

برآورد حجم رواناب حوضه آبخیز رودخانه کشکان^(۱) با استفاده از GIS

دکتر علی سوری نژاد - فارغ التحصیل دوره دکترای جغرافیای طبیعی (گرایش اقلیم - هیدرولوژی)، دانشگاه تربیت مدرس

پذیرش مقاله: ۸۱/۷/۲۸

چکیده

برآورد رواناب حاصل از بارشهای جوی، پایه و مبنای مطالعات بسیاری از طرحهای مختلف توسعه و بهره برداری از منابع آب را تشکیل می دهد؛ بنابراین اندازه گیری و محاسبه آن به دلیل تنگناهای محیطی، همواره دارای مشکلات فراوانی می باشد. بررسی مؤلفه اغلب روشها و مدل های هیدرولوژیکی نشان می دهد که به دلیل عدم دقت و یا فقدان داده های آماری، در اثر تغییرپذیری الگوهای بارش و دیگر مسائل محیطی، ضرایب آنها بعضاً دارای خطا می باشد. امروزه با ترکیب مدل ها و روشهای تجربی در روش سیستم اطلاعات جغرافیایی^(۲) (GIS) می توان بسیاری از ضرایب مجهول آنها را جهت محاسبه رواناب بدست آورد. برای بررسی این موضوع، حوضه آبخیز رودخانه کشکان به مساحت ۹۲۷۵/۶۶ کیلومتر مربع واقع در استان لرستان (ناحیه جنوبغربی ایران) به عنوان مطالعه موردی انتخاب شده است و برای دستیابی به اهداف آن، نخست داده های بارندگی سالیانه به مدت ۳۲ سال (۱۳۷۵-۱۳۴۳) استخراج شده و آنگاه جهت تحلیل مکانی داده ها با الگوریتم های GIS مدل نقشه های همباران تهیه شده است. هدف از مطالعه آن، آزمون نتایج این نقشه ها برای محاسبه بارندگی ناحیه ای و بارش مؤثر جهت بکارگیری در مدل های شبیه سازی بارش - رواناب می باشد. بررسی نتایج این مطالعه نشان می دهد که ضریب همبستگی میان داده های محاسباتی و مشاهداتی (بارندگی - رواناب) سالیانه برای زیرحوضه های این منطقه بین ۹۷/۵ تا ۹۹/۹۹ درصد می باشد. از این نظر الگوی نقشه های همباران بارش مذکور بعنوان مطمئن ترین شیوه جهت محاسبه بارندگی در مطالعات منابع آب توصیه میگردد.

واژگان کلیدی: بارندگی، رواناب، همباران، مدل سازی، شبیه سازی، سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS

مقدمه

مسئله برآورد رواناب^(۳) سطحی در حوضه آبخیز رودخانه ها، موضوع پیچیده ای است که اطلاعات و فهم دانش بشری از قوانین فیزیکی حاکم بر آن بعضاً از دیدگاه فرمول های ریاضی محدود می باشد (سینگ^(۴)، ۱۹۸۸) و دستیابی به

۱ - این مقاله بخشی از رساله دکترای نگارنده می باشد که به راهنمایی استاد ارجمند جناب آقای دکتر هوشنگ قائمی در سال ۱۳۸۰ در گروه جغرافیای دانشگاه تربیت مدرس از آن دفاع شده است.

میزان کمی و کیفی آن، پایه و مبنای مطالعات طرحهای مختلف توسعه و بهره برداری از منابع آب و سازه‌های آبی را تشکیل می‌دهد.

از اواسط قرن نوزدهم میلادی تاکنون، روشهای تجربی و مدل‌های هیدرولوژیکی مختلفی برای برآورد و محاسبه رواناب سطحی تهیه شده است (سینگ، ۱۹۸۸). از دهه ۱۹۶۰ به بعد، این روشها به صورت مدل‌های کامپیوتری ارائه گردید (تاکبوشی^(۱)، ۱۹۹۹). مؤلفه برخی از این مدل‌ها بعضاً در اثر تغییرپذیری الگوهای توزیع زمانی و مکانی بارندگی ممکن است با خطا و اشتباه همراه باشد (یانگ^(۲)، ۲۰۰۰)، لذا محققین زیادی توانستند با استفاده از معادلات خطی و با برطرف کردن این خطاها به پیش‌بینی سیلابها پردازند (همان).

برای محاسبه رواناب، نیاز به داده‌های آمار ثبت شده از جریانهای سطحی می‌باشد. در برخی از رودخانه‌ها به دلیل تنگناها و دشواریهای آبرسانی، برآورد میزان واقعی رواناب سطحی دارای مشکلات عدیده‌ای می‌باشد؛ بطوری که داده‌های ثبت شده با ارقام مورد انتظار تطابق ندارد (مرید و قائمی، ۱۳۷۶).

برخی از هیدرولوژیست‌ها مسائلی از قبیل: نقصان داده‌ها، عدم دقت، کوتاه بودن دوره آماری برای تعیین روابط بین بارش - رواناب ذکر کرده‌اند (غیور، ۱۳۷۱). بعضی از آنها مدل‌های ریاضی را با روشهای تجربی ترکیب کرده و به محاسبه رواناب پرداخته‌اند (سروشیان، ۱۹۸۳). در این راستا نیز فرضیه‌های شبیه سازی بارندگی - رواناب به صورت مدل‌های احتمالاتی^(۳)، مفهومی^(۴)، تجربی^(۵)، توزیعی^(۶) (تعیینی) و یکپارچه^(۷) (توده‌ای) از سوی محققین ارائه شده است (چاو، ۱۹۸۸)^(۸). بکارگیری این روشها به دلیل همگن نبودن حوضه‌های آبخیز و دیگر تنگناهای محیطی، بعضاً به نتایج مطلوبی نرسیده است (غیور، ۱۳۷۱).

در اواخر دهه ۱۹۸۰ قابلیت‌های مختلف GIS نیز در راستای مدل‌سازی بارش - رواناب مورد توجه اغلب هیدرولوژیست‌ها مانند هیل^(۹) و همکارانش (۱۹۸۷)، وایت^(۱۰) (۱۹۸۸) و افراد دیگر قرار گرفت (استابی، ۱۹۹۰). در اوایل دهه ۱۹۹۰ استفاده از این روشها در مدل‌سازی هیدرولوژیکی رو به توسعه نهاده است. از جمله به کارهای استابی^(۱۱) (۱۹۹۰)، چنگ^(۱۲) (۱۹۹۳)، آرنولد^(۱۳) (۱۹۹۳)، رسامی^(۱۴) (۱۹۹۴)، زولوویچ^(۱۵) (۱۹۹۴)، کریستین و بیرگمان^(۱۶) (۱۹۹۵)، هوزنگ یو^(۱۷) (۱۹۹۵)، شامت^(۱۸) (۱۹۹۵)، کولبی و جفری^(۱۹) (۱۹۹۶)، جولین و ثقفیان^(۲۰) (۱۹۹۶)، لینزی^(۲۱) (۱۹۹۷)، سانجای و همکاران^(۲۲) (۱۹۹۷) و پال دی جی^(۲۳) (۲۰۰۰) میتوان اشاره

۱- Takeushi.k.

۳- Stochastic Model.

۵- Empirical Model.

۷- Lumped Model.

9- Hill et.al.

11- Stuebe et.al.

13- Arnold et.al.

15- Zollweg.

17- Huzhngyu.

19- Colby & Jeffrey.

21- Linzi et.al.

23- Pal D.J.et.al.

۲- Yang Xiaoliu.

۴- Conceptual Model.

۶- Deterministic & distributed Model.

۸- Chow V.T.

10- White.

12- Chang.

14- Resamee.

16- Christine.L& Bergman.

18- Shammet.

۲۰- Julien & Saghaffian.

22- Sanjay et.al.

کرد. امروزه بسیاری از محققین مانند مدمنت^(۱) (۱۹۹۳)، بلودگیت^(۲) (۱۹۹۵)، بات لان^(۳) (۱۹۹۶)، بووایر^(۴) (۱۹۹۶)، بی آن^(۵) (۱۹۹۶) و دیگران با کمک GIS در تهیه داده‌های مورد نیاز جهت مدل‌های هیدرولوژیکی گامهای مؤثری برداشته‌اند (ثنایی نژاد، ۱۳۷۶).

در این راستا به دلیل توانمندی و برخورداری از قابلیت گرافیکی توأم با تحلیل فضایی الگوریتم‌های GIS، همواره می‌توان مدل نقشه‌های همباران^(۶) (ISO) را با روش انترپولاسیون^(۷) برای برآورد بارش‌های ناحیه‌ای تهیه کرد.

منحنی نقشه‌های همباران برای اولین بار (سال ۱۹۱۷) توسط «رید» و «کینسر»^(۸) جهت محاسبه میانگین بارندگی در مناطق فاقد ایستگاه باران سنجی ارائه گردید (سینگ، ۱۹۸۸). کاربرد مؤلفه‌های این روش، بعدها جهت تهیه مدل‌های شبیه‌سازی بارندگی - رواناب مورد تأیید بسیاری از محققین و هیدرولوژیست‌ها مانند: باتلر^(۹) (۱۹۵۷)، لینزلی و همکاران (۱۹۵۸)، پیک و براون^(۱۰) (۱۹۶۲)، براس و کلارک^(۱۱) (۱۹۶۶)، دیویس و دیسکن^(۱۲) (۱۹۷۰)، شرمین و سالتر^(۱۳) (۱۹۷۵)، سینگ و بیرسوی^(۱۴) (۱۹۷۵) قرار گرفت (سینگ، ۱۹۸۸). رسامی (۱۹۹۴) با این روشها و با کمک GIS در کشور تایلند نتایج ارزنده‌ای بدست آورد (آلارد، ۱۹۹۴).

تهیه نقشه‌های همباران در ایران از سالها پیش مورد توجه جغرافیدانان و محققان آب و هواشناسی بوده است؛ پرفسور گنجی (محقق و جغرافیدان نامی معاصر ایران) در سال ۱۳۴۷ برای نخستین بار نقشه منحنی همباران ایران را با میانگین ۱۰ سال بارندگی در سطح کشور تهیه کرد. در سالهای ۱۳۵۰ و ۱۳۵۶ از سوی وزارت آب و برق (سابق)، نیز (به تبع از ایشان) نقشه‌های همباران کشور ترسیم گردید (موحد دانش، ۱۳۷۳). مهندسین مشاور مهتاب قدس (۱۳۶۹) با بکارگیری نقشه‌های همباران (به صورت دستی) به مطالعه حداکثر بارش محتمل (PMP) سیلابهای حوضه آبخیز رودخانه کرخه پرداخت. محسنی (۱۳۷۵) توانست منحنی‌های همباران زیرحوضه کردکوی (به وسعت ۱۷۵۲۵ هکتار) را با روش گرادیان بارش - ارتفاع و همبستگی دو متغیره با GIS تهیه کند. مرید و قائمی (۱۳۷۶) با ترسیم نقشه‌های همباران دستی به مطالعه سیلابهای رودخانه‌های کل و میناب در استان هرمزگان پرداختند.

آنچه مسلم است، تجارب و بررسی‌ها نشان می‌دهد که مؤلفه نقشه‌های همباران دستی، جهت اندازه‌گیری بارش واقعی دقت زیادی ندارد و لذا محاسبه بارش ناحیه‌ای را نمی‌توان با دقت انجام داد و استفاده از مؤلفه‌های آن در مدل‌سازی خطای فاحشی را بوجود خواهد آورد. برای بررسی و تحقیق این موضوع، حوضه آبخیز رودخانه کشکان در استان لرستان به عنوان مطالعه موردی انتخاب گردیده است و اهداف آن به شرح ذیل می‌باشد:

۱- آزمون ترکیب روشهای تجربی با روش GIS جهت تهیه مدل نقشه‌های همباران.

۲- محاسبه بارش سالیانه واحدهای هیدرولوژیکی از طریق مؤلفه نقشه‌های همباران.

۳- محاسبه بارندگی مؤثر جهت برآورد حجم رواناب سالیانه

1- Maidment.

3- Batelaan et.al.

5- Bian et.al.

7- Interpolation.

9- Butler.

11- Bruce & Clark.

13- Shearman & Salter.

2- Blodgett et.al.

