه گذاشته شده است، عامل اصلی وجود این مرز در منطقه می باشد و باعث به وجود آمدن اراضی بسیار شور نزدیک به اراضی کشاورزی شده است. وجود چنین اراضی شوری با

پوشش گیاهی ناچیز، خطری است که اراضی کشاورزی مجاور دریاچه را تهدید می کند. از نتایج این تحقیق چنین بر می آید که اراضی که در دور سوم نمونه برداری حذف شدند، در حال حاضر در خطر شوری قرار ندارند ولی اراضی مجاور مرز شوری، بسیار مستعد شور شدن می باشند و بررسی و مانیتور کردن سالیانه چگونگی حرکت مرز بین اراضی شور و غیر شور از اهمیت ویژه ای برخوردار است. به طور کلی در طول دوره ی دو ساله ی این تحقیق، تغییرات شوری منطقه خطر، بسیار پیچیده و به شدت وابسته به بارندگی و سطح آب های زیرزمینی بود و گرچه این دوره دو ساله مطالعه اطلاعات زیادی را در خصوص وضعیت شوری منطقه و ارضی در معرض خطر به ما داد، ولی ادامه این مطالعات در بازه های زمانی طولانی تر برای دست یابی به مدلی برای پیش بینی چگونگی گسترش شوری در سالهای آتی نیاز است. روش های صحرائی که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفتند نشان دادند که چنین روش هایی در کنار کاهش هزینه های تحقیق و زمان انجام مطالعات، تاثیری بر روی دقت نقشه های تولیدی نداشتند و به مدیران این امکان را می دهند در شرایط کنونی که بوجه های اختصاصی به بخش تحقیقات بسیار ناچیز است، کاری درخور اهمیت و نیازهای منطقه ای انجام دهند. در حال حاضر تمامی دشت های اطراف دریاچه ارومیه به دلیل خشک شدن دریاچه و برجای ماندن پهنه وسیعی از اراضی شور در معرض فرسایش، در خطر شور شدن هستند و نیاز است وضعیت گسترش شوری به سمت این اراضی ارزشمند کشاورزی نیز بررسی شود. با روش های کم هزینه پیشنهادی در این تحقیق می توان در طول زمان وضعیت شوری خاک را در این اراضی نیز مانیتور کرد که متأسفانه بوجه و زمان این تحقیق مجال چنین کاری را به نویسندگان این طرح نداد ولی امید است قبل اینکه به دلیل مدیریت های غلط کشاورزی و حرکت نمک از سطوح نمکی تشکیل شده در اطراف

دریاچه به سمت اراضی کشاورزی، تحقیقات و اقدامات لازم در جهت مدیریت پایدار این اراضی صورت گیرد.

فصل پنجم

فهرست منابع

سکوتی اسکوتی، ر.، مهدیان، م.ح.، محمودی، ش. و قهرمانی، ا. (۱۳۸۶). مقایسه کارایی برخی روش - های زمین آماری برای پیش بینی پراکنش مکانی شوری خاک، مطالعه موردی دشت ارومیه. پژوهش و سازندگی در زراعت و باغبانی، شماره ۷۴، بهار ۱۳۸۶.

Bogaert, P., (2002). Spatial prediction of categorical variables: the Bayesian Maximum Entropy. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 16:425-448.

Bogaert, P., and D,Or D. (2002). Estimating soil properties from thematic soil maps: the Bayesian Maximum Entropy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66:1492-1500.

Brus, D.J., Bogaert, P., and Heuvelink, G.B.M. (2007). Bayesian maximum entropy prediction of soil categories using a traditional soil map as soft information. *Euro. J. Soil Sci.*

Christakos, G. (1990). a Bayesian / maximum –entropy view to the spatial estimation problem. *Math. Geol.*, 22: 763-777.

Christakos, G. (1998). The role of modern geostatistics in spatiotemporal analysis and mapping. *Proceedings of IAMG'98 the fourth annual conference of international association of mathematical geology Naples, Italy*, pp.33-53. De Frede.

Christakos, G. (2000). *Modern spatiotemporal geostatistics.* Oxford University Press, New York.

Christakos, G. (2002). On the assimilation of uncertain physical knowledge bases: Bayesian and non-Bayesian techniques. *Advances in Water Resources*, 25: 1257-1274.

Christakos, G., and Li, X. (1998). Bayesian maximum entropy analysis and mapping: a farewell to kriging estimators. *Math. Geol.* 30:435-462.

