مدلسازی رابطه بارش با ارتفاع در منطقه زاگرس

فیروز مجرد[1]، حاجیمراد مرادی‌فر[2] *

۱ـ استادیار گروه جغرافیای دانشگاه رازی کرمانشاه

۲ـ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد جغرافیا، دانشگاه رازی کرمانشاه

چکیده

برای براورد بارش در منطقه زاگرس شمال‌غربی و مرکزی، از مدلهای رگرسیون خطی، لگاریتمی، توانی و نمایی دو متغیره و چندمتغیره استفاده شد. نتایج مطالعه نشان داده که مدلهای دومتغیره به‌دلیل معنادار نبودن یا پایین بودن ضرایب همبستگی و ضعف در پوشش‌دادن کل منطقه، برای براورد بارش مناسب نیستند.از بین مدلهای چند متغیره، مدل چند متغیره خطی، در حالتی که منطقه به نواحی رو به باد و پشت به باد تقسیم می‌شود، برای براورد بارش مناسب تشخیص داده شد. آزمون T، نیز اختلاف معناداری را بین ارقام مشاهده شده و براورد شدهٔ بارش نشان نداد و در نتیجه بر مبنای ارقام براورد شده از نقشه‌های سالیانه و فصلی براورد بارش، ارتفاع و حجم بارش سالیانه و فصلی ارائه شد. به نظر می‌رسد در ناحیه رو به باد، با افزایش ارتفاع، میزان بارش کاهش می‌یابد و همچنین افزایش طول و عرض جغرافیایی، در غالب دوره‌های زمانی باعث کاهش بارش می‌شود .

کلید واژه‌ها: مدلسازی، بارش، ارتفاع، رگرسیون، زاگرس

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

۱ـ مقدمه

براورد مقدار بارش، در کشورهای در حال توسعه ، به دلیل کاربردهای فراوانی که در برنامه‌ریزیهای کشاورزی، صنعت و خدمات دارد بسیار حائز اهمیت است. این مسأله در کشور ما که فاقد شبکه منظم و متراکم ثبت بارش بخصوص در مناطق مرتفع است نیز اهمیت بیشتری پیدا می‌کند.

منطقه زاگرس یکی از مناطق پرباران کشورمان است که علی‌رغم اینکه قسمتهایی از این منطقه از نظر ارتفاع بارش، بعد از کرانه‌های غربی دریای خزر و در ردیف کرانه‌های شرقی آن قرار می‌گیرد [۱، ص ۱۲۲]. از مقدار بارش در مناطق مختلف آن، بخصوص مناطق مرتفع اطلاع دقیقی در دست نیست. این تحقیق سعی دارد تا با استفاده از مدلهای رگرسیونی، ارتفاع و حجم بارش را در مناطق شمالغربی و مرکزی زاگرس برای کاربرد در برنامه‌ریزیهای

* نویسنده عهده دار مکاتبات

مختلف ارائه نماید .

تغییر بارش با توجه به ارتفاع، تابع عوامل متعدد محلی و بیرونی است که برایند آنها در هر محل به نتایج متفاوتی ختم می‌شود. جعفرپور معتقد است که با افزایش ارتفاع، به دلیل کاهش دما و رسیدن آن به نقطه شبنم ، میزان بارش افزایش می‌یابد [۲، ص ۱۸۶]. اثر ارتفاع بر بارش در همه جا یکسان نیست. در برخی موارد بارش تنها تا ارتفاع معینی ـ که «مرز فوقانی حداکثر بارش» نامیده می‌شود ـ افزایش می‌یابد و پس از آن با افزایش ارتفاع، مقدار بارش رو به کاهش می‌رود. مهدوی، ارتفاع اپتیمم ـ ارتفاعی که پس از آن بارش رو به کاهش می‌رود ـ در کوههای آلپ فرانسه ۲۵۰۰ متر و در منطقه کرمان را به‌وسیله مهندسان مشاور ستیران در حدود ۳۵۰۰ متر ذکر کرده است [۳، ص ۲۱۹].

علیجانی و کاویانی بیان می‌کنند که حداکثر بارش در منطقه حاره تا ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متری است و مقدار بارش در قله بسیار کمتر است؛ اما در منطقه برون حاره، بارش از دامنه تا قله کوه افزایش می‌یابد [۴، ص ۲۴۱]. «در کوههای مرتفع‌تر حداکثر بارش پایین‌تر از قله کوه است و در کوههای پست (با ارتفاع کمتر از ۱۰۰۰ متر) بارش به دامنه بادپناه نیز گسترش می‌یابد» [۴، ص ۲۴۰].

بنابراین همواره با افزایش ارتفاع، بارش افزایش نمی‌یابد و بسته به وضعیت رطوبی و جهت‌گیری دامنه‌ها در برابر جریانات بارانزا، امکان رخ دادن وضعیتهای متفاوت وجود دارد. در این زمینه، علیجانی با مطالعه ضرایب همبستگی و نمرات استاندارد در رشته کوه البرز به این نتیجه رسید که در دامنه‌های بادگیر شمالی، با افزایش ارتفاع، بارش کاهش یافته و در دامنه‌های بادپناه جنوبی افزایش می‌یابد که دلیل کاهش بارش به ازای ارتفاع در دامنه‌های شمالی، دوری از منبع رطوبی و جلوگیری از ورود رطوبت دریای خزر به داخل ایران به‌وسیله سد کوهستانی البرز است [۵، صص ۱۲۴-۱۴۳]. او همچنین در مورد کاهش بارش به ازای ارتفاع در دامنه‌های بادگیر غربی زاگرس عقیده دارد که جهت گیری شمال‌غرب ـ جنوب‌شرق این رشته کوه در برابر جریانات مرطوب غربی باعث افزایش بارش در دامنه‌های غربی شده است [۱، صص ۲۱-۲۳]. در مقابل، فیض نوروزی عقیده دارد که خطوط همباران در هسته پرباران کوهرنگ از جهت خطوط تراز تبعیت می‌کنند که نشان‌دهنده افزایش بارندگی با افزایش ارتفاع است [۶]؛ با این حال وی بیان می‌کند که در این منطقه در فصول پاییز و زمستان، میزان بارندگی با افزایش ارتفاع به طور خطی کاهش می‌یابد .

سینگ و کومار[1] با مطالعه رابطه بارش با ارتفاع در هیمالیای غربی به این نتیجه رسیده‌اند که در دامنه‌های رو به باد، بارندگی با افزایش ارتفاع افزایش می‌یابد [۷، ۱۹۹؛ صص ۱۸۳-۲۰۶]. شیبهای بارندگی ۱۰۶ میلیمتر در هر ۱۰۰ متر در دامنه‌های رو به باد و ۱۳ میلیمتر در هر ۱۰۰ متر در دامنه‌های پشت به باد بخش میانی هیمالیا ثبت شده است. به نظر می‌رسد که نزدیک بودن به اقیانوس هند، رطوبت بسیار بالای جریانات موسمی و در نتیجه ضخامت زیاد هوای مرطوب، مانع از کاهش بارش به ازای ارتفاع در دامنه‌های رو به باد هیمالیا می‌شود. مطالعات انجام شده به‌وسیله کونراد[2] در منطقه کوهستانی بلوریج[3] ایالات متحده [۸، ۱۶؛ صص ۴۹-۶۲]، هوتون[4] در منطقه کوهستانی غرب ایالات متحده [۹، صص ۷۵-۱۴۶۲] و استورفرگوسن[5] در غرب کانادا نیز نشان‌دهنده افزایش بارندگی به ازای ارتفاع است [۱۰، صص ۲۴۱-۲۶۳].

