مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی/جلد ۹/ شماره ۲/تابستان ۱۳۸۷/ص ۱۱۲-۹۵

مقایسه روش‌های تخمین هدایت هیدرولیکی سفره آب زیرزمینی به منظور استفاده در مدل‌های شبیه‌سازی

علیرضا شکوهی و پیمان دانش‌کار آراسته*

* استادیاران دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، نشانی: قزوین، دانشگاه بین‌المللی امام‌خمینی (ره)، ص. پ. ۲۸۸، تلفن: ۳۷۸۰۰۳۸(۰۲۸۱)، پیام‌نگار: shokoohi@ikiu.ac.ir

تاریخ دریافت مقاله: ۸۶/۱/۱۸؛ تاریخ پذیرش: ۸۷/۱/۳۱

چکیده

مقالهٔ حاضر به بررسی و مقایسه روش‌های تأمین اطلاعات برای مدلسازی آب‌های زیرزمینی، در دو دسته زمین‌آماری و احتمالاتی پرداخته است. برای داده‌های هدایت هیدرولیکی در سطح سفره، بعد از مقایسهٔ روش‌های زمین آماری با یکدیگر، بهترین روش بر اساس حفظ خصوصیات آماری اولیه و همچنین روش ارزیابی حذفی انتخاب و داده‌ها و برای منطقهٔ مورد مطالعه به‌صورت شبکه‌ای از سلول‌ها تولید شد. در این تحقیق با بررسی وضعیت همبستگی مکانی ضعیف میان داده‌های مشاهده‌ای امکان استفاده از روش‌های احتمالاتی بررسی شده است. در این خصوص با توجه به توزیع فراوانی پارامترهای مورد مطالعه، با استفاده از روش مونت‌کارلو داده‌سازی لازم تهیه شده است و سرانجام نتایج حاصل از روش زمین‌آماری منتخب با روش احتمالاتی مقایسه و توانایی روش احتمالاتی در شبیه‌سازی هدایت هیدرولیکی و ضریب ذخیرهٔ سفره نشان شده است. مدل آب زیرزمینی مورد استفاده در این تحقیق (MODFLOW) PMWIN 5.3 است که با استفاده از اطلاعات مورد بحث و سری زمانی وقایع اقلیمی، وضعیت آینده سفرهٔ آب زیرزمینی در مطالعهٔ موردی را پیش‌بینی کند. برای پردازش اطلاعات ورودی موجود، تولید داده‌های ورودی با روش‌های زمین آمار و احتمالاتی و همچنین نمایش خروجی مدل، از نرم‌افزار ARC/INFO GRID و توابع موجود در آن استفاده شده است.

واژه‌های کلیدی

تولید داده، روش‌های احتمالاتی، روش‌های زمین‌آماری، سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی، مدلسازی آب زیرزمینی، مونت کارلو

مقدمه

در ایران، یکی از کشورهای واقع در ناحیهٔ خشک و نیمه‌خشک دنیا، تقاضا برای استفاده از آب زیرزمینی همواره زیاد بوده به نحوی که در بسیاری از دشت‌ها، بهره‌برداری بی‌رویه از منابع آب زیرزمینی موجب شده است این منابع از لحاظ کمیت و کیفیت در معرض خطر و بحران قرار گیرند.

امروزه، مدل‌های ریاضی به ابزارهایی مناسب برای تصمیم‌گیری و مدیریت منابع آب تبدیل شده‌اند. مدل‌های ریاضی آب زیرزمینی اعم از مدل‌های کمی و کیفی، فرایندهای جریان در محیط متخلخل اشباع و غیراشباع، حمل مواد محلول، و واکنش‌های فیزیکی، شیمیایی، و بیولوژیکی و نیز انتقال حرارت را به صورت ریاضی بیان و با توجه به شرایط منطقه‌ای، اقدام به حل

آنها می‌کنند. مدل‌های آب زیرزمینی معمولاً در مطالعه گزینه‌ها و استراتژی‌های گوناگون تأمین آب، مطالعات منابع آب و خاک، مدیریت منابع طبیعی و محیط زیست، برنامه‌ریزی، طراحی، و مدیریت منابع آب به کار می‌روند. استفاده از مدل‌های ریاضی، همچنین برای شبیه‌سازی سفره‌های آب زیرزمینی برای هر دو منظور پایش و پیش‌بینی وضعیت منابع آب مطرح است. از آنجا که اکثر مدل‌های ریاضی آب زیرزمینی به شبیه‌سازی پدیده‌های توزیعی مکانی[1] می‌پردازند، تأمین اطلاعات ورودی مدل در مرزها (تعیین شرایط مرزی)[2] و در درون میدان حل[3] از مشکل‌ترین بخش‌های مقدماتی در این مقوله از مدلسازی محسوب می‌شود. واقعیت آن است که دقت شبیه‌سازی بیش از آنکه وابسته به نوع مدل و قدرت پردازش آن باشد، به دقت داده‌ها، و برای مدل‌های توزیعی با پایه فیزیکی[4] به تعداد و نحوهٔ توزیع اطلاعات در میدان حل بستگی دارد.

به طور کلی می‌توان گفت که داده‌های مورد استفاده در مدلسازی آب زیرزمینی شرایط ویژه‌ای دارند: اولاً داده‌های مزبور، در مقایسه با داده‌های مورد استفاده در مدل‌های آب سطحی، عدم قطعیت بیشتری دارند و دلیل آن ماهیت روش‌های دسترسی به اطلاعاتی است که عموماً از زیر زمین به دست می‌آیند؛ ثانیاً به دلیل تحمیل هزینه‌های سنگین، تعداد نمونه‌های برداشت‌شده بسیار کم است و از این رو در مطالعات آب زیرزمینی تراکم شبکه پایش و برنامه زمانی اخذ اطلاعات اهمیت ویژه‌ای دارد (Ling *et al.*, 2004).

در مدلسازی آب زیرزمینی توصیف تغییرپذیری مکانی و ناهمگنی سفرهٔ آب زیرزمینی به همراه خصوصیات هیدرودینامیکی متغیر شامل ضرایب قابلیت انتقال[5] و ذخیره[6] اهمیت فراوانی دارد و از مشکل‌ترین بخش‌های تهیه اطلاعات محسوب می‌شود (Weissmann & Foggb, 1999; Feyena & Caersd, 2006).

استخراج اطلاعات از زیر سطح عموماً نقطه‌ای است، از این رو لازم است از این اطلاعات نقطه‌سای و ایستگاهی، اطلاعات توزیعی فراهم آید. علم زمین آمار[7] قابلیت این کار را دارد و ضمن بررسی الگوی مکانی اطلاعات برای مناطق فاقد اندازه‌گیری، داده تولید می‌کند و به عبارت بهتر، تخمین می‌زند. البته روش‌های متفاوت ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی توسعه یافته نیز که تا حدودی اطلاعات جامع‌تری از شرایط زیرزمین در اختیار قرار می‌دهند، برای تفسیر نتایج به اطلاعات مربوط به گمانه‌ها نیازمندند، لذا زمین آمار در این بخش نیز در تفسیر نتایج و توسعهٔ اطلاعات مکانی نقطه‌ای به اطلاعات مکانی منطقه‌ای کمک شایانی می‌کند (Fairleya & Nicholsonb, 2006).

