

ارزیابی دقت کد کامپیوتری SEEP/W در برآورد دبی و نیمرخ سطح آب جریان درون محیط‌های متخلخل درشت دانه طویل

اسحاق انصاری^{۱*}، محمد صدقی اصل^۲، منصور پرویزی^۳

۱. دانش آموخته کارشناسی ارشد عمران، سازه‌های هیدرولیکی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد یاسوج

۲. استادیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه یاسوج

۳. استادیار گروه عمران، دانشکده مهندسی، دانشگاه یاسوج

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۴/۱۵ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۴/۱۰/۵)

چکیده

در این مقاله نیمرخ‌های جریان‌های زیرسطحی درون محیط‌های متخلخل درشت دانه با استفاده از یک مدل عددی شبیه‌سازی شده و سپس با داده‌های آزمایشگاهی مورد مقایسه قرار گرفته است. با استفاده از مدل عددی SEEP/W که مبتنی بر روش اجزای محدود می‌باشد، شبیه‌سازی عددی جریان صورت گرفته است. مدل آزمایشگاهی شامل یک محیط متخلخل درشت دانه به طول ۶/۴ متر، عرض ۰/۸ متر و ارتفاع ۱ متر بوده و در مدل عددی نیز مصالح گوشه‌دار (تیز گوشه) شکسته به‌عنوان محیط‌های متخلخل تعریف گردید. برای حالت‌های مختلف دبی جریان و سه شیب افقی، ۴ و ۲۰/۳ درصد مدل‌سازی اجرا و نیمرخ جریان و دبی جریان نشت یافته محاسبه گردیده و نتایج حاصله با نتایج حاصل از داده‌های آزمایشگاهی مقایسه گردید. نتایج نشان داد که کاربرد مدل عددی SEEP/W در شبیه‌سازی جریان درون مصالح درشت دانه و سازه‌های سنگریزه‌ای همواره نتایج خوبی ارائه نمی‌کند و سبب کم برآوردی نیمرخ خط فریاتیگ نسبت به نیمرخ مشاهداتی بخصوص در شیب‌های کم و همچنین مقدار دبی نشت یافته با توجه به شیب موردنظر وضعیت متفاوتی از خود نشان می‌دهد. با وجود این، نتایج نشان داد که مدل عددی در شیب تند به‌خوبی توانسته است نیمرخ جریان را شبیه‌سازی نماید.

واژه‌های کلیدی: محیط متخلخل، مدل عددی، مدل آزمایشگاهی، نیمرخ جریان و دبی نشت

مقدمه

۱- سطح نشت (Seepage Face) خروجی در پایین دست سازه‌های سنگریز و زهکش‌های معادن در یک دبی خاص مستغرق می‌گردد. چنانچه به ازای حداکثر دبی طراحی، تراز آب خروجی محاسبه شده کم باشد، قابلیت فرسایش سنگ‌دانه‌ها در وجه پایین دست کاهش می‌یابد.

۲- سطح نشت مشاهده شده در پایین دست سازه‌های سنگریز یکی از شرایط مرزی مسئله نشت برای مدل‌سازی فشار منفذی می‌باشد. آگاهی از موقعیت سطح نشت در وجه پایین دست سدهای خاکی، محاسبات فشار منفذی را تسهیل می‌نماید. آگاهی از توزیع فشار منفذی در بدنه سدهای سنگریز در محاسبات مربوط به هدایت هیدرولیکی بسیار مهم می‌باشد (Hansen 1992, Sedghi-Asl et al., 2010a).

اگرچه محاسبات مربوط به جریان‌های متغیر تدریجی عمدتاً به مسائل کانال‌های روباز منتهی می‌شود، اما به نظر می‌رسد اولین مطالعه جدی و مستند در مورد کاربرد این‌گونه جریان‌ها به‌عنوان یک ابزار مدل‌سازی پروفیل خط نشت در سدهای سنگریز، توسط Wilkins (1956) انجام شده است. این

رابطه داری یک رابطه تجربی- تحلیلی است و تا حال حاضر به‌طور گسترده مورد استفاده قرار گرفته و یک رابطه اساسی و ساختاری جریان آرام (laminar flow) در محیط‌های متخلخل بشمار می‌رود. فرضیات دوپوئی در خروجی‌ها و جاهایی که پایین افتادگی سطح آب وجود دارد، نتایج خوبی ارائه نمی‌دهد. در واقع در مواردی که مؤلفه قائم نشت قابل توجه است نمی‌توان فرضیات دوپوئی را بکار برد. در مواردی که جریان به‌صورت پیوسته به سامانه آب زیرزمینی وارد می‌شود نیز کاربرد فرضیه دوپوئی با محدودیت همراه است، زیرا شیب خط نشت قابل صرف‌نظر کردن نمی‌باشد. روی‌هم‌رفته فرضیه دوپوئی در مواردی قابل کاربرد است که طول مسیر جریان قابل توجه بوده و در حدود ۲ برابر ضخامت لایه اشباع باشد (Bear, 1972)، از طرف دیگر نیمرخ خط نشت در محیط‌های متخلخل به دو دلیل مورد توجه می‌باشد:

به کمک مدل عددی SEEP/W شبیه‌سازی شده و سپس نتایج آن از طریق مقایسه با داده‌های آزمایشگاهی، صحت سنجی می‌شود.

مواد و روش‌ها

مدل عددی

به‌منظور تحلیل تراوش از بدنه محیط متخلخل مطابق با طرح در نظر گرفته شده برای مدل آزمایشگاهی از زیر برنامه SEEP/W-2007 نرم‌افزار GEO-Studio استفاده شده است. این برنامه قابلیت آنالیز جریان‌های اشباع و غیراشباع را با فرض جریان آرام (laminar flow) دارد. به منظور مدل‌سازی جریان درون محیط متخلخل درشت دانه توسط این برنامه باید نقاط مختلف و شکل هندسی تمام اجزای آن و نیز تراز آب بالادست و پایین دست به‌صورت مختصات کارتزین، به برنامه معرفی شوند. همچنین باید ضریب نفوذپذیری (k) بدنه محیط به برنامه معرفی گردد. در این برنامه قابلیت معرفی نفوذپذیری به صورت تابعی از فشار وجود دارد. همچنین می‌توان درصد رطوبت حجمی را نیز به صورت تابعی از فشار و نسبت نفوذپذیری در دو راستای x و y به برنامه معرفی کرد. این نرم‌افزار، معادله ریچاردز (معادله بوزینسک) را حل می‌کند که در شرایط خاص تبدیل به معادله لاپلاس می‌شود. بنابراین لازم است تا اجزای محیط متخلخل با دقت مناسبی المان بندی شوند. همچنین با تعریف شرایط مرزی در برخی گره‌ها، وضعیت‌های خاص مانند سنگ بستر (دبی عبوری صفر) به برنامه معرفی می‌شود. این برنامه قادر به محاسبه میزان دبی عبوری از هر مقطع موردنظر و نیز رسم خط فریاتیک آب در درون محیط متخلخل می‌باشد. به منظور تحلیل تراوش آب منطبق با طرح ارائه شده برای محیط متخلخل درشت دانه، وضعیت هندسی محیط متخلخل به طور کامل به برنامه معرفی شده و اجزای محیط با دقت مناسب المان بندی گردیدند. جریان درون یک خاکریز، سد و یا مصالح درشت دانه را می‌توان ماندگار فرض کرد و بر اساس قوانین ریاضی و محاسبات عددی، معادله لاپلاس را با فرم زیر حل نمود.

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} = 0 \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن φ بار آبی و x, y مختصات نقاط می‌باشند. با مشخص نمودن شرایط مرزی و فرض مقادیری برای φ ، معادله لاپلاس حل می‌گردد. در این مقاله شرط مرزی بالادست و پایین دست برای کلیه مدل‌های عددی مطابق مدل آزمایشگاهی تعریف شده و به ازای آنها دبی جریان نشتی و خط فریاتیک به‌وسیله نرم‌افزار شبیه‌سازی گردید.

روش برای تعیین موقعیت خط نشت در سدهای سنگریز بعداً توسط Parkin (1963) مورد استفاده قرار گرفت. Stephenson (1979) با استفاده از انتگرال‌گیری تحلیلی از معادله دیفرانسیل معمولی مربوط به جریان متغیر تدریجی ماندگار در کانال‌های مستطیلی به یک جواب از معادله رسید و با مقایسه نتایج آن با مشاهدات مربوط به فلوم آزمایشگاهی، همبستگی خوبی را گزارش نمود.

(2003) Samani *et al.* با استفاده از مفهوم حجم کنترل و تلفیق آن با معادلات روندیابی مخزن، الگوریتم جدیدی برای روندیابی سیلاب درون سدهای سنگریز ارائه کردند. Bazargan and Bayat (2002) با استفاده از داده‌های آزمایشگاهی ضرایب معادله فرشهایمر را واسنجی نمودند و برای پی‌های آبرفتی درشت دانه در شرایط صحرائی معادلات واسنجی شده را پیشنهاد نمودند.

(2005) Hansen *et al.* به تحلیل نظری روابط ارائه شده برای محاسبه عمق خروجی از سازه‌های سنگریز پرداختند و تأیید نمودند که نیمرخ M2 در سازه‌های سنگریز تشکیل می‌گردد. Hosseini and Joy (2006) به توسعه یک مدل غیرخطی غیر ماندگار برای جریان درون سدهای سنگریز پرداخت و نتایج مدل خویش را با داده‌های آزمایشگاهی مقایسه و همبستگی خوبی را مشاهده کرد. Bari and Hansen (2002) به مطالعه آزمایشگاهی جریان متغیر تدریجی درون مصالح سنگریز پرداختند؛ و در مطالعات خود یک فلوم آزمایشگاهی با تنگ‌شدگی و بالآمدگی موضعی در مسیر جریان استفاده کردند. ایشان دریافتند در شرایطی که گرادیان هیدرولیکی کوچک می‌باشد، تطابق بسیار خوبی بین نتایج جریان متغیر تدریجی و نتایج آزمایشگاهی وجود دارد. همچنین در شرایطی که هندسه کانال تغییر می‌کند نظریه جریان متغیر تدریجی بهترین ابزار مدل‌سازی پروفیل سطح آب درون مصالح سنگریز می‌باشد (Bari and Hansen, 2002). در شیب‌های افقی و ملایم پروفیل جریان درون زهکش‌های سنگریز از تئوری جریان متغیر تدریجی پیروی می‌نماید و پروفیل‌های فرو آب (پایین افتادگی) به‌خوبی تشکیل می‌شوند. دلیل این امر برقراری تعادل بین نیروهای ثقل و مقاومت جریان می‌باشد. همچنین بحرانی فرض کردن عمق خروجی از انتهای زهکش سنگریز قابل اثبات نبوده و استفاده از آن بیش از ۲۰۰ درصد خطا وارد محاسبات جریان متغیر تدریجی وارد می‌نماید (Sedghi-Asl *et al.*, 2010b).

در این نوشتار، جریان آب درون محیط متخلخل درشت دانه طویل که طول مسیر حداقل ۸ برابر ضخامت آن باشد (Bari and Hansen, 2002) تا در آن عمق نرمال تشکیل بشود،

کانال آزمایشگاهی به طول مؤثر ۶/۴ متر، عرض ۰/۸ متر و ارتفاع ۱ متر استفاده گردید. شکل (۱) تصویری از کانال آزمایشگاهی مورد استفاده در این تحقیق را نشان می‌دهد. البته ضخامت لایه سنگریز ریخته شده در کانال ۶۰ سانتی‌متر بود. کانال آزمایشگاهی شیب پذیر بوده و قابلیت تنظیم شیب از حالت کاملاً افقی تا شیب ۳۰ درصد را دارا بود.

آزمایش‌ها در سه شیب کف متفاوت و در هر یک از آنها تحت چهار شرایط مرزی مختلف انجام شد. در هر یک از آزمایش‌ها دبی عبوری و نیمرخ طولی سطح آب در محیط متخلخل اندازه‌گیری شد.

فلوم آزمایشگاهی دارای جدار پلکسی‌گلاس از یک طرف و جدار فلزی در طرف دیگر بود. شفاف بودن جدار کانال این امکان را می‌داد تا نیمرخ سطح آب به وسیله روش عکس‌برداری و رقومی کردن آن یا روش قرائت مستقیم برداشت گردد. بر روی جدار پلکسی‌گلاس یک صفحه مدرج شفاف چسبانده شده بود تا قرائت‌های نیمرخ سطح آب با دقت میلی‌متر صورت پذیرد. در میانه کانال یک جک هیدرولیکی تعبیه شده بود که بوسیله آن شیب فلوم با دقت بسیار زیاد تنظیم می‌گردید. در پایین دست فلوم نیز مخزن بزرگی تعبیه شده بود که جریان ریزشی از انتهای فلوم را جمع‌آوری و به سیستم تأمین آب مرکزی آزمایشگاه هدایت نماید. مخزن بالادست دارای یک دیواره آرام‌کننده بود. جریان ریزشی از لوله ورودی به مخزن، در اثر گذر از این لایه شنی آرام شده و تلاطم آن به حداقل می‌رسید. ابعاد مخزن به اندازه کافی بزرگ بود تا تلاطم و نوسانات به حداقل برسد. در ابتدا و انتهای کانال دو عدد توری پلاستیکی برای نگهداشت ذرات سنگی به‌طور قائم نصب شدند. دبی جریان از طریق دبی سنج الکترونیکی که بر روی لوله ورودی نصب شده بود اندازه‌گیری می‌گردید. قرائت نیمرخ‌های جریان بعد از ماندگار شدن عمق آب و تعادل آب در مخزن بالادست صورت می‌گرفت.



شکل ۱- نمای جانبی از کانال آزمایشگاهی حاوی مصالح درشت‌دانه.

ابتدا محاسبات مربوط به ریز کردن شبکه تا رسیدن به شبکه بهینه انجام گرفت. بعد از آزمون‌های متعدد شبکه‌بندی، نهایتاً تعداد ۲۳۰۰ المان به‌عنوان شبکه بهینه انتخاب گردید، از آنجا که ریز کردن بیشتر و افزایش تعداد المان‌ها تأثیری در نتایج ایجاد نمی‌کند، بنابراین سایر شبیه‌سازی‌ها بر اساس همین تعداد المان صورت گرفت. المان‌ها از نوع مستطیلی انتخاب گردید، زیرا که هندسه مسئله منظم بود. گام دوم تخمین هدایت هیدرولیکی مربوط به هر مصالح تیزگوشه بود. از آنجا که قطر متوسط مصالح مورد استفاده در محیط متخلخل ۷/۸ سانتی‌متر بود، بنابراین استفاده از روش‌های آزمایشگاهی بار افتان و بار ثابت در این شرایط صادق و پاسخگو نبود. لذا با استفاده از تکنیک معکوس اقدام به تعیین هدایت هیدرولیکی مصالح شد. تابع هدف در اینجا دبی جریان بود، بدین ترتیب که با تعریف مدل و شرایط مرزی بالا و پایین دست به مدل و تعریف دقیق هندسه محیط متخلخل، محاسبات به ازای هدایت هیدرولیکی‌های مختلف تا رسیدن به دبی آزمایشگاهی مورد نظر در مدل ادامه یافت تا اینکه هدایت هیدرولیکی مصالح تیزگوشه ۰/۴۳ متر بر ثانیه بدست آمد، یعنی با این مقدار هدایت هیدرولیکی دبی محاسباتی بسیار نزدیک به دبی آزمایشگاهی بدست آمد. شایان ذکر است مقدار هدایت هیدرولیکی واسنجی شده برای تمامی حالت‌ها مربوط به شیب افقی می‌باشد. از این مقدار برای سایر شبیه‌سازی‌ها در مدل استفاده گردید. سایر پارامترها و ابعاد عیناً همانند خصوصیات مدل آزمایشگاهی لحاظ شدند. تخلخل مصالح به طریق روش مستقیم آزمایشگاهی ۵۲ درصد تعیین شده بود. مدل عددی برای سه شیب افقی، ۴ و ۲۰/۳ درصد تحت اثر چهار شرایط مرزی مختلف بررسی شده است. در این مقاله، بررسی جریان اشباع مد نظر بود، لذا رطوبت حجمی مصالح در حالت اشباع که برابر تخلخل مصالح می‌باشد در مدل تعریف گردید. در اینجا منظور از شرایط مرزی، بار آبی کل در بالادست و پایین دست می‌باشد که برابر است با مجموع ارتفاع هر نقطه، عمق آب روی آن و بار سرعت در هر مقطع می‌باشد. نکته مهم این است که به خاطر دقت مدل عددی اثر بار سرعت برای تمام شرایط مرزی و در هر سه حالت شیب بستر در نظر گرفته شده است و دلیل این موضوع این بود که در محیط متخلخل درشت‌دانه سرعت جریان قابل‌ملاحظه است و صرف نظر کردن از آن می‌توان باعث کاهش دقت محاسبات گردد.

مدل آزمایشگاهی

برای اجرای آزمایش بر روی محیط متخلخل درشت‌دانه، از یک

نتایج و بحث

در این بخش از مقاله به ارزیابی نتایج مدل‌های عددی و مقایسه آنها با داده‌های آزمایشگاهی پرداخته می‌شود. در این مقایسه نقاط ضعف و قوت مدل عددی مشخص شده و همچنین اینکه در آخر هر مرحله، مقدار خطای نسبی حاصله از مدل عددی برای شرایط مختلف هیدرولیکی (شرایط مرزی) با استفاده از رابطه (۲) مشخص و ارائه می‌گردد.

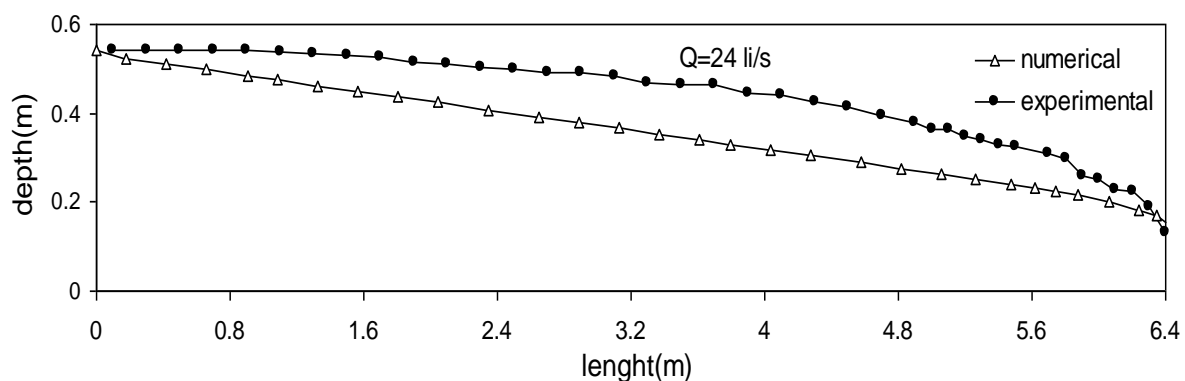
$$RE = \frac{|Q_N - Q_E|}{Q_E} \quad (\text{رابطه } ۲)$$

که در آن Q_N مقدار دبی مدل عددی و Q_E مقدار دبی آزمایشگاهی است. هر چه RE بیشتر باشد بیانگر اختلاف بیشتر میان نتایج عددی و آزمایشگاهی می‌باشد و هر چه RE کمتر باشد و به صفر نزدیک‌تر باشد بیانگر همبستگی بالای بین نتایج عددی و آزمایشگاهی می‌باشد. در بخش‌های زیر برای هر یک از سه شیب طولی کانال، نتایج شامل مقایسه گرافیکی نیمرخ طولی سطح آب و جدول دبی ارائه می‌شود.

شیب افقی

به منظور پیش‌گیری از طولانی شدن مقاله، مقایسه گرافیکی

نیمرخ سطح آب فقط برای یکی از شرایط مرزی ارائه می‌شود. شکل (۲) خط فریاتیکی داده‌های مدل عددی و مدل آزمایشگاهی برای دبی ۲۴ لیتر بر ثانیه را نشان می‌دهد. دبی جریان محاسباتی برابر با ۲۳ لیتر بر ثانیه شبیه‌سازی شده است که با دبی آزمایشگاهی مقداری تفاوت دارد؛ بنابراین نتیجه‌ای که از مدل‌سازی شیب افقی به دست آمد این بود که خط فریاتیکی برای هر چهار حالت انجام شده پایین‌تر از مقدار آزمایشگاهی حاصل شد، ولی از طرف دیگر، به جز در دبی ۲۴ لیتر که مقدار محاسباتی (عددی) کمتر از آزمایشگاهی گردید در سایر مدل‌سازی‌ها مقدار دبی محاسباتی بیشتر از دبی آزمایشگاهی برآورد گردید. همچنین با توجه به جدول (۱) درصد خطای نسبی در دبی‌های کمتر، مقدار بزرگتری را نشان می‌دهد. در جدول (۲) خطای نسبی بین نیمرخ آزمایشگاهی و عددی در شیب افقی درج شده است. درصد خطای متوسط ۱۴/۵ می‌باشد، به عبارت دیگر مدل عددی با ۱۴/۵ درصد خطا نیمرخ مشاهداتی را پیش‌بینی و ترسیم می‌نماید.



شکل ۲. نیمرخ خط فریاتیکی مدل محاسباتی و آزمایشگاهی مصالح تیزگوشه و شیب افقی برای دبی آزمایشگاهی ۲۴ لیتر بر ثانیه.

جدول ۱. درصد خطای نسبی مدل عددی با آزمایشگاهی مصالح تیزگوشه و شیب افقی

H_1 (m)	H_2 (m)	Q_E (lit/s)	h_1 (m)	h_2 (m)	Q_N (lit/s)	%RE
۰/۵۴۲	۰/۱۳۰	۲۴	۰/۵۴۲	۰/۱۴	۲۳	۴/۱۶
۰/۴۸۹	۰/۱۱	۲۰	۰/۴۸۹	۰/۱۱۹۷	۲۰/۷	۳/۶۵
۰/۴۵۲	۰/۰۹	۱۸	۰/۴۵۲	۰/۱۰۱	۱۹/۳۵	۷/۵
۰/۴۰۰	۰/۰۸	۱۵	۰/۴۰۰	۰/۰۹۰۳	۱۶/۷۹	۱۱/۹

پارامترهایی که در جداول مورد استفاده قرار گرفته است شامل موارد زیر می‌باشد.

h_2 : شرط مرزی (هد) پایین‌دست مدل عددی

H_1 : بار آبی بالادست مدل آزمایشگاهی

Q_N : دبی مدل عددی

H_2 : بار آبی پایین‌دست مدل آزمایشگاهی

RE: درصد خطای نسبی

Q_E : دبی مدل آزمایشگاهی

h_1 : شرط مرزی (هد) بالادست مدل عددی

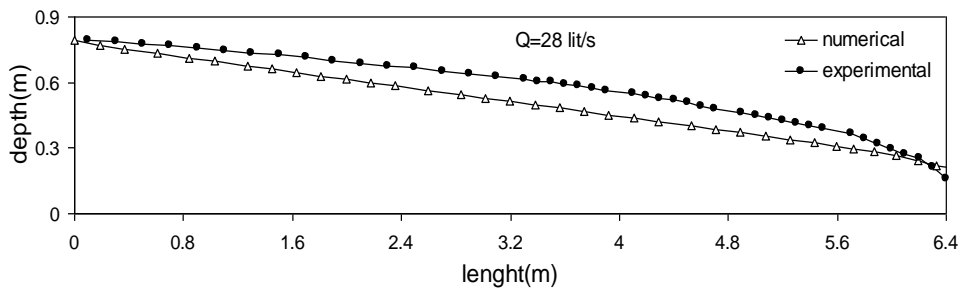
جدول ۲. خطای نسبی خط فریاتیك مدل عددی و آزمایشگاهی در شیب افقی و دبی ۲۳ لیتر بر ثانیه

RE%	عمق آزمایشگاهی (متر)	عمق عددی (متر)	فاصله از سراب (متر)
۰	۰/۵۴۲	۰/۵۴۲	۰
۳/۳۲	۰/۵۴۲	۰/۵۲۴	۰/۱۸
۵/۹	۰/۵۴۲	۰/۵۱	۰/۴۲۱
۱۰/۷	۰/۵۴۲	۰/۴۸۴	۰/۹۰۳
۱۳/۶۴	۰/۵۳۵	۰/۴۶۲	۱/۳۲۵
۱۷/۳۸	۰/۵۱۲	۰/۴۲۳	۲/۰۴۶
۲۴/۰۷	۰/۴۸۲	۰/۳۶۶	۳/۱۲
۲۸/۷۴	۰/۴۲۸	۰/۳۰۵	۴/۲۷
۲۷/۹۴	۰/۳۶۵	۰/۲۶۳	۵/۰۵۳
۲۶/۹۱	۰/۳۲۷	۰/۲۳۹	۵/۴۷
۱۷/۳۱	۰/۲۶	۰/۲۱۵	۵/۸۷
۱۲/۶۱	۰/۲۳	۰/۲۰۱	۶/۰۶
۰	۰/۱۳	۰/۱۳	۶/۴

در این قسمت از شبیه‌سازی نیمرخ خط فریاتیك به روش عددی از روش آزمایشگاهی کمتر برآورد شده است. جدول (۳) درصد خطای نسبی دبی شبیه‌سازی شده به وسیله مدل عددی را در مقایسه با مدل آزمایشگاهی، برای شیب ۴ درصد و مصالح تیزگوشه تحت شرایط مرزی مختلف نشان می‌دهد. خطای متوسط بین نیمرخ مشاهداتی و محاسباتی در این شیب برابر ۱۳/۸۱ درصد محاسبه گردید.

شیب ۴ درصد

در این شیب نیز به بررسی چهار حالت مختلف شرایط مرزی و بدست آوردن نیمرخ خط فریاتیك و دبی نشت پرداخته شد. شکل (۳) خط فریاتیك داده‌های مدل عددی و مدل آزمایشگاهی مربوط به مصالح تیزگوشه برای دبی ۲۸ لیتر بر ثانیه را نشان می‌دهد. دبی جریان محاسباتی برابر با ۳۶/۲۱ لیتر بر ثانیه بدست آمد و از دبی آزمایشگاهی مقداری بیشتر است.



شکل ۳. نیمرخ خط فریاتیك مدل محاسباتی و آزمایشگاهی مصالح تیزگوشه و شیب ۴ درصد برای دبی آزمایشگاهی ۲۸ لیتر بر ثانیه

جدول ۳. درصد خطای نسبی مدل عددی با آزمایشگاهی مصالح تیزگوشه و شیب ۴ درصد.

H_1 (m)	H_2 (m)	Q_E (lit/s)	h_1 (m)	h_2 (m)	Q_N (lit/s)	%RE
۰/۷۹۶۵	۰/۱۶	۲۸	۰/۷۹۶۵	۰/۱۶۹	۳۶/۲۱	۲۲/۶
۰/۷۲۱۵	۰/۱۴	۲۳/۵۵	۰/۷۲۱۵	۰/۱۴۸	۳۲/۴۳	۲۷/۳
۰/۶۸۱۵	۰/۱۳	۲۱	۰/۶۸۱۵	۰/۱۳۷	۳۰/۴۲	۴۴/۸
۰/۵۸۶۴	۰/۰۹	۱۵	۰/۵۸۶۴	۰/۰۹۸۱	۲۶/۱۱	۷۴

فریاتیك پایین‌تری تولید می‌کند و همین کم برآوردی در خط فریاتیك می‌تواند طرح نامناسبی را به مهندس طراح دیکته نماید، در نتیجه مهندس طراح تمهیدات ضعیف‌تری برای کنترل نشت و پایین انداختن سطح نشت در نظر می‌گیرد. در حالت کلی می‌توان گفت که در شیب‌های کم و ناچیز دبی جریان

از آنجا که اغلب سدهای خاکی به صورت غیر همگن و زون بندی شده، طراحی می‌شوند و در بیشتر مواقع پوسته پایین‌دست به منظور تسهیل عملیات زهکشی از نفوذپذیری قابل توجهی برخوردار می‌باشد به همین دلیل شبیه‌سازی‌های حاصل از مدل‌هایی چون SEEP/W، در شیب ۴ درصد خط

آزمایشگاهی و عددی انطباق خوبی با هم دارند در حالی که بین نیمرخ جریان تفاوت‌هایی مشاهده می‌شود. در جدول (۴) مقایسه نیمرخ فریاتیکی عددی برای شیب ۴ درصد و دبی ۲۱ لیتر بر ثانیه به همراه درصد خطای نسبی درج شده است. در این حالت متوسط خطای نسبی بین نیمرخ آزمایشگاهی و عددی ۱۰/۷۰ درصد می‌باشد که نسبتاً قابل قبول می‌باشد.