محققان در زمینه عوامل مؤثر در براورد بارش و در نتیجه روشهای تخمین بارش اختلاف نظر دارند. مسلماً عوامل متعددی در این زمینه می‌توانند مؤثر باشند. هوتون، ارتفاع ایستگاه، آزیموت مسیر بادهای باران‌آور و جهت‌گیری دامنه‌ها [۹، صص ۷۵-۱۱۶۲]؛ استور و فرگوسن، ارتفاع، زاویه شیب دامنه، فاصله از قله کوه و جهت ناهمواری [۱۰، صص ۲۴۱-۲۶۳] و ویت‌مور[6] طول و عرض جغرافیایی را در دریافت بارش مؤثر می‌دانند [۱۱، ۳۲۶؛ صص ۱۸۸-۲۰۰]. غیور و مسعودیان نیز معتقدند که برای توضیح تغییرات مکانی بارش در ایران، بهتر است در مدلهای آماری به جای ارتفاع، از طول و عرض جغرافیایی استفاده شود [۱۲، ۴۱؛ صص ۱۲۴-۱۴۳]. بسیاری از محققان در مدلهای رگرسیونی خود برای براورد بارش، تنها از عامل ارتفاع استفاده کرده‌اند. جداول ۱ و ۲ نتایج برخی از این مطالعات را نشان می‌دهد.

۲ـ موقعیت جغرافیایی و خصوصیات طبیعی منطقه مورد مطالعه در رابطه با موضوع

زاگرس یکپارچه‌ترین توده کوهستانی ایران محسوب می‌شود که با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی از حوالی مریوان تا تنگه هرمز امتداد یافته است [۱۳، ص ۱۴۴]. در این تحقیق

1. Singh and Kumar
2. Konrad
3. Blue Ridge
4. Houghton
5. Storr and Ferguson
6. Whitmore

جدول ۱ خلاصه‌ای از بعضی از مطالعات مهم دنیا در زمینه روابط بارش ـ ارتفاع [۷، صص ۱۸۳-۲۰۶]

ردیف	محقق، سال	منطقه مورد مطالعه	نوع بارش	روابط با ارتفاع یا گرادیان	سایر نتایج ویژه
۱	روملی[1]، ۱۹۶۵	آندهای اکوادور	باران	—	دو ناحیه حداکثر باران: در امتداد دامنه غربی در ۱۰۰۰ متر در امتداد دامنه شرقی در ۱۴۰۰ متر
۲	گولدینگ[2]، ۱۹۸۶	کوههای راکی	برف	۸۷ میلیمتر در هر ۱۰۰ متر	به طور خطی با ارتفاع افزایش می‌یابد
۳	هامون[3]، ۱۹۷۱	جنوبغربی ایداهو	برف	—	بارش زمستانه در ۲۱۰۰ متر ۴ برابر بیش از ۱۲۰۰ متر است
۴	کین[4]، ۱۹۷۵	کوههای سان‌ژوان نزدیک کلرادو	برف	۶۵ میلیمتر در ۱۰۰ متر	به طور خطی با ارتفاع افزایش پیدا می‌کند
۵	دار و راخچا ۱۹۸۱	هیمالیای مرکزی	باران	چندجمله‌ای درجه ۴	حداکثر بارندگی در ارتفاع ۲۰۰۰ الی ۲۴۰۰ متر
۶	هیگوچی[7] و دیگران، ۱۹۸۲	هیمالیای نپال	باران	—	بارندگی در این رشته از ارتفاع ۲۸۰۰ متر تا ۴۵۰۰ متر کاهش می‌یابد
۷	ویتمر[8] و دیگران، ۱۹۸۶	آلپها	برف	۸۰ میلیمتر در ۱۰۰ متر در دامنه جنوبشرقی، ۷۳ میلیمتر در ۱۰۰ متر در دامنه‌های شمالی	—
۸	نیمزینوویچ[9]، ۱۹۸۹	کوههای سوئد (ناحیه جاملند)	باران	۹/۵ میلیمتر در هر ۱۰۰ متر	بیشترین بارندگی در ارتفاعات بالا در دامنه پشت به باد مشاهده می‌شود
۹	باری[10]، ۱۹۹۲	آلپها	بارش	—	بارش با ارتفاع افزایش می‌یابد (حداکثر تا ارتفاع ۳۰۰۰ متر الی ۳۵۰۰ متر)

1. Rumley
2. Golding
3. Hamon
4. Caine
5. Dhar and Rakhecha
6. Polynomial
7. Higuchi
8. Witmer
9. Niemeznowicz
10. Barry

ادامه جدول ۱

۱۰	سینگ[1] و دیگران، ۱۹۹۵	هیمالیای غربی (حوضه چناب)	باران ـ برف	چند جمله‌ای درجه ۲ برای بارندگی سالیانه در دامنه‌های رو به باد هیمالیای بیرونی و دامنه‌های رو به باد و پشت به باد هیمالیای میانی	افزایش خطی در دامنه‌های پشت به باد هیمالیای خارجی، کاهش نمایی در هیمالیای مرتفع و افزایش خطی در بارش برف به ازای ارتفاع
۱۱	لوکاس و کوئیک[2]، ۱۹۹۳ و ۱۹۹۶	کلمبیای بریتانیا	باران ـ برف	—	تا ارتفاعات میانی حوضه افزایش و سپس کاهش می‌یابد و یا در بعضی سطوح ممکن است افزایش یابد
۱۲	اوهمورا[3]، ۱۹۹۱	گرینلند غربی	برف	—	حداکثر بارش اطراف ۲۵۰۰ متر در عرض ۶۹ شمالی و تا حدود ارتفاع ۱۵۰۰ متر در عرض ۷۶ شمالی کاهش می‌یابد

منطقه‌ای از حوالی مریوان در استان کردستان تا لار در استان فارس، شامل زاگرس شمالغربی و مرکزی، برای مطالعه انتخاب شد. این مناطق تقریباً نواحی واقع در بالای منحنی میزان ۶۰۰ متر را شامل می‌شود. موقعیت جغرافیایی و استانهای تحت پوشش در شکل ۱ آورده شده است.

از نظر توپوگرافی در این منطقه، کوهستانهای مرتفع به دشتهای وسیع و حاصلخیز منتهی می‌شود و در مواردی این دشتها را در بر می‌گیرد (شکل ۲). ارتفاع زیاد و جهت‌گیری عمومی کوهها ـ که در معرض وزش توده هواهای مرطوب غربی و مدیترانه‌ای قرار دارند ـ باعث ریزش برف و باران فراوان در آنها می‌شود. به این ترتیب این ارتفاعات سرچشمه رودخانه‌های مهمی چون کارون، دز و کرخه است که دشتهای حاصلخیز مجاور را سیراب می‌سازند. «از جمله این دشتها می‌توان به دشتهای رزن، اراک و اصفهان در دامنه‌های شرقی زاگرس، ماهیدشت و اسلام آباد در دامنه‌های غربی زاگرس و دشتهای میانکوهی بیجار، روانسر، الیگودرز، استهبان و فیروزآباد اشاره کرد [۱۴، صص ۳۱-۳۷]. اهمیت این دشتها و