4- Bouvier et.al.

6- Isohyetal Method.

8- Reed & Kincer.

10- Peck & Brown.

12- Davis & Diskin.

14- Birsoy et.al.

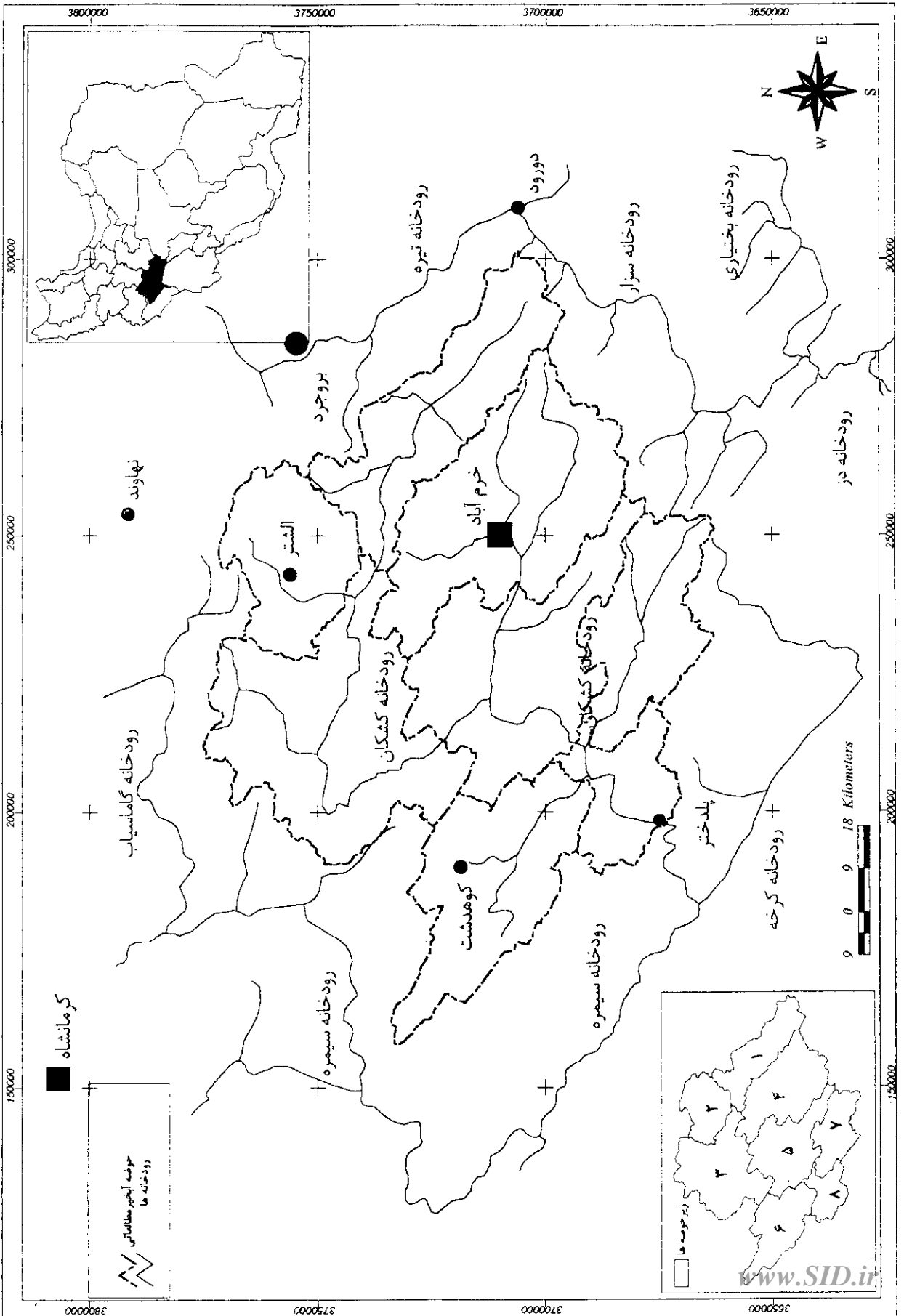
۴- استفاده از مؤلفه‌های این پژوهش جهت شبیه‌سازی مدل‌های بارش - رواناب در حوضه‌های همگن

معرفی منطقه مورد مطالعه

حوضه آبخیز رودخانه کشکان با وسعت ۹۲۷۵/۶۶ کیلومتر مربع در ناحیه جنوب‌غربی ایران واقع گردیده و گستره جغرافیای آن بین مختصات ۱۲° ۴۷' تا ۵۹° ۴۸' طول شرقی و ۳۳° ۸' تا ۳۴° ۲' عرض شمالی قرار دارد. این حوضه، بخش مهمی از سرشاخه‌های پرآب رودخانه کرخه را تشکیل می‌دهد و حدود ۱/۳ از خاک استان لرستان را دربر می‌گیرد و شهرستان‌های خرم‌آباد، کوهدشت، الشتر و ملاوی در داخل آن قرار دارند. این حوضه از سمت شمال و غرب و جنوب‌غرب به حوضه آبریز رودخانه‌های گاماسیاب و سیمره و از شرق به سرشاخه‌های فرعی رودخانه دز و از جنوب به زیرحوضه‌های مشرف به رودخانه کرخه محدود می‌گردد. در تقسیم‌بندی کلی هیدرولوژی ایران، جزئی از حوضه آبریز خلیج فارس بشمار می‌رود. سیستم زهکشی رودخانه اصلی کشکان ابتدا از به هم پیوستن سرشاخه رودخانه‌های هرو (کاکارضا) و دوآب الشتر (در شمال‌شرق و شمال حوضه) به ترتیب با جهتی از شرق به غرب و شمال به جنوب تشکیل می‌گردد. به این سرشاخه‌ها که از دامنه کوه‌های مرتفع و برفگیر گرین و میش‌پرور سرچشمه می‌گیرند، در طول مسیر اصلی دیگر رودخانه‌های فرعی نظیر چم‌زکریا، خرم‌آباد، چولهول و مادیان‌رود (از شمال و مشرق و جنوب‌مشرقی و مغرب) می‌پیوندد و سرانجام به صورت یک سیستم واحد، رودخانه کشکان را تشکیل می‌دهد. این رودخانه پس از طی مسافتی در حدود ۳۰۰ کیلومتر، از میان شهر پلدختر عبور کرده و در محل پل گاومیشان به رودخانه سیمره ملحق شده و رودخانه کرخه را تشکیل می‌دهد (شکل ۱).

مواد و روشها

بررسی مطالعات جهانی نشان می‌دهد که برای برآورد حجم رواناب حاصل از بارندگی، مدل‌های هیدرولوژیکی با مشکلات عدیده‌ای مواجه هستند (سینگ، ۱۹۸۸ و یانگ، ۲۰۰۰). برای حل این مسائل و برطرف کردن نواقص و محدودیت‌های هر کدام از این روشها، ضرورت دارد که با ادغام آنها در روش سیستم اطلاعات جغرافیایی به صورت مدل‌های ترکیبی^(۱) به مطالعه حوضه‌های آبخیز پرداخته شود (هوانگ جی.اچ، ۱۹۹۹). بابکارگیری روشهای (GIS) می‌توان مؤلفه‌ها و ضرایب مجهول پارامترهای مورد نیاز مدل‌های شبیه‌سازی بارندگی - رواناب را در سطح حوضه‌های آبخیز با دقت تعیین و محاسبه کرد؛ زیرا استخراج و تهیه داده‌های ورودی در مدل‌سازی با شیوه دستی و سستی باعث می‌گردد که خطای بسیار زیادی در تحلیل پارامترها و مؤلفه‌های آنها بوجود آید و سرانجام از دقت مدل‌سازی به نحو چشمگیری کاسته شود. از ویژگیهای مهم این روشها، برخورداری از قابلیت گرافیکی بسیار منظم و دقت زیاد آنها در تحلیل فضایی داده‌های بارندگی جهت ترسیم نقشه‌های همباران با روش انترپولاسیون می‌باشد؛ زیرا بکارگیری نظریه انترپولاسیون جهت تهیه نقشه‌های همباران از دیرباز تاکنون در بسیاری از طرحهای آبی برای برآورد میزان بارشهای ناحیه‌ای با شیوه‌های دستی و کامپیوتری بویژه با (GIS) همواره مورد توجه اکثر محققین بوده است (آلارد، ۱۹۹۴).
به عنوان مثال، رسامی (۱۹۹۴) با ادغام روش دستی و روشهای (GIS) توانست با استفاده از ۱۳ ایستگاه



شکل (۱) موقعیت جغرافیایی واحدهای هیدروولوژیکی حوضه آبخیز رودخانه کشکان و نواحی مجاور

باران‌سنجی، نقشه‌های همباران شش طوفان ۱۲ ساعته را جهت برآورد حجم رواناب حداکثر بارش انترپولاسیون تهیه کند. وی در این پژوهش موفق شد تا مقدار بارش مؤثر در سطح حوضه آبخیز «هوآی نام چان»^(۱) در کشور تایلند را به تفکیک زیر حوضه‌ها با در نظر گرفتن ویژگیهای توزیعی آن، با دقت محاسبه کند (آلارد، ۱۹۹۴).

در این پژوهش با کمک بسته نرم‌افزاری ARC/INFO محدوده منطقه مورد مطالعه و نقشه‌های توپوگرافی (۱:۵۰۰۰۰) سازمان جغرافیایی کشور) رقومی سازی شد و با توجه ایستگاه‌های آب سنجی، این حوضه به ۸ زیرحوضه فرعی تقسیم‌بندی گردید (شکل ۱).

برای تحلیل بارش‌های سالیانه، نخست تعداد ۹۲ ایستگاه باران سنجی وزارت نیرو و سازمان هواشناسی کشور بایک دوره مشترک ۳۲ ساله (۴۴-۱۳۴۳ لغایت ۷۵-۱۳۷۴) انتخاب گردید و پس از استخراج داده‌های آماری، از طریق بصری و آزمون جرم مضاعف^(۲) کیفیت آنها کنترل شد. سپس تعداد ۷۲ ایستگاه که ضرایب همبستگی آنها با روش ماتریسی بیش از ۹۰ درصد بدست آمده بود، به عنوان مبنای مطالعه انتخاب گردید. پس از آن، موقعیت ریاضی ایستگاهها رقومی سازی شد (شکل ۲) و با استفاده از آنها یک بانک اطلاعاتی^(۳) از داده‌های بارندگی در محیط نرم‌افزاری ArcView 3.0a ایجاد و سپس تحلیل‌های آماری و آنالیز حساسیت انجام گرفت. همچنین با الگوریتم‌های ویژه (Spatial Analysis) باروش انترپولاسیون و مدل‌های ریاضی (ماتریسی)، مدل نقشه‌های همباران (باخطوط تراز به فواصل ۵۰ میلیمتری) به صورت منظم و با کمک GIS (برای مدت ۳۲ سال) ترسیم گردید^(۴) (شکل ۳). سرانجام متوسط وزنی بارندگی سالیانه هر واحد هیدرولوژیکی و حجم آب حاصل از آن محاسبه گردید. همچنین ویژگی الگوهای توزیع زمانی و مکانی بارش‌ها بررسی شده و شاخص‌های پراکندگی آنها مورد تحلیل و ارزیابی قرار گرفت. برای تحلیل جریانهای سطحی سالیانه، داده‌های مورد نیاز و متناظر با بارش‌های سالیانه (به مدت ۳۲ سال) از طریق ۸ ایستگاه آب سنجی در سطح این حوضه استخراج شده که در نتیجه با آزمون‌های مختلف آماری، کیفیت و کمیت آنها کنترل گردیده است. سرانجام ویژگی‌های رواناب سالیانه جهت موازنه با الگوهای توزیع مکانی و زمانی بارندگی تحلیل و ارزیابی شده و با روش‌های تجربی، ضریب جریان سالیانه واحدهای هیدرولوژیکی مورد محاسبه قرار گرفته است. برای دستیابی به اهداف نهایی این تحقیق، بارندگی مؤثر سالیانه هر زیر حوضه نیز (برای هر سال) باروش استدلالی^(۵) جهت درازمدت محاسبه گردید و مقدار تلفات آب و کمبود جریان سطحی سالیانه باروشهای تجربی برای زیرحوضه‌ها محاسبه و برآورد شد. همچنین برای ارزیابی نهایی نتایج این مطالعه، با استفاده از معادلات خطی، ضریب همبستگی میان مؤلفه‌های بارندگی و رواناب سالیانه واحدهای هیدرولوژیکی مورد محاسبه قرار گرفت که مقدار آنها بین ۹۷/۵ تا ۹۹/۹۹ درصد بدست آمد. (اشکال ۶ الی ۱۳).

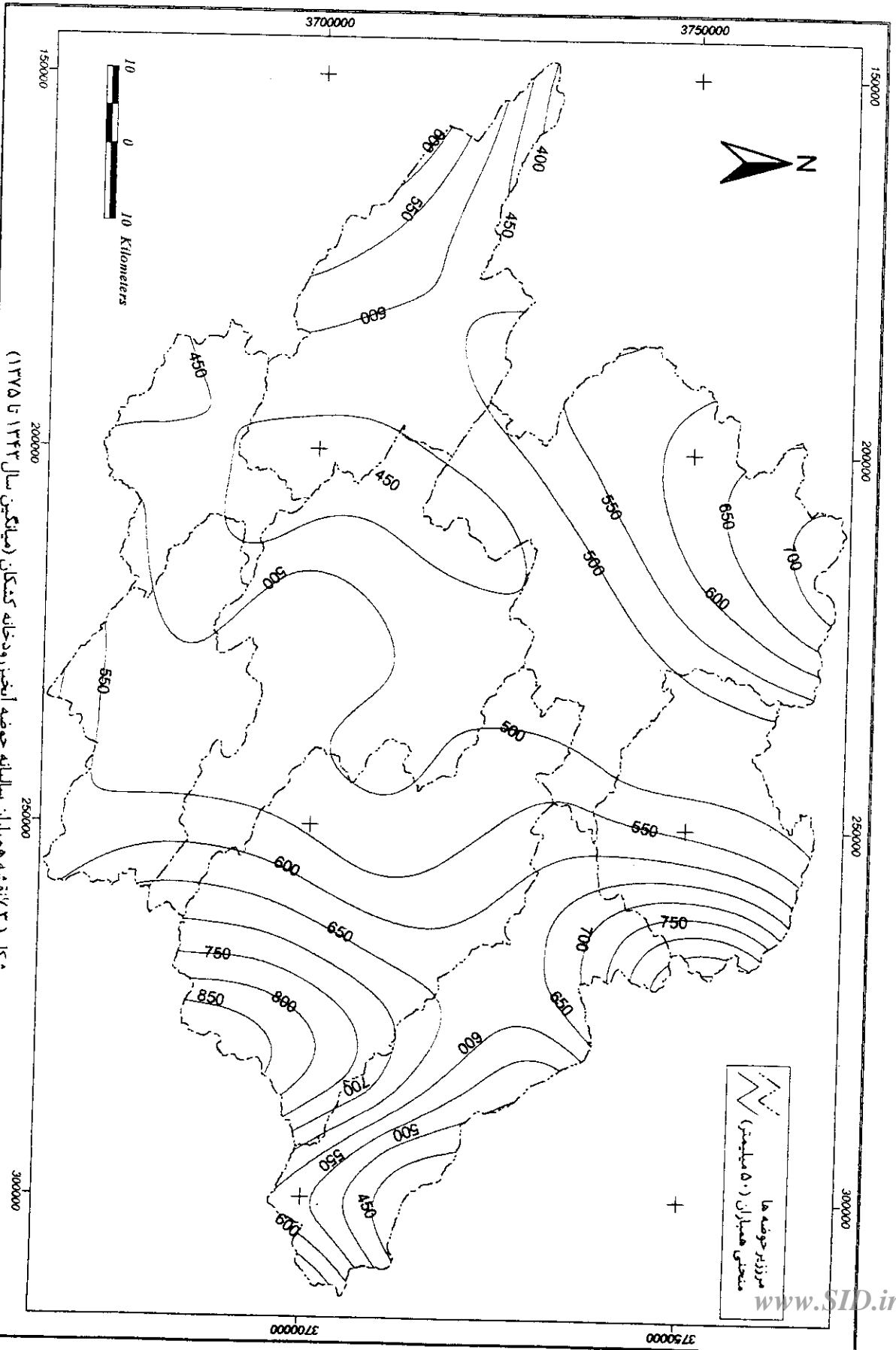
1- Huai Nam Chun.

2- Double mass curve.

3- Data base.

۴- در این مطالعه برای هر سال آبی یک نقشه همباران مطابق شکل (۳) تهیه گردید. لیکن ازارانه آنها به تعداد ۳۲ نقشه، در این مقاله خودداری شده و تنها به بررسی نتایج آنها اکتفا شده است.

5- Rational Method.



شکل (۳) نقشه همپایان سالانه حوضه آبخیز رودخانه کشکان (میانگین سال ۱۳۴۳ تا ۱۳۷۵)

بررسی ویژگی‌های الگوریتم تهیه نقشه‌های همباران با (GIS)

نتایج بررسی این مطالعات نشان می‌دهد که تهیه نقشه‌های همباران از طریق GIS در مقایسه با روش‌های دستی دارای مزیت‌ها و ویژگی‌های فراوانی است که به اختصار در ذیل می‌آید (آلارد، ۱۹۹۴):

۱- با این روش‌ها، تحلیل فضایی داده‌های بارندگی از نظر دقت، سرعت، منظم بودن فواصل خطوط همباران و دسترسی به بانک اطلاعاتی به آسانی انجام می‌گیرد و لذا مؤلفه الگوریتم‌های (GIS) جهت مدل‌سازی مورد اطمینان می‌باشد.

۲- محاسبه میانگین بارندگی وزنی بین سطح دو منحنی همباران با دقت و سرعت زیادی انجام می‌پذیرد.

۳- از نتایج و مؤلفه‌های آن با سهولت می‌توان پس از تحلیل فضایی، یک بانک اطلاعاتی به صورت جداول، نمودار و نقشه ذخیره سازی کرد. همچنین جهت بهنگام سازی، به آنها داده‌های جدید اضافه نمود.

۴- با این روش‌ها و با شبیه سازی ایستگاههای فرضی باران سنجی در سطح حوضه‌های آبخیز بزرگ، می‌توان ابعاد طوفانها و سیستم‌های جوی باران‌زا و الگوهای زمانی و مکانی بارندگی یک ناحیه را به آسانی تحلیل و مؤلفه آنرا برآورد نمود.

۵- این روش‌ها به دلیل متکی بودن به مدل همبستگی خطی چند متغیره و ماتریسی و مدل‌های ریاضی و روش کمترین مربعات و کریجینگ^(۱) می‌تواند آنالیز حساسیت از داده‌های بارندگی و طول آمار، تراکم ایستگاهها، واسطه‌یابی و فواصل بین ایستگاهها و تأثیر موقعیت مکانی آنها را نسبت به هم انجام دهد.

۶- تصمیم‌گیری با روش انترپولاسیون باعث می‌شود که خطاها و کاستی‌های ناشی از اندازه‌گیری نقطه‌ای بارندگی با دقت بسیار خوبی تصحیح شود و مقدار واقعی بارندگی و رواناب حاصل از آن با دقت برآورد شود.

بررسی و تحلیل نتایج

با استفاده از روش‌هایی که در مبحث قبل ذکر گردید؛ طی انجام این پژوهش موارد ذیل جهت بررسی (و نتیجه‌گیری) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند:

الف - تحلیل داده‌های بارندگی سالیانه

در این مطالعه مهمترین شاخص‌های پراکندگی بارندگی سالیانه محاسبه شده و نتایج (۴۴ ایستگاه معرّف) در جدول شماره (۱) ارائه گردیده است.

بررسی مؤلفه‌های این جدول نشان می‌دهد که متوسط بیشترین مقدار بارش سالیانه در ایستگاههای نوزیان، زاغه، سراب صیدعلی و خرم‌آباد به ترتیب در بخش‌های جنوب‌شرقی، شرق، شمال و مرکز این حوضه رخ داده و کمترین مقدار بارش‌ها مربوط به ایستگاههای پلدختر و پل کشکان در بخش‌های جنوبی و غربی آن است (جدول ۱).

جدول ۱- محاسبه میانگین بارندگی سالیانه و مهمترین شاخص های پراکنندگی ایستگاههای معرف منطقه مطالعاتی (از سال ۴۴-۱۳۴۳ تا ۷۵-۱۳۷۴)

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	تعداد سالهای آماری	میانگین بارندگی (میلیمتر)	حداکثر بارش (میلیمتر)	حداقل بارش (میلیمتر)	انحراف معیار	درصد ضریب تغییرات	نسبت حداکثر به حداقل
۱	خرم آباد	سینوتیک	۳۲	۵۳۷/۱۶	۸۰۰/۸۵	۲۸۰/۵۲	۱۲۳/۲۴	۲۲/۹۴	۲/۸۵
۲	چم انجیر	تخیر	۳۲	۴۸۷/۶	۷۷۹	۲۶۶	۱۲۳/۶	۲۵/۳	۲/۹۳
۳	زاغه خرم آباد	سهک	۳۲	۶۸۷/۲۸	۱۰۴۰	۳۸۳	۱۶۳/۵	۲۳/۷۹	۲/۷۲
۴	دهنو	نیرو	۳۲	۶۹۰	۷۵۷	۲۴۴	۱۱۲/۷	۲۳	۳/۱
۵	کاکارضا	نیرو	۳۳	۵۱۰/۴	۱۰۲۵	۱۳۷	۱۶۹/۸	۳۳/۳	۷/۴۸
۶	سراب صیدعلی	نیرو	۳۲	۵۴۶	۹۴۷	۲۴۳	۱۶۵/۷	۳۰/۳	۳/۸۹
۷	معمولان	سهک	۳۲	۵۰۹/۳۷	۹۵۶/۴	۲۵۰	۱۴۱/۷	۲۷/۷	۳/۸۲
۸	آفرینه	نیرو	۳۲	۴۹۸/۶	۸۳۱/۵	۲۳۸	۱۶۶/۳	۲۹/۳	۳/۴۹
۹	بابازید	سهک	۳۲	۴۴۶/۲	۷۲۵	۱۹۷/۱	۱۲۱/۲۸	۲۷/۱۸	۳/۶۸
۱۰	پل دختر	نیرو	۳۲	۴۳۸/۳	۷۰۹/۳	۱۹۷	۱۳۰/۶	۲۹/۸	۳/۶
۱۱	پل کشکان	نیرو	۳۰	۳۰۱/۹	۸۲۴	۶۱	۲۲۶/۱	۷۴/۹	۱۳/۵
۱۲	کشور	نیرو	۳۲	۹۶۷	۱۵۴۳	۴۹۳/۵	۲۶۲/۸	۲۷/۲	۳/۱۲
۱۳	چم چیت	نیرو	۳۲	۶۹۹/۱	۱۰۹۳	۳۹۷	۲۰۳/۳	۲۹/۲	۲/۷۵
۱۴	سیدشت	نیرو	۳۲	۷۸۲/۸	۱۲۵۷	۴۱۳/۸	۲۱۷/۵	۲۷/۸	۳/۰۳
۱۵	ونایی	نیرو	۳۲	۸۲۵/۸	۲۲۶۰/۶	۲۷۵	۳۷۱/۵	۴۵	۸/۲۲
۱۶	دورود	نیرو	۳۲	۶۶۸/۱	۱۰۱۱	۳۴۸/۳	۱۶۴/۵	۲۴/۶	۲/۹
۱۷	نوزیان	سهک	۲۹	۷۸۷/۲۱	۱۵۳۹/۹	۳۰۲/۸	۲۶۰/۹۹	۳۳/۱۵	۵/۰۹
۱۸	نورآباد لرستان	سهک	۳۲	۷۰۲/۱۳	۱۴۳۳	۳۲۷	۲۶۲/۲۵	۳۷/۳۵	۴/۳۸
۱۹	بروجرد	سهک	۳۲	۴۷۱/۴۸	۷۶۳/۸	۲۲۳	۱۳۶/۵۲	۲۸/۹۵	۳/۴۲
۲۰	تنگ سیاب	نیرو	۳۲	۴۲۲	۸۷۸/۵	۲۴۴	۱۴۳/۵	۳۳/۲	۳/۶
۲۱	چم ژاب	نیرو	۳۲	۳۹۰/۳	۷۶۱	۱۶۷	۱۴۰/۲	۳۵/۹	۴/۵۶
۲۲	هولیلان	نیرو	۳۲	۳۵۰/۳	۵۴۴/۳	۱۹۵	۹۸/۴	۲۸/۱	۲/۷۹
۲۳	هرسین	سهک	۳۲	۳۸۳/۵	۶۹۳/۶	۲۰۷/۱	۹۹/۹۸	۲۶/۰۷	۳/۳۵
۲۴	پل چهر	نیرو	۳۲	۴۲۰/۸	۶۱۳/۱	۲۲۴	۹۵/۱	۲۴/۶	۲/۷۴
۲۵	قورباغستان	نیرو	۳۲	۴۱۳	۶۹۵/۱	۱۴۸	۱۰۶/۹	۲۵/۹	۴/۷
۲۶	آران	نیرو	۳۲	۶۶۷	۷۵۷	۲۸۴	۱۱۷/۶	۲۵/۲	۲/۹۷
۲۷	ورآینه	نیرو	۳۲	۵۴۷/۱	۹۱۴	۳۲۳	۱۴۶/۵	۲۶/۸	۲/۸۳
۲۸	پل کهنه	نیرو	۳۲	۳۹۶/۸	۶۰۳/۹	۲۰۴	۹۰/۳	۲۲/۸	۲/۹۶
۲۹	صحنه	سهک	۳۲	۵۱۲/۸۲	۸۲۳/۱	۳۲۴/۷	۱۱۳/۹۷	۲۲/۱۷	۲/۵۳
۳۰	کرمانشاه	سین	۳۲	۴۸۸/۰۷	۸۵۸/۴	۲۸۰/۹	۱۲۱/۷	۲۴/۹۳	۳/۵۵
۳۱	ماهیدشت	سهک	۳۲	۳۹۶/۴۵	۶۱۶/۹	۱۵۳/۵	۱۰۷/۲۴	۲۷/۰۵	۴/۰۲
۳۲	نهارند	سهک	۳۱	۳۶۵/۸۸	۶۶۰/۸	۱۸۷/۴	۱۰۱/۶۲	۲۷/۷۷	۳/۵۳
۳۳	گوشه نهارند	سهک	۳۰	۳۵۵/۳۹	۵۴۳	۲۰۴/۳	۷۹/۰۶	۲۲/۲۵	۲/۶۶
۳۴	چم گرداب بالا	سهک	۳۲	۵۸۷/۵۴	۹۲۱/۸	۲۹۳	۱۳۷/۵۳	۲۳/۴۱	۳/۱۵
۳۵	بالارود	سهک	۳۲	۷۵۴/۳۶	۱۸۱۷	۲۹۱	۳۴۳/۶۳	۳۵/۵۵	۶/۲۴
۳۶	بیستون	سهک	۳۰	۵۸۴/۸	۸۹۵	۳۲۱	۱۵۴/۲۴	۲۶/۳۷	۲/۷۹
۳۷	تنگ پنج بختیاری	نیرو	۳۲	۱۱۷۳/۹	۱۹۳۶	۶۴۴	۳۴۴/۵	۲۹/۳	۳/۰۱
۳۸	تله زنگ	نیرو	۳۲	۸۹۶/۵	۱۶۶۶	۴۶۹	۲۹۵/۴	۳۲۹	۴/۵۵
۳۹	جلوگیر	نیرو	۳۲	۴۷۹/۳	۷۹۰	۲۳۰/۷	۱۵۷/۶	۳۳/۱	۴/۴۲
۴۰	چم گز	نیرو	۳۲	۵۴۰/۶	۷۹۶/۶	۲۷۱/۵	۱۳۹/۶	۲۵/۸	۲/۹۳
۴۱	پل زال	نیرو	۳۲	۴۴۰/۹	۸۲۸/۵	۱۷۲	۱۷۰/۲	۳۸/۷	۴/۸۶
۴۲	پایل کرخه	نیرو	۳۲	۳۰۱/۶	۵۸۷/۵	۱۷۸/۹	۹۴/۲	۳۱/۲	۳/۲۸
۴۳	دره تخت	نیرو	۳۲	۷۸۶	۱۲۵۵/۶	۳۷۲	۲۳۵/۱	۲۹/۹	۳/۳۸
۴۴	کمندان	نیرو	۳۲	۷۶۶/۳	۱۱۱۴	۳۵۱	۲۲۴/۸	۲۹/۴	۳/۱۷

ب - تهیه مدل نقشه‌های همباران

بطوری که قبلاً اشاره شد، درآین مطالعه با کمک GIS مدل نقشه‌های همباران برای هر سال (۳۲ سال) در سطح این حوضه (مانند شکل ۳) ترسیم گردید، لذا با استفاده از مؤلفه آنها میانگین وزنی بارندگی سالیانه و حجم آب حاصل از آن جهت سطوح بین منحنی‌های همباران محاسبه شد که نتایج آنها در جدول شماره (۲) آمده است.

ضرورت تهیه نقشه‌های همباران از این نظر اهمیت دارد که عنصر بارندگی به عنوان اولین بردار ورودی در مدل‌سازی برای محاسبه رواناب بکار می‌رود و لذا برای محاسبه آن ممکن است که اولاً میزان بارش واقعی در سطح حوضه‌های آبخیز در مقایسه با مقادیر اندازه‌گیری شده با روش نقطه‌ای نسبتاً بیشتر و یا کمتر باشد و ثانیاً به تبع از آن، مقدار واقعی رواناب سطحی با مقادیر محاسباتی بسیار متفاوت گردد و ثالثاً وجود این امر باعث خطاهای زیادی در محاسبات بوسیله مدل‌های شبیه‌سازی بارش - رواناب خواهد شد. لذا برای حل این مشکل، ایجاب می‌نماید که با تعمیم مقدار بارش نقطه‌ای (به صورت تعیینی یا توزیعی) در سطح حوضه‌های آبخیز، از طریق نقشه‌های همباران میانگین بارندگی ناحیه‌ای محاسبه شود؛ زیرا خطای اندازه‌گیری‌ها به میزان قابل ملاحظه‌ای کاهش خواهد یافت (هتان، ۱۹۸۵).

بررسی نتایج نقشه‌های همباران شکل شماره (۳) و جدول شماره (۲) نشان می‌دهد که این حوضه از نظر توزیع مکانی بارندگی در مقیاس محلی به دو ناحیه با بارش نسبتاً زیاد و متوسط تقسیم شده است.

الف) ناحیه اول با وسعت ۴۰ درصد، شامل بخش‌های شمال‌غربی، شمال، شمال‌شرقی و مشرق و جنوب‌شرقی که به عنوان پرباران‌ترین منطقه در طول سال، دارای بارندگی به میزان ۵۰۰ تا ۹۵۰ میلیمتر می‌باشد.

ب) ناحیه دوم با وسعت ۶۰ درصد، شامل بخش‌های مرکزی، جنوب‌غربی و مغرب و قسمت‌هایی از شمال که به عنوان کم‌باران‌ترین منطقه، در طول سال بین ۳۷۵ تا ۵۰۰ میلیمتر بارندگی دریافت می‌دارند.

جدول ۲- میانگین بارش سالیانه و حجم آب حاصل از نقشه‌های همباران در سطح حوضه آبریز رودخانه کشکان (۱۳۴۳-۱۳۷۵)

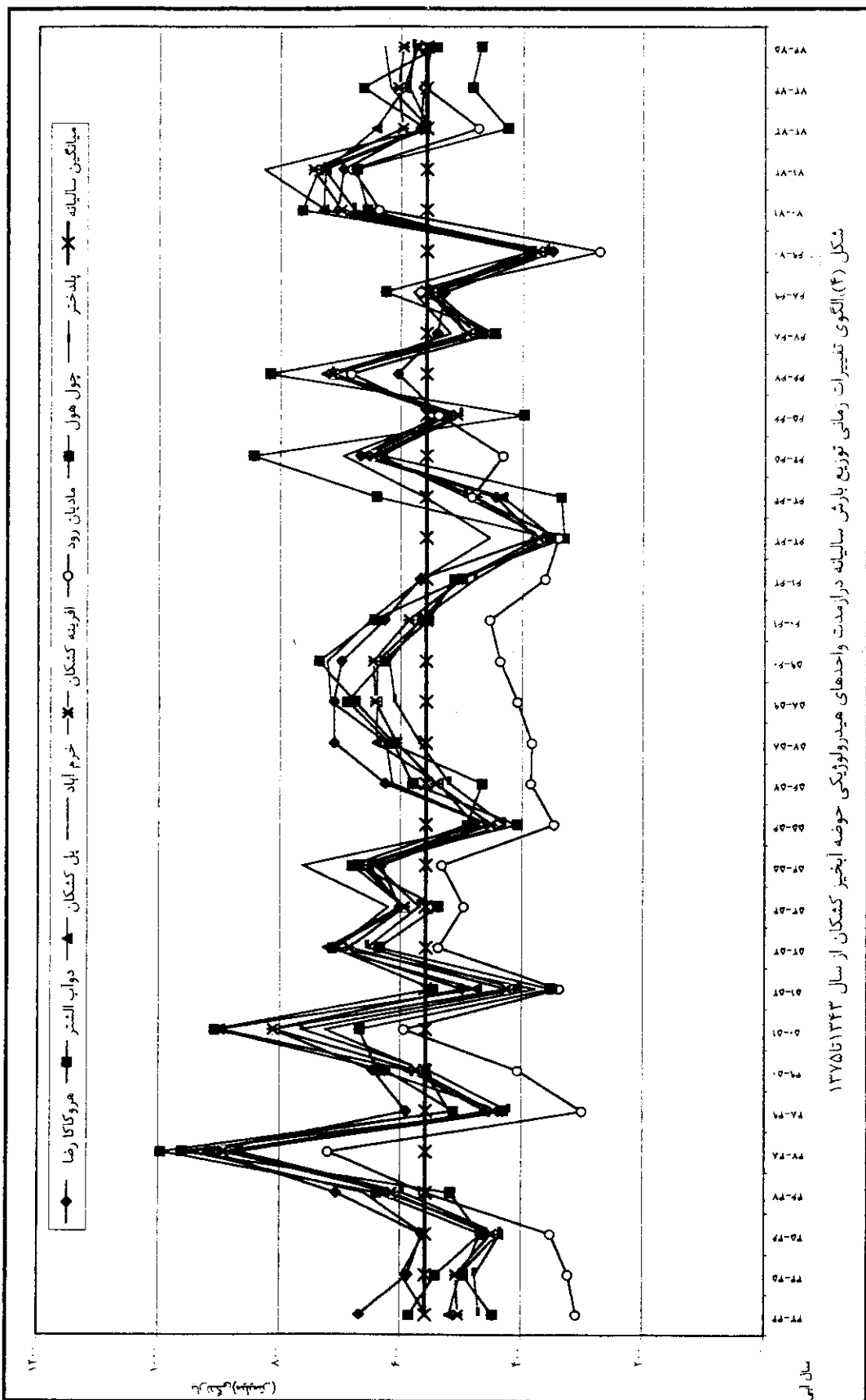
حد بین منحنی همباران (میلیمتر)	میانگین دو منحنی همباران (میلیمتر)	سطح بین دو منحنی (کیلومتر مربع)	سطح بین منحنی (درصد)	مساحت تجمع (کیلومتر مربع)	درصد مساحت تجمع (میلیون متر مکعب)	حجم آب حاصل از بارندگی (میلیون متر مکعب)	حجم آب تجمع از بارندگی (میلیمتر)	میانگین وزنی بارندگی	درصد بارندگی تجمع
۳۵۰-۴۰۰	۳۷۵	۱۱/۱۵۸	۰/۱۲۰	۱۱/۱۵۸	۰/۱۲۰۳	۴/۱۸۴	۴/۱۸۴۲۵۰	۳۷۵	۶۷/۱۸
۴۰۰-۴۵۰	۴۲۵	۷۰۸/۰۴۸	۷/۶۳۴	۷۱۹/۲۰۶	۷/۷۵۳۷	۳۰۰/۹۲۰	۳۰۵/۱۰۴۶۵	۴۲۴/۲۲	۷۵/۹۹
۴۵۰-۵۰۰	۴۷۵	۲۵۶۵/۳۴۷	۲۷/۶۵۶	۲۲۸۴/۵۵۳	۳۵/۴۱۰	۱۲۱۸/۵۳۹	۱۵۲۳/۶۴۴	۴۶۳/۸۸	۸۳/۱
۵۰۰-۵۵۰	۵۲۵	۲۲۵۸/۱۱۴	۲۴/۳۴۴	۵۵۴۲/۶۶۷	۵۹/۷۵۴	۱۱۸۵/۵۰۹	۲۷۰۹/۱۵۴	۴۸۸/۷۸	۸۷/۵۶
۵۵۰-۶۰۰	۵۷۵	۱۳۷۲/۳۶۶	۱۴/۷۹۵	۶۹۱۵/۰۳۳	۷۴/۵۵۰	۷۸۹/۱۱۰	۳۴۹۸/۱۲۵	۵۰۵/۸۹	۹۰/۶۲
۶۰۰-۶۵۰	۶۲۵	۱۰۰۴/۹۴۵	۱۰/۸۳۴	۷۹۱۹/۹۷۸	۸۵/۳۸۴	۶۲۸/۰۹۰	۴۱۲۶/۳۵۵	۵۲۱	۹۳/۳۳
۶۵۰-۷۰۰	۶۷۵	۶۰۰/۲۵۱	۶/۴۷۱	۸۵۲۰/۲۲۹	۹۱/۸۵۵	۴۰۵/۱۶۹	۴۵۳۱/۵۲۵	۵۳۱/۸۵	۹۵/۲۷
۷۰۰-۷۵۰	۷۲۵	۳۲۹/۸۸۵	۳/۵۵۶	۸۸۵۰/۱۱۴	۹۵/۴۱۲	۲۳۹/۱۶۶	۴۷۷۰/۶۹۱	۵۳۹/۰۵	۹۶/۵۶
۷۵۰-۸۰۰	۷۷۵	۲۰۶/۶۷۸	۲/۲۲۸	۹۰۵۶/۷۹۲	۹۷/۶۴۰	۱۶۰/۱۷۵	۴۹۳۰/۸۶۷	۵۴۴/۴۳	۹۷/۵۳
۸۰۰-۸۵۰	۸۲۵	۱۴۴/۴۸۷	۱/۵۵۷	۹۲۰۱/۲۷۹	۹۹/۱۹۸	۱۱۹/۲۰۱	۵۰۵۰/۰۶۹	۵۴۸/۸۴	۹۸/۳۲
۸۵۰-۹۰۰	۸۷۵	۷۲/۳۳۵	۰/۷۷۹	۹۲۷۳/۶۱۴	۹۹/۹۷۷	۶۳/۲۹۳	۵۱۱۳/۳۶۲	۵۵۱/۳۸	۹۸/۷۷
۹۰۰-۹۵۰	۹۲۵	۱/۵۴۵	۰/۱۶۶	۹۲۷۵/۶۶	۱۰۰	۱/۴۲۹	۵۱۱۷/۴۱۶	۵۵۸/۲	۱۰۰
جمع کل	۹۲۷۵/۶۶	۱۰۰	۱۰۰	-	۱۰۰	-	۵۱۷۷/۴۱۶	۵۵۸/۲	۱۰۰

در این مطالعه نیز با استفاده از مؤلفه نقشه‌های همباران، مهمترین شاخص‌های پراکندگی میانگین وزنی بارندگی سالیانه درازمدت جهت زیرحوضه‌ها محاسبه شده و نتایج آن در جدول شماره (۳) و شکل شماره (۴) ارائه گردیده است. بررسی نتایج این مؤلفه‌ها نشان می‌دهد که اولاً میانگین بارش وزنی سالیانه در سطح این حوضه معادل $558/2$ میلیمتر می‌باشد؛ ثانیاً؛ بیشترین مقدار آن مربوط به زیرحوضه‌های خرم‌آباد و هرو (کاکارضا) به میزان $615/3$ و $608/1$ میلیمتر کمترین آن، مربوط به زیرحوضه‌های کشکان پایینی (حدفاصل ایستگاه افرینه تا پل دختر) و مادیان رود به ترتیب برابر با $466/2$ و $462/9$ میلیمتر است؛ ثالثاً ضریب تغییرات بارندگی در سطح این حوضه معادل $21/02$ درصد محاسبه شده و لذا از نظر پراکنش، بارندگی سالیانه این نواحی نسبتاً منظم می‌باشد.

جدول ۳- برآورد میانگین وزنی بارندگی سالیانه و شاخص‌های آماری حاصل از الگوریتم نقشه‌های همباران حوضه آبریز رودخانه کشکان از سال ۱۳۴۳ تا ۱۳۷۵

شاخصهای آماری بارش وزنی	زیرحوضه رودخانه هرو تا کاکارضا	زیرحوضه رودخانه دوآب الشتر	زیرحوضه رودخانه کشکان تا پل کشکان	زیرحوضه خرم‌آباد	زیرحوضه رودخانه کشکان تا افرینه	زیرحوضه رودخانه مادیان رود	زیرحوضه رودخانه چول هول	حوضه رودخانه کشکان تا پل دختر
Mean	608/1	592/1	585/4	615/3	578/6	466/2	568/9	558/2
Max	916/5	996/5	898	945	891/6	719/4	961/8	868/7
Min	350/7	330/2	348/2	361/4	373/3	271/8	350/7	358/6
St.d	116/5	143/9	125/9	123	120/2	121/8	148/9	117/3
CV %	19/16	24/30	21/5	19/98	20/77	26/13	26/17	21/02
دوره بارندگی	916/5	996	898	945	891/6	719/4	961/8	868/7
سال آبی	۴۷-۴۸	۴۷-۴۸	۵۰-۵۱	۴۷-۴۸	۴۷-۴۸	۴۷-۴۸	۴۷-۴۸	۴۷-۴۸
دوره بارندگی کم‌باران	350/7	330	348/2	361/4	373/3	271/8	350/7	358/6
سال آبی	۶۹-۷۰	۶۲-۶۳	۶۲-۶۳	۶۹-۷۰	۶۲-۶۳	۶۹-۷۰	۵۱-۵۳	۶۹-۷۰

در این مطالعه نیز حجم آب زیرحوضه‌ها با استفاده از میانگین بارش‌های جوی سالیانه به مدت ۳۲ سال محاسبه شده و نتایج آن در جدول شماره (۴) ارائه گردیده است. بررسی نتایج مطالعه نشان می‌دهد که بیشترین حجم آب حاصل از بارندگی‌های مربوط به زیرحوضه خرم‌آباد حدود $19/8$ درصد نسبت به کل حوضه آبخیز رودخانه کشکان است و کمترین آن به زیرحوضه مادیان رود با حدود $10/31$ درصد نسبت به کل حوضه تعلق دارد.



شکل (۴) الگوی تغییرات زمانی توزیع بارش سالیانه درازمدت واحدهای هیدروولوژیکی حوضه آبخیز کشکان از سال ۱۳۷۸ تا ۱۳۸۸

جدول ۴- برآورد میانگین حجم آب حاصل از بارش‌های جوی سالیانه واحدهای هیدرولوژیکی حوضه آبخیز رودخانه کشکان (۱۳۴۳-۱۳۷۵)

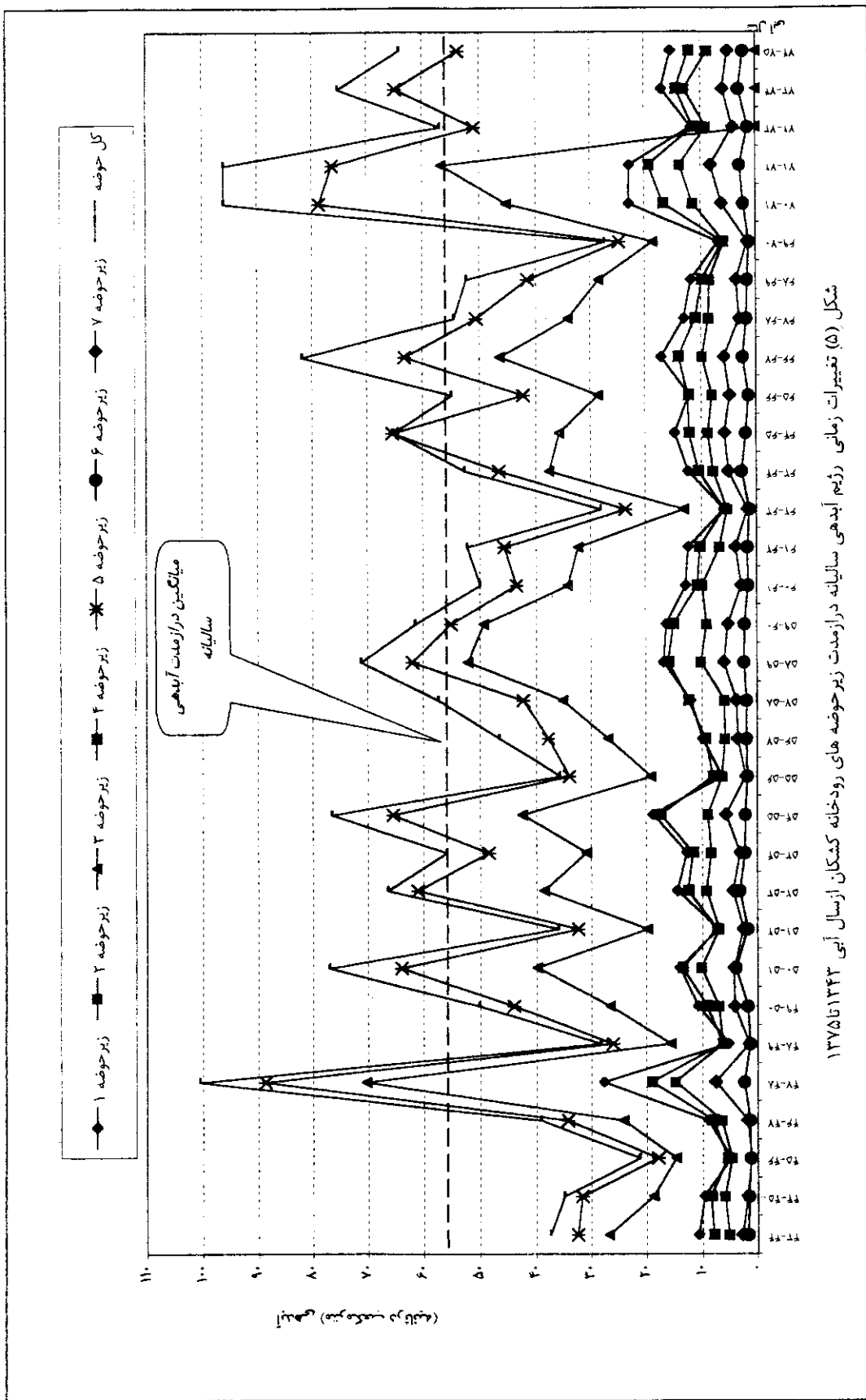
شماره	واحد	ایستگاه	وسعت به	ارتفاع بارندگی	حجم آب حاصل از بارندگی	درصد حجم بارش
زیرحوضه	هیدرولوژیکی	آبسنجی	کیلومتر مربع	(میلیمتر)	سالیانه (میلیون مترمکعب)	نسبت به کل حوضه
۱	رودخانه هرو	کا کارضا	۱۱۴۰/۳۶	۶۰۸/۱	۶۹۳/۴۶۸۸۷۴	۱۳/۳۹
۲	دو آب الشتر	سراب صیدعلی	۷۸۷/۳۹	۵۹۲/۱	۴۶۶/۲۲۹۷۴۹	۹/۰۵
۳	رودخانه کشکان بالایی	حدفاصل کا کارضا تا پل کشکان	۱۸۱۱/۹۱	۵۶۸/۲	۱۰۲۹/۵۴۰۳۳۸	۱۹/۲۹
رودخانه کشکان		از بالادست پل کشکان	۳۷۳۹/۶۶	۵۸۵/۴	۲۱۸۹/۲۳۸۹۶۱	۴۲/۲۸
۴	رودخانه خرم آباد	چم انجیر	۱۶۶۶/۴۷	۶۱۵/۳	۱۰۲۵/۴۱۰۴۷۲	۱۹/۸
۵	رودخانه کشکان میانی	حدفاصل پل کشکان تا افرینه	۱۴۱۱/۹۱	۵۱۷/۳۳	۷۳۰/۴۲۶۲۹۱	۱۴/۱
رودخانه کشکان		از بالادست تا افرینه	۶۸۱۸/۰۵	۵۷۸/۶	۳۹۴۵/۷۵۷۲۴	۷۶/۱۹
۶	مادیان رود	براقتاب	۱۱۴۵/۳۷	۴۶۶/۲	۵۳۴/۰۰۴۷۸۲	۱۰/۳۱
۷	چول هول	افرینه	۸۱۲/۲۶	۵۶۸/۹	۴۶۲/۱۳۳۰۴۶	۸/۹۲
۸	کشکان پایینی	حدفاصل افرینه تا پلدختر	۴۹۹/۹۷	۴۶۲/۹	۲۳۶/۲۰۲۱۵	۴/۵۶
رودخانه کشکان		پلدختر	۹۲۷۵/۶۶	۵۵۸/۲	۵۱۷۷/۴۱۵۷۰۲	۱۰۰

ج- تحلیل ویژگیهای رواناب سالیانه:

برای دستیابی به اهداف این پژوهش، مهمترین ویژگی شاخص‌های پراکندگی میانگین رواناب سالیانه، دامنه نوسانات حداکثر و حداقل رژیم آبدهی سالیانه و ضریب تغییرات آن برای واحدهای هیدرولوژیکی این حوضه محاسبه گردیده و نتایج آن در جدول شماره (۵) و شکل شماره (۵) ارائه شده است.

بررسی نتایج این مؤلفه‌ها نشان می‌دهد که میزان متوسط رواناب سالیانه این رودخانه برای ایستگاه آب‌سنجی پلدختر ۵۶/۳۱ مترمکعب در ثانیه و میزان گذر حجمی سالیانه آن ۱۷۷۵/۷۸۲ میلیون مترمکعب می‌باشد.

براساس این بررسی‌ها نیز بیشترین مقدار رواناب سالیانه مربوط به زیر حوضه‌های هرو (تا ایستگاه کا کارضا) و خرم‌آباد (چم انجیر) در نواحی شمالشرقی و شرقی به ترتیب معادل ۱۲/۹۷ و ۱۱/۳۹ مترمکعب در ثانیه و کمترین مقدار آن مربوط به زیرحوضه مادیان رود (در غرب حوضه) برابر ۲/۰۲ مترمکعب در ثانیه برآورد شده است.



جدول ۵. شاخص های پراکندگی رواناب سالیانه رودخانه کشکان (از سال ۴۴-۱۳۴۳ تا ۷۵-۱۳۷۴)

حوضه آبریز رودخانه	هرو	دوآب انتر	کشکانه	خرم آباد	کشکان	مادان رود	چول هول	کشکان
ایستگاه آبسنجی	۳۳/۳۳	سراب مهدعلی	پل کشکان	چم انجیر	لرینه	روآفاب	لرینه	پل دختر
متوسط رواناب (ترمکعب در ثانیه)	۱۲۸۷	۸۲۵	۲۲۲۳	۱۱۳۹	۲۸۳	۲۱۰۲	۲۱۰۷	۵۹۳۱
جهت رواناب سالیانه (میلیون مترمکعب)	۲۰۹۰۰۲۲	۲۳۲۲۳۳	۱۰۸۵۸۳۳	۳۵۱۲۸۲	۱۵۲۹۲۳۲	۳۲۷۵۲	۱۲۸۵۲۷	۱۷۷۵۷۸۲
حداکثر	۲۷/۶۹	۱۴/۸۹	۷۰/۳۵	۱۹/۱۹	۸۸/۷۸	۳/۹۷	۸/۴۲	۱۰۰/۶۳
رواناب	سال آبی	۴۷-۴۸	۴۷-۴۸	۷۱-۷۲	۴۷-۴۸	۵۰-۵۱	۷۱-۷۲	۴۷-۴۸
حداقل	۴/۹	۴/۷۳	۱۳/۱۱	۵/۵۴	۱۷/۹۲	۱/۲۲	۱/۱۵	۲۱/۱۳
رواناب	سال آبی	۴۵-۴۶	۴۵-۴۶	۶۲-۶۳	۴۵-۴۶	۴۵-۴۶	۴۵-۴۶	۴۵-۴۶
نسبت رواناب حداکثر به حداقل	۵/۶۵	۳/۱۴	۵/۳۶	۳/۴۶	۴/۹۵	۳/۲۵	۷/۳۲	۴/۷۶
انحراف معیار St.d	۴/۴۲	۲/۰۹	۱۱/۴۲	۳/۳۴	۱۴/۷۱	۰/۶۶	۱/۶۵	۱۸/۱۵
ضریب تغییرات CV	۳۴/۰۷	۲۵/۰۲	۳۳/۱۸	۲۹/۳۳	۳۰/۳۹	۳۲/۵۴	۴۰/۴۱	۳۲/۲۳

※ آمار جریان سطحی سالیانه تا ایستگاه پل کشکان از سال آبی ۴۶-۴۵ تا ۷۲-۷۱ وجود دارد، این ایستگاه تعطیل شده است.

د - توزیع مکانی رواناب سالیانه

در این حوضه چگونگی توزیع مکانی رواناب سالیانه و نحوه ترکیب بندی منطقه ای آن، از بخش های بالادست تا ایستگاه آب سنجی پل دختر بررسی شده و نتایج آن در جدول شماره (۶) ارائه گردیده است. بررسی نتایج حاصل از مقایسه شکل های (۴ و ۵) و مؤلفه های جدول شماره (۶) نشان می دهد که الگوی توزیع مکانی رواناب سالیانه با تبعیت از بارش های جوی در بخش های بالادست شمال و شمال شرقی و جنوب غربی نسبت به کل حوضه از مقدار بیشتری برخوردار است و در نواحی مرکزی و جنوبی و غربی از نظر توزیع رواناب سالیانه از مقدار بسیار کمی برخوردار می باشد. در این حوضه نیز با استفاده از رابطه تجربی (۱)، ضریب جریان واحدهای هیدرولوژیکی برای سالهای مختلف محاسبه گردیده و نتایج آن در جدول شماره (۶) ارائه شده است. براین اساس میانگین ضریب جریان سالیانه رودخانه کشکان تا ایستگاه پل دختر ۳۳/۴۴ درصد می باشد.

$$Cr = \frac{R}{P} \quad (1)$$

در این فرمول «Cr» ضریب جریان سالیانه، «R» گذر حجمی رواناب سالیانه برحسب مترمکعب و «P» حجم سالیانه بارش وزنی برحسب مترمکعب واحدهای هیدرولوژیکی تا محل ایستگاههای آب سنجی می باشد (موجدانش، ۱۳۷۳).

ه - محاسبه بارش مؤثر

طبق نظریات هورتون^(۱) (۱۹۳۳) بارش مؤثر^(۲) بخشی از بارندگی است که پس از تبخیر، گیرش، نگهداشت

سطحی و نفوذ در سطح زمین به صورت رواناب جاری می شود و به نظر چاو (۱۹۸۸) این پدیده به شکل جریان ورقه ای

اتفاق می‌افتد و لذا ارتفاع آن را می‌توان اندازه گرفت. از سوی محققین روش‌های زیادی برای محاسبه بارش موثر ارائه شده است (سینگ، ۱۹۸۸). به نظر چاو (۱۹۸۸) جهت برآورد بارش‌های مؤثر سالیانه، روش منطقی^(۱) یکی از بهترین روش‌هایی است که از طریق آن می‌توان آبدهی سالیانه رودخانه را با دقت محاسبه کرد (چاو، ۱۹۸۸).

در این مطالعات نیز برای دستیابی به اهداف، جهت برآورد بارش موثر به تفکیک زیرحوضه‌ها، روش منطقی بکاررفته است و با استفاده از رابطه (۲)، بارندگی مؤثر متناظر با جریان‌های سطحی محاسبه شده و نتایج آن در جدول شماره (۶) آمده است.

$$Q = CP \quad (2)$$

در این رابطه (P) مقدار بارندگی سالیانه برحسب میلی‌متر، (C) ضریب جریان سالیانه رودخانه است که مقدار آن از رابطه (۱) بدست می‌آید و (Q) ارتفاع رواناب یا همان بارش مؤثر برحسب میلی‌متر است که باعث بوجود آمدن مقدار جریان‌های سطحی می‌گردد. در این مطالعه استفاده از روش منطقی جهت تحلیل روابط بین بارندگی - رواناب سالیانه به این دلیل بوده که بکارگیری آن توسط برخی از محققین مانند لینزلی و کهلر^(۲) (۱۹۴۹)، براس^(۳) و کلارک (۱۹۶۶)، گری^(۴) (۱۹۷۰)، لارسون^(۵) و همکاران (۱۹۷۳) و شواب^(۶) و همکاران (۱۹۸۱) مورد تأیید قرار گرفته است (دفتر فنی امور آب و وزارت نیرو، ۱۳۶۸).

در ادامه این مطالعه نیز کمبود جریان‌های^(۷) سطحی سالیانه با در نظر گرفتن شاخص‌های هیدرولوژیکی، ضریب رواناب و بارش مؤثر سالیانه با روش‌های تجربی محاسبه شده و نتایج آن جهت زیرحوضه‌ها در جدول (۶) آمده است. این بررسی‌ها نیز نشان می‌دهد که در بخش‌های بالادست حوضه آبخیز رودخانه کشکان با توجه به برفی بودن رژیم هیدرولوژیکی سرشاخه‌های آن، این مناطق از تلفات آب کمتری نسبت به کل حوضه برخوردارند و همچنین نواحی غربی، جنوبی و مرکزی و جنوبشرقی به دلیل وجود دشت‌های آبرفتی دوران چهارم (کواترنری) و پوشش گیاهی انبوه و دیگر عوامل طبیعی، میزان تلفات آب در آنها بین ۷۲ تا ۸۷ درصد می‌باشد.

و - تحلیل روابط بارندگی - رواناب سالیانه

هنگامی که مقدار بارش مؤثر در سطح زمین با توجه به الگوهای توزیع زمانی و مکانی ریزش‌های جوی متفاوت باشد، بدیهی است که میزان رواناب سطحی جاری شده تابع آن خواهد بود و از این نظر برای بررسی روابط همبستگی بارش و رواناب سالیانه، با کمک معادلات خطی می‌توان میزان ضرایب آبدهی رودخانه‌ها را محاسبه کرد. به این دلیل، مطالعات برای دستیابی به اهداف، از معادلات خطی استفاده شده، چنانچه ساتکلایف و کارپنتر^(۸) (۱۹۶۷) نیز در مطالعات خود توانستند با این روش‌ها، بیلان آب نواحی کوهستانی غرب ایران را از طریق بارش‌های سالیانه برآورد کنند و پس از مدتی هاوولی و مک کوئین^(۹) (۱۹۸۲) نیز با استفاده از نتایج کار آنها رژیم هیدرولوژیکی ۶۰۵ حوضه آبخیز را در ایالات متحده آمریکا با ضریب همبستگی ۵۷ تا ۹۵ درصد شبیه‌سازی کردند (سینگ، ۱۹۸۸). در سالهای اخیر

1- Rational method.

3- Bruce & Clark.

5- Larson et. al.

7- Deficit.

9- Hawley & Mccuen.

2- Linsley & Chohler

4- Gray

6- Schwob et.al.

8- Sutcliffe & Carpenter.

جدول شماره ۴- محاسبه پارامترهای رواناب سالیانه و توزیع مکانی آن در سطح حوضه آبخیز رودخانه کشکان (۴۴-۱۳۴۳ تا ۷۵-۱۳۷۴)

واحدهای هبند ریزش زمینی	گونه مطالعاتی	سطح زیر حوضه		درصد توزیع مساحت	مترکب در تابه	میانگین بارش وزنی سالیانه		رواناب ویژه لیبر در تابه	بارش موثر سالیانه (میلیمتر)	ضریب جریان رواناب سالیانه (درصد)	کمبود جریان سالیانه (میلیمتر)
		کل حوضه	سطح			توزیع بارش به درصد	میانگین بارش میلیمتر				
مرد	کازرو	۱۱۴۰/۳۶	۱۷/۲۹	۱۰۰	۱۲/۸۷	۲۳	۱۳/۳۹	۱۱/۳۷	۳۵۸/۶۸	۵۸/۲۸	۲۴۹/۳۲
درآب الفتر	سراب صید علی	۷۸۷/۳۹	۸/۴۸	۱۰۰	۸/۳۵	۱۴/۸۱	۹/۰۵	۱۰/۶	۳۳۴/۳۲	۵۷/۲	۲۵۷/۶۸
کشکان	کازرو سابل کشکان	۱۸۱۱/۹۱	۱۹/۵۳	۱۰۰	۱۳/۲	۲۳/۳۱	۱۹/۸۸	۷/۲۳	۲۲۸/۱۳	۴۱/۱۸	۳۲۵/۸۷
کشکان	بل کشکان	۳۷۳۹/۶۶	۴۰/۳۱	۱۰۰	۳۴/۴۳	۱۱/۱۴	۴۲/۲۸	۹/۲۱	۲۹۰/۳۴	۴۳/۱۹	۲۹۵/۰۶
خرم آباد	چم انجیر	۱۶۶۶/۴۷	۱۷/۹۶	۱۰۰	۱۱/۳۹	۲۰/۲	۱۹/۸	۶/۸۳	۲۱۵/۵۹	۳۴/۶	۳۹۹/۷۱
کشکان	بل کشکان - آبریه	۱۳۱۱/۸۸	۱۵/۲۲	۱۰۰	۲/۵۷	۴/۵۶	۱۳/۱	۱/۸۲	۵۷/۳۵	۱۱/۶۳	۴۳۶/۳۵
کشکان	آبریه	۶۸۱۸/۰۵	۷۳/۵	۱۰۰	۴۸/۴	۵۵/۹	۷۷/۱۹	۷/۱	۲۲۳/۸۵	۳۷/۸۵	۳۵۴/۷۵
چول مول	آبریه	۸۱۲/۲۶	۸/۷۵	۱۰۰	۴۱/۰۷	۷/۲۲	۸/۹۲	۵/۰۱	۱۵۸/۲۵	۷۷/۸	۴۱۰/۶۵
مادان رود	برآفتاب	۱۱۴۵/۳۷	۱۲/۳۴	۱۰۰	۲/۰۲	۳/۵۸	۱۰/۳۱	۱/۷۶	۵۵/۶۶	۱۲/۱۴	۴۱۰/۵۴
کشکان	آبریه بل - انجیر	۴۹۹/۹۷	۵/۳۹	۱۰۰	۱/۸۱	۴/۲۱	۴/۵۶	۴/۹۳	۱۱۴/۴۸	۲۴/۷۳	۳۴۸/۴۵
کشکان رود	بل - انجیر	۹۱۷۵/۶۶	۱۰۰	۱۰۰	۵۶/۳۱	۱۰۰	۱۰۰	۶/۷	۱۹۱/۳۵	۳۲/۴۴	۳۶۶/۷۵

بکارگیری معادلات خطی و ترکیب آن با دیگر روش‌های تجربی و روش‌های GIS، جهت صحت‌یابی مدل‌های بارندگی - رواناب مورد تأیید بسیاری از محققان قرار گرفته است. بیرگستر^(۱) (۱۹۹۲)، کری سانوا^(۲) (۱۹۹۹)، هوگتون^(۳) (۱۹۹۹)، شمس‌الدین اسد (۱۹۹۹)، نواز^(۴) و همکاران (۱۹۹۹) و بالاخره یانگ^(۵) و همکاران (۲۰۰۰) توانستند با استفاده از این روش‌ها خطای داده‌های موردنیاز مدل‌های شبیه‌سازی بارش - رواناب را تصحیح و بهنگام‌سازی کنند.

جدول شماره ۷- معادلات همبستگی خطی روابط بارش - رواناب حوضه آبخیز رودخانه کشکان

تعداد داده‌ها N	معادله خطی همبستگی $Y = ax \pm b$	ضریب همبستگی R	ضریب a	ضریب b	ایستگاه آب‌سنجی	واحد هیدرولوژیکی
۳۲	$Y = .0322X - (5E-5)$.9995	.0322	5×10^{-5}	کاکارضا	هرو
۳۲	$Y = .025X - (3E-5)$.9995	.025	3×10^{-5}	سراب صیدعلی	دوآب‌الشر
۲۶	$Y = .01182X - (5E-5)$.995	.01182	5×10^{-5}	پل کشکان	کشکان
۳۲	$Y = .0528X + (.0001)$.9998	.0528	1×10^{-4}	چم انجیر	خرم‌آباد
۳۲	$Y = .02162X - (5E-5)$.9999	.02162	5×10^{-5}	افربنه	کشکان
۳۲	$Y = .0257X + (E-0.004)$.9999	.0257	4×10^{-4}	افربنه	چول‌هول
۳۲	$Y = .0323X + (4E-0.5)$.975	.0323	5×10^{-4}	برآفتاب	مادبان رود
۳۲	$Y = .02961X - (.0001)$.9996	.02961	1×10^{-4}	پل دختر	کشکان

بطوری که قبلاً اشاره شد، در این پژوهش ویژگی‌های مختلف روابط کیفی بارندگی - رواناب زیرحوضه‌های مطالعاتی مورد بررسی و ارزیابی قرار گرفت؛ لیکن در ادامه تحقیق برای حصول اطمینان از مقادیر داده‌های بارش مؤثر بدست آمده، ضریب همبستگی میان داده‌های بارندگی و رواناب سالیانه با کمک معادلات خطی ساده و رابطه (۳) محاسبه شد که نتایج آن به صورت شکل‌های شماره (۶ تا ۱۳) و جدول شماره (۷) ارائه گردیده است.

$$Y = ax \pm b \quad (3)$$

در این رابطه (Y) حجم رواناب سالیانه برحسب مترمکعب در ثانیه و (X) بارش مؤثر سالیانه برحسب میلی‌متر می‌باشد که مقدار آن از رابطه (۳) بدست می‌آید. (a,b) ضرایب رگرسیون خطی هستند که از طریق معادله مذکور بدست می‌آیند. نتایج آزمون نشان می‌دهد که ضریب همبستگی واحدهای هیدرولوژیکی حوضه بین ۹۷/۵ تا ۹۹/۹۹ درصد می‌باشد. از این نظر، استفاده از معادلات خطی می‌تواند جهت برآورد رواناب سالیانه در این حوضه کارساز باشد.

نتیجه‌گیری

نتایج بدست آمده از این مطالعات بطور خلاصه و به شرح ذیل ارزیابی می‌گردد:

1- Bergstrom.

2- Krysanova.

3- Houghton et.al.

4- Nawaz et.al

5- Yang X. et.al

۱- براساس بررسی‌ها، استفاده از روش‌های GIS جهت تهیه نقشه‌های همباران سالیانه در مقایسه با روش‌های دستی با توجه به شکل (۳) از طریق انترپولاسیون دارای ویژگی‌های زیر است:

سرعت، دقت در محاسبات، ترسیم منحنی‌ها با فواصل منظم، انجام آنالیز حساسیت از داده‌های بارندگی و تراکم و فاصله‌یابی با روش کمترین مربعات و کریجینگ، تحلیل فضایی داده‌ها به صورت گرافیکی، تصحیح خطاهای ناشی از اندازه‌گیری نقطه‌ای داده‌ها جهت افزایش ضریب اطمینان کالیبراسیون برآورد رواناب.

۲- بررسی مؤلفه‌های جداول (۳ و ۴) نشان می‌دهد که محاسبه میانگین بارندگی زیرحوضه‌ها و حجم آب حاصل از آن برای دستیابی به اهداف مطالعات، با این روش‌ها به سهولت امکان‌پذیر می‌باشد.

۳- نتایج حاصل از تحلیل مهمترین شاخص‌های پراکنندگی در ویژگی بارندگی سالیانه طبق جداول (۱ و ۲) نشان می‌دهد که اولاً ضریب تغییرات بارش سالیانه در نواحی داخلی و اطراف این حوضه بطور متوسط بین ۲۰ تا ۳۰ درصد باشند و لذا پراکنش بارندگی‌ها منظم است. ثانیاً نوسانات سالهای کم باران و پر باران در سطح حوضه با مناطق مجاور آن کاملاً مطابقت دارد.

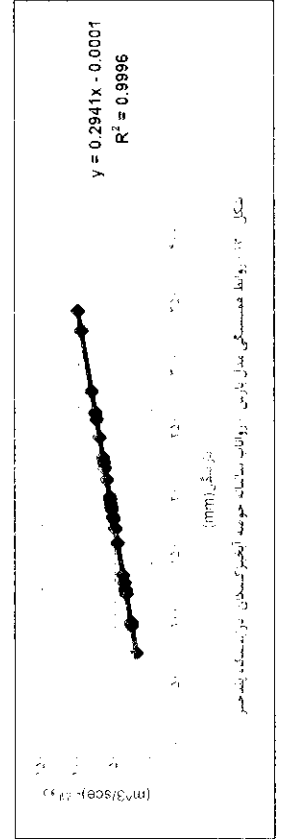
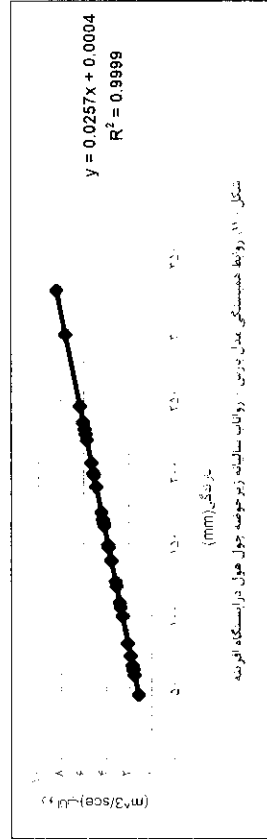
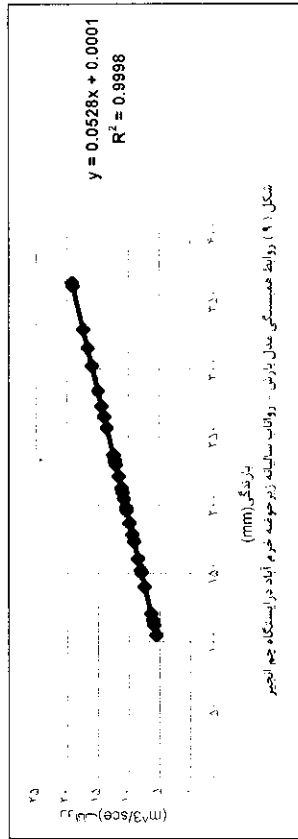
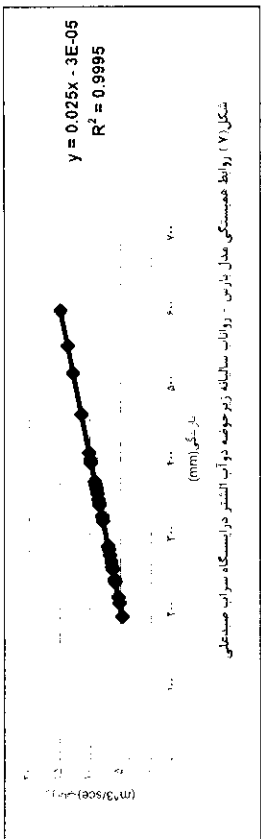
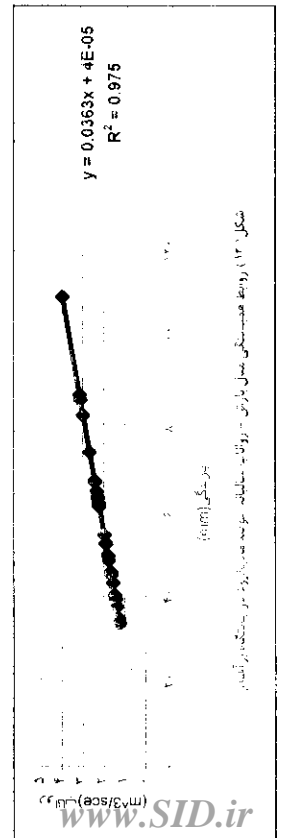
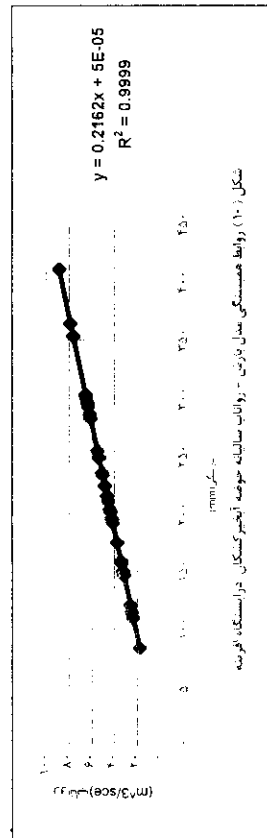
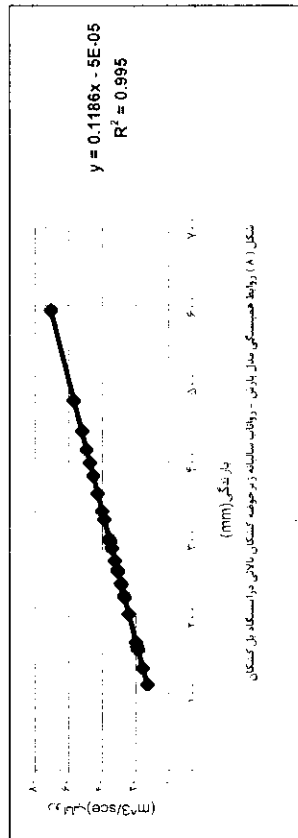
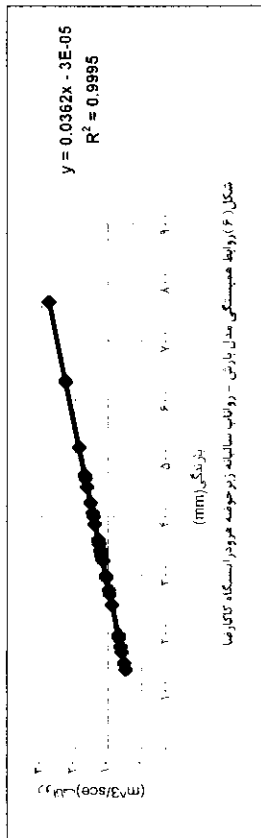
۴- مؤلفه‌های جدول شماره (۲) و شکل شماره (۳) نشان می‌دهد که این حوضه از نظر الگوهای توزیع مکانی بارندگی سالیانه، دارای دو ناحیه پر باران و متوسط است.

۵- نتایج حاصل از تحلیل موازنه بارش - رواناب در جداول شماره (۵، ۶) و شکل‌های شماره (۴ و ۵) نشان می‌دهد که اولاً مقادیر بدست آمده از شاخص‌های هیدرولوژیکی مشاهداتی، با الگوهای توزیع زمانی و مکانی بارندگی سالیانه و ویژگی‌های آن تطبیق می‌نماید و ثانیاً مؤلفه نقشه‌های همباران، با الگوهای توزیع مکانی رواناب سالیانه از نظر کم آبی و پر آبی در سرشاخه‌های مختلف (شکل ۳) این حوضه مطابقت کامل دارد. ثالثاً ضریب جریان سالیانه نواحی شمال و شمالشرقی و مشرق و جنوبشرقی حوضه نسبت به بخش‌های مرکزی، جنوبی و غربی به ۳ تا ۴ برابر می‌رسد.

۶- نتایج حاصل از تحلیل (روابط بارش - رواناب) در جدول شماره (۶) نشان می‌دهد که محاسبه بارش مؤثر سالیانه باروش استدلالی در سطح این حوضه از طریق GIS دارای دقت زیادی است.

۷- نتایج حاصل از تحلیل مؤلفه نقشه‌های همباران و جریان‌های سطحی در جدول شماره (۷) و شکل‌های شماره (۶ الی ۱۳) نشان می‌دهد که ضریب همبستگی بین بارندگی محاسباتی و رواناب مشاهداتی ۹۷/۵ تا ۹۹/۹۹ درصد می‌باشد. بنابراین استفاده از این روشها برای مطالعه طرحهای آبی، بعضاً قابل اطمینان خواهد بود.

آنچه مسلم است، این که بررسی‌ها نشان می‌دهند که مؤلفه‌های حاصل از ادغام مدل‌های تجربی با الگوریتم‌های GIS جهت تهیه داده‌های مورد نیاز در شبیه سازی مدل‌های بارش - رواناب دارای ضرایب اطمینان زیادی هستند و لذا استفاده از معادلات خطی برای حل مشکلات مدل‌های هیدرولوژیکی می‌تواند تا حدودی برای مناطق همگن کارساز باشد.



منابع و مآخذ

۱. ثقفیان، بهرام، ۱۳۷۶، شبیه سازی هیدرولوژیکی حوضه های متغیر، مجموعه مقالات اولین کنفرانس انجمن هیدرولیک ایران (تهران، ۱۱-۱۳، شهریور ۱۳۷۶): ص ۳۷۸-۳۸۷.
 ۲. ثنائی نژاد، سیدحسن، ۱۳۷۶، استفاده از GIS برای مطالعات هیدرولوژی حوضه ای، مجموعه مقالات چهارمین کنفرانس سیستمهای اطلاعاتی جغرافیایی GIS، سازمان نقشه برداری کشور (تهران، ۳ و ۴ اردیبهشت ۱۳۷۶): ص ۱-۹.
 ۳. ده محسنی، احمد، ۱۳۷۵، ترسیم منحنی های همباران با استفاده از مدل ریاضی و سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS، در زیرحوضه کردکوی، مجموعه مقالات سومین کنفرانس سیستمهای اطلاعاتی جغرافیایی GIS؛ سازمان نقشه برداری کشور (تهران: ۲۶-۲۷ اردیبهشت ۱۳۷۵): ص ۱۰۳-۱۲۱.
 ۴. سازمان تحقیقات منابع آب کشور (تماب)، وابسته به وزارت نیرو، سالنامه های آماری بارندگی روزانه و جریانهای سطحی حوضه آبریز خلیج فارس (۱۳۷۵-۱۳۴۳).
 ۵. سازمان جغرافیای نیروهای مسلح جمهوری اسلامی ایران، نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰.
 ۶. سازمان هواشناسی کشور، سالنامه های آماری هواشناسی، ۱۹۹۶-۱۹۶۴.
 ۷. غیور، حسعلی، ۱۳۷۱، پیش بینی سیلاب در مناطق مرطوب، مجله فصلنامه تحقیقات جغرافیایی سال هفتم، شماره ۲۵، انتشارات آستان قدس رضوی، ص ۸۷ - ۱۰۵.
 ۸. قائمی، هوشنگ - سعید مرید و هادی میرابوالقاسمی، ۱۳۷۶، شبیه سازی بارندگی - رواناب ضرورتی برای برنامه ریزی منابع آب؛ مجله نیوار، شماره ۳۴ و ۳۵، انتشارات سازمان هواشناسی کشور، ص ۷-۱۴.
 ۹. مهندسین مشاور مهتاب قدس (وابسته به وزارت نیرو) ۱۳۶۹، هواشناسی و حداکثر بارندگی محتمل (PMP) طرح مطالعات سد مخزننی کرخه مرحله اول: پیوست ۴-۱: ۱۴۹ صفحه.
 ۱۰. موحد دانش، علی اصغر، ۱۳۷۳، هیدرولوژی آبهای سطحی ایران، انتشارات سمت؛ تهران، ۳۷۸ صفحه.
 ۱۱. وزارت نیرو (امور آب، دفتر فنی) ۱۳۶۸، پیش نویس استاندارد و دستورالعمل کاربرد روشهای شماره منحنی (SCS) و منطقی در حوضه های آبخیز، نشریه شماره ۷۳ - الف، ۴۵ صفحه.
12. Allard, M.J. Meijerink, Hans. A.M. de Brouwer, Carlos Valenzuela, Chris
M. Mannaerts, (1994) Introduction to the use of Geographical Information Systems for Practical Hydrology, Pub No.32 ITC PP: 243.
13. Chow Ven te, Maidment Davidr, Mays Larry W, Applied Hydrology, (1988), McGraw- Hill international editions civil Engineering series, PP:572
14. Haan C.T., Johnson H.P. Brakensiek D.L (1982) Hydrological modeling of small Watershed , American Society of Agricultural Engineers, PP:533
15. Houghtion - Carr , H.A (1999), Assessment criteria for simple conceptual daily Rainfall-Runoff Models Hydrological Sciences - Journal No 44 (2) , 237-261.
16. Huang, G.H., Liu, L. Chakma, A. Wus. m, Wang X.A. Yin. Y. Y (1999), A Hybrid GIS -Supported

Watershed Modelling system: Application to the lake Erhai basin, Chian. Hydrological Sciences- Journal No:44(4) ,597-610.

17. Julien- Pierre- Y; Saghafian- Bahram;; Ogden- Fred- L (1995) , Raster - based hydrologic modeling of spatially- varied surface runoff Water Resources Bulletin NO 31(3), 523-536.
18. Krysanova, V. Bronstert, A, Muller- Wohlfeil D.I. (1999) Modelling River discharge for large drainage basins: from lumped to distributed approach , Hydrological Sciences Journal No 44 (2) , 313-331.
19. Nawaz N.R. & Adeloje, A.J (1999) Evaluation of Monthly Runoff Estimated by a Rainfall- Runoff Regression Mode for Reservoir yield assessment , Hydrological Sciences Journal No 44(1) 113-236.
20. Pal. D.J & Agrawal s.p. (2000) . Rainfall- Runoff modelling of Bata Watershed Using GIS Techniques, <http://pages.hotbot.com/edu/geoinformatics/f89.html> 1-4.
21. Rasamee Suwanwerakamtorn (1994) , GIS and Hydrologic Modelling for the management of small watersheds, ITC Journal No 4 :343-348.
22. Sanjay K Jain, Hemant Chowdhary , Sobhaya M. Seth & Rajesh K Nema (1997) Flood estimation Using a GIUH based on a conceptual Rainfall - Runoff Model and GIS, ITC Journal No 1:20-25.
23. Shammet, Ashraf Mohammed Bowles, David S.(1995), Evaluation of synthetic unit hydrograph techniques for Utah probable maximum flood determinations Utah state University, Ms; pp:133.
24. Shamselding, A, & O'connor. K.M. (1999) A real - Time combination Method for the out puts of different Rainfall- Runoff models Hydrological Sciences No 44 (6): 895-912.
25. Singh Vijay P. (1988) Hydrologic Systems (Volume I & II) Prentice Hall, Englewood Cliffs New Jersey, PP:480 & 320.
26. Sorooshian, S, and Gupta V.J (1983) Automatic calibration of conceptual Rainfall- Runoff Models: The question of parameter observability and uniqueness, Water Resources Research, 19 (1): 260-268.
27. Stuebe Miki M. and Douglas M. Johnston (1990) Runoff Volum Estimation GIS Techniques , Water Resources Bulletin Vol.(26) No 4 611-620.
28. Takeushi, Huniyoshi , Tianqi ao & Hiroshi Ishidaira (1999) , Introduction of block- wise use of TOPMODEL and Muskingum- Cunge Method for the Hydroenvironmental simulation of a large ungauged basin, Hydrological Science-Journal, No 44 (4) , 633-645.

29. Uhlen brook Stefan Jan Seibert, Christian Leibundgut, Allan Rodhe (1999) Prediction Uncertainty of Conceptual Rainfall- Runoff Models caused by problems in identifying model parameters and structure, Hydrological Sciences -Journal No 44(5) 779-797.
30. Yang Xiaoliu , Claude Michel (2000), Flood forecasting with a Watershed model: a new method of parameter a updating, Hydrological Sciences Journal No 45(4):537-546.
31. Zollweg, James Arnold, 1994 , Effective use of geographic information systems for Rainfall-Runoff Modeling Cornell University degree: Ph.d pp:182.