Christakos, G., and Serre, M.L. (2000). BME analysis of spatiotemporal particulate matter distributions in North Carolina. *Atmos. Environ.* 34:3393-3406.

Christakos, G., Bogaert, P., and Serre, M.L. (2002). *Temporal GIS. Advanced Functions for Field-Based Applications.* Springer-Verlag, New York NY.

Diggle, P.J., Tawn, J.A., and Moyeed, R.A. (1998). Model-based geostatistics. *Journal of the Royal Statistical Society Series C-Applied Statistics*, 47:299-326.

D,Or, D. (2003). Spatial prediction of soil properties, the Bayesian Maximum Entropy approach. PhD thesis. Universite catholique de Louvain.

D,Or, D., and Bogaert, P. (2001). Fine scale soil texture estimation using soil maps and profile descriptions. In: Monestiez P, Allard D, and Froidevaux R (eds). *GeoEnv III: Geostatistics for Environmental applications.* Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, The Netherlands, pp:453-462.

D,Or, D., Bogaert, P., and Christakos, G. (2001). Application of the BME approach to soil texture mapping. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 15:87-100.

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. (2004). Spatio-temporal kriging of soil salinity rescaled from bulk soil electrical conductivity. In: Sanchez Vila X, Carrera J, and Gomez-Hernandez J (es). *GeoEnv IV: Geostatistics for Environmental Applications.* Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, the Netherlands, pp:413-424.

Douaik, A., Van Meirvenne, M., and Toth, T. (2005). Soil salinity mapping using spation-temporal kriging and Bayesian maximum entropy with interval soft data. *Geoderma*, 128:234-248.

Fink, P.A. (2007). Quality assessment of digital soil maps: producers and users perspective. In: Lagacherie, P., McBratney, A.B., Voltz, M. (Eds.). Digital Soil Mapping: An Introduction Perspective. Elsevier, Amsterdam, pp. 523-541.

Gaemian, N. (2000). Revision and updating semi detail soil surveys of South Uromia. Agricultural Research Institute of West Azerbaijan.

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, 46:397-414.

Jurinak, J.J., and Suarez, D.L. (1990). The chemistry of salt-affected soils and waters. In: Tanji KK (ed). Agricultural salinity assessment and management. ASCE Manual and Reports on Engineering Practice no 71, ASCE, New York, pp: 42-63.

Lee. Y.M., and Ellis, J.H. (1997). On the equivalence of kriging and maximum entropy estimators. Math. Geol. 29:131-151.

Lesch, S.M., Herrero, J., and Rhoades, J.D. (1998). Monitoring for temporal changes in soil salinity using electromagnetic induction techniques. Soil Sci. Soc. Am. J. 62:232-242.

Math Works Inc. (1999). MatLab, the language of technical computing, using MATLAB version 5. the Mathwork Inc. <http://www.mathworks.com>, Natick.

McNeill, J.D. (1980). Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical Note TN-6, Geonics limited, Mississauga, Ontario, Canada.

Read, D.W.L., and Cameron, D.R. (1979). Relationship between salinity and Wenner resistivity for some dryland soils. Can. J. Soil Sci. 59:381-385.

Rhoades, J.D. (1981). Predicting bulk soil electrical conductivity versus saturation paste extract electrical conductivity calibrations from soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:42-44.

Rhoades, J.D., and Van Schiffgaarde, J. (1976). An electrical conductivity probe for determining soil salinity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 40: 647-651.

Serre, M.L., and Christakos, G. (1999). Modern geostatistics: computational BME in the light of uncertain physical knowledge-the Equus Beds study. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* 13:1-26.

Soil and Plant Analysis Council. (1992). Handbook on reference methods for soil analysis. Georgia University Station, Athens GA., 202p.

Soil Survey Staff, 1992. Natural Resource Conservation Service, United States Department of Agriculture, Handbook No. 18. Washington D.C., U. S. Government Printing Office.

Stein, A., Hoogerwerf, M., and Bouma, J. (1988). Use of Soil-Map Delineations to Improve (Co)-Kriging of Point Data on Moisture Deficit. *Geoderma*, 43:163-177.

Van Loon, W.K.P., Perfect, E., Groenevelt, P.H., and Kay, B.D. (1990). A new method to measure bulk electrical conductivity in soils with time domain reflectometry. *Can. J. Soil Sci.* 70:403-410.