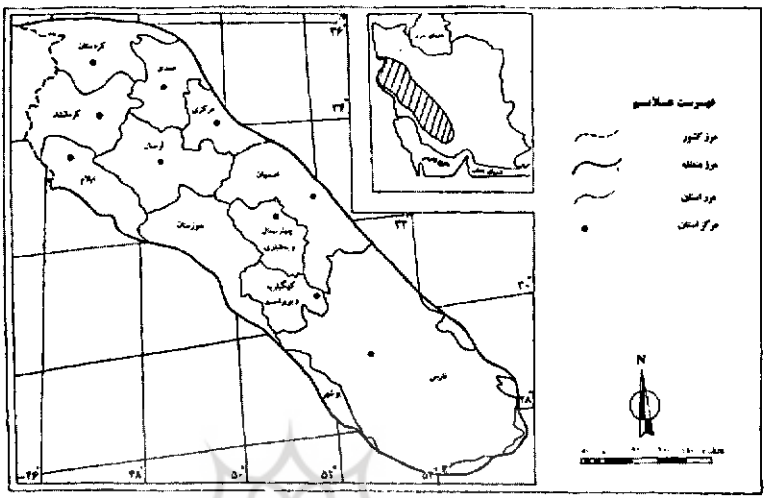
1. Singh
2. Loukas and Quick
3. Ohmura

جدول ۲ برخی از مطالعات انجام شده در زمینه رابطه بارش ـ ارتفاع در ایران [۱۲،صص ۱۲۴-۱۴۳]

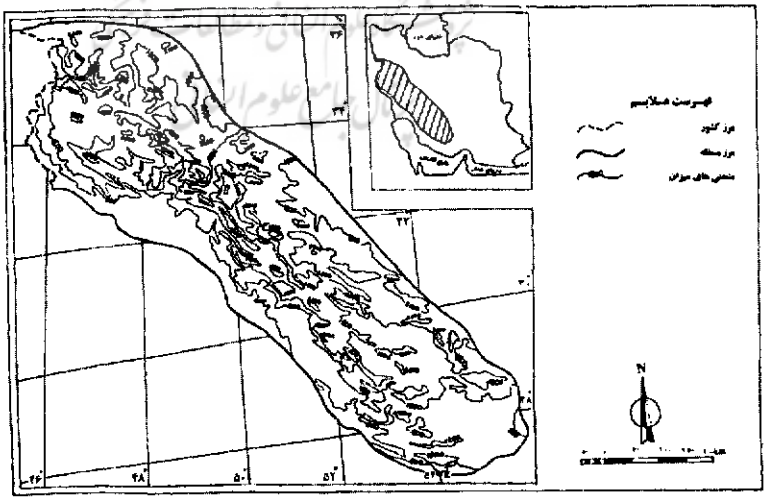
ردیف	محقق، سال	محل جغرافیایی	ضریب همبستگی	رابطه بارش ـ ارتفاع بارش P=(mm) ارتفاع H=(m)
۱	مهندسین مشاور هامونپاد ۱۳۷۴	ارتفاعات مرکزی کرمان	۰/۵۹	$P = ۶۷/۶ + ۰/۴۱ H \pm ۳۴$
۲	مهندسین مشاور هامونپاد، ۱۳۷۴	ارتفاعات شمال‌شرقی کرمان	۰/۸۶	$P = ۱/۷ + ۰/۰۶ H \pm ۲۴/۴$
۳	حبیبی، ۱۳۷۳	ارتفاعات آبریز زهره در کهکیلویه	۰/۹۷	$P = - ۸۵/۳۹ + ۱/۲۰۷ H$
۴	مسیبی، ۱۳۷۱	ارتفاعات آبریز گلپایگان	۰/۸۹	$P = - ۱۳۲/۳۸ + ۰/۲۰۲۸ H$
۵	تقیان، ۱۳۷۱	ارتفاعات آبریز سولگان	۰/۸۳	$P = - ۵۶۸ + ۰/۳۷۶ H$
۶	نقل از نیک‌اندیش، ۱۳۷۰	شمال‌غرب کارون (منطقه چلگرد)	۰/۹۲	$P = - ۱۵۸۲/۸۴ + ۱/۰۲۹۵ H$
۷	نقل از نیک‌اندیش، ۱۳۷۰	شرق کارون (منطقه شهرکرد)	۰/۷۳	$P = - ۶۲/۲۶ + ۰/۱۱۲ H$
۸	نقل از نیک‌اندیش، ۱۳۷۰	نواحی سطح کارون	۰/۸۲	$P = - ۸۱/۷ + ۲۳ \log H$
۹	باقری، ۱۳۷۴	کارون میانی (بین گدارلندر تا پل شالو)	۰/۵۳	$P = ۴۵۲/۶ + ۰/۴۴۳ H$
۱۰	صالحی، ۱۳۷۵	دامنه‌های غربی زاگرس (منطقه باغ ملک)	۰/۷۱	$P = ۴۸۰ + ۰/۱۳ H$
۱۱	موحد دانش، ۱۳۷۳	حوضه ارومیه	ـ	$P = ۱۰۰ + ۰/۱۸ H$

رودخانه‌های جاری در آنها در تأمین آب، برق و محصولات کشاورزی منطقه و کشور بر هیچ‌کس پوشیده نیست. «خاک مساعد و جریان آرام رودها، جمعیت زیاد و فعالیتهای انسانی متنوعی را در آنها متمرکز کرده است» [۱۵، ص ۱۲۴].

دامنه‌های شرقی این مجموعه کوهستانی با توجه به دور بودن از منابع رطوبی و بارندگی و قرار گرفتن در ناحیه بادپناه، از ریزش باران و برف کمتری نسبت به دامنه‌های غربی برخوردارند؛ در نتیجه تعداد رودخانه‌های آنها کم است و به استثنای زاینده‌رود، رودخانه‌های مهم دیگری از این دامنه‌ها سرچشمه نمی‌گیرند.



شکل ۱ نقشه موقعیت منطقه مورد مطالعه درکشور و استانهای تحت پوشش



شکل ۲ نقشه توپوگرافی منطقه

آب و هوای منطقه زاگرس، معتدل و مرطوب با بارندگی فصلی شدید می‌باشد [۱۶، صص ۲۳-۲۴]. تطبیق نقشه موقعیت منطقه (شکل۱) با مسیرهای سیکلونی ایران و خاورمیانه که به‌وسیله علیجانی ارائه شده است [۱، صص ۳۵-۳۶]، نشان می‌دهد که جریانهای مرطوب و سیکلونها، بیشترین رطوبت خود را در دامنه‌های غربی زاگرس فرو می‌ریزند. این سیکلونها عمدتاً در دورهٔ سرد سال، از سمت غرب با منشأ مدیترانه (سیکلونهای مدیترانه‌ای) و از سمت جنوب‌غرب با منشأ سودان (سیکلونهای سودانی)، منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهند.

سیکلونهای مدیترانه‌ای به دلیل عبور از اراضی شرق دریای مدیترانه، بیشتر رطوبت خود را از طریق مواجههٔ هوای سرد و گرم جبهه‌های سیکلونها قبل از رسیدن به ایران از دست می‌دهند اما سیکلونهای سودانی گرچه مسیر نسبتاً طولانی‌تری دارند، در سر راه از دریای سرخ و سپس خلیج فارس رطوبت را جذب می‌کنند و به علاوه گرمای بیشتر هوا باعث می‌شود تا ظرفیت رطوبی هوا بخصوص در لایه‌های زیرین افزایش یابد. بنابراین نزدیکی به منبع تغذیهٔ رطوبی و گرمای هوا به عنوان دو خصیصهٔ اصلی این سامانه‌های بارانزا، نقش مهمی در افزایش بارش نواحی جنوبی منطقه ایفا می‌کنند. هوای مرطوب سامانه‌های بارانزای غربی و جنوب‌غربی پس از رسیدن به دامنه‌های غربی، به دلیل صعود دینامیکی، سرد و متراکم شده، بارش تولید می‌کند و به همین علت، مقدار بارش از پای دامنه‌ها به سمت ارتفاعات کاهش می‌یابد.