آزمایشگاهی و عددی انطباق خوبی با هم دارند در حالی که بین نیمرخ جریان تفاوت‌هایی مشاهده می‌شود. در جدول (۴) مقایسه نیمرخ فریاتیکی عددی برای شیب ۴ درصد و دبی ۲۱ لیتر بر ثانیه به همراه درصد خطای نسبی درج شده است. در این حالت متوسط خطای نسبی بین نیمرخ آزمایشگاهی و عددی ۱۰/۷۰ درصد می‌باشد که نسبتاً قابل قبول می‌باشد.

جدول ۴. خطای نسبی خط فریاتیکی مدل عددی و آزمایشگاهی در شیب ۴ درصد و دبی ۲۱ لیتر

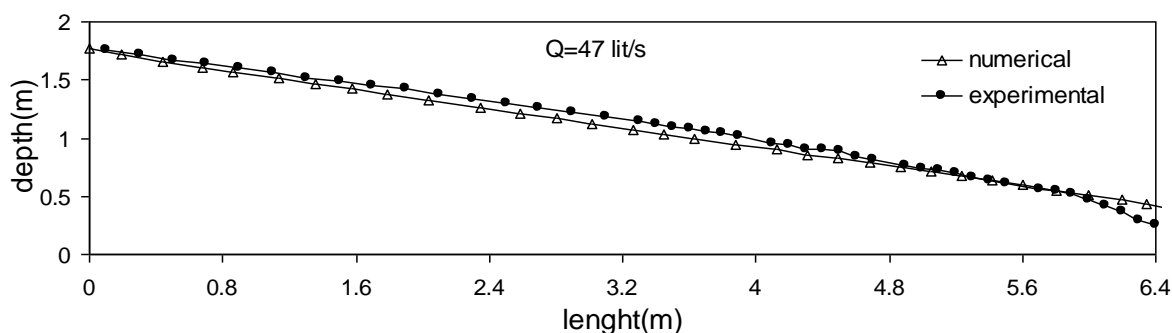
فاصله از سراب (متر)	عمق عددی (متر)	عمق آزمایشگاهی (متر)	*RE%
۰	۰/۶۸۱	۰/۶۸۱	۰
۰/۳۰۱	۰/۶۴۳	۰/۶۶۹	۳/۸۸
۰/۹۰۳	۰/۵۹۷	۰/۶۴۲	۹/۸۱
۱/۵۰۶	۰/۵۵۰	۰/۶۱۰	۹/۸۳
۲/۱۰۳	۰/۵۰۹	۰/۵۷۲	۱۱/۰۱
۲/۷۰۸	۰/۴۶۲	۰/۵۴۱	۱۴/۶۰
۳/۳۱۵	۰/۴۰۹	۰/۴۹۰	۱۶/۵۳
۳/۹۲۱	۰/۳۷۱	۰/۴۵۲	۱۷/۹۲
۴/۵۲۸	۰/۳۱۵	۰/۳۸۲	۱۷/۵۳
۵/۱۳۵	۰/۲۷۱	۰/۳۱۹	۱۵/۰۴
۵/۷۴۲	۰/۲۲۲	۰/۲۲۸	۲/۶۳
۶/۳۴۹	۰/۱۹۴	۰/۱۸۹	۲/۶۴
۶/۹۵۶	۰/۱۵۳	۰/۱۳۰	۱۷/۶۹

*درصد خطای میانگین ۱۰/۷۰ درصد می‌باشد.

شیب ۲۰/۳ درصد

شبیه‌سازی شده است که با دبی آزمایشگاهی تفاوت زیادی دارد. خطای متوسط بین نیمرخ مشاهداتی و محاسباتی در این شیب برابر ۹ درصد محاسبه گردید. در جدول (۶) مقایسه نیمرخ فریاتیکی عددی برای شیب ۲۰/۳ درصد و دبی ۳۸ لیتر بر ثانیه به همراه درصد خطای نسبی درج شده است. در این حالت متوسط خطای نسبی بین نیمرخ آزمایشگاهی و عددی ۱۷/۸۷ درصد می‌باشد که در مقایسه با شیب‌های افقی و ۴ درصد مقدار درصد خطای میانگین افزایش یافته است و انحراف بیشتری مشاهده می‌شود.

مشابه شیب‌های دیگر، در این شیب نیز به بررسی چهار حالت مختلف شرایط مرزی و بدست آوردن نیمرخ خط فریاتیکی و دبی نشت پرداخته شد. شکل (۴) خط فریاتیکی داده‌های مدل عددی و مدل آزمایشگاهی مربوط به مصالح تیزگوشه برای دبی ۴۷ لیتر بر ثانیه را نشان می‌دهد. جدول (۵) درصد خطای نسبی دبی شبیه‌سازی شده به وسیله مدل عددی را در مقایسه با مدل آزمایشگاهی، برای شیب ۲۰/۳ درصد و مصالح تیزگوشه تحت شرایط مرزی مختلف را نشان می‌دهد. با توجه به این جدول دبی جریان محاسباتی برابر با ۸۶/۷۱ لیتر بر ثانیه



شکل ۴. نیمرخ خط فریاتیکی مدل محاسباتی و آزمایشگاهی مصالح تیزگوشه و شیب ۲۰/۳ درصد برای دبی آزمایشگاهی ۴۷ لیتر بر ثانیه

جدول ۵. درصد خطای نسبی مدل عددی با آزمایشگاهی مصالح تیز گوشه و شیب ۲۰/۳ درصد.

H_1 (m)	H_2 (m)	Q_E (lit/s)	h_1 (m)	h_2 (m)	Q_N (lit/s)	%RE
۱/۷۷۷۷	۰/۲۴	۴۷	۱/۷۷۷۷	۰/۲۵۱۷	۸۶/۷	۸۴/۴
۱/۶۷۳	۰/۱۹	۳۸	۱/۶۷۳	۰/۲۰۲۲	۸۰	۱۱۰
۱/۶۰۲	۰/۱۷	۳۰	۱/۶۰۲	۰/۱۷۹۵	۷۷/۲	۱۵۷
۱/۵۲۳	۰/۱۴	۲۳	۱/۵۲۳	۰/۱۴۸۲	۷۱/۳	۲۱۰

است که در مدل آزمایشگاهی شرایط جریان از قانون دارسی عدول کرده و وارد رژیم غیر دارسی شده است. به علت درشت‌دانه بودن ذرات، منافذ و خلل فرج درشت بوده و باعث افزایش سرعت جریان گردیده است. طبعاً در این شرایط ارتباط بین سرعت جریان و گرادیان هیدرولیکی به صورت خطی نمی‌باشد و از روابط درجه دوم و یا توانی پیروی می‌کند که می‌توان نتیجه‌گیری کرد که جریان درون این محیطها متلاطم می‌باشد. هر چند سعی گردید با اضافه کردن بار سرعت به تراز هیدرولیکی این تفاوت مقداری تعدیل شود، ولی خطی بودن نیمرخ جریان بدست آمده از مدل عددی دلیل بر دارسی-بنیان بودن آن می‌باشد و ضمن اینکه نیمرخ داده‌های آزمایشگاهی از حالت خطی به دور می‌باشد.

با توجه به جدول (۵) دبی‌های شبیه‌سازی شده، درصد خطای زیادی را نشان می‌دهد که این اختلاف در دبی‌های کوچک به مراتب بیشتر می‌باشد. پس می‌توان نتیجه گرفت که علت افزایش دبی در شیب ۲۰/۳ درصد به این دلیل است که شیب بستر زیاد بوده و نیروی وزن جریان در راستای شیب قابل‌ملاحظه است، به بیان دیگر با افزایش شیب ظرفیت انتقال جریان افزایش می‌یابد که این امر در نتیجه شتاب گرفتن جریان و افزایش وزن در راستای شیب است. همچنین درشت بودن مصالح زهکش که دارای نفوذپذیری بالا است باعث شدت افزایش دبی شده است. البته خاطر نشان می‌شود که در شیب تند دبی آزمایشگاهی با دبی مشاهداتی تفاوت دارد اما در عوض نیمرخ‌های جریان در طول مسیر انطباق قابل قبولی با هم دارند. نکته مهمی که در این تحقیق می‌توان به آن اشاره کرد این

جدول ۶. خطای نسبی خط فریاتیکی مدل عددی و آزمایشگاهی در شیب ۲۰/۳ درصد و دبی ۳۸ لیتر

فاصله از سراب (متر)	عمق عددی (متر)	عمق آزمایشگاهی (متر)	%RE*
۰	۱/۶۷۳	۱/۶۷۳	۰
۰/۵۶	۱/۵۱۸	۱/۵۵۲	۲۱/۹۰
۱/۱۴۴	۱/۴۰۱	۱/۴۹۱	۶/۰۳
۲/۰۳۶	۱/۲۲۹	۱/۲۹۸	۵/۳۱
۲/۵۸۶	۱/۱۲۴	۱/۱۹۸	۶/۱۷
۳/۱۶۵	۱/۰۱۳	۱/۰۶۱	۴/۵۲
۳/۷۱۳	۰/۹۰۸	۰/۹۴۳	۳/۷۱۱
۴/۰۵۳	۰/۸۴۳	۰/۹۰۱	۶/۴۳
۴/۶۶	۰/۷۲۵	۰/۷۲۹	۰/۵۴۸
۵/۲۱۷	۰/۶۱۹	۰/۶۰۴	۲/۴۸
۶/۰۱۵	۰/۴۵۸	۰/۳۱	۴۷/۷۴
۶/۲۱۷	۰/۴۱۳	۰/۲۷۱	۵۲/۳۹
۶/۴	۰/۳۴۵	۰/۱۹۷	۷۵/۱۲

* درصد خطای میانگین ۱۷/۸۷ درصد می‌باشد.

جدی به طرح اجرایی بشود. نتایج حاصل از این تحقیق نشان داد که در محیط‌های متخلخل درشت‌دانه و نفوذپذیر همچون زهکش‌های سنگریزه‌ای و پوسته سدهای خاکی مدل‌های عددی رایج همچون SEEP/W خط فریاتیکی (خط نشت) را در

نتیجه‌گیری

تجزیه و تحلیل نشت جریان درون محیط‌های متخلخل نقش مهمی در پایداری این سازه‌ها دارد و در صورتی که به‌خوبی برآورد و کنترل نشود ممکن است موجب وارد نمودن صدمات

تحلیل نشت جریان از اهمیت دو چندانی برخوردار می‌باشد. در حالت کلی می‌توان گفت که در شیب‌های کم و ناچیز دبی جریان آزمایشگاهی و عددی انطباق خوبی با هم دارند در حالی که بین نیمرخ جریان تفاوت‌هایی مشاهده می‌شود. همچنین در شیب تند دبی آزمایشگاهی با دبی مشاهداتی تفاوت دارد اما در عوض نیمرخ‌های جریان در طول مسیر این شیب، انطباق قابل قبولی با هم دارند.

لازم به ذکر است کنترل دقیق داری یا غیر داری جریان در محیط‌های متخلخل از طریق ترسیم منحنی گرادیان هیدرولیکی-سرعت جریان مشخص می‌گردد که به دلیل اتمام مجموعه آزمایش‌های این تحقیق، این مهم میسر نگردید و قد مسلم در تحقیقات آتی مورد تأکید و تمرکز قرار خواهد گرفت.

REFERENCES

- Bazargan, H., H. Bayat (2002). Determination of non-linear flow coefficients through coarse alluvial foundations. *Esteghlal*. 21(1), 101-112.
- Sedghi-Asl, M., H Rahimi, J, Farhoudi, JMV, Samani (2010a). Analysis of the Water Surface Profiles through Coarse Porous Medium. *Iranian Water Research Journal*, 4(7), 77-84.
- Sedghi-Asl, M., H. Rahimi., J. Farhoudi and JMV , Samani (2010b). On the Flow Profiles in Coarse Porous Media. 9th *Conference of Iranian Hydraulic Association*, University of Tarbiat Modares. 9-11 November, Tehran, Iran.
- Bari R, Hansen D. (2002). Application of gradually-varied Flow algorithms to simulate buried streams. *Journal of Hydra. Res (IAHR)* 40(6), pp 673-683.
- Bear J. (1972). *Dynamics of Fluids in Porous Media*. Elsevier Science, New York.
- Hansen D, Zhao W.Z. and Han S.Y.(2005). Hydraulic performance and stability of coarse rockfill deposits. *Water Management VOL. 158 Issue WM4*.
- Hosseini S. M., Joy, D. M. 2(006). Calibration of Hydraulic Parameters for Water Research Foundation of Australia, Melbourne.
- Samani H. M. V, Samani. J M. V, Shaiannejad M . 2003. Reservoir Routing using Steady and Unsteady Flow through Rockfill Dams. *Journal of Hydra. Eng (ASCE)* Vol. 129, No. 6.
- Parkin A.K. 1963. Rockfill dams with inbuilt spillways I-hydraulic characteristics. Bulletin 6, University of Melbourne and of Civil Engineering, Technical University of Nova Scotia, Halifax, NS, Canada.
- Stephenson D. 1979. *Rockfill in Hydraulic Engineering*. Elsevier Scientific, Amsterdam.
- Wilkins J.K. 1956. Flow of water through rockfill and its application to the design of dams. Proc. 2nd Australia-New Zealand Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering Christchurch, pp 141-149.

شیب‌های صفر و ۴ درصد کمتر از مقدار واقعی و در شیب ۲۰/۳ درصد تقریباً برابر مقدار واقعی برآورد می‌کند و در محاسبه دبی جریان با توجه به شیب، رفتارهای مختلفی ایجاد می‌کند. لذا مهندس طراح باید دقت لازم و کافی را در طراحی و محاسبات نشت مبذول داشته باشد. همچنین در تفسیر نتایج این تحقیق برای کلیه مدل‌های شبیه‌سازی شده، باید به این نکته مهم اشاره داشت که جریان درون مصالح درشت‌دانه اغلب متلاطم می‌باشد و همین تلاطم باعث غیرخطی شدن ارتباط بین گرادیان هیدرولیکی و سرعت جریان می‌شود. از آنجا که مدل‌های عددی توسعه داده برای مسائل نشت عمدتاً برای شرایط جریان آرام توسعه یافته‌اند، لذا قادر نمی‌باشند رفتار جریان را به خوبی پیش‌بینی نمایند. از این رو در نظر گرفتن اثر اینرسی در مدل‌های عددی مربوط به محیط‌های متخلخل و

آنالیز منطقه‌ای سیل با استفاده از رویکرد مبتنی بر عمق داده

ابوالحسن فتح آبادی^{۱*}، حامد روحانی^۲، سید مرتضی سیدیان^۳

۱. استادیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشگاه گنبد کاووس، استان گلستان.

۲. استادیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشگاه گنبد کاووس، استان گلستان.

۳. استادیار، گروه مرتع و آبخیزداری، دانشگاه گنبد کاووس، استان گلستان.

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۵/۷ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۴/۱۰/۵)

چکیده

راهکار عملی جهت برآورد دبی سیل در حوضه‌های فاقد آمار، انتقال اطلاعات از حوضه دارای ایستگاه با استفاده از روش‌های آنالیز منطقه‌ای است. تاکنون روش‌های مختلفی برای این منظور ارائه شده که نیاز است تا در هر منطقه با توجه به داده‌های در دسترس و شرایط منطقه روش مناسب تعیین گردد. در این تحقیق اقدام به برآورد سیلاب در سه دوره بازگشت ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ ساله در حوضه‌های فاقد آمار با استفاده از رویکرد مبتنی بر عمق داده در غالب رگرسیون چند متغیره وزن دار در رودخانه‌های البرز جنوبی گردید. در هر مرحله هر یک از ایستگاه‌ها به عنوان ایستگاه فاقد آمار در نظر گرفته شد و با استفاده از اطلاعات سایر ایستگاه‌ها مقادیر پارامترهای تابع وزنی توسط الگوریتم ژنتیک بهینه و در نهایت با در نظر گرفتن شباهت هر یک از حوضه‌ها با حوضه مورد نظر مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف برآورد گردید. در ادامه نتایج حاصل از رویکرد مبتنی بر عمق داده با دو روش رگرسیون چند متغیره و کریجینگ در فضای فیزیوگرافی مقایسه شد. نتایج نشان داد رویکرد مبتنی بر عمق داده از نظر تمام معیارهای ارزیابی عملکرد بهتری نسبت به دو روش رگرسیون چند متغیره و کریجینگ در فضای فیزیوگرافی داشت. همچنین روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافی بهتر از رگرسیون چند متغیره توانسته مقادیر سیل را در حوضه فاقد آمار برآورد کند. مقادیر ضریب کارایی ناش-ساتکلیف در روش مبتنی بر عمق داده برای پیش‌بینی دبی با دوره بازگشت‌های (برای دوره بازگشت ۱۰، ۵۰ و ۱۰۰ سال به ترتیب ۰/۶۴، ۰/۶۵ و ۰/۶۵ بدست آمدند) مختلف تقریباً مشابه است. در این روش نسبت خطا به مساحت در حوضه کوچک بیشتر از مقادیر آن در حوضه‌های بزرگتر بوده است.

واژه‌های کلیدی: عمق داده، آنالیز منطقه‌ای سیل، کریجینگ، آنالیز همبستگی کانونی

مقدمه

در طرح‌های بهره‌برداری از منابع آب، سدسازی، کنترل سیلاب، عملیات آبخیزداری، مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف اهمیت بسزایی دارند. در اغلب موارد به دلایلی مانند هزینه احداث، کمبود نیروی متخصص، دسترسی سخت و غیره احداث ایستگاه هیدرومتری در همه زیر حوضه‌ها امکان‌پذیر نمی‌باشد؛ لذا به دلیل تعداد کم ایستگاه‌های اندازه‌گیری و عدم وجود آمار و اطلاعات کافی، استفاده از داده‌های ایستگاه‌های دیگر و تعمیم نتایج آنها به حوضه‌های فاقد آمار بهترین راهکار می‌باشد. در آنالیز منطقه‌ای، پارامترهای هیدرولوژیکی در حوضه‌های فاقد آمار با استفاده خصوصیات فیزیکی، اقلیمی و پارامترهایی هیدرولوژیکی محاسبه شده در حوضه‌های دارای آمار برآورد می‌گردند.

در واقع تحلیل منطقه‌ای سیلاب روشی است که در یک منطقه می‌توان اطلاعات یک مجموعه ایستگاه دارای آمار را به ایستگاه‌های فاقد آمار تعمیم داد (Burn, 1990; Ouardra et al., 2000). بدین منظور روش‌های مختلفی از قبیل سیل شاخص (Stedinger and lu, 1995; Javelle et al., 2002; Saf, 2008) رگرسیون خطی، غیرخطی و ناپارامتریک (Gingras and Adamowski, 1992; Pandey and Nguyen, 1999; Grover et al., 2002) آنالیز همبستگی کانونی^۱ (Ouarda et al., 2001) ارائه شده‌اند. در این روش‌ها برای برآورد دبی اوج با دوره بازگشت‌های مختلف در یک حوضه فاقد داده هیدرومتری ابتدا حوضه‌هایی با رفتار هیدرولوژیکی مشابه، تشکیل منطقه همگن را می‌دهند و در گام بعد مقادیر سیلاب در داخل هر منطقه همگن برآورد می‌گردند (Grehys, 1996). در این روش،

کردند که روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی بر روش تحلیل منطقه‌ای همبستگی کانونی جهت محاسبه مقادیر دبی سیل در دوره بازگشت‌های مختلف در ۱۵۱ ایستگاه کبک کانادا ارجحیت دارد.

با توجه به نوسان تغییرات دبی‌های سیلابی در سال‌های مختلف در مناطق خشک و نیمه‌خشک، تخمین مقادیر دبی در حوضه‌های فاقد آمار نسبت به مناطق مرطوب پیچیده‌تر است. از آنجا که عملکرد روش‌های مختلف جهت تخمین مقادیر دبی سیلاب در حوضه‌های فاقد آمار بسته به شرایط هر منطقه متفاوت است؛ لذا ضروری است تا در هر منطقه کارایی روش‌های مختلف بررسی و روش مناسب برای هر منطقه انتخاب گردد. بدین منظور در این تحقیق کارایی روش مبتنی بر عمق داده در برخی از حوضه‌های مناطق خشک و نیمه خشک البرز جنوبی تعیین و عملکرد این روش نسبت روش‌های کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی و رگرسیون خطی ارزیابی می‌گردد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق تحلیل منطقه‌ای سیل در تعدادی از ایستگاه‌های البرز جنوبی انجام شد. آمار حداکثر دبی لحظه‌ای سالانه مربوط به ۵۱ ایستگاه هیدرومتری منتخب البرز جنوبی از سال ۱۳۵۵ تا ۱۳۹۰ که در بین تمام ایستگاه‌ها کمترین داده‌های مشاهده‌ای برابر با ۱۵ سال و حداکثر تعداد داده‌های مشاهده‌ای برابر با ۳۶ سال بود، گردآوری شد. داده‌ها از نظر وجود روند و همگنی مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت از بین ۵۱ ایستگاه مورد بررسی، ۲۶ ایستگاه انتخاب شدند که برخی خصوصیات فیزیوگرافیکی، اقلیمی و هیدرولوژیکی آنها در جدول (۱) ارائه شده است.

روش تحقیق

در هر یک از روش‌ها در هر گام هر یک از ایستگاه‌ها به عنوان ایستگاه فاقد آمار در نظر گرفته شده و با استفاده از خصوصیات فیزیوگرافیکی و اقلیمی و داده‌های حوضه دارای آمار مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف برآورد گردید.

رگرسیون

در روش رگرسیون چند متغیره با در نظر گرفتن مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف به عنوان متغیر وابسته و خصوصیات فیزیوگرافیکی به عنوان متغیر مستقل رابطه (۱) برازش داده شد.

$$Q_T = a x_1^{B_1} x_2^{B_2} \dots x_i^{B_i} \dots x_n^{B_n} \quad (\text{رابطه ۱})$$

برآورد دبی در یک حوضه فاقد آمار توسط ایستگاه داخل هر منطقه همگن و بدون در نظر گرفتن اطلاعات سایر ایستگاه‌ها انجام می‌شود. از طرف دیگر با توجه به روش مورد استفاده، محدوده‌هایی که بر اساس آنها مناطق همگن تعریف شده‌اند تغییر می‌کند و در نتیجه احتمال قرارگیری دو حوضه مشابه در دو منطقه همگن متفاوت وجود دارد که این مسئله به عنوان تأثیر مرزها^۱ ذکر می‌شود (Grehye, 1996; Ouarda *et al.*, 2008; Wazneh *et al.*, 2013a). بدین منظور جهت کاهش مشکلات فوق، روش‌هایی مانند کریجینگ^۲ در فضای فیزیوگرافیکی (Chokmani and Ouarda, 2004) رگرسیون وزنی مبتنی بر عمق داده‌ها^۳ (Chebana and Ouarda, 2008; Wazneh *et al.*, 2013a) و رویکردهای مبتنی بر هوش مصنوعی (Shu and Ouarda, 2007) ارائه شده است. در این روش‌ها جهت تخمین مقادیر سیلاب در ایستگاه‌های مختلف از اطلاعات تمام ایستگاه‌ها استفاده می‌شود. (Chebana and Ouarda, 2008) با استفاده از مفهوم عمق داده در غالب رگرسیون وزنی اقدام به تحلیل منطقه‌ای سیل در برخی ایستگاه‌های استان کبک^۴ کانادا کردند. در این تحقیق روش مبتنی عمق داده عملکرد بهتری نسبت به روش تحلیل همبستگی کانونی داشت. از مفهوم عمق داده در تحقیقات (Chebana and Ouarda, 2011a,b) به ترتیب برای تخمین نقاط پرت و تشخیص مقادیر حدی در نمونه‌های چند متغیره استفاده شده است. (Bardossy and Singh, 2008; Kraube and Cullmann, 2012; Kraube *et al.*, 2012) مفهوم عمق داده در بهینه‌سازی پارامترهای مدل‌های هیدرولوژیکی و در تحقیقات (Wazneh *et al.*, 2013a,b) از مفهوم عمق داده در تحلیل منطقه‌ای سیل استفاده کردند. (Wazneh *et al.*, 2013a) با استفاده از روش‌های بهینه‌سازی جستجوی الگو^۵ و نلدر-مد^۶ اقدام به بهینه‌سازی وزن‌های تابع وزنی و مقایسه انواع توابع وزنی در رویکرد مبتنی بر عمق داده ارائه شده در تحقیق (Chokmani and Ouarda, 2008) کردند. در این تحقیق روش مبتنی بر عمق داده عملکرد بهتری نسبت به روش‌های رگرسیون خطی و غیرخطی، آنالیز همبستگی کانونی، کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی، شبکه عصبی مصنوعی، نوروفازی و ترکیبات مختلف شبکه عصبی با تحلیل همبستگی کانونی داشت (Chokmani and Ouarda, 2004) بیان

1. Border Effect
2. Kriging
3. Data Depth
4. Quebec
5. Pattern Search
6. Nelder-Mead

خصوصیات مورد استفاده و a مقدار ثابت ضریبی است. جهت تخمین پارامترهای مدل از داده‌ها لگاریتم گرفته و با استفاده رگرسیون چند متغیره خطی مقادیر آنها برآورد گردید.

در این رابطه Q_T مقدار سیل در دوره بازگشت مشخص، x_i امین ویژگی مورد استفاده جهت تخمین سیل، B_i امین پارامترهای رابطه که باید برآورد گردد، n تعداد کل

جدول ۱. مشخصات فیزیوگرافی و اقلیمی حوضه‌های مورد مطالعه

شماره ایستگاه	ایستگاه هیدرومتری	رودخانه	مساحت حوضه (کیلومتر مربع)	شیب متوسط (درصد)	طول حوضه (کیلومتر)	میانگین بارندگی (میلی‌متر)	ضریب گراویلیوس اصلی (کیلومتر)	طول آبراهه اصلی (کیلومتر)	شیب آبراهه اصلی (درصد)	ارتفاع متوسط (متر)
۱	بیانلو (یساول)	قرل اوزن	۵۲۳۷	۱۱/۵	۱۱۸/۶	۴۰۶	۱/۵۱	۱۶۶/۷	۰/۲۸	۱۹۶۴
۲	سلامت‌آباد (مهرآباد)	تلوار	۶۲۴۳	۷/۹	۸۴/۹	۳۹۱	۱/۳۷	۱۰۴/۲	۰/۲۸	۱۹۱۹
۳	گلینک (شاهرود)	شاهرود	۸۲۸	۴۱/۲۳	۴۱/۷	۵۳۲	۱/۳۹	۴۷/۹	۲/۱۳	۲۷۳۳
۴	باغکلايه	الموت	۶۴۸	۴۴/۳	۳۵/۲	۳۷۵	۱/۲۹	۴۰/۷	۳/۹۶	۲۴۹۳
۵	لوشان	شاهرود	۴۸۸۵	۳۵/۷	۱۶۰/۵	۳۸۷	۲/۰۴	۲۱۱/۹	۰/۹۵	۱۹۱۷
۶	سیاه دشت	الموت	۲۳۳۶	۴۰/۱۵	۸۹/۸	۴۶۳	۱/۳۹	۱۱۳/۲	۱/۴۱	۲۳۸۴
۷	پل دوآب	شراء	۲۷۲۱	۱۳	۸۸/۱	۳۴۳	۱/۸۶	۱۱۵	۰/۳۵	۲۱۵۰
۸	یالفان	آبشینه	۱۶۵	۲۲	۱۷	۴۱۸	۱/۲	۲۲/۵	۳	۲۴۹۰
۹	محل تقسیم آب	عباس آباد	۳۱	۱۷	۷/۵	۴۴۲	۱/۲۶	۱۰/۱	۷/۸۲	۲۶۵۷
۱۰	رازین	مزلقان	۱۶۵۵	۱۱/۹	۶۸/۵	۳۷۶	۱/۲۹	۷۵	۱/۰۵	۱۹۵۱
۱۱	پل اروان	اروان	۹۶	۴۱/۵	۱۱/۲	۴۲۵	۱/۰۷	۱۲/۵	۴/۶۵	۲۱۶۲
۱۲	دریند (فشند)	فشند	۳۴	۲۹/۴	۷/۲۵	۴۵۶	۱/۰۸	۷/۵	۱۰/۶	۲۳۴۲
۱۳	ده صومعه (کردان)	کردان	۳۶۰	۲۰/۵	۲۶/۳	۵۰۰	۱/۱۴	۳۵	۳/۳۸	۲۱۸۴
۱۴	سیرا (کرج)	کرج	۷۱۷	۳۶/۷	۴۰	۷۱۰	۱/۳۷	۵۳/۷	۲/۳۱	۲۸۵۹
۱۵	سولقان	کن	۱۹۶	۴۴	۱۹/۵	۵۳۵	۱/۳	۲۰	۵/۲۵	۲۴۴۰
۱۶	رودک	جاجرود	۴۲۱	۳۹/۸	۲۳/۵	۶۷۷	۱/۰۶	۲۷	۳	۲۷۵۸
۱۷	هفت حوض (درکه)	درکه	۲۵	۶۰	۹/۵	۴۹۲	۱/۴	۷/۵	۱۴/۲	۲۸۰۳
۱۸	نچارکلا	کندرود- گلندوک	۵۹	۴۴/۵	۱۳	۵۴۴	۱/۱۷	۱۳/۲	۵/۷۵	۲۴۲۵
۱۹	نارون	افجه	۳۵	۴۵/۸	۸/۷	۵۶۲	۱/۱۶	۹/۳	۸/۱۵	۳۷۳۰
۲۰	گچسر	گاجره	۲۰۷	۴۴/۸	۲۳/۸	۷۵۰	۱/۲۶	۲۸/۵	۶	۳۱۰۰
۲۱	سیرا (کلوان)	کلوان	۸۰	۳۱	۱۲/۵	۵۶۵	۱/۱۲	۱۴	۹/۲۳	۲۷۷۲
۲۲	پل خواب (نشتارود)	نشتارود	۲۸	۲۹/۲	۷/۵	۵۱۹	۱/۱۷	۵/۳	۸/۷۶	۲۴۲۵
۲۳	فیروزکوه	فیروزکوه	۵۷۰	۲۲/۷	۳۳/۸	۳۹۶	۱/۵۵	۳۹/۷	۳	۲۷۴۴
۲۴	نمرود (نمرود)	نمرود	۵۶۷	۳۹	۳۶/۳	۴۴۴	۱/۵۸	۳۱/۸	۴/۳	۲۷۷۶
۲۵	سیمین دشت (حبله‌رود)	حبله رود	۲۰۶۴	۳۰/۷	۶۵	۳۷۲	۱/۶۹	۹۰	۱/۸۸	۲۵۴۲
۲۶	سیمین دشت (دلیچای)	دلیچای	۳۴۴	۴۴	۳۵	۳۶۹	۱/۵۷	۵۱/۷	۳/۷	۲۳۹۰

کریجینگ

روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافی بر درون‌یابی متغیرهای هیدرولوژیکی در فضای فیزیوگرافی به جای فضای جغرافیایی معمول تأکید دارد. در حالتی که در کریجینگ معمولی برای هر ایستگاه مختصات موقعیت مکانی آن در نظر گرفته می‌شود و درون‌یابی و مدل‌سازی بر اساس این موقعیت مکانی صورت می‌گیرد در کریجینگ در فضای فیزیوگرافی به جای موقعیت مکانی هر ایستگاه مؤلفه‌های اول و دوم بدست آمده از آنالیز

همبستگی کانونی برای آن ایستگاه در نظر گرفته می‌شود (و به عنوان مختصات x و y آن در نظر گرفته می‌شود) و میان‌یابی متغیرهای هیدرولوژیکی بر اساس این موقعیت فیزیوگرافیکی صورت می‌گیرد. در روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی پس از نرمال‌سازی داده‌ها، مؤلفه‌ها اول و دوم آنالیز همبستگی کانونی (در این حالت متغیرهای فیزیوگرافیکی و اقلیمی به عنوان متغیرهای مستقل و مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف به عنوان متغیر وابسته قرار داده شدند) محاسبه می‌گردد. سپس

بیشترین عمق و حوضه‌ای که کمترین شباهت را با حوضه‌های دیگر دارد کمترین عمق نسبت داده می‌شود. چنانچه داده‌های یک متغیره باشند مانند مقادیر مساحت در حوضه‌های مختلف، حوضه‌ای که مقدار مساحت آن میانه سایر حوضه‌ها باشد بیشتری عمق را دارا می‌باشد.

در منابع مختلف توابع عمق مختلف مثل تابع توکی، ماهالانوبیس^۱، عمق L^2 ، و غیره ارائه شده است. در این تحقیق تابع ماهالانوبیس برای محاسبه عمق داده‌ها استفاده شد. در واقع این روش بر اساس فاصله ماهالانوبیس پایه‌گذاری شده است. فاصله ماهالانوبیس بر اساس میانگین و ماتریس کواریانس متغیرها بنا گذاشته شده است. برای یک تابع تجمعی مشخص F روی \mathcal{R}^d ، عمق ماهالانوبیس (MHD) نقطه x بصورت رابطه (۷) تعریف می‌شود.

$$MHD(x; F) = (1 + d_{\Sigma}^2(x, \eta))^{-1} \quad x \text{ in } \mathcal{R}^d \quad (\text{رابطه ۷})$$

در این رابطه η میانگین، Σ ماتریس کواریانس و x خصوصیات ایستگاه مورد مطالعه، هستند (Cunderlik and Burn, 2006; Wazneh et al., 2013a).

رگرسیون چند متغیره وزنی:

یکی از روش‌های متداول جهت تخمین مقادیر سیل در دوره بازگشت مختلف، رگرسیون چند متغیره وزن دار است. این مدل ساده و سریع است و فرض داشتن توزیع یکسان در تمام ایستگاه‌ها نیاز نیست (Ouarda et al., 2001). فرض می‌شود که QT مقدار دبی در دوره بازگشت مشخص است. همچنین فرض می‌شود که رابطه بین QT به عنوان متغیر هیدرولوژیکی و متغیرهای اقلیمی و خصوصیات حوضه (A_1, A_2, \dots, A_r) دارای فرم توانی به شکل رابطه (۱) است.

چنانچه s تعداد دوره بازگشت‌های مورد بررسی و N تعداد کل ایستگاه‌های مورد بررسی باشند در این حالت یک ماتریسی از متغیرهای هیدرولوژیکی به شکل $Y = (QT_1, QT_2, \dots, QT_s)$ با ابعاد $N \times s$ وجود دارد که با لگاریتم گیری از رابطه (۱) داریم:

$$\text{Log } Y = (\text{log } X)B + \varepsilon \quad (\text{رابطه ۸})$$

در اینجا $\text{log } X = (1, \text{log } A_1, \text{log } A_2, \dots, \text{log } A_r)$ ماتریس $N \times (r+1)$ است که از r متغیر فیزیکی و اقلیمی تشکیل شده است، B ماتریس $(r+1) \times s$ پارامترها و $\varepsilon = (\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_s)$ یک ماتریس $N \times s$ باقیمانده‌ها با میانگین صفر و ماتریس واریانس کواریانس به صورت رابطه (۹) است.

در فضای فیزیوگرافیکی ساخته شده از مؤلفه‌های اول و دوم همبستگی کانونی برای هر دوره بازگشت سیل، مدل‌های مختلف نیم تغییر نما برازش داده شده و بهترین مدل نیم تغییر نما که به داده‌های مشاهداتی برازش بهتری داشت انتخاب می‌شود. در این تحقیق مدل‌های نیم تغییر نما گوسی (رابطه (۲))، توانی (رابطه (۳))، خطی (رابطه (۴)) و بیضوی (رابطه (۵)) مورد بررسی قرار گرفت.

$$\gamma(h) = C \left\{ 1 - \exp\left(\frac{-3h^2}{a^2}\right) \right\} \quad (\text{رابطه ۲})$$

$$\gamma(h) = C \left\{ 1 - \exp\left(\frac{-3h}{a}\right) \right\} \quad (\text{رابطه ۳})$$

$$\gamma(h) = \theta h \quad (\text{رابطه ۴})$$

$$\gamma(h) = \begin{cases} C \left\{ 1.5 \frac{h}{a} - 0.5 \left(\frac{h}{a}\right)^3 \right\} & \text{if } h \leq a \\ C & \text{otherwise} \end{cases} \quad (\text{رابطه ۵})$$

در این روابط، C سیل، a دامنه، h فاصله بین نمونه‌ها و θ شیب خط هستند.

پس از تعیین بهترین نیم تغییر نما مقادیر دبی در حوضه فاقد آمار به عنوان متوسط وزنی سایر ایستگاه‌ها با استفاده از وزن‌های بدست آمده توسط کریجینگ معمولی رابطه (۶) برآورد گردید.

$$\begin{cases} Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^n w_i Z(x_i) \\ \sum_{i=1}^n x_i = 1 \end{cases} \quad (\text{رابطه ۶})$$

در این رابطه Z مقدار دبی در دوره بازگشت‌های مختلف، $Z^*(x_0)$ مقدار برآورد شده در نقطه x_0 ، $Z(x_i)$ مقدار دبی در n ایستگاه دارای آمار و w_i وزن مربوط به ایستگاه i هستند.

عمق داده

در حالتی که داده‌های مشاهداتی یک متغیره باشند به راحتی می‌توان داده‌ها را رتبه‌بندی کرد، در صورتیکه با افزایش بعد داده‌ها رتبه‌بندی داده‌ها با روش‌های معمول امکان‌پذیر نیست. لذا برای حل این مشکل مفهوم عمق داده برای رتبه‌بندی چند متغیره توسط (Tukey, 1974) معرفی شد که در علوم مختلف بکار برده شده است، و در علوم آب توسط (Chebana and Ouarda, 2008) معرفی شد.

$$(N-1) \times (N-1)$$

در واقع در عمق داده چنانچه n مجموعه داده چند متغیره وجود داشته باشد به هر داده یک عمقی نسبت داده می‌شود که این عمق متناسب با مرکزیت آن نقطه نسبت به نقاط اطراف آن است. به عنوان مثال فرض می‌شود در یک منطقه n حوضه وجود داشته و در هر یک از این حوضه‌ها d پارامتر فیزیوگرافیکی اندازه‌گیری شده است. با استفاده از عمق داده به هر حوضه یک عددی نسبت داده می‌شود به طوری که به حوضه‌ای که خصوصیات آن بیشتر شبیه سایر حوضه‌ها است

(رابطه ۱۳)

$$(D_{k,(i,l)}) = \text{MHD}_{(\hat{\Gamma}_{k-1,l})}(\log Y_i, (\log \hat{Y}_{k-1,l}))$$

در تکرار k ام ماتریس وزن‌ها (ماتریس Ω رابطه‌های ۱۰ و ۱۱) با اعمال تابع وزن لجستیک به عمق‌های محاسبه شده در این تکرار حساب می‌شود. پارامترهای رگرسیون چند متغیره در تکرار k ام به صورت زیر تخمین زده می‌شود:

$$\hat{B}_{k,l} = \left((\log X^{(-l)})' (\Omega_{k,l}) (\log X^{(-l)}) \right)^{-1} \quad (\text{رابطه ۱۴})$$

$$(\log X^{(-l)})' (\Omega_{k,l}) \log Y^{(-l)}$$

$$\hat{\Gamma}_{k,l} = \left(\log Y^{(-l)} - (\log X^{(-l)}) (\hat{B}_{k,l}) \right) \quad (\text{رابطه ۱۵})$$

$$\left(\log Y^{(-l)} - (\log X^{(-l)}) (\hat{B}_{k,l}) \right)$$

که در اینجا $\Omega_{k,l}$ ماتریس قطری وزن‌ها برای حوضه ۱ در تکرار K با درایه‌های $\varphi[(D_{k,(1,l)})], \dots, \varphi[(D_{k,(N-1,l)})]$ است. در نهایت مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف برای ایستگاه ۱ در تکرار K برابر است با

$$(\hat{Y}_{k,l}) = \exp \left[(\log X_l) (\hat{B}_{k,l}) \right] \quad (\text{رابطه ۱۶})$$

بعد از محاسبه $(\hat{Y}_l), l = 1, \dots, N$ در گام یک و دو، در گام سوم با استفاده از الگوریتم بهینه‌سازی (که در این تحقیق از الگوریتم ژنتیک در محیط متلب (۲۰۰۹) استفاده شد) و در نظر گرفتن معیار جمع مربعات خطا مقدار φ_{Optimal} محاسبه می‌گردد که φ_{Optimal} مقادیر بهینه ضرایب تابع وزن است. در شکل (۱) فلوجارت مراحل کار آورده شده است (Wazneh et al., 2013a).

به منظور یافتن وزن بهینه φ_{Optimal} در تحلیل منطقه‌ای سیلاب با روش عمق داده، از تابع وزن لجستیک استفاده گردید که این تابع توسط (Verhulst, 1938) برای مطالعه رشد جمعیت ارائه گردید. این تابع بصورت رابطه (۱۷) است.

$$\varphi(x) = \frac{c}{1+ae^{-bx}} \quad a, b, c > 0; x \in R, \quad (\text{رابطه ۱۷})$$

در اینجا a, b و c مقادیر پارامترهای ثابت هستند که در این تحقیق با استفاده از روش الگوریتم ژنتیک مقدار آنها بهینه‌سازی شدند. این تابع افزایشی، منعطف، پیوسته و حول نقطه $(\frac{\ln a}{b}, \frac{c}{2})$ متقارن است. لازم به ذکر است که تمامی مراحل کار در محیط متلب (2009b) برنامه‌نویسی شد.

(رابطه ۹) $E(\varepsilon) = (0, \dots, 0)$ and $\text{Var} = \Gamma =$

$$\begin{pmatrix} \text{Var}(\varepsilon^1) & \dots & \text{Cov}(\varepsilon^1, \varepsilon^s) \\ \vdots & & \vdots \\ \text{Cov}(\varepsilon^s, \varepsilon^1) & \dots & \text{Var}(\varepsilon^s) \end{pmatrix}$$

بردار پارامترهای B با استفاده از حداقل مربعات وزن‌دار بصورت رابطه‌های (۱۰ و ۱۱) تخمین زده می‌شود.

(رابطه ۱۰)

$$\hat{B}_w = \left(\arg \min_B \right) (\log Y - \log XB)' \Omega (\log Y - \log XB)$$

(رابطه ۱۱)

$$= ((\log X)' \Omega \log X)^{-1} ((\log X)' \Omega \log Y$$

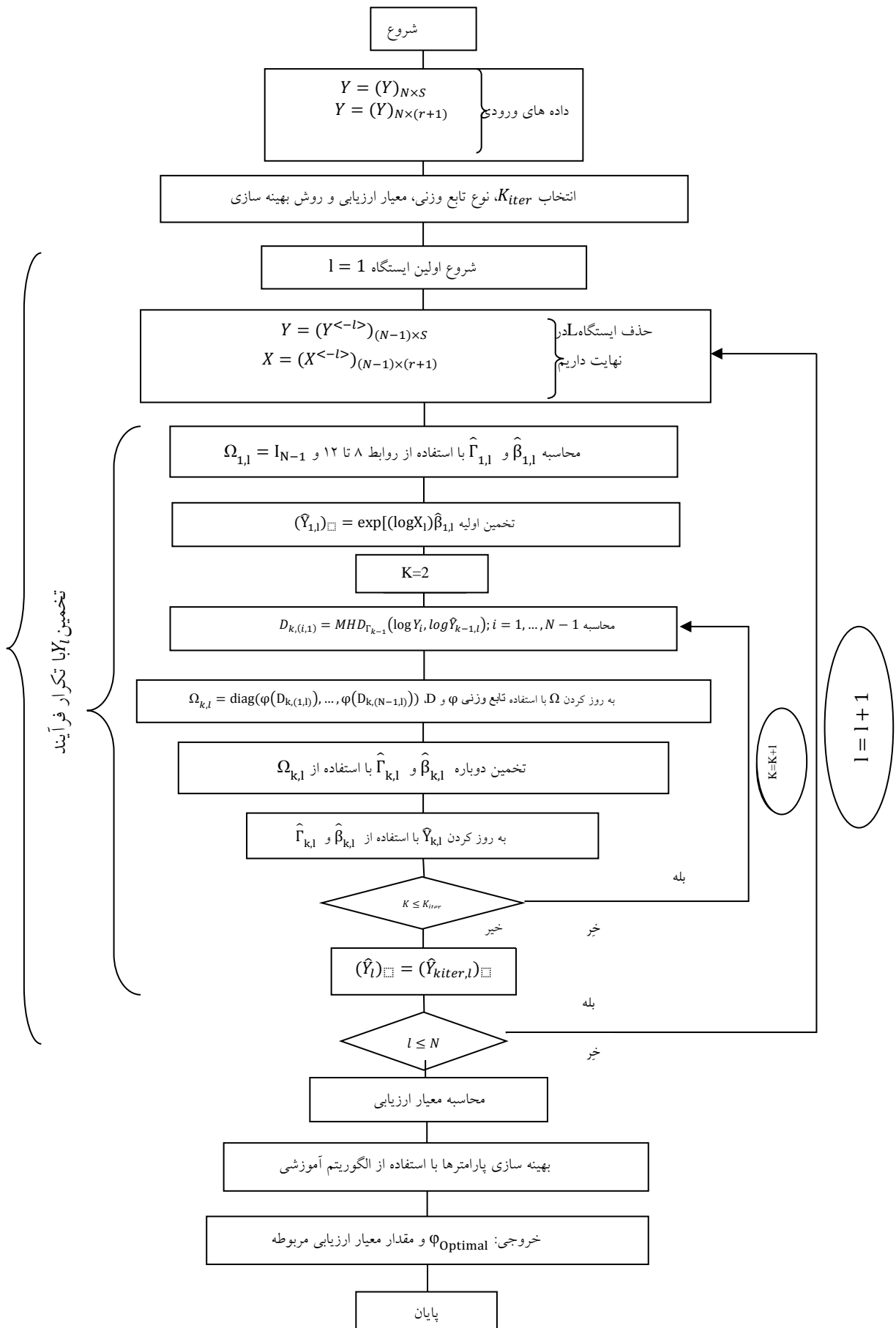
در اینجا $\Omega = \text{diag}(w_1, \dots, w_N)$ یک ماتریس قطری با درایه‌های قطری w_i (وزن‌های اختصاص یافته برای هر ایستگاه) برای ایستگاه i است. ماتریس Γ می‌تواند توسط رابطه (۱۲) تخمین زده شود.

$$\hat{\Gamma}_w = \frac{(\log Y - \log X \hat{B}_w)' (\log Y - \log X \hat{B}_w)}{N-r-1} \quad (\text{رابطه ۱۲})$$

تخمین دبی استفاده از مفهوم عمق داده در قالب رگرسیون وزنی

جهت تخمین مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف با استفاده از مفهوم عمق داده در قالب رگرسیون وزنی مراحل کار به شرح زیر است: ابتدا با استفاده از رویکرد جک نایف، یک ایستگاه از مجموعه ایستگاه‌ها حذف و به عنوان ایستگاه فاقد آمار در نظر گرفته می‌شود. سپس با در نظر گرفتن یک تابع وزنی و آمار سایر ایستگاه‌ها مقادیر دبی در دوره بازگشت‌های مختلف برای این ایستگاه تخمین زده می‌شود. پارامترهای اولیه که به صورت $\hat{\Gamma}_{1,1}$ و $\hat{B}_{1,1}$ نشان داده می‌شود با استفاده از رابطه‌های ۸ تا ۱۲ و در نظر گرفتن $X = X^{(-l)}$ و $Y = Y^{(-l)}$ و $\Omega = I_{N-1}$ محاسبه می‌شوند. در اینجا $X = X^{(-l)}$ و $Y = Y^{(-l)}$ به ترتیب پارامترهای فیزیوگرافیکی - اقلیمی و هیدرولوژیکی تمام ایستگاه به‌غیر از ایستگاه مورد نظر و I_{N-1} یک ماتریس واحد است. مقدار اولیه $\hat{Y}_{1,1}$ با جایگذاری $\hat{B}_{1,1}$ به جای B در رابطه (۹) بدست می‌آید. سپس برای هر تکرار K که $K = 2, 3, \dots, K_{\text{iter}}$ (در این تحقیق تعداد تکرارها K_{iter} برابر با ۲۵ قرار داده شد) است مقدار عمق ماهلابونیس (رابطه (۷)) ایستگاه‌های دارای آمار نسبت به ایستگاه فاقد آمار 1 با استفاده از رابطه (۱۳) محاسبه می‌گردد.

رویکرد چک‌نایف



شکل ۱- فلوجارت مراحل اجرای رویکرد مبتنی بر عمق داده در قالب رگرسیون وزنی چند متغیره

این نمودارها ملاحظه می‌شود در هر سه دوره بازگشت مورد بررسی یک تفکیک مشخص بین مقادیر دبی در بزرگی‌های مختلف در فضای فیزیوگرافیکی وجود دارد. البته در این نمودارها پراکنش اغلب ایستگاه‌ها در اطراف مبدأ هستند که در این حالت نیاز به برون‌یابی کمتری است. در شکل (۲) نیم تغییر نما برازش داده شده به داده‌های مشاهداتی برای سیلاب‌ها با دوره بازگشت‌های مختلف آورده شده‌اند که در تمام ایستگاه‌های مورد بررسی نیمه تغییر نما گوسی بهترین برازش را به داده‌های مشاهداتی داشتند. در تحقیقات نیز (Chokmani and Ouarda, 2004; Archfield et al; 2013) نیم تغییر نما گوسی برازش بهتری نسبت به سایر مدل‌های نیم تغییر نما به داده‌های سیلاب در فضای فیزیوگرافی داشت.

بر اساس تغییر نمای‌های تجربی در نرم‌افزار GS+۵، ساختار مکانی کمیت هیدرولوژیکی (سیلاب با دوره بازگشت‌های مختلف) شناسایی شد (شکل ۳). با توجه به شکل (۳) مشاهده می‌شود که پراکنش ایستگاه اطراف خط نیم تغییر نما برازش داده هستند، که نشان دهنده وجود یک الگوی مکانی خوب از داده‌های سیل در دوره بازگشت مختلف در منطقه مورد مطالعه است. همچنین مطابق شکل با افزایش دوره بازگشت سطح آستانه افزایش و دامنه تأثیر آن کاهش می‌یابد که به دلیل افزایش دبی با افزایش دوره بازگشت قابل توجیه است. در روش آنالیز همبستگی کانونی محورها به شکلی محاسبه می‌شوند که همبستگی بین متغیرهای فیزیوگرافیکی و اقلیمی با متغیرهای هیدرولوژیکی حداکثر شود؛ که این باعث می‌شود تا همبستگی مکانی متغیرهای هیدرولوژیکی در فضای فیزیوگرافیکی بدست آمده از آنالیز همبستگی کانونی بهتر تعریف شوند. با توجه به این شکل‌ها ملاحظه می‌شود در فواصل کم مقدار واریانس محاسباتی کم است و با افزایش فاصله مقدار واریانس محاسباتی افزایش پیدا کرده تا در نهایت زمانی که این فاصله به اندازه مشخص رسید (دامنه) به مقدار آستانه خود می‌رسد. از طرف دیگر الگوی پراکنش داده‌های برای هر سه دوره بازگشت تقریباً مشابه یکدیگر هستند. در جدول (۳) آماره‌های مربوط به نیم تغییر نماها آورده شده‌اند. با توجه به این جدول ملاحظه می‌شود با افزایش دوره بازگشت اثر نقطه‌ای و سیل افزایش پیدا کرده است. این در حالی است که بزرگترین دامنه مربوط به سیلاب با دوره بازگشت ۱۰ سال و کمترین دامنه مربوط به سیل با دوره بازگشت ۵۰ سال است. با توجه به این جدول می‌توان دید کمترین و بیشترین مقدار RSS به ترتیب مربوط به واریوگرام‌ها سیلاب‌های دوره بازگشت ۱۰۰ و ۱۰ سال هستند.

ارزیابی مدل‌ها

پس از برآورد مقادیر سیلاب در دوره بازگشت مختلف با استفاده از روش‌های مختلف، عملکرد مدل‌های مختلف با استفاده از معیارهای ضریب همبستگی (R)، ناش ساتکلیف (رابطه (۱۸))، RMSE، (رابطه (۱۹)) و BIASr (رابطه (۲۰)) ارزیابی شد.

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (q_i - \hat{q}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q})^2} \quad (\text{رابطه } 18)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (q_i - \hat{q}_i)^2} \quad (\text{رابطه } 19)$$

$$BIASr = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{q_i - \hat{q}_i}{q_i} \right) (q_i - \hat{q}_i) \quad (\text{رابطه } 20)$$

که در روابط ارائه شده n تعداد ایستگاه‌ها، q_i و \hat{q}_i به ترتیب دبی مشاهده‌ای و منطقه‌ای متعلق به ایستگاه i ام با دوره بازگشت می‌باشد.

نتایج و بحث

تجزیه و تحلیل نتایج روش رگرسیون چند متغیره

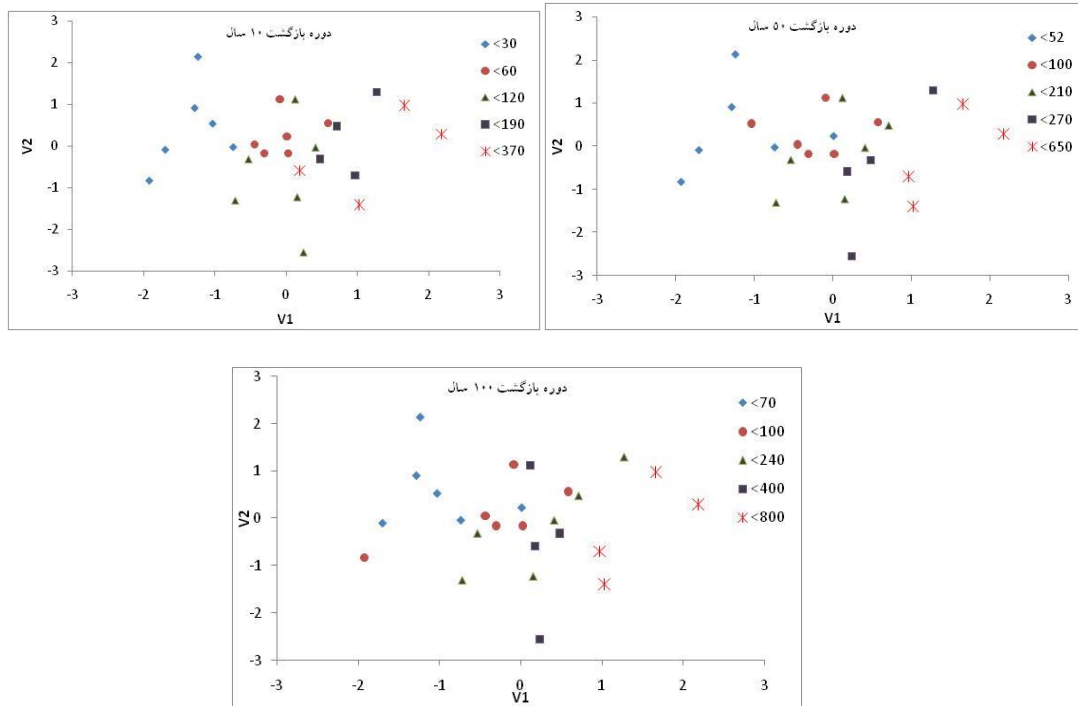
ابتدا با استفاده از روش رگرسیون چند متغیره گام به گام برای هر یک از دبی‌ها در دوره بازگشت‌های مختلف مهمترین پارامترهای مستقل تعیین و سپس مقادیر سیل در سه دوره بازگشت مورد نظر محاسبه گردید. در روش گام به گام در اغلب موارد از بین هشت پارامتر فیزیوگرافیکی و اقلیمی مورد استفاده در نهایت چهار پارامتر مساحت، ضریب گراویلوس، طول آبراهه اصلی و شیب به عنوان پارامتر اصلی انتخاب شدند. مقادیر دبی‌های برآورد شده‌ی متناظر با دوره‌های بازگشت مختلف در جدول (۲) ارائه شده است. با توجه به جدول (۲) ملاحظه می‌گردد که در این روش بهترین عملکرد مدل مربوط به سیلاب با دوره بازگشت ۵۰ سال و سپس ۱۰۰ سال است. در مجموع با توجه به مقادیر ضریب ناش و سایر ضرایب خطای بدست آمده عملکرد این روش قابل قبول نمی‌باشد.

