نشریه علمی-پژوهشی مهندسی و مدیریت آبخیز
جلد ۱۳، شماره ۴، ۱۴۰۰، صفحات ۶۵۰-۶۷۱

Journal of Watershed Engineering and Management
Volume 13, Issue 4, 2022, Pages 650-671
DOI: 10.22092/ijwmse.2021.341719.1767

بررسی تحقیقات جریان پایه در ایران و جهان

رحیم کاظمی*[1]

[1] استادیار پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، تهران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۲/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۸/۰۵

چکیده

در دو دهه گذشته تحقیقات متعددی در رابطه با موضوع جریان پایه رودخانه‌ها در کشور صورت گرفته است، اما تا کنون پژوهشی که به‌طور جامع و ویژه به مرور تحقیقات جریان پایه رودخانه‌ها بپردازد، صورت نگرفته تا حوزه‌های مختلف این موضوع شناسایی و حوزه‌های مغفول مانده، معرفی و مورد توجه قرار گیرد. در این پژوهش، ابتدا با مرور منابع در سطح جهانی و کشوری، روند پیشرفت مطالعات در گرایش‌های مختلف این حوزه، بررسی و سپس، بر اساس روش آرشیوی به بررسی و طبقه‌بندی پایان‌نامه‌ها، مقالات و گزارشات چاپ شده در نشریات معتبر داخلی و کنفرانس-های مربوطه داخل کشور در دو دهه گذشته پرداخته شد. هدف اصلی این پژوهش، شناسایی حوزه‌های تحقیق در جریان پایه رودخانه‌ها و تعیین حوزه‌های کمتر توجه شده و مغفول مانده در تحقیقات داخل کشور است. مقالات بررسی شده در این پژوهش بر اساس قلمرو مکانی، روش تحقیق، تئوری، فنون تحلیل داده و موضوع، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. نتایج این تحقیق حاکی از آن است که گرایش‌های پژوهشی تحقیقات جریان پایه در ایران، در چهار دسته عمومی قابل تقسیم‌بندی است که ۲۸/۲۱ درصد از پژوهش‌ها مرتبط با گرایش کاربردی، ۳۷/۱۸ درصد به مقایسه و معرفی روش مناسب تفکیک جریان پایه، ۱۹/۲۳ درصد به بررسی عوامل موثر بر جریان پایه و ۱۵/۳۸ درصد نیز به استفاده عمومی و توصیف شرایط هیدرولوژیک منطقه پژوهش تعلق دارد. نتیجه کلی، بیانگر مطالعات محدود، فقدان روش‌های نوآورانه و جدید و تمرکز بر استفاده از روش‌های معمول و تکراری و عدم توجه کافی از سوی مراکز علمی و پژوهشی کشور به این حوزه است.

واژه‌های کلیدی: پارامترهای ژئومورفولوژی، تغییر اقلیم، حوزه آبخیز، روش‌های تفکیک، مداخلات انسانی، مدیریت منابع آب

مقدمه

درک علمی فرایندهای حوزه آبخیز و جریان پایه برای سیاست‌گذاری و مدیریت موثر منابع آب مهم و اساسی است. رشد جمعیت با افزایش تقاضای آب شیرین، برای مصارف صنعت، کشاورزی و شرب، همراه است و کمبود آب، حتی در مناطق مرطوب و نیمه مرطوب کشور احساس می‌شود. برآورد جریان پایه در دسترس و شاخص مربوطه، به‌عنوان سهم مشارکت آب‌های زیرسطحی در جریان‌های سطحی، همواره یکی از موضوعات مهم در هیدرولوژی بوده، اطلاع از میزان آن نقش مهمی در مدیریت بهینه منابع آب دارد و برای توسعه استراتژی مدیریت کیفی و کمی منابع آب، مورد نیاز است. برآورد میزان مشارکت آب-های زیرسطحی در آب‌های سطحی در یک حوزه

* مسئول مکاتبات: ra_hkazemi@yahoo.com

آبخیز برای فعالیت‌های گسترده‌ای از جمله برنامه‌ریزی زمان‌های کم‌آبی و خشکسالی، بررسی وضعیت اکوسیستم، برنامه‌ریزی نیازمندی‌های آب شرب، مباحث آلودگی آب رودخانه و چگونگی پخش آلودگی از این طریق مورد نیاز است. جریان پایه به‌طور طبیعی به‌وسیله یک طیف وسیعی از عوامل شامل الف) مشخصه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، خاک و پوشش گیاهی حوضه، ب) مولفه‌های هیدرولوژیکی و اقلیمی، ج) ژئومورفولوژی و شبکه رودخانه‌ای، د) توزیع مخازن در رودها و سفره‌های آب زیرزمینی، و) تبخیر و تعرق از رودها و کل حوضه و ی) پیکربندی و طبیعت آبخوان‌های ساحلی و نزدیک سطح خاک، تأثیر می‌پذیرند. بسیاری از این عوامل ممکن است، تحت تأثیر دخالت‌های انسانی تغییر کنند و از این‌رو، شناخت روابط بین جریان پایه و مشخصه‌های مختلف موثر برآن با نگاه به اثرات انسانی در تغییر اقلیم و کاربری‌ها، اهمیت حیاتی دارد. نیاز به درک بیشتر از پاسخ جریان به تغییرات مولفه‌های خارجی ده‌ها سال قبل شناخته شده است. اما تحقیقات، عموماً بر شناخت پاسخ سیل به افزایش مداخلات انسانی تأکید داشته، تمرکز بر شناخت برهم‌کنش مولفه‌های موثر بر جریان پایه نبوده است. لذا، از این نظر منابع تحقیقات داخلی، فاقد توجه کافی به مطالعات مربوط به جریان پایه و پاسخ به تأثیرات انسانی است.

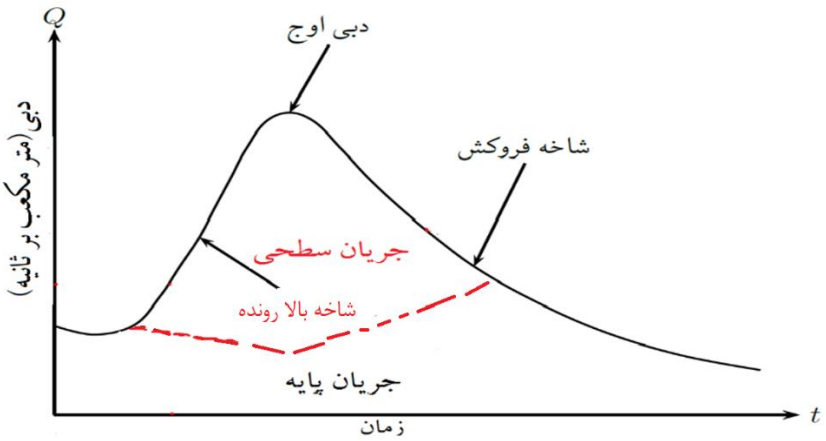
هدف اصلی این پژوهش، ارائه خلاصه‌ای منسجم از وضعیت فعلی تحقیقات در خصوص جریان پایه و بررسی و تجزیه و تحلیل تحقیقات، به‌منظور شناسایی حوزه‌های تحقیق در جریان پایه رودخانه‌ها و تعیین حوزه‌های کمتر توجه شده و مغفول مانده در تحقیقات داخل کشور است. این بررسی، ابتدا یک تعریف اساسی از جریان پایه را ارائه می‌دهد و سپس، به فنون تفکیک جریان پایه از هیدروگراف جریان می‌پردازد. در ادامه، بر مرور منابع مرتبط با بررسی اثرات مولفه‌های مختلف ژئومورفیک، انسانی، هیدرولوژیک و اقلیمی برجریان پایه در ایران و جهان تاکید دارد. سپس، به پیش‌بینی در حوضه‌های فاقد آمار و منطقه‌بندی جریان و مشخصه‌هایی از حوضه که برای منطقه‌بندی مؤلفه‌های جریان مورد استفاده قرار گرفته‌اند، می‌پردازد. سرانجام، تحقیقات انجام شده در زمینه جریان پایه در ایران را مورد بررسی قرار می‌دهد و موارد مغفول مانده و نوآوری‌ها در این حوزه را مشخص می‌کند.

هیدروگراف جریان: آبنمود یا هیدروگراف، نموداری است که تغییرات دبی رواناب را نسبت به زمان نشان می‌دهد. به‌طورکلی، هر هیدروگراف از سه قسمت اساسی تشکیل شده است که عبارتند از شاخه بالارونده[1] که نشان می‌دهد چگونه دبی خروجی حوضه پس از بارندگی افزایش می‌یابد. این قسمت از هیدروگراف بستگی به خصوصیات فیزیکی و پوشش سطح حوضه و ویژگی‌های بارندگی از قبیل شدت، مدت و یکنواختی آن دارد. پس از آن‌که تمام سطح حوضه در رواناب خروجی شرکت کردند، هیدروگراف به نقطه اوج[2] خود می‌رسد. اوج بیشینه دبی هیدروگراف، معمولاً یک نقطه نیست، بلکه بخشی از منحنی هیدروگراف است. با این وجود، همیشه هیدرولوژیست‌ها علاقمند هستند که یک نقطه مشخص را در هیدروگراف مشخص کنند تا از آن به‌عنوان بیشینه دبی استفاده کنند. شاخه پائین رونده یا شاخه فروکش[3] این بخش، نشان‌دهنده چگونگی تخلیه آب ذخیره شده در حوضه، طی بارندگی است. شکل ۱، اجزای مختلف یک هیدروگراف را نشان می‌دهد.

تعریف جریان پایه: جریان پایه حسب تعریف (Smakhtin، ۲۰۰۱) عبارت است از بخشی از جریان رودخانه که از منابع آب زیرزمینی و زیرسطحی تاخیری مانند مخازن ساحلی رودها، دریاچه‌ها، تالاب‌ها و ذوب برف و یخ، سرچشمه می‌گیرد. در مرور منابع معمولاً یک ناسازگاری در استفاده از ترمینولوژی جریان پایه و جریان کمینه مشاهده می‌شود و به‌طور اشتباهی و جایگزین مورد استفاده قرار می‌گیرند. در این پژوهش، جریان پایه، نمایانگر بخشی از جریان رودخانه است که از منابع زیرسطحی عمیق و زیرسطحی تاخیری ناشی از بارش یا ذوب برف تامین می‌شود و جریان کمینه فقط مرتبط با کمینه جریان در فصل خشک است. در منابع متعددی از جمله

[1] Rising limb
[2] Peak
[3] Recession limb

Brutsaert (۲۰۰۵) تاکید شده است که جریان پایه مترادف با جریان آب‌های زیرزمینی نیست و شامل آب انتقال یافته از مخازن غیر اشباع کم عمق به‌علاوه مشارکت جریانات زیرسطحی از زون اشباع است. از نظر Brutsaert (۲۰۰۵) و Smakhtin (۲۰۰۱) علاوه بر مخازن آب موجود در سنگ بستر، جریان پایه از زهکشی خاک کف دره‌ها و زون‌های ساحلی در طی یا بعد از وقایع بارش، بهره‌مند می‌شوند. عواملی که باعث افزایش نفوذ و تغذیه مخازن زیرسطحی می‌شوند، موجب افزایش جریان پایه خواهد شد. اصطلاح جریان پایه، بسته به تعداد مولفه‌های قابل جدایش از هیدروگراف جریان و مدل ذهنی تفکیک جریان، به‌وسیله هیدرولوژیست‌ها و هیدروژئولوژیست‌ها به‌طور متفاوت مورد استفاده قرار می‌گیرند. تعداد مولفه‌های جریان، متناسب با مدل مفهومی، قابل شناسایی است. برخی از مدل‌ها دو مولفه overland flow و subsurface flow و برخی دیگر بیش از دو مولفه جریان را در نظر می‌گیرند. یکی از عوارض این مدل های مفهومی این است که اصطلاحات اجزای جریان به‌طور متناقض استفاده شوند.



شکل ۱- اجزای مختلف یک هیدروگراف

در مدل دو مولفه‌ای (overland flow و subsurface flow) بسیاری از محققین و دانشمندان، از جمله Jakeman و Hornberger (۱۹۹۳)، مشارکت تمام جریان‌های زیرسطحی در جریان رودخانه را به‌عنوان جریان پایه در نظر می‌گیرند. برخی از مولفین از جمله Boorman و همکاران (۱۹۹۵) این دو مولفه را تحت عنوان پاسخ سریع[1] و پاسخ آهسته[2] رواناب نامگذاری کرده‌اند. Jakeman و Hornberger (۱۹۹۳) پاسخ سریع رواناب را به‌عنوان surface runoff یا overland flow تعریف کرده‌اند و پاسخ آهسته را با عنوان مجموع جریانات زیرسطحی سریع[3] و زیرسطحی تاخیری[4] و جریان آب‌های زیرزمینی[5] تعریف کرده‌اند که از نظر ایشان مولفین می‌توانند به‌طور جایگزین از اصطلاح جریان پایه به‌جای پاسخ آهسته رواناب استفاده کنند. اولین نفری که اصطلاحات interflow، base flow و overland flow را به‌عنوان مولفه‌های جریان زیرسطحی در نظر گرفت، Barnes (۱۹۳۹) بود. اصطلاح interflow به‌وسیله ایشان به‌عنوان بخشی از رواناب کل که به‌طور جانبی به سمت رواناب سطحی حرکت می‌کند و سرانجام وارد توده آب سطحی می‌شود، تعریف شد. این تعریف به‌وسیله Nejadhashemi و همکاران (۲۰۰۳) تشریح شده است. محققین دیگری مانند Nathan و McMahon (۱۹۹۰) و Rodhe و همکاران (۱۹۹۶) همین تعریف Barnes (۱۹۳۹) را به‌کار برده‌اند. Rodhe و همکاران (۱۹۹۶) اصطلاح interflow را به‌عنوان آن بخشی از نفوذ[6] که بدون تزریق به لایه‌های زون اشباع در میان زون خاک حرکت می‌کند، در نظر گرفته‌اند. interflow ممکن است، به‌وسیله لایه‌های غیر قابل نفوذ خاک

[1] Quick response
[2] Slow response
[3] Rapid subsurface
[4] Delayed, subsurface
[5] Groundwater runoff
[6] Infiltration

به‌صورت چشمه‌های کم عمق و یا زه‌آب‌ها نمایان شود و ممکن است، به‌وسیله شیارهای ناشی از شخم و یا زهکش‌ها تقویت شود. نظر این محققین بر این است که اصطلاح interflow شبیه throughflow است که به‌وسیله Kirkby (۱۹۶۷) به‌عنوان حرکات جانبی آهسته‌تر آب در مقایسه با overland flow از میان لایه‌های خاک تعریف شده است.

جریان پایه در مدل مفهومی سه مولفه‌ای، به‌عنوان جریان آب زیرزمینی که از زیر سطح آب زیرزمینی، به جریان رودخانه تخلیه می‌شود، تفسیر می‌شود. در مطالعات برهم‌کنش آب‌های سطحی و زیرسطحی در یک حوضه، پنج مولفه جریان در مدل مفهومی overland flow, interflow, shallow groundwater) flow, discrete fault or conduit flow (from karstic or productive fissured aquifers) and deep groundwater flow) در نظر گرفته می‌شود. در این‌جا، اصطلاح جریان پایه اگرچه استفاده نشده است، ولی به جریان آب‌های زیرزمینی عمیق اشاره دارد. از آن‌جایی که هیچ‌کدام از روش‌های تفکیک، قادر به شناسایی تفاوت بین آن‌ها (interflow, shallow groundwater flow and/or discrete fault or conduit flow components,) نیستند، لذا، جمع همه آن‌ها intermediate flow نام‌گذاری شده است.

شاخص جریان پایه: شاخص جریان پایه (BFI)[1] یک نسبت بدون بعد است که اولین‌بار به‌وسیله Lvovich (۱۹۷۹) توسعه یافته و به‌وسیله پژوهشکده هیدرولوژی انگلستان به‌کار رفته است. این شاخص از تقسیم جریان پایه به کل رواناب برای هر سال یا کل دوره آماری به‌دست می‌آید و می‌تواند بیانگر اطلاعاتی در خصوص نسبت رواناب مشتق شده از منابع ذخیره‌ای حوزه آبخیز باشد. همچنین، به‌عنوان یکی از ویژگی‌های هیدرولوژیکی حوزه‌های آبخیز در مطالعات و پژوهش‌های منابع آب مورد استفاده قرار می‌گیرد.

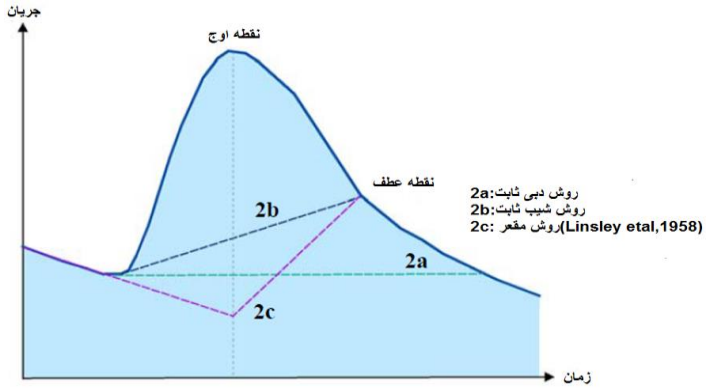
فنون[2] تجزیه و تحلیل جریان پایه: تاریخچه توسعه روش‌های تجزیه و تحلیل مؤلفه جریان پایه از هیدروگراف جریان، دارای سابقه طولانی بوده، به کارهای اولیه نظری و تجربی Boussinesq (۱۹۰۴) و Horton (۱۹۳۵) بر می‌گردد (به نقل از Szilagyi و Parlange، ۱۹۹۸). تا کنون، مرور منابع مختلف و مفیدی برای نشان دادن مسیر پیشرفت این موضوع نوشته شده است که از جمله می‌توان به مقالات نوشته شده به‌وسیله Hall (۱۹۶۸)، Nathan و McMahon (۱۹۹۰)، Tallaksen (۱۹۹۵) و Smakhtin (۲۰۰۱) اشاره کرد. بسیاری از روش‌های تجزیه و تحلیل جریان پایه که تکامل یافته‌اند را می‌توان به راحتی در سه رویکرد اساسی تفکیک جریان پایه[3]، تحلیل فراوانی[4] و تحلیل (منحنی) افت[5] یا منحنی خشکیدگی و منحنی فروکش، طبقه‌بندی کرد.

تفکیک جریان پایه: تفکیک هیدروگراف، به فرایند جداسازی جریان پایه از هیدروگراف جریان که معمولاً قبل از وقوع سیل در رودخانه بوده است، گفته می‌شود (Alizadeh، ۲۰۱۵). فنون جداسازی جریان پایه از داده‌های سری زمانی جریان رودخانه، برای استخراج جریان پایه از جریان کل استفاده می‌کند. روش‌های متعددی برای جداسازی جریان پایه از جریان رودخانه، توسعه یافته است که عمدتاً در گروه‌های زیر قابل طبقه‌بندی است (Smakhtin،۲۰۰۱). الف) روش‌های گرافیکی: این روش‌ها مبتنی بر تمرکز روی تعیین نقاطی هستند که جریان پایه، شاخه صعودی و نزولی هیدروگراف را قطع می‌کند. ب) روش‌های رقومی و فیلترینگ: این روش‌ها مبتنی بر فرآوری و تحلیل سیگنال داده‌های هیدروگراف جریان هستند. ج) روش‌های مبتنی بر ردیاب: این روش‌ها مبتنی بر ردیابی و تحلیل فراوانی مواد تزریق شده قبل، بعد و در طی واقعه سیل هستند.

جداسازی جریان پایه به روش گرافیکی اغلب زمان‌بر و غیر دقیق است و نتایج به‌دست آمده به‌وسیله متخصصین مختلف، غیر مشابه می‌باشد. روش‌های مبتنی بر ردیاب‌ها دقیق‌تر و قابل اعتماد است، ولی زمان‌بر و مستلزم صرف وقت و هزینه زیادی می‌باشد و غیر قابل استفاده برای داده‌های جریان قدیمی است. ولی روش‌های مبتنی بر الگوریتم‌های رقومی و فیلترینگ، علاوه بر سهولت و قابلیت تشخیص مناسب در تعیین دبی پایه، حساسیت بالایی نسبت به

[1] Base Flow Index
[2] Techniques
[3] Base flow separation
[4] Frequency analysis
[5] Recession analysis

پارامترها دارد و به‌دلیل قابلیت خودکار کردن، مشکلات ناشی از عدم هم‌خوانی نتایج به‌وسیله متخصصین مختلف را تا حدودی بر طرف کرده است.



شکل ۲- روش‌های گرافیکی تفکیک جریان پایه

روش‌های گرافیکی: در روش‌های گرافیکی معمولاً برای جداسازی قسمت جریان پایه از یک هیدروگراف سیل از روش ترسیمی استفاده می‌شود که شامل نقطه تقاطع جریان پایه با شاخه نزولی هیدروگراف است که جریان متعاقب این نقطه تا زمان شروع پاسخ هیدروگراف به رویداد بارندگی بعدی به‌طور کامل جریان پایه فرض می‌شود. چند مورد از این روش‌های گرافیکی برای تفکیک جریان پایه به شرح زیر است (شکل ۲).

الف) رابطه تجربی معرفی شده (۱) به‌وسیله Linsley و همکاران (۱۹۵۸) برای تخمین نقطه‌ای در امتداد شاخه نزولی هیدروگراف، جائی‌که جریان سریع (quickflow) متوقف شده است و تمام جریان، به‌عنوان جریان پایه در نظر گرفته می‌شود.

$$D = 0.827A^{0.2} \qquad (۱)$$

که در آن، D تعداد روزهای بین نقطه اوج هیدروگراف و پایان جریان سریع است و A مساحت حوضه (کیلومتر مربع) می‌باشد. مقدار ثابت نمایی (۰/۲) بسته به ویژگی‌های حوزه آبخیز مانند شیب، پوشش گیاهی و زمین‌شناسی می‌تواند متفاوت باشد.

ب) روش دبی ثابت[1]: در این روش فرض بر این است که جریان پایه در طی هیدروگراف سیل ثابت است (Linsley و همکاران، ۱۹۵۸). مقدار کمینه جریان، بلافاصله قبل از شاخه صعودی به‌عنوان مقدار ثابت استفاده می‌شود.

ج) روش شیب ثابت[2]: نقطه شروع شاخه صعودی را به نقطه عطف شاخه نزولی وصل می‌کند. در این روش، فرض بر پاسخ فوری جریان پایه به واقعه بارندگی است.

د) روش مقعر[3]: در این روش سعی بر این است که امتداد اولین نقطه عطف در روی شاخه صعودی را با امتداد اولین نقطه عطف روی شاخه نزولی به یکدیگر متصل نمایند.

ه) با استفاده از روند شاخه نزولی، قبل و بعد از هیدروگراف سیل برای محدود کردن منطقه مربوط به جریان پایه (Frohlich و همکاران ۱۹۹۴).

ی) با استفاده از معادله Boussinesq به‌عنوان مبنایی برای تعریف نقطه در امتداد شاخه نزولی که در آن همه جریان به‌عنوان جریان پایه است (Szilagyi و Parlange، ۱۹۹۸).

روش‌های فیلترهای رقومی جداسازی جریان پایه: مولفه جریان پایه را همچنین، می‌توان با استفاده از پردازش داده‌ها یا فرایند فیلتر کردن سری زمانی جریان جدا کرد. این روش‌ها متمایل به هیچ مبنای هیدرولوژیکی نیستند، بلکه هدف از آن‌ها تولید یک شاخص عینی، قابل تکرار و قابل خودکار کردن است که می‌تواند به پاسخ جریان پایه یک حوضه مرتبط باشد. نمونه‌هایی از روش‌های رقومی که به‌طور معمول و متداول در پژوهش‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند، به

[1] Constant discharge

[2] Constant slope method
[3] Concave method

شرح زیر ارائه می‌شوند.

روش کمینه محلی[1]: این روش، به‌عنوان یکی از ساده‌ترین روش‌های تفکیک هیدروگراف بوده، عملکرد آن به طبیعت جریان بستگی ندارد و به‌وسیله Sloto و Crouse (۱۹۹۶) معرفی شده است که از کمینه مقادیر دبی در دوره‌های پنج روزه بدون هم‌پوشانی استفاده می‌کند. در این روش، نرم‌افزار دبی هر روز را با دبی [0.5(2N-1)days] کنترل می‌کند و کمترین دبی هر گام را یک کمینه محلی در نظر می‌گیرد و از پیوستگی این کمینه‌ها جریان پایه را مشخص می‌کند.

روش فواصل ثابت[2]: این روش کمینه مقادیر دبی در هر گام زمانی [0.5(2N-1)days] را به تمام روزهای آن گام نسبت می‌دهد و از پیوستگی مقادیر نسبت داده شده، هیدروگراف جریان پایه را تعیین می‌کند.

روش فواصل متحرک[3]: این روش بر اساس پایین‌ترین دبی یافت شده در قبل و بعد از یک روز خاص [0.5(2N-1)days] در یک دوره زمانی ثابت، به هر رکورد روزانه در هیدروگراف، یک جریان پایه نسبت می‌دهد. نمایش گرافیکی تفکیک جریان پایه با الگوریتم‌های فوق در شکل ۳ ارائه شده است.

روش فیلتر رقومی برگشتی یک پارامتره[4]: روش فیلتر رقومی برگشتی برای تحلیل و پردازش سیگنال‌های با فرکانس بالا از فرکانس پایین معرفی شده است. فیلتر رقومی یک‌پارامتره با الگوریتم زیر (رابطه ۲) اولین‌بار به‌وسیله Chapman و Maxwell (۱۹۹۶) معرفی شد.

$$q = \frac{k}{2-k} q_{b(i-1)} + \frac{1-k}{2-k} q_i \qquad (۲)$$

$$q_{b(i)} \le q_{(i)}$$

که در آن، K پارامتر فیلتر، قابل تعیین به‌وسیله ثابت افت، $q_{b(i-1)}$ جریان پایه فیلتر شده برای زمان قبل از i، $q_{(i)}$ جریان اصلی رودخانه برای زمان i و $q_{b(i)}$ جریان پایه فیلتر شده، برای زمان iام است.

روش فیلتر رقومی برگشتی دو پارامتره[5]: الگوریتم فیلتر رقومی برگشتی دو پارامتره با رابطه (۳) معرفی شده که قابلیت عبور یک باره از داده‌های جریان و همچنین، قابلیت واسنجی با داده‌های دیگر روش‌ها مانند روش‌های مبتنی بر ردیاب‌ها با تغییر پارامتر C را دارد (Boughton، ۱۹۹۳).

$$q_{b(i)} = \frac{k}{1+C} q_{b(i-1)} + \frac{C}{1+C} q_i \qquad (۳)$$

که در آن، K پارامتر فیلتر، قابل تعیین به‌وسیله ثابت افت منحنی هیدروگراف، $q_{b(i)}$ جریان پایه فیلتر شده، برای زمان iام، q_i جریان اصلی رودخانه برای زمان i، $q_{b(i-1)}$ رواناب مستقیم فیلتر شده در مرحله زمانی i-1 است.