براساس مطالعات انجام شده، سهم اغتشاشات سطح بالا در بارشهای قسمت جنوبی منطقه، ۵۷ درصد و سهم اغتشاشات سطح زمین ۳۰ درصد است. همچنین در قسمتهای شمالی منطقه ، سهم اغتشاشات سطح بالا ۴۹ درصد و سطح زمین ۲۰ درصد است [۱، ص ۱۰۸].

۳ـ روش تحقیق

با توجه به توضیحات فوق، آمار بارش ماهانه و سالیانه ۳۰ ایستگاه کلیماتولوژی و سینوپتیک منطقه، در یک دوره مشترک ۲۰ ساله (۱۹۷۶-۱۹۹۵) از سالنامه‌های سازمان هواشناسی کشور استخراج و سپس بر مبنای آن، نقشه‌های همباران فصول بهار، پاییز و زمستان و نقشه همباران سالیانه رسم گردید. برای رفع نواقص آماری، از روش نسبتها [۱۷، صص ۶۵-۴۶۱] و اطمینان از کفایت و قابل اطمینان بودن داده‌ها بترتیب از رابطه موکوس[1] [۱۷، صص ۷۱-۴۶۹] و آزمون توالی[2] [۲، صص ۲۰۳-۲۰۴] استفاده شد.

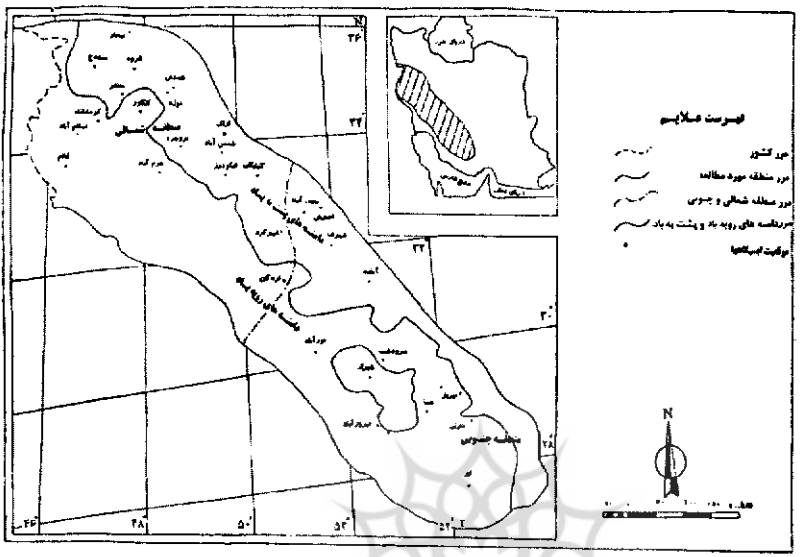
1. Mackus
2. Tun Test

منطقه مورد مطالعه، بر اساس جهت‌گیری شمال‌غرب ـ جنوب‌شرق رشته زاگرس و مسیرهای سیکلونی ارائه شده به‌وسیله علیجانی، در امتداد خط‌الرأس عمومی، به دو ناحیه رو به باد و پشت به باد و سپس براساس سهم مکانیسمهای صعود، تأثیرپذیری بخشهای جنوبی منطقه از سیکلونهای سودانی و نیز ناگهانی و رگباری‌بودن بارشها به دو ناحیه شمالی و جنوبی تقسیم شد [۱، ص ۱۸۸]. به دلیل کمبود ایستگاه، از تفکیک منطقه به دامنه‌های متعدد رو به باد و پشت به باد صرفنظر گردید؛ لکن منطقه‌ای نسبتاً وسیع در اطراف شیراز، جدا از محدودهٔ اصلی، در ناحیهٔ پشت به باد واقع شد. سپس تعداد ۲۰۰ نقطه با پراکنش مناسب از نواحی و ارتفاعات مختلف منطقه، انتخاب (شکل ۴) و بارش آنها با استفاده از مدلهای رگرسیونی دو متغیره و چند متغیره خطی، لگاریتمی، توانی و نمایی براورد گردید. مدلهای مورد استفاده در جدول ۳ قید شده‌اند.

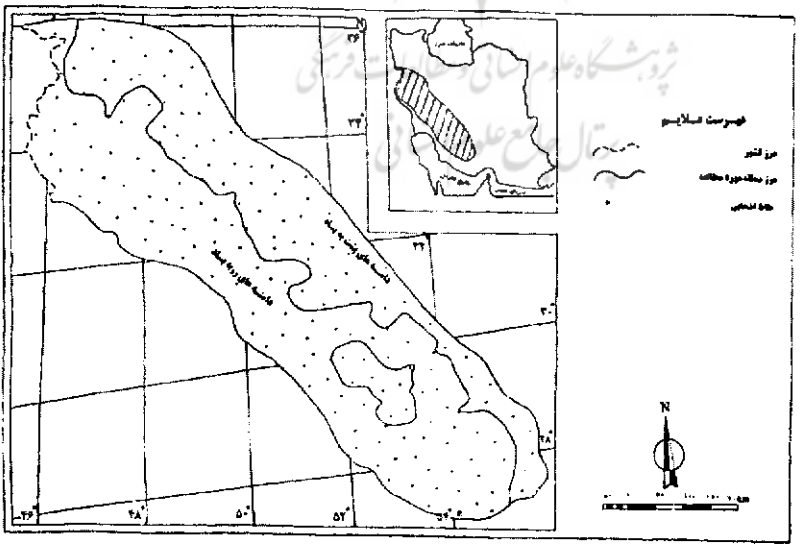
جدول ۳ مدلهای رگرسیونی دو متغیره و چند متغیره برای براورد بارش در منطقه زاگرس

مدلها	رگرسیون دو متغیره	رگرسیون چند متغیره
مدل خطی	$Y = a + bx$	$Y = a + b_1 x_1 + b_2 x_2 + b_3 x_3$
مدل لگاریتمی	$Y = a + b\ln x$	$Y = a + b_1 \ln x_1 + b_2 \ln x_2 + b_3 \ln x_3$
مدل توانی	$Y = ax^b$	$Y = ax_1^{b_1} x_2^{b_2} x_3^{b_3}$
مدل نمایی	$Y = ae^{bx}$	$Y = ae^{b_1x_1} e^{b_2x_2} e^{b_3x_3}$

در مدلهای دو متغیره ، x متغیر مستقل یا ارتفاع ، Y متغیر وابسته یا بارش، a عرض از مبدأ و b شیب خط است. با قرار دادن مقدار ارتفاع در مدل، بارش متناظر با آن برای هرنقطه استخراج شد . در مدلهای چند متغیره، X_1 عرض جغرافیایی به عنوان یک عامل عمومی مؤثر در بارش، X_2 طول جغرافیایی به عنوان عامل مشخص‌کننده دوری یا نزدیکی به منابع رطوبی با توجه به مسیر عمومی غربی ـ شرقی سیکلونهای بارانزا و X_3 ارتفاع به عنوان یکی از عوامل مهم مؤثر در بارش، مجموعاً به عنوان متغیرهای مستقل و Y به عنوان متغیر وابسته یا بارش در نظر گرفته شدند . با جایگذاری مقادیر طول و عرض جغرافیایی و ارتفاع در مدل، مقدار بارش براورد شده برای هر نقطه، استخراج شد و تمام مراحل ورود، پردازش اطلاعات و مدلسازیهای آماری با استفاده از نرم افزار SPSS انجام شد .