مدل‌های ریاضی آب زیرزمینی برای شبیه‌سازی سفره‌های زیرزمینی نیازمند وجود اطلاعات در مراکز سلول‌های شبکه‌ای هستند که برای حل معادلات دیفرانسیل به صورت عددی از آن بهره می‌گیرند. مشکلات اجرایی و پرهزینه‌بودن نمونه‌برداری‌ها که در مورد اطلاعات زیرزمینی وضعیتی خاص به وجود می‌آورد، سبب می‌شود که نتوان به ازای کلیهٔ گره‌ها به نمونه‌برداری پرداخت. موفقیت چشمگیر روش‌های زمین‌آمار در تعمیم اطلاعات نقطه‌ای به سرتاسر محدوده مطالعاتی و به عبارتی تولید میدانی پیوسته از اطلاعات، سبب گرایش روزافزون محققان و مهندسان به استفاده از این روش‌ها در عرصه‌های گوناگون شده است. واقعیت آن است که با در دست داشتن داده‌های نقطه‌ای روش‌های مختلفی برای براورد توزیع مکانی وجود دارد. روش‌های کلاسیک در هیدرولوژی از متداول‌ترینِ آنهاست و همچنین می‌توان به روش میانگین حسابی، روش تیسن، روش گرادیان، و روش استفاده از خطوط هم ارزش

1- Spatially Distributed
2- Boundary Conditions
3- Solution Domain
4- Physically Based Distributed Models
5- Transmissivity
6- Storativity
7- Geostatistics

مثل خطوط همباران یا هم‌هدایت هیدرولیکی اشاره کرد. محاسبات این روش‌ها سریع و آسان است، ولی معایب و اشکالات آنها اغلب به ارائهٔ نتایج غیرقابل قبول و با دقت کم می‌انجامد. از این گذشته، در روش‌های سنتی اغلب به دلیل استفاده از پارامترهایی نظیر ارتفاع (روش گرادیان) یا پیش‌فرض تغییرات خطی پارامترها در بین دو نقطه (خطوط همباران)، به تغییرات مکانی و ارزش آن در ایجاد رابطه‌ای منطقی میان داده‌ها پرداخته نمی‌شود. روش‌های زمین‌آماری به دلیل در نظر گرفتن موقعیت مکانی ایستگاه‌ها و ساختار مکانی داده‌ها اهمیت ویژه‌ای دارند (Saghafian & Rahimi, 2005). متغیرهای مکانی را اولین بار ماترون[1] به نقل از نورایی و همکاران (Nooraee *et al*., 2005) پایه‌گذاری کرد و به طور مقدماتی در مسائل مهندسی معدن به‌کار گرفته شد، بعداً با گسترش این علم، از آن در مسائل مهندسی آب و در زمینهٔ آب‌های زیرزمینی، هیدرولوژی، تخمین میزان بارش و غیره بهره‌گیری شد. موارد زیادی از کاربرد زمین‌آمار در زمینه‌های مختلف گزارش شده است. گالیچند و همکاران (Gallichand *et al*., 1991, 1992) نحوه به‌کارگیری و ارزش داده‌های تولیدشده به روش کریجینگ را برای طراحی زهکش‌های زیرزمینی نشان دادند. وبر و انگلاند (Weber & Englund, 1992) پانزده روش مختلف را که بر اساس برقراری همبستگی مکانی بین داده‌های توپوگرافی عمل می‌کنند بررسی و اعلام کردند که روش میانگین متحرک وزن‌دار بر دیگر روش‌ها برتری دارد. حسینی و همکاران (Hosseini *et al*., 1993) چهار روش کریجینگ معمولی[2]، کریجینگ یونیورسال[3]، میانگین متحرک[4]، و سطح شیب‌دار[5] را برای درون‌یابی هدایت هیدرولیکی ارزیابی کردند و نتایج حاصل از کریجینگ معمولی را پذیرفتنی‌تر دانستند و در تحقیقاتی دیگر در سال ۱۹۹۴ روی شوری خاک، روش TPSS[6] را بر دیگر روش‌های زمین‌آمار ترجیح دادند. مهدیان و گالیچند (Mahdian & Gallichand, 1997) برای تولید نقشه‌های کمبود آب و افزایش تولید سیب‌زمینی در کبک کانادا از چهار روش سطح شیب‌دار، TPSS، کریجینگ، و معکوس فاصله[7] استفاده کردند. این محققان برای کمبود آب روش TPSS با متغیر کمکی ارتفاع و برای افزایش تولید سیب‌زمینی روش معکوس فاصله را در منطقهٔ مورد مطالعه توصیه کردند.

پرایس و همکاران (Price *et al*., 2000) برای میانیابی دما و بارندگی ماهانه و سالانه در غرب و شرق کانادا، دو روش TPSS و روش عکس مجذور فاصله همراه با گرادیان را بررسی کردند و روش TPSS را در ارائه نتایج موفق‌تر دانستند. هارگرو (Hargrove, 2001) از روش اسپلاین[8] با حالت‌های Tension و Smooth برای برآورد بارندگی در سوئیس استفاده کرد. با استفاده از متغیر کمکی ارتفاع و بدون آن، براوردها نتایجی مشابه ارائه کردند. ثقفیان و رحیمی (Saghafian & Rahimi, 2005) در بررسی و مقایسهٔ روش‌های مختلف زمین‌آماری برای درونیابی و برونیابی بارندگی در جنوب غربی ایران به این نتیجه رسیدند که برای برونیابی، هیچ یک از روش‌های مورد استفاده نظیر TPSS، کریجینگ، و کوکریجینگ[9] با متغیر کمکی ارتفاع موفق نبوده است و روش‌های سادهٔ رگرسیونی با روش‌های زمین‌آماری می‌توانند در این مقوله به رقابت بپردازند. این محققان نتیجه گرفتند که تنها با استفاده از روش‌های ارزیابی متداول نمی‌توان به سادگی مناسب‌ترین روش را معرفی کرد.

در مطالعات و مدلسازی آب زیرزمینی، توزیع مکانی هدایت هیدرولیکی اهمیت ویژه دارد. تحقیقات

1- Matheron
2- Ordinary Kriging
3- Universal Kriging
4- Moving Average
5- Trend Surface
6- Thin Plate Smoothing Splines
7- Inverse Distance
8- Spline
9- Co-Kriging

رگلی و همکاران (Regli *et al*., 2004) و رنکر و همکاران (Vranker *et al*., 2004) قابلیت روش‌های مختلف خانوادهٔ کریجینگ مانند: کریجینگ ساده، معمولی، و بیزی را در شبیه‌سازی هدایت هیدرولیکی سفرهٔ آب زیرزمینی برای نقاط فاقد اندازه‌گیری گزارش کردند. همچنین، فینک و همکاران (Finke *et al*., 2004)، نیز با استفاده از روش کریجینگ ساده، نقشهٔ سطح ایستابی ۱/۷۹ میلیون هکتار از اراضی هلند تهیه و در دو مقیاس مکانی ۱۰ هزار و ۱۷۹ هزار هکتاری نتایج را ارزیابی کردند و نشان دادند که نقشه‌ها از کیفیت خوب و دقت قابل قبولی برخوردارند.

فابری و ترویسای (Fabrri & Trevisani, 2005) توزیع مکانی دمای آب زیرزمینی را در یک سفرهٔ آب زیرزمینی به وسعت هشت کیلومترمربع در شمال ایتالیا با استفاده از روش کریجینگ بررسی کردند. این محققان در این مطالعه با استفاده از اطلاعات ۱۸۶ نقطه اندازه‌گیری، همبستگی مکانی و پیوستگی محیط را بررسی کردند و از تحلیل تغییرنما، ناهمسانگردی محیط را در ارتباط با انتقال حرارت تشخیص دادند.

بررسی مطالعات نشان می‌دهد که روش‌های میانیابی بسته به نوع متغیر، منطقهٔ مورد مطالعه، تراکم نقاط اندازه‌گیری، و نحوهٔ آرایش آنها دقت متفاوتی ارائه می‌کنند و نمی‌توان نتایج منطقه‌ای را به منطقه‌ای دیگر تعمیم داد (Saghafian & Rahimi, 2005).

در تمامی موارد، تحقیق روی امکان استفاده از روش‌های مختلف زمین‌آمار یا مقایسهٔ آنها با یکدیگر بوده است و اشاره‌ای به وضعیت فقدان همبستگی مکانی یا ضعیف‌بودن آن و ارائهٔ راهکاری نمی‌شود که بتواند جایگزین روش‌های پرقدرت زمین‌آمار در مقوله مدلسازی و تولید میدان‌های پیوسته عددی شود.

هدف از ارائهٔ این مقاله، نمایش این واقعیت است که اولاً جایگاه زمین‌آمار در مدلسازی آب زیرزمینی چیست؟ و ثانیاً گرایش زیادی که در سال‌های اخیر برای استفاده بدون کنکاش از این روش‌ها و به خصوص روش‌های خانواده کریجینگ در مدلسازی آب زیرزمینی دیده می‌شود، مورد تجدید نظر قرار گیرد. هدف از تحقیق نیز ارائهٔ گزینهٔ استفاده از الگوهای احتمالاتی برای درونیابی و برونیابی در محدودهٔ میدان حل در مواردی است که همبستگی مکانی میان داده‌های مشاهده‌ای کم است و روش‌های زمین‌آمار در این گونه موارد دارای ضعف هستند. یکی از معدود تحقیقات در این زمینه، از وایسمن و فاگ (Weissmann & Foggb, 1999) است که از ترکیب مدل زنجیره مارکف[1] با روش‌های زمین‌آماری در توصیف تغییرات مکانی خصوصیات ساختمانی سفرهٔ آب زیرزمینی استفاده کردند و تابع احتمال انتقال[2] توزیع مکانی خصوصیات هیدرودینامیکی سفرهٔ آب زیرزمینی را به دست آوردند. در همین ارتباط در تحقیق دیگر، در حوضهٔ رودخانهٔ Po در ایتالیا، استفاده از روش‌های استوکاستیکی را بر روش کریجینگ در توزیع مکانی متغیرهای هیدرودینامیکی سفرهٔ آب زیرزمینی ارجح دانسته شد (Cinnirellaa *et al*., 2005).

آنچه در ادامه خواهیم دید، بررسی روند تولید داده در روش‌های مختلف به منظور خاص کار با داده‌های هدایت هیدرولیکی و ضریب ذخیرهٔ سفره و آماده‌سازی اطلاعات برای مدل MODFLOW و همچنین مقایسهٔ وضعیت شبیه‌سازی شدهٔ سفرهٔ آب زیرزمینی در چند سال آینده با وضعیت کنونی و واقعیت‌های موجود در یک مطالعه موردی است.

مواد و روش‌ها

پیشتر گفته شد که یکی از اهداف اصلی این تحقیق،

1- Markov Chain Model
2- Transition Probability Function

نمایش راهکارهای موجود برای تأمین اطلاعات مورد نیاز در مدلسازی آب‌های زیرزمینی است. ابزارهای لازم برای رسیدن به این هدف عبارت خواهند بود از یک مدل ریاضی آب زیرزمینی، یک مدل تولید اطلاعات به روش زمین‌آماری، و یک مدل احتمالاتی برای تولید اعداد و اطلاعات تصادفی و به عبارت بهتر مدلی برای تولید اطلاعات دارای یک توزیع احتمالاتی مشخص. در اینجا، نرم‌افزاری نیز برای نمایش اطلاعات ورودی، تحلیل مکانی، و نمایش خروجی‌های مدل مورد نیاز است. در اینجا نرم‌افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی کاربرد دارد که اگر توانایی تولید و پخش اطلاعات را نیز داشته باشد، مزیت ویژه‌ای در ایجاد سهولت برای تحلیل خواهد داشت.

در این مقاله، با استفاده از روش‌های زمین‌آماری و احتمالاتی[1] تلاش شده است تا خصوصیات توزیعی سفرهٔ آب زیرزمینی آب باریک شهرستان بم در استان کرمان تولید و برای شبیه‌سازی وضعیت سفره در اختیار مدل MODFLOW قرار داده شود. در این ارتباط، از نرم‌افزار PMWIN 5.3 به عنوان مدل آب زیرزمینی و از نرم‌افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی ARC/INFO GRID برای مدیریت داده‌های مکانی و شبیه‌سازی داده‌های هیدرودینامیکی در سطح سفرهٔ آب زیرزمینی استفاده شد. برای پیش بینی وضعیت هیدرولوژیکی سفرهٔ آب زیرزمینی در یک دورهٔ پنج‌ساله از نرم‌افزار Statgrphics و برای تولید و پیش‌بینی[2] اطلاعات هیدروکلیماتولوژیکی حوضه از یکی از مدل‌های خانواده ARIMA استفاده شد. به منظور نمایش محدودهٔ عمل و دقت روش‌های مختلف در هر مورد حساسیت‌سنجی[3] به عمل آمده و سرانجام وضعیت آتی سفرهٔ آب زیرزمینی با استفاده از داده‌های هیدرولوژیکی تولیدشده شبیه‌سازی شده است. به منظور مقایسه، ارزیابی، و حساسیت‌سنجی روش‌های مختلف از روش نقاط پایلوت[4] استفاده می‌شود. در این روش، با استفاده از کمیت‌های توزیع‌شده در سطح سفرهٔ آب زیرزمینی به روش‌های زمین‌آماری یا احتمالاتی مختلف، وضعیت و عکس‌العمل سفرهٔ آب زیرزمینی مانند سطح ایستابی شبیه‌سازی می‌شود و سپس در تعداد محدودی از نقاط اندازه‌گیری مقادیر مشاهده‌شده و محاسبه‌شده سطح ایستابی مقایسه می‌گردند (Alcolea *et al*., 2006). در این روش به دلیل استفاده از فرایندهای بهینه‌سازی فقط از تعداد محدودی از نقاط مشاهده‌ای (پایلوت) استفاده می‌شود. مدل آب زیرزمینی مورد استفاده در این مطالعات MODFLOW است و از نرم‌افزار PMWIN برای این منظور بهره‌گیری شده است. این مدل که به وسیله USGS[5]، بر اساس روش تفاضلات محدود[6] و به صورت سه‌بعدی تهیه شده است از مشهورترین مدل‌ها در زمینهٔ آب زیرزمینی است و ساختار مدولار[7] دارد (Mcdonald & Harbough, 1988). هر مدول، معادلات حاکم بر یک بخش از سیستم هیدرولوژیکی را در بر می‌گیرد و این امر سبب می‌شود که مدل بتواند به طور مستقل ویژگی‌های هیدرولوژیکی معین و دلخواه را بررسی کند (Anderson & Woessner, 1992; Wurb, 1995). مدل قادر است تاثیر شرایط مرزی متفاوت مثل پمپاژ از چاه، تغذیهٔ سطحی، زهکشی، تبخیر و تعرق، و نشت از

1- Probabilistic 2- Forecast 3- Sensitivity Analysis 4- Pilot Points
5- United States Geological Surveys 6- Finite Difference 7- Modular Structur

انهار موجود در منطقه را تحلیل کند. برای شناخت بهتر مدل MODFLOW و نسخه اجرایی آن PMWIN، پیشنهاد می‌شود دو مرجع (Mcdonald & Harbough, 1998) و (Chiang & Kinzelbach, 2001) مراجعه شود.

از آنجا که مدل‌های هیدرولوژیکی و هیدروژئولوژیکی برای مدیریت داده‌های مکانی ساخته نشده‌اند، برای این منظور عموماً از سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی[1] (GIS) استفاده می‌شود. در ارتباط با مدلسازی آب‌های زیرزمینی، GISها خدمات مدیریت داده، تحلیل‌های آماری، پردازش تصویر، تبادل اطلاعات و تغییر ساختار و فرمت داده، پیش پردازش و پس پردازش اطلاعات مورد نیاز مدل، تفسیر نتایج شبیه‌سازی، و نمایش نتایج را به صورت مستقیم و غیرمستقیم ارائه می‌دهند. بررسی منابع نشان می‌دهد که از مدلسازی آب‌های زیرزمینی و GIS می‌توان در زمینه‌های مطالعات عمومی آب زیرزمینی، ارتباط توده‌های آب‌های سطحی و زیرزمینی، بررسی‌های زیست محیطی و آلودگی‌های آب‌های زیرزمینی، مدیریت بهره‌برداری، سیاستگذاری و تشکیل پایگاه‌های اطلاعاتی منابع آب زیرزمینی استفاده کرد (Varshney *et al*., 1992; Hill *et al*., 1994; Robinson & de Podesta, 1994; Avalos *et al*., 1995; Smith & Hornberger, 1995; Deckers & Struet, 1996).

در مقدمه گفته شد، مسئلهٔ مهم در مدلسازی آب‌های زیرزمینی کمبود اطلاعات و به خصوص اطلاعاتی است که با اکتشافات زیرزمینی به دست می‌آیند. در این تحقیق، عامل مورد نظر هدایت هیدرولیکی و به عبارت بهتر ضریب قابلیت انتقال سفرهٔ آب زیرزمینی است. این نوع اطلاعات همواره به صورت نقطه‌ای و در محل چاه‌های اکتشافی در دسترس هستند. برای مدلسازی، منطقه شبکه‌بندی می‌شود و لازم است مقدار این پارامتر در مرکز هر سلول به مدل معرفی شود. روشی که هم‌اکنون و گاهی بدون کنکاش لازم در صحت اطلاعات تولیدی به کار می‌رود، استفاده از روش‌های زمین‌آمار و به خصوص روش کریجینگ است. تحقیق حاضر سعی دارد نشان دهد اولاً راه حل‌های موجود و قابل استفاده برای تولید داده به کمک زمین آمار چه طیفی را شامل می‌شوند و نیز این ایده را به میان آورد که به جای این روش‌ها می‌توان از روش‌های احتمالاتی استفاده کرد و با توجه به سهولت استفاده از روش‌های مذکور، جایگزین خوبی را برای تولید داده‌ها معرفی کند.

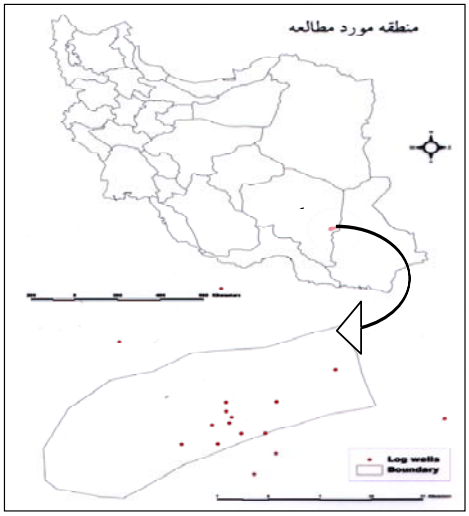
در این تحقیق روش اسپلاین از نوع Tension و درجات گوناگون، IDW، Trend (TR)، و کریجینگ (KG) از دسته روش‌های زمین‌آمار مورد استفاده، بررسی، و ارزیابی قرار می‌گیرد. در روش‌های مختلف میانیابی، مقادیر براوردی از مجموع حاصل‌ضرب یک ضریب وزنی در مقادیر نقاط مشاهده‌ای به دست می‌آید. تفاوت روش‌های میانیابی، در براورد ضریب وزنی یاد شده است، به نحوی که در روش IDW این ضریب بر اساس عکس مجذور فاصلهٔ بین نقاط، در روش کریجینگ بر اساس تابع همبستگی مکانی نقاط (آنالیز نیم‌تغییرنما)، و در روش اسپلاین بر اساس تابع هموارساز[2] محاسبه می‌شود (Isaaks & Sirvastava, 1989; Mahdian *et al*., 1997; Karamouz *et al*., 2003).

1- Geographic Information System
2- Smoothing Function

پیش از این گفته شد که در این تحقیق علاوه بر روش‌های زمین‌آماری از روش‌های احتمالاتی نیز برای تولید داده استفاده شده است. در سال‌های اخیر تکنیک‌های شبیه‌سازی و تولید داده در زمینه‌های مختلفی به کار گرفته شده‌اند ولی اگر فرایند یا پارامتری که شبیه‌سازی می‌شود دارای مؤلفه‌ای از شانس و احتمال باشد به تکنیک مورد استفاده مونت‌کارلو[1] گفته می‌شود. مهم‌ترین نکته در این روش تشخیص توزیع فراوانی حاکم بر پدیده یا پارامتر مورد نظر و تولید اعداد تصادفی با همان توزیع فراوانی است. در بخش بعد، نحوهٔ تولید داده برای منطقه و پارامتر مورد مطالعه با استفاده از تکنیک مونت‌کارلو تشریح شده است.

منطقهٔ مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، سفرهٔ آب زیرزمینی آب باریک بم با وسعت تقریب ۳۵۰۰۰ هکتار یکی از حوضه‌های مناطق خشک کشور است که یک ایستگاه آموزشی، تحقیقاتی، و ترویجی پخش سیلاب دارد (Anon, 2000). کلیهٔ اطلاعات نقشه‌ای برای اجرای مدل شامل نقشه‌های محدودهٔ سفرهٔ آب زیرزمینی، تراز سطح و کف سفرهٔ آب زیرزمینی، بار هیدرولیکی اولیه، مرزها و نوع آنها با نرم‌افزار ARC/INFO GRID از اطلاعات موجود (شامل چاه‌های مشاهده‌ای، لوگ چاه‌های موجود و اطلاعات سونداژ) تهیه و از آنجا که فایل‌های ورودی نرم‌افزار PMWIN باید به صورت ماتریسی و فرمت کدهای استاندارد[2] باشد، به این ساختار تبدیل شد و در اختیار مدل قرار گرفت. اطلاعات توزیعی خصوصیات هیدرودینامیکی سفره شامل هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه موجود نبود، لذا با استفاده از نمودار چاه[3] شانزده حلقه چاه موجود در منطقهٔ مورد مطالعه، این اطلاعات به صورت نقطه‌ای تهیه شد. بدین منظور با استفاده از لوگ چاه‌ها و سه آزمایش پمپاژ صورت گرفته در منطقه، مقدار ضریب هدایت هیدرولیکی برای سازندهای مختلف انتخاب و در پروفیل میانگین‌گیری شد. برای تعمیم دو عامل فوق‌الذکر ابتدا باید همبستگی مکانی آنها مشخص می‌شد. شکل ۱، موقعیت منطقهٔ مورد مطالعه و نحوهٔ پراکندگی چاه‌های مورد استفاده برای مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه و نحوه پراکندگی چاه‌ها

1- Monte Carlo 2- ASCII 3- Well Log

نتایج و بحث

بررسی آماری داده‌ها نشان داد که با توجه به چولگی[1] اندک و نزدیک‌بودن مقادیر میانگین و میانه به یکدیگر و نیز ضریب کشیدگی[2] نزدیک به سه، داده‌ها از توزیع نرمال برخوردار بودند (جدول ۱). به‌منظور اطمینان یافتن از وضع توزیع داده‌ها، از تبدیل لگاریتمی استفاده شد که نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. دیده می‌شود که تبدیل مزبور علی‌رغم کاستن از اختلاف میانگین و میانه و کاهش انحراف معیار، مقدار چولگی را افزایش داده است. بدین لحاظ در ادامهٔ مطالعات از داده‌های اصلی و بدون تبدیل استفاده شد.

این نتیجه بر خلاف پیشنهاد برخی محققین است که تبدیل لگاریتمی هدایت هیدرولیکی و سایر ضرایب هیدرودینامیکی سفرهٔ آب زیرزمینی را پیشنهاد می‌کنند (Franssen *et al*., 2003; Regli *et al*., 2004; Cassiraga *et al*., 2005; Leterme *et al*., 2006).

برای تشخیص همبستگی مکانی هدایت هیدرولیکی، نیم‌تغییر نمای هدایت هیدرولیکی تعیین شد و به کمک نرم‌افزار GEO-EASE (Englund, 1990) از مؤسسه US-EPA، مدل مناسب برازش‌یافته بر نیم‌تغییرنمای تجربی تعیین و پارامترهای آن محاسبه گردید (شکل ۲). این نمودار نشان‌دهندهٔ وابستگی مکانی ضعیف میان داده‌هاست.

جدول ۱- پارامترهای آماری مربوط به هدایت هیدرولیکی (K)

نوع آماره	مقدار آماره برای K	مقدار آماره برای Ln (K)
میانه	۶/۲۱ (متر بر روز)	۱/۸۲
میانگین	۶/۱۹ (متر بر روز)	۱/۸
واریانس	۱/۷۷ (متر بر روز)^2	۰/۰۵
انحراف معیار	۱/۳۳ (متر بر روز)	۰/۲۳
چولگی	-۰/۱۹	-۰/۶۶
کشیدگی	۲/۳۵	۲/۹۸

برای بررسی میزان همبستگی از چهار مدل کروی، گوسی، نمایی، و خطی استفاده شد. در شکل ۲ نشان داده شده که به جز مدل خطی، نتایج حاصل از سه مدل به هم نزدیک‌اند که این امر نیز خود گویای طبیعت تصادفی داده‌هاست. در هر حال خطاهای RMS و MAE مدل گوسی از مدل‌های دیگر کمتر بود، لذا برای استفاده در روش کریجینگ جهت درونیابی نامزد می‌گردد (جدول ۲). پارامترهای مدل برازش‌یافته عبارت‌اند از: شعاع همبستگی (R) = ۲۸۰۰ متر، (C0=0, C (Sill)=۱/۸ (متر بر روز)^2.

در استفاده از درونیاب‌ها در مرحلهٔ اول روش‌های TR و IDW به دلیل تولید نتایج فاقد تعبیر فیزیکی مردود شناخته شدند. روش کریجینگ نیز، همان طوری که در شکل ۳ دیده می‌شود، به دلیل تولید Bull's eye نامناسب تشخیص داده شد. استفاده از سایر روش‌های خانواده کریجینگ نیز نظیر کوکریجینگ یا کریجینگ یونیورسال

1- Skewness 2- Kurtosis

و همچنین استفاده از جهت در شبیه‌سازی به دلیل فقدان داده‌های لازم و نیز فقدان روند در داده‌ها امکان‌پذیر نیست.

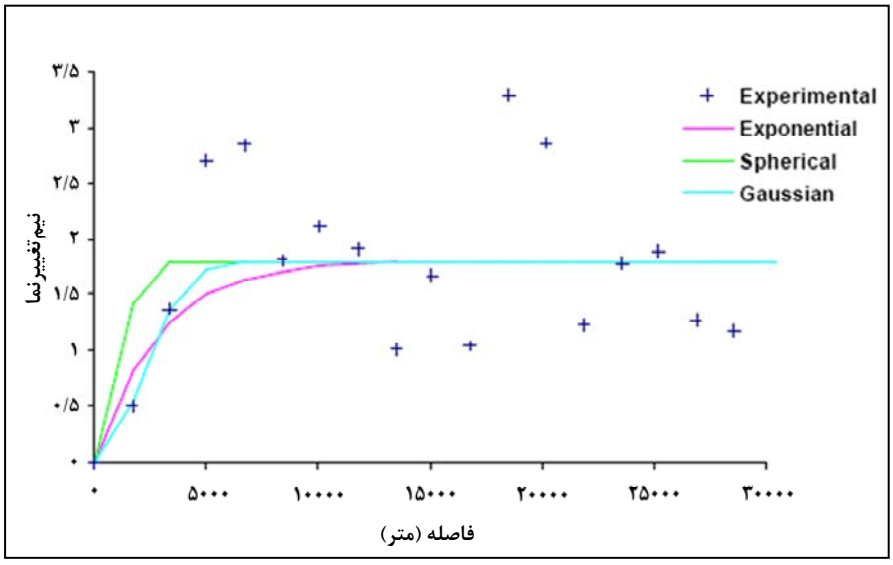
با توجه به نتایج حاصل از سه روش مذکور، روش اسپلاین (SP) با شیوهٔ Tension و ضریب وزنی W که نشان‌دهندهٔ اهمیت نقاط مشاهده‌ای و در واقع ضریب مشتق مرتبه اول تابع مورد استفاده در روش SP است، مورد آزمون قرار گرفت.

در این حالت به دلیل فقدان یکنواختی در توزیع مکانی اطلاعات دو حالت منظور شد:

۱- حداقل هشت نقطهٔ همسایه برای درونیابی و ایجاد دو پنجره جهت بررسی عدم یکنواختی (SP1).

۲- حداقل دوازده نقطهٔ همسایه و ایجاد یک پنجره (SP2)

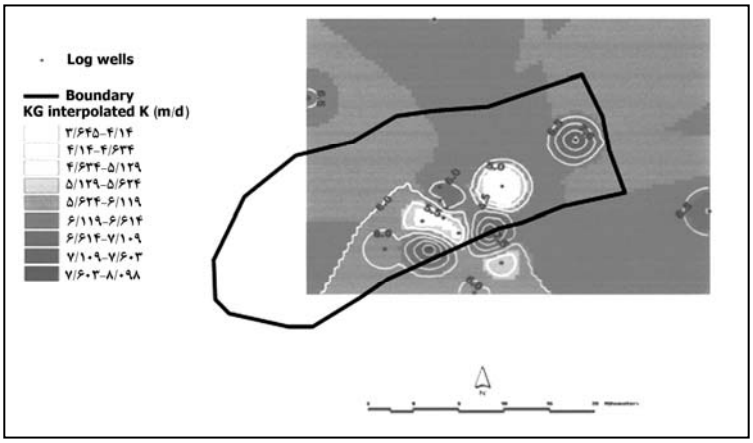
مقایسهٔ RMS دو حالت، نشان می‌دهد که روش دوم (SP2) مناسب‌تر است (شکل ۴). دلیل این امر را باید در نحوهٔ توزیع مکانی اطلاعات مشاهده‌ای دانست. افزایش خلاف انتظار RMS در حالت SP1 به دلیل تجمع نقاط اندازه‌گیری در یک پنجره و کمبود اطلاعات مشاهده‌ای در پنجره دیگر است. در گام بعد برای روش اسپلاین نیاز به تعیین ضریب W وجود دارد. واسنجی نشان می‌دهد که با افزایش ضریب وزنی اختلاف دو RMS متوالی به تدریج کاهش می‌یابد و افزایش W از حدی مشخص به بعد تأثیر چندانی بر دقت درونیابی ندارد (شکل ۵).



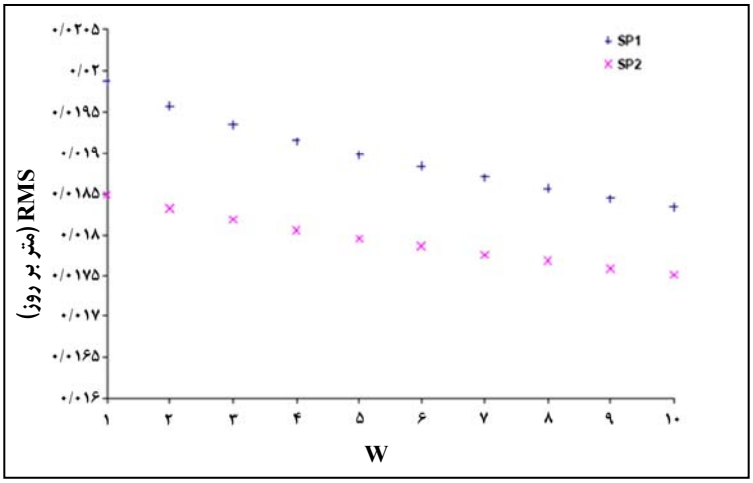
شکل ۲- نیم‌تغییرنمای تجربی و تئوری مربوط به هدایت هیدرولیکی

جدول ۲- مقایسهٔ خطاهای RMS و MAE مربوط به سه مدل تغییرنمای بررسی‌شده

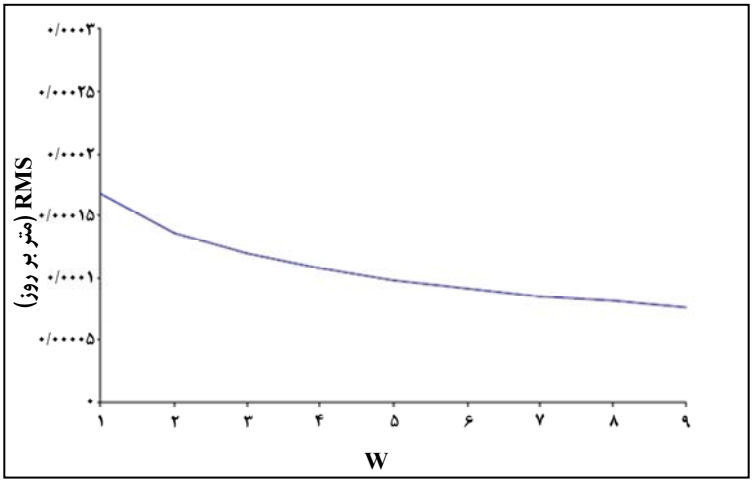
مدل	RMS (متر بر روز)	MAE (درصد)
نمایی	۰/۱۷۷۱	۶۶/۸
کروی	۰/۱۷۶۷	۶۸/۳
گوسی	۰/۱۷۱۸	۶۲/۹



شکل ۳- نتایج حاصل از اعمال روش کریجینگ



شکل ۴- نمایش خطای RMS مربوط به دو حالت درونیابی با روش اسپلاین



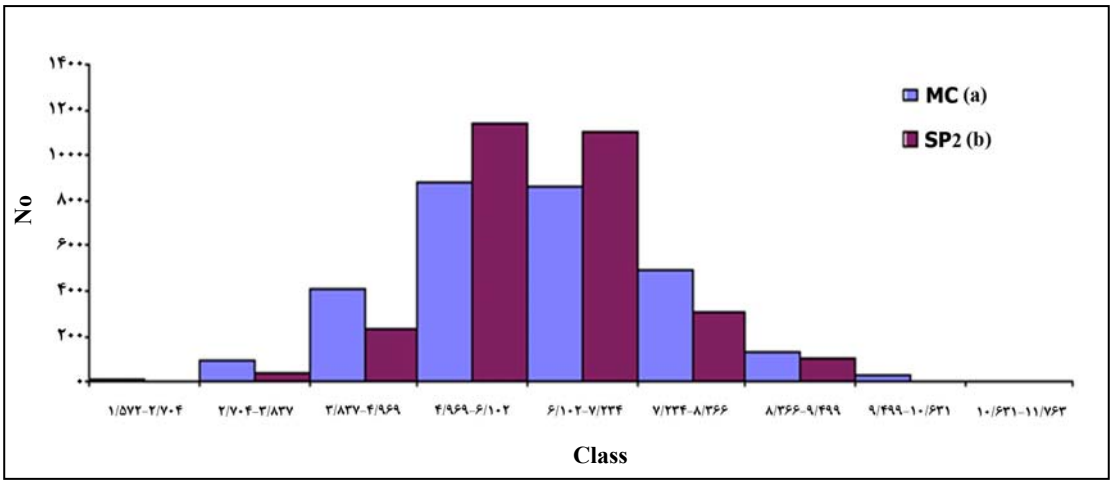
شکل ۵- تغییرات خطای RMS تفاصلی با W (ضریب وزنی اهمیت مقادیر مشاهده‌ای) در روش SP2

بدین ترتیب از ضریب W=۶ استفاده و هدایت هیدرولیکی درونیابی شد.

برای استفاده از روش‌های احتمالاتی، در مرحلهٔ اول نیاز به تعیین توزیع فراوانی داده‌های مشاهده‌ای است. پس از شناسایی توزیع احتمالاتی مناسب، باید حوضه را شبکه‌بندی کرد. برای این کار لازم است به معیاری برای شبکه‌بندی سفرهٔ مورد مطالعه رسید. معیار مورد نظر باید چنان باشد که با انتساب مقادیر پارامتر شبیه‌سازی‌شده به مرکز سلول‌های تولیدشده، اولین شرط استفاده از توزیع‌های فراونی یعنی استقلال داده‌ها و تصادفی‌بودن آنها را ارضا کند. منظور از این شرط، در واقع رسیدن به ابعادی از سلول‌های شبکه است که در فراتر از آن همبستگی داده‌ها معنی‌دار نباشد. بدیهی است برای تأمین اطلاعات مورد نیاز در شبکهٔ تشکیل‌شده، یک تولیدکنندهٔ اعداد تصادفی، متناسب با توزیع فراوانی منتخب و یک روش مناسب برای پخش اطلاعات تولیدشده در سطح حوضه نیز می‌باید تعیین شود.

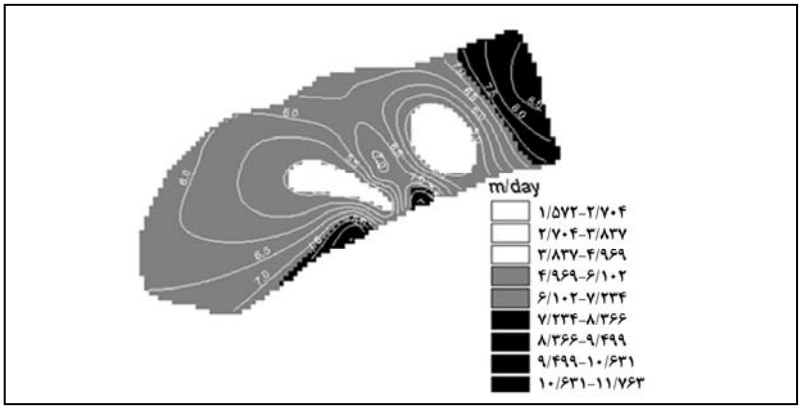
تحقیقات نشان داده است که در سلول‌هایی با ابعاد نزدیک به ۵۰۰ متر، می‌توان از همبستگی مکانی ضریب هدایت هیدرولیکی صرف‌نظر کرد (Loague & Gander, 1990). با استفاده از این قضیه یک شبکه سلولی شامل ۷۱ ردیف و ۹۹ ستون با سلول‌هایی به ابعاد ۵۰۰ متر برای شبیه‌سازی سیستم مورد استفاده قرار گرفت. برای هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه، برنامه‌ای نوشته شد که بتواند در محیط GIS اجرا شود و بدین وسیله با استفاده از تکنیک مونت‌کارلو مقادیر مزبور برای هر یک از سلول‌ها تولید گردید. برای نسبت‌دادن اعداد تصادفی تولیدشده به هر سلول در دو مرحله با استفاده از روش‌های Mixed Congruential و Box-Muller (Rubinstein, 1981) به ترتیب به تولید اعداد تصادفی با توزیع مستطیلی و نرمال اقدام گردید. سرانجام، با قائل‌شدن توزیع نرمال برای اطلاعات موجود با استناد به اعداد تصادفی تولیدشده مقادیر محتمل هدایت هیدرولیکی و آبدهی ویژه برای هر سلول به دست آمد. میانگین و انحراف از معیار داده‌های شبیه‌سازی‌شده، صفر و یک نشدند که دلیل این امر را می‌توان دو مورد دانست؛ یکی اینکه روش مورد استفاده برای تولید اعداد تصادفی نرمال روشی کاملاً دقیق نیست و دیگر اینکه تعداد داده تولیدشده مطابق قانون حد مرکزی هنوز با بی‌نهایت فاصلهٔ زیادی دارد. در هر حال تفاوت میانگین و انحراف از معیار داده‌های تولیدشده با میانگین و انحراف از معیار واقعی به ترتیب در حدود ۱ و ۳ درصد به دست آمد که از نظر آماری معنی‌دار نیست. هیستوگرام فراوانی داده‌های مربوط به هدایت هیدرولیکی ترسیم و در شکل ۶ آورده شده است. برای مقایسه، هیستوگرام فراوانی ناشی از اعمال روش SP نیز در همین شکل مشاهده می‌شود. در اینجا می‌بینیم که هر چند نتایج روش SP2 نیز مشابه توزیع نرمال است ولی موفقیت روش مونت‌کارلو در شبیه‌سازی و تولید داده‌ها با همان خصوصیات نمونه‌های مشاهده‌ای بیشتر است.

با استفاده از مقادیر هدایت هیدرولیکی به دست آمده از روش مونت‌کارلو، نقشهٔ هدایت هیدرولیکی سفرهٔ آب زیرزمینی مورد مطالعه ترسیم و در شکل ۷ آورده شده است. این نقشه یکی دیگر از معیارهای روش درونیابی مناسب را که قابل استنتاج‌بودن نقشه و نرم‌بودن کنتورهای حاصل است ارضا می‌کند (Hosseini *et al*., 1994).



شکل ۶- هیستوگرام فراوانی هدایت هیدرولیکی تولیدشده با روش‌های مونت‌کارلو (MC) و اسپلاین (SP2)

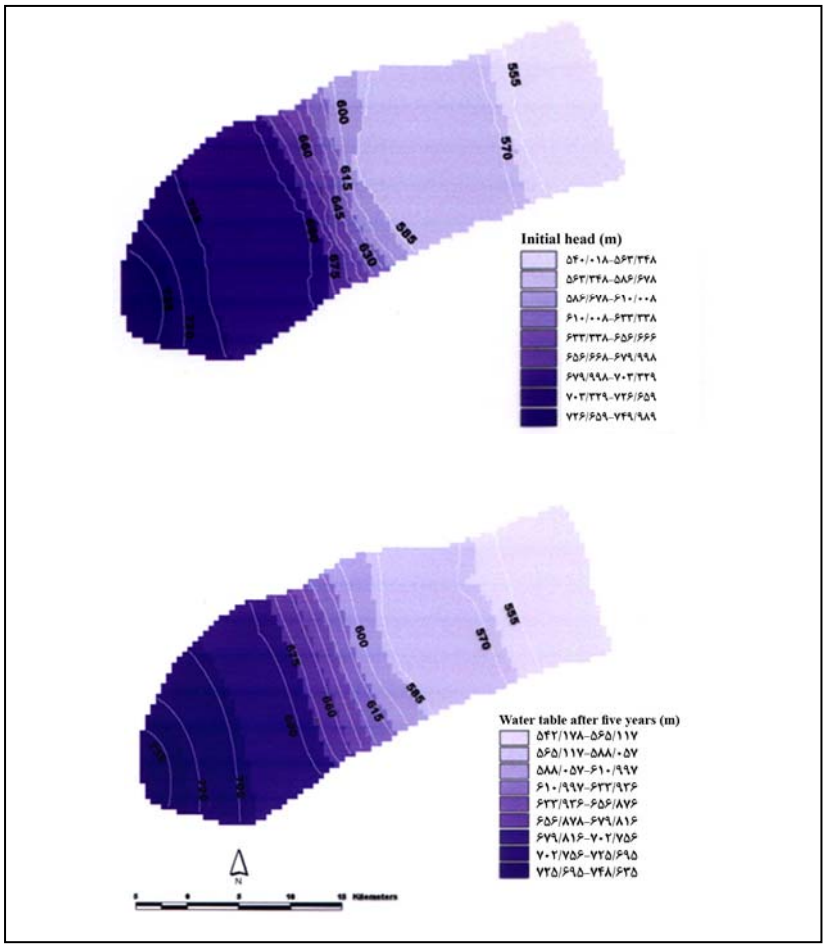
مدل MODFLOW برای شرایط ناماندگار بر مبنای اطلاعات ثبت‌شده در سه چاه مشاهده‌ای موجود در منطقه واسنجی شد. نحوهٔ واسنجی در مورد ضریب هدایت هیدرولیکی بدین‌صورت بوده است که ابتدا ۵۰ سری داده برای هدایت هیدرولیکی تولید و پس از میانگین‌گیری به عنوان فرض اولیه وارد مدل شد. آنگاه به کمک سه چاه مشاهده‌ای موجود در منطقه و با استفاده از روش اتوماتیک (PEST)، برای شرایط غیرماندگار و گام زمانی ماهانه، واسنجی لازم روی هدایت هیدرولیکی انجام شد. مدل، پس از واسنجی، برای پیش‌بینی وضع آتی سفرهٔ آب زیرزمینی اجرا و نتایج آن که عبارت‌اند از سطح ایستابی و بیلان آبی شبیه‌سازی شده، به محیط GIS فراخوان، و تجزیه و تحلیل شدند. بر اساس نتایج حاصل، حجم مخزن معادل ۳۷/۲۱ میلیارد متر مکعب برآورد شد. شکل ۸ نمونه‌ای از نتایج مدل را نشان می‌دهد که به محیط GIS فراخوان شده است. در این شکل سطح ایستابی شبیه‌سازی‌شده پس از ۵ سال بهره‌برداری نمایش داده شده است. با توجه به بیلان آب محاسبه‌شده (جدول ۳)، مشخص می‌شود که منطقه از لحاظ منابع آب زیرزمینی دچار بحران است و باید در این‌باره برنامه‌ریزی کرد و استراتژی جدیدی برای بهره‌برداری و تغذیهٔ سفره ارائه داد.



شکل ۷- نقشهٔ توزیع مقادیر هدایت هیدرولیکی به‌روش احتمالاتی (مونت‌کارلو)

جدول ۳- بیلان آبی منطقه مورد مطالعه

حجم اولیه ذخیره (میلیارد متر مکعب)	حجم ثانویه ذخیره (میلیارد متر مکعب)	کاهش حجم (میلیون متر مکعب)
۳۷/۳۲۱	۳۷/۲۹۹	۲۲



شکل ۸- رقوم سطح ایستابی شبیه‌سازی‌شده با MODFLOW به ازای ۵ سال بهره‌برداری

نتیجه‌گیری

موضوع در این تحقیق مشکل بزرگ گریبان‌گیر همهٔ مقوله‌های مدلسازی و به خصوص مدلسازی آب‌های زیرزمینی یعنی تأمین اطلاعات برای مدل است. این مقوله به حدی مهم است که می‌تواند با گمراه‌کردن مدل و حصول نتایج غیر واقعی تمام ارزش‌های مترتب بر بهره‌گیری از این ابزارهای قدرتمند و با ارزش را به زیر سؤال برد. مقالهٔ حاضر در تلاش است تا نشان دهد که استفاده از تکنیک‌های زمین‌آماری و به خصوص کریجینگ، برخلاف آنچه اکنون باور برخی متخصصان

گرایش‌های مختلف شده است، می‌تواند منجر به نتایج غیر واقعی نیز بشود. اگر استفاده از الگوهای احتمالاتی شناخته‌شده در مقابل روش‌های زمین‌آمار ساده‌گرایی قلمداد شود، این مقاله یک‌بار دیگر نشان می‌دهد که مدلسازی بدون توجه به اصل مهم "خست در مدل[1]" می‌تواند گمراه‌کننده باشد و تا چه حد بر سختی تأمین اطلاعات برای مدل بیفزاید. نتایج مهم حاصل از این تحقیق عبارت‌اند از:

- در صورت استفاده از روش‌های زمین‌آمار، باید همواره طیفی از این روش‌ها را آزمود و در صورت مطابقت با واقعیت‌های موجود یکی از آنها را انتخاب کرد. این امر بدان مفهوم است که در انتخاب روش مورد استفاده برای شبیه‌سازی و تولیدداده، به نتایج حاصل در دیگر مطالعات نمی‌توان بسنده کرد. در این مقوله روشی به نام روش برتر وجود ندارد.
- برای استفاده از روش‌های زمین‌آمار به منظور تولید داده، تفاوت زیادی میان روش‌های درونیاب و برونیاب وجود دارد. در استفاده از روش‌های مانند کریجینگ که اساساً روش‌های درونیاب محسوب می‌شوند، رعایت جانب احتیاط ضروری است.
- با توجه به اینکه روش اسپلاین در شبیه‌سازی کمتر از روش کریجینگ به پارامترهای آماری جامعه مورد مطالعه وابسته است، در مواردی که همبستگی مکانی داده‌ها کم باشد در شبیه‌سازی داده‌ها بهتر عمل می‌کند.
- روش اسپلاین به انتخاب ضرایب وزنی حساس است. ضریب مزبور که در بسیاری از مطالعات به ۲ و ۳ محدود می‌شود، نیازمند آنالیز حساسیت است.
- در صورتی میان داده‌ها ارتباط مکانی وجود نداشته باشد، استفاده از روش‌های احتمالاتی مبتنی بر توزیع فراوانی داده‌های موجود امکان‌پذیر خواهد بود و نتایج حاصل نیز قابل اعتمادتر از نتایج حاصل از روش‌های زمین آمار است.
- روش مونت‌کارلو روشی بسیار مناسب برای تولید داده‌هایی است که مؤلفه احتمالاتی آنها قوی‌تر از مؤلفه وابستگی مکانی‌شان است.
- استفاده از روش‌های احتمالاتی برای تولید داده، با توجه به سهولت کاربرد آنها اولویت بیشتری نسبت به روش‌های زمین‌آماری دارد. لذا در اولین گام برای شبیه‌سازی توصیه می‌شود برای کلیهٔ داده‌های موجود آزمون تصادفی‌بودن صورت پذیرد. در صورت مثبت‌بودن این آزمون، حتی با ضعیف‌بودن آماره‌های مبین استقلال داده‌ها، نسبت به محاسبه و ترسیم نیم‌تغییرنمای تجربی اقدام شود. اگر برازش الگویی تئوریک بر نیم‌تغییرنمای تجربی ناممکن باشد توصیه بر استفاده از روش‌های احتمالاتی است.
- استفاده از GIS به عنوان ابزاری برای تولید داده و نمایش ورودی و خروجی‌های مدل‌های ریاضی هم از نظر دقت و هم از نظر سرعت توصیه می‌شود.

مراجع

Alcolea, A., Carreraa, J. and Medinaa, A. 2006. Pilot points method incorporating prior information for solving the groundwater flow inverse problem. J. Advances Water Res. 29(11): 1678-1689.

1- Parsimony in Modeling

Anderson, M. P. and Woessner, W. W. 1992. Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport. Academic Press.

Anon. 2000. A research plan for management of AB-BARIK aquifer in BAM district. Research Report. SCWRM. (in Farsi)

Avalos, B., Samani, Z. and Garcia, J. A. 1995. Use of a Particle Tracking Model and GIS in the Delination of Wellhead Protection Areas and Mapping of Potential Pollution Sources. In: Charbeneau, R. J. (Ed.). Groundwater Management. ASCE. N. Y.

Cassiraga, E. F., Fernandez-Garcia, D. and Gomez-Hernandez, J. J. 2005. Performance assessment of solute transport upscaling methods in the context of nuclear waste disposal. Int. J. Rock Mechanics and Mining Sci. 42(5,6): 756-764.

Chiang, W. H. and Kinzelbach, W. 2001. Processing MODFLOW: A simulation system for modeling groundwater flow and pollution. Maximal Engineering Softwares.

Cinnirellaa, S., Buttafuocob, G. and Pirronea, N. 2005. Stochastic analysis to assess the spatial distribution of groundwater nitrate concentrations in the Po catchment (Italy). J. Environ. Pollution 133(3): 569-580.

Deckers, F., and Te-Struet, C. B. M. 1996. Use of GIS and data base with distributed modeling. In: Abbott, M. B. and Refsgaard, J. C. (Eds.). Distributed hydrological modeling. Water Sci. Technol. Library 22, 215-232.

Englund, E. J. 1990. GEO-EAS Version 1.2. US-EPA Monitoring System Laboratory. Las Vegas. Nevada. USA.

Fabbri, P. and Trevisani, S. 2005. Spatial distribution of temperature in the low-temperature geothermal Euganean field (NE Italy): A simulated annealing approach. Geothermics. 34(5): 617-631.

Fairleya, J. P. and Nicholsonb, K. N. 2006. Imaging lateral groundwater flow in the shallow subsurface using stochastic temperature fields. J. Hydrol. 321(1,4): 276-285.

Feyena, L. and Caersd, J. 2006. Quantifying geological uncertainty for flow and transport modeling in multi-modal heterogeneous formations. J. Advances Water Resour. 29(6): 912-929.

Finke, P. A., Brus, D. J., Bierkens, M. F. P., Hooglandb, T., Knotters, M. and de Vries, F. 2004. Mapping groundwater dynamics using multiple sources of exhaustive high resolution data. Geoderma. 123(1,2): 23-39.

Franssen, H. J. H., Gomez-Hernandez, J. and Sahuquillo, A. 2003. Coupled inverse modeling of groundwater flow and mass transport and the worth of concentration data. J. Hydrol. 281(4): 281-295.

Galichand, J., Marcotte, D. and Prasher, S. O. 1992. Including uncertainty of hydraulic conductivity into drainage Design. J. Irrig. Drain. Eng. 118(5): 744-756.

Galichand, J., Prasher, S. O., Broughton, R. S. and Marcotte, D. 1991. Kriging of hydraulic conductivity for subsurface drainage design. J. Irrig. Drain. Eng. 117(5): 667-681.

Hargrove, W. W. 2001. Interpolation of rainfall in Switzerland using a regularized splines with tension. Geographical Information and Spatial Technologies Group. Oak Ridge National Laboratory.

Hill, B. M., Putman, F. G. and Swanson, J. E. 1994. Integration of a GIS system and MODFLOW to help Arizona's under utilization of central Arizona project canal water. Proceeding. of Groundwater Modeling Conference.

Hosseini, E., Gallichand, J. and Caron, J. 1993. Comparison of several interpolators for smoothing hydraulic conductivity data in south western Iran. Trans. ASAE. 36(6):1687-1693.

Hosseini, E., Gallichand, J. and Marcotte, D. 1994. Theoretical and experimental performance of spatial interpolation methods for soil salinity analysis. Trans. ASAE. 37(6): 1799-1807

Isaaks, E. H. and Sirvastava, R. M. 1989. Applied Geostatistics. Oxford University Press.

Journel, A. G. and Huijbregts, C. J. 1978. Mining Geostatistics. Academic press Inc. London, UK.

Karamouz, M., Szidarovzky, F. and Zahraie, B. 2003. Water Resources System Analysis. Lewis Pub. USA.

Leterme, B., Vanclooster, M., Rounsevell, M. D. A. and Bogaert, P. 2006. Discriminating between point and non-point sources of atrazine contamination of a sandy aquifer. J. Sci. Total Environ. 362(1,3): 124-142.

Ling, M., Rifai, H. S., Aziz, J. J., Newell, C. J., Gonzales, J. R. and Santillan, J. M. 2004. Strategies and decision-support tools for optimizing long-term groundwater monitoring plans-MAROS 2.0. Bioremediation J. 8(3, 4): 109-128.

Loague, K., and Gander, G. A. 1990. Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. J. Water Resour. Res. 26(5): 957-971.

Mahdian, M. H. and Gallichand, J. 1997. Regional estimation of water deficit and potato yield in Quebec. J. Can. Agric. Eng. 39(3): 65-175.

McDonald, M. G. and Harbaugh, A. W. 1988. A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model. Techniques of Water-Resources Investigation 06-A1. USGS. Reston. Virginia . USA.

Nooraee, B., Taleb Bidokhti, N., Abedini, M. J. and Rakhshandehroo, G. 2005. Estimation of suspended load using geostatistics: Case study; Talkheh rood, Tabriz. J. Iran-Water Resour. Res. 1(2): 50-42. (in Farsi)

Price, D. T., Mckinny, D. W., Nelder, I. A., Hutchinson, M. F. and Kestven, J. L. 2000. A comparison of two statistical methods for interpolationl; Canadian monthly mean climate data. J. Agric. Forest. 101(2,3): 81-94.

Regli, C., Rosenthaler, L. and Huggenberger, P. 2004. GEOSSAV: A simulation tool for subsurface applications. J. Computers Geosciences. 30(3): 221-238.

Robinson, J. W. and de Podesta, K. R. 1994. Hydrogeological data management utilizing GIS. Geological Association of Canada.

Rubinstein, R. Y. 1981. Simulation and the Monte Carlo Method. John Wiley & Sons, Inc. USA.

Saghafian, B. and Rahimi Bondarabadi, S. 2005. Comparison of interpolation and extrapolation methods for estimating spatial distribution of annual rainfall. J. Iran-Water Resour. Res. 1(2): 74-84. (in Farsi)

Smith, D. M. and Hornberger, T. A. 1995. Utilizing of a GIS for Wellhead Protection. In: Charbeneau, R. J. (Ed.). Groundwater Management. ASCE. N. Y.

Varshney, P., Tim, U. S. and Anderson, C. E. 1992. Linked GIS with groundwater modeling: A tool for evaluating of aquifer vulnerability. ASCE Paper No. 92-3614.

Vrankar, L., Turk, G. and Runovc, F. 2004. Combining the radial basis function eulerian and Lagrangian schemes with geostatistics for modeling of radionuclide migration through the geosphere. J. Computers Math. Applications. 48(10,11): 1517-1529.

Weber, D. and Englund, E. 1992. Evaluation and comparison of spatial interpolators. J. Math. Geology. 24(4): 381-391.

Weissmann, G. S. and Foggb, G. E. 1999. Multi-scale alluvial fan heterogeneity modeled with transition probability geostatistics in a sequence stratigraphic framework. J. Hydrol. 226 (1,2): 48-65.

Wurb, R. A. 1995. Water Management Models: A Guide to Software. Prentice Hall.

AERI JAER *Journal of Agricultural Engineering Research/Vol.9/No.2/Summer 2008/P: 95-112*

Comparison of Aquifer Hydraulic Conductivity Estimation Methods for Use in Simulation Models

A. Shokoohi[*] and P. Daneshkar Arasteh

[*]Corresponding Author: Assistant Professor, Imam Khomeini International University, P. O. Box: 288, Qazvin, Iran. E-mail: shokoohi@ikiu.ac.ir

The current study investigated and compared data generation methods for groundwater modeling. These methods can be divided into two classes; geostatistic and probabilistic. By comparing geostatistic methods, the best method was chosen and the hydraulic conductivity of the aquifer was generated for a study area in a grid (9-cell) format. After observing weak spatial correlation between the data, the probabilistic method was then considered. The Monte Carlo technique was used for data generation for the governing distribution function using the probabilistic method. Finally, the results of the two methods were compared. The ground water model used in this research was PMWIN 5.3 (MODFLOW). This model was used to predict the future state of an aquifer by using the generated data and time series of precipitation. Existing input data processing, data generation by geostatistic/stochastic methods and representation of model output were performed using ARC/INFO GRID.

Key Words: Data Generation, Geostatistical Method, GIS, Groundwater Modeling, Probabilistic Methods