فیلتر رقومی برگشتی بی فلو-لینه و هالیک[6]: الگوریتم معرفی شده به‌وسیله Lynie و Holick (۱۹۷۹) با رابطه (۴) معرفی شده و قابلیت عبور سه باره از داده‌های جریان را دارد و چند بار عبور از داده‌های جریان باعث پایین آوردن جریان پایه می‌شود و به استفاده کننده، قابلیت انعطاف‌پذیری در جدایش دقیق‌تر دبی پایه را می‌دهد. نمایش گرافیکی تفکیک جریان پایه با الگوریتم‌های فیلتر رقومی برگشتی در شکل ۴ ارائه شده است.

$$q_{f(i)} = \alpha q_{f(i-1)} + \left(q_i - q_{(i-1)}\right)\frac{1+\alpha}{2} \qquad (۴)$$

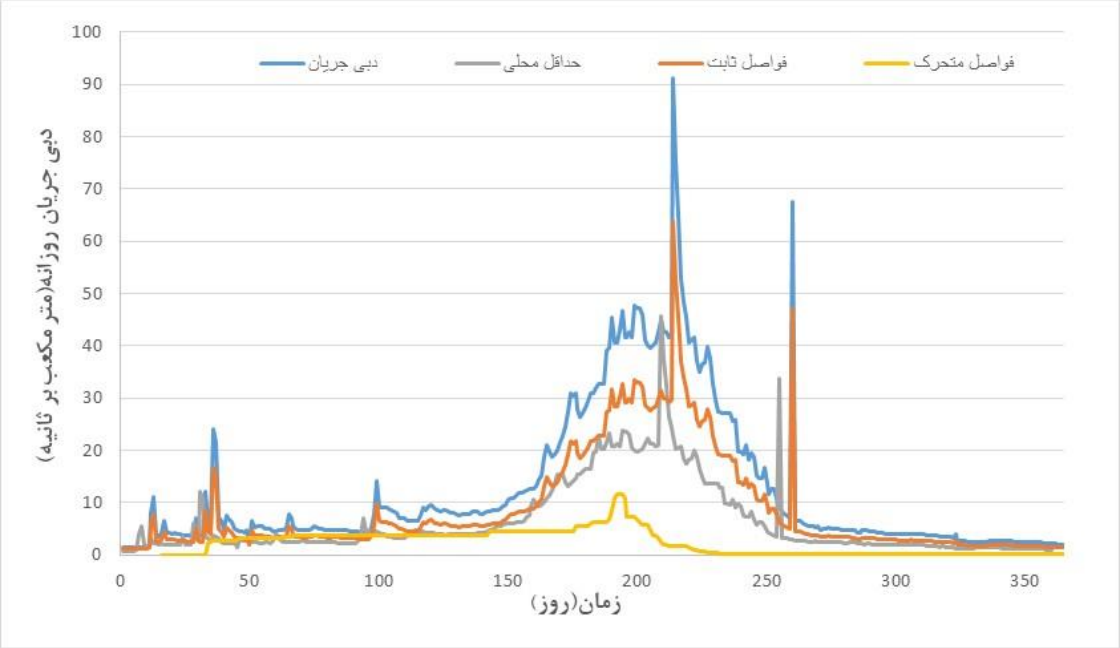
$$q_{f(i)} \ge 0$$

که در آن، $q_{f(i)}$ رواناب مستقیم فیلتر شده در مرحله زمانی i، $q_{f(i-1)}$ رواناب مستقیم فیلتر شده در مرحله زمانی i-1، α پارامتر فیلتر مرتبط با حوضه، $q_{(i)}$ جریان کل در مرحله زمانی i، $q_{(i-1)}$ جریان کل در مرحله زمانی i-1 است.

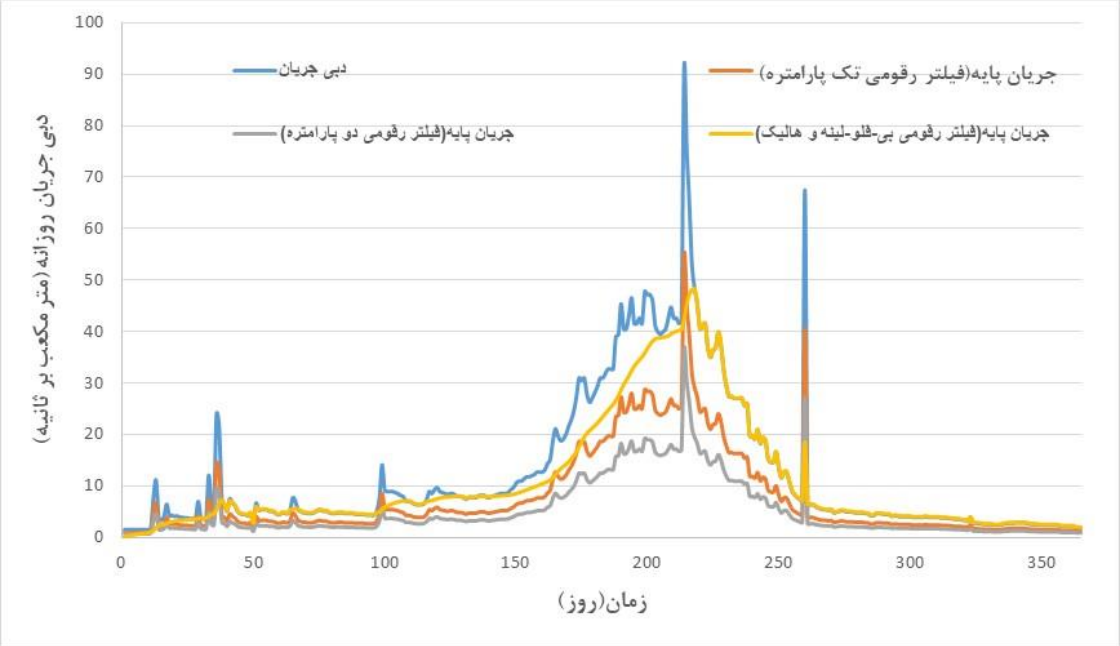
روش‌های ژئوشیمیایی: یک روش جداسازی است که به‌طور گسترده‌ای در مطالعات منابع آب استفاده می‌شود و مبتنی بر شناسایی تغییرات میزان یک ماده مانند ایزوتوپ‌های طبیعی و یا ردیاب‌های شیمیایی، در قبل، حین و بعد از وقوع بارندگی می‌باشد. نتایج بسیاری از تکنیک‌های جداسازی مبتنی بر ردیاب نشان داده‌اند که ذخایر آب‌های زیرزمینی در سازندهای مختلف زمین‌شناسی، مشارکت‌کننده اصلی جریان رودخانه‌ها در طی و مدت کوتاهی پس از یک رویداد بارندگی است (Jones و Post، ۲۰۰۴؛

[1] Local minimum
[2] Fixed interval
[3] Sliding interval
[4] One parameter recursive digital filter
[5] Two parameter recursive digital filter
[6] B-Flow-Lynie and Holick

Akhondali، ۲۰۱۴). این تکنیک‌ها سعی در تفکیک رواناب سطحی از مولفه‌های پیش از بارندگی که از زون‌های اشباع و غیراشباع در جریان مشارکت دارند. این کار با برآورد تغییرات خصوصیات شیمیایی قبل و بعد از وقوع بارش انجام می‌شود و در صورت عدم تمایز شیمیایی یا ایزوتوپی قبل، حین و بعد از رویداد بارندگی، جداسازی هیدروگراف با استفاده از مدل‌های ژئوشیمیایی امکان‌پذیر نیست. بسیاری از مدل‌های جداسازی هیدروگراف از یک روش موازنه جرم برای جدا کردن جریان به دو، سه یا چند مؤلفه استفاده می‌کنند. این روش‌ها، با وجود دقت قابل قبول در جدایش هیدروگراف، قابلیت کاربرد در داده‌های جریان قدیمی را ندارند و بسیار زمان‌بر و هزینه‌بر هستند.



شکل ۳- نمایش گرافیکی تفکیک جریان پایه با الگوریتم‌های کمینه محلی، فواصل متحرک و فواصل ثابت



شکل ۴- نمایش گرافیکی تفکیک جریان پایه با الگوریتم‌های رقومی برگشتی

مؤلفه‌های موثر بر جریان پایه: جریان پایه به‌علت تاثیرات ناشی از مؤلفه‌های مختلف حوضه از جمله زمین‌شناسی، توپوگرافی سطحی و زیرسطحی، مشخصه‌های خاکشناسی و مولفه‌های اقلیمی و همچنین، دخالت‌های انسانی از نظر زمانی و مکانی متغیر است که در زیر به تفصیل در خصوص پژوهش‌های مرتبط با تاثیر این مؤلفه‌ها بر جریان پایه بحث خواهد شد.

زمین‌شناسی: از نظر Bloomfield و همکاران (۲۰۰۹) زمین‌شناسی حوضه یک نقش کنترلی اولیه بر روی فرایند تولید جریان پایه دارد. در مناطقی که به‌وسیله سنگ بستر قابل انحلال یا با شکستگی زیاد پوشیده شده باشد، حجم مخزن واقع در سنگ بستر به تنهایی اهمیت بالایی دارد و ارتباط آن با شبکه آب‌های سطحی ممکن است، بسیار پیچیده باشد. علاوه بر این، مساحت تحت پوشش سنگ‌های بلورین یا توده‌ای با شکستگی کم، امکان ذخیره مقادیر زیاد آب را ندارد و در نتیجه، مشارکت کمی در زمان نگهداشت آب دارد (McGuire و همکاران، ۲۰۰۵). علاوه بر نوع سنگ بستر، ساختمان زمین‌شناسی اهمیت زیادی در هیدرولوژی جریان پایه دارد (Delinom، ۲۰۰۹) و مرزهای بین واحدهای زمین‌شناسی به‌عنوان زون‌های مهم برهم‌کنش آب‌های سطحی و زیرزمینی می‌باشد (Konrad، ۲۰۰۶؛ Arnott و همکاران، ۲۰۰۹). پژوهش انجام شده به‌وسیله Smith (۱۹۸۱)، نشان داد که جریان‌های کمینه در شیل و ماسه‌سنگ‌ها، ارتباط بسیار زیادی با درجه چین‌خوردگی سنگ بستر دارد و جریان کمینه در مناطق توده‌ای چین‌خورده از زون‌های غیر چین‌خورده بیشتر است. در برخی از مناطق، شکستگی‌های سنگ بستر، بسیار سریع آب را به مخازن زیرسطحی که به شبکه آب‌های سطحی نیز متصل نیستند، انتقال می‌دهند و جریان پایه را تامین می‌کند (Seaton و Burbey، ۲۰۰۵). در برخی از مناطق کارستی بسیار توسعه‌یافته، این پدیده دارای تاثیر بلندمدت بر جریان پایه است که ناشی از ظرفیت بسیار زیاد مخازن آب واقع در سنگ‌های آهکی و دولومیتی قابل انحلال است (Whit، ۱۹۷۷). Safari و همکاران (۲۰۱۶) در پژوهشی مروری در خصوص ویژگی‌های لندفرم‌های کارستی در لایه‌های گچی و اهمیت لندفرم‌های سطحی کارست از جمله فروچاله‌ها، کارن‌ها، چشمه‌ها و لندفرم‌های حاصل از انحلال میان‌لایه‌ای آن‌ها و فرونشست سنگ‌های پوشاننده آن را توصیف کرده و اهمیت ارتباط این لندفرم‌ها را برای مطالعات منطقه‌ای نشان داده‌اند. سازندهای سخت کربناته به‌عنوان یک پارامتر پیش‌بینی کننده موثر جریان پایه در حوضه‌های جنگلی شمال کشور ایران به‌وسیله Kazemi و Eslami (۲۰۱۶) معرفی شد. معمولاً در مناطق بسیار متخلخل ماسه‌سنگی، تلفات بسیار زیاد جریان پایه مشاهده می‌شود (Arnott و همکاران، ۲۰۰۹). از نظر Mwakalila و همکاران (۲۰۰۲) و Farvolden (۱۹۶۳) زمین‌شناسی حوضه از طریق تاثیر بر ساختمان شبکه زهکشی، یک نقش غیرمستقیم بر روی جریان پایه ایفا می‌کند. سنگ بسترهایی که به‌راحتی فرسایش می‌یابند، راحت‌تر ایجاد شبکه زهکشی و خاک‌زایی می‌کنند که هر دو این عوامل بر ایجاد ظرفیت مخزن و نرخ انتقال آب تاثیر دارند. برخی از مناطق حوضه که با رگولیت پوشیده شده است، می‌تواند به‌عنوان یک مخزن تامین‌کننده جریان پایه عمل کند که گاهی اوقات اهمیت آن از سنگ بستر نیز مهمتر است (Witty و همکاران، ۲۰۰۳). این امر می‌تواند منجر به پیچیده شدن تاثیر نوع سنگ بستر بر جریان پایه شود. زیرا در بسیاری از مناطق، سنگ بستر بلورین با تخلخل بسیار کم و مخزن کوچک همراه است، اما می‌تواند منجر به توسعه پوشش رگولیتی شده باشد که توانایی انتقال مقادیر زیادی آب و مشارکت در جریان پایه را دارد (Mwakalila و همکاران، ۲۰۰۲). علاوه بر سنگ بستر و رگولیت، مقادیر قابل توجهی از جریان پایه ممکن است از مخازن واقع در کف دره‌ها مانند آبرفت‌ها و خاک‌های ساحل رودها و تالاب‌ها منشاء بگیرد که مخزن موقتی واقع در آن‌ها باعث زهکش جانبی آب به رودخانه می‌شود. عامل این انتقال از زون اشباع ممکن است، شامل ترکیبی از رگولیت، آبرفت یا خاک باشد که اغلب اهمیت بیشتری از منابع آب‌های زیرزمینی عمقی در تامین جریان پایه دارد (Brutsaert، ۲۰۰۵؛ Ambroise و همکاران، ۱۹۹۶).

توپوگرافی سطحی: ارزیابی معنی‌دار تاثیر توپوگرافی حوضه، بر جریان پایه اغلب در تجزیه و تحلیل هیدرولوژیکی حوضه‌ها مغفول مانده است. توپوگرافی سطحی یک عامل کنترل‌کننده کلیدی جریان پایه است (Vivoni و همکاران، ۲۰۰۷). حسب نتایج پژوهش Tetzlaff و همکاران (۲۰۰۹)، تاثیر مستقیم و غیرمستقیم این عامل در مناطق تپه ماهوری کاملاً مشهود است. البته از نظر Devito و همکاران (۲۰۰۵) مناطق کارستی یا بسیار متخلخل و همچنین، مناطق آتشفشانی یا یخچالی که آب به راحتی در زیر سطح سامانه زهکشی می‌تواند جریان داشته باشد، از این امر مستثنی است. شیب توپوگرافی، نرخ حرکت رو به پائین آب را کنترل می‌کند و در نتیجه، قابلیت نگهداشت آب در خاک یا حرکت آب به سمت رودها را تعیین می‌کند. تاثیر کاربری و تغییر اقلیم بر روی جریان رودخانه ممکن است، به‌وسیله توپوگرافی سطحی یا زیرسطحی حوضه کاهش یا حتی تقویت شود و به‌طور ایده‌آل لازم است، این عوامل در ارزیابی پاسخ جریان پایه رودها به اثرات دخالت انسانی در طبیعت، مد نظر قرار گیرد (Dube و همکاران، ۱۹۹۵؛ Iroume و همکاران، ۲۰۰۵). پارامترهای توپوگرافی سطحی در مدل‌سازی هیدرولوژیک، اغلب به یک شاخص منفرد تقلیل یافته است. برای مثال، شاخص توپوگرافی که به‌وسیله Beven و Kirkby (۱۹۷۹) ارائه شد، بسیار معمول است. شاخص توپوگرافی با افزایش مشارکت سطح و کاهش زاویه شیب افزایش می‌یابد. با این فرض که توپوگرافی سطحی به‌عنوان تقریبی از شیب هیدرولیکی برای آب‌های زیرزمینی کم عمق است، افزایش مساحت زهکشی، منجر به افزایش مشارکت آب زیرزمینی می‌شود و کاهش شیب، نرخ انتقال آب‌های زیرزمینی را کاهش می‌دهد. با توجه به این‌که، این شاخص بسیار ساده شده است و به این معنی است که امکان تغییر آن در یک منطقه بسیار کم است و این خصوصیت، کاربرد آن را در مقایسه‌های منطقه‌ای محدود می‌کند. عدم موفقیت زیاد این رهیافت، نمی‌تواند اهمیت نقش توپوگرافی سطحی را در ذخیره و انتقال جریان پایه نادیده بگیرد. البته این عدم موفقیت می‌تواند در نتیجه عدم تناسب شاخص در تعیین عناصر و مشخصه‌های توپوگرافی حوضه باشد که مستقیماً به ذخیره حوضه و نرخ انتقال ارتباط دارد. در مطالعات متعددی تاثیر و سودمندی مشخصه‌های هندسی حوضه، مانند نسبت انشعاب، شیب، طبقات ارتفاعی و طول رودخانه اصلی برای پیش‌بینی و تحلیل جریان پایه به اثبات رسیده است. نتایج پژوهش انجام شده به‌وسیله Farvolden (۱۹۶۳) در مناطق کوهستانی نوادا، همبستگی شدید مؤلفه‌های جریان با ژئومتری حوضه را نشان داد. پژوهش Woods و همکاران (۱۹۹۷) منجر به ابداع یک شاخص جریان زیرسطحی بر اساس توپوگرافی سطحی شد که برای پیش‌بینی زمان انتقال جریان آب زیرسطحی به جریان رودخانه در حوضه‌های جنگلی مناطق با اقلیم مرطوب، بسیار مفید است. پیروی از این ایده که توزیع مسیر جریان در مقیاس حوضه، عمدتاً تابعی از ژئومتری حوضه است، به‌وسیله محققین مختلفی از جمله Kirchner و همکاران (۲۰۰۱) و Lindgren و همکاران (۲۰۰۴) منجر به ارائه روابط همبستگی قوی بین شاخص‌های حوضه که نماینده مسیر جریان و شیب رودخانه است، با جریان پایه شد. رابطه همبستگی شاخص ارتفاعی توپوگرافی با جریان پایه و شاخص آن در مقیاس منطقه‌ای در ایالات متحده آمریکا به‌وسیله Santhi و همکاران (۲۰۰۸) مورد بررسی و تحقیق قرار گرفت و به‌عنوان یک پارامتر پیش‌بینی کننده جریان پایه معرفی شد. در نتایج پژوهش انجام شده به‌وسیله Lacey و Grayson (۱۹۹۸) در جنوب شرق استرالیا، هیچ‌گونه رابطه‌ای بین پارامترهای بی‌بعد توپوگرافی با شاخص جریان پایه ارائه نشد. رابطه منفی چگالی زهکشی با جریان پایه در بسیاری از پژوهش‌ها از جمله نتایج پژوهش‌های انجام شده به‌وسیله Warner و همکاران (۲۰۰۳)، Tague و همکاران (۲۰۰۸) و Price و همکاران (۲۰۱۰) ارائه شده است. چگالی زهکشی بالا، مترادف سطح تماس زیادتر بین مخازن زیرسطحی و شبکه سطحی می‌باشد و این سطح تماس زیاد می‌تواند، منجر به کاهش جریان پایه در زمان‌های خشک سال شود. علاوه بر این، چگالی زهکشی ممکن است با مشخصه‌های مخزن زیرسطحی نیز مرتبط باشد و چگالی بالاتر، امکان همبستگی منفی با ظرفیت مخزن را دارا می‌باشد. توپوگرافی سطحی، علاوه بر

تاثیر بر روی توزیع مسیر جریان‌های زیرسطحی و زمان انتقال جریان، بر توزیع مخازن آب‌های کم عمق نیز اثر دارد. نتایج پژوهش Brown و همکاران (۲۰۰۵) نشان داد که مشخصه‌های توپوگرافی سطحی، می‌تواند نشان‌دهنده میزان مخازن دشت‌های سیلابی باشد. این مخازن آبرفتی به‌عنوان یک منبع کلیدی جریان پایه، به‌وسیله Larkin و Sharp (۱۹۹۲) معرفی شده است. از لحاظ تئوری، وجود و مساحت دره‌های آبرفتی، ارتباط نزدیکی با میزان جریان پایه دارد، ولی تعداد اندکی از مطالعات این ارتباط را گزارش کرده‌اند (Schilling، ۲۰۰۹؛ Soulsby، ۲۰۰۶). نتایج پژوهش Schilling (۲۰۰۹) نشان داد که با توجه به میزان بسیار زیاد تغذیه از زون‌های آبرفتی، میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی به‌مقدار زیادی به موقعیت توپوگرافی بستگی دارد. پژوهش Tetzlaff و Soulsby (۲۰۰۸) که با استفاده از ردیاب‌های ایزوتوپی و ژئوشیمیایی در اسکاتلند به انجام رسیده است، اثبات کرد که ۵۴ درصد یک حوضه بزرگ، ۷۱ درصد جریان پایه رودخانه را تامین می‌کند و آب‌های زیرزمینی در جاهایی که رسوبات کوهرفتی تجمع پیدا کرده‌اند، بخش بزرگی از جریان رودخانه را تامین می‌کند. محققین مختلفی از جمله Schulz و همکاران (۲۰۰۸) اثبات کردند که رسوبات کوهرفتی، می‌تواند به‌عنوان یک مخزن مهم و کم عمق آب عمل کند.

توپوگرافی زیرسطحی و مشخصه‌های خاک: توپوگرافی زیرسطحی علاوه بر توپوگرافی سطحی، تاثیر بسیار زیادی بر روی مخزن آب و جریان آب‌های زیرسطحی و در نتیجه، بر روی جریان پایه اعمال می‌کند. فرایند جریان جانبی در زون غیراشباع، نیازمند یک لایه محصورکننده است که آب از میان آن به راحتی نفوذ نکند که در نتیجه منجر به شروع جریان‌های زیرسطحی جانبی می‌شود. در اثر ممانعت این لایه و ایجاد جریان جانبی، مخازن کم عمق اجازه مشارکت در جریان پایه را پیدا می‌کنند. در مدل‌سازی‌های هیدرولوژی، شاخص‌های توپوگرافی برای برآورد مشخصه‌های رطوبت خاک و نرخ عبور آب، با وجود تاثیر شناخته شده لایه محصورکننده بر روی مسیر جریان و مشخصه‌های رطوبت خاک، معمولاً به مؤلفه‌های توپوگرافی سطحی محدود می‌شود (McDonnell و همکاران، ۱۹۹۶؛ Chaplot و همکاران، ۲۰۰۴). در زمان وقوع بارش‌های سنگین و ذوب برف یا بلافاصله بعد از آن که سطح آب زیرزمینی نسبتاً بالا است، رطوبت سطحی خاک به احتمال زیاد، بیشتر از لایه محصورکننده موازی توپوگرافی سطحی است. با این حال، تاثیر توپوگرافی زیرسطحی در زمان‌هایی که رطوبت کم است، اهمیت ویژه‌ای دارد و توپوگرافی لایه محصورکننده ممکن است، نقش کنترل کننده غالب و عمده بر روی نگهداشت رطوبت داشته باشد و از این‌رو، یک عامل مهم برای تامین جریان پایه است. البته هیچ پژوهش شناخته شده‌ای که به‌طور ویژه به تاثیر توپوگرافی زیرسطحی بر روی جریان پایه اشاره کرده باشد، یافت نشد. لایه‌بندی زیرسطحی که جریان عبوری را تحت تاثیر قرار می‌دهد، به‌طور گسترده‌ای متغیر است، اما اغلب با مواد مادری دگرسان شده خاک‌شناسی همراه است. تاثیر سنگ بستر با شکستگی‌ها و تخلخل جزئی بر روی جریان پایه به‌وسیله پژوهش‌های Hatcher (۱۹۸۸) و تاثیر رسوبات یخچالی متراکم شده به‌وسیله Reuter و Bell (۲۰۰۳) و Hutchinson و Moore (۲۰۰۰) و لایه‌های لسی محدود از نظر هیدرولوژیکی به‌وسیله O'Geen و همکاران (۲۰۰۳) تاثیر خاک و دامنه‌ها را بر جریان پایه به اثبات رساندند. علاوه بر این، برخی از مظاهر خاک‌شناسی نظیر پهنه‌های رسی و افق‌های آرجیلیکی نفوذ عمودی را محدود می‌کنند، اگرچه این تاثیر ندرتاً متاثر از مقیاس کوچک یا بزرگ هیدرولوژی است. مظاهر خاک‌شناسی، عموماً به‌دلیل وجود فضاها و خلل و فرج اولیه و مسیرهای ترجیحی جریان که در راستای افق محدودکننده هیدرولوژیکی وجود دارند، نمی‌توانند به‌عنوان لایه محصورکننده واقعی عمل کند (Bryan و Jones، ۱۹۹۷). فرایندهای رشد ریشه گیاهان، حفرات ایجاد شده به‌وسیله سایر جانوران و دیگر فرایندهای به‌هم خوردگی افق خاک، ناشی از فعالیت‌های زیستی، بر روی افق خاک تاثیر می‌گذارد و باعث می‌شود که بسیار بهتر از آنچه که از خصوصیات مواد مادری قابل انتظار است، بر روی جریان پایه تاثیر بگذارند. مسیرهای جریان ترجیحی عمودی و گذر جریان‌های جانبی، طی مطالعاتی که به‌وسیله ردیاب‌های شیمیایی در میان یک پهنه رسی

به‌وسیله Blevins و Wilkison (۱۹۹۹) صورت گرفت، به اثبات رسید. پژوهش مشابهی نیز به‌وسیله Perillo و همکاران (۱۹۹۹) انجام شد که مسیرهای جریان ترجیحی ایجاد شده به‌وسیله ریشه‌های پوسیده گیاهان در یک افق آرجیلیکی را نمایان کرد. از این‌رو، به‌نظر می‌رسد که شرایط فوق‌العاده‌ای برای مظاهر خاک‌شناسی مورد نیاز است تا بتواند به‌عنوان لایه‌های محصورکننده عمل کند. این شرایط به نظر می‌رسد، در گیاهان محیط‌هایی که از نظر بیولوژیک فعال هستند، زیاد باشد، بنابراین، معمولاً فرض می‌شود که نقش محل تماس لیتولوژیکی مدفون در زیر خاک، مانند مرز بین خاک و سنگ بستر در ایجاد جریان‌های زیرسطحی و مشارکت در ایجاد جریان پایه بسیار مهمتر از نقش مظاهر خاک‌شناسی و خاک است.

تاثیر ترکیبی توپوگرافی و خاک: خصوصیات خاک بر روی توزیع آب مخزن تاثیر دارد، اما همبستگی بین خصوصیات خاک و توپوگرافی، مانع انحصار تاثیر مشخصه‌های خاک بر روی مخزن آب و جریان پایه است. مطالعاتYeakley و همکاران (۱۹۹۸) نشان داد که تغییرات بافت خاک، به علت شیب توپوگرافی سطحی یا زیرسطحی یک نقش اساسی در تعیین نرخ تلفات رطوبت ایفا می‌کند. نقش تغییرات مکانی رطوبت خاک در طی شرایط غیراشباع بین وقایع بارش، بر جریان پایه در نتایج منتشر شده به‌وسیله Sidle و همکاران (۲۰۰۰) و Kim و همکاران (۲۰۰۵) تاکید شده است. البته بخشی از این تغییرپذیری به‌وسیله مطالعات فوق به بافت خاک ارتباط داده شده است. به هر حال، تعیین دقیق این تاثیر به‌علت همبستگی بین توپوگرافی و بافت خاک بسیار پیچیده است. تغییرات سیستماتیک بافت خاک عموماً در پای شیب‌ها اتفاق می‌افتد و عامل تعیین کننده نرخ حرکت آب از ارتفاع به سمت پایین شیب است. با توجه به این‌که بین بافت خاک و موقعیت دامنه‌ها با اندازه ذرات همبستگی وجود دارد، لذا، هیدرولوژی خاک به‌شدت به‌وسیله تغییرات مکانی رطوبت خاک که ممکن است، به‌وسیله توپوگرافی سطحی و زیرسطحی کنترل شود، متاثر است و از این منظر، تفکیک تاثیر خصوصیات خاک و توپوگرافی بر جریان پایه یک مسئله پیچیده است.

کاربری‌های ناشی از دخالت انسانی: تغییرات گسترده پوشش گیاهی و تخریب خاک به همراه اشکال مختلف تغییر کاربری و اثرات آن‌ها، اغلب برای تغییر زمان و مقدار جریان کافی است. علاوه بر این، اثرات انسانی ممکن است به‌صورت برداشت مستقیم آب یا ورود مستقیم آب به رودخانه باشد. تاثیر شدید دخالت‌های انسانی مانند شهرسازی‌ها ممکن است با تغییرات سطحی و زیرسطحی مسیرهای جریان و همچنین، تغییر خصوصیات خاک و پوشش گیاهی همراه شود.

جنگل‌زدایی: یکی از مهمترین اثرات دخالت انسان در تغییر کاربری‌ها، از طریق جنگل‌زدایی، ایجاد جنگل‌های مصنوعی، تبدیل کاربری جنگل به مرتع، کشاورزی یا شهرسازی است. مطالعات بسیاری در خصوص بررسی نقش پوشش جنگلی بر روی جریان پایه در جهان انجام شده است که از جمله می‌توان به پژوهش‌های Hibbert (۱۹۶۷) **و** Johnson و همکاران (۱۹۸۸) اشاره کرد. نتایج این پژوهش‌ها نشان داد که در حوضه‌های کوچک (کمتر از دو کیلومتر مربع) میانگین جریان سالانه در نتیجه حذف پوشش گیاهی حوضه افزایش می‌یابد. رابطه منفی بین پوشش جنگلی و حجم جریان در نتیجه پژوهش‌ها و آزمایشات تجربی محققین مختلفی از جمله Bruijnzeel (۲۰۰۴) به اثبات رسیده است. این امر بدین‌صورت تفسیر شده است که پوشش جنگلی همراه با نفوذ بالا و تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی است. کاهش پوشش جنگل‌ها و تبدیل به مراتع، کشاورزی وکاربری‌های شهری ممکن است، منجر به کاهش جریان پایه و در نتیجه، متراکم شدن خاک، کاهش مواد ارگانیگ خاک و افزایش سطوح غیرقابل نفوذ شود. برخی مطالعات انجام شده مانند Line و White (۲۰۰۷) در خصوص بررسی تغییر دائمی کاربری نشان داد که در نتیجه تبدیل جنگل به کاربری‌های غیرجنگلی، جریان پایه کاهش یافته است. البته، در نتایج منتشر شده پژوهش Ma و همکاران (۲۰۰۹) نیز یک نتیجه برعکس گزارش شده است، بدین‌صورت که افزایش جریان پایه را متعاقب عملیات جنگل‌کاری گزارش کرد. مطالعات Price و همکاران (۲۰۱۱) که در بیش از ۳۰ حوضه واقع در ارتفاعات کوه‌های

آپالاشی به انجام رسیده است، یک رابطه مهم و مثبت بین پوشش جنگلی و جریان پایه را گزارش کرد. همچنین، نتایج پژوهش Kazemi و همکاران (۲۰۱۳) رابطه مثبت تغییرات کاربری اراضی مرتعی به کاربری کشاورزی آبی با شاخص جریان پایه و روند منفی این شاخص با تغییرات اراضی دیم را در حوزه آبخیز طالقان گزارش کرده است.

شهرسازی: اثرات انسانی بر روی هیدرولوژی جریان، همراه با توسعه شهرسازی و به‌علت تغییرات گسترده در مسیرهای جریان سطحی و زیرسطحی و ایجاد سطوح غیر قابل نفوذ و انتقال آب بین حوضه‌ای یا قطع مخازن آب زیرزمینی ایجاد می‌شود. پیرو توسعه سطوح غیر قابل نفوذ ناشی از توسعه مناطق شهری، آب بسیار سریع‌تر به داخل رودها جریان می‌یابد و این شتاب در جمع‌آوری آب منجر به کاهش تغذیه و در نتیجه، کاهش جریان پایه در سامانه‌های شهری می‌شود. این فرض به‌علت تاثیر مدل مفهومی مندرج در کتاب مرجع Leopold (۱۹۶۸) برای چند دهه، مرجع درک و فهم اثرات هیدرولوژی ناشی از توسعه شهرسازی بوده است. در این کتاب، کاهش جریان پایه در نتیجه شهرسازی بیشتر به‌صورت تئوری مورد بحث واقع شده است و در تئوری، فرض افزایش سطوح غیر قابل نفوذ منجر به کاهش نفوذ، تغذیه و سر انجام جریان پایه می‌شود. مدل مفهومی لئوپارد به‌علت سادگی بیش از حد، به‌وسیله محققین دیگر حمایت و تائید نشد. نتیجه منطقی کاهش جریان پایه کاملاً به‌علت تاثیر افزایش مناطق شهری بر روی تغذیه منابع زیرزمینی نیست و پاسخ هیدرولویک به شهرسازی کاملاً پیچیده است. از نظر Meyer (۲۰۰۲) پاسخ تغذیه منابع آب زیرزمینی به جنبه‌های مختلف توسعه شهری بسیار متفاوت است. برای مثال، توزیع سطحی ورود آب ناشی از آبیاری، فاضلاب و نشت از زیرساخت‌های سامانه‌های آبرسانی شهری منجر به افزایش تغذیه می‌شود و از جهت دیگر، افزایش سطوح غیرقابل نفوذ، متراکم شدن خاک، انتقال سریع آب ناشی از بارش به کانال‌های شهری و خروج آب فاضلاب از حوضه، منجر به کاهش تغذیه و متعاقباً کاهش جریان پایه می‌شود. نتایج پژوهش Carter و Jackson (۲۰۰۷) نشان داد که درجات مختلف فضای سبز در مناطق شهری، منجر به جبران اثرات مربوط به سطوح غیرقابل نفوذ شهری بر جریان پایه می‌شود. همچنین، سطوح غیرقابل نفوذ شبکه فاضلاب‌های شهری بر روی میزان و کیفیت جریان پایه تاثیر دارند. به هر حال، نگاه به سامانه‌های شهری به‌عنوان یک شبکه مبتنی بر سطوح، تا حدی غیرواقعی است. عمومی‌ترین اثرات سامانه‌های شهری به‌وسیله فرایندهای طبیعی مانند تبخیر و تعرق و تغییر هیدرولوژی خاک، متعاقب تغییر در چشم انداز، ایجاد می‌شود. در اغلب سامانه‌های شهری، برای جلوگیری از زیان سیلاب‌ها و یا استفاده در فعالیت‌های انسانی، آب بازتوزیع می‌شود. از نظر Lerner (۲۰۰۲) و Meyer (۲۰۰۵) تغییرات ناشی از بازتوزیع آب در سطح یا زیرسطح، مانع از تشریح منطقی و علمی پاسخ جریان پایه به کاربری شهری، فقط بر اساس حذف پوشش گیاهی و افزایش سطوح غیر قابل نفوذ می‌شود. یک امر پیچیده دیگری که در سامانه‌های شهری ایجاد می‌شود، موضوع وارد کردن آب به‌صورت مجازی در شهرهای بزرگ می‌باشد. این آب ممکن است، از طریق لوله‌کشی از سایر حوضه‌ها و یا برداشت از آب‌های زیرزمینی و یا برداشت آب از پایین‌دست رودخانه و پمپ به بالادست رودخانه باشد. این آب به درون شهرها باز پخش می‌شود و مقداری از آن نیز در اثر نشت یا فاضلاب، مجدد به جریان زیرزمینی می‌پیوندد و تفسیر تأثیرات را مشکل می‌کند. مطالعات Lerner (۱۹۸۶) نشان داد که نشت ۲۰ تا ۲۵ درصد آب از لوله‌ها معمول است. نقش تبخیر و تعرق در سامانه‌های شهری به‌طور عمده‌ای حل نشده باقی مانده است. برای مثال، Oke (۱۹۷۹) نشان داد که نرخ تبخیر و تعرق، با وجود کاهش پوشش گیاهی ناشی از تبدیل کاربری جنگل به مناطق مسکونی، به‌علت گرمای ناشی از سطوح فاقد پوشش گیاهی، پایدار باقی می‌ماند. در صورتی که چنین فرایندی ممکن است، در نواحی حومه شهرهای با پوشش فراوان مهم باشد و نمی‌تواند فرض غالب در تمام مناطق شهری باشد. تمام عامل‌های اشاره شده، ممکن است، به درجات مختلف در شهرهای مختلف یا نواحی مختلف به‌علت پاسخ هیدرولوژیک ناسازگار با شهرسازی متفاوت باشد. در مطالعاتی که مستقیماً به پاسخ جریان‌های کمینه

در نتیجه شهرسازی اشاره دارد، هیچ‌کدام کاهش مشخصی را ثابت نکرده‌اند. از جمله این‌که نتایج مطالعات Harris و Rantz (۱۹۶۴) افزایش جریان‌های کمینه را در اثر توزیع و نشت از آب‌های وارداتی را به اثبات رساند که برای چند دهه مورد قبول هیدرولوژیست‌ها بود. کاهش جریان پایه در نتیجه توسعه شهرسازی و افزایش سطوح غیر قابل نفوذ و حذف فاضلاب از حوضه‌ها در پژوهش‌های متعددی (Simmons و Reynolds، ۱۹۸۲؛ Rose و Peters، ۲۰۰۱؛ Chang، ۲۰۰۷) نشان داده شده است. تنوع گسترده‌ای از عوامل کنترل‌کننده جریان پایه و پاسخ سامانه به شهرسازی، عدم توافق بین نتایج پژوهش‌های مختلف را تشریح می‌کند. بسیاری از مطالعات، افزایش تغذیه با توسعه شهرسازی را گزارش کرده‌اند، از جمله می‌توان به پژوهش‌های انجام شده در کاراکاس (ونزوئلا)، پرت (استرالیا)، ولور هامپتون (انگلستان) و شمال شرق ایالت ایلینیوز (آمریکا) که به‌وسیله Alvarado-Rivas و Seiler (۱۹۹۹)، Meyer (۲۰۰۵)، Hooker و همکاران (۱۹۹۹) و Appleyard همکاران (۱۹۹۹) به انجام رسیده است، اشاره کرد. نکته قابل توجه، این‌که درصد زیادی از این مطالعات افزایش تغذیه و درصد کمتری افزایش جریان پایه ناشی از افزایش تغذیه را گزارش داده‌اند. این واقعیت که افزایش تغذیه، عمومی‌تر از افزایش جریان پایه است، می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که دستکاری در طبیعت به‌طور واضحی روابط جریان پایه با تغذیه را پیچیده کرده است. تفسیر پاسخ جریان پایه به شهرسازی به ملاحظات مختلفی پیچیده است و نیازمند توجه به مؤلفه‌های مختلف تاثیرگزار است.

کاربری کشاورزی: پاسخ هیدرولوژیک جریان پایه به کاربری کشاورزی ممکن است، بسته به نوع مدیریت کشاورزی، مثبت یا منفی باشد. برای مثال، اگر زمین کشاورزی با استفاده از منابع آب سطحی متصل به شبکه رودخانه‌ای آبیاری شود، افزایش تبخیر و تعرق ممکن است، باعث کاهش جریان پایه شود و یا اگر آب مورد نیاز برای آبیاری از منابع غیرمتصل و یا خارج از حوضه تامین شود، منجر به افزایش خواهد شد. علاوه بر آن عملیات مدیریتی متغیر، مانند شخم سنتی در مقابل عدم شخم و شخم‌های حفاظتی، الگوهای کشت و یا استفاده از پسماندهای گیاهی به‌عنوان پوشش خاک، می‌تواند تاثیرات متفاوتی را بر روی جریان پایه بگذارد (Kent،۱۹۹۹). شخم‌های عمیق که باعث از بین رفتن سریع رطوبت سطح خاک می‌شوند، می‌تواند اثرات فوری بر روی جریان پایه داشته باشد (Schilling و Helmers، ۲۰۰۸). بر اساس پژوهش‌های مختلفی که پاسخ جریان پایه به کاربری کشاورزی را مورد مطالعه قرار داده‌اند، نتایج مختلفی ارائه شده است. نتایج منتشر شده به‌وسیله Libra و Schilling (۲۰۰۳) نشان داد که در بسیاری از رودخانه‌های ایالت آیووا در آمریکا جریان پایه در نتیجه کشت ردیفی افزایش داشته است. مطالعات Schilling و Zhang (۲۰۰۶) و Slack و Lins (۲۰۰۵) در حوضه رودخانه می‌سی‌سی‌پی در دوره زمانی ۶۰ ساله، افزایش جریان پایه را به‌علت کاهش در میزان تبخیر و تعرق ناشی از تبدیل کشاورزی دائمی به فصلی توصیف کرده‌اند. پژوهش‌های دیگری که با استفاده از شبیه‌ساز باران به‌وسیله **Kay** و Rasiah (۱۹۹۵) به انجام رسیده است، نشان داد که کاهش عملیات شخم منجر به کاهش جریان سطحی و افزایش نفوذ در مقایسه با شخم سنتی می‌شود. مطالعات بررسی رابطه کاهش کاربری کشاورزی با جریان پایه که به‌وسیله Juckem و همکاران (۲۰۰۸) در جرجیا و ویسکانسین آمریکا انجام شد، افزایش جریان پایه را به‌علت نرخ بالای نفوذ نشان داد. در صورتی که پژوهش‌هایی که در خصوص تبدیل بزرگ مقیاس جنگل به کاربری کشاورزی که به‌وسیله Wilk و همکاران (۲۰۰۱) در تایلند انجام شد، هیچ تغییر مهمی را در میزان جریان پایه نشان نداد. با وجود عدم سازگاری نتایج پژوهش‌ها در خصوص روابط کاربری کشاورزی با جریان پایه، دو دسته استنتاج از پژوهش‌های مرتبط، قابل استخراج است. اول این‌که حوضه‌هایی که برای دوره‌های طولانی تحت کاربری کشاورزی است، افزایش جریان پایه را در پاسخ به توسعه کشاورزی و عملیات شخم نشان می‌دهند. دوم این‌که مقایسه جریان پایه در کاربری کشاورزی در برابر دیگر کاربری‌ها، مانعی به مانند تنوع مدیریت کشاورزی، و متغیرهای متعدد به‌کار رفته در منابع آبیاری را پیش رو دارد.

اثرات تغییر اقلیم بر جریان پایه: درجه حرارت

بخش اعظم کره زمین در اثر افزایش و تغلیظ پیوسته گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر، افزایش می‌یابد (IPCC، ۲۰۰۷). در مقیاس محلی، درجه بالاتر تابستان و افزایش نرخ تبخیر، می‌تواند منجر به افزایش بارش هم‌رفتی شود و کاهش جریان پایه را جبران کند. در مقیاس منطقه‌ای تغییرات در الگوی گردش جوی و تبخیر بیشتر از روی آب‌های اقیانوس‌ها، احتمالاً منجر به تغییر در رژیم بارش در بسیاری از مناطق جهان می‌شود، اما بیشتر مدل‌های گردش جوی (GCM) توافقی با تغییرات ایجاد شده ندارند. از نظر Tague و همکاران (۲۰۰۸) و Choi همکاران (۲۰۰۹) تغییر اقلیم که بر روی بیشتر جهان تاثیر می‌گذارد، شامل ترکیبی از افزایش حرارت و کاهش یا افزایش بارش است که پاسخ ویژه جریان پایه به تغییرات در بارش و درجه حرارت را به همراه دارد. یکی دیگر از عوارض مهم که برای فهم تاثیر تغییر اقلیم بر جریان پایه لازم است، مطالعات تجربی ارزیابی پاسخ جریان پایه به تغییر اقلیم، به‌ویژه موارد مرتبط با تغییرکاربری‌ها در طی دوره‌های زمانی است. معمولاً نتیجه ارزیابی پاسخ جریان پایه به تغییر اقلیم با نگاه به تغییر کاربری‌ها با استفاده از مدل‌های اقلیمی و هیدرولوژیکی با عدم قطعیت همراه می‌باشد. بنابراین، تغییر اقلیم و پاسخ احتمالی هیدرولوژیکی به آن تغییرات قابل توجهی را نشان خواهد داد که هر پیش‌بینی منفردی را غیر ممکن می‌کند. برای مثال، گرم شدن پیوسته و ادامه‌دار ناشی از گازهای گلخانه‌ای بر روی جریان پایه تاثیر خواهد گذاشت (Lins و Slack، ۲۰۰۵). با وجود این موانع، پژوهش‌های بسیاری برای بررسی تاثیر اقلیم بر روی جریان پایه طراحی و اجرا شده است. پیش‌بینی جاری و مکرر برخی از محققین از جمله Batelaan و Nyenje (۲۰۰۹) این است که گرم شدن و تغییرات متعاقب آن در الگوی گردش جوی، منجر به ایجاد رژیم‌های هیدرولوژیک شدیدتر با فصل‌های مرطوب‌تر از مرطوب و خشک‌تر از خشک در بسیاری از مناطق خواهد شد. نتایج پژوهش‌های متعدد تجربی و شبیه‌سازی‌های هیدرولوژیک و اقلیمی که به‌وسیله Xie و همکاران (۲۰۰۸) و Reihan و همکاران (۲۰۰۷) انجام شده است، پیش‌بینی می‌کنند که افزایش جریان فصلی در کنار گرم شدن درجه حرارت در تابستان منجر به کاهش شدید جریان پایه در تابستان بعدی خواهد شد. نتایج پژوهش‌های تحلیل منطقه‌ای انجام شده به‌وسیله Slack و Lins (۲۰۰۵) که در دوره زمانی ۱۹۴۴ تا ۱۹۹۹ و در مقیاس کشوری در آمریکا انجام شده، افزایش جریان را نشان داده که با فصل بارش گرم‌تر توجیه شده است. آن‌ها پیش‌بینی کردند که در مناطق سردتر در اثر گرم شدن اقلیم، پاسخ جریان پایه بسیار شدیدتری را تجربه خواهند کرد. پژوهش‌های تجربی متعددی از جمله Barnett و همکاران (۲۰۰۸) و Huntington و همکاران (۲۰۰۹) در نواحی سردتر که گرم شدن اقلیم را ثبت کرده‌اند، به انجام رسیده است، نتایج ایشان، نشان داد که ذوب برف پیش از موعد، منجر به کاهش جریان کمینه در تابستان شده است. از نظر Brabets و Walvoord (۲۰۰۹) در مناطق واقع در عرض‌های جغرافیایی بالا که در حال حاضر پوشیده از یخچال است، جریان پایه ممکن است با گرم شدن و ذوب یخ و افزایش نفوذ و تغذیه، افزایش یابد. شاید بزرگ‌ترین مانع برای پیش‌بینی کیفیت و کمیت آب پایه در پاسخ به تغییر اقلیم، عامل مخدوش کننده و هم‌زمان، تغییر کاربری است. یک مطالعه‌ای که به‌وسیله Cai و Wang (۲۰۱۰) انجام شده است، تاثیر تغییر اقلیم و تغییرات ناشی از عملکرد انسانی را بر روی جریان پایه در تپه‌های ماسه‌ای نبراسکا مورد بررسی قرار داده است. ایشان نتیجه گرفتند که در نیمه دوم قرن بیستم در منطقه تحقیق، تغییر کاربری تاثیر بیشتری از تغییر اقلیم بر روی جریان پایه داشته است. تفسیر بسیار مهمی را Juckem و همکاران (۲۰۰۸) در نتیجه تحلیل تجربی تغییرات جریان پایه در حوضه رودخانه کیکاپو در ایالت ویسکانسن ارائه داد و نتیجه گرفت که تغییر اقلیم به‌طور غالب بر روی جریان پایه تاثیر دارد ولی تغییر کاربری میزان بزرگی این تاثیر را تشدید می‌کند. علاوه بر این، تغییر اقلیم ممکن است با تغییر در شدت بارش همراه باشد که تاثیر هیدرولوژیک آن می‌تواند، به‌وسیله تغییر اقلیم در شکل متراکم شدن خاک و افزایش سطح غیر قابل نفوذ تشدید شود. مطالعات Easterling و همکاران (۲۰۰۰) نشان داد که در اغلب موارد، افزایش بارش در تغییرات جهانی اقلیم، در نتیجه افزایش شدت وقایع بارش است. حتی در

غیاب تغییرات هم‌زمان کاربری، فراوانی بیشتر وقایع با شدت بالا ممکن است، منجر به جریان سطحی بیشتر و کاهش تغذیه شود و این اثرات اگر با کاهش ظرفیت نفوذ ناشی از دخالت انسانی همراه شود، تشدید خواهد شد. حسب نتایج پژوهش‌های van Wateren-de Hoog (۱۹۹۸) و Tague و همکاران (۲۰۰۸) حوضه‌هایی با بازدهی سامانه زهکشی که در نتیجه یک سنگ بستر قابل نفوذ ایجاد می‌شود، ممکن است، کاهش بیشتری در جریان پایه، متعاقب درجه حرارت بالا و تبخیر و تعرق بالا از خود نشان دهند. برعکس، حوضه‌هایی که مخزن آب بزرگ‌تر و به نسبت جریان پایه بیشتری دارند و یا دارای آبخوان مولد هستند، احتمالاً پاسخ متوسطی را نشان خواهند داد.

بررسی تحقیقات جریان پایه در ایران: در دو دهه گذشته تحقیقات متعددی در خصوص جریان پایه، از دیدگاه‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته که حوزه‌های مختلف برآورد، پیش‌بینی، کاربرد و توصیف را شامل می‌شود. عموم این پژوهش‌ها در قالب پایان‌نامه‌های دانشجویی به انجام رسیده است که پژوهش‌های Akhondali (۲۰۱۴)، Chahouki Zare و همکاران (۲۰۱۴)، Asgari و همکاران (۲۰۱۸)، Kazemi و Eslami (۲۰۱۳)، Kazemi و Ghermezcheshmeh (۲۰۱۶)، Kazemi و Sharifi (۲۰۱۷، ۲۰۱۸ و ۲۰۱۹) از این جمله است. در این میان، گسترده‌ترین پژوهش‌های کاربردی در این خصوص به‌وسیله Sharifi (۲۰۱۷) در پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری به انجام رسیده است که مشتمل بر بیش از ۳۰ طرح و زیر پروژه می‌باشد که در گستره کشور و در مناطق مختلف اقلیمی به تحقیقات در خصوص سیمای طبیعی کشور و بررسی فرایندها و ظرفیت‌های آبی کشور به کمک داده‌های اندازه‌گیری و شبیه‌سازی شده رایانه‌ای و در بیش از ۱۰۰۰ ایستگاه آب‌سنجی در حوضه‌های رتبه چهار و هفت، تعیین جریان پایه و فرایند برآورد و پیش‌بینی در حوضه‌های فاقد آمار به انجام رسیده است. در این بخش، ابتدا بر اساس روش آرشیوی به بررسی و طبقه‌بندی پایان‌نامه‌ها، مقالات و گزارشات چاپ شده در حوزه جریان پایه رودخانه‌ها در نشریات معتبر داخلی و کنفرانس‌های مربوطه در دو دهه گذشته پرداخته شد. این بررسی‌ها با هدف، شناسایی حوزه‌های تحقیق در جریان پایه رودخانه‌ها و تعیین حوزه‌های کمتر توجه شده و مغفول مانده انجام شد. مستندات بررسی شده بر اساس قلمرو مکانی، روش تحقیق، تئوری، فنون تحلیل داده و موضوع، مورد تجزیه و تحلیل کمی قرار گرفت. تحقیقات در چهار گرایش عمومی طبقه‌بندی شد و موضوعات مورد پژوهش با مقایسه با موارد انجام شده در سطح جهانی مورد بررسی و تحلیل قرار گرفت و موارد کمتر توجه شده، مغفول مانده و نوآوری‌ها تعیین شد.

گرایش‌های پژوهشی تحقیقات جریان پایه در ایران: در بررسی مقالات، گزارش‌های تحقیقاتی و پایان‌نامه‌های دو دهه اخیر، ۷۸ مورد به‌عنوان جامعه آماری مورد پژوهش، انتخاب شد. در تقسیم‌بندی کلی موضوعات و عناوین مورد پژوهش، به‌طور کلی چهار گرایش مبتنی بر اهداف پژوهش، به شرح زیر، قابل مشاهده و تقسیم‌بندی است.

الف: مقالات و گزارشات با گرایش استفاده کاربردی

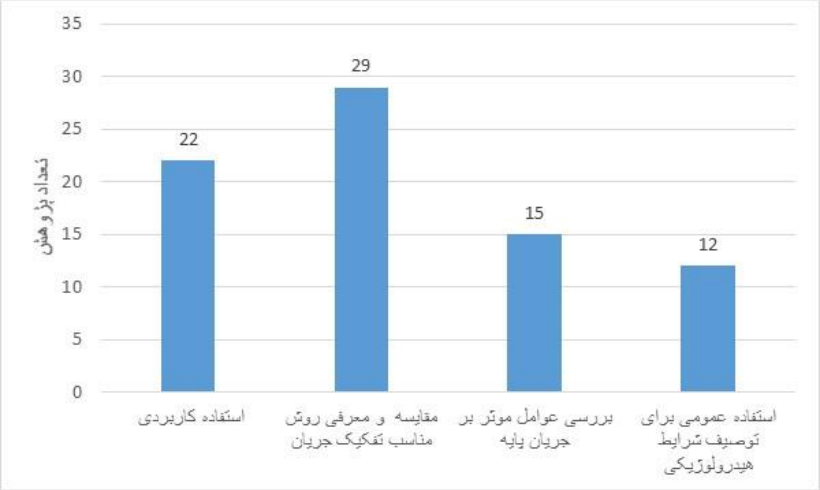
ب: مقالات و گزارشات با گرایش مقایسه روش‌های مختلف تفکیک جریان پایه و معرفی مناسب‌ترین روش

ج: مقالات و گزارشات با گرایش بررسی عوامل موثر بر جریان پایه

د: مقالات و گزارشات با گرایش استفاده عمومی و توصیف شرایط هیدرولوژیک منطقه پژوهش

تحلیل فراوانی گرایش‌های پژوهشی: توزیع فراوانی پژوهش‌های انجام شده در خصوص جریان پایه در چهار گرایش کلی در شکل ۵ ارائه شده است. این نمودار بیانگر این است که از جامعه آماری مورد بررسی، ۱۵/۳۸ درصد از تحقیقات انجام شده به استفاده صرف از روش‌های معمول برای تفکیک جریان پایه پرداخته است. این پژوهش‌ها مبتنی بر اعتماد به یک روش توصیه شده به‌وسیله سایر محققین، برای استخراج میزان جریان پایه و توصیف شرایط هیدرولوژیکی حوضه مورد مطالعه بوده است. روش‌های مورد استفاده نیز، عموماً روش‌های مبتنی بر فیلترهای رقومی و اتوماتیک بوده است. میزان ۳۷/۱۸ درصد از

تحقیقات که بیشترین میزان پژوهش‌های انجام شده در یک دهه اخیر را به خود اختصاص داده است، به مقایسه روش‌های مختلف تفکیک جریان پایه به روش‌های مقایسه‌ای و آماری و معرفی یک روش مناسب برای تفکیک جریان پایه پرداخته است. این پژوهش‌ها، مبنای مشخص و دقیقی برای مقایسه ارائه نداده‌اند و صرفاً نتایج روش‌های مختلف را با یکدیگر مقایسه کرده و از منظر تغییر شاخص‌های آماری مانند، ضریب تغییرات، روندها، انحراف معیار و واریانس، روش‌ها را مقایسه کرده‌اند. در این روش‌ها، از آنجایی که میزان واقعی جریان پایه دقیقاً مشخص نیست، لذا، بدون دسترسی به داده واقعی و صرفاً با مقایسه آماری نتایج روش‌ها، با اطمینان نمی‌توان روشی را به‌عنوان دقیق‌ترین روش معرفی کرد. پژوهش‌ها و طرح‌های مرتبط با کاربرد تحلیل جریان پایه در مطالعات منابع آب ۲۸/۲۱ درصد از تحقیقات منتشر شده را به خود اختصاص داده است. این مطالعات عمدتاً بر روی مباحث زیر متمرکز شده‌اند. تعیین سهم منابع زیرسطحی در جریان‌های سطحی، ملاحظات زیست‌محیطی، مدیریت و برنامه‌ریزی منابع آب، بررسی و تعیین میزان تغذیه منابع آب زیرزمینی و مکان‌یابی مناطق تغذیه، تحلیل منطقه‌ای خشکسالی هیدرولوژیک و پیش‌بینی و برآورد میزان جریان پایه در حوضه‌های فاقد آمار. حوزه شناخت پارامترهای موثر بر جریان پایه، میزان ۱۹/۲۳ درصد از مطالعات را به خود اختصاص داده است. این مطالعات به‌طور مشخص بر روی بررسی و تعیین میزان تاثیر کاربری اراضی و مولفه‌های هندسی، هیدرولوژیکی، اقلیم و سازندهای زمین‌شناسی تمرکز دارند.



شکل ۵- گرایش‌های پژوهشی تحقیقات جریان پایه دو دهه گذشته در ایران

بررسی موضوعات مغفول مانده و نوآوری‌ها: با توجه به تقسیم‌بندی اولیه گرایش‌های پژوهشی در زمینه جریان پایه در کشور، موضوعات پژوهشی در این حوزه در سطح جهانی با موارد انجام شده در داخل کشور مقایسه شد. نوآوری‌ها و موارد مغفول مانده و موضوعاتی که موارد اندکی از تحقیقات را به خود اختصاص داده است، مشخص و مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است.

گرایش روش‌های تفکیک جریان پایه: موارد مغفول مانده در زمینه روش‌های مختلف مورد استفاده برای تفکیک جریان پایه، عمدتاً مرتبط با روش‌های مبتنی بر ردیاب‌ها است که عموماً به‌دلیل هزینه‌بر بودن و زمان بر بودن، مورد اقبال پایان‌نامه‌های دانشجویی نبوده است. البته موارد بسیار محدودی در خصوص روش‌های مبتنی بر ایزوتوپ پایدار اکسیژن در حوزه تحلیل هیدروگراف چشمه‌های کارستی مشاهده شده است که شایان توجه است. گرایش کلی در این زمینه مبتنی بر روش‌های فیلترهای رقومی و اتوماتیک است که به‌دلیل هم‌خوانی نتایج مورد استفاده به‌وسیله محققین مختلف، توجه محققین را به خود معطوف داشته است. البته روش‌های تازه معرفی شده مبتنی بر فیلترهای رقومی نیز مورد توجه نبوده، مورد جدیدی

در این خصوص در پژوهش‌ها مشاهده نشد.

در زمینه مقایسه روش‌های مختلف تفکیک جریان پایه و بررسی دقت روش‌ها و ارائه مناسب‌ترین روش تفکیک، کوشش‌های مختلفی انجام شده است. از ۲۹ مورد پژوهش بررسی شده، روش بررسی ۲۷ مورد در حوزه روش‌های مقایسه‌ای و آماری، بدون دسترسی به داده‌های اندازه‌گیری شده برای واسنجی می‌باشد. نتایج این پژوهش‌ها به‌دلیل عدم آگاهی از میزان دقیق جریان پایه برای صحت‌سنجی و واسنجی روش‌ها، فاقد اعتبار کافی برای توصیه می‌باشد و محققین می‌توانند از هر کدام از روش‌ها به استناد مرجع اصلی ارائه دهنده روش که معمولاً مبتنی بر صحت‌سنجی با داده‌های اندازه‌گیری است، برای استخراج جریان پایه و کاربرد در تحلیل هیدرولوژیکی استفاده نمایند. البته دو مورد از پژوهش‌ها مبتنی بر نوآوری در مقایسه روش‌ها در غیاب عدم دسترسی به داده‌های حاصل از مطالعات ردیابی است. Kazemi و Porhemmat (۲۰۲۰) با فرض برابر بودن جریان پایه با دبی درازمدت فصل خشک در رودخانه‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک کشور، از این داده‌ها به‌عنوان جایگزین داده‌های اندازه‌گیری شده برای اعتبارسنجی روش‌های مختلف تفکیک جریان استفاده و روش مناسب را برای مناطق خشک کشور پیشنهاد داده‌اند. در تحقیقی دیگر، Kazemi و همکاران (۲۰۱۸) از شاخص‌های منحنی تداوم جریان برای مقایسه و انتخاب مناسب‌ترین روش تفکیک استفاده و روش مناسب را برای منطقه مورد پژوهش پیشنهاد کرده‌اند.

گرایش عوامل موثر بر جریان پایه: در زمینه بررسی عوامل موثر بر جریان پایه و کمی‌سازی تاثیرات آن، موارد مغفول مانده و شایان توجه برای پژوهش، بسیار زیاد است. در زمینه مولفه‌های زمین‌شناسی حوضه، فقط زمین‌شناسی سطحی و سنگ‌شناسی عمومی و سطوح تحت پوشش آن‌ها مورد توجه محققین داخلی بوده است و موارد مربوط به تاثیر نوع سنگ بستر، ساختمان زمین‌شناسی، مرزهای بین واحدهای زمین‌شناسی به‌عنوان زون‌های مهم برهم کنش آب‌های سطحی و زیرزمینی، پدیده کارستی شدن و درجه کارست‌شدگی، لندفرم‌های سطحی و زیرسطحی کارست، از موارد مغفول مانده مطالعات جریان پایه می‌باشد.

مولفه‌های مختلف توپوگرافی سطحی، به‌دلیل قابلیت نرم‌افزارهای سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی و سهولت استخراج این مولفه‌ها، عموماً مورد توجه بوده است، ولی مولفه‌های توپوگرافی زیرسطحی و مشخصه‌های خاک، از جمله توپوگرافی لایه محصور کننده که نقش کنترل‌کننده غالب و عمده بر روی نگهداشت رطوبت دارد و می‌تواند بر روی جریان پایه تاثیرگذار باشد، مورد توجه نبوده است. با توجه به این‌که هیچ پژوهش شناخته شده‌ای در سطح کشور و جهان که به‌طور ویژه به تاثیر کمی توپوگرافی زیرسطحی بر روی جریان پایه اشاره کرده باشد، یافت نشد. این موضوع از منظر نوآوری، شایسته توجه محققین است. تاثیر مشخصه‌های مختلف خاک از منظر دانه‌بندی، بافت و تغییرات آن، همبستگی بین بافت خاک و موقعیت دامنه‌ها با اندازه ذرات و همچنین، نقش محل تماس لیتولوژیکی مدفون در زیر خاک، مانند مرز بین خاک و سنگ بستر از موارد مهم در خصوص رابطه خاک و جریان پایه است که در پژوهش‌های جهانی مورد توجه ویژه است ولی در داخل کشور مشاهده نشده است.

تاثیر ترکیبی توپوگرافی و خاک بر جریان پایه و نقش تغییرات مکانی رطوبت خاک متاثر از موقعیت توپوگرافیکی خاک، از دیگر محورهای مرتبط با توپوگرافی و خاک و اثرات ترکیبی آن، همچنین، فرایندهای رشد ریشه گیاهان، حفرات ایجاد شده به‌وسیله سایر جانوران و دیگر فرایندهای به‌هم‌خوردگی افق خاک، ناشی از فعالیت‌های زیستی، از سایر محورهای مرتبط با خاک، گیاه و بیولوژی است که پژوهش‌هایی را در سطح جهانی به خود اختصاص داده است که در پژوهش‌های داخلی جای خالی آن احساس می‌شود.

تاثیر کاربری‌های ناشی از دخالت انسانی، از جمله جنگل‌زدایی و ایجاد جنگل‌های مصنوعی، تغییرات کاربری جنگل به مرتع، زراعی و غیره، تاثیر کاربری‌های کشاورزی و تغییر الگوی کشت و اثرات انسانی بر روی هیدرولوژی جریان، از دیدگاه توسعه شهرسازی، تاثیر سامانه‌های شهری، فرایند بازتوزیع آب، موضوع وارد کردن آب به‌صورت مجازی به

شهرهای بزرگ، تاثیرات ورود فاضلاب مجدد به جریان زیرزمینی، از موارد مغفول مانده است. البته موارد محدودی در خصوص کمی‌سازی تاثیر کاربری‌ها و تغییرات کاربری بر روی تغییرات شاخص جریان پایه، مشاهده شده است، ولی سایر محورهای مرتبط با تاثیر دخالت انسانی بر چریان پایه، شایان توجه محققین است.

تاثیر پدیده تغییر اقلیم بر جریان پایه و ارتباط آن با خشکسالی هیدرولوژیک در سطح جهانی، بسیار مورد توجه بوده است. ارتباط پارامترهای مختلف اقلیمی مانند: دما، بارش، تبخیر و تعرق و انواع شاخص‌های خشکسالی از جمله شاخص‌های، هواشناسی، هیدرولوژیکی و کشاورزی با جریان پایه از مواردی است که در پژوهش‌های جهانی، فراوان وجود دارد، ولی در داخل کشور، پژوهش مستقلی که به کمی‌سازی ارتباط مولفه‌های این پدیده با جریان پایه پرداخته باشد، مشاهده نشد.

گرایش استفاده‌های کاربردی: در زمینه بررسی و تفکیک جریان پایه به‌منظور استفاده کاربردی در مطالعات منابع آب، زمینه‌های مختلفی در مطالعات سایر کشورها مشاهده می‌شود که در مطالعات داخل کشور مغفول مانده و یا کم توجهی شده است. عمده موارد قابل اشاره عبارتند از: استفاده جریان پایه در مدیریت منابع آب حوضه‌های شهری، بررسی کیفیت منابع آب و ارتباط با الگوی کشاورزی، بررسی سلامت منابع آب از منظر مولفه‌های مورد نظر برای شرب و اکوسیستم، استفاده در برآورد میزان تغذیه آب‌های زیرزمینی و تعیین توزیع مکانی-زمانی آن، بررسی پتانسیل روابط بین منابع آب سطحی و زیرزمینی، موضوع آسیب‌پذیری و ارزیابی ریسک. البته مواردی در خصوص برآورد تغذیه منابع زیرزمینی، تحلیل روند جریان پایه به‌منظور مدیریت منابع آب در مطالعات داخل کشور مشاهده می‌شود که متناسب با پتانسیل و نیاز جامعه نیست.

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر، ابتدا روند توسعه مطالعات جریان پایه در ایران و جهان مورد بررسی قرار گرفت. روند تعریف موضوع جریان پایه، روش‌های تفکیک، روش‌های مقایسه الگوریتم‌های مختلف و معرفی روش مناسب، از جمله موارد مورد بررسی است. سپس، تحقیقات انجام شده در ایران، از منظر هدف پژوهش، احصاء و مورد طبقه‌بندی قرار گرفت و پس از مقایسه موضوعات انجام شده در ایران با تحقیقات انجام شده در سطح جهان، موارد مغفول مانده و یا کمتر توجه شده و نوآوری‌ها مشخص شد. در جمع‌بندی کلی نتایج، به وجود آن‌که تحقیقات در خصوص جریان پایه رودخانه‌ها در یک دهه اخیر به دلایل مختلف در سطح کشور بسط و توسعه یافته است، لیکن به نظر می‌رسد که از سوی مراکز علمی و پژوهشی، توجه کافی و همه جانبه به این موضوع صورت نپذیرفته است. مؤید این مطلب، مطالعات محدود، فقدان مطالعات در خصوص ارائه روش‌های نوآورانه و جدید و تمرکز بر استفاده از روش‌های معمول و تکراری در کشور بوده است. نظر به موقعیت کشور از منظر اقلیمی و جایگاه این مولفه در مدیریت منابع آب مناطق خشک و نیمه‌خشک، حجم گزارشات، مقالات و پایان‌نامه‌های مرتبط با موضوع، متناسب با اهمیت و نیاز جامعه ایران نیست. چنین رویکردی از سوی پژوهشگران و مراکز علمی نسبت به این موضوع، قابل تامل و شایان توجه برای ایجاد رویکرد جدید در خصوص پژوهش در این حوزه است.

منابع مورد استفاده

1. Akhondali, A., H. Zaree, H. Mohammadzadeh and F. Radmanesh. 2014. Base flow separation using 180 stable isotopes in abolabas karstic Basin-Khozestan Province. Irrigation Sciences and Engineering, 36(2): 109-120 (in Persian).
2. Alizadeh, A. 2015. Principles of applied hydrology. Mashhad, Imam Reza University Press, 942 pages (in Persian).
3. Ambroise, B., K. Beven and J. Freer. 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. Water Resources Research, 32(7): 2135-2145.
4. Appleyard, S.J., W.A. Davidson and D.P. Commander. 1999. The effects of urban development on the utilisation of groundwater resources in Perth, Western Australia. International Contributions to Hydrogeology, 21: 97-104.

5. Arnott, S., J. Hilton and B.W. Webb. 2009. The impact of geological control on flow accretion in lowland permeable catchments. Hydrology Research, 40(6): 533-543.
6. Asgari, E., R. Mostafazadeh and A. Esmaliouri. 2018. Determining the contributions of river flow hydrograph components in some river gauge stations of Ardabil Province. Irrigation and Water Engineering, 8(2): 56-71 (in Persian).
7. Barnett, T.P., D.W. Pierce, H.G. Hidalgo, C. Bonfils, B.D. Santer, T. Das and D.R. Cayan. 2008. Human-induced changes in the hydrology of the western United States. Science, 319(5866): 1080-1083.
8. Beven, K.J. and M.J. Kirkby. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Journal, 24(1): 43-69.
9. Bloomfield, J.P., D.J. Allen and K.J. Griffiths. 2009. Examining geological controls on Base Flow Index (BFI) using regression analysis: an illustration from the Thames Basin, UK. Journal of Hydrology, 373(1): 164-176.
10. Boughton, W.C. 1993. A hydrograph-based model for estimating the water yield of ungauged catchments, paper presented at hydrology and water resources symposium. Institution of Engineers Australia, Newcastle. NSW.
11. Brabets, T.P. and M.A. Walvoord. 2009. Trends in streamflow in the Yukon River Basin from 1944 to 2005 and the influence of the Pacific Decadal Oscillation. Journal of Hydrology, 371(1): 108-119.
12. Brown, A.E., L. Zhang, T.A. McMahon. A.W. Western and R.A. Vertessy. 2005. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. Journal of hydrology, 310(1): 28-61.
13. Bruijnzeel, L.A. 2004. Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? Agriculture, Ecosystems and Environment, 104(1): 185-228.
14. Brutsaert, W. 2005. Hydrology: an introduction. Cambridge University Press, 605 pages.
15. Bryan, R.B. and J.A.A. Jones. 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. Geomorphology, 20(3-4): 209-218.
16. Carter, T. and C. R. Jackson. 2007. Vegetated roofs for stormwater management at multiple spatial scales. Landscape and Urban Planning, 80(1): 84-94.
17. Chang, H. 2007. Comparative streamflow characteristics in urbanizing basins in the Portland Metropolitan Area, Oregon, USA. Hydrological Processes, 21(2): 211-222.
18. Chaplot, V., C. Walter, P. Curmi, P. Lagacherie and D. King. 2004. Using the topography of the saprolite upper boundary to improve the spatial prediction of the soil hydromorphic index. Geoderma, 123(3): 343-354.
19. Chapman, T.G. and A.I. Maxwell. 1996. Baseflow separation-comparison of numerical methods with tracer experiments. In Hydrology and Water Resources Symposium: Water and the Environment, Preprints of Papers (p. 539). Institution of Engineers, Australia.
20. Choi, W., P.F. Rasmussen, A.R. Moore and S.J. Kim. 2009. Simulating streamflow response to climate scenarios in central Canada using a simple statistical downscaling method. Climate Research, 40(1): 89-102.
21. Delinom, R.M. 2009. Structural geology controls on groundwater flow: lembang fault case study, West Java, Indonesia. Hydrogeology Journal, 17(4): 1011-1023.
22. Devito, K., I. Creed, T. Gan, C. Mendoza, R. Petrone, U. Silins and B. Smerdon. 2005. A framework for broad-scale classification of hydrologic response units on the Boreal Plain: is topography the last thing to consider? Hydrological Processes, 19(8): 1705-1714.
23. Dubé, S., A.P. Plamondon and R.L. Rothwell. 1995. Watering up after clear-cutting on forested wetlands of the St. Lawrence lowland. Water Resources Research, 31(7): 1741-1750.
24. Easterling, D.R., T.R. Karl, K.P. Gallo, D.A. Robinson, K.E. Trenberth and A. Dai. 2000. Observed climate variability and change of relevance to the biosphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 105(D15): 20101-20114.
25. Farvolden, R.N. 1963. Geologic controls on ground-water storage and base flow. Journal of Hydrology, 1(3): 219-249.
26. Hall, F.R. 1968. Base-flow recessions- a review. Water Resources Research, 4(5): 973-983.
27. Hatcher, J.R.D. 1988. Bedrock geology and regional geologic setting of Coweeta Hydrologic Laboratory in the eastern Blue Ridge. Forest Hydrology and Ecology at Coweeta, 66: 81-92.
28. Hooker, P.J., A.R. Lawrence, D.C. Gooddy, D.M. Bridge and M.J. Brown. 1999. An integrated hydrogeological case study of a post-industrial city in the West Midlands of England. International Contribution to Hydrogeology, 21: 145-150.
29. Huntington, T.G., A.D. Richardson, K.J. McGuire and K. Hayhoe. 2009. Climate and hydrological changes in the northeastern United States: recent trends and implications for forested and aquatic

ecosystems this article is one of a selection of papers from NE Forests 2100: a synthesis of climate change impacts on forests of the northeastern US and eastern Canada. Canadian Journal of Forest Research, 39(2): 199-212.
30. Hutchinson, D.G. and R.D. Moore. 2000. Throughflow variability on a forested hillslope underlain by compacted glacial till. Hydrological Processes, 14(10): 1751-1766.
31. Iroumé, A., A. Huber and K. Schulz. 2005. Summer flows in experimental catchments with different forest covers, Chile. Journal of Hydrology, 300(1): 300-313.
32. Jakeman, A.J. and G.M. Hornberger. 1993. How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? Water Resources Research, 29(8): 2637-2649.
33. Johnson, R. 1998. The forest cycle and low river flows: a review of UK and international studies. Forest Ecology and Management, 109(1): 1-7.
34. Jones, J.A. and D.A. Post. 2004. Seasonal and successional streamflow response to forest cutting and regrowth in the northwest and eastern United States. Water Resources Research, 40(5): 1-19.
35. Juckem, P.F., R.J. Hunt, M.P. Anderson and D.M. Robertson. 2008. Effects of climate and land management change on streamflow in the driftless area of Wisconsin. Journal of Hydrology, 355(1): 123-130.
36. Kazemi, R. and A.R. Eslami. 2013. Investigation on the role of geological formation and hydrological parameter on base flow index, case study: Khazar region. Watershed Engineering and Management, 5(2): 85-93 (in Persian).
37. Kazemi, R. and A.R. Eslami. 2016. Investigation and estimation of flow continuity indices based on hydro-climatic factors and lithology, case study: Caspian region. Iranian Water Researches Journal, 3(22): 57-68 (in Persian).
38. Kazemi, R. and B. Ghermezcheshmeh. 2016. Investigation of different base flow separation methods using flow duration indices, case study: Khazar region. Journal of Water and Soil Conservation, 23(2): 131-146 (in Persian).
39. Kazemi, R. and F. Sharifi. 2017. Investigation and presentation of regional relations of base flow index in homogeneous catchments of Kerman Province. Watershed Engineering and Management, 18(1): 97-107 (in Persian).
40. Kazemi, R. and F. Sharifi. 2018. Investigation and analysis of factors affecting base flow in different climates of Iran. Watershed Engineering and Management, 4(10): 645-658 (in Persian).
41. Kazemi, R. and F. Sharifi. 2019. Determination of the best hierarchical clustering method for regional analysis of base flow index in Kerman Province catchments. Journal of Watershed Management Research, 10(19): 95-105 (in Persian).
42. Kazemi, R. and J. Porhemmat. 2020. Calibration of recursive digital filters to separate the base flow, case study: Karkheh Basin. Watershed Engineering and Management, 12(1): 30-43 (in Persian).
43. Kazemi, R., H. Davoodi, M.J. Soltani and A. Sarreshtedari. 2013. Investigation of land use change on base flow index, case study: Taleghan Catchment. Engineering and Management, 5(1): 1-8 (in Persian).
44. Kim, S., M.L. Kavvas and J. Yoon. 2005. Upscaling of vertical unsaturated flow model under infiltration condition. Journal of Hydrologic Engineering, 10(2): 151-159.
45. Kirchner, J.W., X. Feng and C. Neal. 2001. Catchment-scale advection and dispersion as a mechanism for fractal scaling in stream tracer concentrations. Journal of Hydrology, 254(1): 82-101.
46. Kirkby, M.J. and R.J. Chorley. 1967. Throughflow, overland flow and erosion. Hydrological Sciences Journal, 12(3): 5-21.
47. Konrad, C.P. 2006. Longitudinal hydraulic analysis of river-aquifer exchanges. Water Resources Research, 42(8): 1-14.
48. Lacey, G.C. and R.B. Grayson. 1998. Relating baseflow to catchment properties in south-eastern Australia. Journal of Hydrology, 204(1-4): 231-250.
49. Larkin, R.G. and J.M. Sharp. 1992. On the relationship between river-basin geomorphology, aquifer hydraulics and ground-water flow direction in alluvial aquifers. Geological Society of America Bulletin, 104(12): 1608-1620.
50. Lerner, D.N. 1986. Leaking pipes recharge ground water. Groundwater, 24(5): 654-662.
51. Lerner, D.N. 2002. Identifying and quantifying urban recharge: a review. Hydrogeology Journal, 10(1): 143-152.
52. Lin, K., S. Guo, W. Zhang and P. Liu. 2007. A new baseflow separation method based on analytical solutions of the Horton infiltration capacity curve. Hydrological Processes, 21(13): 1719-1736.
53. Lindgren, G.A., G. Destouni and A.V. Miller. 2004. Solute transport through the integrated groundwater-stream system of a catchment. Water Resources Research, 40(3): 40-40.
54. Lins, H.F. and J.R. Slack. 2005. Seasonal and regional characteristics of US streamflow trends in the United States from 1940 to 1999. Physical Geography, 26(6): 489-501.

55. Linsley, R.K. 1958. Hydrology for engineers. McGraw and Hill, New York, 508 pages.
56. L′vovich, M.I. 1979. World water resources and their future. American Geophysical Union, Washington DC.
57. Lyne, V. and M. Hollick. 1979. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. In Institute of Engineers Australia National Conference, pages 89-93.
58. Ma, X., J. Xu, Y. Luo, S. Prasad Aggarwal and J. Li. 2009. Response of hydrological processes to land-cover and climate changes in Kejie Watershed, south-west China. Hydrological Processes, 23(8): 1179-1191.
59. McDonnell, J.J., J. Freer, R. Hooper, C. Kendall, D. Burns, K. Beven and J. Peters. 1996. New method developed for studying flow on hillslopes. EOS, Transactions American Geophysical Union, 77(47): 465-472.
60. McGuire, K.J., J.J. McDonnell, M. Weiler, C. Kendall, B.L. McGlynn, J.M. Welker and J. Seibert. 2005. The role of topography on catchment-scale water residence time. Water Resources Research, 41(5): 1-14.
61. Meyer, S.C. 2002. Investigation of impacts of urbanization on base flow and recharge rates, northeastern Illinois: summary of 2 years activities. In Proceedings, 12th Annual Illinois Groundwater Consortium Symposium. Illinois Groundwater Consortium.
62. Meyer, S.C. 2005. Analysis of base flow trends in urban streams, northeastern Illinois, USA. Hydrogeology Journal, 13(5): 871-885.
63. Mwakalila, S., J. Feyen and G. Wyseure. 2002. The influence of physical catchment properties on baseflow in semi-arid environments. Journal of Arid Environments, 52(2): 245-258.
64. Nathan, R.J. and T.A. McMahon. 1990. Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses. Water Resources Research, 26(7): 1465-1473.
65. Nyenje, P.M. and O. Batelaan. 2009. Estimating the effects of climate change on groundwater recharge and baseflow in the Upper Ssezibwa Catchment, Uganda. Hydrological Sciences Journal, 54(4): 713-726.
66. O'geen, A.T., P.A. McDaniel, J. Boll and E. Brooks. 2003. Hydrologic processes in valley soilscapes of the eastern Palouse Basin in northern Idaho. Soil Science, 168(12): 846-855.
67. Oke, T.R. 1979. Advectively-assisted evapotranspiration from irrigated urban vegetation. Boundary-Layer Meteorology, 17(2): 167-173.
68. Perillo, C.A., S.C. Gupta, E.A. Nater and J.F. Moncrief. 1999. Prevalence and initiation of preferential flow paths in a sandy loam with argillic horizon. Geoderma, 89(3): 307-331.
69. Price, K.C.R., A.J. Jackson, T. Parker, J. Reitan and M.J. Dowd. 2010. Effects of watershed land use and geomorphology on stream base flows in the southern Blue Ridge Mountains. In Coweeta long Term Ecological Research Program Summer Research Meeting, Otto, NC, June (pages 28-29)
70. Rasiah, V. and B.D. Kay. 1995. Runoff and soil loss as influenced by selected stability parameters and cropping and tillage practices. Geoderma, 68(4): 321-329.
71. Reihan, A., T. Koltsova, J. Kriauciuniene, L. Lizuma and D. Meilutyte-Barauskiene. 2007. Changes in water discharges of the Baltic States rivers in the 20th century and its relation to climate change. Hydrology Research, 38(4-5): 401-412.
72. Reuter, R.J. and J.C. Bell. 2003. Hillslope hydrology and soil morphology for a wetland basin in south-central Minnesota. Soil Science Society of America Journal, 67(1): 365-372.
73. Rodhe, A., L. Nyberg and K. Bishop. 1996. Transit times for water in a small till catchment from a step shift in the oxygen 18 content of the water input. Water Resources Research, 32(12): 3497-3511.
74. Rose, S. and N.E. Peters. 2001. Effects of urbanization on streamflow in the Atlanta area (Georgia, USA): a comparative hydrological approach. Hydrological Processes, 15(8): 1441-1457.
75. Saffari, A., A. Ghanavati, F. Alijani and M. Zakiye. 2018. Overview of karst landforms characteristics in the gypsum layers. Quantitative Geomorphological Research, 4(4): 17-39 (in Persian).
76. Santhi, C., P.M. Allen, R.S. Muttiah, J.G. Arnold and P. Tuppad. 2008. Regional estimation of base flow for the conterminous United States by hydrologic landscape regions. Journal of Hydrology, 351(1): 139-153.
77. Schilling, K.E. and M. Helmers. 2008. Effects of subsurface drainage tiles on streamflow in Iowa agricultural watersheds: exploratory hydrograph analysis. Hydrological Processes, 22(23): 4497-4506.
78. Schilling, K.E. and R.D. Libra. 2003. Increased baseflow in Iowa over the second half of the 20th century. Journal of the American Water Resources Association, 39(4): 851–860.
79. Schilling, K.E. 2009. Investigating local variation in groundwater recharge along a topographic gradient, Walnut Creek, Iowa, USA. Hydrogeology Journal, 17(2): 397-407.
80. Schulz, W.H., D.J. Lidke and J.W. Godt. 2008. Modeling the spatial distribution of landslide-prone

colluvium and shallow groundwater on hillslopes of Seattle, WA. Earth Surface Processes and Landforms, 33(1): 123-141.
81. Seaton, W.J. and T.J. Burbey. 2005. Influence of ancient thrust faults on the hydrogeology of the Blue Ridge Province. Groundwater, 43(3): 301-313.
82. Seiler, K.P. and J.A. Rivas. 1999. Recharge and discharge of the Caracas Aquifer, Venezuela. International Contributions to Hydrogeology, 21: 233-238.
83. Sharifi, F. 2017. Investigation of water processes and capacities in the country with the help of measured and computer simulated data. Publications of Soil Conservation and Watershed Management Research Institute, 312 pages (in Persian).
84. Sidle, R.C., Y. Tsuboyama, S. Noguchi, I. Hosoda, M. Fujieda and T. Shimizu. 2000. Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. Hydrological Processes, 14(3): 369-385.
85. Simmons, D.L. and R.J. Reynolds. 1982. Effects of urbanization on base flow of selected south-shore streams, Long Island, New York. Journal of the American Water Resources Association, 18(5): 797-805.
86. Smakhtin, V.U. 2001. Estimating continuous monthly baseflow time series and their possible applications in the context of the ecological reserve. Water SA, 27(2): 213-218.
87. Smakhtin, V.U. 2001. Low flow hydrology: a review. Journal of Hydrology, 240(3): 147-186.
88. Soulsby, C., D. Tetzlaff, P. Rodgers, S. Dunn and S. Waldron. 2006. Runoff processes, stream water residence times and controlling landscape characteristics in a mesoscale catchment: an initial evaluation. Journal of Hydrology, 325(1): 197-221.
89. Szilagyi, J. and M.B. Parlange. 1998. Baseflow separation based on analytical solutions of the Boussinesq equation. Journal of Hydrology, 204(1-4): 251-260.
90. Tague, C., G. Grant, M. Farrell, J. Choate and A. Jefferson. 2008. Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades. Climatic Change, 86(1): 189-210.
91. Tallaksen, L.M. 1995. A review of baseflow recession analysis. Journal of Hydrology, 165(1-4): 349-370.
92. Tetzlaff, D. and C. Soulsby. 2008. Sources of baseflow in larger catchments using tracers to develop a holistic understanding of runoff generation. Journal of Hydrology, 359(3): 287-302.
93. Tetzlaff, D., J. Seibert, K.J. McGuire, H. Laudon, D.A. Burns, S.M. Dunn and C. Soulsby. 2009. How does landscape structure influence catchment transit time across different geomorphic provinces? Hydrological Processes, 23(6): 945-953.
94. Vivoni, E.R., D. Entekhabi, R.L. Bras and V.Y. Ivanov. 2007. Controls on runoff generation and 722 scale-dependence in a distributed hydrologic model. Hydrology and Earth System Sciences, 11(5): 1683-1701.
95. Wang, D. and X. Cai. 2010. Comparative study of climate and human impacts on seasonal baseflow in urban and agricultural watersheds. Geophysical Research Letters, 37(6): 1-6.
96. Warner, G.S., A.R. García-Martinó, F.N. Scatena and D.L. Civco. 2003. Watershed characterization by GIS for low flow prediction. GIS For Water Resources and Watershed Management, London: Taylor and Francis, 101-107.
97. White, E.L. 1977. Sustained flow in small Appalachian watersheds underlain by carbonate rocks. Journal of Hydrology, 32(1): 71-86.
98. Wilk, J., L. Andersson and V. Plermkamon. 2001. Hydrological impacts of forest conversion to agriculture in a large river basin in northeast Thailand. Hydrological Processes, 15(14): 2729-2748.
99. Wilkison, D.H. and D.W. Blevins. 1999. Observations on preferential flow and horizontal transport of nitrogen fertilizer in the unsaturated zone. Journal of Environmental Quality, 28(5): 1568-1580.
100. Witty, J.H., R.C. Graham, K.R. Hubbert, J.A. Doolittle and J.A. Wald. 2003. Contributions of water supply from the weathered bedrock zone to forest soil quality. Geoderma, 114(3): 389-400.
101. Woods, R.A., M. Sivapalan and J.S. Robinson. 1997. Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index. Water Resources Research, 33(5): 1061-1073.
102. Yeakley, J.A., W.T. Swank, L.W. Swift, G.M. Hornberger and H.H. Shugart. 1998. Soil moisture gradients and controls on a southern Appalachian hillslope from drought through recharge. Hydrology and Earth System Sciences, 2(1): 41-49.
103. Zare Chahouki, A., A. Salajeghe, M. Mahdavi, Sh. Khalighi-Sigaridi and S. Asadi. 2013. Regional model of flow continuity curve of watersheds without statistics of arid regions, case study: Central Iran. Journal of Range and Watershed Management. Iranian Jurnal of Natural Resources, 66(2): 251-265 (in Persian).
104. Zhang, Y.K. and K.E. Schilling. 2006. Increasing streamflow and baseflow in Mississippi River since the 1940s: effect of land use change. Journal of Hydrology, 324(1): 412-422.