شکل ۳ تفکیک منطقه به نواحی بارش و موقعیت ایستگاهها در آن



شکل ۴ موقعیت نقاط انتخابی در سطح منطقه برای براورد بارش و رسم نقشه‌های همباران

۴ـ نتیجه‌گیری

ضرایب همبستگی بین بارش و ارتفاع، تنها برای دوره‌های زمانی و موارد ذکرشده در جدول ۴ معنادار بود و در هیچ ناحیه‌بندی و هیچ دوره زمانی دیگر، رابطه معناداری بین بارش و ارتفاع مشاهده نشده است. بالاترین ضریب همبستگی جدول فوق ۰/۶۲- است که برابر با ضریب تعیین $(r)^2$ ۰/۳۸ می‌باشد؛ به این معنی که مدل مربوطه تنها ۳۸ درصد تغییرات بارش را به ازای ارتفاع توجیه می‌کند. بنابراین با توجه به عدم امکان براورد بارش و رسم نقشه‌های فصلی و سالیانه برای کل منطقه با استفاده از این مدلها، استفاده از مدلهای دیگر ارجح بود.

جدول ۴ ضرایب همبستگی معنادار بارش ـ ارتفاع برای نواحی مختلف زاگرس در دوره زمانی مورد نظر همراه با معادلات رگرسیون مربوطه

نام ناحیه یا منطقه	تعداد ایستگاه	دوره زمانی	ضریب همبستگی	مدل رگرسیونی دو متغیره براورد بارش	نوع مدل
کل منطقه زاگرس	۳۰	زمستان	-۰/۳۳*	P=۳۲۰/۷۹۷-۰/۰۸۹h	خطی
ناحیه شمالی	۱۸	سال	-۰/۵۳*	P=۲۳۰۹-۲۵۲log h	لگاریتمی
ناحیه شمالی	۱۸	زمستان	-۰/۵۴*	P=۳۷۴/۹۱-۰/۱۰۷h	خطی
ناحیه شمالی	۱۸	پاییز	-۰/۶۲**	P=۱۱۵۰/۷-۱۳۵/۶log h	لگاریتمی
ناحیه جنوبی	۱۲	سال	-۰/۵۹*	P=۵۷۵/۳۳-۰/۲۰۵log h	لگاریتمی
ناحیه جنوبی	۱۲	زمستان	-۰/۶۰*	P=۱۵۳۰/۸-۱۸۹/۶log h	لگاریتمی

* معنادار در سطح ۰/۰۵ (آزمون دو طرفه)

** معنادار در سطح ۰/۰۱ (آزمون دو طرفه)

p = بارش براورد شده بر حسب میلیمتر

h = ارتفاع از سطح

در مدلهای رگرسیون چند متغیره ـ همانطور که در بخش روش تحقیق نیز عنوان شد ـ علاوه بر عامل ارتفاع، اثر دو عامل دیگر، طول و عرض جغرافیایی نیز منظور شد. از بین مدلهای چند متغیرهٔ خطی، لگاریتمی، توانی و نمایی، مدل خطی به‌دلیل دارا بودن مقادیر اشتباه استاندارد کمتر، ضرایب تعیین بالاتر و عدم مشاهده اختلاف معنادار بین ارقام مشاهداتی و براورد شده، به عنوان مناسب ترین مدل برای براورد بارش انتخاب گردید. بر این مبنا، معادلات رگرسیون خطی چند متغیره برای نواحی و دوره‌های زمانی مختلف استخراج شد (جدول۵) و با استفاده از آنها مقادیر بارش برای ایستگاهها براورد گردید.

سپس از طریق آزمون T[1]، بارشهای براورد شده و مشاهداتی ایستگاهها با هم مقایسه شدند. نتایج آزمون نشان داد که ارقام براورد شده و مشاهداتی، در سطح ۰/۰۱ ، اختلاف معناداری با همدیگر ندارند (جدول ۶). بر اساس معادلات جدول۵، مقادیر بارش برای ۲۰۰ نقطه انتخابی در سطح منطقه در دوره‌های زمانی مختلف، براورد و نقشه‌های سالیانه و فصلی مربوطه رسم گردید (شکلهای ۹ الی ۱۲).

جدول ۵ معادلات رگرسیون خطی چند متغیره برای براورد بارش در نواحی رو به باد و پشت به باد منطقه[2]

نام ناحیه	دوره زمانی	مدل رگرسیون خطی چند متغیره	ضریب تعیین (r^2)	اشتباه استاندارد مدل
ناحیه رو به باد	سال	P= ۳۳۶۰/۹۹-۲۰lat-۴۳/۰۷ lon -۰/۰۵vel	۰/۵۴	۵۲/۳
	زمستان	P= ۳۰۸۸/۶۳-۳۴/۸۲ lat -۳۴/۴۱ lon -/۰۲۴ el	۰/۶۴	۳۸
	پاییز	P= ۱۴۲۵/۹۸-۸/۵۹ lat-۱۹/۶ lon-۰/۰۱el	۰/۶۹	۳۲
	بهار	P= -۷۱۷/۶۶+۱۷/۵۸ lat+۴/۵۴ lon -۰/۰۰۷vel	۰/۸۹	۱۲/۷
ناحیه پشت به باد	سال	P= ۱۲۶۶۸/۲-۱۴۲ lat-۱۵۷/۱۸ lon +۰/۱۴ el	۰/۹۴	۳۵/۵
	زمستان	P= ۶۳۸۰/۱۴-۷۲/۴۱ lat-۷۷/۴۳ lon +۰/۰۲۵ el	۰/۸۶	۲۶/۱
	پاییز	P= ۴۵۴۲/۶۴-۵۱/۵۳ lat-۵۵/۸۲ lon +۰/۰۳۸ el	۰/۸۳	۲۱/۳
	بهار	P= ۲۳۲۶/۴۱-۲۳/۷۷ lat-۳۰/۴ lon +۰/۰۳ el	۰/۸۵	۱۶/۹

lat : عرض جغرافیایی lon : طول جغرافیایی el : ارتفاع از سطح دریا بر حسب متر

مقایسه نقشه‌های بارش مشاهداتی (شکلهای ۵ الی ۸) و براورد شده (شکلهای۹ الی۱۲)، نشاندهندهٔ تطابق نسبتاً خوب بین آنهاست که خود می‌تواند تأییدی بر اعتبار مدلهای به کار گرفته شده باشد. اختلافات مشاهده شده بین نقشه‌های بارش مشاهداتی و براورد شده، به دلیل استفاده از ۲۰۰ نقطه برای رسم نقشه‌های براورد و ۳۰ نقطه (۳۰ ایستگاه) برای رسم نقشه‌های مشاهداتی است.