تجزیه و تحلیل نتایج روش کریجینگ در فضای اقلیدسی

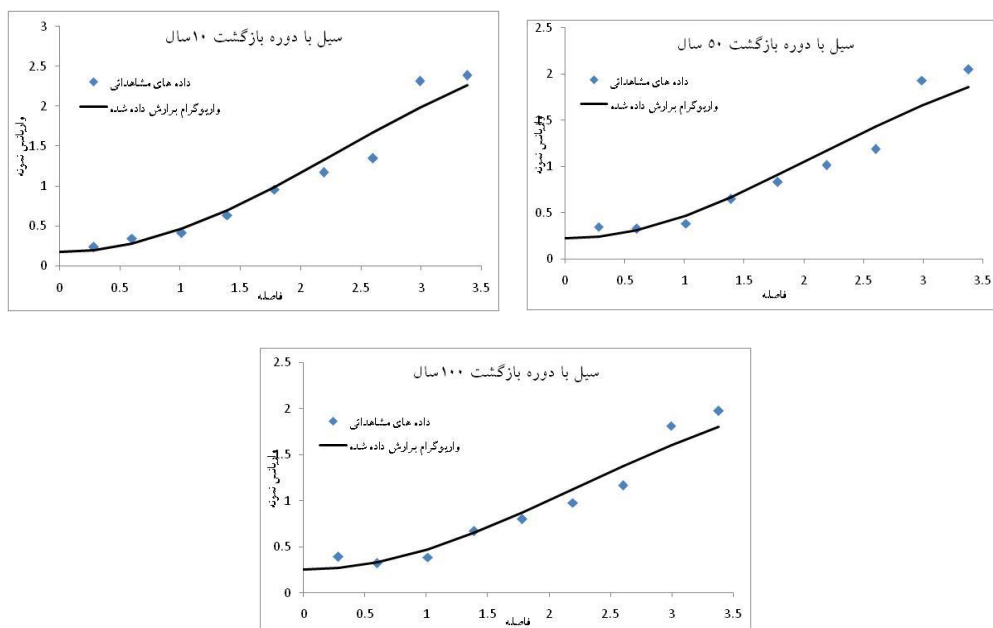
در روش کریجینگ در فضای اقلیدسی پس از نرمال‌سازی داده‌ها، با استفاده از پارامترهای مستقل و وابسته دو مؤلفه اول در روش آنالیز همبستگی کانونی محاسبه و پس از برازش، نیمه تغییر نما مناسب با استفاده از روش کریجینگ در ایستگاه فاقد آمار محاسبه گردید. در شکل (۲) نمودارهای مقادیر سیلاب در فضای فیزیوگرافیکی بدست آمده از دو مؤلفه اصلی اول آنالیز همبستگی کانونی ارائه شده است. با توجه به

جدول ۲. دبی‌های برآورد شده دوره‌های بازگشت مختلف با روش رگرسیون چند متغیره گام به گام

دوره بازگشت ۱۰۰ سال	دوره بازگشت ۵۰ سال	دوره بازگشت ۱۰ سال	معیار خطا
۱۸۳/۶۰	۱۴۰/۱۵	۱۶۳/۷۲	RMSE
۰/۴۹	۰/۵۷	۰/۲۲	R
۰/۰۱	۰/۲۰	-۱/۴۳	NASH
-۰/۴۰	-۰/۳۵	-۰/۴۷	BIASr



شکل ۲. پراکنش مقادیر سیلاب در دوره بازگشت‌های مختلف در فضای فیزیوگرافیک (در این شکل‌ها هر یک از علائم نشان دهنده مقادیر دبی (متر مکعب بر ثانیه) کمتر از یک مقدار مشخص است، در هر یک از شکل‌ها $v1$ اولین مؤلفه همبستگی کانونی و $v2$ دومین مؤلفه همبستگی کانونی هستند)



شکل ۳. نیم تغییر نماهای برازش شده به داده‌های سیلاب در سه دوره بازگشت مورد مطالعه در فضای فیزیوگرافیکی

جدول ۳. خصوصیات آماری نیم تغییر نماها در سه دوره بازگشت مورد بررسی

دوره بازگشت سیل	اثر نقطه‌ای	دامنه	سیل	ضریب همبستگی	RSS
۱۰ سال	۰/۱۷۰	۵/۵۴۷	۳/۳۵	۰/۹۷۵	۰/۲۶۴
۵۰ سال	۰/۲۲۱	۵/۰۸۴	۲/۴۵۲	۰/۹۷	۰/۲۱۷
۱۰۰ سال	۰/۲۴۹	۵/۴۱۶	۲/۵۰۸	۰/۹۷۳	۰/۱۶۵

پس از برازش نیم تغییر نما مناسب به داده‌های مشاهده‌ای با استفاده از روش کریجینگ، مقدار سیلاب در دوره بازگشت‌های مختلف برای ایستگاه فاقد آمار برآورد گردید. در این حالت مقدار دبی در ایستگاه فاقد آمار میانگین وزنی از مقادیر سیلاب در ایستگاه‌های دارای آمار است که این وزن‌ها متناسب با همبستگی مکانی بین ایستگاه فاقد آمار و ایستگاه‌های دارای آمار است. نتایج مربوط به روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی به صورت جدول (۴) می‌باشد که با توجه به مقادیر معیارهای خطا، بهترین نتایج مربوط به سیلاب با دوره بازگشت ۱۰ سال و سپس ۵۰ سال است. در این روش

بهترین مقدار ناش ساتکلیف بدست آمده برابر ۰/۵۵ است که کمتر از مقادیر به دست آمده در تحقیق (Chokmani and Ouarda, 2004) (در تحقیق مذکور مقدار ناش ساتکلیف بین ۰/۷۰ تا ۰/۷۸ بدست آمد) است. این موضوع را می‌توان به دلیل تعداد کم ایستگاه مورد مطالعه، تغییرات زیاد در اندازه حوضه های مورد بررسی (در این حالت مدل برای برآورد سیلاب در حوضه خیلی بزرگ و حوضه‌های خیلی کوچک برون‌یابی می‌کند که معمولاً خطای برون‌یابی بیشتر از خطای درون‌یابی است) و همچنین تغییرات زیاد شرایط هیدرولوژیکی در مناطق خشک و نیمه‌خشک دانست.

جدول ۴. دبی‌های برآورد شده دوره‌های بازگشت مختلف با استفاده از کریجینگ فضای فیزیوگرافیکی

معیار خطا	دوره بازگشت ۱۰ سال	دوره بازگشت ۵۰ سال	دوره بازگشت ۱۰۰ سال
RMSE	۷۰/۴۶	۱۱۳/۵۰	۱۲۹/۷۹
R	۰/۷۷	۰/۷۲	۰/۷۳
NASH	۰/۵۵	۰/۴۷	۰/۵۱
BIASr	-۰/۳۳	-۰/۴۱	-۰/۴۷

تجزیه و تحلیل نتایج رویکرد عمق داده در رویکرد عمق داده هر یک از ایستگاه‌ها به ترتیب به‌عنوان ایستگاه فاقد آمار در نظر گرفته شد و با استفاده از آمار سایر ایستگاه‌ها و در نظر گرفتن نتایج هدف جمع مربعات خطا، مقدار جهش ۰/۱، توزیع ۰/۶ و جمعیت اولیه ۲۰ کروموزوم، بهینه‌سازی پارامترهای تابع وزنی برای آن ایستگاه صورت گرفت. پس از محاسبه وزن‌ها برای هر ایستگاه با در نظر گرفتن خصوصیات فیزیوگرافیکی و اقلیمی، مقدار سیلاب در دوره بازگشت‌های مختلف در ایستگاه مورد نظر برآورد گردید که نتایج آن در جدول (۵) آورده شده است. با توجه به این جدول مشاهده می‌شود به غیر از معیار ناش ساتکلیف در سایر معیارهای خطا، بهترین عملکرد مدل مربوط به سیلاب با دوره بازگشت ۱۰ سال و سپس ۵۰ سال است. در تحقیقات (Chokmani and Ouarda, 2004; Shu and Ouarda, 2004)

تجزیه و تحلیل نتایج رویکرد عمق داده

افزایش دوره بازگشت تفاوت بین مقادیر برآورد شده و مشاهداتی بیشتر گردید. این موضوع به این دلیل است که با افزایش دوره بازگشت، خطای ناشی از برازش توزیع داده‌ها برای دبی‌ها با احتمال وقوع کم، زیاد شده و وقتی این خطا در هر یک از مدل‌های آنالیز منطقه‌ای وارد می‌شود خطای مدل‌سازی نیز به آن اضافه شده و منجر به خطای بزرگی برای سیلاب‌ها با دوره بازگشت بالا می‌گردد. بر اساس معیار NASH عملکرد این روش در همه‌ی دوره بازگشت‌ها بیشتر از ۰/۶۵ برآورد گردید، که نشان‌دهنده پیش‌بینی‌های دقیق‌تر و قابل قبول‌تر برآورد سیلاب در حوضه‌های بدون آمار است. از آنجا که مقادیر دو شاخص RMSE و BIASr با دوره بازگشت افزایش می‌یابد؛ در نتیجه با افزایش دوره بازگشت عدم قطعیت برآوردهای منطقه‌ای افزایش می‌یابد.

جدول ۵. نتایج برآورد سیلاب در سه دوره بازگشت مختلف با استفاده از رویکرد مبتنی بر عمق داده در قالب رگرسیون چند متغیره وزنی

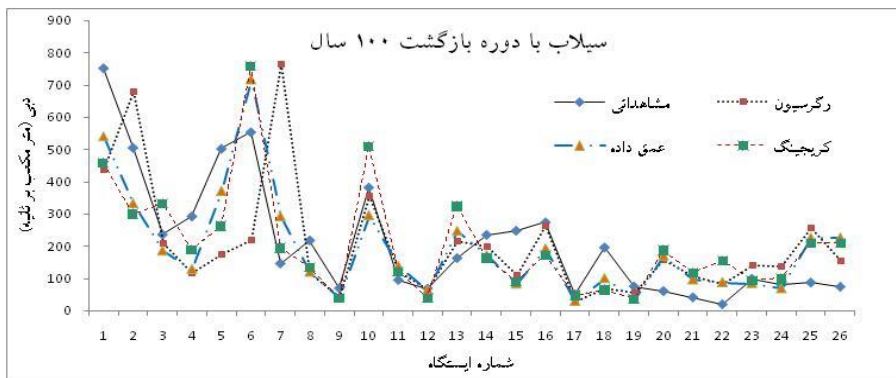
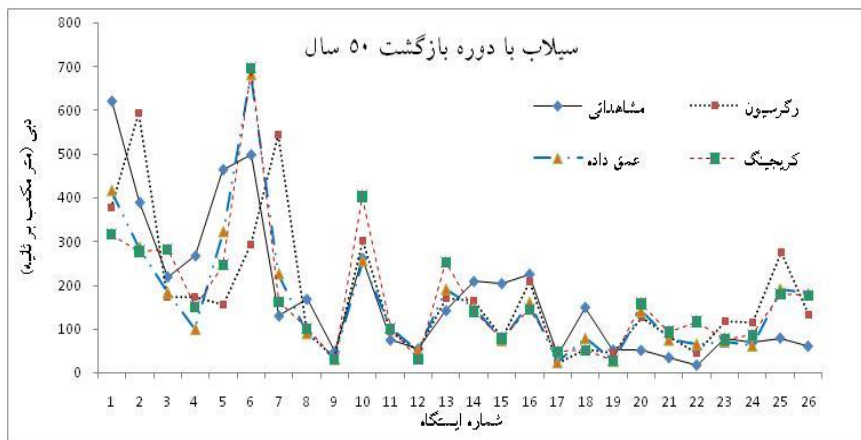
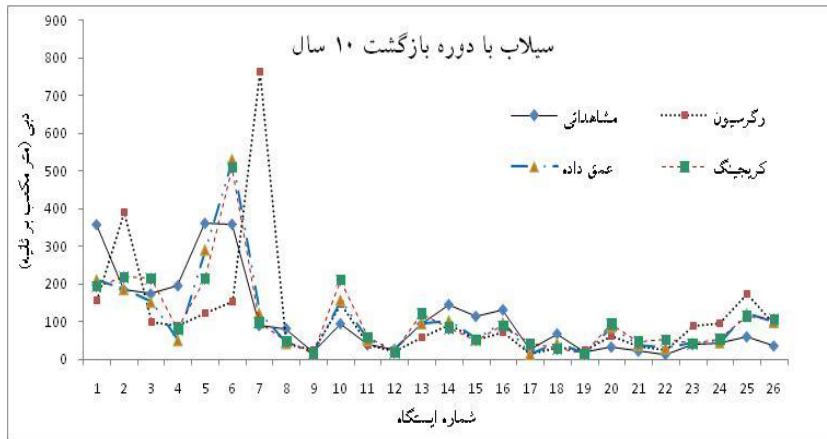
معيار خطا	دوره بازگشت ۱۰ سال	دوره بازگشت ۵۰ سال	دوره بازگشت ۱۰۰ سال
RMSE	۶۲/۹۳	۹۲/۵۶	۱۰۸/۹۵
R	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۸۱
NASH	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۶۵
BIASr	-۰/۱۸	-۰/۲۳	-۰/۲۸

ارزیابی عملکرد روش‌های مختلف

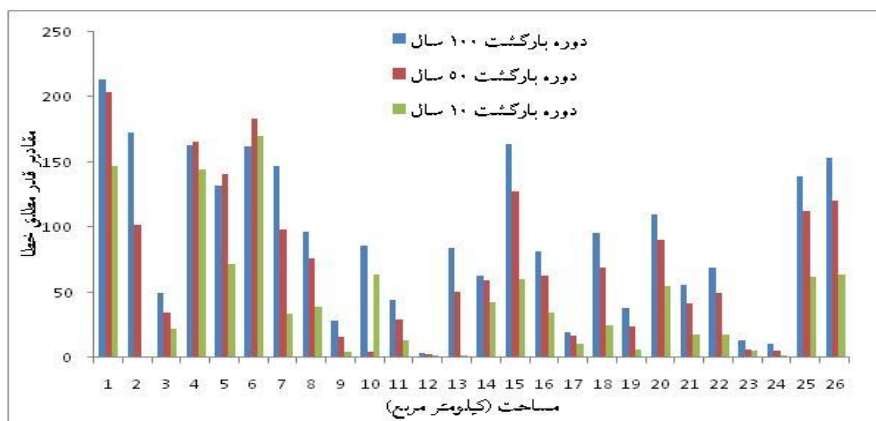
در مقایسه با روش‌های رگرسیون چند متغیره و کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی در روش مبتنی بر عمق داده، مقادیر معیارهای ناش ساتکلایف، RMSE، ضریب همبستگی و BIASr برای هر سه دوره بازگشت نزدیک به هم بوده و به نوعی می‌توان گفت که عملکرد روش مبتنی بر عمق داده در برآورد دبی‌های سیلابی تقریباً شبیه هم بوده است. با مقایسه جداول (۲)، (۳) و (۴) مشاهده می‌شود در هر سه دوره بازگشت با توجه به معیارهای ارزیابی، کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی بهتر از روش رگرسیون چند متغیره گام به گام و رویکرد مبتنی بر عمق داده بهتر از دو روش دیگر مقادیر سیلاب در دوره بازگشت‌های مختلف را تخمین زده‌اند. عملکرد ضعیف روش رگرسیون چند متغیره گام به گام نسبت به روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی می‌تواند به دلایل زیر باشد (Sheikh *et al.*, 2014): (۱) بکارگیری فاصله‌ی اقلیدسی بین حوضه‌ها در فضای فیزیوگرافیکی و بر اساس شباهت در رژیم هیدرولوژیکی، (۲) تمایل روش‌های زمین آمار در به حداقل رساندن میزان خطای اریب در محاسبات، و (۳) طراحی فضای فیزیوگرافی بر اساس روش که به دنبال حداکثر رساندن همبستگی میان متغیرهای اقلیمی، فیزیوگرافیکی و هیدرولوژیکی حوضه‌های آبخیز می‌باشد. در تحقیقات (Castiglioni *et al.*, 2009; Archfield *et al.*, 2013) به ترتیب در برآورد دبی‌های کم‌آبی و سیلابی، روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی عملکرد بهتری نسبت به رگرسیون چند متغیره داشته است. در تحقیق (Chebana and Ouarda, 2008) رویکرد مبتنی بر عمق داده عملکرد بهتری نسبت به روش آنالیز همبستگی کانونی داشته است. در مطالعه (Wazneh *et al.*, 2013a) نیز رویکرد مبتنی بر عمق داده عملکرد بهتری نسبت به روش‌های کریجینگ در فضای اقلیدسی و رگرسیون چند متغیره نشان داد. به دلیل اینکه در روش مبتنی بر عمق داده هر یک از ایستگاه‌ها متناسب با

نزدیکی خصوصیات آن به خصوصیات حوضه فاقد آمار رتبه‌بندی می‌شوند و سپس مقادیر دبی در ایستگاه فاقد آمار توسط بهینه‌سازی وزن‌های تابع وزنی و بصورت تکراری با حداقل کردن خطا بین مقادیر مشاهداتی و پیش‌بینی، برآورد می‌گردد. به عبارتی می‌توان گفت در این روش با در نظر گرفتن تابع وزنی به نوعی اثر مرزها (که در روش‌هایی که در آنها در ابتدا همگن‌بندی صورت می‌گیرد اثر مرزها وجود دارد) در مدل‌سازی وارد می‌شود. همچنین از مفهوم عمق داده جهت رتبه‌بندی و وزن‌دهی ایستگاه‌های مختلف برای تخمین مقدار دبی در حوضه فاقد آمار استفاده می‌کند. در نهایت همانند روش شبکه عصبی از یک فرآیند آموزش تکراری در بهینه‌سازی وزن‌های تابع وزنی و کم کردن خطاها استفاده می‌کند. در هر سه روش در هر سه دوره بازگشت مورد بررسی مقدار معیار BIASr منفی است که به نوعی نشان دهنده برآورد بالا از مقادیر سیلاب است.

در شکل (۴) مقادیر برآورد شده سیلاب با استفاده از هر سه مدل برای هر سه دوره بازگشت آورده شده است. با توجه به این شکل‌ها ملاحظه می‌شود دو روش کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی و روش مبتنی بر عمق داده تقریباً از روند مشابهی پیروی می‌کنند. با مقایسه نمودارها مربوط به هر سه دوره بازگشت ملاحظه می‌شود هر سه مدل در پیش‌بینی سه دوره بازگشت سیل روند تقریباً یکسان دارند بخصوص این موضوع برای روش مبتنی بر عمق داده مشهودتر است. به منظور بررسی بیشتر تأثیر اندازه حوضه بر عملکرد مدل در شکل (۵) مقادیر قدر مطلق خطا در برابر مساحت برای روش مبتنی بر عمق داده آورده شده است. با توجه به این شکل ملاحظه می‌شود در برخی حوضه‌ها با مساحت کم مقادیر خطا زیاد است با توجه به اینکه در حوضه‌های کوچک کوچکترین خطا در محاسبه پارامترهای فیزیوگرافیکی و اقلیمی منجر به خطای زیاد می‌گردد، لذا بزرگترین نسبت خطا به مساحت مربوط به حوضه‌های با مساحت کم می‌باشد.



شکل ۴. مقادیر پیش بینی شده در برابر مقادیر مشاهداتی در سه دوره بازگشت مختلف با استفاده سه رویکرد مورد استفاده



شکل ۵. مقادیر خطا بدست آمده از روش مبتنی بر عمق داده در برابر مساحت

نتیجه‌گیری

اقلیدسی دارد. مفهوم عمق داده با داشتن چهار ویژگی ۱- عدم حساسیت به مقیاس ۲- حداکثر بودن در مرکز ۳- یکنوا بودن نسبت به عمیق‌ترین نقطه ۴- عدم تأثیر در فواصل دور، قادر بوده از داده‌ها در مقیاس‌های مختلف استفاده کند. همچنین برای تخمین داده‌های هر ایستگاه، متناسب با دوری و نزدیکی ایستگاه‌های اطراف به آنها وزن بدهد. این روش بدون نیاز به همگن‌بندی از اطلاعات تمام ایستگاه‌ها در تخمین مقادیر سیلاب در ایستگاه مورد نظر استفاده می‌کند. همچنین در این روش نیازی به نرمال بودن داده‌ها نیست و وجود انواع توابع عمق و توابع وزنی انعطاف‌پذیری بالایی به این روش داده است. در این روش عملکرد مدل در برآورد هر سه دوره بازگشت تقریباً شبیه هم بود به‌علاوه نتایج نشان بیشترین نسبت خطا به مساحت مربوط به حوضه‌های با مساحت کم است

یکی از مشکلات عمده در طراحی سازه‌های آبی در برخی از حوضه‌ها عدم وجود ایستگاه هیدرومتری در پایین دست است. در این حالت با استفاده از آنالیز منطقه‌ای سیلاب اطلاعات مربوط به خصوصیات هیدرولوژیکی حوضه‌های دارای ایستگاه به حوضه‌های فاقد ایستگاه بسط داده می‌شوند. تاکنون روش‌های مختلفی برای آنالیز منطقه‌ای سیلاب ارائه شده‌اند که در هر منطقه نیاز است تا روش مناسب برای آن منطقه تعیین گردد. بدین منظور در این تحقیق اقدام به آنالیز منطقه‌ای سیل در دامنه جنوبی البرز با استفاده از سه روش رگرسیون چند متغیره، کریجینگ در فضای فیزیوگرافیکی و روش رگرسیون وزنی چند متغیره مبتنی بر عمق داده گردید. نتایج این تحقیق نشان داد رویکرد مبتنی بر عمق داده عملکرد بهتری نسبت به دو روش رگرسیون چند متغیره گام به گام و روش کریجینگ در فضای

REFERENCES

- Archfield, S. A., Pugliese, A., Castellarin, A., Skjøien, J. O. and Kiang, J. E. (2013.) Topological and canonical kriging for design flood prediction in ungauged catchments: an improvement over a traditional regional regression approach?. *Hydrological Earth Syst. Sci.*, 17, pp.1575–1588.
- Bardossy, A. and Singh, S. K. (2008) Robust estimation of hydrological model parameters, *Hydrological Earth Syst. Sci.*, 12, pp. 1273–1283.
- Burn, D.H. (1990) Evaluation of regional flood frequency analysis with a region of influence approach, *Water Resour. Res.*, 26, pp. 2257–2265.
- Castiglioni, S., Castellarin, A. and Montanari, A. (2009) Prediction of low-flow indices in ungauged basins through physio-graphical space-based interpolation, *J. Hydrol.*, 378, PP.272–280
- Chebana, F. and Ouarda, T. B. M. J. (2008) Depth and homogeneity in regional flood frequency analysis, *Water Resour. Res.*, 44, W11422, doi :10.1029/2007WR006771.
- Chebana, F. and Ouarda, T. B. M. J. (2011a) Depth-based multivariate descriptive statistics with hydrological applications, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 116, D10120.
- Chebana, F. and Ouarda, T. B. M. J. (2011b) Multivariate extreme value identification using depth functions, *Environmetrics*, 22, PP. 441–455.
- Chokmani, F. and Ouarda, T. B. M. J. (2004) Physiographical space based kriging for regional flood frequency estimation at ungauged sites, *Water Resour. Res.*, 40, PP. 1–13.
- Cunderlik, J.M and Burn, D.H. (2006) Switching the pooling similarity distances: Mahalanobis for Euclidean. *WATER RESOURCES RESEARCH*, VOL. 42, W03409.
- Gingras, D. and Adamowski, K. (1992) Coupling of nonparametric frequency and L-moment analysis for mixed distribution identification. *Water Resources Bulletin*, 28: PP. 263 – 272.
- Grehys, (1996) Presentation and review of some methods for regional flood frequency analysis, *J. Hydrol.*, 186, PP. 63–84.
- Grover, P.L., Burn, D.H. and Cunderlik, J.M. (2002) A comparison of index flood estimation procedures for ungauged catchments. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 29 : PP. 734 – 741.
- Javelle, P., Ouarda, T.B.M.J., Lang, M., Bobee, B., Galea, G. and Gresillon, G.M. (2002) Development of regional flood-duration-frequency curves based on the index-flood method. *Journal of Hydrology*, 258(1 – 4): PP. 249 – 259.
- Kraube, T. and Cullmann, J. (2012) Towards a more representative parametrisation of hydrologic models via synthesizing the strengths of Particle Swarm Optimisation and Robust Parameter Estimation, *Hydrological Earth Syst. Sci.*, 16, PP. 603–629.
- Kraube, T., Cullmann, J., Saile, P. and Schmitz, G. H. (2012) Robust Multi objective calibration strategies possibilities for improving flood forecasting, *Hydrological Earth Syst. Sci.*, 16, PP. 3579–3606,
- Ouarda, T. B. M. J., Girard, C., Cavadias, G. S. and Bobee, B. (2001) Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis, *J. Hydrol.*, 254, PP.157–173.
- Ouarda, T. B. M. J., Ba, K. M., Diaz-Delgado, C., Carsteanu, A., Chokmani, K., Gingras, H., Quentin, E., Trujillo, E. and Bobee, B. (2008) Intercomparison of regional flood frequency estimation methods at ungauged sites for a Mexican case study, *J. Hydrol.*, 348, PP. 40–58.
- Pandey, G.R. and Nguyen, V.T.V. (1999) A comparative study of regression based methods in

- regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 225: PP. 92 – 101.
- Saf, B. (2008) Application of index procedures to flood frequency analysis in Turkey. *Journal of the American Water Resources Association*, 44 (1): PP. 37 – 47.
- Sheikh, Z., Dehvari, A. and Farsadnia, F. (2014) Comparison Canonical Kriging and Linear Moments Methods for Regiona Flood Frequency Analysis in Mazandaran Province. *Iran-Watershed Management Science & Engineering*, Vol. 8, No. 25. PP. 25-38. (In Farsi).
- Shu, C. and Ouarda, T. B. M. J. (2007) Flood frequency analysis at ungauged sites using artificial neural networks in canonical co-relation analysis physiographic space, *Water Resour. Re.*, 43, W07438, doi:10.1029/2006WR005142.
- Stedinger, J.R. and Lu, L.H. (1995) Appraisal of regional and index flood quantile estimators. *Stochastic Hydrolics and Hydraulics* 9(1): PP. 49 – 75.
- Tukey, J.W. (1974) *Mathematics and the picturing of data*, Vol. 2, Proceedings of the International Congress of Mathematicians, Van-couver, B.C., 1974, Canad. Math. Congress, Montreal, Quebec, PP. 523–531,
- Verhulst, P. F. (1938) Notice sur la loi que la population poursuit dans son accroissement, *Correspondance Mathématiqueet Physique*, 10, PP. 113–121.
- Wazneh, H., Chebana, F. and Ouarda, T. B. M. J. (2013a) Optimal depth-based regional frequency analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, PP. 2281–2296.
- Wazneh, H., Chebana, F. and Ouarda, T. B. M. J. (2013b) Depth-based regional index-flood model. *WATER RESOURCES RESEARCH*, VOL. 49, PP. 7957–7972.