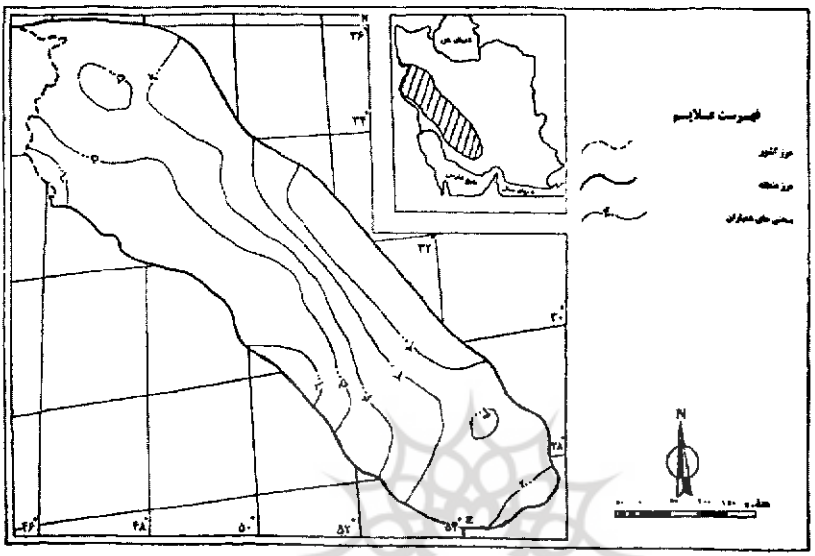
1. T-Test

۲. به عنوان مثال معنای معادله ردیف آخر این است که در ناحیه پشت به باد در فصل بهار ، با فرض ثابت بودن طول و عرض جغرافیایی ، هر متر افزایش ارتفاع، بارش را ۰/۰۳ میلیمتر افزایش می‌دهد (۳ میلیمتر افزایش برای ۱۰۰ متر).

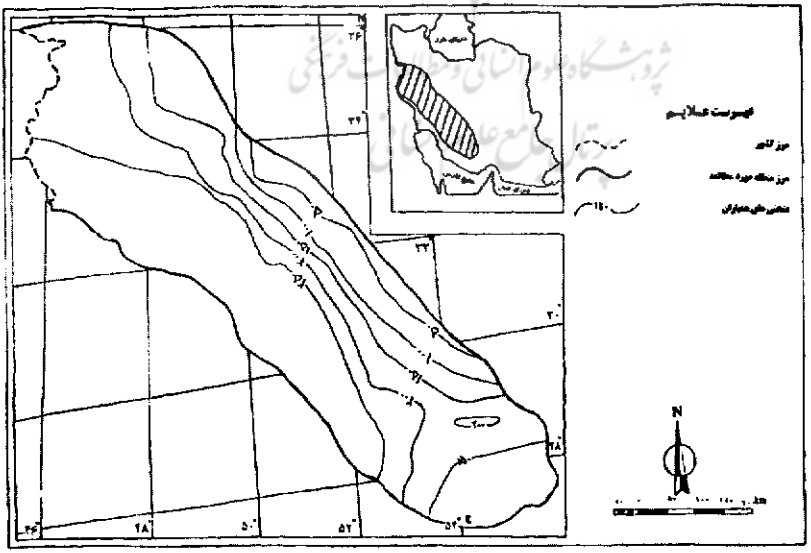
جدول ۶ نتایج آزمون T همراه با مقایسه میانگین و انحراف معیار بارشهای براورد شده و مشاهداتی ایستگاهها در نواحی رو به باد و پشت به باد بین سالهای ۱۹۷۶-۱۹۹۵ (برحسب میلیمتر)

نام ناحیه	تعداد ایستگاهها	دوره زمانی	میانگین بارشهای مشاهده شده	میانگین بارشهای براورد شده	انحراف معیار بارشهای مشاهده شده	انحراف معیار بارشهای براورد شده	نتایج آزمون T	
							$Ta/۲$ $a = ۰/۰۱$	آماره t
ناحیه رو به باد	۱۳	سال	۴۱۹/۲	۴۲۲/۱	۱۳۱	۹۳/۵	۲/۷۹۷	-۰/۰۶۶
		زمستان	۱۵۶/۹	۱۵۶/۴	۸۶/۳	۷۷/۶	۲/۷۹۷	۰/۰۱۶
		پاییز	۱۴۳/۲	۱۴۸/۷	۵۰/۹	۴۳/۷	۲/۷۹۷	-۰/۳
		بهار	۵۰/۷	۴۹/۶	۳۲/۲	۲۹/۵	۲/۷۹۷	۰/۰۶۹
ناحیه پشت به باد	۱۷	سال	۳۳۹/۹	۳۲۵/۸	۱۳۳/۷	۱۱۰/۶	۲/۷۴۰	۰/۳۲۴
		زمستان	۱۴۶/۴	۱۴۰/۳	۶۳/۲	۵۳/۱	۲/۷۴۰	۰/۳۱۲
		پاییز	۱۰۷	۱۰۱/۶	۴۷/۹	۳۸/۳	۲/۷۴۰	۰/۶۶۱
		بهار	۷۱/۹	۶۸/۳	۴۰/۴	۳۳/۱	۲/۷۴۰	۰/۵۰۳

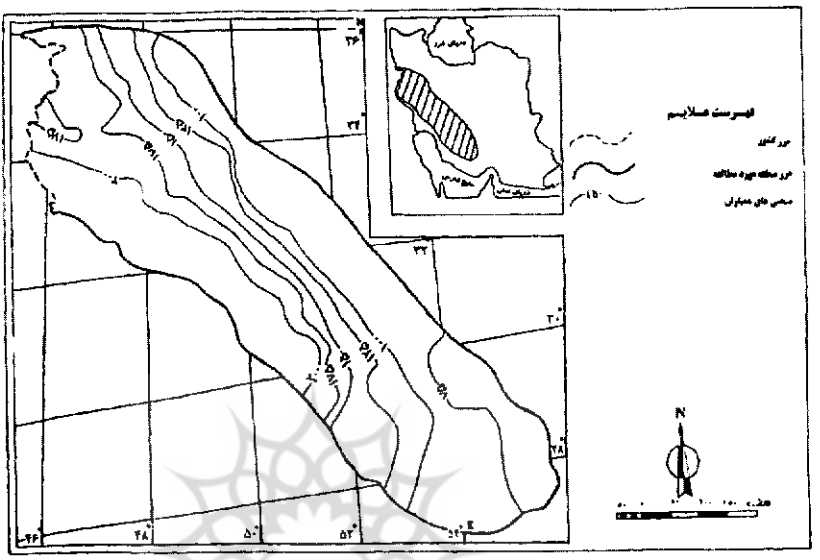
با اتکا به معادلات این تحقیق (جدول ۵) و نقشه‌های براورد بارش (شکلهای ۹ الی۱۲) بنظر می‌رسد که در ناحیه رو به باد طی سال و فصول مورد بررسی، بارش با افزایش ارتفاع، کاهش و در ناحیه پشت به باد افزایش می‌یابد. این مسأله می‌تواند حاکی از تخلیهٔ رطوبت جریانات بارانزا در قسمتهای غربی منطقه و کاهش آن به طرف ارتفاعات باشد. در تمام دوره‌های زمانی، به استثنای یک مورد، افزایش طول جغرافیایی باعث کاهش بارش شده است که می‌تواند گویای نقش دوری و نزدیکی به منابع رطوبی در دریافت بارش باشد. همچنین به نظر می‌رسد حرکت به عرضهای جغرافیایی بالاتر بجز در فصل بهار موجب کاهش بارش می‌شود که احتمالاً نشانگر تأثیر دوری از مسیر سیکلونها و دمای پایین توده هواهای عرضهای بالاتر در کاهش بارندگی است. در این مورد انجام مطالعات بیشتر ضرورت دارد. هسته‌های حداکثر بارش، هم در طول سال و هم در فصول ، بر ارتفاعات مهم منطبقند.



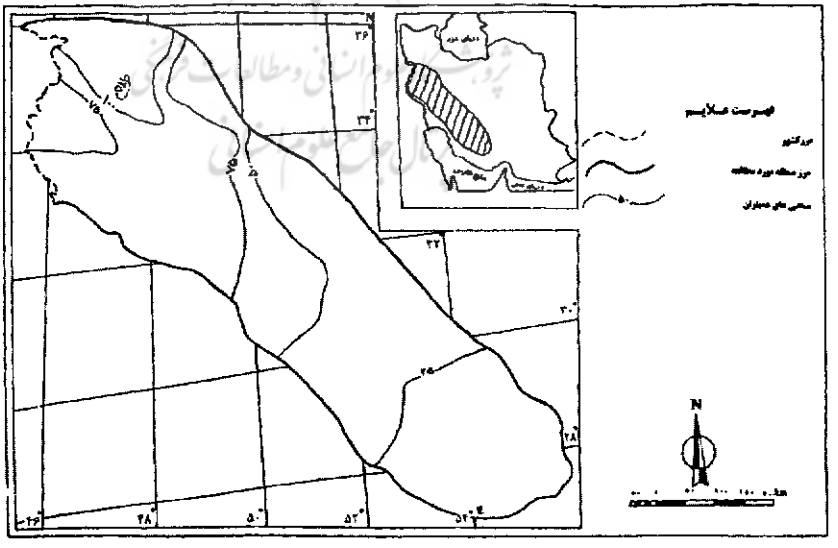
شکل ۵ نقشه همباران میانگین ۲۰ ساله منطقه زاگرس



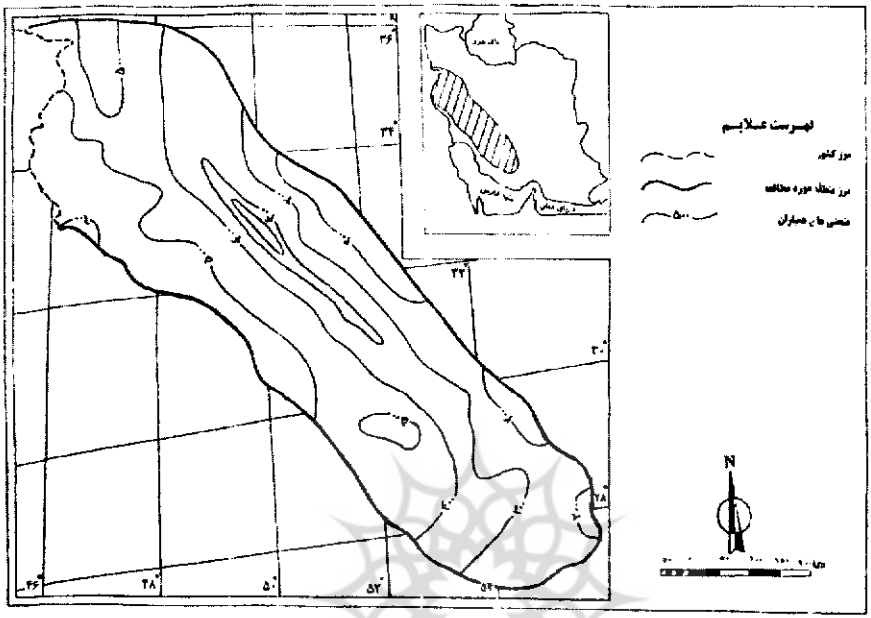
نقشه ۶ نقشه همباران میانگین ۲۰ ساله فصل زمستان منطقه



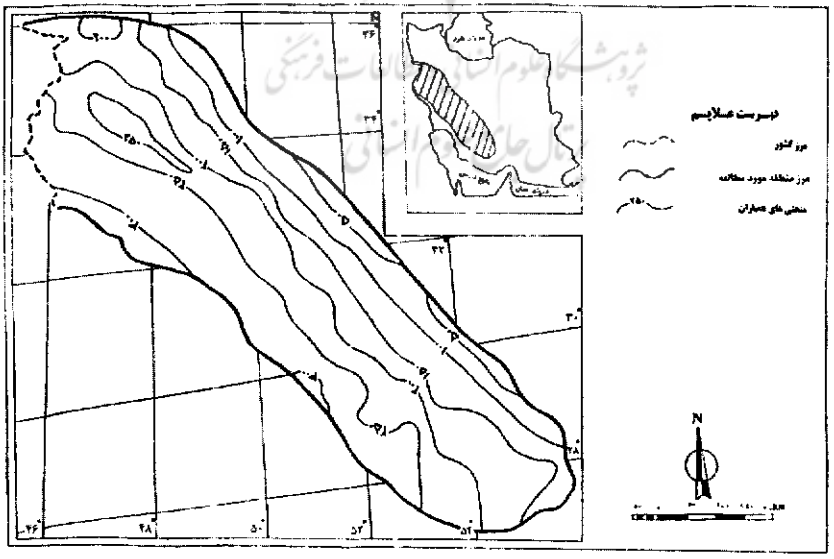
شکل ۷ نقشه همباران میانگین ۲۰ ساله فصل پاییز منطقه



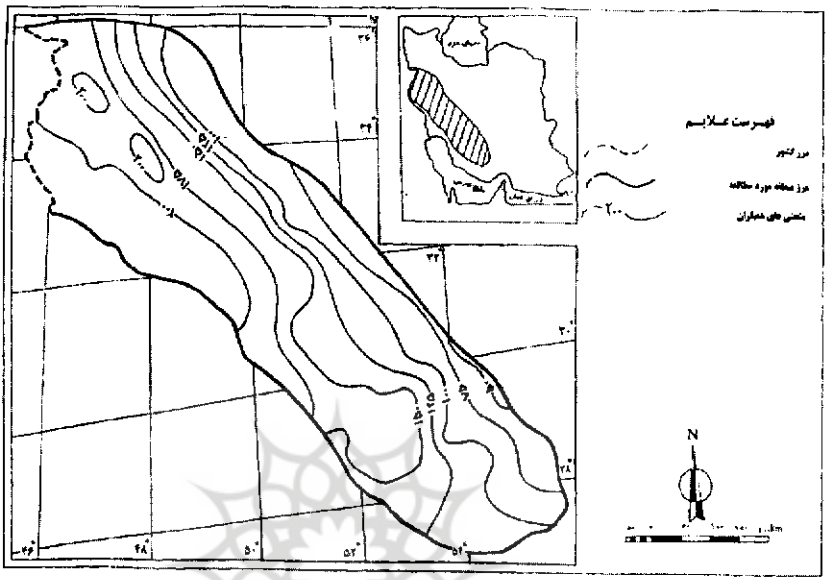
نقشه ۸ نقشه همباران میانگین ۲۰ ساله فصل بهار منطقه



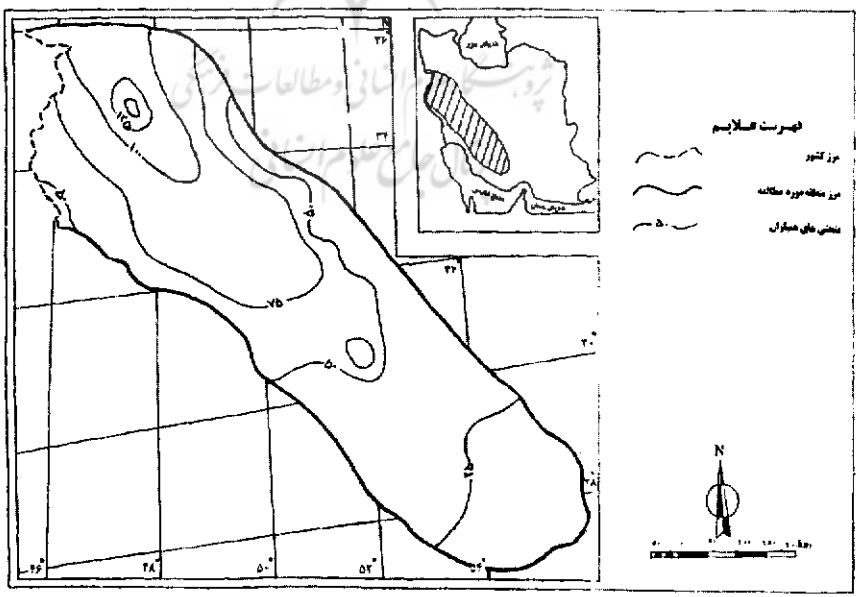
شکل ۹ نقشه همباران براورد شده سالیانه برای منطقه



نقشه ۱۰ نقشه همباران براورد شده فصل زمستان برای منطقه



شکل ۱۱ نقشه همباران براورد شده فصل پاییز برای منطقه



نقشه ۱۲ نقشه همباران براورد شده فصل بهار برای منطقه

میانگین توازنی ارتفاع بارش و حجم آب سالیانه و فصلی ناشی از بارش، محاسبه و در جدول ۷ قید شده است. استفاده از ارقام جدول، همچنین جدولها و نقشه‌های دیگر البته در تلفیق با مطالعات تکمیلی می‌تواند علاوه بر کمک به تحلیل وضعیت اقلیمی منطقه، در طرحها و برنامه‌ریزیهای مربوط به براورد و تخصیص آب، مورد استفاده قرار گیرد.

جدول ۷ ارتفاع و حجم بارش سالیانه و فصلی براورد شده و مشاهداتی(۱۹۷۶-۱۹۹۵) برای منطقه

نام ناحیه یا منطقه	مساحت (کیلومترمربع)	دوره زمانی	میانگین توازنی بارش (میلیمتر)		حجم بارش (میلیارد مترمکعب)	
			مشاهداتی	براورد شده	مشاهداتی	براورد شده
ناحیه رو به باد	۱۹۶۰۰۰	سال	۴۴۵	۴۵۵/۸	۸۷/۲۲	۸۹/۳۴
		زمستان	۲۲۴/۹	۲۳۲/۲	۴۴/۰۸	۴۵/۵۱
		پاییز	۱۵۶/۱	۱۶۱/۱	۳۰/۶	۳۱/۵۸
		بهار	۵۴/۱	۵۹/۴	۱۰/۶۰	۱۱/۶۴
ناحیه پشت به باد	۱۴۰۰۰۰	سال	۳۱۵/۷	۳۶۱/۳	۴۴/۲	۵۰/۵۸
		زمستان	۱۴۶/۳	۱۵۷/۲	۲۰/۴۸	۲۲/۰۱
		پاییز	۱۱۱/۴	۱۲۶/۴	۱۵/۶	۱۷/۷۰
		بهار	۵۵	۶۸/۳	۷/۷	۹/۵۶
کل منطقه	۳۳۶۰۰۰	سال	۳۹۱/۱	۴۱۶/۴	۱۳۱/۴۲	۱۳۹/۹۲
		زمستان	۱۹۲/۱	۲۰۱	۶۴/۵۶	۶۷/۵۲
		پاییز	۱۳۷/۵	۱۴۶/۶	۴۶/۲	۴۹/۲۸
		بهار	۵۴/۵	۶۳/۱	۱۸/۳	۲۱/۲۰

ذکر این نکته ضروری است که در فرایند مورد بررسی در این تحقیق علاوه بر عوامل بررسی شده، عوامل دیگری از جمله جهت و مورفولوژی دامنه‌ها دخالت دارند؛ لکن به دلیل تنوع توپوگرافیک رشته کوه زاگرس، وجود ارتفاعات با خصوصیات شیب متفاوت و نیز کمبود ایستگاه هواشناسی و بارانسنجی ، امکان تشخیص و اعمال تمام جهات شیب و تمام عوامل مقدور نگردید. بنابراین شایسته است محققان محترم در آینده در مدلسازیهای خود، حتی المقدور از تمام عوامل مؤثر در بارش استفاده نمایند.

۵ ـ منابع

[۱] علیجانی، بهلول؛ آب وهوای ایران؛ چ دوم، تهران: انتشارات دانشگاه پیام نور، ۱۳۷۵.

[۲] جعفرپور، ابراهیم؛ اقلیم شناسی؛ چ اول، تهران: انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۶۷.

[۳] مهدوی، محمد؛ هیدرولوژی کاربردی؛ ج اول، تهران: انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۷۱.

[۴] علیجانی، بهلول و محمدرضا کاویانی؛ مبانی آب و هواشناسی؛ چ اول، تهران: انتشارات سمت، ۱۳۷۱.

[۵] ـــــــــــــــــــ ؛ «نقش کوههای البرز در توزیع ارتفاعی بارش»؛ *فصلنامه تحقیقات جغرافیایی*، ۳۸، ۱۳۷۴.

[۶] فیض نوروزی، زهرا؛ «بررسی تغییرات بارندگی با ارتفاع در منطقه زاگرس»؛ *پایان‌نامه کارشناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران*، ۱۳۵۲.

[7] Singh, P. and N. Kummar N.; "Effect of Orographic Precipitation in the Western Himalayan region", *J. Hydrol*,199, 1997.

[8] Konrad. II, C.E.; "Relationship between Precipitation Event Types and Topography in the Southern Blue Ridge Mountains of the Southeastern U.S.A". , *Int. J. Clim.*, 8, 1996.

[9] Houghton, J.G.; "A Model for Orographic Precipitation in the North-Central Great Basin", *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1979.

[10] Storr, D. and H.L. Ferguson; The Distribution of Precipitation in Some Mountainous Canadian Watersheds: Proc.WMO Symp. On Distribution of Precipitation in Mountainous Areas, vol.11, Geilo, Norway, 1972.

[11] Withmore, J. S.; The Variation of Mean Annual Rainfall with Altitude and Locality in South Africa, as Determined by Multiple Curvilinear Regression Analysis: Distribution of Precipitation in Mountainous Area I., *WMO Publ.*, 326, 1972.

[۱۲] غیور، حسنعلی و سیدابوالفضل مسعودیان، «بررسی مکانی رابطه بارندگی با ارتفاع در ایران زمین»، *فصلنامهٔ تحقیقات جغرافیایی*، ۴۱، ۱۳۷۵.

[۱۳] علایی طالقانی، محمود؛ ژئومورفولوژی ایران؛ چ اول، تهران: نشر قومس، ۱۳۸۱.

[۱۴] ـــــــــــــــــــ ؛ «کلیات ژئومورفولوژی ایران»؛ جزوهٔ درسی دورهٔ کارشناسی ارشد، گروه جغرافیای دانشگاه رازی، کرمانشاه: صص ۳۱-۳۷»، ۱۳۷۷.

[۱۵] محمودی، فرج الله؛ جغرافیای عمومی؛ تهران: انتشارات وزارت آموزش و پرورش، ۱۳۷۰
[۱۶] ابرلندر، تئودور؛ رودخانه‌های زاگرس؛ ترجمهٔ معصومه رجبی و احمد عباس‌نژاد؛ انتشارات دانشگاه تبریز، ۱۳۷۹.
[۱۷] علیزاده، امین؛ اصول هیدرولوژی کاربردی؛ چ دوم، مشهد: انتشارات آستان قدس، ۱۳۶۸.

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی