
بسم الله الرحمن الرحيم

وزارت کشور
استانداری همدان

سازمان مدیریت بحران کشور
اداره کل مدیریت بحران استانداری همدان

جلد اول

بررسی میزان خطر پذیری مخاطرات رایج استان همدان با رویکرد تدوین برنامه کاهش خطر حوادث وسوانح

مشاور:

دانشگاه سید جمال الدین اسدآبادی

نماینده مشاور:

زهره مریانجی

کارفرما :

استانداری همدان

نماینده کار فرما:

علیمردان طالبی

تیم نظارت و داوری:

علی اکبر شمسی پور

علی وجدانی نوذر

همکاران طرح:

نوع همکاری	ردیف	نام و نام خانوادگی	مدرک تحصیلی	رشته تحصیلی	محل تخصیل	عنوان شغل	محل اشتغال
الف) همکاران اجرایی	۱	حامد عباسی	دکترای تخصصی	جغرافیا و برنامه ریزی شهری	دانشگاه تهران	عضو هیات علمی	دانشگاه لرستان
	۲	زهره قره گوزلو	کارشناسی ارشد	سیستم اطلاعات جغرافیایی	دانشگاه آزاد اسلامی	کارشناس	دانشگاه آزاد اسلامی
	۳	لیلی تاپاک	دکترای تخصصی	آمار	دانشگاه علوم پزشکی همدان	عضو هیات علمی	دانشگاه علوم پزشکی همدان
	۴	سیامک شرفی	دکترای تخصصی	ژئومورفولوژی	دانشگاه شهید بهشتی	عضو هیات علمی	دانشگاه تهران
	۵	سعید محمد پور	کارشناسی ارشد	سیستم اطلاعات جغرافیایی	دانشگاه تبریز	کارشناس	دانشگاه تبریز
	۶	عبدالله مریخ پور	دکترای تخصصی	مهندسی عمران	دانشگاه آزاد اسلامی	عضو هیات علمی	دانشگاه آزاد اسلامی
	۷	یاسین عبدی	دکترا	زمین شناسی	تربیت مدرس	عضو هیات علمی	تربیت مدرس
	۸	مرتضی قبادی	دکترا	مهندسی محیط زیست	دانشگاه تهران	عضو هیات علمی	دانشگاه تهران
ب) تیم نظارتی	داور علمی	علی وجدانی نوذر	دکترا	مهندسی سوانح	دانشگاه تهران	معاون اداره کل مدیریت بحران استانداری همدان	استانداری همدان
	ناظر	علی اکبر شمسی پور	دکترا	اقلیم شناسی در برنامه ریزی محیطی	دانشگاه تهران	عضو هیات علمی	دانشگاه تهران

کلیه حقوق مادی و معنوی ناشی از طرح و سند

متعلق به استانداری همدان است.

تشکر وقدردانی

در آغاز سخن خداوند یکتا رابه خاطر نعمت‌های که به من ارزانی داشت سپاس می گوییم.

از مسئولین و کارکنان اداره کل مدیریت بحران استانداری همدان، اعضاء محترم ستاد پیشگیری ، هماهنگی و فرماندهی عملیات پاسخ به بحران استان همدان و شهرستان های تابعه و کلیه دوستانی که به نوعی با اینجانب همکاری داشته‌اند سپاسگذارم.

به صورت ویژه از زحمات جناب آقای مهندس علیمردان طالبی به عنوان مدیر کل مدیریت بحران استانداری همدان و نماینده کارفرما و جناب آقای علی وجدانی نوذر ، معاون اداره کل مدیریت بحران استانداری همدان به عنوان داور علمی طرح و سند و جناب آقای دکتر علی اکبر شمسی پور(ناظر طرح)، نهایت تشکر و قدردانی را دارم و از خداوند متعال برای همه عزیزان سلامتی و توفیق روزافزون آرزومندم.

ضمنا از مجموعه سازمان مدیریت بحران کشور در راستای راهنمایی و هماهنگی لازم در تدوین این سند نهایت قدردانی و سپاس را دارم.

فصل اول:

روش تحقیق

۱- فصل اول: روش تحقیق

۱-۱- مقدمه:

مخاطرات طبیعی همه‌ساله خسارت‌های هنگفتی را به بار می‌آورد. گرچه انسان برای مقابله با این قبیل حوادث تلاش‌های زیادی کرده است ولی به علل متفاوت و ازجمله عدم آگاهی از زمان وقوع آن موفقیت‌های حاصله چندان قابل‌توجه نبوده است. به نظر می‌رسد امروزه انسان با فنّاوری‌هایی که در اختیار دارد بتواند با شناخت بیشتر محیط اطراف خود و نیز فرآیندهایی که در آن حادث می‌شود از ابعاد این خسارات بکاهد. بدون تردید امکان تجزیه‌وتحلیل اطلاعات نقش مؤثری در ارتقا, آگاهی‌های انسان دارد و در عصر کنونی فنّاوری‌ای پیشرفته، امکان انتقال این اطلاعات را بسیار گسترده کرده است به‌طوری‌که این امر افق روشن‌تری را برای کاهش خسارات ناشی از حوادث غیرمترقبه در پیش روی انسان می‌گذارد.

۱-۲- تبیین مسئله پژوهشی و اهمیت آن (تعریف مسئله)

آنچه یک سانحه طبیعی را تبدیل به یک فاجعه مخرب و بحران می‌نماید، تقابل پدیده‌های انسانی و عوامل انسان‌ساز با آن می‌باشد. همیشه درصدی از بحران‌ها اجتناب ناپذیر هستند و درواقع بخش جدایی‌ناپذیر و طبیعی حیات سیستم‌ها می‌باشند؛ ولیکن بخش عظیمی از تهدیدات، بحران‌ها و التهابات تحمیلی هستند که در اثر عدم برنامه‌ریزی و آمادگی عارض می‌گردند. آسیب‌پذیری به میزان خسارتی اطلاق می‌شود که در صورت بروز سانحه بر اجزا و عناصر جامعه وارد می‌شود. آسیب‌پذیری پدیده‌ای ایستا نیست، بلکه به‌عنوان یک فرآیند پویای جامعی در نظر گرفته می‌شود. عوامل طبیعی و اقلیمی خاص حاکم در استان همدان در ایجاد و تشدید مخاطراتی نظیر سیل، زلزله، یخ بندان و سرمازدگی، فرونشست، خشکسالی، ناپایداری های دامنه ای، طوفان، ... دخیل هستند. علاوه بر این مخاطراتی نظیر آتش سوزیها، بافت های فرسوده، بیماری های واگیر ، آلودگی ها و... نیز دارای منشا انسانی هستند که به تنهایی یا در ترکیب باهم زیست پذیری جامعه را تهدید می نمایند. طی سالیان گذشته با افزایش جمعیت، مساحت کاربریها های ناشی از فعالیت انسانی بیشتر شده است. با بررسی نقشه های land use و land cover دهه های اخیر استان همدان مشخص می‌شود که ضریب اشغال فضا به سرعت افزایش یافته تا جایی که در برخی موارد فعالیت های انسانی در مناطق پر خطر و حرایم آنها تمرکز یافته است. ادامه چنین روندی بدون در نظر گرفتن توانهای محیطی در افزایش ریسک بحران و تبدیل مخاطرات اولیه به ثانویه و مخاطرات چندگانه موثر است. از این رو به منظور حفظ و افزایش پایداری و تاب آوری سازندهای انسانی، شناخت مخاطرات و میزان خطر پذیری آنها از اهمیت زیادی برخوردار است . برای این منظور استفاده از تقسیمات کالبدی فضا (تحلیل در سطح شهرستان های استان) و شناسایی دقیق گونه های مخاطرات و تعیین اهمیت مخاطرات بر اساس خسارات مالی وجانی ، تعداد و بازه های زمانی و میزان ریسک وخطر پذیری وآسیب رسانی الزامی است. از طرفی کاهش خطر حوادث و سوانح نیازمند به طراحی وعملیاتی نمودن دستورالعمل‌هایی است که برآیند نظام تصمیم سازی و تصمیم گیری مدیریت مشارکتی بحران است. این اقدامات برای قبل، حین و بعد از بحران طراحی شده و اولویت های مورد نیاز

هر مخاطره را در تقسیم بندی زمانی کوتاه مدت با رویکرد آمادگی میان مدت با رویکرد کاهش اثر و بلند مدت با رویکرد پیشگیری وباسازی نشان می دهد. با توجه به موارد یاد شده سوال اصلی در این تحقیق عبارتست از اینکه: با بهره گیری از چه رویکردی خطر پذیری مخاطرات در استان همدان کاهش می یابد؟

۱-۳- ضرورت انجام تحقیق

مخاطرات طبیعی در تمام ادوار حیات بشر وجود داشته‌اند، اما به‌واسطه رشد تصاعدی جمعیت و تراکم انسان‌ها در تمامی عرصه‌های زیستی به‌خصوص نواحی پرخطر، امروزه بشر شاهد مخاطره‌های بزرگی با تلفات قابل‌توجه حتی در کشورهای درحال‌توسعه است (پریشان،۱۳۹۰) و (پور طاهری و همکاران،۱۳۸۹). این مخاطره در بسیاری از موارد تأثیرات مخربی بر جوامع انسانی اعم از شهری و روستایی می‌نهند و پیامد آن‌ها در ابعاد محیطی، اجتماعی، اقتصادی و روان‌شناختی برای سالیان متمادی در عرصه سکونت‌گاه‌های انسانی نمایان است (پور طاهری و همکاران،۱۳۹۰). درواقع این نوع مخاطرات گستره‌ای از تهدیدات پیش‌بینی‌نشده را برای بشر ایجاد می‌کنند .

تحلیل ریسک در دارایی های حیاتی، رویکردی سیستماتیک است که از قابلیت ترکیب دانشها و مهارت های چندگانه برخوردار است . با گسترش فعالیتهای انسانی در پهنه استان همدان و با تغییرات در الگوهای سبک زندگی تعداد، میزان و دامنه مخاطرات محیطی (طبیعی و انسانی) افزایش یافته است. در این راستا به منظور کاهش خطر حوادث شناخت مخاطرات، آسیب پذیری ها، ظرفیتها و راهکارهای لازم جهت کاهش خطر در شهرستانهای استان همدان ضروری است. کاهش خطر حوادث و سوانح شامل مجموعه فعالیتهای مرتبط با کاهش ابعاد مخاطرات (شامل مخاطرات اصلی و ثانویه، و ..)، کاهش ابعاد آسیب پذیری (آسیب پذیری مستقیم و غیرمستقیم) و کاهش در معرض قرارگیری است.

شواهد موجود حکایت از افزایش مداوم انواع مخاطرات طبیعی دارند (آلکانتارا،۲۰۰۲). مخاطرات طبیعی پیش از آنکه قابل‌تعریف باشند، قابل‌شناسایی هستند (یمانی،۱۳۹۲) ارزیابی و مدیریت یکپارچه مخاطرات برای اجرای موثر سیاست ها واقدامات زیر ساختی ضروری است.(جانسون ۲۰۱۹)

از جمله مهمترین اقدامات در راستای کاهش خطر حوادث و سوانح ایجاد نظام یکپارچه مدیریت بحران، تعیین نقشها و مسئولیتهای نهادها، یکپارچه سازی اطلاعات و ایجاد سامانه واحد مدیریت خطر و سوانح، ارزیابی مستمر خطر حوادث و سوانح، رویکرد چندمخاطره‌ای، ایجاد سازوکارهای قانونی موردنیاز برای تحقق مشارکت مردم و تأمین پایداری زیرساختهای حیاتی است. دست یافتن به چنین سازوکاری شرایط ایمن‌تری را در استان همدان فراهم می‌کند. لذا به نظر می رسد که شناسایی و ارزیابی ومدیریت مخاطرات وارائه راهکارها امری ضروری وغیر قابل انکار است.

۱-۴- اهداف تحقیق

- هدف کلی

- افزایش پایداری محیطی با شناخت میزان خطرپذیری مخاطرات و ارائه برنامه عملیاتی کاهشی خطر حوادث و سوانح به تفکیک هر شهرستان

- ارائه راهکارهایی مبنی بر کاهش اثرات مخاطرات ومقابله با آن ، پیشگیری وآمادگی دربرابر آن متناسب با شرایط زیست محیطی و شرایط اقتصادی وفرهنگی در هر شهرستان
- ارایه راهکار و تدوین برنامه های کاهش خطر سوانح و حوادث با توجه به قوانین موجود و استفاده از ظرفیت های دستگاه های اجرایی؛
- های مرتبط
- پیش بینی و مدلسازی مخاطرات رایج ورفتار آن در سطح استان همدان به تفکیک شهرستان

- اهداف جزئی

به طور کلی اهداف جزیی طرح به شرح زیر می باشد :

- شناخت میزان خطر پذیری مخاطرات رایج وتهیه اطلس ونقشه های انواع مخاطرات زمینی ، اقلیمی ، زمینی – اقلیمی، حوادث متفرقه در استان همدان به تفکیک شهرستان
- تعیین آسیب‌پذیری بخش های متفاوت به تفکیک برای هر شهرستان
- تهیه اطلاعات و نقشه های خطرپذیری مخاطرات مورد مطالعه و رتبه بندی مخاطرات برای هر شهرستان
- شناسایی ظرفیت و پتانسیل های مرتبط در هر شهرستان به منظور کاهش آثار مخاطرات
- تعیین اثرات تغییر اقلیم بر روی وقوع مخاطرات یا تشدید آن در استان همدان به تفکیک شهرستان
- جمع بندی برنامه های مدون در قالب اقدامات پیشگیرانه -آمادگی ومقابله با مخاطرات رایج با تأکید بر مدیریت یکپارچه و هماهنگ
- تعیین مناطق با ریسک بسیار بالای برای انواع مخاطرات رایج در سطح استان به تفکیک شهرستان
- تعیین ظرفیتها ومحدودیت های جهت تنظیم وتدوین برنامه پیشگیری و آمادگی
- تدوین و پیش بینی سناریوهای محتمل در برنامه های آمادگی و پاسخ قبل از سوانح و به روزرسانی
- تجزیه و تحلیل علل آسیب پذیریهای هر بخش و تعیین انواع آسیب پذیریهای بحران ساز
- تهیه جداول ونقشه های تلفیق چند مخاطره ای.
- بررسی و ارائه راهکارهای آمادگی (کوتاه‌مدت) ، کاهش آثار (میان‌مدت) و پیشگیری (بلندمدت) مخاطرات در استان و شهرستانها
- افزایش کارایی و اثر بخشی در حوادث و سوانح و توسعه استفاده از ظرفیت مردمی در بازسازی های کالبدی اقتصادی، اجتماعی، نهادی و محیط زیستی(مدیریت مشارکتی)؛
- تقویت و توسعه سازوکارهای لازم برای تشویق، حمایت مالی و سرمایه‌گذاری دولتی و غیردولتی در کاهش آسیب‌پذیری؛

۱-۵- فرضیه‌ها و پرسش‌ها

۱-۵-۱- سؤالات

در راستای این تحقیق این **سوال‌های** مطرح می‌شود که:

- مهمترین مخاطرات به لحاظ تلفات جانی و خسارات اقتصادی در استان همدان وشهرستانهای آن کدام است؟
- خطر پذیری مخاطرات رایج مانند انواع مخاطرات زمینی ، اقلیمی ، زمینی – اقلیمی،آلودگی های زیست محیطی ، صنعتی،فرا زمینی، حمل ونقل،حوادث متفرقه در مناطق مختلف استان همدان به چه میزان است؟
- آیا تغییرات اقلیمی در ایجاد وتشدید مخاطرات مخرب مؤثر است؟
- نقش هر یک از عوامل طبیعی ، انسانی (فرهنگی ، اقتصادی ، اجتماعی) در ایجاد یا تشدید مخاطرات چقدر است ؟
- آیا ازتلفیق چند مخاطره بصورت همزمان میزان آسیب پذیری افزایش می یابد؟
- راهکارهای کوتاه‌مدت، میان‌مدت و بلندمدت و اقدامات پیشنهادی جهت کاهش آسیب‌پذیری در مقابل مخاطرات در شهرستانها به چه صورت می باشد؟
- مناطق بسیار پرخطر وریسک بالا برای هر یک از مخاطرات محیطی در استان همدان وشهرستانها کجا واقع‌شده‌اند؟
- علل آسیب پذیری درهر شهرستان و برای مخاطرات رایج چیست ؟ انواع آسیب پذیری های بحران ساز در شهرستانهای مختلف کدام است؟

۱-۶- فرضیه‌ها

- مهمترین مخاطرات به لحاظ تلفات جانی در استان همدان زلزله ، سیل ، توفان و یخبندان و به لحاظ خسارات اقتصادی شامل آتش سوزی ، خشکسالی ،آفات و بیماریهای گیاهی وسرمازدگی و... است
- تغییرات اقلیمی در ایجاد وتشدید مخاطرات مخرب مؤثر است.
- نقش هر یک از عوامل طبیعی ، انسانی (فرهنگی ، اقتصادی ، اجتماعی) در ایجاد یا تشدید مخاطرات متفاوت است.
- ازتلفیق چند مخاطره بصورت همزمان میزان آسیب پذیری افزایش می یابد.
- میزان خطر پذیری مخاطرات رایج مانند انواع مخاطرات زمینی ، اقلیمی ، زمینی – اقلیمی،آلودگی های زیست محیطی ، صنعتی،فرا زمینی، حمل ونقل،حوادث متفرقه در هر یک از شهرستانها متفاوت است.
- آسیب‌پذیری بخش های متفاوت شامل زیر ساخت ها ، مسکن ،آموزش ،بهداشت ، و...یکسان نیست.

- راهکارهای کوتاه‌مدت (آمادگی) ، میان‌مدت (کاهش آثار) و بلندمدت (پیشگیری) جهت کاهش آسیب‌پذیری در مقابل مخاطرات در هر شهرستان وبرای هر مخاطره قابل ارائه است.
- مناطق بسیار پرخطر وریسک بالا برای هر یک از مخاطرات محیطی در استان همدان وشهرستانها پراکنده اند.

۱-۷- پیشینه تحقیق:

انسان در پاره‌ای از مواقـع بـه دلیل استقرار جبری در بسترهای واجد زیرساخت مخاطره‌آمیز طبیعی در معـرض آسیب‌پذیری قرار دارند (بلادپس،۱۳۸۱) و (رشیدی،۱۳۹۰: و (نگارش،۱۳۹۲).

نگارش و یاری (نگارش ،۱۳۹۲)تحلیل مدیریت ریسک و بحران مخاطرات محیطی و طبیعی استان همدان را با استفاده از تکنیک SWOT مورد بررسی قرار داده‌اند. فرجی سبکبار و همکاران (فرجی وهمکاران،۱۳۹۳) تحلیل فضایی اثرات مخاطرات طبیعی در نواحی روستایی با استفاده از مدل مؤلفه‌های اصلی وزن جغرافیایی در حوضه الموت قزوین را بررسی نموده و نتیجه گرفتند که ریسک سیل، دارای احتمال وقوع بیشتری می‌باشند.کوهلیک (۲۰۱۹)به بررسی خطر و انعطاف پذیری در مدیریت و کنترل مخاطرات طبیعی پرداخته است.سیمپسون (۲۰۱۶) تصمیم برای مدیریت مخاطرات طبیعی تجزیه و تحلیل نمود.اسستلووهمکاران(۲۰۱۹)چارچوبی برای ادغام راه حل های مبتنی بر طبیعت در استراتژی های مدیریت مخاطرات زیست محیطی تعیین کردند

یی و همکاران (۲۰۲۰) به بررسی اثرات مخاطرات طبیعی بر محیط اجتماعی برای گروه های آسیب پذیر در ژاپن پرداختند .مرز و همکاران (۲۰۲۰) پیش بینی تأثیر مدیریت اضطراری مخاطرات طبیعی را بررسی نموده است .

مطالعات بررسی شده در زمینه خطر پذیری ومدیریت مخاطرات شامل موارد زیر:آسارکی وهمکاران (۲۰۱۵) بیرکمن (۲۰۰۶) کالو بلنکو(۲۰۰۷) چارولیت (۲۰۰۰) مرز و همکاران (۲۰۲۰) دالیمیدا(۲۰۱۶) دوگلاس (۲۰۰۷) فریگیرو(۲۰۱۶) (آلکانتارا،۲۰۰۲). خلیلی وهمکاران (۲۰۱۵) مینوس وهمکاران(۲۰۱۷) نگورین (۲۰۱۳)استاد تقی زاده وهمکاران (۲۰۱۶) پارتل وهمکاران (۲۰۱۷) سیمپسون (۲۰۱۶) (جانسون ۲۰۱۹) سیبگ وهمکاران(۲۰۱۵) اکسی (۲۰۱۷) یی و همکاران (۲۰۲۰) اسستلووهمکاران(۲۰۱۹) کوهلیک (۲۰۱۹) نگارش و یاری (۱۳۹۲) فرجی و همکاران (۱۳۹۳) یمانی(۱۳۹۲) پور طاهری و همکاران(۱۳۸۹،۱۳۹۰) پریشان(۱۳۹۰) و بلادپس(۱۳۸۱) و رشیدی(۱۳۹۰)

مطالعاتی انجام شده معمولا بدون در نظر گرفتن رویه کل مخاطرات ، اولویت بندی و میزان اهمیت آنها است ، این در حالی است که تلفیق چند مخاطره و همزمانی آنها میتواند میزان آسیب پذیری را در بخش های مختلف مسکن ، شهرسازی ، بهداشت و درمان ، آموزش و... بشدت افزایش دهد و هر منطقه (شهرستان) به لحاظ شرایط خاص طبیعی وانسانی اقدامات ویژه ای و برنامه های متفاوتی را جهت کاهش آسیب پذیری در بازه های زمانی کوتاه مدت ، میان مدت و بلند مدت می طلبد. این مطالعه با شناخت وتهیه لیست کاملی از مخاطرات محتمل وتلفیقی ، پیش بینی و اولویت بندی آنها و میزان آسیب پذیری

هر یک و بررسی ظرفیت ها و راهکارهای کاهش خطر به تدوین برنامه های کوتاه مدت ، میان مدت وبلند مدت در سطح هر یک از شهرستان های استان می پردازد در این راستا با پیشنهاد نظام پایش و اقدامات لازم دستگاه های مسوول و نهادهای علمی وتحقیقاتی را به یاری می طلبد.

۱-۸ - مبانی نظری پژوهش:

تاکنون طبقه‌بندی‌های مختلفی از دیدگاه‌های خطر پذیری و آسیب‌پذیری ارائه‌شده است که درمجموع سه دیدگاه متمایز به شرح زیر را می‌توان نام برد:

۱- دیدگاه زیستی ـ فیزیکی: آسیب‌پذیری به‌عنوان ریسک در معرض بودن (خطر محور و فن گرا)؛

۲- دیدگاه ساخت اجتماعی: آسیب‌پذیری به‌عنوان ساخته‌ای اجتماعی (اجتماعی و انسان‌محور)؛

۳- دیدگاه ترکیبی: آسیب‌پذیری به‌عنوان تأثیرپذیری بالقوه و ظرفیت رسیدگی و انطباق (یکپارچگی و پایداری). جدول۱، ویژگی دیدگاه‌های نظری آسیب‌پذیری نسبت به مخاطرات را نشان می‌دهد.

جدول۱ . مقایسه دیدگاه‌های نظری آسیب‌پذیری نسبت به مخاطرات

عنوان	دیدگاه زیستی ـ فیزیکی	دیدگاه ساخت اجتماعی	دیدگاه ترکیبی
مفهوم آسیب‌پذیری	ریسک در معرض بودن	ظرفیت/توانایی رسیدگی و بهبود	ترکیب و تعاملی از هر دو
تعریف آسیب‌پذیری	درجه زیان فیزیکی محتمل	نبود ظرفیت/توانایی رسیدگی و بهبود	پتانسیل تأثیرپذیری و ظرفیت رسیدگی
منشأ آسیب‌پذیری	نیروی طبیعت/خطر و استرس	جامعه/ظرفیت سیستم	تعامل طبیعت و جامعه
حوزه دانش	زیستی ـ فیزیکی	اجتماعی ـ اقتصادی	یکپارچه
کانون تأکید	خطر: ویژگی‌های و توزیع فضایی	آسیب‌پذیری: منشأ اجتماعی ساختاری	ترکیبی و در قالب سیستم زوجی
هدف	خطر: کاهش زیان‌های فیزیکی	آسیب‌پذیری: افزایش ظرفیت و توانایی	پایداری سیستم
هدف مشترک	کاهش ضرر و زیان‌های ناشی از بحران‌ها و جلوگیری از عواقب مصیبت‌بار		
پایه نظری	علوم طبیعی و	علوم اجتماعی و	علوم

	تجربی	انسانی	میان‌رشته‌ای
ابعاد موردتوجه	فیزیکی و محیطی	اجتماعی و اقتصادی	چندبعدی، یکپارچه
روش‌شناسی	فن گرا و کمی	اجتماعی و کیفی	کمی و کیفی
مدل برنامه‌ریزی	فرماندهی و کنترل	حمایت و جلب مشارکت	اجتماع‌محور و مشارکتی
راه‌حل‌های عمده	دانش فنی، اصلاح رفتار	تغییر و ارتقای شرایط اجتماعی	ترکیبی و همه‌جانبه
رویکرد	ممانعت از خطر/آسیب	کاهش آسیب‌پذیری/ارتقای ظرفیت	پیشگیری،آماد گی، واکنش و بهبود
اقدام	استانداردها و انتقال تکنولوژی هشدار، واکنش فوری، امداد و نجات	کاهش فقر و نابرابری و افزایش دسترسی به منابع و امکانات	ترکیبی و همه‌جانبه و مبتنی بر پایداری
مزیت عمده	نقشه‌های‌توزیع‌فضایی خطر/آسیب	گروه‌ها و افراد آسیب‌پذیر	کل‌نگری، یکپارچگی، پایداری
محدودیت عمده	عدم توجه به علل و ابعاد انسانی	دست‌کم گرفتن خطر و ماهیت آن	کمبود اطلاعات، تعدد تعاملات و عوامل

۱-۹- متغیرهای پژوهش:

در این پژوهش خطرپذیری مخاطرات و کاهش سوانح و خطر به عنوان متغیر وابسته مطرح است و تمامی جنبه‌هایی که در ایجاد و توسعه مخاطرات و افزایش سطح پایداری محیط دخیل هستند متغیر های وابسته می باشند. متغیر های وابسته عبارتند از: متغیرهای طبیعی،(شامل انواع مخاطرات زمینی ، اقلیمی ، زمینی – اقلیمی،آلودگی های زیست محیطی ، صنعتی،فرا زمینی، حمل ونقل،حوادث متفرقه)، اقتصادی، اجتماعی، نهادی و قانونی، کالبدی، تکنولوژیکی و زیستی. این شاخص ها در برخی موارد که قابلیت سنجش و ارزیابی را با ابزار و تجهیزات دارند مانند یخ بندان کمی و در برخی موارد کیفی هستند مانند شیوه برخورد دستگاه اداری با بروز بحران.

۱-۱۰- روش انجام پژوهش:

روش تحقیق به لحاظ ماهیت و روش، تحلیلی- توصیفی واکتشافی و به لحاظ هدف، کاربردی- توسعه‌ای است. با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای، به بررسی طرح های فرادست، اسناد، مدارک و پژوهش

های مرتبط پرداخته می‌شود و نهایتا شاخص‌های اولیه تحقیق استخراج خواهد شد. سپس با بهره گیری از تکنیک دلفی و استفاده از نظر متخصصان، دانشگاهیان و کارشناسان مرتبط با موضوع شاخص ها نهایی استخراج میشوند. جامعه آماری تحقیق محیط های طبیعی و انسان ساخت شهرستان های استان همدان است. با توجه به گستردگی قلمرو موضوعی و مکانی تحقیق حجم نمونه متناسب با نوع لایه های مورد نیاز متفاوت خواهد بود. در این تحقیق داده های کیفی با استفاده از پرسشنامه و داده های کمی با استفاده از داده های تولید شده به وسیله سنجنده ها گردآوری خواهد شد. در داده های پرسشنامه ای به منظور سنجش اعتبار پرسشنامه از شاخص نسبت روایی محتوایی (CVR) استفاده می‌شود. و برای سنجش پایایی از آلفای کرونباخ استفاده خواهد شد. همچنین برای داده های کمی از انواع آزمون های آماری بهره گرفته می‌شود. بعد از تهیه بانک اطلاعاتی در محیط GIS با استفاده از مدل ANP میزان اثرگذاری هر لایه مشخص می‌شود. در گام بعدی پهنه بندی میزان خطرپذیری مخاطرات به تفکیک هر شهرستان با استفاده از مدل چند متغیره ویکور فازی انجام می‌شود. در ادامه بمنظور ایجاد دیدی همه جانبه نگر و Multy Hazard اقدام به شبیه سازی و پیش بینی مخاطرات محیطی با مدل جدید ماشین بردار پشتیبان می‌شود. علت انتخاب این مدل قدرت بالا در ترکیب داده های کیفی و کمی است که سایر مدل های رگرسیونی و ناپارامتری فاقد آن هستند و توان شبیه‌سازی و پیش‌بینی بهتری است که نسبت به مدل های قدیمی‌تر ارائه می دهد. در گام نهایی نقشه اولویت بندی مخاطرات رایج هر شهرستان و اقدامات مدیریتی کاهش خطر و سوانح متناسب با هر مخاطره و هر شهرستان ارائه می‌شود. در ادامه روش تحقیق در قالب دیاگرام بیان شده است.

۱-۱۰-۱- فرایند و مراحل روش پژوهش



در ادامه موارد روش تحقیق به تفکیک بیان شده است.

۱-۱۰-۲- تعریف جامعه پژوهشی

جامعه پژوهش سطح استان همدان به تفکیک شهرستانها است

۱-۱۰-۳- حجم نمونه و شیوه نمونه‌گیری

متغیر های کمی آماری که قسمت عمده آن از آمار مربوط به سازمان هواشناسی و هیدرولوژی ، آمار لرزه نگاری ، آمار مربوط به آتش سوزی ، بیماریها ، خسارات کشاورزی ، بهداشت و درمان و..... قسمتی دیگر از آمار و داده‌های از طریق پرسشنامه به منظور سنجش متغیرهای کیفی است.

دوره آماری موردمطالعه برای هر یک از مخاطرات متغیر است ومیزان آن بر اساس پایایی آن متغیر تعیین میگردد.

- محاسبه میزان تاثیر هریک از پارامترها در وقوع مخاطرات با توجه به رخدادهای گذشته با استفاده از روش های زیر است:

۱–جمع‌آوری سوابق طرح اطلاعات و داده و به‌کارگیری نظرات ارائه‌شده.

۲ –مشاهده وضعیت طبیعی و همچنین اقدامات انجام‌شده و تطبیق داده‌های به‌دست‌آمده با واقعیت طبیعت.

۳ –آنالیز داده و اطلاعات و شناسایی روابط بین پدیده‌ها.

۴ –جمع‌بندی و تبین مطالعات و گزارش‌های به‌دست‌آمده و تلفیق این اطلاعات و گویا نمودن اجزا, طرح با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی.

۱-۱۰-۴- روشهای آماری مورد استفاده :

۱ – تهیه و جمع‌آوری متغیر های کمی آماری

۲ – مطالعه پوشش گیاهی و خاکشناسی منطقه همچنین زمین‌شناسی و قابلیت اراضی و به‌طورکلی معرفی خصوصیات طبیعی استان همدان وشهرستانها

۳ – تجزیه و تحلیل عناصر اقلیمی وتغییرات اقلیمی وبلایای جوی شامل توفان گرد وغبار خشکسالی یخبندان و.... برآورد احتمال وقوع و دوره برگشت آنها

۴- بررسی توزیع مکانی و زمانی مخاطرات رخ داده و ثبت شده در نقاط مختلف استان به تفکیک شهرستان

۵- پهنه بندی انواع مخاطرات و مدلسازی آنها با سیستم اطلاعات جغرافیایی مدل ANP

۶- پیش بینی ومدلسازی انواع مخاطرات رایج بر اساس روش های نوین داده کاوی (SVM ,RF) وتحلیل فضاییspatial analysis and Learning و تجزیه‌وتحلیل داده‌های آماری با استفاده از نرم‌افزار کامپیوتری و برنامه‌نویسی در محیط GIS و matlab. و...

۷- پهنه بندی نتایج مدل با استفاده از GIS

۸ – بررسی آسیب پذیری ناشی از تلفیق مخاطرات در استان و هر یک از شهرستانها

۹- تعیین اهمیت واولویت هریک از مخاطرات در هر یک از شهرستانها به لحاظ خسارت جانی وخسارت مالی وپهنه بندی آنها

۱۰- تحلیل ظرفیت محیطی و حساسیت آن جهت بررسی آسیب‌پذیری، بخش‌های در سطح استان وشهرستان

۱-۱۱-تعاریف

مخاطره: پدیده طبیعی یا کنش انسانی (به‌جز موارد نظامی – امنیتی و اجتماعی) که در صورت وقوع در محیط یا جامعه آسیب‌پذیر می‌تواند تبدیل به یک بحران و حادثه خسارت‌بار شود.

بحران: ازهم‌گسیختگی جدی عملکرد یک جامعه که ناشی از وقوع مخاطره استان و منجر به خسارات و اثرات منفی گسترده انسانی، اقتصادی یا زیست‌محیطی می‌شود، به‌طوری‌که مواجهه با آن فراتر از توانایی جامعه متأثر و دستگاه‌های مسئول باشد.

آسیب‌پذیری: ضعف و کمبودهای مادی و غیرمادی شامل فیزیکی، اجتماعی، اقتصادی و زیست‌محیطی در جامعه است که باعث می‌شود وقوع مخاطرات منجر به بحران شود.

خطر: مقدار یا اندازه خسارات انسانی و مادی احتمالی، درصورت وقوع یک مخاطره در جامعه آسیب‌پذیر است.

مدیریت بحران: نظام حاکم بر راهبردها، رویکردها، برنامه‌ها و اقداماتی است که با هدف پیش‌بینی، پیشگیری و کاهش خطر و پاسخ کارآمد و بازتوانی و بازسازی پس از وقوع حوادث و سوانح، به‌صورت چرخه‌ای صورت می‌گیرد.

پیشگیری و کاهش خطر: مجموعه تدابیر و اقداماتی است که شامل شناسایی، شناخت و تحلیل مخاطرات، آسیب‌پذیری‌ها، الزام به‌کارگیری مدیریت کاهش خطر در تدوین برنامه‌وبودجه بخش‌های توسعه‌ای، تعیین راهبردها و اولویت‌های بخش‌های گوناگون، تدوین و اجرای برنامه‌های کاهش خطر حوادث و سوانح در کشور است.

آمادگی: مجموعه تدابیر و اقداماتی است که ظرفیت جامعه و دستگاه‌های مسئول را برای پاسخ مؤثر به حوادث و سوانح افزایش می‌دهد به‌طوری‌که خسارات انسانی و مادی ناشی از آن را به حداقل برساند.

پاسخ: مجموعه فعالیت‌ها و اقداماتی است که با وقوع حادثه آغازشده و شامل هشدار سریع، تخلیه، جستجو، نجات وامداد، تأمین امنیت و نظایر این‌ها، متناسب با ویژگی‌های هر بحران است.

بازسازی و بازتوانی: به مجموعه تدابیر و اقداماتی گفته می‌شود که برای ترمیم و بهبود خدمات و ساختارها، معیشت، توانمندی و شرایط زندگی جوامع متأثر از حوادث و سوانح انجام می‌شود، به‌نحوی‌که موجب ارتقای توانایی و ظرفیت آن‌ها در جهت کاهش خطر حوادث آتی می‌شود.

تاب‌آوری: به توانایی یک نظام یا جامعه در معرض مخاطرات، برای ایستادگی، تحمل و سازگاری در برابر حوادث و سوانح و باز توانی و بازسازی مؤثر و به‌موقع جامعه آسیب‌دیده گفته می‌شود.

شرایط اضطراری: وضعیتی است که در پی وقوع مخاطرات و قریب‌الوقوع بودن حوادث یا بعد از وقوع آن ایجاد می‌شود و نیاز به اقدامات فوق‌العاده برای پاسخ دارد.

۱-۱۲- بررسی مخاطرات رایج در نقاط مختلف استان

-طبقه‌بندی مخاطرات

با وجود وجوه اشتراک زیاد بین مخاطرات، همواره آن‌ها از نظر شدت، ضایعات و کیفیت بروز مشکلات دارای اختلافات زیادی می‌باشند. درواقع می‌توان گفت هیچ‌وقت نمی‌توان دو مخاطره را باهم مقایسه نمود و هر مخاطره ای بسته به منشأ، موقعیت، جامعه و محیط، شکل خاص به خود می‌گیرد. با توجه به تنوع مخاطرات‌ها، مدیریت‌های متفاوتی نیز اجتناب‌ناپذیر است. بر این اساس در سطح استان همدان وشهرستانهای آن مخاطرات رایج طبقه بندی میگردد:

۱- طبقه‌بندی بر اساس منشأ: مخاطرات طبیعی (حوادث طبیعی) و مخاطرات رایج انسانی (حوادث وسوانح جاده ای ، آتش سوزی و..)

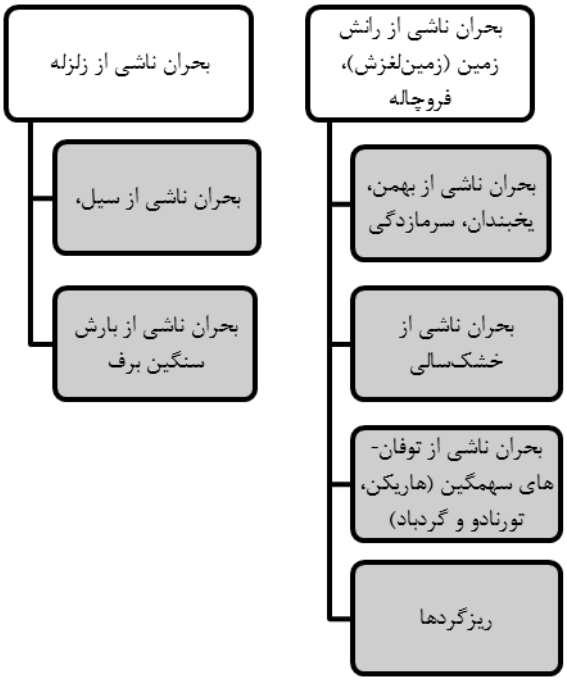
طبقه‌بندی بر اساس ضایعات و تلفات: تلفات کم، تلفات در حد متوسط و تلفات سنگین.

طبقه‌بندی بر اساس قلمرو: فراگیر جهانی، فراگیر ملی، سطح وسیع و سطح محدود.

طبقه‌بندی بر اساس عامل زمان: مخاطرات ناگهانی (زلزله) و مخاطرات تدریجی (خشکسالی)

۲- طبقه‌بندی مخاطرات ازلحاظ طبیعی بودن یا انسانی بودن

۱-مخاطرات طبیعی: به آن دسته از مخاطرات‌گفته می‌شود که منشأ آن‌ها فرایندهای طبیعی زمین (آتش‌فشان، تکتونیک، ریزش‌های داخلی، فرسایش و حرکت‌های توده‌ای زمین)، فرآیندهای اتمسفری (باد، توفان، انواع رگبار، یخبندان و خشک‌سالی) و یا بیولوژی (آفات گیاهی، میکرواورگانیسم‌ها و غیره) گاهی ترکیبی از سه دسته فرآیندها است.



شکل ۱: نمونه‌ای از مخاطرات طبیعی رایج در استان همدان

۲-مخاطرات انسانی:

به آن دسته از مخاطرات گفته می‌شود که ناشی از فعالیت‌های انسان برای رفع مایحتاج و ضروریات زندگی فردی و اجتماعی در زمینه‌های صنایع، معادن، تجارت و غیره می‌باشد؛ به‌عبارت‌دیگر منشأ این مخاطرات توسط انسان به وجود می‌آید و اغلب اشتباهات، سهل‌انگاری‌ها، عدم رعایت اصول ایمنی و ضعف فنی و ابزاری در فعالیت‌ها باعث بروز این مخاطرات می‌شود.



شکل ۲: نمونه‌ای از مخاطرات انسانی رایج در استان همدان

جدول ۱-۱: طبقه‌بندی سوانح مورد بررسی در استان همدان

عناصر	طبیعی	غیرطبیعی
زمین	بهمن فرسایش زمین وناپایداری دامنه ای زمین‌لغزش زمین‌لرزه	بی‌توجهی به محیط‌زیست نشست زمین وفروچاله
هوا	خشک‌سالی یخبندان وسرمازدگی برف وتگرگ تندباد وتوفان ریزگردها بارش های سنگین	آلودگی هوا
آتش	آتش‌سوزی جنگل رعدوبرق	آتش سوزی مراتع وجنگل توسط انسان
آب	خشک‌سالی سیل بیابان زایی	برداشت بی رویه ونشست زمین فروچاله
انسانی	بهداشتی	اپیدمی آفات و حشرات

جدول ۱-۱: طبقه‌بندی سوانح مورد بررسی در استان همدان

عناصر	طبیعی	غیرطبیعی
	سوانح حمل‌ونقل	تصادفات جاده‌ای

۱-۱۳-طبقه بندی مخاطرات:

الف: طبقه بندی مخاطرات از لحاظ ناگهانی بودن یا تدریجی بودن آنها در سطح استان همدان

مخاطرات ناگهانی: بعضی از مخاطرات به صورت ناگهانی و یک دفعه به‌وجود می‌آیند و اثرات ناگهانی بر محیط درونی و بیرونی سازمان می‌گذارند. به این مخاطرات، مخاطرات ناگهانی می‌گویند.

مخاطرات تدریجی: در مقابل این مخاطرات، مخاطرات تدریجی وجود دارند که از یکسری مسائل مخاطرات خیز شروع می شوند و در طول زمان تقویت شده و تا یک سطح آستانه ادامه و سپس بروز پیدا می‌کنند، برای مقایسه مخاطرات ناگهانی و تدریجی می‌توان از ویژگی‌های کلیدی زیر استفاده کرد.

مخاطرات ناگهانی باسرعت به وجود می‌آیند، قابلیت پیش‌بینی کمی دارند، صراحت و روشنی آنها متمرکز است، آشکارند، از یک رویداد مشخص یک‌دفعه‌ای شروع می شوند، در یک زمان ثابت به وقوع می‌پیوندند، و از عدم انطباق سازمان با یک جنبه یا تعداد کمی از جنبه‌های محیطی حاصل می‌شوند. مخاطرات تدریجی به صورت تدریجی و تجمعی به وجود می آیند، قابلیت پیش‌بینی زیادی دارند، واضح و روشن نیستند، نقطه شروع آنها از یک سطح آستانه است، با گذشت زمان احتمال وقوع آنها بیشتر می-شود و از عدم انطباق سازمان با چندین جنبه از محیط به وجود می‌آیند.

در این راستا در مرحله اول موارد زیر نیز بررسی میگردد:

- **پیش بینی و مدلسازی مخاطرات(اقلیمی) رایج ورفتار آن در سطح استان همدان به تفکیک شهرستان**
- **شناخت میزان خطر پذیری مخاطرات رایج وتهیه اطلس ونقشه های انواع مخاطرات زمینی ، اقلیمی ، زمینی – اقلیمی،آلودگی های زیست محیطی ، حمل ونقل،حوادث متفرقه در استان همدان به تفکیک شهرستان**
- **تهیه اطلاعات و نقشه های خطرپذیری مخاطرات مورد مطالعه و رتبه بندی مخاطرات برای هر شهرستان**
- **تعیین اثرات تغییر اقلیم بر روی وقوع مخاطرات یا تشدید آن در استان همدان به تفکیک شهرستان**

فصل دوم

معرفی منطقه مورد مطالعه

۲- فصل دوم: معرفی منطقه موردمطالعه

۲-۱- موقعیت جغرافیایی استان همدان (به تفکیک شهرستانی)

استان همدان با مساحت ۱۹۴۹۳ کیلومترمربع، ۱/۲ درصد از کل مساحت کشور را در برمی‌گیرد. این استان بین مدارهای ۳۳ درجه و ۵۹ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۴۹ دقیقه عرض شمالی و ۴۷ درجه و ۳۴ دقیقه تا ۴۹ درجه و ۳۶ دقیقه طول شرقی از نصف‌النهار گرینویچ قرار گرفته است. استان همدان جز, استان‌های غربی ایران است که از شمال به استان زنجان، از جنوب به استان همدان از شرق به استان مرکزی و از غرب به استان‌های کرمانشاه و کردستان محدود می‌شود.

بلندترین نقطه استان همدان، قله الوند با ارتفاع ۳۵۷۴ متر، بین شهرستان‌های تویسرکان و همدان قرار گرفته و پست‌ترین مکان این استان اراضی عمرآباد در کنار رود قره چای در بخش شرا, است.

استان همدان بر اساس آخرین وضعیت تقسیمات کشوری استان همدان دارای ۹ شهرستان – ۲۵ بخش -۲۹ شهر – ۷۳ دهستان با ۱۲۱۰ روستا است که بر اساس سرشماری عمومی نفوس و مسکن سال ۹۰ دارای ۱/۷۵۸/۲۶۸ نفر جمعیت است که در ۵۰۶/۵۳۶ خانوار ساکن هستند. از این تعداد ۱/۰۴۰/۶۰۵ نفر در ۳۰۶/۳۷۶ خانوار در مناطق شهری و ۷۱۶/۶۶۹ نفر با ۱۹۹/۹۵۱ خانوار در مناطق روستایی سکونت دارند. (استانداری استان همدان ۱۳۹۸)

آخرین تغییرات تقسیماتی استان مربوط به سال ۱۳۹۰ هـ ش است که بر اساس آن روستای مهاجران از توابع بخش لالجین در شهرستان بهار و روستای آجین (مرکز بخش پیرسلمان) در شهرستان اسدآباد به‌عنوان شهر شناخته می‌شوند؛ و دهستان ترک شرقی از بخش جوکار ملایر منتزع و به بخش مرکزی شهرستان ملایر الحاق و همچنین روستای گنج تپه از بخش لالجین شهرستان بهار منتزع و به بخش مرکزی بهار الحاق می‌گردد لازم به ذکر است بر اساس مصوبه سال ۸۹ نیز روستای کورکهریز از توابع شهرستان همدان به گل کهریز و روستای حیدره پشت شهر از توابع بخش مرکزی همدان به حیدره بالای شهر تغییر نام پیدا می‌کنند.

جدول (۱-۲) آخرین وضعیت تقسیمات سیاسی به تفکیک شهرستان در سطح دهستان بندی را نشان می‌دهد. (استانداری استان همدان ۱۳۹۸)

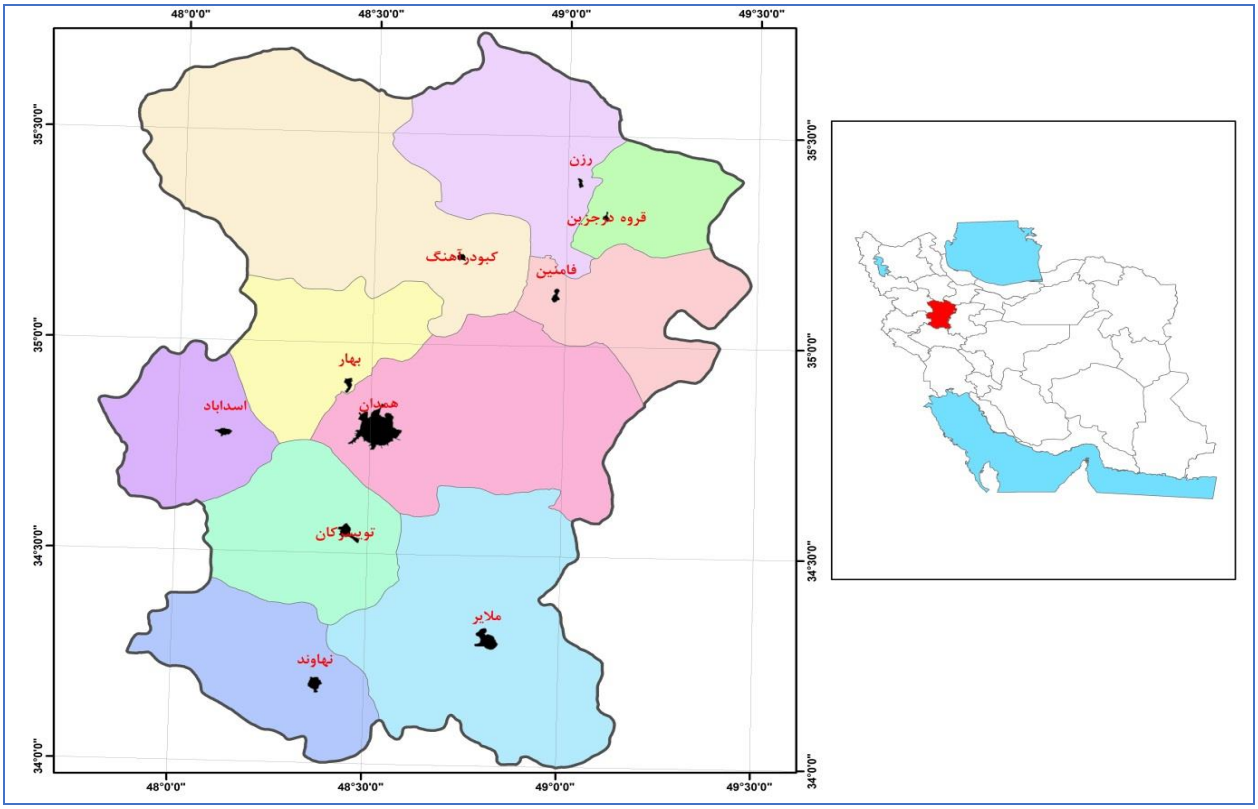
جدول ۲-۱: آخرین وضعیت تقسیمات سیاسی به تفکیک شهرستان

نام شهرستان	نام مرکز شهرستان	نام بخش	نام مرکز پخش	نام دهستان	نام مرکز دهستان	نام شهر
اسدآباد	اسدآباد	مرکزی	اسدآباد	جلگه	موسی‌آباد	اسدآباد
				چهاردولی	چنارعلیا	
				دربندرود	یوسف‌آباد	
				سیدجمال الدین	جنت‌آباد	
		پیرسلمان	آجین	پیرسلیمان	آجین	اُجین
				کلیائی	طویلان سفلی	
بهار	بهار	مرکزی	بهار	آبرومند	آبرومند	بهار
				سیمینه‌رود	زاغه	
		صالح‌آباد	صالح‌آباد	دیم کاران	حسن قشلاق	صالح‌آباد
				صالح‌آباد	صالح‌آباد	
		لالجین	لالجین	سفالگران	دینارآباد	لالجین مهاجران
				مهاجران	حسین‌آبادلتگاه	
تویسرکان	تویسرکان	مرکزی	تویسرکان	حیقوق نبی	جعفریه	تویسرکان سرکان
				خرم رود	اشتران	
				سیدشهاب	سیدشهاب	
				کرزان رود	باباپیر	
		قلقل رود	فرسفج	قلقل رود	فرسفج	فرسفج
				کمال رود	میانده	
				میان‌رود	والاشجرد	
رزن	رزن	مرکزی	رزن	خرقان	سورتجین	رزن
				رزن	رزن	
		سرد رود	دمق	بغراطی	بابانظر	دمق
				سرد رود سفلی	دمق	
				سرد رود علیا	خورونده	
		قروه درگزین	قروه درگزین	درگزین سفلی	درگزین	قروه درگزین
				درگزین علیا	چانگرین	
کبودرآهنگ	کبودرآهنگ	مرکزی	کبودرآهنگ	حاجیلو	داق داق آباد	کبودرآهنگ
				سبزدشت	ویان	
				سرداران	حصار قوجه باغی	
				راهب	دستجرد	
				کوهین	کوهین	
		شیرین سو	شیرین سو	شیرین سو	شیرین سو	شیرین سو
				مهربان علیا	چالو	

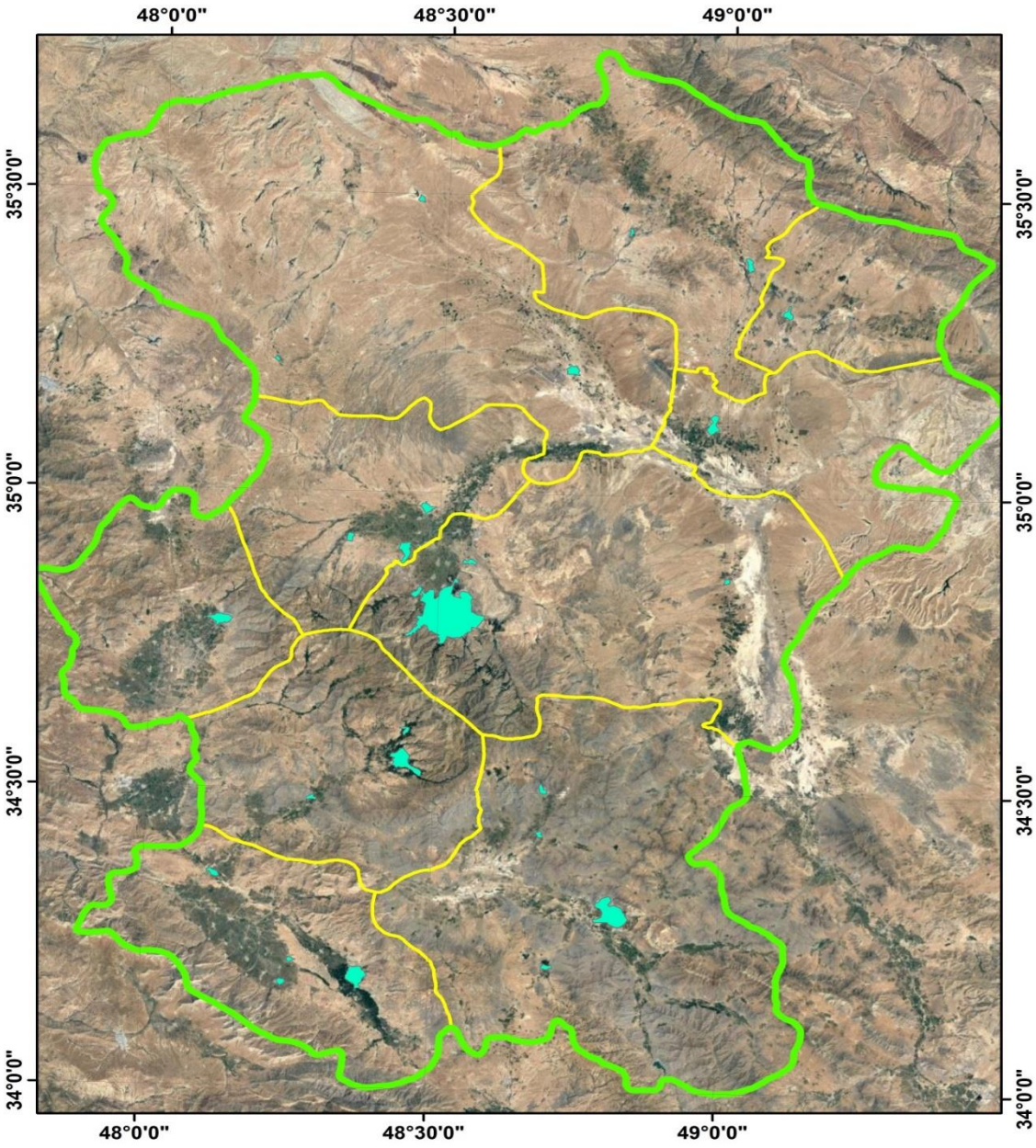
		گل‌تپه	گل‌تپه	علی‌صدر	علی‌صدر	گل‌تپه
				گل‌تپه	گل‌تپه	
				مهربان سفلی	قهورد سفلی	
ملایر	ملایر	مرکزی	ملایر	جوزان	جوزان	ملایر
				حرم رودعلیا	مهرآباد	
				کوه سرده	ازناو	
				موزاران	جوراب	
				ترک شرقی	اسلام‌آباد	
		جوکار	جوکار	المهدی	حسین‌آبادشلاملو	ازندریان جوکار
				ترک غربی	ینگی کند	
				جوکار	جوکار	
		زند	زنگنه	کمازان سفلی	مهدویه	زنگنه
				کمازان علیا	زنگنه	
				کمازان وسطی	پیروز	
		سامن	سامن	آورزمان	آورزمان	سامن
				حرم رود سفلی	حسین‌آباد ناظم	
				سامن	کهکدان	
				سفیدکوه	آنوچ	
نهاوند	نهاوند	مرکزی	نهاوند	شعبان	کوهانی	نهاوند
				طریق الاسلام	دهفول	
				گاماسیاب	باباقاسم	
		خزل	فیرزوان	خزل شرقی	فیروزان	فیروزان
				سلگی	شهرک	
		زرین دشت	برزول	فضل	برزول	برزول
				گرین	توانه	
		گیان	گیان	گیان	گیان	گیان
				سراب	میان آبه	
همدان	همدان	مرکزی	همدان	ابرو	ابرو	جورقان مریانج همدان
				الوند کوه شرقی	تفریجان	
				الوند کوه غربی	انصارالامام	
				سنگستان	آبشینه	
				گنبد	گنبد	
				هگمتانه	جورقان	
		شراء	قهاوند	جیحون دشت	قهاوند	قهاوند
				چاه دشت	بیوک آباد	
				شور دشت	کوزره	

فامنین	فامنین	مرکزی	فامنین	مفتح	اصله	فامنین
				خرم دشت	فامنین	
		پیشخور	تجرک	پیشخور	تجرک	
				زردشت	خماجین	
درگزین	درگزین	مرکزی	قروه درگزین	درگزین سفلی	درگزین	درگزین
				درگزین غربی	بهکندان	
		شاهنجرین	شاهنجرین	درگزین علیا	شوند	
				درگزین شرقی	کاج	

شکل (۱-۲) و (۲-۲) موقعیت استان همدان در جهان و ایران و شکل (۳-۲) تا (۱۲-۲) تقسیمات سیاسی استان همدان را به تفکیک شهرستان نشان می‌دهد.



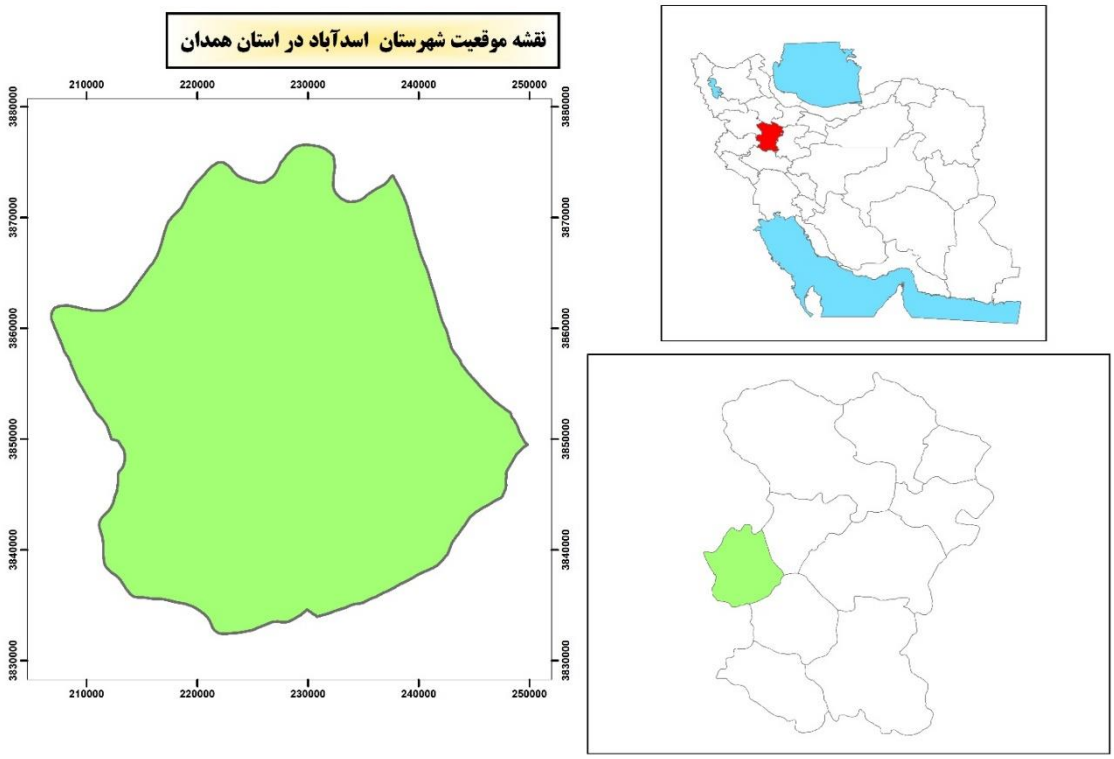
شکل ۲۲-۱: موقعیت استان همدان در کشور



شکل۲-۲: **موقعیت استان همدان بر روی تصویر ماهواره**

۲-۱-۱- موقعیت جغرافیایی شهرستان اسدآباد:

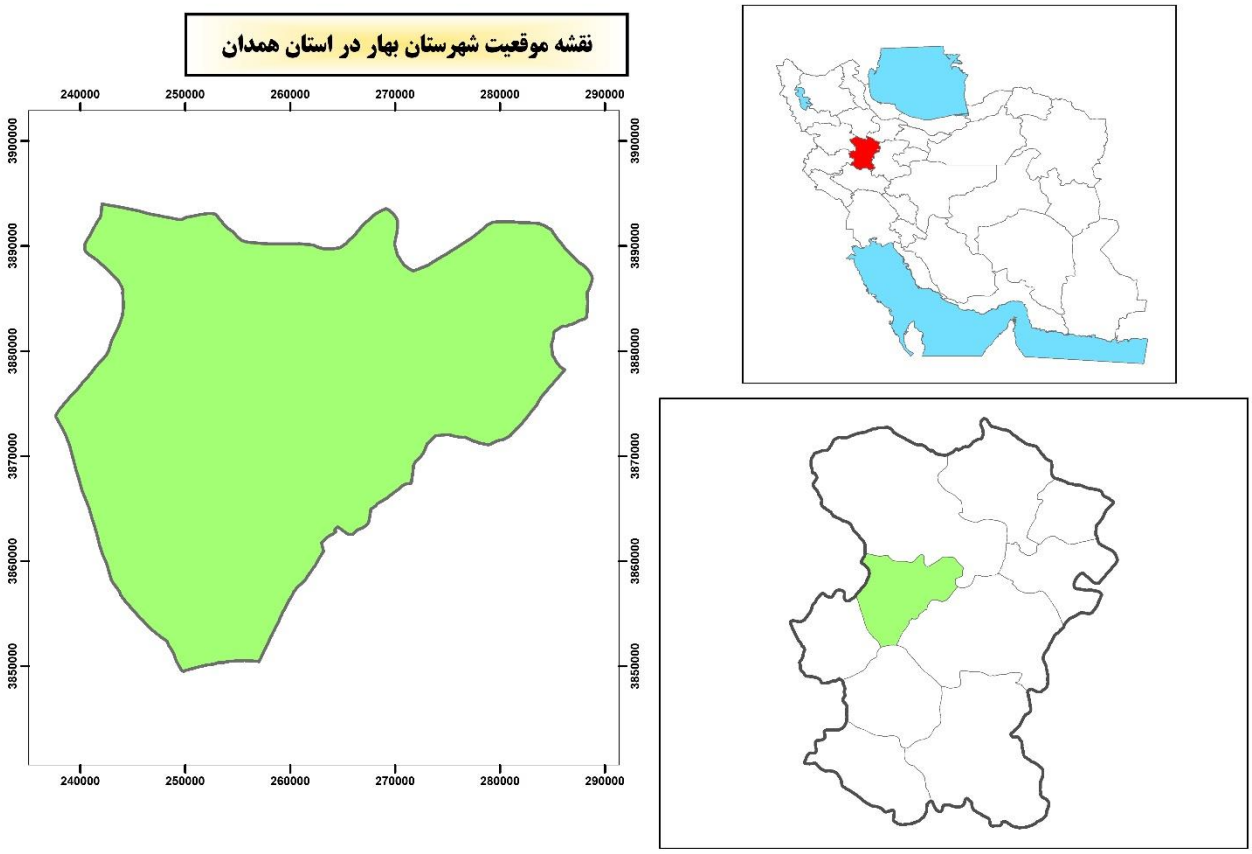
شهرستان اسدآباد در گستره‌ای به مساحت ۱۱۹۵ کیلومترمربع، ۶/۱ درصد از وسعت استان همدان را تشکیل می‌دهد و بین مدار '۳۷/ ˚ ۳۴ تا '۵۰/ ˚ ۳۴ عرض شمالی و'۹/ ˚ ۴۷ تا '۵۱/ ˚ ۴۷ طول شرقی نصف‌النهار گرینویچ قرار گرفته است. ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۱۶۰۷ متر است. این شهرستان از شمال غربی به استان کردستان از غرب و جنوب غربی به استان کرمانشاه، از جنوب شرقی به شهرستان تویسرکان و از شرق و شمال شرقی به شهرستان بهار محدود می‌گردد.



شکل ۲۲-۳: موقعیت شهرستان اسدآباد در استان همدان

۲-۱-۲- موقعیت جغرافیایی شهرستان بهار:

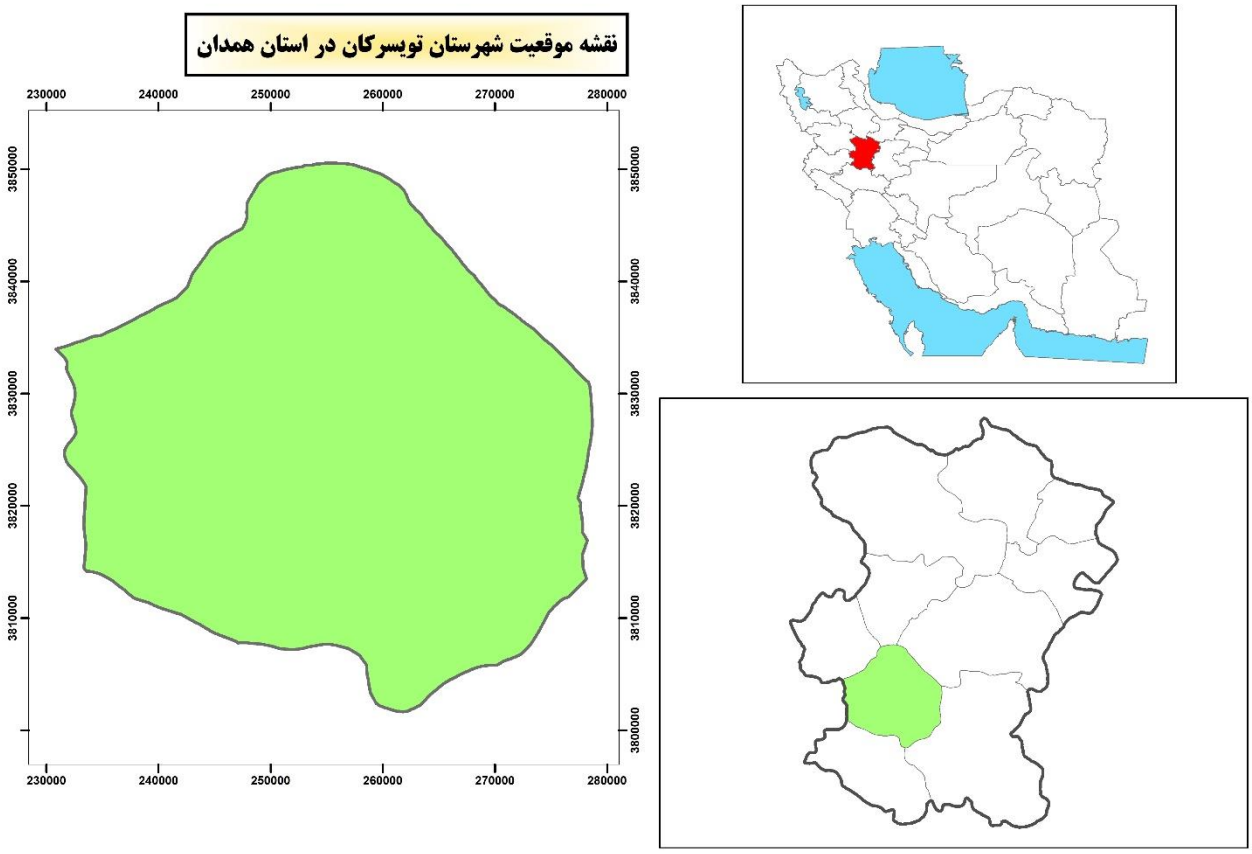
شهرستان بهار (جمعیت طبق سرشماری ۱۳۷۵ ش ۶۳۵ ۱۲۷ تن). در مغرب استان همدان واقع است. از شمال به شهرستان کبودرآهنگ از مشرق به شهرستان همدان از جنوب به شهرستان تویسرکان و از مغرب به شهرستان‌های اسدآباد و قروه (در استان کردستان) محدود و مشتمل است بر سه بخش مرکزی و لالجین و صالح‌آباد شش دهستان و شهرهای بهار صالح‌آباد و لالجین است.



شکل ۲۲-۴: موقعیت شهرستان بهار در استان همدان

۲-۱-۳- موقعیت جغرافیایی شهرستان تویسرکان:

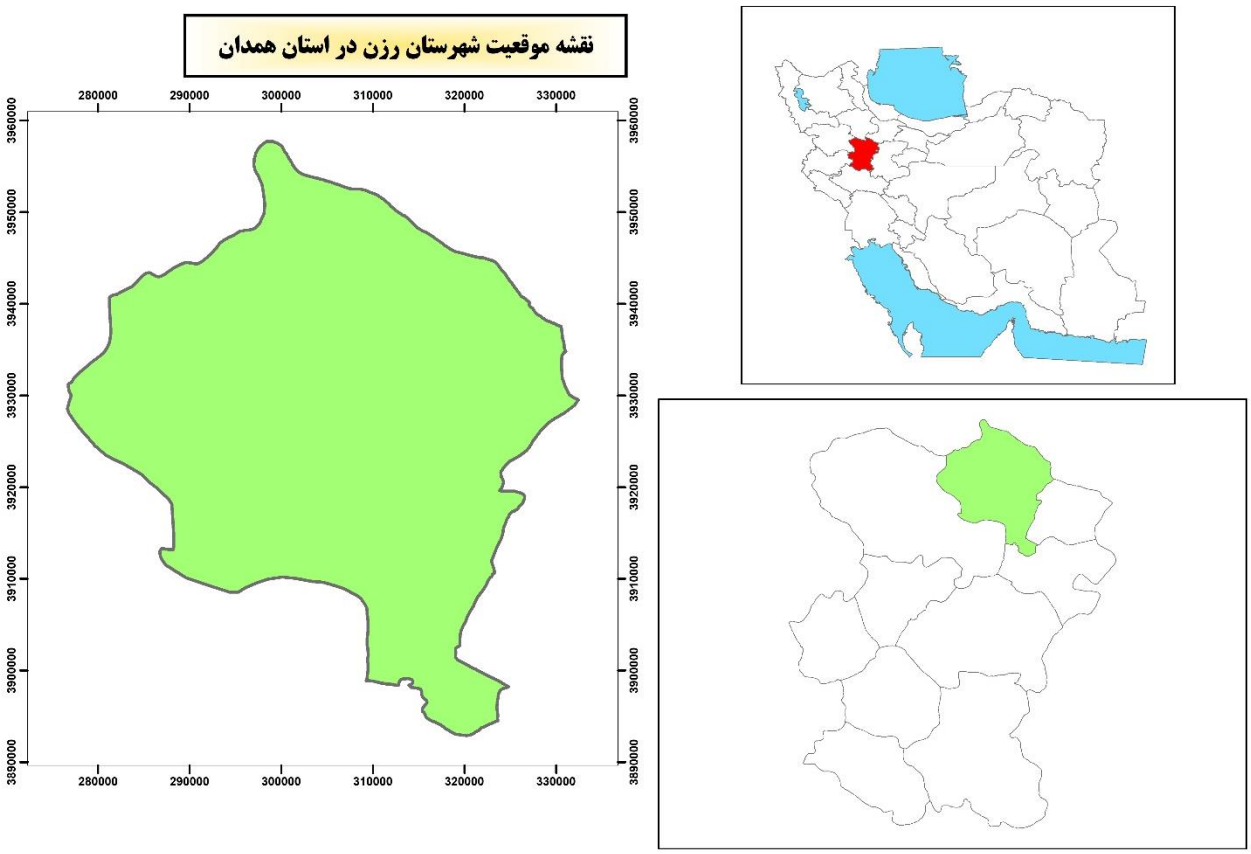
شهرستان تویسرکان با مساحتی معادل ۱۵۵۶ کیلومترمربع؛ ۷/۹۸ از مساحت استان را دربرگرفته است و به لحاظ مختصات ریاضی بین مدار ۴۳ درجه و ۲۰ دقیقه تا ۳۴ درجه و ۴۸ دقیقه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۵ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۳۸ دقیقه طول شرقی قرار گرفته است. این شهرستان از شمال و در خط‌الرأس رشته‌کوه‌های الوند به شهرستان بهار، اسدآباد، از جنوب به شهرستان نهاوند، از شرق به شهرستان ملایر و از غرب به استان کرمانشاه (شهرستان کنگاور) محدود است. ارتفاع آن از سطح دریا ۱۷۸۰ متر است. پایین‌ترین نقطه آن روستای کارخانه با ارتفاع ۱۴۱۰ متر و بالاترین نقطه آن قله الوند با ارتفاع ۳۷۵۳ متر از سطح دریاست.



شکل ۲۲-۵: موقعیت شهرستان تویسرکان در استان همدان

۲-۱-۴- موقعیت جغرافیایی شهرستان رزن:

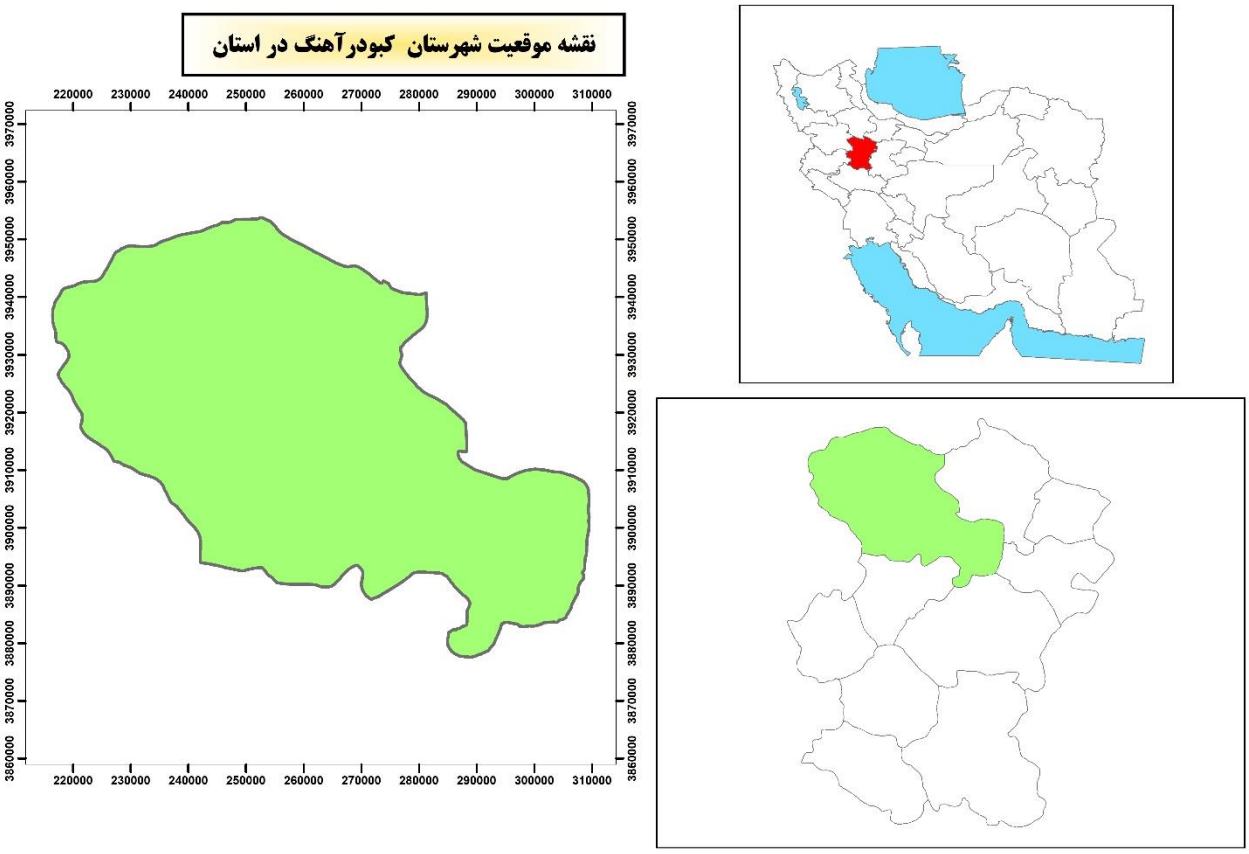
مرکز شهرستان رزن، شهر رزن است که از شمال به استان قزوین، از غرب به شهرستان کبودرآهنگ، از جنوب به شهرستان فامنین و از شرق به استان مرکزی محدودمی‌شود. ارتفاع این شهرستان از سطح دریا ۱۸۰۳ متر است و در موقعیت جغرافیایی ۳۹/۳۵ درجه شمالی و ۰۳/۴۹ درجه شرقی قرار گرفته است.



شکل۲-۶: موقعیت شهرستان رزن در استان همدان

۲-۱-۵- موقعیت جغرافیایی شهرستان کبودرآهنگ:

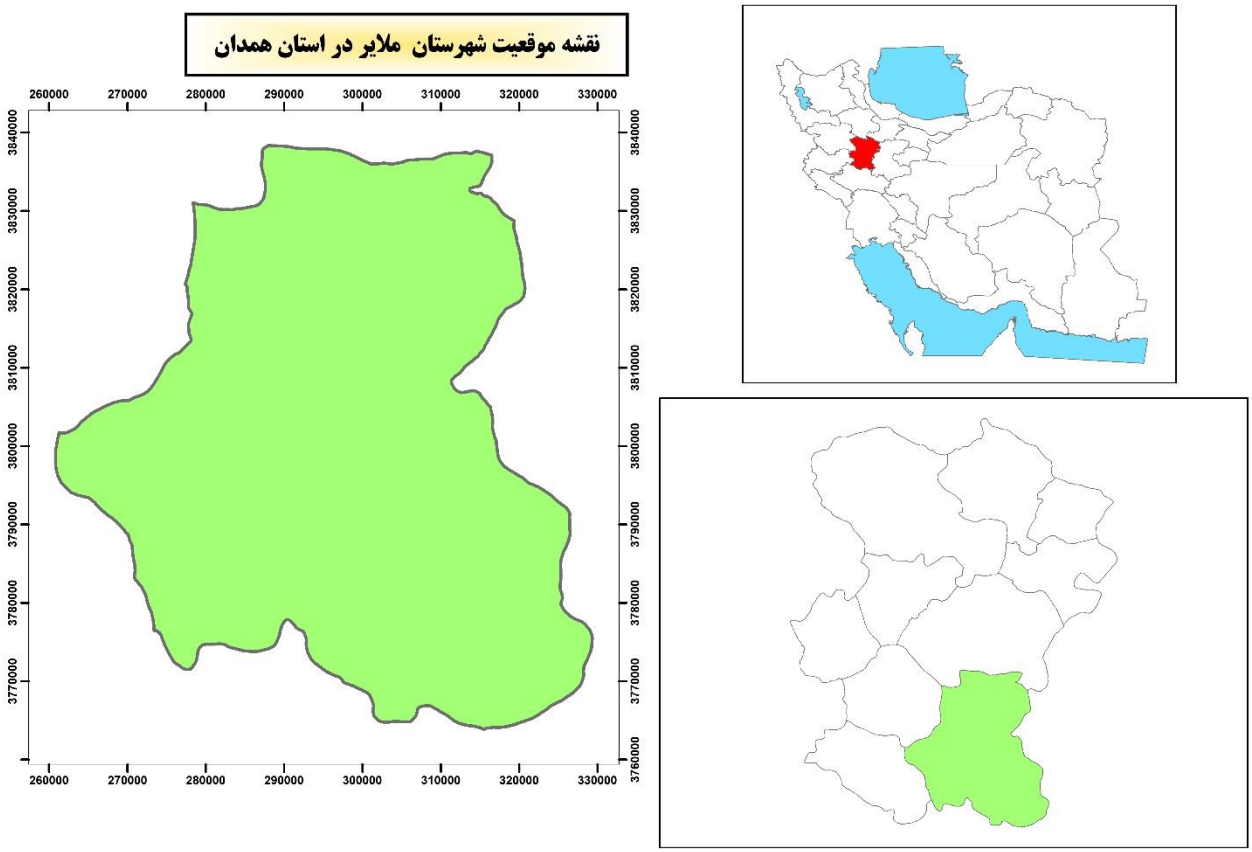
شهرستان کبودرآهنگ در محدوده مختصات جغرافیایی ۳۵ درجه و ۲ دقیقه تا ۳۵ درجه و ۴۰ دقیقه عرض شمالی و ۴۸ درجه و ۴۴ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۴۳ دقیقه طول شرقی قرار گرفته است. این شهرستان از شمال به استان زنجان و از جنوب به شهرستان همدان، از شرق به شهرستان رزن و از غرب به استان کردستان محدود می‌گردد. متوسط ارتفاع آن از سطح دریا ۱۶۸۰ متر است. مساحت این شهرستان ۴۰۲۵ کیلومترمربع است که در مقایسه با وسعت استان رقمی معادل ۲۰/۵ درصد را نشان می‌دهد و ازلحاظ وسعت اولین شهرستان استان محسوب می‌گردد.



شکل ۲۲-۷: موقعیت شهرستان کبودرآهنگ در استان همدان

۲-۱-۶- موقعیت جغرافیایی شهرستان ملایر:

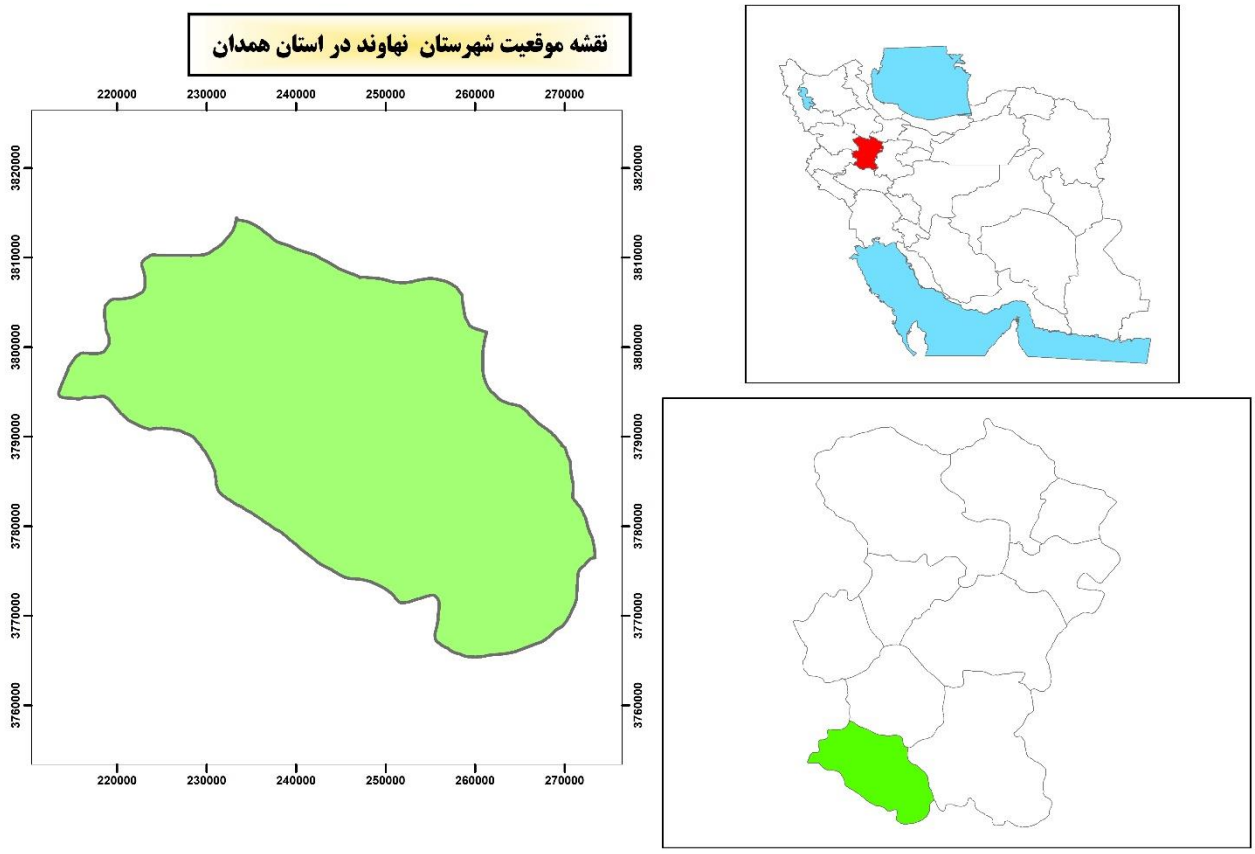
ملایر بزرگ‌ترین شهرستان استان پس از همدان با ۳۲۶۰ کیلومترمربع (وسعت شهرستان ملایر ۶۰ کیلومترمربع) که بر اساس تقسیمات کشوری شامل ۵ شهر ملایر، زنگنه، ازندریان، سامن، جوکار و از ۴ بخش شامل: مرکزی، جوکار، سامن، زند و ۱۵ دهستان و ۲۲۵ روستا تشکیل شده است. شهرستان ملایر در ۴۸ و ۴۹ درجه طول جغرافیایی و ۳۴ و ۱۷ دقیقه عرض جغرافیایی قرار دارد و از شمال به همدان، از شرق به اراک، از جنوب به بروجرد و از طرف غرب به شهرستان تویسرکان و نهاوند محدود شده است.



شکل۲-۸: موقعیت شهرستان ملایر در استان همدان

۲-۱-۷- موقعیت جغرافیایی شهرستان نهاوند:

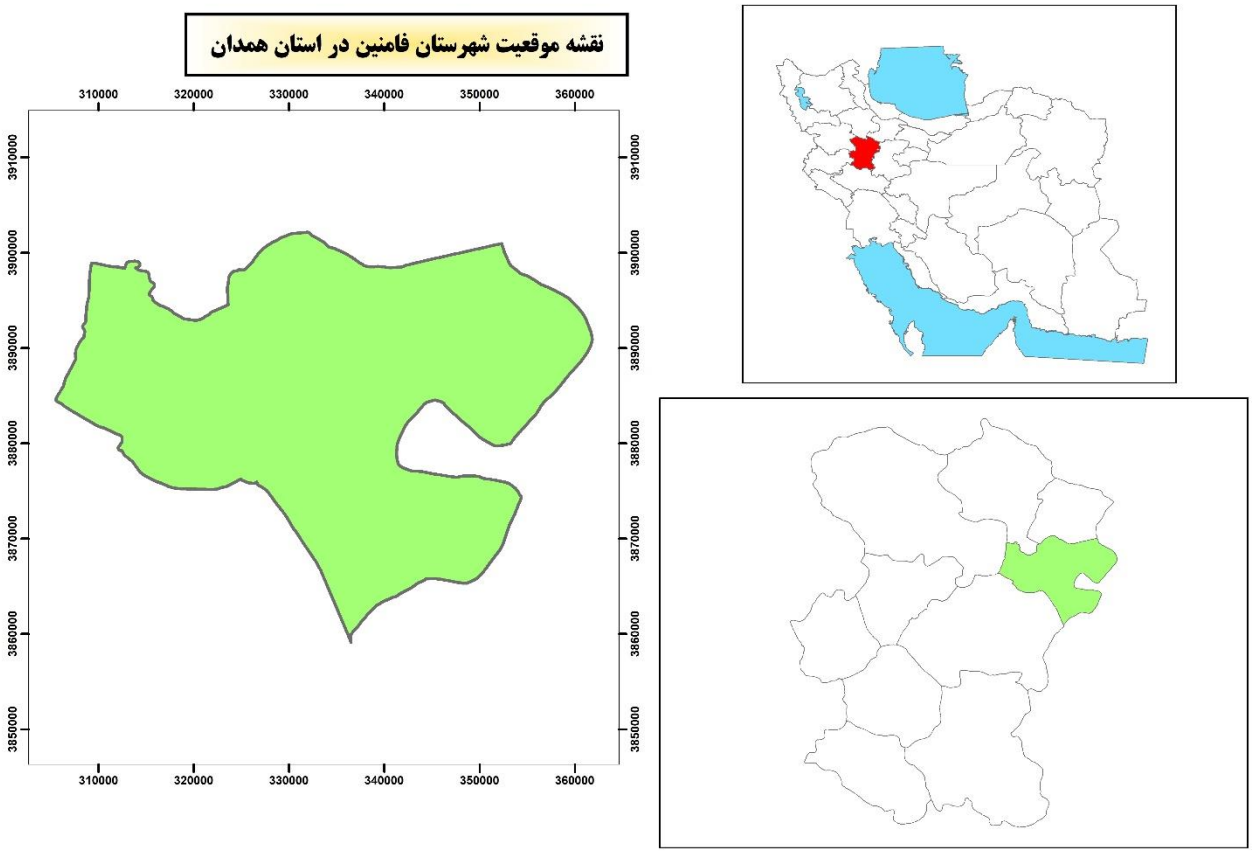
شهرستان نهاوند با مساحتی در حدود ۱۴۶۰ کیلومترمربع، با مختصات جغرافیایی ۳۴ درجه و ۱ دقیقه طول شرقی در جنوب غربی استان همدان، به فاصله ۴۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهر تهران و ۱۶۰ کیلومتری جنوب شهر همدان واقع شده است. این شهرستان از شمال به شهرستان تویسرکان، از شمال غرب و غرب به استان کرمانشاه، از جنوب و جنوب شرق به استان همدان و از شرق به شهرستان ملایر محدود می‌گردد.



شکل۲-۹: موقعیت شهرستان نهاوند در استان همدان

۲-۱-۸- موقعیت جغرافیایی شهرستان فامنین:

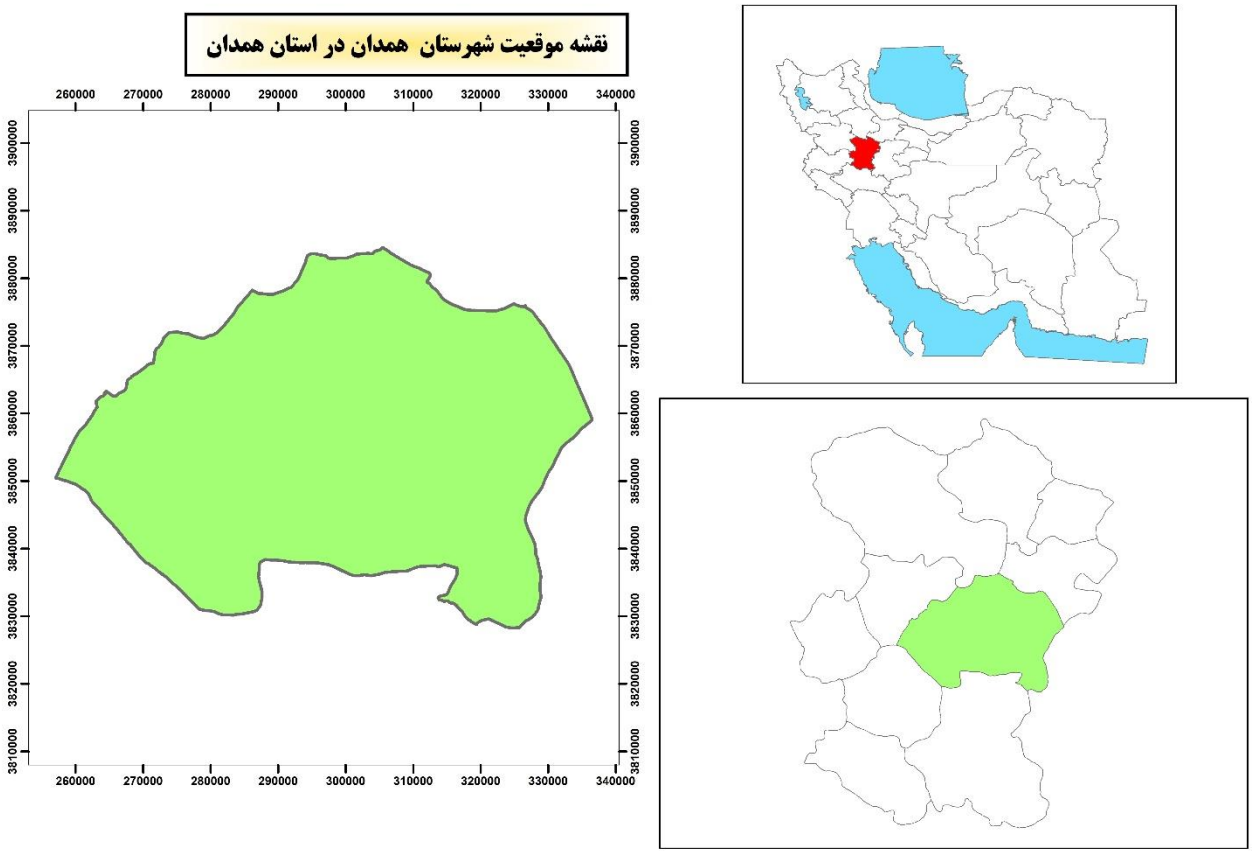
شهرستان فامنین با وسعت حدود ۱۲۸۷ کیلومترمربع معادل ۶/۶ درصد مساحت استان را به خود اختصاص داده است. این شهرستان از سمت شمال به شهرستان رزن، از سمت جنوب به شهرستان همدان، از سمت شرق به استان مرکزی و از سمت غرب به شهرستان کبودرآهنگ محدود شده است. این شهرستان دارای ۱ مرکز شهری، ۲ بخش، ۴ دهستان و ۶۳ آبادی دارای سکنه است.



شکل۲-۱۰: موقعیت شهرستان فامنین در استان همدان

۲-۱-۹- موقعیت جغرافیایی شهرستان همدان:

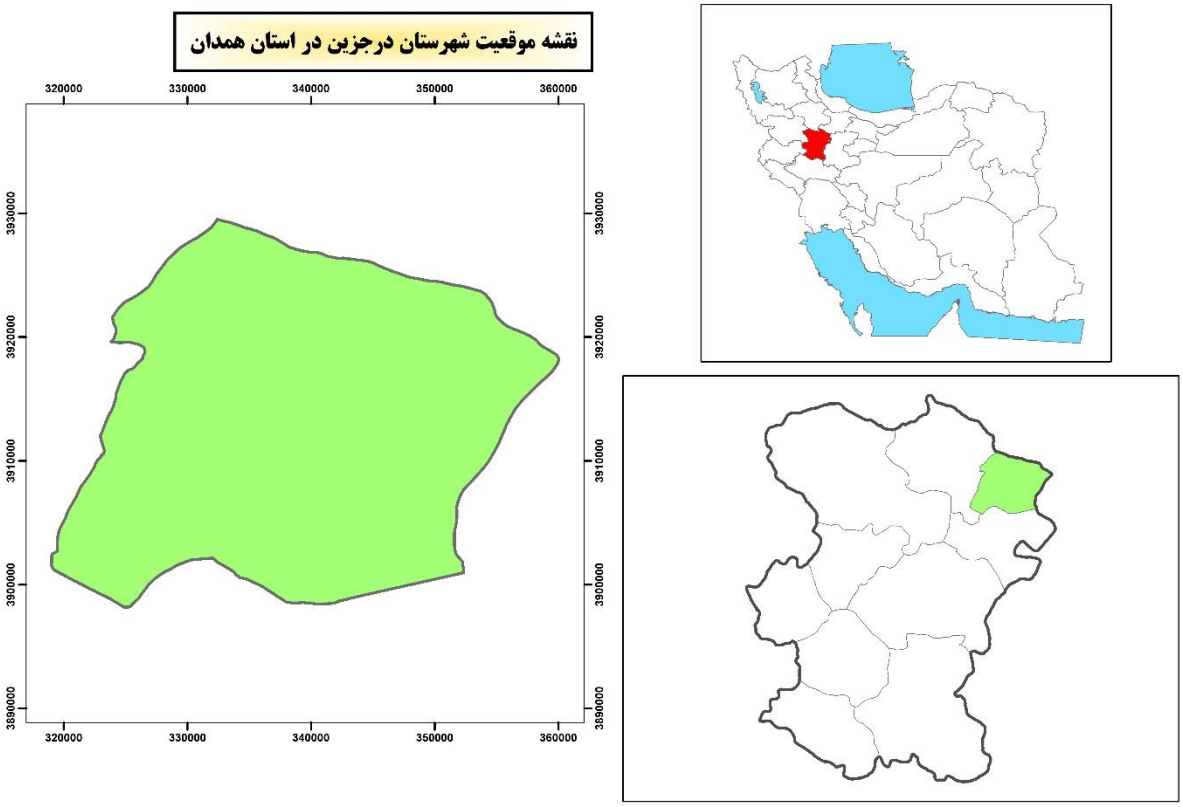
شهرستان همدان در ناحیه میانی استان و در گستره‌ای به مساحت ۴۰۸۴ کیلومترمربع معادل ۲۱ درصد از مساحت استان را تشکیل می‌دهد این شهرستان در محدوده مدار ۴۸ درجه و ۳۵ دقیقه طول شرقی و ۳۴ درجه و ۵۲ دقیقه عرض شمالی از نصف‌النهار گرینویچ واقع شده است. این شهرستان بر اساس آخرین تقسیمات کشوری، مشتمل بر دو بخش (مرکزی و شراء)، ۹ دهستان و ۴ شهر (همدان، مریانج، قهاوند و جورقان) و ۱۱۸ روستا است که با ۶۵۱۸۲۱ نفر جمعیت ۳۷ درصد جمعیت استان را به خود اختصاص داده است. شهرستان همدان ازنظر طبیعی در یک منطقه کوهستانی واقع شده است. سلسله جبال الوند در جنوب این شهرستان قرار گرفته و ارتفاع بلندترین قله آن از سطح دریا ۳۵۷۴ متر است.



شکل ۲۲-۱۱: موقعیت شهرستان همدان در استان همدان

۲-۱-۱۰- موقعیت جغرافیایی شهرستان درگزین:

شهرستان درگزین در شمال شرق استان قرار دارد این شهرستان در محدوده در عرض ۳۵ درجه و ۲۱ دقیقه و طول ۴۹ درجه و ۱۰ دقیقه واقع شده است. این شهرستان، بر پایه سرشماری عمومی نفوس و مسکن در سال ۱۳۹۵ جمعیت آن ۹٬۵۴۰ نفر (۲٬۹۷۳ خانوار) بوده است قروه درگزین از شمال به درشهرستان آوج استان قزوین، از شرق به درشهرستان ساوه استان مرکزی، از جنوب به شهرستان فامنین و از شرق نیز به شهرستان رزن منتهی می‌گردد.



شکل ۲۲-۱۲ :موقعیت شهرستان درگزین در استان همدان

۲-۲- موقعیت طبیعی استان همدان (به تفکیک شهرستانی)

استان همدان منطقه‌ای کوهستانی است که ازنظر زمین‌شناسی قسمتی از زون زاگرس محسوب می‌شود در اکثر مواقع سال ارتفاعات آن پوشیده از برف و یخ است و سرچشمه رودخانه‌های فراوانی است. ارتفاعات منطقه عمدتاً" در جهت شمال‌غربی-جنوب‌شرقی امتداد یافته است. ساختمان و جهت ارتفاعات به شکلی است که استان همدان را به دو ناحیه کاملاً" مشخص، شمال‌شرقی جنوب غربی تقسیم کرده است. کوه الوند، چنگ الماس، ارمنی و قره داغ، خرقان، وفس، لشکر، سیاه کوه، کوه سفید، بیاقان، گرین، چراغی کمرزرد کوه‌های مهم استان را تشکیل می‌دهند.

سیمینه‌رود، قوری چای، دمق، ایده‌لو، فرجین و گاماسیاب مهم‌ترین رودهای منطقه را تشکیل می‌دهند. حوضه آبگیر رودخانه قره‌چای مربوط به حوضه آبی قم- مسئله و بخش کوچکی از آن سراب دورترین سرشاخه‌های قزل‌اوزن (سفیدرود) از حوضه آبی خزر را تشکیل می‌دهند. رودخانه گاماسیاب از نیمه جنوب غربی ارتفاعات منطقه سرچشمه می‌گیرد و سرانجام به خلیج‌فارس می‌ریزد.

استان همدان و شهرستان‌های آن به لحاظ موقعیت طبیعی به چهار منطقه به شرح ذیل تقسیم‌بندی می‌گردد:

الف- حوزه دشت‌ها

دشت‌های هموار و همچنین پایکوهی نظیر دشت همدان - بهار (سیمینه‌رود)، دشت کبودرآهنگ، دشت رزن ـ فامنین، دشت قهاوند، دشت ملایر، دشت تویسرکان، دشت نهاوند و نهایتاً"

دشت اسدآباد و چهاردولی این حوزه را تشکیل می‌دهند که در ارتفاع بین ۱۳۰۰ تا حدود ۲۰۰۰ متری گسترده شده‌اند. وسعت این حوزه حدود ۱۰۱۰۴۹۶ هکتار است که درواقع ۵۱/۸ درصد از سطح کل استان را در برمی‌گیرد. گسترش دشت‌ها درشمال بیشتر از بخش جنوبی استان است. غالب دشت‌های این حوزه از اراضی نسبتاً" مسطح با شیب ۱-۰/۵ درصد با خاک عمیق و با بافت سنگین تا خیلی سنگین بدون سنگ‌ریزه و در بعضی نواحی مرکزی (حوزه) دشت‌های رسوبی تقریباً" مسطح با شیب ۱-۰ درصد با خاک عمیق با بافت سنگین تا خیلی سنگین تشکیل شده‌اند. ارتفاعات کم‌حجم به شکل تپه‌ماهورهای منفرد و گاهی مجتمع، کم‌وبیش در میان دشت‌های مذکور وجود دارند. به‌عنوان مثال کوه ساری قیه، کوه قره‌چوخای، کوه بقراطی و... در دشت کبودرآهنگ را می‌توان نام برد.

ب- حوزه فلات‌ها، تپه‌ها و کوه‌های کم ارتفاع

وسعت این حوزه حدود ۵۴۱۵۸۱ هکتار است که حدود ۲۷/۸ درصد از سطح کل استان را شامل می‌شود. این حوزه غالباً" در پای ارتفاعات به شکل نامنظم گسترش یافته است.

این حوزه از فلات‌ها و تراس‌های فوقانی با پستی‌وبلندی متوسط با شیب کلی ۸-۴ درصد و با شیب جانبی ۱۰-۵ درصد و همچنین فلات‌ها و تراس‌های فوقانی با پستی‌وبلندی کم تا متوسط با شیب کلی ۵-۲ درصد و شیب جانبی ۶-۳ درصد و نیز تپه‌های با قلل مدور و فرسایش متوسط بر روی مواد مادری آهکی و یا شیستی با شیب ۲۵-۵۰ درصد و در ارتفاع بین ۱۷۰۰ تا ۲۰۰۰ متر تشکیل شده است. کوه‌های فرسایش یافته با دره‌های زیاد متشکل از سنگ‌های آهکی و آتش‌نشانی نیز در حوزه وجود دارند.

ج- مخازن آب سطحی

سد و دریاچه یا تالاب‌های طبیعی مانند سد اکباتان و سد خاکی سرخ‌آباد و همچنین دریاچه توتل و... حوزه مخازن آب‌های سطحی را تشکیل می‌دهند. این حوزه حدود ۵۳۴ هکتار وسعت دارد که تقریباً" ۰/۰۳ درصد از سطح کل استان را پوشش می‌دهد.

د- کوه‌ها

کوهستان‌های بسیار مرتفع با قلل تیز و کشیده، متشکل از سنگ‌های آهکی و دگرگونی و آذرین درونی مانند گرافیت با شیب ۴۰ تا ۱۰۰ درصد و با ارتفاع بیش از ۲۰۰۰ تا ۳۷۰۰ متر و همچنین کوه‌های کم‌ارتفاع با قلل مدور با سنگ‌های آهکی و دگرگونی شیستی با شیب ۳۰ تا ۸۰ درصد با ارتفاع بیش از ۱۸۰۰ متر و دره‌های عمیق کوه‌های مذکور را تشکیل می‌دهند.

این حوزه شامل مرتفع‌ترین قلل است که در اکثر موقع دارای پوشش برفی است و غالباً" لخت بدون خاک با رخنمون‌های سنگی از سنگ‌های دگرگونی و آذرین درونی (گرانیت و ...) در بعضی قسمت‌ها خاک‌های خیلی کم‌عمق سنگلاخی با بافت سبک تا متوسط (لیتوسل و ریگوسول) است. رشته‌کوه الوند در بخش میانی منطقه، رشته گرین در جنوب شهرستان نهاوند و ارتفاعات جنوب شرقی و جنوب شهرستان ملایر و نهایتاً" رشته‌کوه‌های فرقان در شمال رزن در این حوزه واقع هستند. این حوزه حدود ۳۸۲۶۴۸ هکتار مساحت دارد که ۱۹/۶ درصد از سطح کل منطقه را پوشش می‌دهد. معادن و مراتع کاربری‌های عمده این حوزه می‌باشند.

۲-۲-۱- زمین‌شناسی منطقه موردمطالعه:

بر اساس مطالعات انجام گرفته بیشتر تشکیلات زمین‌شناسی منطقه همدان به دوران دوم، سوم و چهارم زمین‌شناسی تعلق دارد. قسمت شمال منطقه از فلات‌ها و دشت‌های رسوبی تشکیل شده که اکثراً" متعلق به اواخر دوران چهارم بعد از پلیستوسن هستند، بقیه مناطق متعلق به دورآن‌های دوم زمین‌شناسی می‌باشند. قسمت اعظم کوهستان‌های منطقه در مناطق مرکزی و جنوب شرقی متعلق به دوره ژوراسیک و ارتفاعات جنوب و جنوب غرب نهاوند و شمال شرقی همدان و همچنین ارتفاعات اطراف توره (مسیر ملایر به اراک) متعلق به دوره کرتاسه در دوران دوم زمین‌شناسی می‌باشند، ارتفاعات الوند نیز شامل سنگ‌های گرانیتی و گرانوریوریتی است که بعد از کرتاسه به وجود آمده‌اند.

۲-۲-۱-۱- دورآن‌های زمین‌شناسی در منطقه همدان:

الف – قبل از دوران اول:

قسمتی از ارتفاعات شمالی منطقه به این دوران تعلق دارد که شامل فیلت ها، اسیلت ها و سنگ‌های دگرگونی مربوط به این دوره می‌باشند. منطقه کوچکی در شمال علی‌صدر در اطراف جاده قادر آباد به کیتو و منطقه نسبتاً" بزرگی در جنوب علی‌صدر و منطقه اطراف سوباشی از این نوع سنگ‌ها تشکیل شده‌اند.

ب – دوران اول:

قسمت‌های خیلی کوچک از ارتفاعات شمالی منطقه همدان را به این دوران نسبت داده‌اند که شامل تشکیلات باروت سلطانیه است و مربوط به دوره‌های اردورین، دوئین و پرمین است.

ج – دوران دوم:

بیشتر ارتفاعات و کوهستان‌های منطقه همدان متعلق به این دوران می‌باشند. دوره‌های مختلف زمین‌شناسی که این ارتفاعات را تشکیل داده به شرح زیر است:

۱ – دوره ژوراسیک: قسمت اعظم کوهستان‌های مرکزی منطقه در این دوره تشکیل گردیده‌اند که به‌طورکلی تشکیلات آن‌ها عبارت‌اند از مرمر، سنگ‌های آهکی کریستالی و فیلت های همدان، اسیلت ها، سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های آتشفشانی و توف دوره ژوراسیک.

۲ – دوره کرتاسه: کوهستان‌های شمال شرقی همدان متعلق به این دوره می‌باشند که به‌طور خلاصه تشکیلات آن‌ها عبارت‌اند از سنگ‌های آهکی، سنگ‌های آهکی اوربیتولین، سنگ‌های آتش فشانی و سنگ‌های آهکی مارنی.

۳ – دوره بعد از کرتاسه: تشکیلات این دوره که شامل ارتفاعات الوند و قسمتی از ارتفاعات غربی می‌باشند از سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی درونی هستند.

د – دوران سوم:

قسمتی از ارتفاعات و همچنین اراضی کم ارتفاع منطقه متعلق به این دوران می‌باشند که دوره‌های مختلف آن‌ها به شرح زیر است:

۱ – دوره‌های ائوسن و الیگوسن: این دوره‌ها شامل قسمتی از ارتفاعات در جنوب غربی منطقه همدان است که از سنگ‌های آهکی متعلق به این دوره تشکیل شده‌اند.

۲ – دوره میوسن: این دوره شامل سنگ‌های آهکی تشکیلات قم (ارتفاعات شمال شرقی) و مارن های خاکستری (تپه‌ماهورهای شمال شرقی منطقه) است.

۳ – دوره پلیوسن: قسمتی از اراضی پست و بلند منطقه که شامل تشکیلات بختیاری و کنگلومرا هستند به این دوره نسبت داده‌شده‌اند.

هـ - دوران چهارم:

این دورآن‌که قسمت عمده‌ای از نواحی مرکزی و شمالی منطقه را تشکیل می‌دهد شامل تراس‌ها و واریزه‌ها و آبرفت‌های بریده بریده و بالاخره رسوبات آبرفتی و دشت‌های سطح منطقه می‌باشند.

۲-۲-۱-۲- تکتونیک و فرایندهای زمین ساختی منطقه موردمطالعه:

در منطقه موردمطالعه سه ناحیه مشخص زمین ساختی به چشم می‌خورد:

الف – زاگرس: ارتفاعات جنوب غربی منطقه و دشت دراز و کشیده نهاوند بخشی از زون تکتونیکی زاگرس است که بازتاب حرکت سپر عربستان به‌سوی ایران و فرورانش به زیر آن است، برپایی کوه‌های مرتفع، رانش‌های پیاپی طبقات بر روی یکدیگر و گسل‌های بزرگ به موازات رانش از ویژگی‌های این ناحیه زمین ساختی است.

ب - سنندج – سیرجان: ناحیه مرکزی که با گسترش وسیعی از سنگ‌های متامورفیک مشخص است و در زون تکتونیکی سنندج – سیرجان قرار دارد.

روند ارتفاعات و چین‌خوردگی‌ها در این ناحیه به موازات تراست اصلی زاگرس یعنی شمال غربی – جنوب شرقی است، همچنین پلوتونیسم وسیع سبب ایجاد برونزدهای گرانیتی در این ناحیه گردیده است.

ج – ایران مرکزی: نواحی شمال و شمال شرقی منطقه ازنظر تقسیم‌بندی‌های زمین ساختی جزو ایران مرکزی استان در این ناحیه سنگ‌های ولکانیک و رسوبات قاره‌ای گسترش وسیعی را در برمی‌گیرند، در نواحی مذکور پدیده‌ها زمین ساختی منطقه مشخص و قابل تفکیک است که به ترتیب از شمال به جنوب به شرح زیر است:

- رشته‌کوه جنوبی آوج: این رشته‌کوه دارای امتداد شمال غرب، جنوب شرق بوده و در جنوب گسل اوج قرار دارد.
- فروافتادگی ماهنیان: شامل منطقه پست واقع بین رشته‌کوه فامرده و رشته‌کوه رزن است. امتداد آن شمال غرب، جنوب شرق بوده و دارای ماکزیمم ارتفاعی در حدود ۲۰۰۰ متر است.
- رشته‌کوه رزن: شامل ارتفاعات پراکند، در نواحی رزن و جنوب آن است. عمدتاً" از طبقات آهکی مارنی تشکیل شده و همچنین در بعضی قسمت‌ها شامل توف و برونزهای دیوریتی است.
- فرو افتادگی کبودرآهنگ: فرو افتادگی این ناحیه تحت تأثیر آخرین فازهای تکتونیکی شکل گرفته و با گسترش زیاد بین ارتفاعات رزن و رشته‌کوه الوند محصور است. ناحیه فرونشسته کبودرآهنگ دارای امتدادی شمال غرب، جنوب شرق بوده و رودخانه قره چای از بخش شرقی آن خارج می‌شود.
- رشته‌کوه الوند: این رشته‌کوه متعلق به ناحیه زمین ساختی سنندج – سیرجان بوده و دارای سنگ‌های متنوع است. بخش‌های شرقی از رسوبات کرتاسه و الیگوسن به وجود آمده و در نواحی مرکزی یک توده عظیم گرانیتی در پشت‌ها و فلیت های قدیمی نفوذ کرده و موجب به وجود آمدن متاموفیسم مجاورتی گردیده است. در بخش‌های جنوبی و جنوب غربی این رشته‌کوه طبقات آهکی

کرسیتا لیزه گسترش داشته که به زمان‌های قبل از ژوراسیک تعلق دارد. دشت فرو نشسته حسین‌آباد شاملو، آورزمان در بین این ارتفاعات آهکی و ارتفاعات الوند قرار گرفته است.

- ناحیه فرونشسته نهاوند: یکی از ویژگی‌های زمین ریختی که ناشی از قرار گرفتن منطقه در یک رژیم زمین ساختی فار است، فرونشسته‌های میان کوهستانی است که سبب پدید آمدن دشت‌های دراز و کشیده به موازات کوه‌ها می‌گردد، دشت نهاوند یکی از این نوع فرونشینی هاست که در بین رشته‌کوه گرین و طبقات آهکی کریسستالیزه واقع در بخش شمالی خود و در اثر فشارهای زمین ساختی حاکم بر منطقه تکوین یافته است.

علاوه بر مسائل و پدیده‌ای زمین ساختی، نشانه‌های دیگر در رابطه با تکتونیک منطقه وجود دارد که عمدتاً" شامل گسل‌ها، چین ها و راندگی‌هاست. با توجه به نقشه تکتونیک ایران مشخص می‌شود که منطقه موردمطالعه در حقیقت بین دو منطقه گسل خورده یا دو دسته گسل قرار دارد، یکی ناحیه گسل خورده آوج در شمال و دیگری منطقه خرد شده و رانشی زاگرس در جنوب، روند گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها نیز به تبعیت از زمین ساخت کلی ناحیه شمال غرب، جنوب شرق است.

از مهم‌ترین گسل‌های موجود می‌توان گسل آوج و گسل ایندس را در نواحی شمالی و گسل نهاوند و گسل گرین را در مناطق جنوبی نام برد. خط رانشی و تراست بزرگ زاگرس نیز از جنوبی‌ترین ناحیه منطقه موردمطالعه عبور می‌کند. علاوه بر گسل‌های طولی نامبرده تعدادی از گسل‌های کوچک و عرضی نیز در منطقه قابل تفکیک و شناسایی است که عمدتاً با رخ نمون آهکی دیده می‌شود.

کلیات توپوگرافی و اشکال ناهمواری‌ها، پوشش گیاهی، خاکشناسی (به تفکیک شهرستانی)

۲-۲-۱-۳- توپوگرافی به تفکیک شهرستان:

به‌منظور دست‌یابی به اطلاعات توپوگرافی منطقه موردمطالعه (استان همدان) سعی می‌شود دشت‌ها در حوزه‌های مطرح مورد نقد و بررسی قرار گیرند. از آنجائی که کل منابع آب استان در سه حوزه قره چای، کرخه، حوزه شمالی (گل‌تپه) واقع است. در اینجا سعی می‌شود به هرکدام به‌طور جداگانه یا ترکیبی پرداخته شود.

الف - توپوگرافی حوزه آبریز دشت همدان، بهار، فامنین:

حوزه آبریز دشت همدان با وسعت ۲۴۷۵ کیلومترمربع از سرشاخه‌های رودخانه قره چای محسوب می‌گردد.

ازنظر جغرافیایی در غرب ایران بین ۱۵ – ۴۵ درجه تا ۴۵ – ۴۸ درجه طول شرقی و ۳۵ – ۳۴ درجه تا ۰۲ – ۳۵ درجه عرض شمالی واقع شده است. دشت همدان، بهار از سمت جنوب با ارتفاعات الونـد از

سمت غرب با ارتفاعات آلما مخاطره شیخی جان از سمت شرق با ارتفاعات کوه ارجنی از سمت شمال با ارتفاعات کمر زرد و شیخی جان محدود می‌گردد.

ب - توپوگرافی حوزه آبریز دشت ملایر:

این منطقه در محدوده حوزه کرخه قرار دارد و در محدوده بین (۱۵ – ۴۸) تا (۰۰ – ۴۹) طول جغرافیایی و (۰۰ – ۳۴) تا (۱۵ و ۳۴) عرض جغرافیائی و در حاشیه غربی پلاتفرم مرکزی ایران و شرق زاگرس در کمربند سنندج _ سیرجان واقع است.

ج - توپوگرافی حوزه آبریز دشت نهاوند:

دشت نهاوند به وسعت حوزه آبریز ۱۶۹۰ کیلومترمربع یکی از دشت‌های حوزه عملیاتی آبریز کرخه است که در شمال شرق ارتفاعات زاگرس واقع شده است از ۱۶۹۰ کیلومترمربع وسعت حوزه آبریز این دشت ۶۴۴ کیلومترمربع محدوده گسترش دشت نهاوند بوده و ۱۰۴۶ کیلومترمربع آنرا ارتفاعات حاشیه دشت تشکیل می‌دهد. شیب عمومی دشت از جنوب شرق به‌طرف شمال غرب بوده و مرتفع‌ترین نقطه با ارتفاع بیشتر از ۳۴۰۰ متر و پست نقطه ارتفاعی کمتر از ۱۴۰۰ متر دارد. ارتفاع متوسط حوزه آبریز دشت نهاوند ۱۸۹۰ متر نسبت به سطح دریا بوده و ۴۱۸ کیلومتر از مساحت حوزه آبریز این دشت بین ۱۸۰۰ تا ۲۰۰۰ متری واقع است.

د - توپوگرافی حوزه آبریز دشت تویسرکان:

حوزه آبریز دشت تویسرکان برابر ۹۹۵ کیلومترمربع است که از این تعداد نزدیک به ۱۹۸ کیلومترمربع آن محدوده گسترش دشت تویسرکان است. حدود ۱۲۰ کیلومترمربع از این مساحت با ضخامت بیش از ۴۰ متر جزو محدوده سفر آبدار اصلی منطقه محسوب می‌گردند. وجود ارتفاعات بلند و برف‌گیر در اطراف این دشت رودخانه‌ها و جویبارهای پر آبی را سبب شده است.

هـ - توپوگرافی حوزه آبریز دشت کبودرآهنگ:

دشت کبودرآهنگ با ۱۳۴۸ کیلومترمربع وسعت بزرگ‌ترین دشت استان است که جزو حوضه قره چای محسوب می‌گردد. مساحت حوزه آبریز این دشت ۳۳۹۴ کیلومترمربع است که ۴۸۰ میلیون مترمکعب حجم آب موجود در دشت است.

و - توپوگرافی حوزه آبریز دشت رزن:

دشت رزن یکی از دشت‌های حوزه قره چای است که مساحت حوزه آبریز آن بالغبر ۲۵۶۰ کیلومترمربع است و به سه منطقه قابل تفکیک است.

۱ – ناحیه شمالی واقع در دامنه ارتفاعات شمالی

۲ – ناحیه مرکزی

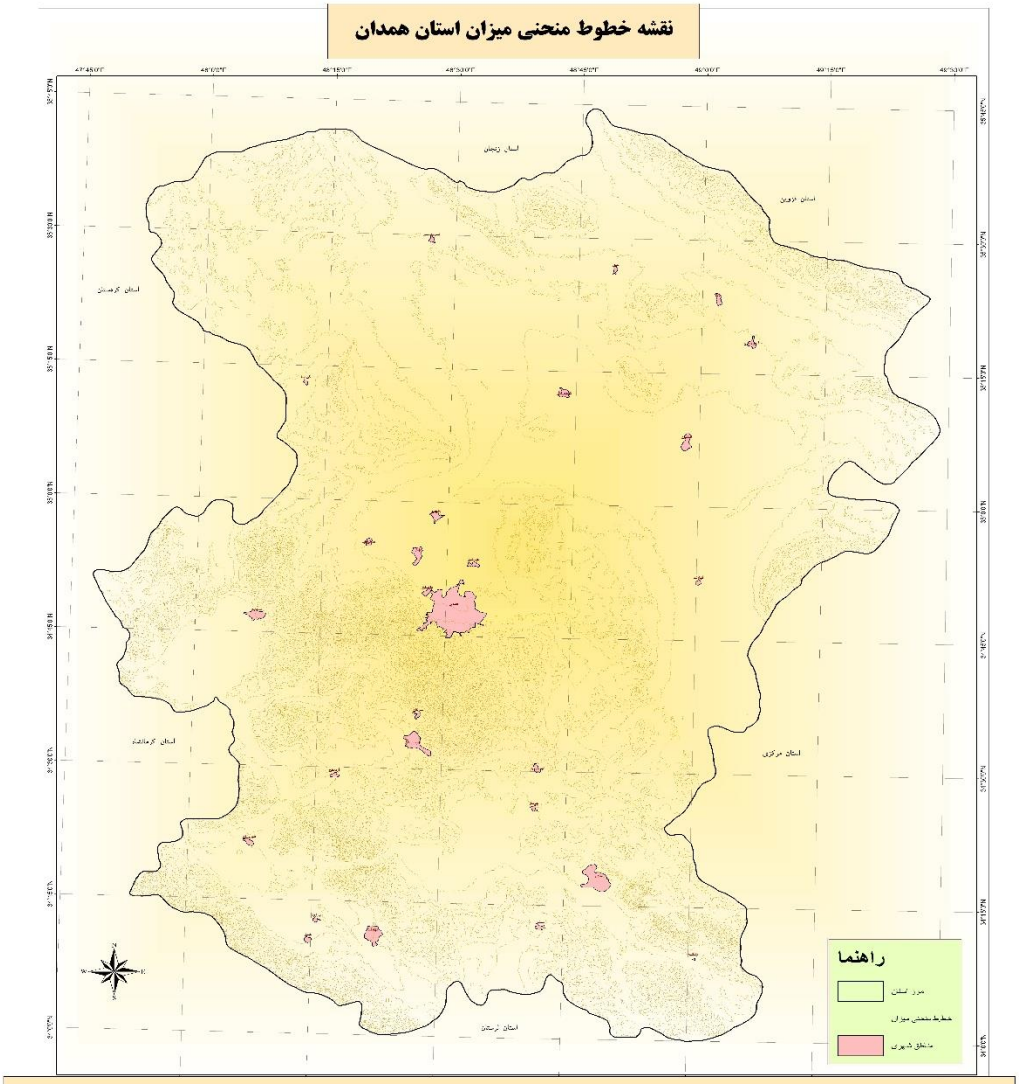
۳ – ناحیه جنوبی

جهت جریان کلی آب زیرزمینی این دشت تابع توپوگرافی منطقه است. و از شمال به سمت جنوب است.

ز - توپوگرافی حوزه آبریز دشت اسدآباد:

دشت اسدآباد در محدوده ۵۲-۴۸ تا ۱۵-۴۸ طول شرقی و ۳۷-۳۲ تا ۵۶-۳۴ عرض شمالی و با وسعت حوزه آبریزی معادل ۹۵۰ کیلومترمربع بخشی از حوزه آبریز عملیاتی کرخه محسوب می‌شود. مرکز این دشت شهر اسدآباد در ۵۵ کیلومتری جنوب غربی شهر همدان است. درحالی‌که ارتفاع دشت از سطح دریا برابر ۱۶۵۰ متر است و پست‌ترین نقطه حوزه آبریز خروجی منطقه واقع در روستای خسروآباد

با ارتفاع ۱۴۰۰ متر است و بلندترین نقطه حوزه آبریز کوه آلومخاطره غ با ۲۹۵۰ متر ارتفاع از دریا است. شکل ۲-۱۳ توپوگرافی استان را به تفکیک شهرستان نشان می‌دهد.



شکل ۲-۳۱۳ :نقشه توپوگرافی استان همدان

۲-۲-۱-۴- شیب منطقه:

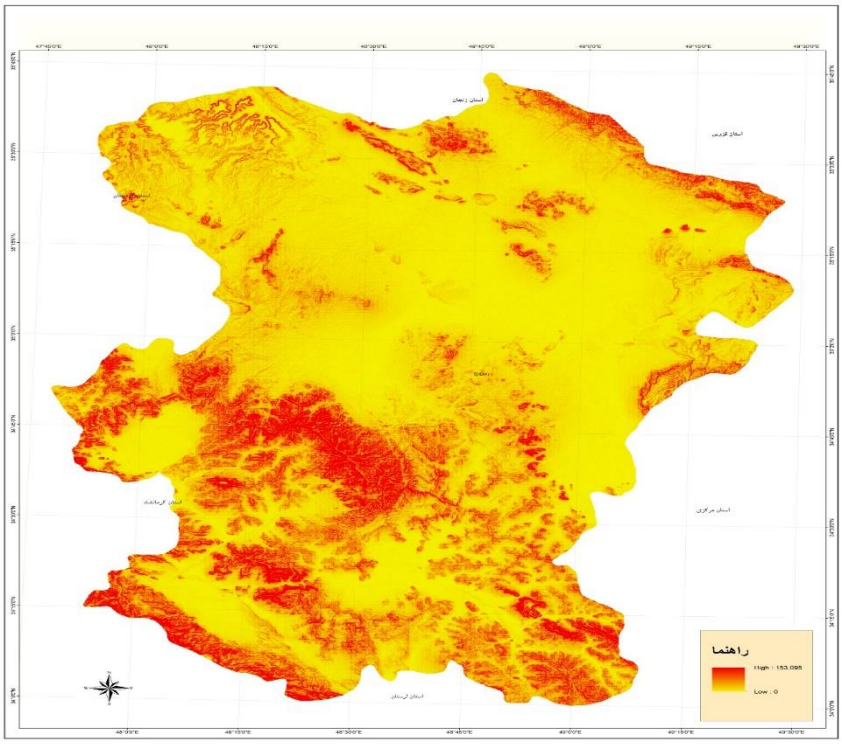
استان همدان‌که شامل سه حوزه اصلی: ۱ – رودخانه قره چای ۲ – رودخانه گاماسیاب ۳ – رودخانه رودشور است.

الف - حوزه رودخانه قره چای:

این حوزه که شامل شهرستان‌های همدان، بهار، رزن و قسمتی از کبودرآهنگ می‌شود در قسمت‌های مختلف شیب‌های متعدد را دارا است. در جنوب شهرستان همدان‌که در کوه الوند قرار دارد شیب‌های بالای ۳۰ درصد نیز مشاهده شده و در این قسمت به دلیل توپوگرافی پیچیده شیب‌های بالای ۱۰ درصد بیشتر مشاهده می‌گردد. در قسمت‌های شمالی شهرستان همدان به دلیل موقعیت دشت شیب

کمتر از ۵ درصد است. در قسمت شمال این حوزه یعنی در شمال شهرستان رزن به دلیل ارتفاعات آوج شیب بالای ۱۵ درصد است. دما در قسمت جنوب غرب این حوزه در شهرستان بهار در قسمت‌های جنوبی شیب با درصد بالا مشاهده می‌گردد. در شهرستان کبودرآهنگ در قسمت‌های شرقی شیب به دلیل خاصیت دشت بودن کمتر از ۵ در صد استان اما در قسمت جنوب غرب شیب‌های بالا نیز مشاهده می‌گردد.

شکل (۲-۱۴) نقشه شیب استان را به تفکیک شهرستان نشان می‌دهد. این نقشه از نقشه توپوگرافی استان همدان با نرم‌افزار GIS تهیه گردیده است.



شکل ۲۲-۱۴ :نقشه شیب استان همدان

ب - حوزه رودخانه گامسیاب:

این حوزه که شامل شهرستان‌های تویسرکان، ملایر، نهاوند و اسدآباد است دارای پراکندگی خاصی ازنظر شیب است. در شهرستان تویسرکان شیب‌های بالا (بالاتر از ۱۰ در صد دیده می‌شود) در شمال این شهرستان یعنی در ارتفاعات الوند شیب‌های بالای ۳۵ در صد نیز مشاهده می‌شود. در اسدآباد نیز در قسمت‌های مرکزی این شهرستان شیب کمتر از ۵ در صد اما در قسمت شرقی آن شیب بالای ۳۵ در صد نیز مشاهده می‌گردد. در شهرستان ملایر که در قسمت جنوب شرقی این حوزه واقع شده شیب‌های با درصدهای مختلف دیده می‌شود. در شهرستان نهاوند که جنوب این حوزه واقع شده شیب‌های بالای ۳۰ در صد مشاهده می‌شود اما در قسمت‌های مرکزی آن شیب کمتر از ده در صد می‌شود.

ج - حوزه رودخانه رود شور:

در شمال غرب استان واقع شده و قسمت‌هایی در شهرستان کبودرآهنگ را شامل می‌شود از زمین‌های نسبتاً" مسطحی تشکیل شده و شیب‌های بالا در این منطقه کمتر دیده می‌شود.

۲-۲-۱-۵- خاکشناسی:

استان همدان از ۷ تیپ اصلی فیزیوگرافی و یک تیپ مخلوط شامل کوه‌ها، تپه‌ها، فلات‌ها، تراس‌های فوقانی دشت‌های دامنه‌ای، دشت‌های رودخانه‌های، دشت‌های رسوبی، دشت‌های سیلابی و واریزه‌های بادبزنی شکل سنگ‌ریزه دار تشکیل شده است.

الف-کوه‌ها:

این اراضی نسبتاً" مرتفع تا بسیار مرتفع با قلل تیز و کشیده متشکل از سنگ‌های آهکی (دگرگونی) گرانیتی و دیوپت همراه با شیب زیاد (۳۰ تا بیش از ۱۰۰) است به همین دلیل در معرض فرسایش قرار دارند خاک‌های آن کم‌عمق تا نیمه عمیق و دارای بافت سبک همراه با سنگریزه است (لیتوسل) این تیپ اراضی دارای ۴ واحد به وسعت ۵۸۱۲۳۱ هکتار در سطح استان همدان است.

۱-واحد 1.1

خاک‌های این اراضی اکثراً" لخت و بدون خاک و شامل رخنمون سنگی و در بعضی قسمت‌ها خاک‌های خیلی کم‌عمق سنگلاخی یا همان لیتوسل است. این خاک‌ها در ارتفاع ۳۷۵۰ ـ ۱۸۰۰ متر و شامل اراضی بایر و مرتفع ترین قلل است.

۲-واحد 1.2

در این واحد کوه‌های با قلل مدور و فرسایش متوسط بر روی مواد مارنی آهکی دگرگونی درشتی وجود دارد ارتفاع آن ۳۲۰۰ ـ ۱۸۰۰ متر است و خاک‌های این واحد کم‌عمق سنگ‌ریزه دار با بافت سبک تا متوسط از نوع ریگوسل و لیتوسل است.

۳- واحد 1.3

این واحد شامل کوهستان‌های فرسایش یافته با دره‌های زیاد متشکل از سنگ‌های آهکی، دگرگونی وآتشفشانی است و در ارتفاع ۳۲۰۰ ـ ۱۸۰۰ متر واقع شده است و خاک‌های این واحد اکثراً" لخت و بدون خاک و شامل رخنمون‌های سنگی و در بعضی قسمت‌ها خاک‌های خیلی کم‌عمق سنگلاخی از نوع لیتوسل وجود دارد.

ب- تپه‌ها:

این اراضی نسبتاً" مرتفع با قلل مدور و متشکل از سنگ‌های آذرین و آهکی با شیب ۲۰ تا ۷۰ درصد فرسایش متوسط تا زیاد است خاک‌های آن کم‌عمق تا نیمه عمیق با بافت سبک تا سنگین و همراه با سنگریزه است که دارای ۳ واحد است.

۱-واحد 2.1

شامل تپه‌های سنگی با فرسایش زیاد و قلل نسبتاً" تیز متشکل از سنگ‌های آهکی و دگرگونی است شیب آن بین ۳۵ تا بیش از ۱۰۰ درصد است ارتفاع آن ۲۲۰۰ ـ ۱۷۰۰ متر است خاک آ ن لخت و دارای رخنمون سنگی در بعضی موارد دارای عمق خیلی کم است.

۲-واحد 2.2

شامل تپه‌های با قلل مدور فرسایش متوسط بر روی مواد مارنی آهکی و یا شیستی است شیب آن ۲۵ تا ۵۰ درصد ارتفاع آن ۱۸۰۰ ـ ۱۷۰۰ متر و خاک آن کم‌عمق با بافت سبک تا متوسط است.

۳-واحد 2.3

تپه‌های با قلل مدور و گنبدی شکل متشکل از سارنهای آهکی، گچی یا نمکی با فرسایش متوسط دراین واحد قرار دارند شیب آن بین ۲۰ تا ۵۰ درصد وارتفاع ۱۹۰۰ ـ ۱۷۰۰ متر واقع شده است خاک‌های این واحد کم‌عمق با بافت سبک تا متوسط بر روی مارنهای گچی و نمکی است.

ج-فلات ها و تراس‌های فوقانی:

این واحد فیزیوگرافی با پستی‌وبلندی و ناهمواری کم تامتوسط وغالبا" دارای سطوح نسبتاً"مسطح متشکل از مواد رسوبی وگاهی واریزه ائی با شیب عمومی بین ۳ تا ۱۰ درصد و شیب جانبی ۴ تا ۱۲ درصد همراه با فرسایش متوسط تا زیاد است خاک‌های این اراضی کم‌عمق تا خیلی عمیق با بافت سبک تا سنگین و زهکشی مناسب است این تیپ اراضی شامل ۲ واحد است.

۱-واحد 3.1

فلات‌ها و تراس‌های فوقانی با پستی‌وبلندی متوسط را شامل می‌شود و خاک‌های نیمه عمیق با بافت سنگین بر روی سنگریزه و مواد آهکی است.

۲-واحد 3.2

فلات‌ها و تراس‌های فو قانی با پستی‌وبلندی کم تا متوسط را شامل می‌شود خاک‌های آن عمیق با بافت سنگین تا خیلی سنگین توأم با تجمع مواد آهکی در لایه‌های زیرین است.

د- دشت‌های دامنه‌ای:

این اراضی نسبتاً" مسطح تا مسطح متشکل از قسمت‌های پایین مخروط افکنه ها و مواد اولیه آبرفتی با شیب بین ۱ تا ۵ درصد همراه با فرسایش کم تا متوسط است. این تیپ اراضی ۴۷۹۷۱۰ هکتار وسعت و دارای ۳ واحد ارضی است.

۱- واحد 4.1

دشت‌های دامنه‌ای با پستی‌وبلندی کم و شیب ملایم (۲ تا ۵ در صد) را شامل می‌شود خاک عمیق با بافت سنگین تا خیلی سنگین همراه با مقداری تجمع مواد آهکی در لایه‌های زیرین از خصوصیات این واحد است.

۲-واحد 4.2

دشت‌های دامنه‌ای نسبتاً" مسطح با شیب ۱ تا ۵ در صد را شامل می‌شود و دارای خاک عمیق با بافت سنگین تا خیلی سنگین بدون سنگ‌ریزه است.

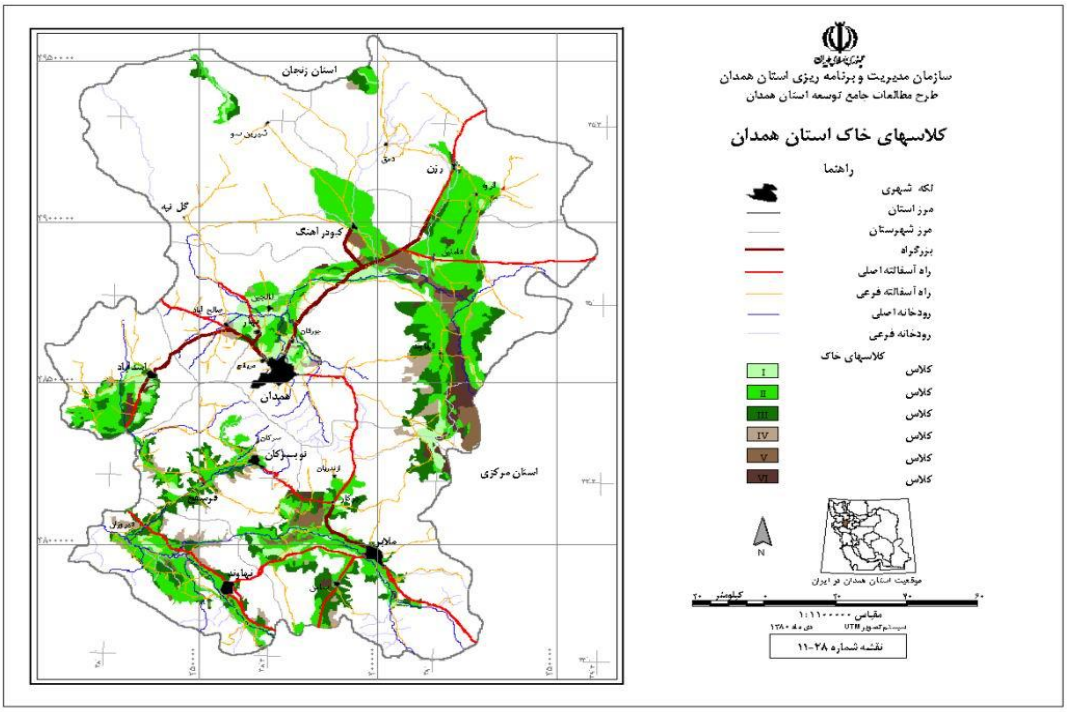
۳-واحد 4.3

دشت‌های دامنه‌ای نسبتاً" مسطح با شوری کم تا متوسط با شیب ۲ تا ۰/۵ درصد را شامل می‌شود و دارای خاک عمیق با بافت سنگین تا خیلی سنگین است.

ر-دشت های رسوبی رودخانه‌ای:

این اراضی شامل دشت‌های رسوبی تقریباً" مسطح با شیب ۰ تا ۱ درصد است وخاک آن عمیق با بافت سنگین تا خیلی سنگین است این اراضی از مواد آبرفتی و رسوبی رودخانه‌ها تشکیل شدند و فرسایش در آن کم است.

شکل (۲-۱۵) نقشه خاکشناسی استان را نشان می‌دهد.



شکل ۲۲-۵۱۴: نقشه خاکشناسی استان همدان

مآخذ: طرح مطالعات جامع توسعه استان همدان

و- دشت‌های سیلابی:

این اراضی پست و گود همراه با تعداد کمی آبراهه کم‌عمق با خاک عمیق تا خیلی عمیق با زهکشی نامناسب و شوری و قلیائیت بسیار زیاد با شیب بسیار کم است این تیپ اراضی با وسعت ۱۹۸۷۱ هکتار از دو واحد اراضی به شرح زیر تشکیل شده‌اند.

۱-واحد 7.1

دشت سیلابی تقریباً" مسطح و دارای آبراهه‌های خیلی زیاد و محدودیت آب‌های زیرزمینی شیب ۰/۵ – ۰ درصد را شامل می‌شود و خاک آن عمیق با بافت سنگین تا خیلی سنگین قلیائی بدون سنگریزه است.

۲-واحد 7.2

دشت سیلابی اطراف قره چای تقریباً" مسطح و محل عبور سیل شیب ۱ تا ۰/۵ درصد است و خاک آن عمیق با بافت سنگین با مقداری محدودیت شوری و قلیائی زیاد است.

ه- واریزه‌های بادبزنی شکل سنگریزه دار:

این اراضی از واریزه‌های بادبزنی شکل سنگ‌ریزه دار با پستی‌وبلندی کم تا متوسط و خاک کم‌عمق تا عمیق همراه با سنگریزه و شیب کم تا زیاد (۲-۳ درصد) با فرسایش متوسط تا نسبتاً" زیاد است که دارای دو واحد ارضی به شرح زیر است.

۱-واحد 8.1

واریزه‌های بادبزنی شکل سنگریزه دار بالایی باشیب متوسط و سنگریزه زیاد را شامل می‌شود و خاک آن کم‌عمق با بافت سنگین تا متوسط بر روی تجمع سنگریزه و سنگ و مواد آهکی است.

۲-واحد 8.2

واریزه‌های بادبزنی شکل سنگریزه دار پایینی با شیب ملایم و سنگ‌ریزه زیاد را شامل می‌شود و خاک آن کم‌عمق تا نیمه عمیق با بافت سنگین تا متوسط سنگ‌ریزه دار بر روی تجمع سنگ ومواد آهکی است.

ی- مجموعه تیپ‌ها:

شامل مجموع واحدهای اراضی است که اغلب مخلوط خاک فلات‌ها و تپه‌های خاکدار است و از مارن های گچی و شور تشکیل شده است.

۲-۲-۱-۶- قابلیت اراضی:

بررسی مطالعات ارزیابی منابع و قابلیت نشان می‌دهد که تیپ‌های اراضی با توجه به خصوصیات خاص خود برای استفاده‌های مختلف کشاورزی به شرح زیر است:

الف- قابلیت کاربری اراضی برای تیپ کوه‌ها و واحدهای آن:

این تیپ اراضی و واحدهای آن به دلیل شیب زیاد و نداشتن پوشش خاک به‌صورت اراضی بایر هستند و به شرط حفاظت و بهبود مراتع برای چراگاه قابلیت متوسط دارد.

ب- قابلیت کاربری اراضی برای تیپ تپه‌ها و واحدهای آن:

این تیپ اراضی نیز به دلیل شیب زیاد و محدودیت عمق خاک و همچنین فرسایش زیاد بیشتر به‌صورت اراضی بایر بوده و فقط در صورت حفاظت خاک و جلوگیری از شخم و کنترل چرا و بهبود مراتع قابلیت متوسطی برای چراگاه پیدا می‌کند. قابلیت کم برای زراعت دیم وجود دارد.

ج-قابلیت کاربری اراضی برای تیپ فلات‌ها و تراس‌های فوقانی و واحدهای آن:

این تیپ اراضی قابلیت متوسط برای دیم‌کاری غلات دارد و در بعضی قسمت‌ها قابلیت متوسط برای چراگاه وجود دارد البته به شرطی که در این تیپ حفاظت خاک و کنترل سیل‌ها صورت پذیرد.

د- قابلیت کاربری اراضی برای تیپ دشت‌های دامنه‌ای و واحدهای آن:

این تیپ اراضی به دلیل بافت سنگین و عمق زیاد خاک قابلیت نسبتاً" مناسبی برای زراعت آبی و درختکاری دارد البته در بعضی قسمت‌ها برای دیم‌کاری غلات نیز مناسب است.

ر-قابلیت کاربری ارضی برای دشت‌های رسوبی رودخانه‌های:

بافت سنگین و عمق زیاد خاک قابلیت نسبتاً" مناسبی برای زراعت آبی در این تیپ به وجود آورده است.

ز-قابلیت کاربری اراضی برای تیپ دشت‌های سیلابی و واحدهای آن:

از خصوصیات اصلی این تیپ سیل گیری آن است اما به دلیل بافت سنگین قابلیت متوسطی برای چراگاه دارد اما قابلیت اصلی آن هنوز معلوم نگشته و بستگی به مطالعات بعدی دارد.

ط- قابلیت کاربری اراضی برای تیپ واریزه‌های بادبزنی شکل و سنگ‌ریزه‌ها:

این تیپ از اراضی به شرط کنترل سیل‌ها و آبراهه با توجه به شیب زیاد و عمق کم خاک قابلیت نسبتاً" مناسبی برای چراگاه‌ها دارد در بعضی قسمت‌ها برای ایجاد باغ و درختکاری مناسب است و مجموعه تیپ‌ها قابلیت مناسب برای دیم‌کاری و چراگاه دارد.

به‌طورکلی قابلیت اراضی برای استفاده کشاورزی به شرح زیر است:

ن- قابلیت اراضی برای زراعت آبی:

بررسی‌های انجام‌شده نشان می‌دهد که اراضی مناسب برای کشاورزی شامل دشت‌های دامنه‌ای و رودخانه‌های و دشت‌های رسوبی است که در صورت تأمین آب موردنیاز و انجام عملیات اصلاحی مانند تسطیح، احداث شبکه‌های آب‌رسانی و فراهم نمودن نهرهای کشاورزی قابل بهره‌برداری است.

واحد اراضی تیپ‌های فوق شامل اراضی ۴۰۱ و ۴۰۲ و ۵۰۱ است که وسعت آن‌ها در محدوده مطالعاتی جمعاً" برابر ۵۰۹۲۶۵ هکتار است لازم به ذکر است چنانچه عملیات عمرانی و اصلاحی نسبتاً" زیادی در قسمت‌هایی از واحد اراضی فلات‌ها صورت گیرد وسعت اراضی قابل آبیاری تا حدود ۵۸۰۰۰ هکتار می‌تواند افزایش یابد.

و- قابلیت کاربری اراضی برای زراعت دیم:

مطالعات ارزیابی نشان می‌دهد که اراضی فلات‌ها و تراس‌های فوقانی و قسمت‌هایی از اراضی تپه‌ها با رعایت اصول فنی دیم‌کاری می‌تواند مورداستفاده قرار گیرد که وسعت آن‌ها جمعاً" معادل ۵۴۸۰۰۰ هکتار است.

ه- قابلیت کاربری اراضی برای مرتع:

قابلیت و استعداد اراضی برای مرتع بر پایه ظرفیت چرا مشخص می‌شود برای ارزیابی و تعیین مراتب استعداد اراضی مرتعی در رابطه با ظرفیت چرا، استانداردهای تدوین‌شده به دست نیامد اما روشی که در بررسی‌های منابع اراضی برای درجات قابلیت و استعداد اراضی در ایران معمول است بر اساس محدودیت‌های فیزیکی که موجب کاهش چرا می‌شود استوار است.

محدودیت‌هایی که در مطالعات منابع اراضی برای تعیین قابلیت برای کاربری مرتع موردبررسی قرار می‌گیرند عبارت‌اند از:

پوشش خاکی، وضعیت توپوگرافی، آب‌وهوا، فرسایش، زهکشی و آبروی آب باران،

مراتب قابلیت و استعداد اراضی برای مراتع به شرح زیر است:

درجه ۱ - اراضی بدون محدودیت فیزیکی و شرایط آب‌وهوایی بسیار مناسب

درجه ۲ - اراضی با محدودیت کم و شرایط آب‌وهوای مناسب

درجه ۳ - اراضی با محدودیت‌های فیزیکی متوسط و با شرایط آب‌وهوای نسبتاً" مناسب

درجه ۴ - اراضی با محدودیت فیزیکی زیاد این‌گونه اراضی برای چراگاه‌ها اتفاقی و حفاظت حوزه آبخیز مناسب است.

درجه ۵ - اراضی با محدودیت فیزیکی بسیار زیاد که برای تعیین تناسب و بهره‌برداری به مطالعه بیشتر احتیاج دارند

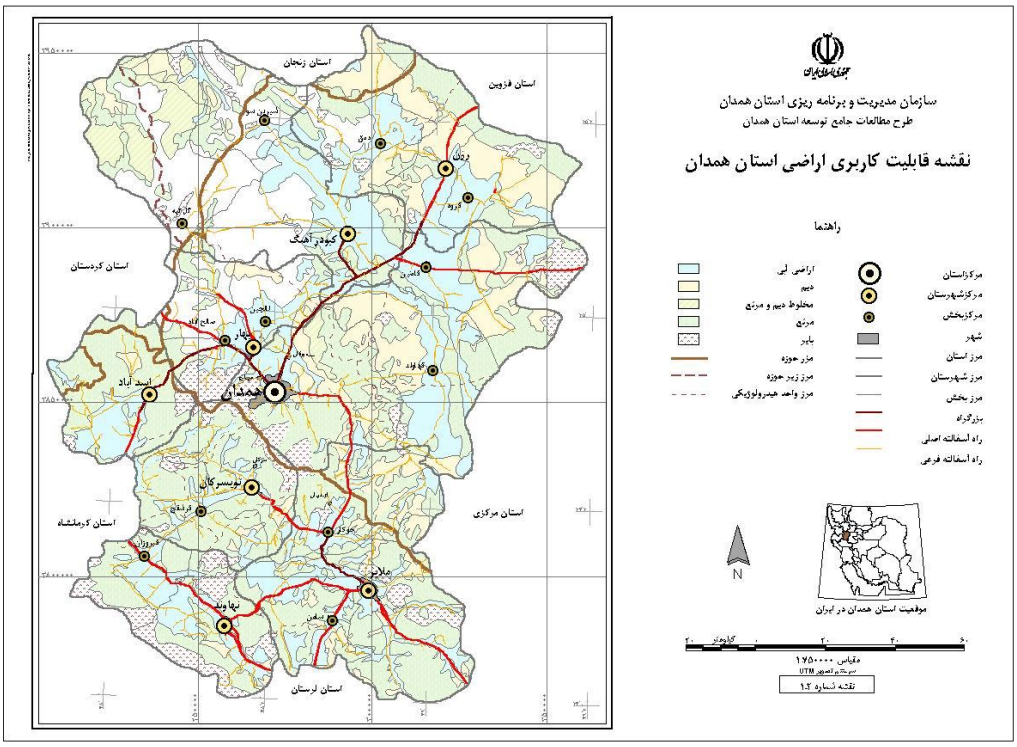
درجه ۶ - این اراضی نمی‌توانند برای چراگاه‌ها مورداستفاده قرار گیرند

در تقسیم‌بندی و تعیین درجات اراضی مرتعی سه عامل عمده (شیب – فرسایش – عمق خاک) بیشتر از دیگر عوامل مؤثر بوده به‌طورکلی وسعت آن در استان برابر با ۷۴۷۲۵۰ هکتار است.

ی- قابلیت منابع اراضی برای جنگل‌کاری:

بررسی به‌عمل‌آمده در محدوده مطالعه بیانگر آن است که حدود ۲۰۰ هکتار جنگل طبیعی با درختان پراکنده در شهرستان نهاوند قرار دارد پوشش جنگلی این منطقه طی سال‌های دراز بر اثر قطع بی‌رویه و عدم توجه از بین رفته‌اند. اما با توجه به شرایط اقلیمی و منابع خاک مناسب می‌توان کلیه تیپ‌های اراضی تپه‌ها و شیب‌های پایین کوه‌ها را برای هرس درختان و احداث جنگل در نظر گرفت.

شکل (۳-۱۶) قابلیت اراضی استان را نشان می‌دهد.



شکل ۲-۶۱۵ :نقشه قابلیت کاربری اراضی استان همدان

مآخذ: طرح مطالعات جامع توسعه استان همدان

۲-۲-۱-۷- هیدرولوژی و منابع آب استان همدان:

استان همدان در چهار حوزه آبریز به شرح زیر قرار گرفته است.

۱ – حوزه آبریز مرکزی – همدان

۲ – حوزه کرخه

۳ – حوزه سفیدرود

۴ – حوزه مرزی

بخش وسیعی از مساحت است (۵۴/۲ درصد) در حوزه آبریز مرکزی – همدان قرار گرفته است که مساحت آن ۱۰۵۸۹ کیلومترمربع است. حدود ۶۶۳۸ کیلومترمربع در حوزه کرخه ۳۴ درصد مساحت است و ۲۱۸۵۵ کیلومترمربع (۱۱/۲ درصد مساحت) در حوزه آبریز سفیدرود و ۱۱۲/۵ کیلومترمربع از محدوده است (۰/۶ درصد از مساحت است) در حوزه آبریز رودخانه‌های مرزی واقع شده است.

بخشی از حوزه آبریز مرکزی – همدان‌که در محدوده سیاسی استان همدان قرار دارد از یک زیر حوزه به نام قره چای تشکیل شده است. این زیر حوزه خود مشتمل بر چهار واحد هیدرولوژیک، کمیجان، قهاوند – قروه، بهار، همدان و کبودرآهنگ است.

آن قسمت از حوزه آبریز کرخه که در استان همدان قرار دارد از یک زیر حوزه به نام گاماسیاب تشکیل شده است. واحدهای هیدرولوژیک ملایر، تویسرکان، نهاوند و شیوان، اسدآباد و آق مخاطره ق و کنگاور در این حوزه قرار دارند.

حوزه آبریز سفیدرود نیز در محدوده سیاسی استان دارای دو زیر حوزه به نام های تلوار (به وسعت ۶۵۸ کیلومترمربع) و قزل‌اوزن (آبی چای) به وسعت ۱۵۲۷/۵ کیلومترمربع است که در هر زیر حوزه یک واحد هیدرولوژیک به نام های تلوار و بیزینه رود قرار دارد. حوزه آبریز رودخانه‌های مرزی، کوچک‌ترین حوزه آبریز واقع در محدوده استان است. که از یک زیر حوزه به نام سیروان – زیمکان و یک واحد هیدرولوژیک به نام گاوه رود تشکیل شده است.

۲-۲-۱-۷-۱- سیستم رودخانه‌ای:

سیستم رودخانه‌های استان به چهار زیرسیستم تقسیم می‌شود:

- زیرسیستم قره چای
- زیرسیستم گاماسیاب
- زیرسیستم قزل‌اوزن
- زیرسیستم سیروان – زمیکان

هرکدام از این زیرسیستم‌ها شامل رودهای مهم استان است که در قسمت‌های آینده به آن‌ها اشاره می‌شود. علاوه بر این جریانات سطحی هم‌اکنون در استان سه سد احداث شده است که ازنظر مقیاس و تأمین آب حج اندکی را نسبت به قابلیت موجود آب تشکیل می‌دهد. این سدها عبارت‌اند از سد اکباتان، سد گونلو و سد بهکندان. علاوه بر این‌ها در استان ۲۶۷ بند انحرافی وجود دارد که ۷۸ واحد آن بتنی و ۱۸۹ واحد دیگر سنتی است. از طریق این بندها مجموعاً" حدود ۵۱۵ میلیون مترمکعب آب استحصال می‌شود و حدود ۶۰/۰۰۰ هکتار از اراضی آبی منطقه آبیاری می‌شود. در مناطق معدودی نیز کانال‌های انتقال بتنی احداث شده است که جمعاً" طولی معادل ۴۵/۴ کیلومتر دارد به‌منظور بررسی و مطالعه بیشتر حوزه‌های اصلی به فصل‌های بعدی مراجعه گردد. در فصل چهارم هیدرولوژی و فیزیوگرافی استان مفصل بحث شده است.

۲-۲-۱-۸- پوشش گیاهی:

پوشش گیاهی استان به‌طور عمده از ۱۵ تیپ مرتعی تشکیل شده است. سطح بسیار ناچیزی جنگل طبیعی که باقیمانده جنگل‌های غرب است نیز در استان موجود است. سیمای طبیعی استان را مراتع در برگرفته که به‌طور عمده ویژگی توپوگرافی آن شامل: ارتفاعات، تپه‌ماهورها، مناطق پرشیب، سنگلاخی و صعب‌العبور با پستی‌وبلندی زیاد است، اغلب اراضی منابع ملی که به نحوی قابل‌کشت و زرع و احداث باغ و بیشه بوده، تغییر کاربری در نقشه و عملیات زراعی در آن صورت گرفته است. اگر مراتعی در دشت یا دامنه باقی‌مانده عامل محدودکننده‌ای مانند شوری عمق کم خاک، برون‌زدگی سنگی سبب بقاء آن بوده است. فشار بیش‌ازحد چرای دام و عدم رعایت فصل و مدت چرا سبب شده گونه‌های مناسب و متعلق به‌کلیماکس از مراتع حذف شده و گونه‌های نامرغوب جایگزین آن‌ها شود به‌طوری‌که ترکیب عمده گیاهان مرتعی را گیاهان کلاس سه، تیغ‌دار، غیر خوش‌خوراک و مهاجم تشکیل می‌دهند. بیش از ۳۰ در صد از سطح مراتع را خاک سخت پوشانده که نشان‌دهنده نبود گیاه بر روی آن است. سرانجام آنکه فقدان مناسب پوشش گیاهی و مسائل مربوط به فرسایش خاک و تراکم دام بر مرتع به‌گونه‌ای است که آثار تردد دام به‌صورت میکروتراس به‌وضوح در تمامی عرصه قابل مشاهده است. گیاهان مهاجم، علف‌های هرز، یکنواختی ترکیب گیاهی، وجود گستره گیاهان سعی و خاردار گستردگی فرسایش سطحی، شیاری و خندقی همگی نشانه‌های عدم بهره‌برداری صحیح از مراتع است. تولید ناچیز و عدم وجود گیاهان مناسب را در مراتع در میانگین وزن لاشه و کیفیت گوشت دام‌ها می‌توان دید. کاهش تولید علوفه و عدم درآمد کافی بهره‌برداران عامل‌های افزایش دام و فعالیت‌های دامداری است که باعث ایجاد دور باطل و نامحدودی در نابودی مراتع می‌شود.

علاوه بر عامل مدیریت بهره‌برداری از مراتع، عوامل اقلیمی نیز در تخریب روزافزون مراتع مؤثرند.

به‌طورکلی مراتع نقاط جنوبی استان با برخورد داری از شرایط اقلیمی مناسب از وضعیت بهتری نسبت به مراتع شمال استان برخوردار هستند از دیگر گستردگی دیمزارها در شمال استان عمومیت بیشتری نسبت به جنوب با توجه به محدودیت منابع آب دارد.

استان همدان به علت برخورداری از وضعیت متفاوت توپوگرافی و همچنین تنوع زیستگاه‌ها، دارای رویشگاه‌های مختلفی است که می‌توان به‌طورکلی آن‌ها را به‌صورت زیر تقسیم‌بندی کرد.

۱ – کوه‌ها ۲ – تپه‌ها، فلات‌ها و تراس‌های فوقانی ۴ – دشت‌های دامنه‌ای ۵ – دشت‌های سیلابی ۶ – واریزه‌های بادبزنی.

با مطالعه پوشش گیاهی استان همدان در حال حاضر حدود ۹۰ خانواده، ۵۵۰ جنس و ۱۰۰۰ گونه در هر بادیوم توسط مرکز تحقیقات منابع طبیعی و امور دام شناسایی و نگهداری می‌شود.

بیشتر گیاهانی که در فلور استان معرفی شده‌اند به نحوی کاربرد داروئی دارند، به‌طورکلی که در مطالعات انجام یافته توسط مرکز تحقیقات یادشده ۴۲ گونه گیاه داروئی از ۱۹ خانواده و ۴۶ جنس با شکل‌های زیستی متفاوت متعلق به انواع مناطق جغرافیایی گیاهی شناسایی شده‌اند.

۲-۲-۱-۸-۱- مرتع:

الف -وسعت قلمرو تیپ و درجه‌بندی مراتع:

به‌طورکلی وسعت مراتع استان حدود ۶۵۶۲۵۹ هکتار است که ۳۳ در صد سطح استان را در برمی‌گیرد. از تیپ‌های یادشده تعدادی پوشش خود را در مرحله دوم توالی و تواتر بازیافته‌اند، و سایر تیپ‌های مرتعی دست‌نخورده باقی‌مانده و در سیر توالی و تواتر گونه‌های مرتعی را در طول زمان و در امکان حفظ کرده‌اند که مساحت نسبتاً بزرگی از مراتع استان را می‌پوشاند.

حدود ۲۵۰ هزار هکتار از عرصه استان را مراتع مخلوط و دیم‌زارها تشکیل می‌دهد که ۱۰۰ هزار هکتار یا تقریباً؛ ۴۰ در صد آن را مراتع می‌پوشاند، از طرفی عرصه‌های شور و قلیائی است که به نحوی مورد چرایی قرار می‌گیرد مساحتی حدود ۵۹ هزار هکتار معادل ۲/۷ در صد است. بیرون‌زدگی‌های سنگی با پوشش بسیار ضعیف مرتعی با سطحی برابر ۸۷ هزار هکتار یا ۰/۴ مساحت استان را می‌پوشاند به‌طورکلی مجموع عرصه‌های مرتعی استان برابر ۹۰۲۲۵۹ هکتار است که ۴۶/۲۸ در صد مساحت استان را شامل می‌شود. قلمرو پراکنش پانزده تیپ مرتعی نشان می‌دهد که بیشترین پراکنش یازده تیپ مرتعی با داشتن عنصر گیاهی گون با مساحت ۵۲۱۲۹۳ هکتار ۷۹/۴ در صد مناطق ارتفاعی و کوهستانی را پوشش می‌دهد و گاهی می‌توآن‌همراه با دامنه مناطق دشتی و دامنه‌ای را فرا می‌گیرد.

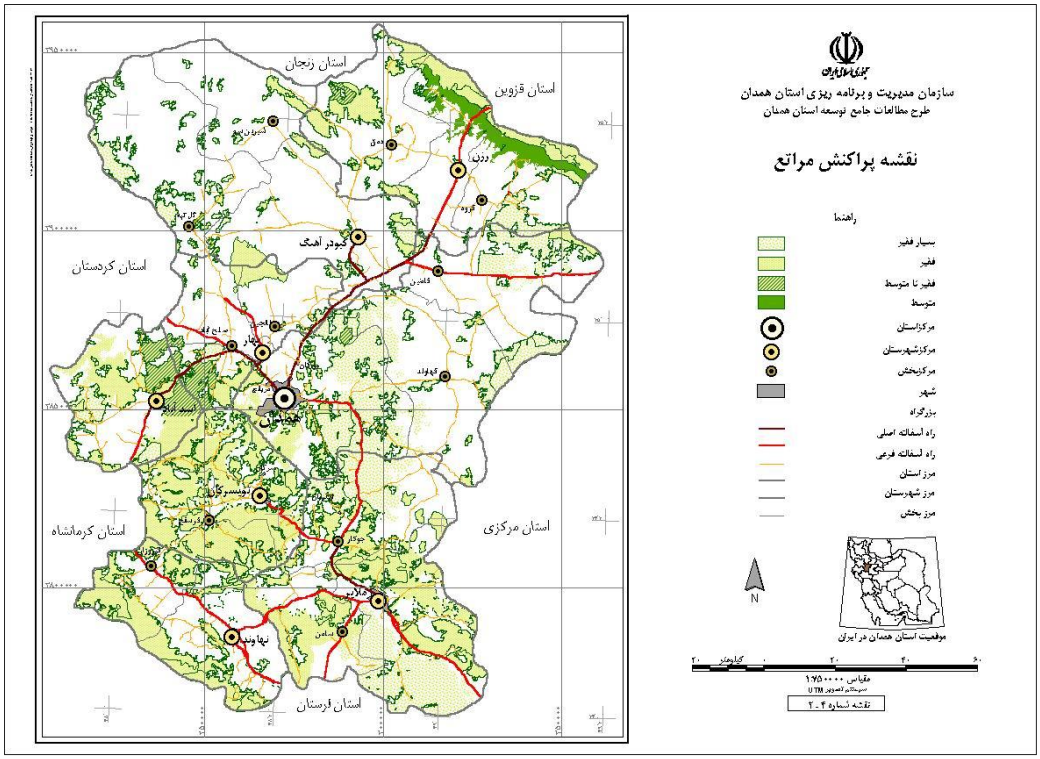
ب-مراتع شهرستان‌های استان همدان:

ازنظر پراکنش تیپ‌های مرتعی در سطح شهرستان‌های است، شهرستان ملایر، همدان و تویسرکان به ترتیب دارای مساحتی برابر ۱۵۱۳۵۲ هکتار، ۱۳۴۰۳۰ و ۱۰۴۵۳۴ هکتار می‌باشند. این شهرستان‌ها دارای قلمرو مرتعی وسیع‌تری نسبت به سایر شهرستان‌ها هستند. ازنظر پایداری گونه نیزگون به‌عنوان عنصر غالب در اغلب مراتع شهرستان‌ها وجود دارد که همراه گندمیان پایای مرتعی و آویشن و خوشک از گیاهان عمده و غالب مراتع طبیعی استان به شمار می‌رود.

مراتع استان ازلحاظ درجه‌بندی وضعیت به ترتیب زیر تقسیم می‌شوند:

- مراتع متوسط ۵/۶ در صد مراتع استان معادل ۳۶۸۱۶ هکتار
- مراتع متوسط تا فقیر ۴/۰ درصد مراتع استان و معادل ۲۶۵۷۸ هکتار
- مراتع فقیر ۵۶/۶ در صد مراتع استان و معادل ۳۷۱۱۸۰ هکتار
- مراتع بسیار فقیر ۳۳/۸ در صد مراتع استان و معادل ۲۲۱۶۸۴ هکتار

مجموع مساحت مراتع استان ۶۵۶۲۵۹ هکتار محاسبه شده است. شکل (۲-۱۷) مراتع استان را به تفکیک نشان می‌دهد.



شکل ۲۲-۱۷ :نقشه مراتع استان همدان

مآخذ: طرح مطالعات جامع توسعه استان همدان

متأسفانه مراتع خوب و عالی در استان وجود ندارد و این نشان‌دهنده سیر قهقرایی و تخریب بیش‌ازحد و بهره‌برداری نامطلوب از منابع است. ادامه روند کنونی برداشت از منابع طبیعی تجدیدشونده در آینده نه‌چندان دور سبب خواهد شد همه مراتع استان به‌صورت غیر استفاده درآید.

بهره‌برداری بی‌رویه سبب گردیده است که گونه‌های کم شونده و زیاد شونده از اغلب عرصه‌های مرتعی ناپدید و جای خود را به گونه‌های نامرغوب و مهاجم بدهد. در مناطقی که شدت بهره‌برداری شدید بوده، گیاهان به گوش و شیرسنگ جایگزین گون به‌عنوان گونه غالب شده است. و در صورت ادامه روند فعلی پیش‌بینی می‌شود پوشش گیاهی مراتع استان همدان در آینده گونه‌های یک‌ساله و علف‌های هرز باشد.

تیپ‌های مرتعی موجود استان به‌قرار زیر است:

۱-تیپ Astragalus– Artemisia

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۶۱۲۸۰ هکتار است که ۳/۱ در صد سطح استان و ۹/۳ در صد سطح مراتع را در بر می‌گیرد، میانگین کل پوشش تاجی ۲۲ درصد خاک سخت ۴۸ در صد سنگ‌ریزه وسنگ ۲۷ در صد و لاشبرگ ۳ در صد است. این تیپ بیشتر در وزندان، آقاج، خواجه حصاری، همدان، تویسرکان، ملایر و کبودرآهنگ است.

۲-تیپ Hulthemia Persica

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۱۲۵۴۰۱ هکتار است که ۶/۴ در صد استان و ۱۹/۱ در صد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۲۵ در صد خاک سخت ۵۲ در صد " سنگ و سنگ‌ریزه ۱۸ در صد و لاشبرگ ۵ در صد است که بیشتر در کوه قره داغ همدان، رزن، بهار، ملایر و کبودرآهنگ دیده می‌شود.

۳-تیپ Hulthemia Artemisia

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۳۹۳۷ هکتار است که ۰/۲۰ در صد استان و ۰/۶ در صد سطح مراتع را در برمی‌گیرد میانگین کل پوشش تاجی ۳۰ در صد خاک سخت ۴۰ در صد سنگ و سنگ‌ریزه ۲۷ در صد و لاشبرگ ۳ در صد است. این تیپ بیشتر در شهرستان همدان دیده می‌شود.

۴-تیپ Astrgalus - Eophorbia Ehomis

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۱۷۲۲۸۳ هکتار است که ۸/۸۳ درصد سطح منطقه و ۲۶/۲۵ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد میانگین کل پوشش تاجی ۳۰ درصد، خاک لخت ۳۵ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۳۰ درصد و لاشبرگ ۵ درصد است.

پراکنش این تیپ در منطقه همدان، کبودرآهنگ، ملایر، نهاوند، تویسرکان، اسدآباد و بهار است.

۵-تیپ Astyagalus - Euphorbia – Hulthemia

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۲۲۴۵۰ هکتار است که ۱/۱۵ درصد مساحت استان و ۳/۴۲ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۲۰ درصد، خاک لخت ۴۸ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۲۹ درصد و لاشبرگ ۳ درصد است. پراکندگی این تیپ در دیزج، اسدآباد، همدان و کبودرآهنگ مشاهده شده است.

۶- تیپ Astrgalus - Festuca

مساحت این تیپ ۲۷۸۲۱ هکتار است که ۱/۳۶ درصد استان و ۴/۰۵ درصد سطح مراتع را شامل می‌شود، میانگین کل پوشش تاجی ۳۵ درصد، خاک لخت ۳۰ درصد. سنگ و سنگ‌ریزه ۲۵ درصد و لاشبرگ ۱۰ درصد است. پراکندگی این تیپ در مناطق اسدآباد، بهار، همدان و کبودرآهنگ مشاهده شده است.

۷-تیپ Astrglus - Daphne

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۱۳۴۵۷ هکتار است که ۰/۷ درصد مساحت استان و ۲/۱ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۴۰ درصد، خاک لخت ۱۰ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۴۰ درصد و لاشبرگ ۱۰ درصد است. این تیپ مرتع فقط در نهاوند دیده شده است.

۸-تیپ Astragalus – Euphabia

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۱۶۳۳۷۸ هکتار است که ۸/۴ درصد مساحت استان و ۲۴/۹ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۳۰ درصد، خاک لخت ۳۰ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۳۵ درصد است. این تیپ در روستای قلعه بار دولاب از آور زمان به‌طرف نهاوند و سطح استان همدان، ملایر، بهار – تویسرکان – قهاوند اسدآباد، نهاوند، رزن، کبودرآهنگ پراکنده است.

۹-تیپ Astragalus – Thumus

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۴۷۸۹ هکتار است که ۰/۲۴ درصد مساحت استان و ۰/۷۳ درصد مساحت مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۳۵ درصد، خاک لخت ۳۰ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۲۵ درصد و لاشبرگ ۳ درصد است. این تیپ در شهرستان‌های همدان – ملایر – تویسرکان – اسدآباد – رزن و بهار پراکنده شده است.

۱۰- تیپ Astraglus - Phlomis

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۱۱۶۸۲ هکتار است که ۰/۵۹ درصد سطح استان و ۱/۷۸ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۳۰ درصد، خاک لخت ۳۵ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۲۵ درصد است. شهرستان‌های همدان – رزن- کبودرآهنگ محل پراکنش این تیپ مرتعی به شمار می‌روند.

۱۱-تیپ Astragalus – Stipa

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۲۶۰۸۲ هکتار است که ۱/۳ درصد مساحت استان و ۴ درصد مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۳۵ درصد، خاک لخت ۱۰ درصد و سنگ و سنگ‌ریزه ۵۰ درصد و لاشبرگ ۵ درصد است. وضعیت پراکنش آن بیشتر در شهرستان رزن است.

۱۲-تیپ Astragalus – Stipa

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۷۳۳۴ هکتار است که ۰/۳۷ سطح منطقه و ۱/۱۲ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۲۸ درصد، خاک لخت ۳۲ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۳۵ درصد و لاشبرگ ۵ درصد است. مناطق کبودرآهنگ، رزن و گل‌تپه محل پراکنش این تیپ مرتعی را تشکیل می‌دهد.

۱۳-تیپ Astragalus – Bromus

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۱۰۷۳۷ هکتار است که ۰/۶ درصد سطح استان و ۱/۶ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی این تیپ ۳۵ درصد، خاک لخت ۴۵ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۱۵ درصد و لاشبرگ ۵ درصد است. این تیپ بیشتر در شهرستان رزن دیده می‌شود.

۱۴-تیپ Acantholimon – cousinia – Artenisia

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۳۴۴۲ هکتار است که ۰/۲ درصد سطح استان و ۰/۵ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۳۵ درصد، خاک لخت ۳۵ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۲۰ درصد و لاشبرگ ۱۰ درصد است. منطقه‌های همدان و رزن جایگاه این تیپ مرتع است.

۱۵-تیپ Stipa – Clyeyrrhiza – Euphorbia

مساحت این تیپ در منطقه موردمطالعه حدود ۲۱۸۶ هکتار است که ۰/۱ درصد سطح استان و ۰/۳ درصد سطح مراتع را در برمی‌گیرد. میانگین کل پوشش تاجی ۳۲ درصد، خاک لخت ۴۵ درصد، سنگ و سنگ‌ریزه ۱۰ درصد و لاشبرگ ۱۳ درصد است. منطقه عمده پراکنش این تیپ ملایر است.

۳-۲-۲-۶-۲-جنگل‌های موجود در شهرستان‌های استان همدان:

وسعت رویشگاه‌های جنگلی استان همدان ۵۴۶۶ هکتار است که در نقاط مختلف استان پراکنده است. مهم‌ترین رویشگاه جنگلی در شهرستان نهاوند و جنگل کیان با ۲۰۰ هکتار مساحت استان عناصر موجود در جنگل نشان می‌دهد رویشگاه مذکور در گذشته نه‌چندان دور به‌صورت عرصه پیوسته به جنگل‌های همدان بوده است که به علت بهره‌برداری نادرست به‌صورت گسسته باقی‌مانده است. سایر عرصه‌های جنگلی که به‌صورت پراکنده در مناطق مختلف استان دیده می‌شود در گزارش پیوست اشاره می‌شود.

الف-جنگل کیان:

منطقه کیان در ۳۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان نهاوند در محدوده گاماسیاب زیر حوزه گوشه نهاوند در بین مدارهای ۲۱ و ۸ و ۳۴ شمالی و ۵۵ و ۱۲ و ۴۸ تا ۱۹ و ۱۴ و ۴۸ طول شرقی قرار دارد حداقل ارتفاع منطقه از سطح دریا ۱۶۱۵ متر استان وسعت جنگل کیان ۲۰۰ هکتار استان و جزء جنگل‌های تنک تا نیمه انبوه محسوب می‌شود منطقه کیان با داشتن حدود ۳۷۰ گونه گیاهی از ۲۴۲ جنس و ۶۱ خانواده از تنوع گونه‌ای بالائی برخوردار است.

ب-جنگل سماقستان تویسرکان:

این جنگل به مساحت ۶ هکتار در روستای آرتیمان تویسرکان واقع شده و جزء جنگل‌های مخروبه است.

پوشش غالب این منطقه سماق است.

ج-جنگل بادامستان:

این جنگل با مساحت ۶۰۰ هکتار در شهرستان همدان و روستای آقاج و زندان واقع شده و ازنظر کلاسه‌بندی جزء جنگل‌های مخروبه است

د-جنگل شیر و پلنگ:

این جنگل جزء جنگل‌های مخروبه بوده و با مساحت ۱۰۰ هکتار در شهرستان ملایر و روستای ازناوله واقع گردیده است.

ه-جنگل سماقستان ملایر:

این جنگل با مساحت ۱۰ هکتار جزء جنگل‌های مخروبه محسوب می‌شود و در روستای کمالوند ملایر قرار دارد.

فصل سوم

روش شناسی وداده ها

۳- فصل سوم: روش شناسی و داده ها

۳-۱- مراحل، داده‌ها و روش تحقیق

۳-۱-۱- مراحل تحقیق:

روش تحقیق در این پژوهش تحلیلی – توصیفی است و هدف اجرای آن کاربردی است داده‌ها و اطلاعات موردنیاز تحقیق به دو روش اسنادی (مطالعه کتب، مقالات و غیره) و میدانی (پیمایشی) جمع‌آوری‌شده است. در این راستا مطالعه، بررسی و اقدامات زیر صورت گرفته است.

۱ – تهیه و جمع‌آوری آمار که از آمار مربوط به سازمان هواشناسی و قسمتی دیگر از آمار و داده‌های ایستگاه‌های هیدرومتری آب منطقه‌ای استان همدان آمار واطلاعات سازمان جهاد کشاورزی و.....استفاده گردیده است.

۲ – مطالعه پوشش گیاهی و خاکشناسی منطقه همچنین زمین‌شناسی و قابلیت اراضی و به‌طورکلی معرفی خصوصیات طبیعی استان همدان

۳ – تجزیه‌وتحلیل داده ها ومخاطرات رایج جوی از جمله یخبندان،خشکسالی و توفان و..

۴- تجزیه‌وتحلیل داده ها ومخاطرات رایج جوی زمینی مانند زلزله ، فرونشست ، فرسایش و...

۵-برآورد احتمال وقوع و دوره برگشت آنها

۶-برآوپهنه بندی وشناخت رفتار این مخاطرات

۷ – بررسی توزیع مکانی مخاطرات رخ داده و ثبت شده در نقاط مختلف استان

۸ – نقش عوامل مختلف و شناسایی مناطق پرخطر.

۹-بررسی مناطق آسیب‌پذیر ازنظر مخاطره و خسارات وارده و شناسایی مناطق حساس انسانی و اقتصادی

۱۳– بررسی و ارائه راهکارهای کوتاه‌مدت میان‌مدت و بلندمدت جهت کاهش آسیب‌پذیری

۱۴- تحلیل ظرفیت محیطی و حساسیت آن جهت بررسی آسیب‌پذیری، بخش‌های در سطح استان

۱۵ – تجزیه‌وتحلیل داده‌های آماری با استفاده از نرم‌افزار کامپیوتری و برنامه‌نویسی در محیط GIS و matlab، و... است.

۳-۱-۲- ابزار تحقیق به‌صورت:

۱ – کتابخانه‌های: جمع‌آوری سوابق طرح اطلاعات و داده و به‌کارگیری نظرات ارائه‌شده.

۲ – میدانی: مشاهده وضعیت طبیعی و همچنین اقدامات انجام‌شده و تطبیق داده‌های به‌دست‌آمده با واقعیت طبیعت.

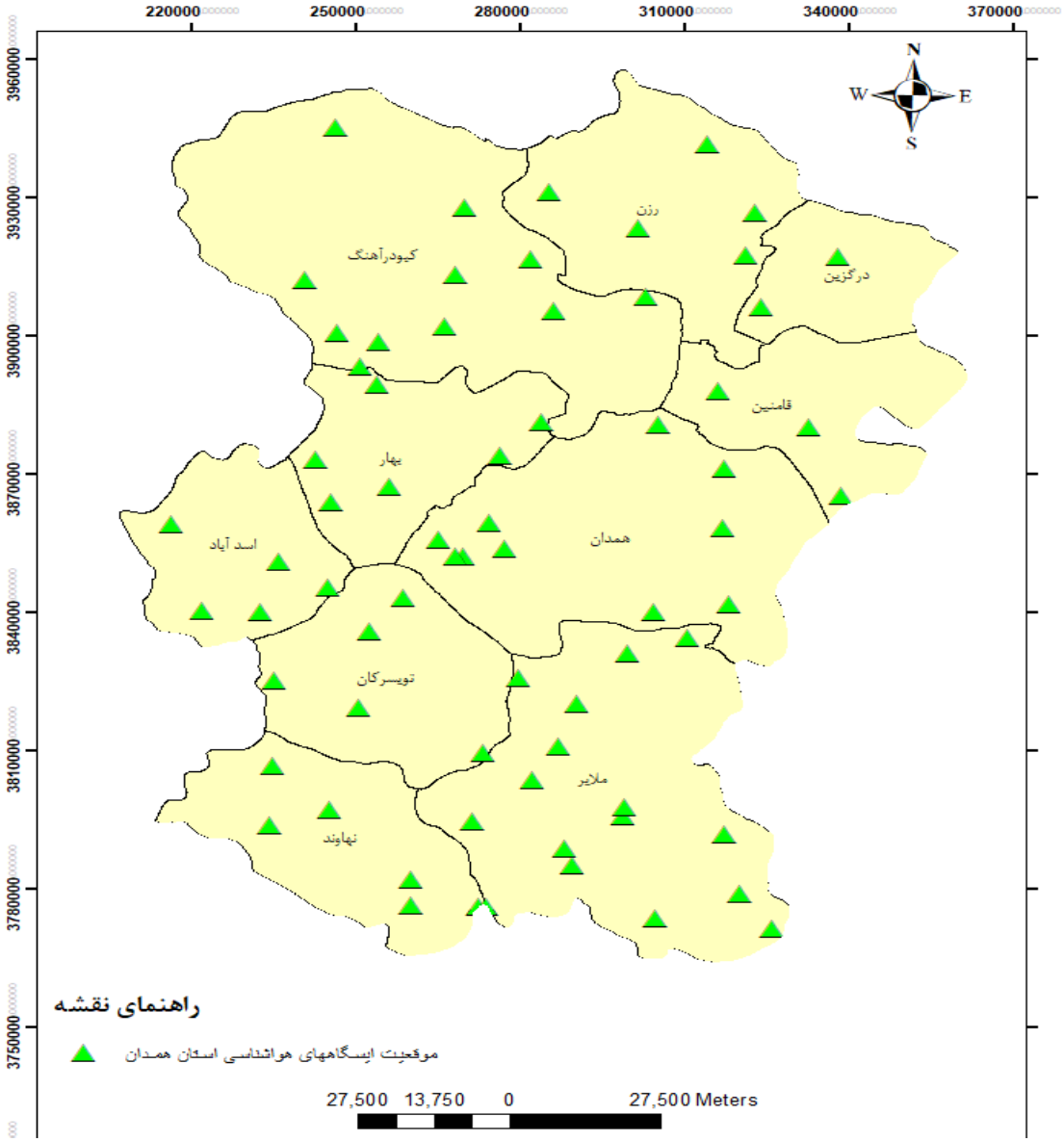
۳ – آزمایشگاهی: آنالیز داده و اطلاعات و شناسایی روابط بین پدیده‌ها.

۴ – سیستمی: جمع‌بندی و تبین مطالعات و گزارش‌های به‌دست‌آمده و تلفیق این اطلاعات و گویا نمودن اجزا, طرح با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی.

۳-۲- جمع‌آوری داده‌ها و مشاهدات

۳-۲-۱- بررسی مخاطرات جوی(سیل ،خشکسالی ،یخبندان و..) استان همدان :

برای این منظور از داده های ایستگاه های هواشناسی استفاده شده است ایستگاه‌های موردمطالعه استفاده ازنظر نوع به دودسته کاملاً مجزا از یکدیگر تقسیم می‌شوند؛ دسته اول ایستگاه‌های هواشناسی که وابسته به سازمان هواشناسی کشوراست و دسته دوم ایستگاه‌های هیدرومتری که وابسته به وزارت نیرو است. مشخصات ایستگاه‌های موردمطالعه در جداول ذیل آمده است. شکل (۳-۱) موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی را به تفکیک شهرستان نشان می‌دهد.



شکل ۳۳-۱: موقعیت ایستگاه‌های هواشناسی به تفکیک شهرستان

جدول۳-۱: مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی منطقه موردمطالعه (به تفکیک شهرستان)

ردیف	نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)	شهرستان
1	فامنین	سینوپتیک تکمیلی	4859	3507	1616	فامنین
2	قهاوند	سینوپتیک تکمیلی	4900	3451	1644	همدان
3	همدان	سینوپتیک	4832	3451	1749	همدان
4	جیحون آباد	باران‌سنجی	4900	3458	1600	همدان
5	خماجین	باران‌سنجی	4910	3503	1600	همدان
6	راستگویان	باران‌سنجی	4914	3455	1480	همدان

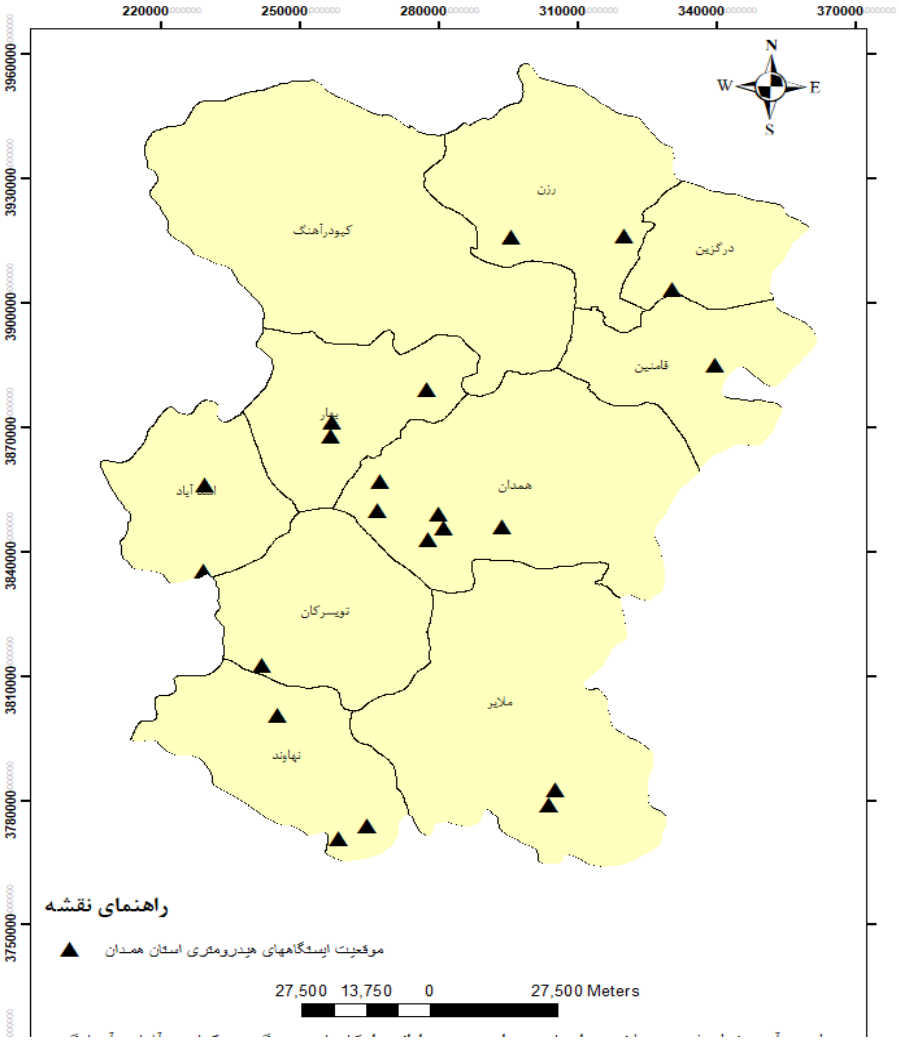
7	سعیدیه	باران‌سنجی	4829	3447	1890	همدان
8	سماوک	باران‌سنجی	4852	3503	1620	همدان
9	سولان	باران‌سنجی	4826	3449	1980	همدان
10	شورین	باران‌سنجی	4834	3448	1670	همدان
11	عباس‌آباد	باران‌سنجی	4828	3447	1900	همدان
12	کوزره	باران‌سنجی	4901	3442	1580	همدان
13	نشر	باران‌سنجی	4852	3441	1680	همدان
14	نهاوند	سینوپتیک	4824	3409	1658	نهاوند
15	انگشته	باران‌سنجی	4832	3406	1750	نهاوند
16	ده حیدر	باران‌سنجی	4824	3406		نهاوند
17	فارسبان	باران‌سنجی	4807	3415	1570	نهاوند
18	فیروزان	باران‌سنجی	4807	3422	1500	نهاوند
19	گوشه سعد وقاص (گاماسیاب)	باران‌سنجی	4814	3417	1520	نهاوند
20	فیروزان	باران‌سنجی (دیتالاگری)	4806	3421	1500	نهاوند
21	ملایر	سینوپتیک	4849	3417	1725	ملایر
22	ازندریان	باران‌سنجی	4843	3430	1750	ملایر
23	انوج	باران‌سنجی	4833	3406	1800	ملایر
24	آورزمان	باران‌سنجی	4831	3416	1680	ملایر
25	پیروز	باران‌سنجی	4903	3408	1980	ملایر
26	جوکار	باران‌سنجی	4841	3425	1700	ملایر
27	چشمه علی محمد	باران‌سنجی	4907	3404	2100	ملایر
28	خردمند	باران‌سنجی	4856	3438	1740	ملایر
29	زاغه طاسبندی	باران‌سنجی	4849	3436	1850	ملایر
30	سامن	باران‌سنجی	4842	3413	1820	ملایر
31	شوشاب	باران‌سنجی	4838	3421	1750	ملایر
32	مانیزان	باران‌سنجی	4901	3415	2030	ملایر
33	ملایر	باران‌سنجی	4849	3418	1730	ملایر
34	مهدویه	باران‌سنجی	4853	3405	1900	ملایر
35	جوکار	باران‌سنجی (دیتالاگری)	4842	3423	1700	ملایر
36	گل‌تپه	سینوپتیک تکمیلی	4812	3513	2105	کبودرآهنگ
37	اکنلو	باران‌سنجی	4812	3537	1730	کبودرآهنگ
38	ایده لو	باران‌سنجی	4827	3520	1690	کبودرآهنگ
39	جزوان	باران‌سنجی	4818	3512		کبودرآهنگ

40	سردار آباد	باران‌سنجی	4839	3516	1540	کبودرآهنگ
41	سوباشی	باران‌سنجی	4816	3509	2250	کبودرآهنگ
42	شیرین سو	باران‌سنجی	4828	3528	1817	کبودرآهنگ
43	قباق تپه	باران‌سنجی	4836	3522	1706	کبودرآهنگ
44	قزلجه	باران‌سنجی	4850	3518	1790	کبودرآهنگ
45	کوریجان	باران‌سنجی	4838	3503	1802	کبودرآهنگ
46	کوهین	باران‌سنجی	4826	3514	1690	کبودرآهنگ
47	کیتو	باران‌سنجی	4809	3519	2100	کبودرآهنگ
48	گل‌تپه	باران‌سنجی	4813	3513	2110	کبودرآهنگ
49	رزن	سینوپتیک تکمیلی	4902	3523	1805	رزن
50	جربانلو	باران‌سنجی	4857	3536	2100	رزن
51	دمق	باران‌سنجی	4849	3526	1790	رزن
52	دورنیان	باران‌سنجی	4903	3528	1950	رزن
53	سایان	باران‌سنجی	4904	3517	1370	رزن
54	شوند	باران‌سنجی	4913	3523	1900	رزن
55	غینرجه	باران‌سنجی	4838	3530	1950	رزن
56	قایش	باران‌سنجی	4852	3529	1930	رزن
57	تویسرکان	سینوپتیک	4836	3433	1783	تویسرکان
58	پیرغیب	باران‌سنجی	4832	3424	1760	تویسرکان
59	خرمرود (اشتران)	باران‌سنجی	4818	3438	1870	تویسرکان
60	شهرستانه	باران‌سنجی	4822	3442	2030	تویسرکان
61	فرسفج	باران‌سنجی	4817	3429	1620	تویسرکان
62	ولاشجرد	باران‌سنجی	4807	3432	1540	تویسرکان
63	بهار	باران‌سنجی	4826	3452	1700	بهار
64	صالح‌آباد	باران‌سنجی	4820	3455	1700	بهار
65	لتگاه	باران‌سنجی	4833	3459	1680	بهار
66	میهمله	باران‌سنجی	4818	3507	2020	بهار
67	همه کسی	باران‌سنجی	4811	3458	1670	بهار
68	چشمه علی	باران‌سنجی	4754	3450	2100	اسدآباد
69	رسول آباد	باران‌سنجی	4813	3453	2000	اسدآباد
70	لک‌لک	باران‌سنجی	4756	3440	1560	اسدآباد
71	وندر آباد	باران‌سنجی	4805	3440	1560	اسدآباد
72	ویرایی	باران‌سنجی	4813	3443	1960	اسدآباد
73	اسدآباد	سینوپتیک تکمیلی	4807	3446	1552	اسدآباد

جدول ۳۳-۲: مشخصات ایستگاه‌های هیدرومتری منطقه موردمطالعه (به تفکیک شهرستان)

ردیف	ایستگاه	شهرستان	نوع ایستگاه	ارتفاع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
1	بوجین	اسدآباد	هیدرومتری-۱	1611	48°02'44"	34°48'46"
2	نعمت‌آباد	اسدآباد	هیدرومتری-۴	1790	48°02'10"	34°51'49"
3	خسروآباد	اسدآباد	هیدرومتری-۲	1555	48°02'50"	34°37'52"
4	کارخانه	نهاوند	هیدرومتری-۱	1572	48°11'29"	34°25'25"
5	پل علی‌آباد	تویسرکان	هیدرومتری-۴	2098	48°30'51"	34°30'55"
6	سیراب	رزن	هیدرومتری-۱	1790	49°01'41"	35°20'16"
7	زه‌تران	فامنین	هیدرومتری-۴	1766	49°08'21"	35°15'33"
8	عمرآباد	فامنین	هیدرومتری-۱	1606	49°14'34"	35°05'45"
9	قراکند	رزن	هیدرومتری-۴	1759	48°45'11"	35°21'53"
10	راهجرد	همدان	هیدرومتری-۱	1664	49°07'43"	34°36'41"
11	شهن آباد	اسدآباد	هیدرومتری-۴	1536	48°06'15"	34°36'02"
12	درودگران	ملایر	هیدرومتری-۱	1948	48°55'41"	34°01'19"
13	پیهان	ملایر	هیدرومتری-۲	1830	48°52'20"	34°07'58"
14	مرویل	ملایر	هیدرومتری-۴	1841	48°53'14"	34°10'01"
15	سنگ سوراخ	نهاوند	هیدرومتری-۲	1830	48°23'24"	34°03'33"
16	وسج	نهاوند	هیدرومتری-۱	1528	48°13'54"	34°19'01"
17	بابا قاسم	نهاوند	هیدرومتری-۱	1732	48°27'03"	34°04'53"
18	کانال وراینه	نهاوند	هیدرومتری-۴	1852	48°22'38"	34°02'53"
19	یلفان	همدان	هیدرومتری-۱	1999	48°36'41"	34°43'47"
20	دره مراد بیک	همدان	هیدرومتری-۴	2125	48°30'19"	34°44'50"
21	تقسیم آب	همدان	هیدرومتری-۲	2088	48°27'15"	34°45'58"
22	توئیجین	همدان	هیدرومتری-۴	1979	48°25'03"	34°49'33"
23	صالح‌آباد	بهار	هیدرومتری-۱	1786	48°20'20"	34°55'29"
24	بهادربیک	بهار	هیدرومتری-۱	1796	48°20'28"	34°57'16"
25	کوشک‌آباد	بهار	هیدرومتری-۱	1698	48°33'39"	35°01'50"
26	قره‌آغاج	بهار	هیدرومتری-۱	1879	48°18'10"	35°02'58"
27	ابرو	همدان	هیدرومتری-۴	2132	48°34'29"	34°42'13"
28	خروجی سد	همدان	هیدرومتری-۴	1935	48°35'56"	34°45'37"
29	سیاه کمر	همدان	هیدرومتری-۴	1963	48°44'54"	34°44'14"

شکل (۳-۲) موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری را به تفکیک شهرستان نشان می‌دهد.



شکل۳-۲: موقعیت ایستگاه‌های هیدرومتری به تفکیک شهرستان

۳-۳- انتخاب پایه زمانی مشترک یا دوره شاخص آماری:

به‌منظور بررسی تغییرات میزان بارندگی در کل منطقه در اولین مرحله لازم است که طول دوره آماری متفاوت که عمدتاً مربوط به تأسیس آن‌ها در سال‌های مختلف استان به یک پایه زمانی مشترک تبدیل شود و سپس اقدام به تکمیل آمارهای ناقص این دوره شود. طول دوره آماری در مطالعات حاضر ۳۰ ساله است (۱۳۶۹-۱۳۹۸) که انتخاب این دوره با توجه به این نکته صورت پذیرفت که ایستگاه‌های موردنظر در این دوره دارای بیشترین طول دوره آماری بودند و همچنین نواقص این ایستگاه‌ها نیز با دقت کامل برطرف گردید.

۳-۴- روش بازسازی داده‌های ناقص:

با توجه به اینکه آمارهای مورداستفاده ما از نقص کمتری برخوردار بودند بااین‌حال تعدادی از ایستگاه‌های باران‌سنجی از نقصی جزئی برخوردار بودند که برای بازسازی آن‌ها از روش همبستگی بین ایستگاه‌ها استفاده شد، برای بازسازی داده‌های ناقص آمارهای هواشناسی روش‌های متعددی وجود دارد که بعضی ازاین‌روش‌ها در زیر ذکرشده است.

- روش استفاده از ایستگاه‌های معرف
- روش نسبت‌ها
- روش تفاضل‌ها
- روش درون‌یابی
- روش محور مختصات
- روش همبستگی بین ایستگاه‌ها

از بین روش‌های ذکرشده در بالا روش همبستگی بین ایستگاه‌ها به دلیل کارایی بالا و دقت بیشتر انتخاب گردید در این روش بعد از به دست آوردن آمار ایستگاه مبنا یا متغیرمستقل و ایستگاه فاقد آمار یا متغیر وابسته این داده‌ها را با استفاده از نرم‌افزارspss موردبازسازی قرار دادیم به‌طوری‌که بین ایستگاه‌های مبنا و ایستگاه وابسته بایستی همبستگی بالائی برخوردار باشد و ازنظر شرایط جغرافیائی و طول و عرض و ارتفاع تفاوت فاحشی وجود نداشته باشد لذا داده‌های بازسازی‌شده ازنظر علمی قابل‌قبول است و مهم‌ترین روش مورداستفاده در این نرم‌افزار برای بازسازی نیز روش خطی بود.

۳-۴-۱- آزمون کفایت داده‌ها:

این آزمون بیانگر این است که آیا طول دوره آماری انتخابی ما (۳۰ ساله) برای تجزیه‌وتحلیل کفایت می‌کند یا خیر و به‌عبارتی‌دیگر، حداقل طول دوره آماری موردنیاز ما چند سال باید باشد، طبق پیشنهاد «ماکوس» این حداقل از رابطه زیر به دست می‌آید.

$$y = \left[(4.3t)\log R_{10}\right]^2 + 6$$

در این رابطه (۱-۲):

$y =$ حداقل قابل‌قبول تعداد داده‌ها برای تجزیه‌وتحلیل (تعداد سال‌های آماری)

$t =$ tاستیودنت در سطح اعتماد ۹۰ درصد به ازای درجه آزادی (۶ - y)

$R =$ نسبت مقدار متغیر در دور برگشت ۱۰۰ سال به مقدار آن در دور برگشت ۲ سال بر اساس داده‌های موجود.

این حداقل طول دوره آماری موردنیاز به دو عامل بستگی دارد اولاً نیاز به پاسخ این سؤال دارد که نتایج در چه سطح آماری قابل‌قبول باشد که می‌توان سطح اعتماد را بالا یا پائین برد ثانیاً به میزان پراکندگی داده‌ها بستگی دارد، هر چه آمارها همگن‌تر باشند تعداد دوره‌های کمتری برای تجزیه‌وتحلیل نیازاست.

طبق این رابطه، ابتدا مقدار بارندگی را برای هر ایستگاه به ازای دوره‌های برگشت ۲ تا ۱۰۰ سال با استفاده از قانون احتمال لگاریتم نرمال محاسبه نموده سپس برای yمقادیر مختلف انتخاب کرده و از جدولt-student (که در اکثر کتاب‌های آماری موجود است) در سطح اعتماد ۹۰ درصد و درجه آزادی ۶ -y مقدار t استخراج‌شده است و در معادله فوق قرار گرفته است این عمل آن‌قدر باید تکرار شود تا مقدار y به‌دست‌آمده و t متناسب با یکدیگر به دست آیند بعد از انجام این مراحل که برای ایستگاه‌های موردنظر صورت گرفت y به‌دست‌آمده بین ۱۵ تا ۲۱ در نوسان بود به این معنی که حداقل آمار موردنیاز در این

ایستگاه‌ها باید از ۲۱ سال کمتر نباشد که با توجه به آمار انتخابی (۳۰ ساله) این موضوع رعایت شده است و به عبارتی، تعداد سال‌های آماری از حداقل قابل‌قبول داده‌ها (۲۱ ساله) بیشتر است.

۳-۴-۲- آزمون همگنی داده‌ها:

برای انجام آزمون همگنی داده‌ها دو روش وجود دارد که به نامهای روش جرم مضاعف و روش آزمون توالی است که آزمون جرم مضاعف برای بررسی همگنی داده‌های هر ایستگاه با سایر ایستگاه‌ها (برای یکسری زمانی مشترک آماری) و آزمون توالی برای بررسی همگنی داده‌های موجود به کار می‌رود.

۳-۴-۲-۱- روش جرم مضاعف:

این روش معمول‌ترین روش نموداری به‌منظور اطمینان از یکنواختی داده‌ها است. در این روش هرکدام از ایستگاه‌ها به‌طور جداگانه مورد آزمون همگنی قرار گرفته است. ابتدا مقادیر تجمعی بارش سالانه این ایستگاه محاسبه و سپس مقادیر تجمعی بارش میانگین سالانه ایستگاه‌های مجاور نیز برای هرسال محاسبه شده و در یک دستگاه محور مختصات، محور افقی را به بارش تجمعی میانگین ایستگاه‌های مجاور و محور عمودی را به بارش تجمعی ایستگاه مورد آزمون همگنی قرار داده و موقعیت مختصاتی هر یک از سال‌ها را که به‌عنوان یک نقطه در نظر گرفته می‌شود مشخص نموده است و نقاط حاصله به هم وصل گردیده چنانچه نقاط به‌دست‌آمده نشان‌دهنده یک خط مستقیم باشد روند ثابت در اندازه‌گیری بارش را بیان نموده و داده‌های موردبررسی همگن است و اگر مسیر نقاط به‌صورت یک خط شکسته درآید نشان‌دهنده ناهمگنی داده‌ها است، در اینجا باید به این نکته توجه کرد که تفاوت‌های کم در مسیر نقطه‌ها را نمی‌توان نشان ناهمگنی داده‌ها دانست و تنها هنگامی باید داده‌ها را ناهمگن دانست که مسیر خط برای چندین سال پی‌درپی تغییر نماید که کلیه ایستگاه‌های موردمطالعه را طبق این روش مورد آزمون همگنی قرار داده و کلیه ایستگاه‌ها که مورد آزمون قرار گرفتند دارای همگنی کافی بودند.

۳-۴-۲-۲- روش آزمون توالی:

با توجه به این‌که روش‌های گرافیکی معیار کمی برای بیان حالت همگنی یا غیر همگنی در آن‌ها وجود ندارد روش‌های کاملی به شمار نمی‌روند. روش ساده‌تر غیر نموداری که برای این منظور بکار برده می‌شود آزمون توالی است. در این روش ابتدا داده‌های بارندگی را بر طبق سال وقوع ردیف نموده، میانگین داده‌ها محاسبه شده سپس از ابتدای لیست، داده‌هایی که ازنظر مقدار بالاتر از میانگین باشد با علامت a و هرکدام که پایین‌تر از میانگین باشد با علامت b مشخص می‌شود، به ترتیب تعداد a و b را شمرده تا na و nb به دست آید و همچنین تعداد دنباله‌های a و b نیز شمرده می‌شود و مجموع هر دو نوع دنباله با حرف u مشخص می‌شود سپس از جدول حدود مجاز u (که در بیشتر کتاب‌های هیدرولوژی وجود دارد) همگن بودن داده‌ها مشخص می‌شود به اینصورت که تعداد دنباله‌ها (u) باید در بین حد مجاز تغییرات قرار گیرد در اینصورت همگن می‌باشند و تصادفی بودن داده‌ها در سطح اعتماد ۹۵ درصد طبق این جدول موردقبول است، نتایج حاصل از آزمون توالی در جدول ۳ منعکس گردیده است و با توجه به این جدول ملاحظه می‌گردد که آمار بارندگی موجود کلیه ایستگاه‌ها در سطح اعتماد ۵ درصد همگن است.

جدول ۳۳-۳: آزمون توالی داده‌های بارش ایستگاه‌های موردمطالعه

ردیف	نام ایستگاه	na	nb	u	حد مجاز تغییرات	تست همگنی
1	فامنین	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
2	قهاوند	۱۰	۱۰	۱۵	۶ الی ۱۶	همگن است
3	همدان	۱۰	۱۰	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
4	جیحون آباد	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
5	خماجین	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
6	راستگویان	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
7	سعیدیه	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
8	سماوک	۱۱	۹	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
9	سولان	۱۰	۱۰	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
10	شورین	۹	۱۱	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
11	عباس‌آباد	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
12	کوزره	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
13	نشر	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
14	نهاوند	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
15	انگشته	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
16	ده حیدر	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
17	فارسبان	۱۰	۱۰	۱۵	۶ الی ۱۶	همگن است
18	فیروزان	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
19	گوشه سعد وقاص (گاماسیاب)	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
20	فیروزان	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
21	ملایر	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
22	ازندریان	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
23	انوج	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
24	آورزمان	۱۱	۹	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
25	پیروز	۱۰	۱۰	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
26	جوکار	۹	۱۱	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
27	چشمه علی محمد	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
28	خردمند	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
29	زاغه طاسبندی	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
30	سامن	۱۰	۱۰	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
31	شوشاب	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
32	مانیزان	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است

33	ملایر	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
34	مهدویه	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
35	جوکار	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
36	گل‌تپه	۱۰	۱۰	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
37	اکنلو	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
38	ایده لو	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
39	جزوان	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
40	سردار آباد	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
41	سوباشی	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
42	شیرین سو	۱۰	۱۰	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
43	قباق تپه	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
44	قزلجه	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
45	کوریجان	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
46	کوهین	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
47	کیتو	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
48	گل‌تپه	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
49	رزن	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
50	جربانلو	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
51	دمق	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
52	دورنیان	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
53	سایان	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
54	شوند	۱۰	۱۰	۱۵	۶ الی ۱۶	همگن است
55	غینرجه	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
56	قایش	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
57	تویسرکان	۱۰	۱۰	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
58	پیرغیب	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
59	خرمرود (اشتران)	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
60	شهرستانه	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
61	فرسفج	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
62	ولاشجرد	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
63	بهار	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
64	صالح‌آباد	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
65	لتگاه	۱۰	۱۰	۱۵	۶ الی ۱۶	همگن است
66	میهمله	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
67	همه کسی	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
68	چشمه علی	۱۰	۱۰	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است
69	رسول آباد	۹	۱۱	۱۰	۶ الی ۱۶	همگن است
70	لک‌لک	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
71	وندر آباد	۱۲	۸	۱۲	۶ الی ۱۶	همگن است

72	ویرایی	۱۰	۱۰	۱۴	۶ الی ۱۶	همگن است
73	اسدآباد	۱۰	۱۰	۱۵	۶ الی ۱۶	همگن است

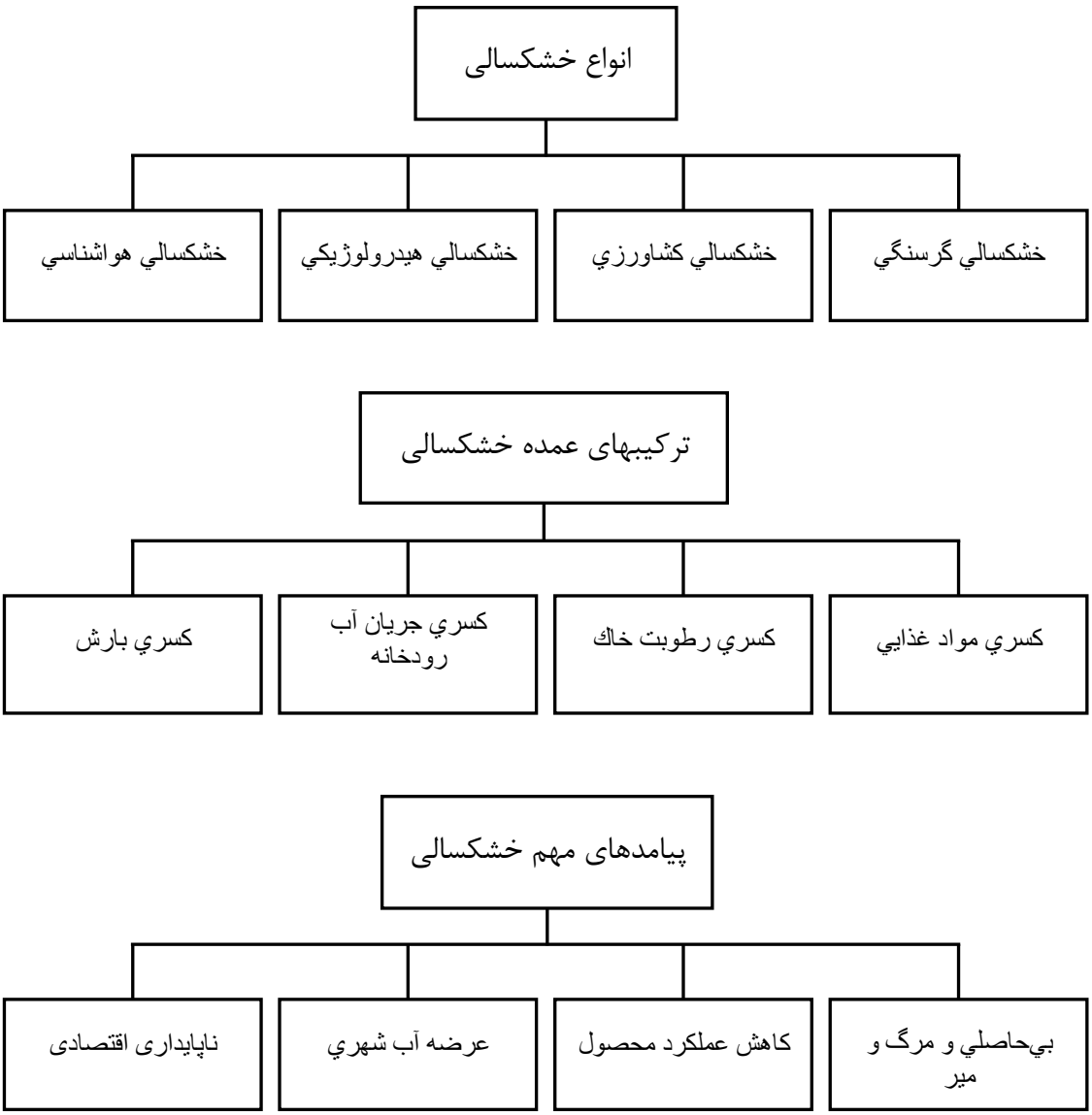
۳-۲-شناخت میزان خطر پذیری مخاطرات رایج وتهیه اطلس ونقشه های انواع مخاطرات زمینی ، اقلیمی ، زمینی – اقلیمی،آلودگی های زیست محیطی ، حمل ونقل،حوادث متفرقه در استان همدان

۳-۲-۱-انواع مخاطرات اقلیمی ، زمینی – اقلیمی

۳-۲-۱-۱-خشکسالی

کشور ایران در منطقه خشک و نیمه خشک دنیا قرار گرفته و متوسط بارندگی آن کمتر از یک سوم متوسط بارندگی جهان است و پدیده خشکسالی در ایران که به صورت کاهش بارندگی از سالیان قبل وجود داشته در سالهای اخیر به اوج خود رسیده است؛ این پدیده یکی از فاجعه آمیز ترین بلایای طبیعی بوده که به دلیل گسترش زمانی نسبتا طولانی و پراکندگی ناهمگون آن باعث وارد شدن خسارات جبران ناپذیری به بدنه اقتصادی، کشاورزی و اجتماعی .... کشور گردیده است ، اثرات تخریبی ناشی از وقوع این مخاطره طبیعی به کندی پدیدار گردیده و سبب کاهش تولید محصولات کشاورزی، وقوع نابسامانی‌های اقتصادی و اجتماعی و بحران‌های محیطی می‌گردد.

به‌طور کلی خشکسالی به سه نوع تقسیم می‌شود: خشکسالی هواشناسی، خشکسالی هیدرولوژیکی و خشکسالی کشاورزی (فرج زاده ،۶۸:۱۳۸۰). اگر بارش در یک دوره معین کمتر از میانگین در همان دوره باشد، خشکسالی هواشناسی رخ می‌دهد. خشکسالی هیدرولوژی زمانی رخ می‌دهد که میزان جریان آبهای سطحی و زیرزمینی برای یک دوره کمتر از حد نرمال شود و خشکسالی کشاورزی هنگامی است که میزان آب مورد نیاز گیاه و رطوبت خاک کمتر از حد معمول باشد. میزان تولید محصولات کشاورزی، همبستگی بالایی با بارش و مناسب بودن شرایط اقلیمی دارد و شناخت عواملی که برروی مراحل رشد و نمو گیاه تاثیر گذارند و گیاه نسبت به نوسانات این عوامل حساسیت نشان می دهد، امکان اتخاذ تصمیم مناسب جهت انجام زراعت را فراهم می سازد (علیزاده ،۲۰۵:۱۳۸۳.خشکسالی برخلاف سایر بلایا به‌تدریج و در یک دوره زمانی نسبتاً طولانی عمل کرده و اثرات آن ممکن است پس از چند سال و با تأخیر بیشتری نسبت به سایر حوادث طبیعی ظاهر شود. همچنین وقوع خشکسالی از نظر توزیع مکانی و زمانی از نظم خاصی پیروی نمی‌کند و چون تعیین دقیق زمان شروع آن کار مشکلی است، تا حدودی آن را یک پدیده و بلیه خزنده می‌دانند. کمک‌رسانی در هنگام وقوع این پدیده در مقایسه با سایر پدیده‌ها پیچیده‌تر و مشکل‌تر می‌باشد (خالدی ،۴۸:۱۳۸۰).



مأخذ: خالدی، ۱۳۸۰

شکل ۳-۳ شمای کلی انواع خشکسالی، عوامل اصلی بوجود آورنده آن و تأثیرات عمده آن

توان خسارت از چپ به راست در نمودار افزایش می‌یابد. فقط کسری بارش نمی‌تواند آثار مرئی بوجود آورد.

۳-۲-۱-۱-۱-مفهوم خشکی[۱] و خشکسالی[۲]:

خشکی و خشکسالی با وجود شباهتهای زیاد، مترادف هم نیستند خشکی نوعی ویژگی دائمی آب و هوایی در یک منطقه است که عبارت است از عدم کفایت بارش در حد لازم برای رشد حیات در آن منطقه. در حالی که خشکسالی عبارت است از کاهش غیر منتظره بارش در مدتی معین در منطقه‌ای که لزوماً خشک نیست، بنابراین خشکسالی ویژگی دائمی منطقه نیست و در هر رژیم آب و هوایی اتفاق

[۱]- Aridity.

[۲]- Drought.

می‌افتد. خطرات ناشی از خشکسالی خیلی بیشتر از خشکی است؛ زیرا سیستمهای حیاتی منطقه، خود را با وضعیت متعارف آن اعم از آب و هوای خشک یا مرطوب وفق می‌دهند و در شرایط موجود هیچ خطری آنها را تهدید نمی‌کند. موقعی که بارش در منطقه خیلی کمتر از حد متوسط باشد، رطوبت مورد نیاز سیستمهای حیاتی را به آب تأمین نمی‌کند و چه بسا که این سیستمها متلاشی شوند و سیستمهای حیاتی سازگار با شرایط ایجاد شده جدید در آن توسعه می‌یابند؛ به عبارت دیگر، خشکسالی در اثر تکرار مداوم به خشکی تبدیل می‌شود. اگر چه همه محققان تعریف خشکی را قبول دارند؛ ولی روش و معیارهای تعیین خشکی در میان آنها متفاوت است در اکثر این روشها، میزان خشکی از طریق مقایسه دما با بارش منطقه تعیین می‌شود؛ مثلاً بنا به نظر کوپن منطقه خشک جایی است که بارش به تقریب کمتر از دو برابر میانگین دما باشد. اکثر این روشها قراردادی و دلخواه است و اساس علمی و منطقی چندان محکمی ندارد؛ یعنی هر کس بنا به برداشت و تجربیات خود از عاملهایی استفاده کرده فرمولی ارائه داده است. با این حال کار تورنث وایت، در بین این روشها علمی‌تر از کار دیگران به نظر می‌رسد او برای تعیین خشکی یک منطقه از نیاز به آب در آن منطقه استفاده کرده است (علیجانی و کاویانی، ۱۳۷۱). در صورتی که خشکسالی به کندی شروع می‌شود، دارای طبیعت پنهانی است مدت زمان وقوع آن طولانی بوده و اثرات ناشی از آن بصورت غیر ساختاری و در نتیجه خسارتهای ناشی از این پدیده در بخشهای مختلف مانند کشاورزی، اقتصادی، اجتماعی، زیست محیطی و ... بصورت تدریجی ظاهر می‌شود، خشکسالی پدیده‌ای اقلیمی است و در واقع بخشی از اقلیم یک منطقه محسوب می‌شود، خشکسالی به عنوان « پدیده‌ای خزنده»[۳] شناخته شده است؛ زیرا اغلب تأثیر آن در یک دوره زمانی مشخص و به کندی ظاهر می‌شود به همین دلیل تعیین زمان شروع و خاتمه آن مشکل و در نتیجه برنامه‌ریزی جهت کاهش خسارات ناشی از آن نیز پیچیده است (Tannehill, 1947) و همچنین باید این نکته را ذکر کرد که بررسی خشکسالی تنها به عنوان مشکلی که مناطق نیمه مرطوب، خشک و نیمه خشک با آن روبرو هستند صحیح نیست، بلکه باید این پدیده در مناطق مرطوب نیز بررسی شود (خزانه‌داری، ۱۳۸۰).

وقوع خشکسالی از نظر توزیع مکانی و زمانی از نظم خاصی پیروی نمیکند

در سال های اخیر، محققین علوم کشاورزی و اقلیم شناسی وعلوم اجتماعی تحقیقات گسترد ه ای را در زمینه خشکسالی های هواشناسی و خشکسالی های کشاورزی واثرات انجام داده و با ارائه روش های مختلف سعی بر شناسایی آن داشته اند.

از جمله مطالعات خشکسالی می توان به مطالعه کیانتاش و دراکوپ اشاره کرد، ایشان بیان می دارند که بارندگی در شاخصهای خشکسالی به تنهایی بیش از ۸۰درصد تغییرات این شاخصها را توصیف می کند (Keyantash and Dracup, 2002 :1167) . لوید- هوگوس و ساندرس (Lloyd-Hughes and Saunders , 2002:1571)سومز (Sonmez , 2005 :243) ضمن تحقیقات خود بیان داشتند که در مناطق خشک و نیمه خشک که توزیع بارندگی به طور طبیعی فصلی می باشد و نباریدن باران در برخی از فصل ها طبیعی است، در بعضی از فصلها در سری زمانی تعداد بسیار زیادی صفر وجود خواهد داشت. در زمینه

[۳]- Griping Phenomena.

خشکسالی، در ایران نیز مطالعات فراوانی انجام شده است که در این رابطه می‌توان به تحقیقات زارع ابیانه(زارع ابیانه ،۲۰:۱۳۸۳) ، آقائی هشجین(آقایی ،۶۰:۱۳۸۴)، فرجزاده (فرج زاده ،۵۲:۱۳۶۹) ، مریانجی (مریانجی،۳۶:۱۳۸۳) و.... اشاره نمود.

سبزی پرور وهمکاران(سبزی پرور ،۱۵۵۴:۱۳۹۱) با مطالعه همبستگی بین شاخص ها و متغیر های هواشناسی کشاورزی و عملکرد بهینه گندم در استان همدان نشان دادند که از بین شاخص های مورد مطالعه، شاخص کمبود بارش گیاهی همبستگی قوی تری در مقایسه با دیگر شاخص ها از خود نشان می دهد مقایسه ضرایب آماری حاکی از تاثیرپذیری قابل ملاحظه گندم از بارش های بهاره در مقایسه با سایر فصول بوده است.

از مطالعات اثرات خشکسالی بر اقتصاد کشاورزی و مهاجرت‌های روستایی می توان به موارد زیر اشاره نمود:

قنبری (قنبری ،۱۶۸:۱۳۸۰)نشان می دهد که خشکسالیهای اخیر و کمبود شدید آب در مناطق گرمسیری و همچنین میان بند باعث ورود زود هنگام عشایر به مناطق سردسیری شده که این امر موجب چرای زودرس و در نهایت از بین رفتن مراتع شده است .کرباسی (کرباسی ،۱۳۰:۱۳۸۰)در بررسی اثرات اقتصادی، اجتماعی خشکسالی بر کشاورزی استان اصفهان نتیجه گرفته است که پدیده خشکسالی و افزایش گرمای هوا از یک طرف و همچنین وجود صنایع پر مصرف آبی در استان از طرف دیگر ،موجب کاهش میزان آب قابل استحصال برای کشاورزی شده است . بر اساس نتایج مطالعه داورپناه (داورپناه، ۸۳:۱۳۸۶)چنانچه با تلفیق اقدامات اساسی و اقدامات انفعالی بتوان به یک طرح ملی منسجم دست یافت، آنگاه امکان کاهش آثار سوء متنوع و مختلف سیل و خشکسالی فراهم می گردد .تامسون و همکاران (Thompson, 1998:469)دستورالعملی در رابطه با روشهای مقابله با ریسک خشکسالی ارائه داده اند .این راهنما یک فرآیند عملی گام به گام را جهت تعیین اقدامات عملی به منظور کاهش اثرات بالقوۀ مرتبط با خشکسالی در زمان پیش از وقوع حادثه ارائه می دهد .در همین راستا مرکز ملی کاهش اثرات خشکسالی آمریکا نیز در سال ۱۹۹۸ دستورالعملی به منظور آماده سازی برای مقابله با خشکسالی و کاهش اثرات آن تهیه نموده است. ارتباط سیاستهای کلان تعدیل ساختاری بر فقر و خشکسالی در کشور زیمبابوه موضوع مهمی بود که مورد توجه مارکوئیت قرار گرفت وی اظهار می دارد که تعیین اثر برنامه های تعدیل ساختاری اقتصادی بر فقر، روشن نیست .با توجه به وقوع همزمان خشکسالی و فرآیند ادامه دار تعدیلها در زیمبابوه ،انعطاف پذیری دولت در اجرای این برنامه ها به همراه هماهنگی روشهای مهار فقر توصیه شده است.

امروزه، آنالیزخشکسالی بر اساس دادههای بارندگی به عنوان مهمترین عامل، برای بررسی انواع خشکسالی به کار می رود .در دهه‌های اخیر در بین حوادث طبیعی که جمعیت‌های انسانی را تحت‌تأثیر قرار داده‌اند، تعداد فراوانی پدیده خشکسالی از نظر درجه شدت، طول مدت، فضای تحت‌پوشش، تلفات جانی، خسارات اقتصادی واثرات اجتماعی درازمدت در جامعه بیشتر از سایر بلایای طبیعی بوده است. کمک‌رسانی در هنگام وقوع این پدیده در مقایسه با سایر پدیده‌ها پیچیده‌تر و مشکل‌تر می‌باشد. در نقاط مختلف دنیا نیز مطالعات گسترده ای در این زمینه انجام گرفته از جمله مطالعات خشکسالی در قاره آفریقا و صحرای بزرگ. کیانتاش و دراکوپ بیان می دارند که بارندگی در شاخصهای خشکسالی به تنهایی

بیش از ۸۰درصد تغییرات این شاخصها را توصیف می کند. لوید -هوگوس و ساندرس و سومز و همکاران ضمن تحقیقات خود بیان داشتند که در مناطق خشک و نیمه خشک که توزیع بارندگی به طور طبیعی فصلی می باشد و نباریدن باران در برخی از فصل ها طبیعی است، در بعضی از فصلها در سری زمانی تعداد بسیار زیادی صفر وجود خواهد داشت. در زمینه خشکسالی، در ایران نیز مطالعات فراوانی انجام شده است که در این رابطه می‌توان به تحقیقات زارع ابیانه ، آقائی هشجین ، فرجزاده ، مریانجی،حسینی اشاره نمود.

به منظور آشکارسازی خشکسالی در منطقه مورد بررسی خشکسالی در استان همدان:

مطالعه، از داده‌های بارش ایستگاه های مورد نظر طی دوره بیست ویک ساله ۱۹۹۹ الی ۲۰۲۰ استفاده گردید. بدین منظور، ابتدا داده‌های اولیه و خام که به صورت روزانه ثبت شده‌اند استخراج و سپس به منظور بررسی شدت های خشکسالی ودوره برگشت آن مورد تجزیه و تحلیل واقع شد. در این راستا مراحل ذیل انجام گردید:

۱- بررسی صحت داده‌ها و کنترل کیفیت آنها: قبل از انجام هر گونه محاسبه، به منظور بررسی صحت و همگنی داده‌ها آزمون همگنی یا ران تست انجام گردید. سال‌هایی که خلاء آماری داشته‌اند با نرم‌افزار Spss و با روش ضریب همبستگی بازسازی شده است.

۲- بررسی شاخص‌های آماری: پس از صحت‌سنجی داده‌ها، برخی شاخص های اولیه نظیر، میانگین پیراسته (میانگین مشاهدات بین چارک اول وسوم) واریانس و انحراف معیار مورد بررسی قرارگرفتند.

۳- بررسی شاخص‌های ثانویه: به منظور تحلیل دقیق‌تر، مولفه‌هایی از قبیل تغییرپذیری داده‌ها استخراج گردید.

۴- **میانیابی داده ها:** به منظور بررسی توزیع مکانی خشکسالی‌ها در سطح استان همدان با استفاده از اطلاعات به‌دست آمده به روش شاخص spi و با استفاده از GIS اقدام به پهنه‌بندی مناطق آسیب‌دیده از خشکسالی شده و به روش کریجینگ میانیابی شد. این روش از این مزیت برخوردار است که شناسایی مرز میان نواحی را دقیق تر می کند. لازم به ذکر است نقشه ها بر اساس سیستم تصویر مختصات جهانی (UTM)[۴] ترسیم شده اند. در این نقشه‌ها پراکنش شدت‌های مختلف خشکسالی فصلی وسالانه تعیین گردیده است که در برنامه‌ریزی‌های منطقه‌ای می‌توان از آن استفاده کرد (شکل (۳-۴) تا شکل (۳-۱۰)).

۵- شاخص خشکسالیspi : برای مطالعه پراکندگی خشکسالیهای استان از آمار ۲۱ ایستگاه هواشناسی استفاده شده است و با استفاده از روش شاخص spi خشکسالیهای رخ داده در ایستگاه های مورد مطالعه بر اساس شدت رتبه بندی گردیده است این شاخص یکی از اصلی ترین شاخص های تعیین خشکسالی یک منطقه می باشد در ابتدا توزیع آماری مناسب بر آمار بلندمدت بارش برازش داده می شود سپس تابع تجمعی توزیع با استفاده از احتمالات مساوی به توزیع نرمال تبدیل می شود بطوریکه استاندارد شده متوسط آن برای منطقع ودوره مورد نظر صفر می شود.که در این رابطه :

19-Universal Transverse Mercator

رابطه (۱)

$$SPI_n = \frac{\left[p_0 + \sum(p_{-i}) - \mu_n\right]}{\delta_n}$$

n = تعداد ماه هایی که بارش تجمعی برای آن محاسبه شده

p_0 = مقدار بارش نرمال شده ماه بعد

μ_n = مقدار بارش تجمعی برای n

p_{-i} = مقدار بارش نرمال شده ماه قبل

δ_n = انحراف معیاربرای ماه ها

دراین شاخص میانگین و انحراف معیار این عامل برابر صفر و یک است و بنابراین از نظر مقایسه ای بین ایستگاه ها ی مختلف می تواند کاربرد زیادی داشته باشد.

۶-احتمال وقوع و دوره برگشت خشکسالی: به روش لگاریتم پیرسون تیپ ۳ محاسبه شد که در این روش درجه‌های خشکسالی بر اساس شدت و همچنین دوره برگشت آن در طول سال‌های آتی برآورد شده است. در این روش از داده‌ها لگاریتم گرفته وبرای به‌دست آوردن k از رابطه (۲) استفاده شده و سپس با استفاده از رابطه (۳) اقدام به محاسبه احتمالات، احتمال تجاوز و عدم تجاوز داده‌ها شده است.

رابطه (۲)

$$G = \left[\frac{n^2\left(\sum x^3\right) - 3n\left(\sum x\right)\left(\sum x^2\right) + 2\left(\sum x\right)^3}{n(n-1)(n-2)S^3}\right]$$

رابطه (۳)

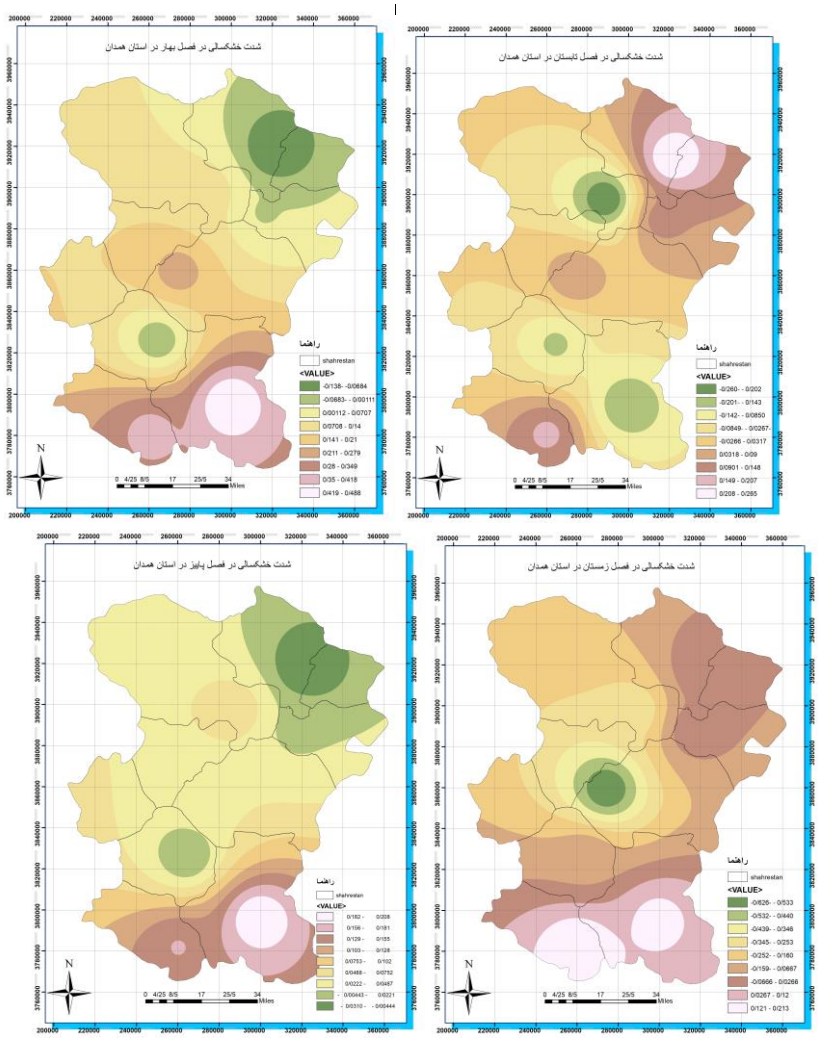
$$x = \bar{x}\log + k.s\log$$

به ازاء چند مورد، احتمال تئوری و تجربی داده‌ها محاسبه شد در نهایت با استفاده از لگاریتم داده‌های تجربی و احتمال آنها موقعیت آنها را برروی کاغذ احتمالاتی لگاریتم نرمال انتقال داده شد و احتمال تئوری مقدار داده‌ها محاسبه و خط تئوری را برازش شده است. [۱۱]

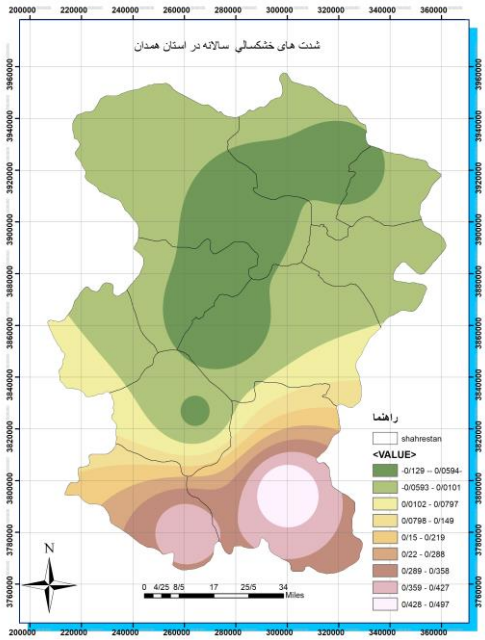
۳-۲-۱-۱-۲-پراکندگی خشکسالی :

در مطالعه پراکندگی خشکسالی های یک منطقه ممکن است منطقه مورد مطالعه در طول یک دوره زمانی مشخص درگیر خشکسالی شود ولیکن شدت و تداوم در هریک از این محدوده های منطقه یکسان نباشد به همین خاطر باید منطقه ها از لحاظ شدت خشکسالی و یا دوره تداوم آن به محدوده های با شدت یکسان تفکیک گردد.(شکل ۳-۴تا۳-۵) بر اساس پراکنش شدت های مختلف خشکسالی فصلی در

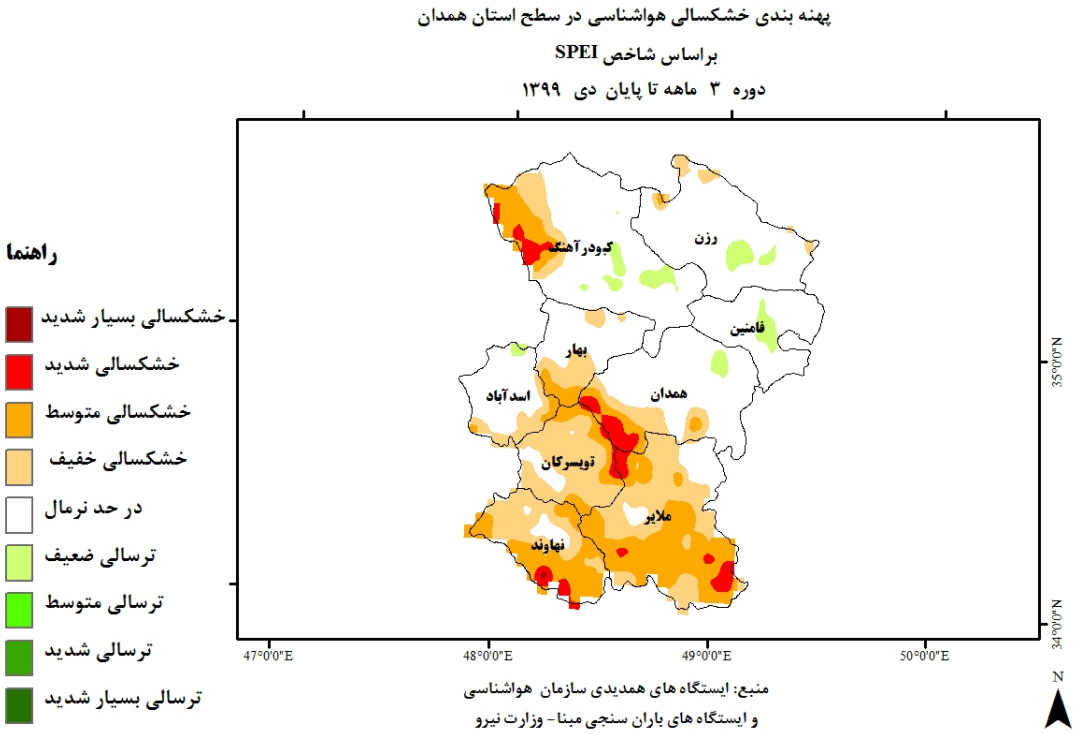
فصل بهار در اکثر مناطق استان خشکسالی متوسط دیده میشود تنها در حاشیه جنوبشرق وضعیت بارش نرمال است .در تابستان وپاییز به غیر از مناطق محدودی از جنوب وضعیت بارش استان نرمال است اما در زمستان که فصل ریزشهای جوی در این منطقه محسوب می شود در قسمت اعظم مناطق مرکزی و شمالی خشکسالی متوسط تا شدید دیده می شود.در نقشه سالانه نیز در اکثرمناطق استان خشکسالی ضعیف تا متوسط دیده می شود بیشتر مناطق نیمه شمالی از خشکسالی های متوسط خسارت دیده است. شکل ۳-۶ تا ۳-۱۰ نقشه های خشکسالی سه ماهه شش ماهه ونه ماهه و ۱۲ ماهه و۱۲۰ ماهه را نشان می دهد.



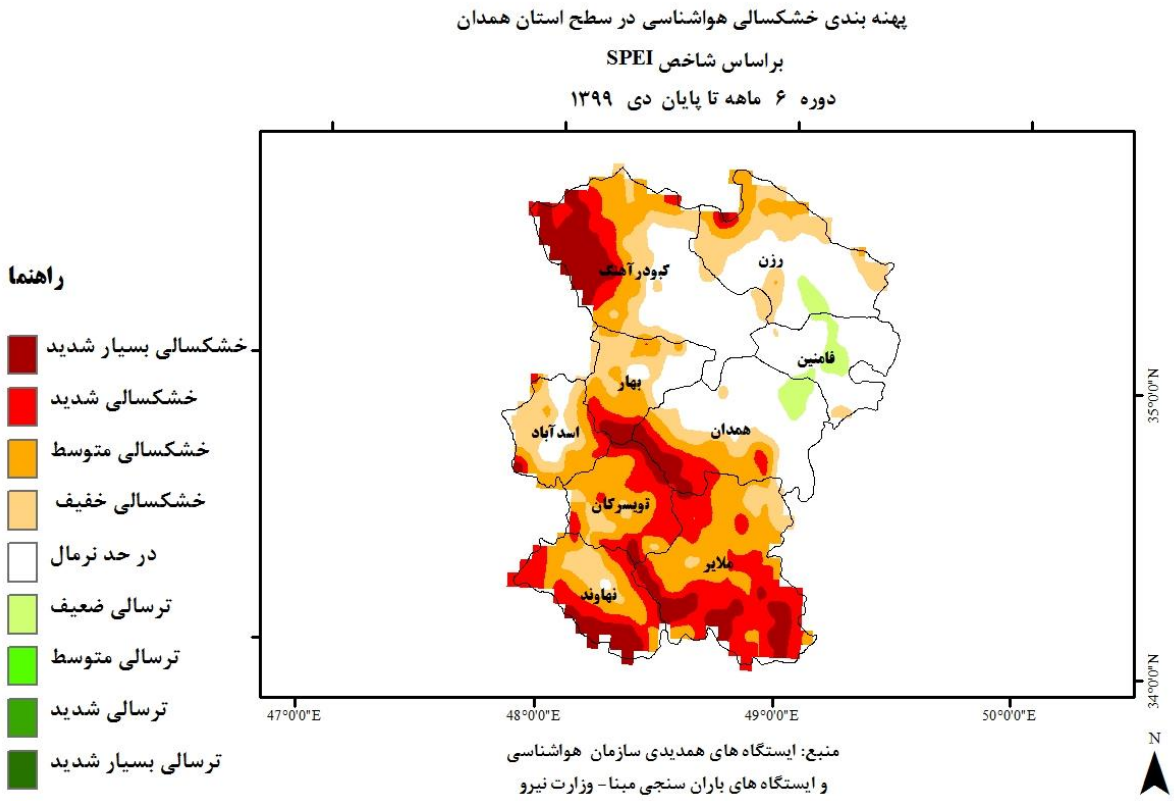
شکل ۳-۴: نقشه شدت های خشکسالی فصلی در سه سال اخیر (۹۸-۱۳۹۶)در استان همدان



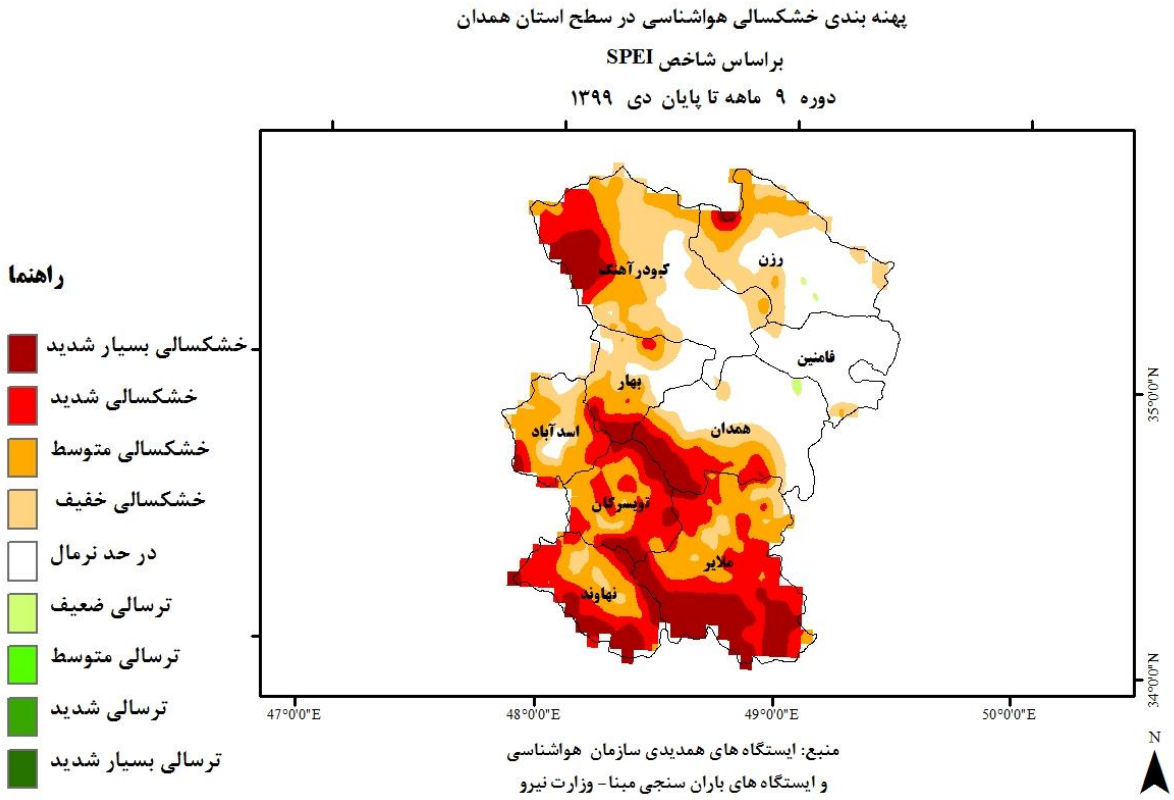
شکل ۳-۵ : نقشه شدت های خشکسالی سالانه در سه سال اخیر (۹۸-۱۳۹۶)در استان همدان



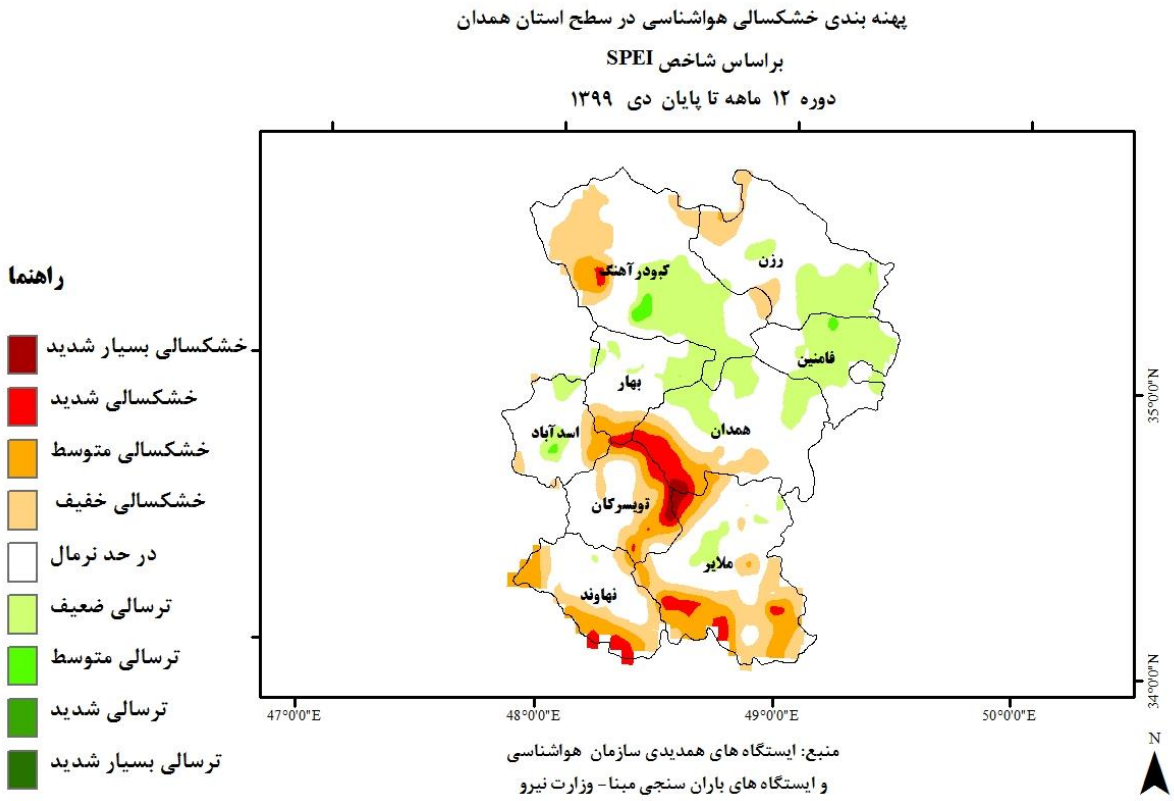
شکل ۳-۶ : نقشه شدت های خشکسالی سه ماهه



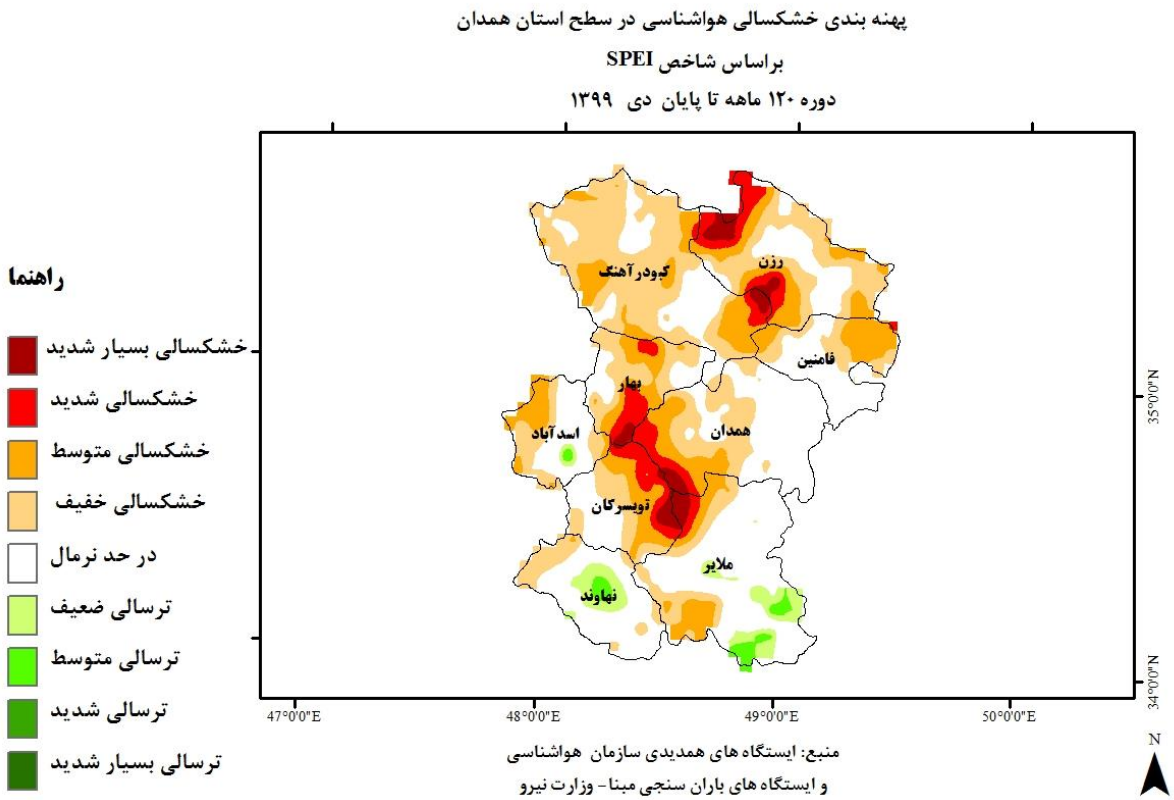
شکل ۳-۷ : نقشه شدت های خشکسالی شش ماهه



شکل ۳-۸ : نقشه شدت های خشکسالی نه ماهه



شکل ۳-۹ : نقشه شدت های خشکسالی دوازده ماهه



شکل ۳-۱۰: نقشه شدت های خشکسالی ۱۲۰ ماهه

تغییرات شدید مقدار بارش، شدت و ضعف و پراکنش زیاد بارندگی و نوسانات دما از خصوصیات دائمی اقلیم استان همدان است خشکسالی نیز به عنوان یک عارضه موقت هر چند سال یک‌بار در این منطقه حادث می‌شود و در نتیجه مشکلات خاص این مناطق را حادتر می‌نماید.در این تحقیق شدت خشکسالی های فصلی وسالانه دراواخر دهه۹۰ بررسی وپیش بینی رخداد آن مطالعه گردید.بر اساس نتایج حاصل از مطالعات فوق سال ، ۱۳۹۷ خشکسالی بسیار شدید رخ داده است بر این اساس درسه ساله اخیر ۹۸-۱۳۹۶ در مناطق مرکزی خشکسالی شدید رخ داده است در حالیکه در شمال شرق خشکسالی ضعیف دیده می شود . به طور کلی در طول دوره آماری جنوبغرب استان نسبت به نقاط دیگر کمتر دچار خشکسالی شده است . بر اساس پراکنش شدت های مختلف خشکسالی فصلی در فصل بهار در اکثر مناطق استان خشکسالی متوسط دیده میشود تنها در حاشیه جنوبشرق وضعیت بارش نرمال است . در زمستان در قسمت اعظم مناطق مرکزی و شمالی خشکسالی متوسط تا شدید دیده می شود.در نقشه سالانه نیز در اکثرمناطق استان خشکسالی ضعیف تا متوسط دیده می شود .

نقشه های دوره برگشت خشکسالی برای دوره برگشت ۲ و۱۰ و۲۰ و ۵۰ سال ترسیم گشته است که از شاخص spi برای رتبه بندی خشکسالیها از توزیع لگاریتم پیرسون تیپ ۳ برای پیش بینی دور برگشتها و از سیستم اطلاعات جغرافیایی برای پهنه بندی شدتهای مختلف خشکسالی در روی نقشه استفاده شده است . بر این اساس هر چه مقدار شاخص کوچکتر باشد خشکسالی شدید و هر چه بزرگتر باشد ترسالی محسوب می شود خشکسالی های شدید مشاهده شده در این نقشه ها به این صورت می باشد که در دوره برگشت دوساله خشکسالی شدید در حوالی شهرستان ملایر دیده می شود در دوره برگشت ده ساله خشکسالی شدید در شمال کبود رآهنگ و شهرستان تویسرکان و اسد آباد دیده می شود . در دوره برگشت ۲۰ ساله در شمال کبودرآهنگ ودر دوره برگشت ۵۰ ساله در نهاوند وتویسرکان و شمال کبودرآهنگ دیده می شود.

۳-۲-۱-۲-توفان

امروزه شناخت پدیده های جوی مخرب گا می موثر در جلوگیری از خسارات وارده در اثر ایجاد این سیستمها است اقیانوسها در عرضهای پایین جغرافیایی پیرامون مناطق مشخصی از نواحی حاره ای تو فانهای شدیدی تولید میکنند با کسب رطوبت وگرما در این مناطق حالت سوختگیری برای سیستم صورت میپذیرد و نهایتا افزایش قدرت سیستم اثرات مخربی را بجای میگذاردتوسعه این سیستمها ی نواحی حاره ای سریع میباشد به همین علت محققین علوم طبیعی به سختی میتوانند این نوع سیستمها را که غالبا سبب تخریب وویرانی ومرگ ومیر میشوند به راحتی تشخیص وپیش بینی نمایند فشار هوا در مرکز این طوفانها پایین میباشد از این رو هر ساله لطمات سنگین در مناطق مختلف جهان متوجه کشورها وملتهای گوناگون میباشد در غرب اقیانوس اطلس و شرق اقیانوس آرام در حوالی مکزیک وکالیفرنیا این توفانها را هاریکن مینامند در مناطق شمالی کشور استرالیا و اقیانوس هند آنها را بنام

چرخند ودر نواحی شمال غرب اقیانوس آرام آنها را تایفون مینامند جدا از اسم وموقعیت مکانی این توفانها مکانیسم آنها خیلی مشابه میباشند کم فشارهای حاره ای در قسمتهای حاره ای و اقیانوسها ومعمولا در عرضهای بالای ۵ درجه بسط وتوسعه میبابند این کم فشارها زمانی به بیشترین سدت خود میرسند که در روی آبهای گرم حاره ای قرار گیرند وبه محض آنکه بر روی خشکی میرسند از شدت آنها کاسته میشود توفانها تنها در مکانهایی شکل میگیرند که در آنجا دمای سطح آب اقیانوس متجاوز از ۲۷ درجه سانتیگراد باشد و این وضعیت نشان میدهد که چرا وقوع آنان غالبا در اواخر تابستان که دمای سطح اقیانوس بالاترین درجه را داردرخ میدهد از نظر موقعیت مکانی عمده توفانها دورتر از استوا جایی که چرخش زمین باعث انحراف بادهای تجارتی مناطق حاره به سمت مناطق قطبی میشود حادث می گردد

۳-۲-۱-۲-۱-نقش عوامل انسانی در تشدید توفان:

در محیط طبیعی بدون حضور انسان نیز پدیده هایی مانند توفان و سیل وزلزله وجود داشته است اما هنگامیکه این پدیده ها را در ارتباط با انسان وزندگی او بررسی کنیم جوانب آن
تحت عنوان بلایای جوی قرار میگیرد توفانها جزء کنش های جریانهای گردش عمومی جو میباشندبنابر این نقش عوامل انسانی در مقیاس جهانی از مطالعات بر روی تغییر اقلیم مشخص میگردد عوامل انسانی با فعالیتهای وسیعی که میتوانند فرایندهای جوی را تغییر دهندهمراهند که شامل جنگل زدایی صنعتی شدن و تولید انرزی می باشند و با تغییرات ترکیبات شیمیایی درجو ارتیاط مستقیم دارندباران اسیدی (بر اثر آزاد شدن سولفور گوگرد) افزایش اثر گلخانه ای (بر اثر آزاد شدن دی اکسید کربن) و کاهش ازن (بوسیله تراکم کلروفلئور کربن ها)همه به تغییرات آب وهوا کمک میکنند(۲۷۸ محمدی -فرایند وسیستم های جوی) با شروع انقلاب صنعتی مصرف سوختهای فسیلی که برای سالیان متمادی در زمین مدفون شده بود آغاز شده وبا توسعه صنعتی و ازدیادسرعت رشد جمعیت بصورت تصاعدی افزایش یافت انسان در طی سالیان گذشته از طریق مصرف سوختهای فسیلی مسئول رها سازی بیش از ۲۰۰ میلیلرد تن کربن به اتمسفر می باشد (سالانه ۵-۶/۲میلیلرد تن کربن)از سوی دیگر جنگلها که نقش مهمی در جذب دی اکسید کربن هوا و سایر آلاینده ها دارند توسط بشر تخریب میشوند تخمین زده شده است که تخریب جنگلهای حاره ای با سرعتی که منجر به رها سازی ۳-۰/۴ ملیارد تن کربن به هوا میشود در حال انجام است (تغییر اقلیم پیدایش وگسترش- عوض کوچکی رضا شریفی-نیوار سی وسوم-ص۴۸)مهمترین فعالیتهای کشاورزی در روند تولید گازهای گلخانه ای نقش آنها بررسی ومطالعه گردیده است دامپروری زراعت برنج سوزاندن بیومالهای کشاورزی واستفاده از کودهای تثبیت کننده بیولوزیک است در حال حاضر سهم گاز متان در اثرات گلخانه ای ۲۰ درصد آورده شده از این مقدار ۱۰ درصد متان حاصل فعالیتهای کشاورزی است با وجود چنین تغییراتی که بوسیله فعالیتهای انسانی در ترکیب جو بوجودمی آید در نتیجه حرکات ودینامیک جو نیز تحت تاثیر قرار گرفته ورفتارهای پدیده های اقلیمی نیز متفاوت می گردد نمونه چنین تحولاتی را باید در پدیده هایی مانند النینو ولا نینو جستجو کرد بروز و رخداد توفانها واثرات ناشی ار آن در طی سده اخیر گسترش یافته است از دیگر فعالیتهای انسانی تغییر در آلبیدوی زمین است این عمل که با تغییر در کاربری اراضی وقوع فعالیتهای انسانی بوجود می آید سبب

تغییرات در بیلان انرزی دریافتی وخروجی است بطور مثال شهرنشینی می تواند نقش مهمی را در مقیاس بیشتر سطح رمین از تابش خالص توزیع
انرزی داشته باشد داده های مو جود به طور آشکار نشان میدهد که بافت وساختار شهر هر کدام از مولفه های جریان تابش را تغییر داده است بطور مثال در رگبارهای همرفتی به منبع رطوبتی زیادی نیاز است که علاوه بر مکانیسم عمومی جو وجود رودخانه دریاچه آب پشت سدها ویا پوشش گیاهی میتواند عامل موثری در تشکیل چنین پدیده هایی باشد.
برای اینکه ببینیم چرا توفانها وسایر تندبادهای گرمسیری می توانند مستعد پذیرش مداخله انسان باشند باید ماهیت ومنشاء اصلی وقوع توفانها را دریافت توفانها عمدتا به شکل دسته هایی از تندبادهای همراه با آذرخش بر فرازاقیانوس های گرمسیری ظاهر میشوند دریاهای واقع در عرضهای جغرافیایی پایین دائما حرارت ورطوبت زیادی را برای اتمسفر به ارمغان میاورند واین امر باعث میشود تا هوای گرم ومرطوب فراوانی بر فراز سطح دریا تشکیل شود وقتی این هوا به سمت سطوح فوقانی حو حرکت میکند بخار آب موجود در آن تقطیر میشود وبدان وسیله موجبات تشکیل ابرها وانواع نزولات را فراهم میسازد تقطیر بخار آب موجود در هوا باعث آزاد شدن حرارت در سطوع فوقانی جو میشود واین حرارت که اصطلاحا از آن بعنوان گرمای نهان تقطیر نام برده میشود به همراه حرارت تابشی خورشید که اصلی ترین عامل تبخیر آب در سطح اقیانوسها است باعث میشود تا هوا طی یک فرایند بازخوردی تقویتی آمادگی صعود به ارتفاعات بالاتر را پیدا کند نهایتا فرود این هوای گرمسیری باعث سازماندهی تدریجی وتقویت سامانه میشود که بنوبه خود موجبات تشکیل قطب مرکزی سکون را فراهم میسازد که یک طوفان دریایی به دورآن میچرخد با رسیدن این سامانه به زمین منبع پایدار آب گرم توفان از آن جدا میشود که همین امر به تضعیف سریع توفان میانجامد
اثرهای محیطی و اقتصای و اجتماعی انسانها بر روی گرمایش زمین طی چند دهه اخیر مورد توجه محافل علمی بوده است یکی از نتایج گرمایش مزبور تغییر محسوس در رفتار والگوهای فشار است برای مثال این تغییرات روند عمومی نوسانهای اطلس شمالی را متاثر ساخته است نوسانهای شمالی نیز بنوبه خود فراوانی و جهت جریانهای جوی را تعیین می کنند بیشتر گرمایش مزبور از دهه های نخستین قرن بیستم آغاز شده است اگر چه این میزان گرمایش ممکن است در نظر اول ناچیز بنظر برسد اما بررسی های علمی نشان می دهد که تغییرات میانگین ارقام دراز مدت دمای هوا واکنش های حساسی در سیستم های جوی پدید می آورد
طی چند دهه اخیر گرمایش زمین در اثر افزایش پدیده گازهای گلخانه ای از موضوعات جالب توجه محافل علمی بوده و تحقیقات گسترده ای را در مقیاس جهانی ناحیه ای و محلی بخود اختصاص داده است یکی از جنبه های قابل توجه روند نوسانهای اطلس شمالی می باشد تغییرات مزبور به گرمایش زمین نسبت داده میشود که خود نیز بر شدت فراوانی وجهت جریانهای مخرب جوی از جمله توفانها اثر نهاده در نتیجه روند تغییرات دما را متاثر می سازد تغییرات بلند مدت نوسانات اطلس شمالی به طور خلاصه نتایج اقلیمی زیر را در پی داشته است :

۱) تقویت جریانات غربی جنب قطبی از سطح زمین تا استراتسفر پایینی

۲) تکوین زمستانهای ملایم تر در اروپا ودر مجاورت آسیا ومناطق سرد کانادا وشمال غرب اقیانوس اطلس

۳) تغییرات محسوس میانگین فشار سطح دریا

٤) سرمایش استراتسفر بر روی کلاهک قطبی وکاهش ستون ازن از ۱۰ درجه شمالی به سمت

٥) قطب ها

٦) تغییر فعالیت توفان زایی و دگرگونی در فراوانی وشدت فصلی سیستم های مانع (بلوکینگ) در مسیر توفانهای اطلسی

در اثر گازهای گلخانه ای تغییرات چرخش جوی در اقیانوس اطلس شمالی دچار دگرگونی گردیده است فراوانی گرادیان فشار طی فاز مثبت نوسانات اطلس شمالی توفانهای قوی تر و با فرکانس بالاتر را در امتداد اقیانوس اطلس به سمت شمال ایجاد می نماید در این هنگام زمستانهای گرم ومرطوب در اروپا استقرار می یابد در حالی که در شمال کانادا و گرینلند زمستان سرد وخشکی را تجربه میکنند همچنین شرق ایالات متحده زمستان معتدل و مرطوبی را میگذرانند کاهش گرادیان فشار به هنگام وقوع فاز منفی شاخص نوسانهای شمالی باعث تکوین کمتر و ضعیف تر توفانها در امتداد غربی –شرقی خواهد شد همچنین هوای مرطوب اطلس به مدیترانه وارد میشود و هوای سرد به شمال اروپا هجوم می آورد در این هنگام گرینلند زمستان معتدل تر و سواحل شرقی ایالات متحده هوای سردتر وزمستان پر برفی را خواهند گذراند فعالیتهای مهم وعمده بشرباعث انتشار گازهای گلخانه ای میشوند دی اکسید کربن حاصل از سوزاندن سوختهای فسیلی بزرگترین منبع تولید گازهای گلخانه ای در فعالیهای بشر میباشد سوختهای فسیلی در موقع سوختن مواد زیادی را منتشر می کنند همچنین استخراج فرآیندهای تبدیل حمل ونقل وتوزیع سوختهای فسیلی نیز باعث انتشار گازهای گلخانه ای میشود از بین بردن جنگلها دومین منبع تولید وانتشار دی اکسید کربن است بعد از دی اکسید کربن متا ن میباشد که بوسیله احشام گاوهای شیری گاو وحشی بز گوسفند واسب تولید می گردد منبع دیگر متان تجزیه کودهای حیوانی است کشت برنج نیز متان آزاد میکند زباله هاو فضولات وبقایای مواد زاید بشر باعث تولید متان می شود همه موارد فعالیتهای بشر در مقیاسهای زمانی وروز وماه وسال در نوسانات هوا واقلیم کره زمین تاثیر دارد ودر تشدید حوادثی مانند یخبندان سیل خشکسالی وامواج گرمایی وتوفانهای شدید نقش موثری دارند حوادث شدید طبیعی یک حالت انحرافی قابل توجه از حالت عادی است که متعاقبا روی زندگی بشر تاثیر می گذارد واثرات منفی قابل توجهی را بر روی رفاء وآسایش انسان خواهد گذاشت واین احتمال پذیرفته شده که تاثیر گازهای گلخانه ای ناشی از فعالیتهای انسانها بر روی اقلیم باعث تغییرات تناوبی شدت وخصوصیات حوادث وبلایای طبیعی میشوند گرچه کشور های صنعتی مسئول بیش از دوسوم گازهای گلخانه ای موجود در اتمسفر بوده ولی تلاش بر این است که با تشکیلات اجرایی قوی وبهتر جهت انطباق با شرایط تغییرات اقلیمی از وضعیت بهتری بر خوردارشوند اقلیم کره زمین بطور دوره ای در طول چرخه های طبیعی که ده ها سال بطول انجامیده گرم وسرد شده است اقلیم بعلت این تغییرات چرخه ای واثر گلخانه ای افزایش یافته توسط انسان تغییرات خود را ادامه خواهد داد

در ایران توفانها بدلیل شرایط اقلیمی خاص خود عمدتا در مناطق مرکزی و کویری که فاقد پوشش گیاهی هستند تشکیل میشوند که بنام توفانهای شن معروف هستند که زمین عاری از گیاه ووزش باد شدید از مهمترین عوامل تشکیل این طوفانها میباشند طبق آمار موجود در طی صد سال گذشته بیش از سه روستا بطور کامل در حوالی شهر یزد در زیر ماسه ها مدفون شده اند بجز مواردی که مورد تاخت وتاز وهجوم توده هواهای از جمله از شمال غرب (اطلس مدیترانه ودریای سیاه)قرار میگیرد ودر موقع مهیا بودن شرایط توزیع فشار واختلاف دمایی توفانهای تندری شدیدی بخصوص در مناطق کوهستانی صورت میپذیرد

دراستان همدان طبق آمار موجود حدود ۳۵ سال پیش طوفان با سرعت ۱۳۳ کیلومتر درساعت ثبت وگزارش شده است. بررسی ویش بینی باد وشناخت میزان وزش باد وبادهای شدید وتوفان از اهمیت فوق العاده ای برخوردار است مثلا در مورد سرعت باد بجز استفاده از ادوات بوسیله تاثیر آن در روی اشیاء ودرختان وسطح آب بررسی وتخمین زده میشود در این مورد آدمیرال بوفورت جدولی تهیه نموده که سالها مورد استفاده قرار گرفته است این جدول دارای توضیحات کافی برای شناسایی بادهای با سرعت بسیار کم تا طوفانهای بسیار شدید بوده وبرای سطح زمین روی دریا واقیانوسها وسواحل قابل استفاده میباشد بنابر این برای میزان سرعت باد می توان از جدول بوفورت استفاده نمود:

جدول ۳-۴: مقیاس بوفورت-سرعت باد در ارتفاع استاندارد ۱۰ متری (۳۳پا) از سطح زمین

کد	شرح	مشخصات باد در روی زمین	مایل بر ساعت	کیلومتربرساعت	متر برثانیه	نات
۰	آرام	دود از دوکشها عمودا بالا میرود	<۱	<۱	۰ -۰/۲	<۱
۱	وزش ملایم	جهت باد از دودی که از دودکشها بیرون می آید پیدا ولی بادنما هنوز قادر به نشان دادن جهت باد نیست	۱-۳	۱-۵	۰/۳-۱/۵	۱-۳
۲	نسیم سبک	وزش باد بر روی صورت احساس می شود برگهای درختان صدای ملایمی میکند	۴-۷	۶-۱۱	۱/۶-۳/۳	۴-۶
۳	نسیم ملایم	برگها و ترکه های کوچک درختان بطور ملایم و مداوم تکان خورده و پرچمهای سبک در اثر وزش باد باهتزار در می آید	۸-۱۲	۱۲-۱۹	۳/۴-۵/۴	۷-۱۰
۴	نسیم متوسط	گردوغبار و خرده های کاغذ به هوا بلند شده و شاخ برگها ی کوچک درختان نیز تکان میخورد	۱۳-۱۸	۲۰-۲۸	۵/۵-۷/۹	۱۱-۱۶
۵	نسیم تند	درختان کوچک سراپا تکان خورده ودر سطح آبهای موجود در خشکی امواجی دیده میشود	۱۹-۲۴	۲۹-۳۸	۸-۱۰/۷	۱۷-۲۱
۶	نسیم شدید	شاخه های بزرگ درختان بجنبش در آمده صدای سیمهای تلگراف بگوش میرسد و نگه داشتن چتر در روی سر	۲۵-۳۱	۳۹-۴۹	۱۰/۸-۱۳/۸	۲۲-۲۷

		مشکل است				
۷	تند باد ملایم	تمامی شاخ و برگ درختان در نوسان بوده وراه رفتن در مسیر مخالف باد مشکل است	۳۲-۳۸	۵۰-۶۱	۱۳/۹-۱۷/۱	۲۸-۳۳
۸	تند باد	شاخه های کوچک درختان می شکنند وحرکت در مسیر مخالف با تقریبا ممکن نیست	۳۹-۴۶	۶۲-۷۴	۱۷/۲-۲۰/۷	۳۴-۴۰
۹	تند باد شدید	خرابیهای مختصری به ساختمانها وارد می آید (ناودانها شیروانیها ویا پوششهای کف پشت بامها کنده میشود	۴۷-۵۴	۷۵-۸۸	۲۰/۸-۲۴/۴	۴۱-۴۷
۱۰	توفان	درختان ریشه کن شده و خرابیهای قابل ملاحظه ای به ساختمانها وارد می آید	۵۵-۶۳	۸۹-۱۰۲	۲۴/۵-۲۸/۴	۴۸-۵۵
۱۱	توفان شدید	خیلی بندرت اتفاق می افتد و توام با خرابیهای زیاد ودامنه دار است	۶۴-۷۲	۱۰۳-۱۱۷	۲۸/۵-۳۲/۶	۵۶-۶۳
۱۲	توفان خیلی شدید	اکثرا در روی اقیانوسها ومناطق زیر تولید و دیده میشود(شمال اقیانوس اطلس-کوبا-خلیج مکزیک –شمال شرقی اقیانوس آرام)	۷۳ وبیشتر	۱۱۸وبیشتر	۳۲/۷وبیشتر	۶۴ وبیشتر

۳-۲-۱-۲-۲-انواع توفان:

توفان که معادل انگلیسی STORM است به اغتشاشات اتمسفری که به نحوی روی هوای سطح زمین اثر می گذارند و بارش یا باد بوجود می آورند اطلاق می گردد و دارای انواعی است که بسته به سرعت حجم و موقعیت جغرافیا ئی توفند تندر توفانهای حاره ای توفان ماسه یا باد وانواع سیکلونها نامیده می شودانواع توفان شامل توفانهای منطقه حاره وبرون حاره است که در زیر مفصلا شرح داده میشود .

۱-منطقه برون حاره:

الف-تندر:

در مناطق برون حاره ناپایداری توده هواو یا عوامل دینامیک سطوح بالای اتمسفر گاه چنان شدید میشود که هوای گرم ومرطوب در منطقه ای محدود(معمو لا به قطر ۱۰ کیلو متر) به سرعت صعود می کند ورگبارها ویا توفانهای گردو غبار شدیدی را به وجود می آورد. چنین سیستمهای چرخشی را تندر می نامند. این سیستمهای کوچک مقیاس علاوه بر بارش شدید رعد وبرق نیز ایجاد میکنند. تندرها معمولا یا بر اثر گرم شدن زیاد سطح زمین در داخل توده های هوا ویا در جبهه های هوا به ویزه در جبهه سرد به وجود می آیند بنابرین تندر یا ناشی از توده هواست ویا جبهه ای است .در تندرها توده هوا اگر چه گرم شدن سطح زمین نقش عمدهای دارد ولی وجود یک مکانیسم صود اگر چه خیلی ضعیف باشد در سطح بالا ضروری است تا اثر ناپایداری طبقات پایین اتمسفر را تکمیل و تقویت کند. تندرهای توده هوا در

زمستانها در اثر عبور هوای سرد قطبی بر روی دریاهای گرم ودر تابستانها بعلت تابش شدید خورشید بر روی خشکیها بوجود می آیند این نوع تندرها در دامنه آفتابگیر کوهستانها هم بر اثر همرفت دامنه ها در فصل بهار ایجاد می شوند. در هر دو نوع تندر باید توده هوای گرم و مرطوب با رطوبت نسبی بیش از ۷۵ درصد و ناپایداری کافی وجود داشته باشد . ارتفاع سطح تراکم نیز بیاید آنقدر پایین باشد که ضخامت لایه ابر به بیش از ۳۰۰۰ متر برسد . پایین بودن سطح تراکم به این جهت است که از طریق فرایند تراکم به مقدار زیاد انرزی آزاد می شود و سلول را تقویت می کند . باید توجه داشت که تندرهای جبهه ای که معمولا در نزدیکی وجلوی جبهه سرد بوجود می آیند شدید تر از تندر های توده هوایند.

ب-توفند یا تور نادو:

توفند یا تورنادو ستونی باریک از هواست که شدیدا در حال چرخش است.

این اغتششات نیز مربط به منطقه برون حارهای است ومکانیسم آنها به گونه ای است که گاهی حرکت صعودیهوا در داخل ابر تندر زا از روی زمین در نقاط خاصی خیلی شدیش می شود بطوری که در این مورد هوا با سرعت خیلی زیاد (حدود ۵۰ کیلو متر در ساعت)به دور مرکزی کم فشار حرکت سیکلونی پیدا کرده و صعود می کند در این صورت ابرهای قیفی شکل بوجود می آیند که پایه آن در سطح زمین واقع است. سرعت باد در اطراف هسته متجاوز از ۶۰متر بر ثانیه و سرعت پیشروی آن ۱۰ متر بر ثانیه است. هر چند قطر این قیف که بسرعت حرکت می کند از ۵۰۰ متر بیشتر نیست اثر تخریبی آن خیلی زیاد است وچه بسا اتفاق افتاده که خانهای را از جا برکند و منهدم می کند .تقریبا تمامی تورنادوها با ابر کو مو لنیمبوس همراهند فراوانترین منطقه تولید توفند در دنیا نواحی مرکزی ایالات متحده است.(مبانی آب و هواشناسی علیجا نی ص ۳۱۰-۳۱۱-۳۱۲) همچنانکه قبلا ذکر شد تندر وتوفند جز اغتششات کوچک مقیاس منطقه برون حارهای هستند.

رفتار سیکلونهای برون حاره مکانیسم صعودوناپایداری را داردو در شرایطی که هوای گرم ومرطوبی نداشته باشد طوفان گرد وغبار ایجاد می کند نمونه خوب این وضعیت سیکلو نهائی است که در بهار وارد ایران می شوند. هوای گرم این سیکلونها که از بیابانهای آفریقا وعربستان بلند می شود رطوبت ندارد و در ایران توفانهای گرد وغبار ایجاد می کند حتی در فصل زمستان هم چنین هوای گرمی به حد کافی رطوبت ندارد اما هوای سرد پشت سیکلونها چون از منطقه دریای مدیترانه ودریای سیاه رطوبت می گیرند پس از رسیدن به ایران به شرط آنکه موجهای کوتاه بر روی آن قرار بگیردند بارش ایجاد می کند.

ج-تاریخچه توفان در استان همدان

وزش بادهای شدید در استان همدان در زمانهای گذشته خسارات و ویرانیهای متعددی برجای گذاشته است، اگر چه آمار دقیق از این خسارات در دست نیست همچنین به علت محدودیت تعداد ایستگاههای سینوپتیک هواشناسی در سطح استان و یا کوتاه بودن دوره آماری آنها اندازه گیریهای دقیقی از وزش طوفانهای شدید در سطح استان انجام نشده است ولی بنا به شواهد عینی و نقل قول افراد در نقاط مختلف استان وزش باد هایی را شاهد بوده اند که بشکه های فلزی را چندین متر از سطح زمین بلند

کرده و یا سقف های سنگین فلزی بعضی از تاسیسات را به راحتی از جاکنده و چند متر پرتاب کرده است ، بنابراین شواهد می توان حدس زد که سرعت وزش باد در نقاط مختلف استان همدان ممکن است به رقمی در حدود ۱۲۰ تا ۱۴۰ کیلومتر در ساعت نیز رسیده باشد .

طبق گزارش موجود در ستاد حوادث استانداری استان همدان بین سالهای ۱۳۶۹ تا ۱۳۷۹ ، ۵ طوفان در سطح استان رخ داده است که به ۳ شهر و ۴۰ روستای استان خساراتی وارد کرده است در اثر این حوادث یک نفر جان خود را از دست داده ، به ۱۰۰ واحد مسکونی . ۴ کارخانه و واحد تولیدی ، ۳ اداره و مکان عمومی و ۵۰ دستگاه وسایل نقلیه نیز خساراتی وارد شده است . علاوه بر آن روز هفتم فروردین ماه ۱۳۸۲ در اثر وقوع طوفان در شهرستان نهاوند بیش از هفتصد میلیون ریال خسارت به پروژه های مختلف شهرستان وارد شده است . همچنین در زمان اجرای این طرح در روز هفتم آبان ماه ۱۳۸۲ نیز وزش باد شدید در سطح شهرستان همدان باعث سقوط تابلو و کشته شدن یک نفر گردید که هنوز گزارش کارشناسی از میزان خسارات وارده توسط ستاد حوادث منتشر نشده است .

د-تحلیل مکانی پیش بینی دوره برگشت های سرعت باد:

پیش بینی کمی باد ابزاری فوق العاده مهم و مورد استفاده برای هواشناسان و آب شناسان در امر پیش بینی توفان می باشد ، زیرا در یک مدت زمان معین ، انتظار وقوع سرعتی از باد و سطح توزیع و میزان آن و یا هر دو را نشان می دهد . جدول ۳-۵تا ۳-۱۳ محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاهای استان همدان به روش توزیع گمبل نشان میدهد. مهمترین نوع پیش بینی کمی باد به گونه ای است که وجود پتانسیل وقوع سرعت باد را مشخص می کند. شکل ۳-۱۱:نقشه پیش بینی دوره برگشت های ۵و۱۰و۲۰و۵۰و ساله باد در استان همدان نشان می دهد.

با مطالعه وقوع سرعت باد در ایستگاه های هواشناسی استان همدان چنین استنباط می گردد که غالبا" این سرعت هادر مناطق شمالی وشمالشرق یعنی در ناحیه رزن بالاتر است. هرقدر دوره برگشت بیشتر میزان سرعت باد بالاتر می گردد در مناطق جنوبی استان وزش باد ملایم تر پیش بینی می گردد.

جدول ۳-۵: محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه همدان به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه همدان به روش توزیع گمبل				
	k .s	k	احتمال عدم وقوع	دور برگشت

2	0.50	-0.1552	-0.83	0
5	0.90	0.8379	4.49	6
10	0.95	1.4954	8.01	9
20	0.96	2.1261	11.39	2
50	0.98	2.9425	15.76	7
100	0.99	3.5543	19.04	0

جدول ۳-۶: محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه کبودر آهنگ به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه نوزه به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k s.	
2	0.50	-0.1526	-1.35	0
5	0.90	0.8664	7.64	9
10	0.95	1.541	13.59	5

20	0.96	2.1881	19.301	
50	0.98	3.0257	26.688	
100	0.99	3.6534	32.224	

جدول ۳-۷: محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه ملایر به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه ملایر به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k.s	
2	0.50	-0.1526	-0.410	
5	0.90	0.8664	2.319	
10	0.95	1.541	4.100	
20	0.96	2.1881	5.832	
50	0.98	3.0257	8.064	
100	0.99	3.6534	9.736	

جدول ۳-۸:محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه نهاوند به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه نهاوند به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k.s	
2	0.50	-0.1552	-1.261	
5	0.90	0.8379	6.814	

10	0.95	1.4954	12.159	
20	0.96	2.1261	17.274	
50	0.98	2.9425	23.901	
100	0.99	3.5543	28.876	

جدول ۳-۹:محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه تویسرکان به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه تویسرکان به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k .s	
2	0.50	-0.1552	-0.940	7
5	0.90	0.8379	5.075	3
10	0.95	1.4954	9.067	7
20	0.96	2.1261	12.871	
50	0.98	2.9425	17.826	
100	0.99	3.5543	21.520	

جدول ۳-۱۰: محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه رزن به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه رزن به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k .s	
2	0.50	-0.1552	-1.136	6

5	0.90	0.8379	6.09	3
10	0.95	1.4954	10.87	8
20	0.96	2.1261	15.45	2
50	0.98	2.9425	21.38	8
100	0.99	3.5543	25.83	3

جدول ۳-۱۱: محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه اسد آباد به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه اسد آباد به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k .s	
2	0.50	-0.1552	-1.50	5
5	0.90	0.8379	8.12	4
10	0.95	1.4954	14.50	1
20	0.96	2.1261	20.61	7
50	0.98	2.9425	28.53	5
100	0.99	3.5543	34.46	1

جدول ۳-۱۲: محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه فامنین به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه فامنین به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k .s	

2	0.50	-0.1552	-1.27	1
5	0.90	0.8379	6.86	9
10	0.95	1.4954	12.24	5
20	0.96	2.1261	17.40	0
50	0.98	2.9425	24.08	7
100	0.99	3.5543	29.08	2

جدول ۳-۱۳: محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه قهاوند به روش توزیع گمبل

محاسبه احتمال تئوری ماکزییم بادایستگاه قهاوند به روش توزیع گمبل				
دور برگشت	احتمال عدم وقوع	k	k s.	
2	0.50	-0.1552	-1.56	7
5	0.90	0.8379	8.40	7
10	0.95	1.4954	14.99	3
20	0.96	2.1261	21.31	0
50	0.98	2.9425	29.49	8
100	0.99	3.5543	35.63	4

از آنجائی که در سطح استان همدان شاهد وقوع مکرر وزش بادهای شدید در فصول مختلف سال می باشیم . به منظور برنامه ریزی های دراز مدت و اجرای طرحهای مختلف در سطح استان ناگزیر از

داشتن اطلاعات کامل سمت و سرعت و میزان تداوم وزش باد ومیزان انرژی باد در نقاط مختلف استان می باشیم . این اطلاعات می تواند در زمینه های مختلف توسعه استان نقش مهم و اساسی داشته باشد .

برای انجام این تحقیق از آمار و اطلاعات نه ایستگاه هواشناسی سینوپتیک، استفاده گردید. مشخصات ایستگاه‌های مورد استفاده در جدول ۳-۱۴ آمده است.

جدول ۳-۱۴: مشخصات ایستگاه‌های هواشناسی منطقه مورد مطالعه

نام	نوع	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)
نوژه	سینوپتیک	۴۸°۴۱′	۳۵°۱۲′	۱۶۷۹
همدان	سینوپتیک	۴۸°۳۲′	۳۴°۵۲′	۱۷۳۰
قهاوند	سینوپتیک	۴۸°۵۹′	۳۴°۵۱′	۱۶۵۴
اسدآباد	سینوپتیک	۴۸°۰۷′	۳۴°۳۲′	۱۵۵۲
فامنین	سینوپتیک	۴۸°۵۹′	۳۵°۰۷′	۱۶۱۶
رزن	سینوپتیک	۴۹°۰۱′	۳۵°۲۱′	۱۸۰۵
تویسرکان	سینوپتیک	۴۸°۲۷′	۳۴°۳۳′	۱۹۷۰
نهاوند	سینوپتیک	۴۸°۲۴′	۳۴°۰۹	۱۶۵۸
ملایر	سینوپتیک	۴۸°۴۹	۳۴°۱۷	۱۷۲۵

۳-۲-۱-۲-۳- تجزیه و تحلیل داده ها

به منظور بررسی باد در استان همدان مراحل ذیل انجام گردید:

۱- بررسی صحت داده‌ها و کنترل کیفیت آنها: طول دوره آماری در مطالعات حاضر ۱۰ ساله می‌باشد (۹۸-۱۳۸۹) که انتخاب این دوره با توجه به این نکته صورت پذیرفت که ایستگاه‌های مورد نظر در این دوره دارای بیشترین طول دوره آماری بودند و همچنین نواقص این ایستگاه‌ها نیز با دقت کامل برطرف گردید.

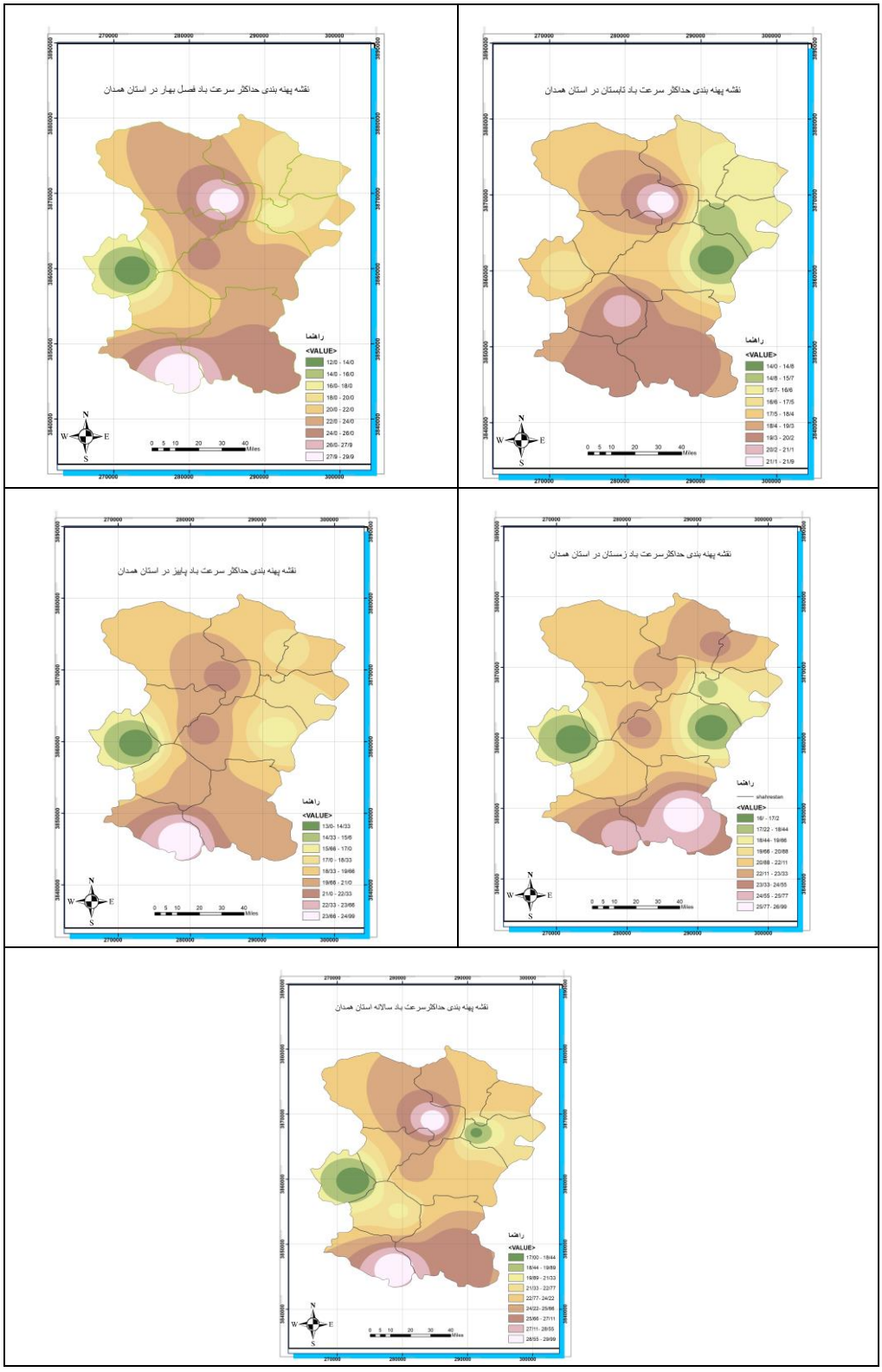
۲-بررسی میانگین باد وحداکثر سرعت باد: پس از صحت‌سنجی داده‌ها، میانگین وحداکثرسرعت باد فصلی وسالانه محاسبه وترسیم گردید

۳- میانیابی داده ها: به منظور شناسایی مناطق باد خیز در همدان ابتدا داده های ایستگاه های مورد مطالعه جمع آوری و سپس به روش کریجینگ میانیابی شد. این روش از این مزیت برخوردار است که شناسایی مرز میان نواحی را دقیق تر می کند. لازم به ذکر است نقشه ها بر اساس سیستم تصویر مختصات جهانی (UTM) ترسیم شده اند.

به منظور بررسی توزیع مکانی باد در سطح استان همدان با استفاده از اطلاعات به‌دست آمده و با استفاده از مدل(کریجینگ) در GIS اقدام به پهنه‌بندی مقادیر آن شده است . این مدل یک روش انترپلاسیون داده‌های مکانی است که یک سطح با حداقل انحنا را روی نقاط استفاده شده برای انترپلاسیون برازش می‌دهد. این سطح مانند یک سطح پوششی است که امکان اتصال کلیه نقاط در فضا را با حداقل انحنا مهیا می‌کند، لذا یک تابع ریاضی را طوری بر سطح برازش می‌کند که از نقاط کنترل بگذرد. در این روش پس از مشخص کردن مقادیرانرژی باد در هر یک از ایستگاه‌ها، مقادیر ارائه شده به نقشه وصل و مدل فوق با استفاده از نرم‌افزارGIS روی نقشه‌ها اعمال شد و نقشه‌های پهنه‌بندی تولید گردید.

۳-۲-۱-۲-۳- ۱-تحلیل مکانی حداکثر سرعت باد:

بر اساس نقشه پهنه بندی حداکثر سرعت باد سالیانه در منطقه همدان مناطقی ازجنوب استان ومناطقی از شهرستان کبودر آهنگ با طوفان شدید همراه است در حالیکه در سایر مناطق استان حداکثر سرعت بادبه صورت طوفان ظاهر می گردد.(شکل ۳-۱۱) در فصل بهار در استان در طول دوره مورد مطالعه طوفان شدید رخ نداده است و حداکثر سرعت باد در اغلب مناطق استان به صورت باد شدید وتند باد بوده است ومناطق محدودی دارای رخداد طوفان می باشد. به طور کلی فصل بهار در ایران هم زمان با بالا آمدن واستقرار مراکز پر فشار جنب حاره است. در فصل تابستان هوا آرامتر است ومرکز پر فشار جنب حاره به طور کامل اقلیم ایران را تحت تاثیر خود قرار داده است لذا رخداد طوفان در هیچ نقطه از استان دیده نمی شود و حداکثر سرعت باد در نقشه مربوطه به صورت باد شدید قابل رویت است.در فصل پاییز در منطقه مورد بررسی گستره وزش حداکثر سرعت باد به صورت باد شدید بیشتر می شود وبه نظر می آید ورود بادهای غربی به منطقه ایران وزش بادهای سیستمی وشدید را افزایش داده است.در فصل زمستان حداکثر سرعت باد با ناپایداری هوا وطوفان در مناطقی از استان همدان مشخص می گردد مناطقی از جنوب استان (شهرستان ملایر) همراه با طوفان وبقیه مناطق با تند باد مشخص می گردد. شکل ۳-۱۱ نقشه پراکنش مقادیر حداکثر سرعت باد در استان همدان را در مقیاس سالانه وفصلی نشان می دهد.

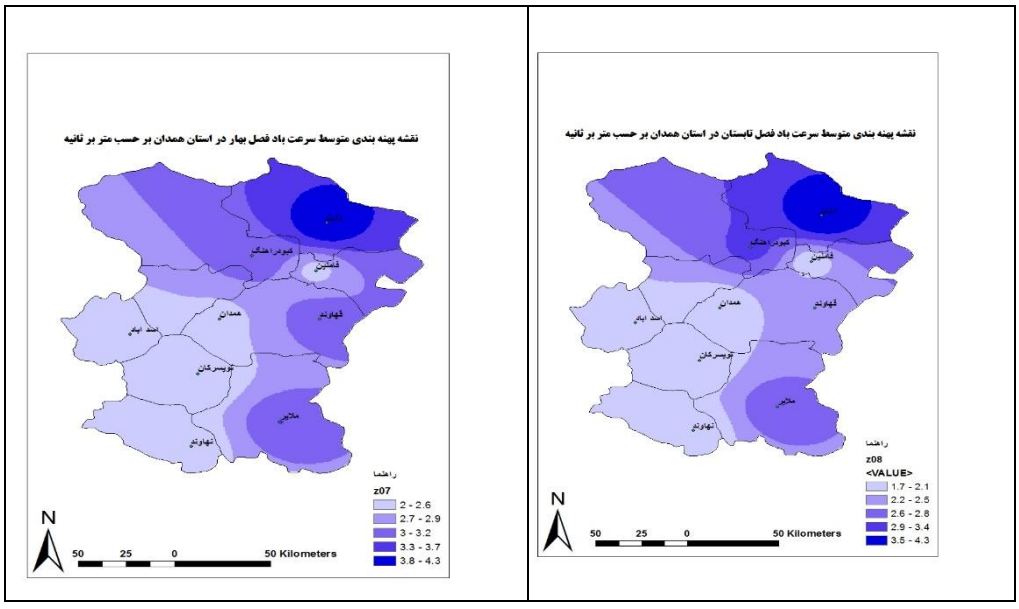


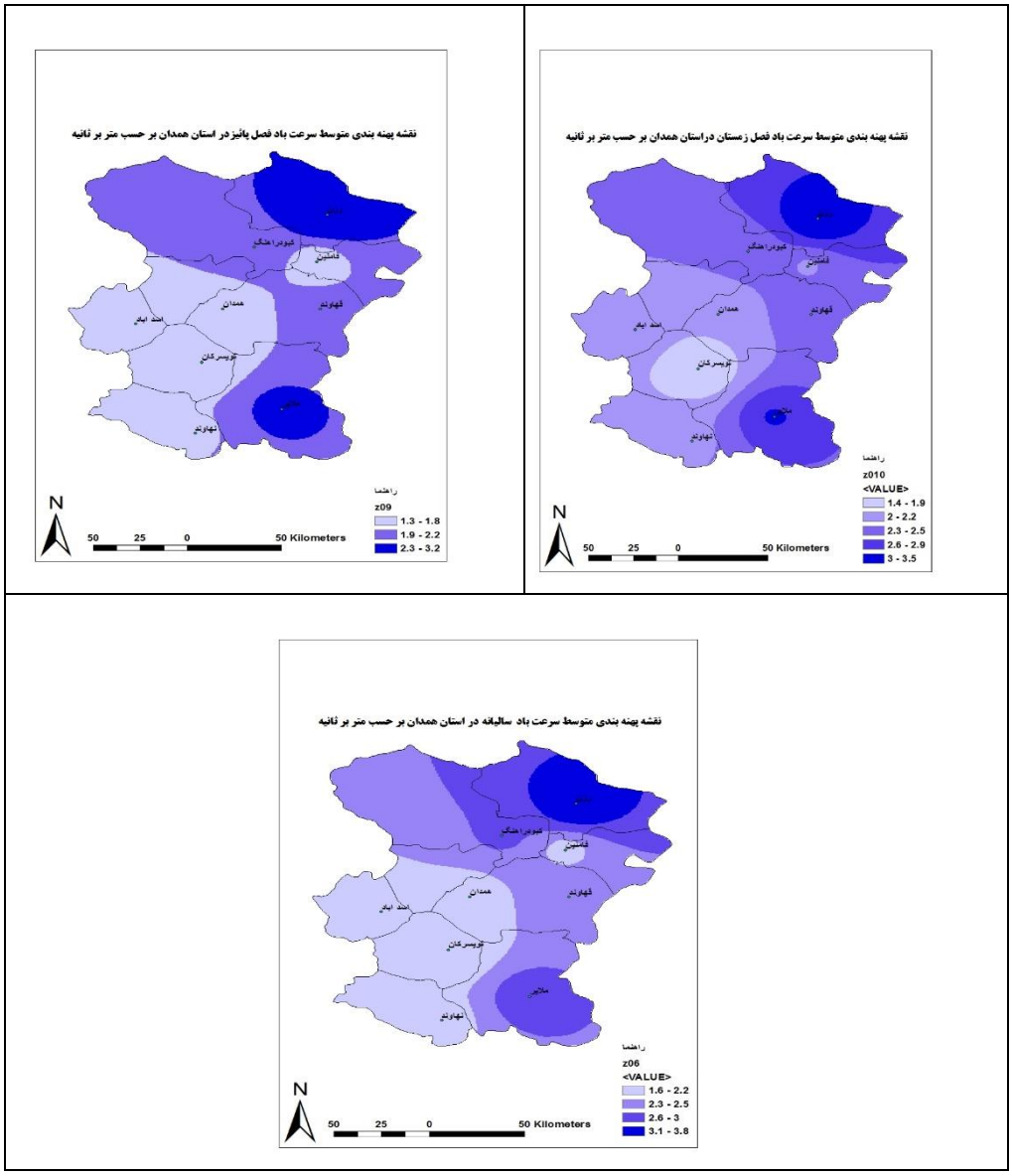
شکل ۳-۱۱:نقشه پراکنش مقادیر حداکثر سرعت باد در استان همدان

۳-۲-تحلیل مکانی متوسط سرعت باد:

نقشه های پهنه بندی متوسط سرعت بادمی تواند شمای کلی از باد وانرژی آن را در اختیار برنامه ریزان قرار دهد.و این سرعت متوسط است که میزان انرژی باد را تعیین می کند زیرا بیشترین فراوانی را در سرعت وقوع باد دارد.

نقشه پهنه بندی متوسط سرعت باد سالیانه در منطقه همدان نشان می دهد شرق استان ومناطقی از شهرستان ملایر و رزن با بیشترین سرعت متوسط باد (بالای سه متر در ثانیه) همراه است در حالیکه در سایر مناطق استان کمتر از سه متر در ثانیه ظاهر می گردد. (شکل ۳-۱۲) در فصل بهار در استان متوسط سرعت باد در مناطق شمالی استان بالاخص شمال شرق به بالاترین حد خود می رسد(چهار متر در ثانیه) مناطق غرب و جنوبغرب کمترین سرعت باد را در بهار در سطح استان دارا می باشند. در فصل تابستان وضعیت مشابه فصل بهار است شدت باد در مناطق شمالی استان همچنان بیشتر از سایر مناطق است.در فصل پاییز در منطقه مورد بررسی با اینکه وزش حداکثر سرعت باد به صورت باد شدید بیشتر می شود ولی سرعت متوسط از بهار وتابستان کمتر است .در فصل زمستان متوسط سرعت باد با ناپایداری هوا همراه است وسرعت متوسط باد از فصل پاییز شدیدتر می شود.مناطق شمالی وجنوبشرق بیشترین سرعت باد را دارد.شکل ۳-۱۲ نقشه پراکنش مقادیر متوسط سرعت باد در استان همدان را در مقیاس سالانه وفصلی نشان می دهد.





شکل ۳-۱۲:نقشه پراکنش مقادیر متوسط سرعت باد در استان همدان

مطالعه وزش باد در استان همدان یکی از ضروریاتی است که از مدت ها پیش احساس می شد ، لذا به منظور ارائه چشم انداز کلی از وزش باد در سطح استان ، سعی شده علی رغم محدودیت ها و کمبود آمار باد در نقاط مختلف استان و با تکیه بر اطلاعات گرد آوری شده در ایستگاههای سینوپتیک استان رژیم کلی وزش باد در مناطق مختلف استان را تعیین شود .

با مطالعه وقوع سرعت باد در ایستگاه های هواشناسی استان همدان مشخص گردید هرقدر دوره برگشت بیشتر میزان سرعت باد بالاتر می گردد در مناطق جنوبی استان وزش باد ملایم تر پیش بینی می گردد. به طور کلی مناطقی از دشت رزن وکبودر آهنگ جهت برنامه ریزی استفاده از انرژی باد مناسب می باشد. نتایج این بررسی می تواند در آمایش سرزمین وتوسعه پایدار منطقه به کار رود. نقشه های پهنه بندی متوسط سرعت باد با ارائه شمای کلی از باد وانرژی آن نشان می دهد شرق استان ومناطقی از شهرستان ملایر و رزن با بیشترین سرعت متوسط باد (بالای سه متر در ثانیه) همراه است. ومتوسط

سرعت باد در مناطق شمالی استان بالاخص شمال شرق به بالاترین حد خود می رسد(چهار متر در ثانیه) مناطق غرب و جنوبغرب کمترین سرعت باد را در طول دوره مورد مطالعه دارا می باشند.

۳-۲-۱-۳-یخبندان وسرمازدگی

با شناخت ویژگی‌های آب و هوائی انسان می‌تواند به شکل بهتری با محیط سازگار شده اشکال مطلوبی از ساخت‌های فضایی را با ابزار مناسب به وجود آورد. چراکه عناصر و برخی پدیده‌های آب و هوائی با تغییرات کمی و کیفی خود اوضاع محیطی را تحت تأثیر قرار می‌دهند. افزایش دمای کره زمین سبب تغییرات ژرف و وسیع در اقلیم‌های زمین گردیده و باعث بروز تغییراتی در زمان و مکان پدیده‌های اقلیمی ازجمله یخبندان می‌شود. بی‌نظمی زمانی-مکانی پدیده یخبندان در بسیاری مواقع می‌تواند خسارات جبران‌ناپذیری را بر جای گذارد. امروزه اکثر مطالعات زیست‌محیطی سعی بر شناخت تغییرات اقلیمی و کاهش اثرات آن دارند. از جنبه‌های شایان توجه تغییر اقلیم ، جابه‌جایی و تغییر فصول یخبندان است.

یخبندان به شرایطی اطلاق می‌شود که در آن دمای هوا در ارتفاع حدود یک تا دو متری از سطح زمین به صفر یا زیر صفر درجه سلسیوس می‌رسد . شدت یخبندان به وضعیت جوی بستگی دارد تفاوت‌های که ازنظر پستی‌وبلندی و پوشش گیاهی در مناطق مختلف وجود دارد نیز در این امر دخالت دارند. (رزنبرگ و مایرس ،۴۷:۱۹۶۲) تقریباً هر بخشی از اقتصاد ممکن است تحت تأثیر یخبندان‌های غیرمنتظره قرار بگیرد و در بیشتر موارد، رخداد یخبندان‌ها اثر منفی دارند. یخبندان دماهای صفر و یا کمتر از آن را شامل می‌شود. منظور از تداوم یخبندان‌ها مدت‌زمانی است که دمای صفر یا کمتر از آن در یک منطقه حاکم باشد. بر اساس زمان وقوع ، یخبندان‌هایی که زمان اوج آن‌ها نسبت به تاریخ شاخص کمتر یا بیشتر باشد، زودرس یا دیررس تلقی می‌شوند. (حجازی زاده و مقیمی، ۱۳۸۱ : ۶۱)

عوامل زیادی بر روی فرایند افت دما مؤثرند که برای مثال می‌توان به الگوهای گردش جوی، بیلان تابش،رطوبت خاک، پیکربندی ناهمواری و عوامل محلی مثل دوری و نزدیکی به پهنه‌های بزرگ آب و عرض جغرافیایی اشاره کرد. (مولر ،۹۵:۲۰۰۵). ازنظر شدت یخبندان‌ها به سه دسته ملایم (حداقل دما بین صفر تا۱/۹-) یخبندان متوسط (بین ۱/۹-تا۳/۹-)و یخبندان شدید(کمتر از ۴-درجه سانتی‌گراد)تقسیم می‌گردد. (مجرد قره‌باغ ،۲۹:۱۳۷۶) یخبندان و کاهش درجه حرارت در مناطق کوهستانی و کوهپایه‌ای دارای اهمیت زیادی می‌باشد ، بخصوص که به دلیل بارش‌های مناسب در این مناطق کشاورزی نقش اساسی را در اقتصاد منطقه به عهده دارد. شناخت توزیع زمانی و مکانی و احتمال وقوع یخبندان‌ها یکی از بنیادی‌ترین تحقیقات اقلیم است که می‌تواند برنامه ریزان را به‌منظور کاهش خسارت‌های سرما و یخبندان راهنمایی و کمک نماید (کمالی،151:1381).

تحقیقات گسترده‌ای در سطح جهان و در ایران بر روی یخبندان انجام‌شده است. در زیر به چند نمونه اشاره می‌شود: اینساف و همکاران با بررسی روند حدهای اقلیمی نیویورک یافتند که تعداد روزهای یخبندان ۰/۹۷روز در هر دهه با کاهش مواجه شده است (اینساف ،۲۰۱۲: ۱۰۰۷). داشخو وهمکاران نشان دادند در مغولستان یک افزایش ۱۵ روزه در تعداد روزهای یخبندان در ۵۰ ساله گذشته وجود دارد

(داشخو،۲۰۱۵: ۲۶). تراسمونته و همکاران به بررسی خصوصیات مکانی و زمانی یخبندان از قبیل شدت –مدت ،روند و.... در کشور پرو پرداختند (تراسمونته،۲۰۰۸: ۲۶۵). سیلمن و روکنر در پژوهشی شاخص FD را جهت استخراج روند روزهای همراه با یخبندان پیشنهاد کردند (سیلمن و روکنر ،۲۰۰۸: ۸۳). پرابا وهوگنبوم استفاده از مدل‌های عددی را جهت شبیه‌سازی و پیش‌بینی یخبندان‌ها استفاده و پیشنهاد داده‌اند (پرابا وهوگنبوم، ۲۰۰۸،۲۳۴).

و این ویژگی‌های یخبندان‌ها، تاریخ آغاز و خاتمه آن‌ها، سردترین دما و خطر وقوع دوره‌های سرد را در فلوریدای مرکزی بررسی و توزیع احتمالی آن را پیش‌بینی کرده است. تحلیل رگرسیون سری‌های متوسط دمای حداقل روزانه و واریانس‌های سالانه آن‌ها نشان داده است که با افزایش واریانس، احتمال وقوع یخبندان نیز افزایش می‌یابد (وایلن،۱۹۸۸:۶۰۷). ساکلینگ با استفاده از شاخص انحراف آب‌وهوا به مطالعه نوسانات تاریخ وقوع آخرین یخبندان‌های بهاره و اولین یخبندان‌های پاییزه و طول مدت فصل رشد در جنوب شرقی ایالات‌متحده پرداخته است. نتیجه‌ی این تحقیقات نشان داد که یک دوره نسبتاً نرمال در اواخر دهه 1950 تا اوایل دهه 1970 در تاریخ وقوع آخرین یخبندان‌های بهاره و اولین یخبندان‌های پاییزه و طول مدت فصل رشد حاکم بوده است (ساکلینگ،1988:۲۳۹). واتکینز با استفاده از مدل رگرسیون خطی پی برد که طول مدت فصل یخبندان در حدود دو روز برای هر دهه کاهش‌یافته است که این کاهش ر امی‌توان با افزایش درجه حرارت توجیه نمود . وی به‌منظور پی بردن به تغییرات درازمدت فصل یخبندان با تحلیل دماهای روزانه، شروع و خاتمه یخبندان‌ها را در انگلستان مرکزی موردمطالعه قرارداد(واتکینز ،۱۹۹۱:۸۸۹). وگا با تجزیه‌وتحلیل یخبندان‌ها در نواحی اقلیمی جنوب ایالات‌متحده و با استفاده از دوره آماری 30 ساله در 342 ایستگاه، یخبندان‌های زودرس پاییزه و دیررس بهاره را برای 10 ، 30 ، 50 ، 70 ، 90درصد برای هر ایستگاه محاسبه کرده است. هر سطحی در چهار آستانه درجه حرارت36 ،32 ،28 ، 26درجه فارنهایت محاسبه و بررسی‌شده است .در پاییز، نمودار زمان وقوع بیانگر احتمال رخداد یخبندان بعد از زمان وقوع است. همچنین در بهار، نمودار زمان وقوع نشان‌دهنده احتمال رخداد یخبندان قبل از زمان وقوع است(وگا ،۱۹۹۴:۴۰۳).تات و ژنگ با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای ویژگی‌های یخبندان ناحیه اوتاگو در کشور نیوزیلند را موردمطالعه قراردادند و نقشه‌های زمان آغاز و خاتمه یخبندان را با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی برای این ناحیه تهیه کردند(تات و ژنگ ،۲۰۰۳:۱۹۳) .مدلین و بلتراند پراکندگی مکانی یخبندان‌های دیررس بهاره و عوامل تأثیرگذار بر روی آن را در ناحیه تاکداری شمال فرانسه موردمطالعه قراردادند . آن‌ها عوامل تأثیرگذار بر پراکندگی مکانی یخبندان را در دو مقیاس ماکروکلیما(طول و عرض جغرافیایی) و توپوکلیما(عوامل محلی و توپوگرافی) مدنظر قراردادند (مدلین و بلتراند ،۲۰۰۵:۵۱).

مونن شاخص‌های متعدد ازجمله تاریخ یخبندان‌های بهاره و پاییزه و طول دوره بدون یخبندان را از ۱۲۲ سال آمار برای دو دوره ۳۰ ساله در ایتالیا مورد مقایسه قراردادند (مونن، ۲۰۰۲:۱۳).

مولر و بری در یک مطالعه‌ی، دیگر الگوهای گردش جوی که منجر به یخبندان‌های بادوام و گسترده امریکای مرکزی می‌شود را موردمطالعه قراردادند و نتایج بیانگر ناهنجاری واچرخندی بر روی امریکای جنوبی است که منجر به جریان‌های جنوبی و وزش هوای سرد به سمت امریکای جنوبی و یخبندان‌های بادوام و گسترده را به همراه دارد (مولر وبری ،۲۰۰۷:۱۲۶۸).

سلمان پور معتقد است در ایران، بسیاری از دانشمندان علوم کشاورزی و آب و هواشناسی پژوهش‌های خود را درزمینه شدت و مدت یخبندان متمرکز کرده‌اند و سعی در شناخت ویژگی‌ها، چگونگی و تأثیرات این پدیده نموده‌اند (سلمان پور، ۱۲:۱۳۸۶). علیزاده بر اساس مطالعه داده‌های حداقل دمای روزانه 15 ایستگاه هواشناسی استان خراسان و با بهره‌گیری از احتمال وقوع تجربی نتیجه گرفته که با احتمال 80 درصد یخبندان‌های ملایم ایستگاه مشهد در 29 اسفند خاتمه می‌پذیرد(علیزاده،۳۸:۱۳۷۳). مجرد قره‌باغ در مطالعه خود در زمینه اصول و روش‌های تحلیل و پیش‌بینی کمی یخبندان در منطقه آذربایجان، نشان می‌دهد هرقدر آغاز یخبندان در منطقه زودتر از میانگین کل آغازها رخ دهد، خاتمه آن نیز در بهار دیرتر از میانگین کل پایان‌ها رخ خواهد داد . این مطالعه کاهش طول دوره بدون یخبندان در محدوده زمانی بین سال‌های 1970 و 1990 در منطقه موردمطالعه را نیز نشان داده است(مجرد قره‌باغ ،۳:۱۳۷۶). جهانبخش با استفاده از آمار ۲۰ ساله ایستگاه هواشناسی ارومیه به تعیین دوره‌های سرد و پیش‌بینی یخبندان برای منطقه ارومیه پرداخته است. بر اساس یافته‌های ایشان معلوم شد که یخبندان‌های دیررس بهاره عامل ایجاد صدمات جبران‌ناپذیری به محصولات کشاورزی است(جهانبخش ،۹۶:۱۳۸۴).

توکلی و حسینی باهدف ارزیابی شاخص یخبندان و تاریخ شروع آن در فصل پاییز، یک مدل همبستگی خطی را بین یخبندان‌های بهاره و پاییزه ارائه داد که با داشتن شرایط و زمان وقوع یخبندان بهاره، امکان پیش‌بینی یخبندان پاییزه فراهم می‌شود. (توکلی و حسینی، ۲۸:۱۳۸۵) خلیلی به بررسی تغییرات زمانی وقوع یخبندان‌های دیررس بهاره، زودرس پاییزه و طول دوره بدون یخبندان به‌منظور بهینه‌سازی زمان کاشت و مدیریت زراعی و تصمیم سازی در شرایط اقلیمی پرداخته است (خلیلی،۸۲:۱۳۸۶).

حجازی زاده به بررسی فراوانی وقوع یخبندان‌ها در استان همدان پرداخته است ایشان تاریخ وقوع یخبندان‌های زودرس پاییزه و دیررس بهاره در آستانه صفر و کمتر از آن را استخراج و دوره بدون یخبندان را محاسبه کرده است و مشخص کرده که توزیع نرمال نسبت به بقیه توزیع‌ها با سری‌های موجود تناسب بیشتری دارد(حجازی زاده ،۳۲:۱۳۸۶). نوحی با استفاده از آمار ۳۹ساله سه ایستگاه هواشناسی زنجان ، قزوین و تهران نسبت به تعیین طول دوره بدون یخبندان با استفاده از تاریخ‌های آغاز و خاتمه یخبندان فرا رفتی و تابشی اقدام نموده است. نتایج این مطالعه نشان داد که سری‌های زمانی تاریخ آغاز و خاتمه یخبندان‌های فرا رفتی تصادفی است و از تابع توزیع نرمال پیروی می‌کنند(نوحی،۴۴۹:۱۳۸۷). علیجانی وهمکاران تداوم روزهای یخبندان ایران را به کمک مدل زنجیره مارکوف بررسی کردند و نشان دادند که رخداد یخبندان در ایران تصادفی نیست، بیشتر تداوم یخبندان‌های زودرس و دیررس مربوط به تداوم‌های دوروزه است و ماه‌های نوامبر، دسامبر، ژانویه،مارس و آوریل ماه‌هایی هستند که دارای تداوم‌های بیشتر یخبندان 2 الی 4 روزه هستند(علیجانی وهمکاران ،۲۰:۱۳۸۹).میرموسوی در یک مطالعه با استفاده از روش‌های توزیع نرمال، لوگ نرمال و توزیع احتمال تجمعی یکنواخت به تحلیل زمانی و مکانی احتمال وقوع شاخص‌های یخبندان تاریخ آغاز، تاریخ خاتمه، طول فصل رشد، طول فصل یخبندان و فراوانی وقوع یخبندان پرداخته است(میرموسوی ،۱۶۷:۱۳۹۰). مسعودیان برای تحلیل همدید و شناسایی روزهای همراه با یخبندان فراگیر و بادوام، دو معیار گستره و دوام را در نظر گرفته است ، نتایج وی نشان داد که 5

الگوی فشار تراز دریا با آرایش‌های متفاوت منجر به رخداد یخبندان‌های فراگیر و بادوام ایران می‌شوند و شدت یخبندان در مناطق مختلف ایران هماهنگ با مسیر زبانه‌های سامانه‌های جوی واچرخندی است(مسعودیان ،۱۲۹:۱۳۹۲). محمودی و همکاران در تحقیقی ویژگی‌های روزهای یخبندان را بر اساس شاخص‌های میانگین شروع و خاتمه و فصل یخبندان بررسی کردند و از این نظر ایران را به شش ناحیه متمایز تقسیم کردند(محمودی وهمکاران ،۱۳۹۲: ۵۵). مسعودیان و دارند در تحقیقی روند روزهای یخبندان ایران را موردبررسی قراردادند که نتایج نشان از کاهش تعداد روزهای یخبندان در بیشتر نقاط ایران را دارد(مسعودیان و دارند ،۱۳۹۴: ۴۹).

علیجانی و تقی لو به تحلیل همدید روزهای یخبندان استان زنجان پرداختند.نتایج نشان داد که شکل‌گیری ناوه بر روی دریای خزر،پرفشار سیبری، پرفشارهای گذرای غربی، بلوکینگ- های ترازهای بالای جو و سردچالهای بریده‌شده مسئول یخبندان‌های استان زنجان هستند(علیجانی و تقی لو ،۱۶۸:۲۰۱۰). تحقیقات متعددی بر روی یخبندان انجام‌شده است. که به دلیل رعایت ایجاز از ذکر آن‌ها پرهیز تحقیق حاضر سعی می‌شود تغییرات و مشخصه‌های فصل یخبندان استان همدان در یک دوره بیست‌ساله بررسی، مقایسه و طبقه‌بندی گردد.

به‌منظور آشکارسازی تغییرات فصل یخبندان در منطقه موردمطالعه، از داده‌های حداقل روزانه ایستگاه‌های موردنظر طی دوره بیست‌ساله ۱۹۹۸ الی ۲۰۱۹ استفاده گردید. بدین منظور، ابتدا داده‌های اولیه و خام که به‌صورت روزانه ثبت‌شده‌اند استخراج و بر اساس تقویم میلادی تاریخ آغاز و خاتمه یخبندان و همچنین طول دوره یخبندان برای هرسال به دست آمد. سپس به‌منظور بررسی و مقایسه تغییرات و مشخصه‌های فصل یخبندان این دوره به‌صورت دو دهه و یک دوره بیست‌ساله تقسیم و مورد تجزیه‌وتحلیل واقع شد. در این راستا مراحل ذیل انجام گردید:

۱- بررسی صحت داده‌ها و کنترل کیفیت آن‌ها: قبل از انجام هرگونه محاسبه، به‌منظور بررسی صحت و همگنی داده‌ها آزمون همگنی یا ران تست انجام گردید.با توجه به این‌که در روش‌های گرافیکی معیار کمّی برای بیان حالت همگنی یا غیر همگنی وجود ندارد روش‌های کاملی به شمار نمی‌روند. روش ساده‌تر غیر نموداری که برای این منظور بکار برده می‌شود آزمون همگنی می‌باشد. طبق این روش داده‌ها بر اساس دنباله‌ها تنظیم‌شده و در صورت قرارگیری تعداد دنباله‌ها در بین حد مجاز همگن می‌باشند و تصادفی بودن داده‌ها در سطح اعتماد ۹۵ درصد موردقبول است، این آزمون بر روی داده‌های موجود انجام شد وهمگنی داده‌ها در کلیه نقاط در سطح اعتماد ۵ درصد مشخص گردید.

۲- بررسی شاخص‌های آماری: پس از صحت‌سنجی داده‌ها، برخی شاخص‌های اولیه نظیر، میانگین پیراسته (میانگین مشاهدات بین چارک اول و سوم) واریانس و انحراف معیار موردبررسی قرار گرفتند.

۳- بررسی شاخص‌های ثانویه: پس از صحت‌سنجی داده‌ها، به‌منظور تحلیل دقیق‌تر، مؤلفه‌هایی از قبیل روند و تغییرپذیری آن از داده‌ها استخراج گردید. تغییرات زمانی دمای صفر وزیر صفر در هر بازه زمانی محتمل است . بنابراین تحلیل این تغییرات و ازجمله تحلیل روند در بازه‌های زمانی مختلف قادر است

تصویری دقیق‌تر از رویدادها (یخبندان) ارائه نماید. لازم به توضیح و توجه است که برخی تغییرات در یک بازه زمانی نمایان‌تر و در بازه‌ای دیگر کم‌رنگ‌تر ، محو و یا حتی معکوس می‌شوند.

مقدار روند از روش‌های متعددی به دست می‌آید (مشکانی ،۱۳۶۴:۲۰۰) . در این مطالعه میزان روند از طریق تابع رگرسیون خطی (با فرض خطی بودن روند) و روش حداقل مربعات به دست آمد که در سطح اطمینان موردنظر معنادار و در حد این تحقیق جوابگو بوده است.

روابط مربوطه به شرح زیر می‌باشد (کرلینجر،۱۳۶۶) :

رابطه(۱) $$Y = a + bX$$

رابطه(۲)

$$b = \frac{n\sum X_i Y_i - \sum X_i \sum Y_i}{n\sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

رابطه(۳) $$a = \overline{Y} - n\overline{X}$$

در این روابط a عرض از مبدأ است ونشان دهنده جایی است که رابطه دو متغیر XوY آغاز می‌شود b شیب‌خط معادله است. b میزان تغییر در Y به ازای یک واحد تغییر در X را نشان می‌دهد.علامت ضریب b نشان‌دهنده نوع رابطه است . اگر b >0 باشد نشان‌دهنده رابطه مستقیم دو متغیر، اگر b<0 باشد نشان‌دهنده رابطه معکوس دو متغیر و اگر b=0 باشد نشان می‌دهد که متغیرها رابطه خطی نداشته و مستقل هستند. a وb از دو روش کمترین مربعات خطا به دست می‌آیند.

۴- میانیابی داده‌ها: به‌منظور شناسایی تغییرات فصل یخبندان در همدان ابتدا داده‌های ایستگاه‌های موردمطالعه جمع‌آوری و سپس به روش کریجینگ میانیابی شد. این روش از این مزیت برخوردار است که شناسایی مرز میان نواحی را دقیق‌تر می‌کند (مسعودیان، ۱۳۸۴ :۷۳). لازم به ذکر است نقشه‌ها بر اساس سیستم تصویر مختصات جهانی (UTM)[۵] ترسیم‌شده‌اند.

۵- طبقه‌بندی خوشه‌ای: هدف از طبقه‌بندی خوشه‌ای اولا پیدا کردن دسته‌های واقعی متغیرها و ثانیا کاهش تعداد داده‌هاست. به‌عبارت‌دیگر هدف شناسایی تعداد کمتری از گروه‌هاست بطوریکه گروه‌هایی که دارای شباهت بیشتری با یکدیگر هستند در یک گروه قرار می‌گیرند. با بهره‌گیری از روش تجزیه‌وتحلیل خوشه‌ای سعی می‌گردد تا مشاهدات به گروه‌های متجانس تقسیم گردد،به‌گونه‌ای که مشاهدات هم‌گروه به یکدیگر شبیه و با مشاهدات سایر گروه‌ها کمترین تشابه را داشته باشند(فرشاد فر ،۱۳۸۰:۵۵۵).

به‌منظور دستیابی به شباهت مکانی استان ازنظر مقادیر روند و تغییرات آن‌یک گروه‌بندی بر اساس "متوسط فاصله اقلیدسی" و به روش ادغام "وارد[۶]" انجام شد. به این دلیل که بررسی و آزمون این روش

19-Universal Transverse Mercator

20-Ward

نسبت بهروش‌های گوناگون با واقعیت‌های ظاهری منطقه و دقت در انتخاب آن با حداقل طول در فواصل بین خوشه‌ها صورت پذیرفته است. از مزایای ضریب متوسط فاصله اقلیدسی آن است که اگر ماتریس داده‌ها دارای مقادیر ازدست‌رفته‌ای باشند، باز هم می‌توان از آن استفاده نمود و همچنین روش دسته‌بندی حداقل واریانس وارد در عمل کاربرد بیشتری نسبت به سایر روش‌ها دارد .(فرشاد فر ،۵۶۳:۱۳۸۰) به نظر (گونگ وریچمان ،[۷] ۵۸:۱۹۹۵) از بین روش‌های مختلف طبقاتی روش ادغام برحسب متوسط گروه و روش دسته‌بندی حداقل واریانس وارد بیشتر از بقیه روش‌ها موردتوجه و استفاده اقلیم شناسان قرارگرفته است. در روش وارد هر فرد یا عضوی در گروهی جای می‌گیرد که مجموع انحرافات درون‌گروهی به حداقل رسیده باشد درنتیجه افرادی که در یک خوشه جای می‌گیرند ازنظر مکانی بر روی نقشه در همسایگی یکدیگر واقع‌شده و پیوستگی جغرافیایی مناطق حفظ می‌شود. (مسعودیان ، ۷۰:۱۳۸۴)

ضریب فاصله اقلیدسی از رابطه (۱) به دست می‌آید. (گونگ وریچمان ،[۸] ۶۰:۱۹۹۵):

رابطه (۱):

$$e_{jk} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_{ij} - x_{ik})^2}$$

یعنی برای محاسبه e_{jk} دوفرد j و k ، ازداده‌های ستونهای k و j ماتریس اصلی داده‌های استانداردشده استفاده می‌شود و صفت به صفت تفاوت مقادیر آن‌ها به دست می‌آید، سپس مجموع مجذور مربع تفاوت‌ها محاسبه می‌گردد.

در روش وارد برای ادغام افراد از مجموع مربعات اشتباه استفاده و در هر دسته مجموع مربعات اشتباه یک جفت دسته یا گروه ممکن تعیین می‌شود. افرادی که در یک جفت از دسته ها دارای حداقل مجموع مربعات اشتباه باشند در یک دسته قرار می گیرند. با استفاده از روش وارد مجموع مربعات اشتباه از رابطه (۲) به دست می‌آید.

رابطه (۲)

$$E.S.S = \sum_{j=1}^{k} \left[\sum_{i=1}^{n_j} X_{ij}^2 - \frac{1}{n_j} \left[\sum_{i=1}^{n_j} X_{ij} \right]^2 \right]$$

در این رابطه X_{ij} امتیاز فرد i در دسته j بوده وتعداد کل دسته ها در هر مرحله n_j تعداد افراد در هر دسته j است. این مجموع مربعات اشتباه را نمایه مجموع مربعات یا واریانس نیز می گویند.(فرشاد فر ،۵۶۴، ۱۳۸۰) در این تحقیق به‌منظور تحلیل خوشه‌ای از داده‌های میانیابی شده متغیرهای نظیر روند در تاریخ وقوع آغاز یخبندان ، روند تاریخ وقوع خاتمه یخبندان ، روند در طول دوره یخبندان در دو دهه و دوره ۲۰ ساله، طول دوره یخبندان و تاریخ شروع و خاتمه یخبندان و نمره استاندارد متغیرها استفاده گردیده است.

۶- پهنه بندی تغییرات دوره یخبندان: به‌منظور پهنه بندی تغییر دوره یخبندان ابتدا با توجه به داده‌های میانیابی شده (پیکسل ها) در محدوده موردمطالعه و دوره آماری مورد نظر وتعداد خوشه‌ها برای هر یک از خوشه‌ها به ترتیب ارزشی عددی تعیین و سپس به روش کریجینگ پهنه بندی شد.

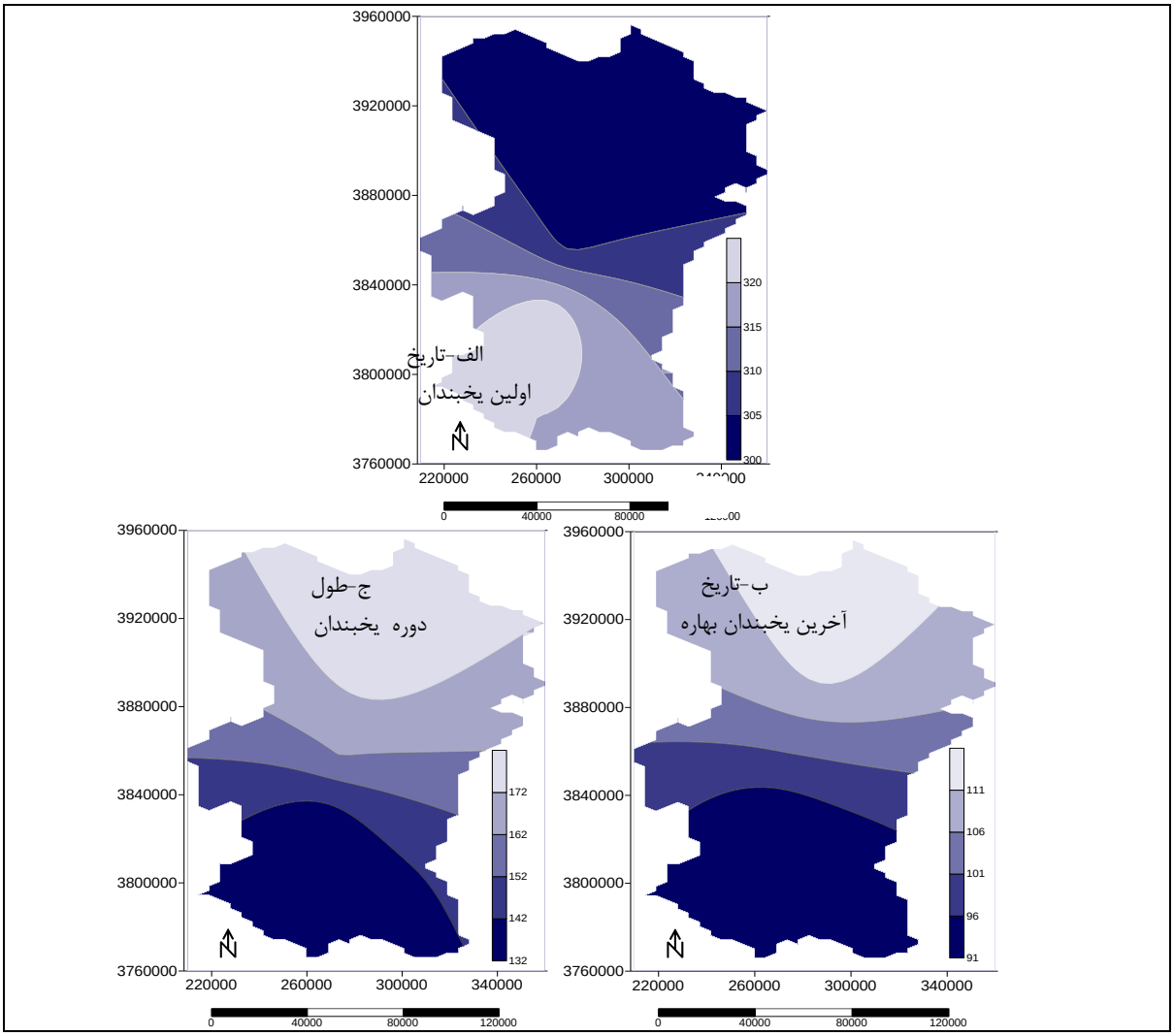
21-Gong and Richman

21-Gong and Richman

۷-مشخصات عمومی فصل یخبندان: براساس (شکل۳-۱۳الف و ب) که تاریخ اولین یخبندان پاییزه وآخرین یخبندان بهاره را بر اساس تقویم میلادی نشان می‌دهد، آغاز فصل یخبندان در مناطق شمالی و شمال غرب استان نسبت به سایر مناطق ازنظر زمانی زودتر ، در حالیکه در مناطق جنوب استان فصل یخبندان نسبت به سایر مناطق دیرتر رخ می دهد. در نقشه مربوط به تاریخ پایان یخبندان که بر اساس تقویم میلادی تهیه شده است، پایان یخبندان درمناطق مرکزی و شمالی استان دیرتر از سایر مناطق است و این نشان دهنده طولانی تر بودن فصل یخبندان در این مناطق است. در مناطق جنوب استان نیز پایان یخبندان زودتر از سایر مناطق استان است و نشان از کوتاه بودن فصل یخبندان در این مناطق دارد که (شکل۳-۱۳-ج) این واقعیت را نشان می‌دهد .جدول (۳-۱۵) پاره ای از مشخصات آماری یخبندان را در دوره موردمطالعه نشان میدهد:

جدول (۳-۱۵)پاره ای از مشخصات آماری ایستگاه های موردمطالعه

	ه مدان	ز وژه	تو یسرکان	ز هاوند	م لایر
طول دوره یخبندان (روز)	۱ ۶۳	۱ ۷۷	۱۳ ۳	۱ ۳۹	۱ ۳۹
تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه (شماره روز براساس تقویم میلادی)	۳ ۰۳	۳ ۰۱	۳۲ ۴	۳ ۲۰	۳ ۱۷
تاریخ وقوع آخرین یخبندان بهاره (شماره روز براساس تقویم میلادی)	۱ ۰۱	۱ ۱۳	۹۱	۹ ۵	۹ ۱
انحراف معیار تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه (شماره روز)	۶ ۱۰/	۱ ۳	/۶ ۱۲	۱ ۱۱/	۶ ۹/
انحراف معیار تاریخ وقوع آخرین یخبندان بهاره (شماره روز)	۹ ۸/	۷ ۱۱/	/۴ ۸	۱ ۰	۶ ۸/
انحراف معیار طول دوره یخبندان (روز)	۹ ۱۳/	۱ ۸	/۹ ۱۶	۵ ۱۵/	۵ ۱۳/
واریانس تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه (شماره روز)	۱ ۱۳	۱ ۶۹	۱۵ ۸	۱ ۲۳	۹ ۳
واریانس تاریخ وقوع آخرین یخبندان بهاره (شماره روز)	۷ ۸	۱ ۳۶	۷۰	۱ ۰۰	۷ ۳
واریانس طول دوره یخبندان (روز)	۱ ۹۲	۳ ۲۳	۲۸ ۵	۲ ۳۹	۱ ۸۱
ضریب تغییرات تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه (شماره روز)	۹ -۰/	۱ -۱/	۱	۶ ۰/	۴ ۰/
ضریب تغییرات تاریخ وقوع آخرین یخبندان بهاره (شماره روز)	۳ ۰/	۶ ۱/	/۷ -۰	۳ -۰/	۷ -۰/
ضریب تغییرات طول دوره یخبندان (روز)	۸ ۰/	۷ ۱/	/۱ -۱	۷ -۰/	۷ -۰/



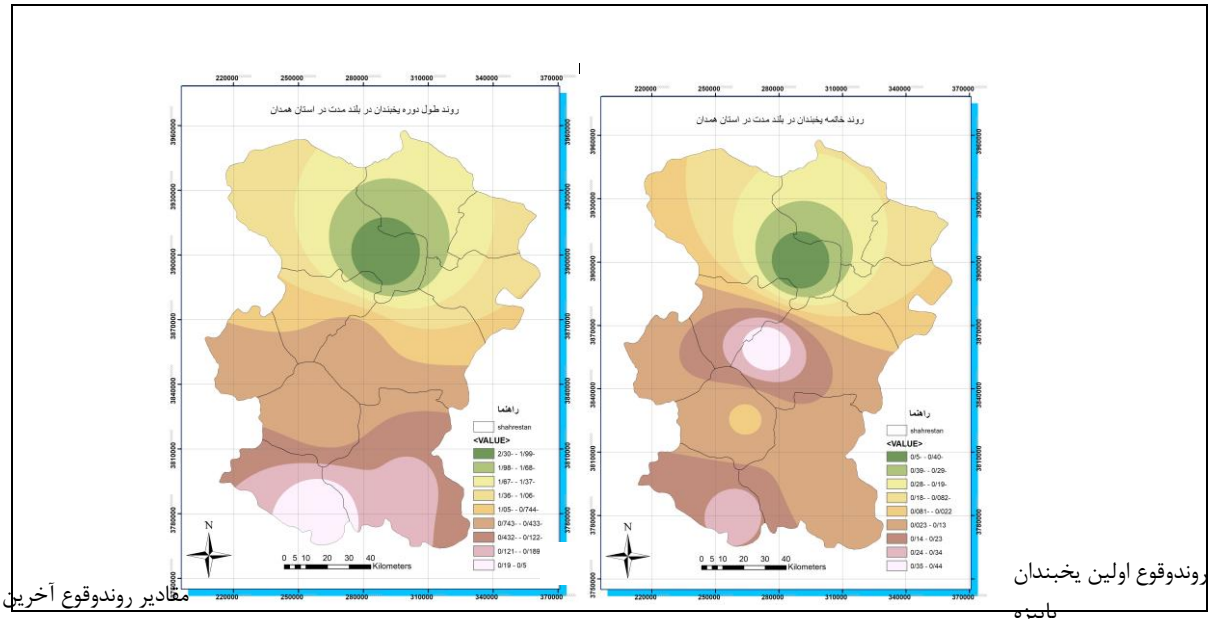
شکل ۳-۱۳: مشخصات عمومی یخبندان

۳-۲-۱-۳-۱-روند عمومی مشخصات فصل یخبندان:به‌منظور بررسی روند و مطالعه تغییرات فصل یخبندان در استان همدان تاریخ اولین یخبندان پاییزه وآخرین یخبندان بهاره و طول دوره یخبندان ایستگاه های موردمطالعه برای دو دهه وروند آن به صورت نقشه برای هردو دهه و میانگین پیراسته (میانگین مقادیر بین چارک اول و سوم) ۲۰ ساله تهیه شده است (شکل۱۳-۳).

۱- روند تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه وآخرین یخبندان بهاره

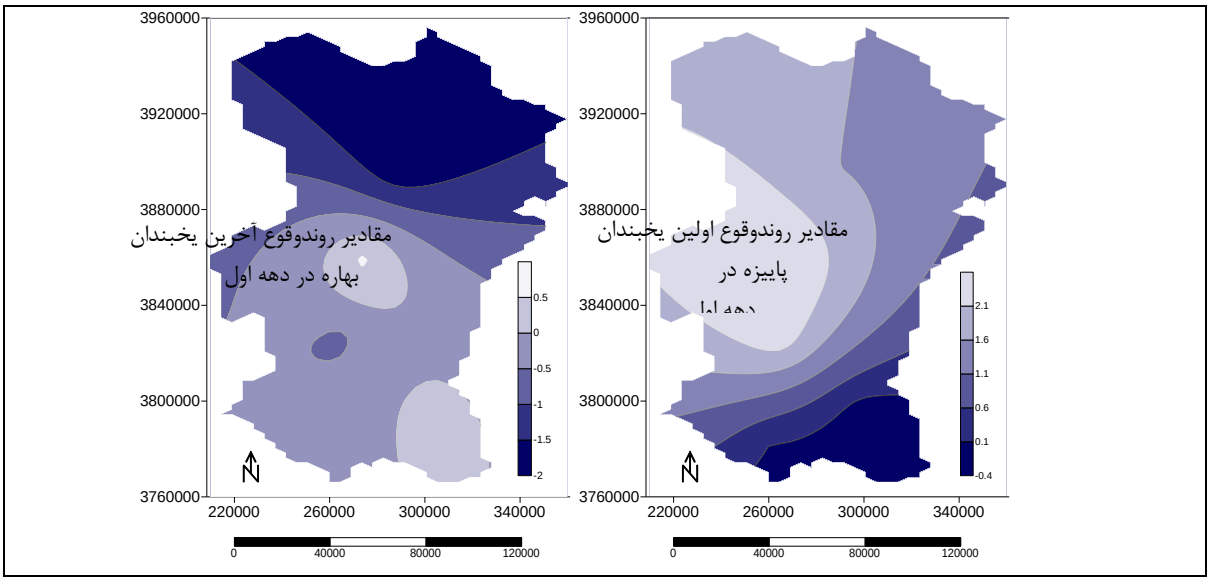
دوره بیست ساله :بر اساس نقشه ای مربوط به میانگین پیراسته ۲۰ ساله اولین یخبندان پاییزه که به عنوان آغاز فصل یخبندان قلمداد می گردد در تمامی استان به جزء حاشیه جنوبی روند افزایشی ملاحظه می گرددکه مقدار آن در مناطق شمالی بیشتر است ونشان دهنده آن است که تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه افزایش یافته یعنی در سالهای اخیر یخبندان دیرتر رخ داده است وبه عبارتی فصل پاییز در سالهای اخیر گرمتر شده است ، در مقابل در نقشه روند آخرین یخبندان بهاره که به معنای خاتمه فصل یخبندان است در مناطق شمالی روند منفی ودر نیمه جنوبی روند مثبت به مقدار ناچیز دیده می شود. این نشان دهنده آن است که در مناطق شمالی استان آخرین یخبندان بهاره زودتر رخ می دهد

ودر واقع تاریخ وقوع آن کاهش یافته وبه سمت اواخر زمستان کشیده شده است. (شکل۳-۱۴) نقشه مقدار روند تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه وآخرین یخبندان بهاره در استان همدان را در دوره بیست ساله (۲۰۱۹-۱۹۹۸) نشان می‌دهد.



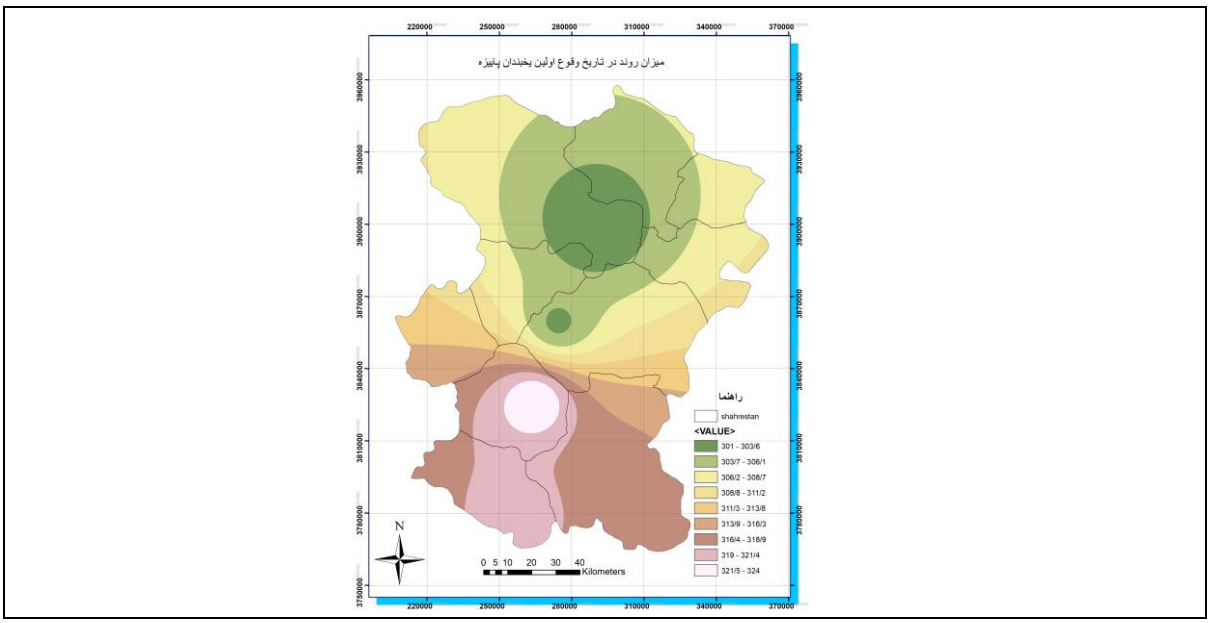
شکل ۳-۱۴: میزان روند درتاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه و آخرین یخبندان بهاره در دوره بیست ساله

در دهه اول : روند اولین یخبندان پاییزه در مناطق غربی وشمالی استان افزایشی ودر حاشیه جنوبی استان کاهشی می باشد. این امر گویای آن است که آغاز فصل یخبندان به سمت اواخر پاییز کشیده شده است. درنقشه آخرین یخبندان بهاره در دهه دوم در حاشیه جنوبی روند مثبت و در سایر مناطق روند منفی ملاحظه می گردد این به معنای چروکیده شدن فصل یخبندان به‌طرف زمستان در این دهه است.(شکل ۳-۱۵) توزیع مکانی روند تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه وآخرین یخبندان بهاره در استان همدان را طی دهه اول (۲۰۰۹-۱۹۹۸)نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۵: میزان روند در تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه و آخرین یخبندان بهاره در دهه اول

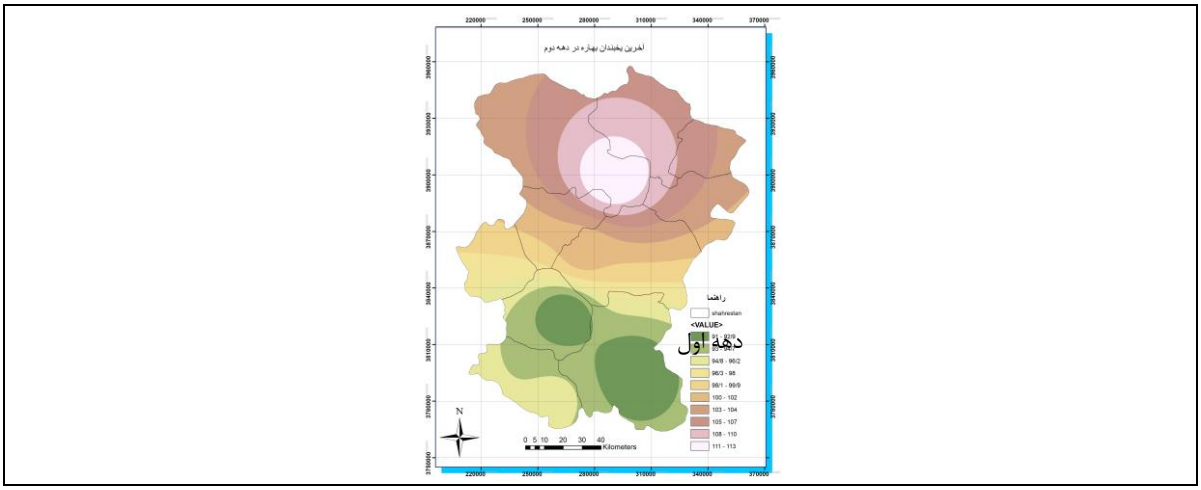
دهه دوم: در روند تاریخ آغاز یخبندان در دهه دوم در اکثر مناطق استان روند افزایشی ملایم دیده می شود که بیانگر تغییرات کمتری است، در این دهه تاریخ وقوع پایان یخبندان بهاره روند کاهشی دارد و زودتر خاتمه می یابد که منجر به کاهش طول دوره یخبندان شده است . (شکل ۳-۱۶) نقشه میزان روند تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه و آخرین یخبندان بهاره در دهه دوم (۲۰۱۹-۲۰۰۸) را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۶ میزان روند در تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه

۳-۲-۱-۳-۲-تغییرات طول دوره یخبندان:

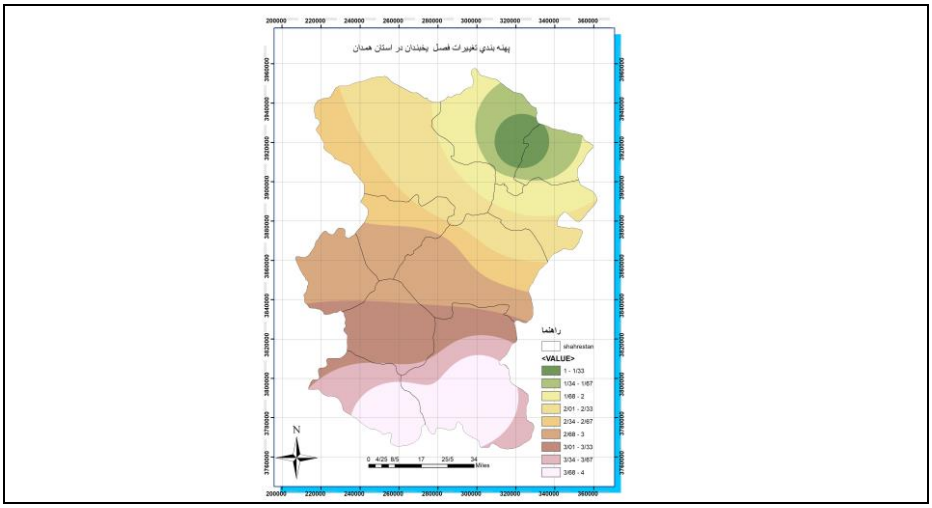
به‌منظور بررسی تغییرات طول دوره یخبندان در منطقه موردمطالعه در دودهه ومیانگین پیراسته دوره بیست ساله روند آن‌ها مشخص وبه صورت نقشه درآمده بر اساس این نقشه ها طول دوره یخبندان در دهه اول در سطح استان روند کاهشی داشته است. بر اساس این نقشه مناطق مرکزی و شمال استان بیشترین کاهش طول دوره یخبندان را نشان می‌دهد. در حاشیه جنوبی روند طول دوره یخبندان نزدیک به صفر است. در دهه دوم، در اکثر مناطق استان طول دوره یخبندان کوتاهتر شده است. طول دوره یخبندان در یک دوره بیست ساله در سراسر استان خصوصادر نیمه شمالی کاهش یافته است میزان این روند در اکثر مناطق منفی است.که این میتواند از اثرات تغییرات اقلیمی وافزایش دما در سالهای اخیر باشد .(شکل۳-۱۷) میزان روند طول دوره یخبندان را در دهه های اول ودوم دوره بیست ساله نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۷: آخرین یخبندان بهاره در دهه دوم

ب-طبقه بندی تغییرات فصل یخبندان:

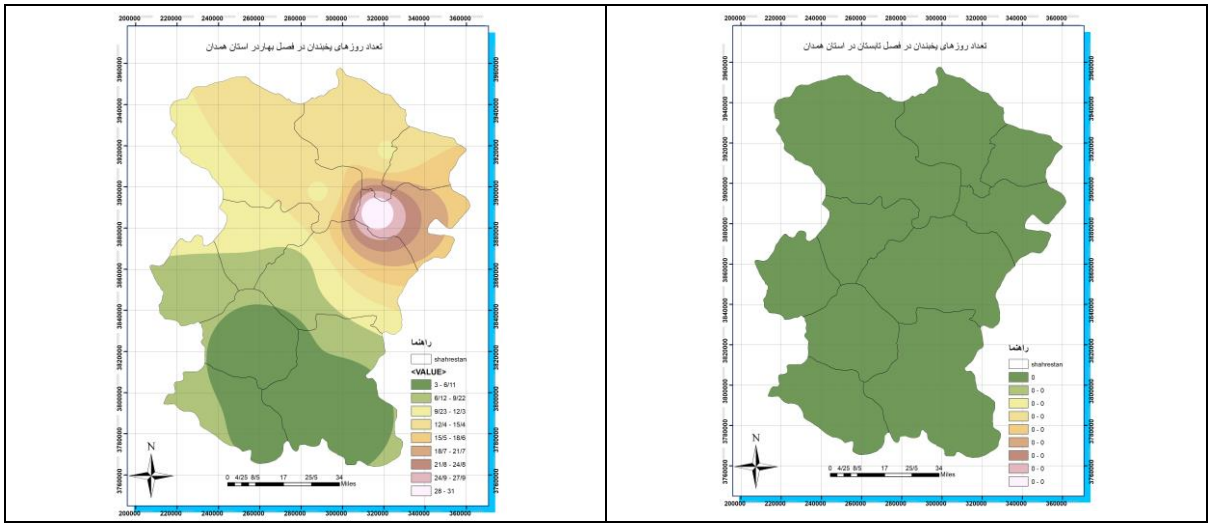
طبقه بندی خوشه‌ای بر اساس داده‌های میانیابی شده (پیکسلی) متغیرهای نظیر میزان روند در تاریخ وقوع اولین یخبندان پاییزه و آخرین یخبندان بهاره ، روند طول دوره یخبندان در دو دهه و دوره ۲۰ ساله، طول دوره یخبندان و تاریخ شروع و خاتمه یخبندان و نمره استاندارد متغیرها انجام شد. برای هر یک از خوشه‌ها به ترتیب ارزشی عددی تعیین و سپس به روش کریجینگ پهنه بندی شد. براساس نتایج حاصله، چهار منطقه ازنظر تغییرات فصل یخبندان کل سطح استان شناسایی شد که ویژگی های آن به شرح زیر می باشد: **منطقه ۱** : این منطقه که شمالی ترین مناطق استان را شامل می شود، طول دوره یخبندان در دو دهه به شدت روند کاهشی داشته و بیشترین کاهش فصل یخبندان در این ناحیه دیده می شود تاریخ وقوع آغاز یخبندان این منطقه در دهه اول ودوم روند افزایشی داشته ، یعنی آغاز یخبندان از اواسط پاییز به اواخر این فصل منتقل شده است. مقدار روند جابجایی تاریخ آخرین یخبندان به سمت زمستان است. در نتیجه باعث فشرده ترشدن فصل یخبندان شده است. **منطقه ۲**: این منطقه در حاشیه جنوبی منطقه یک واقع شده شیب روند کاهشی در آخرین یخبندان بهاره نسبت به منطقه یک ملایم تر اما از دومنطقه دیگر تندتر است این منطقه کمترین مساحت را بین مناطق خوشه بندی شده دارد. **منطقه ۳**: این منطقه شامل ارتفاعات الوند می باشد و در ناحیه مرکزی استان واقع شده است. تغییرات کاهش طول دوره یخبندان در این منطقه نسبت به دو منطقه قبل ملایم تر است. فشردگی فصل یخبندان در این ناحیه کمتر از شمال استان و بیشتر از جنوب آن است. میزان روند آخرین یخبندان بهاره تغییر محسوسی نداشته اما اولین یخبندان پاییزه دارای روند افزایشی است. **منطقه ۴**: جنوبی ترین ناحیه استان را شامل می شود که طول یخبندان در کل دوره تغییر محسوسی نداشته است در دهه دوم طول دوره یخبندان کمی کاهش یافته است که نشان از روند اندک کاهشی طول دوره یخبندان در این ناحیه است. (شکل ۳-۱۸)

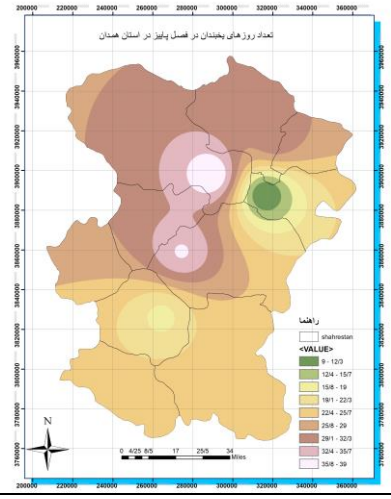


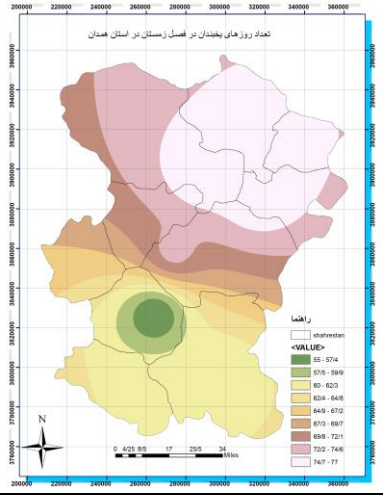
شکل۳-۱۸:پهنه بندی تغییرات فصل یخبندان در استان همدان

۳-۲-۱-۳-۳-تعداد روزهای یخ بندان

چنانچه دمای هوا به صفر یا زیر صفر تنزل نماید یخ بندان اتفاق می افتد. وقوع یخ بندان ممکن است برای پاره ای از فعالیتهای کشاورزی، عمرانی، اقتصادی، صنعتی بعنوان یک عامل محدود کننده تلقی گردد و بر روند اجرای برنامه های مختلف اجتماعی اثر نامطلوب داشته باشد. جدول ۳-۱۶تعداد روزهای یخبندان را نشان میدهد.



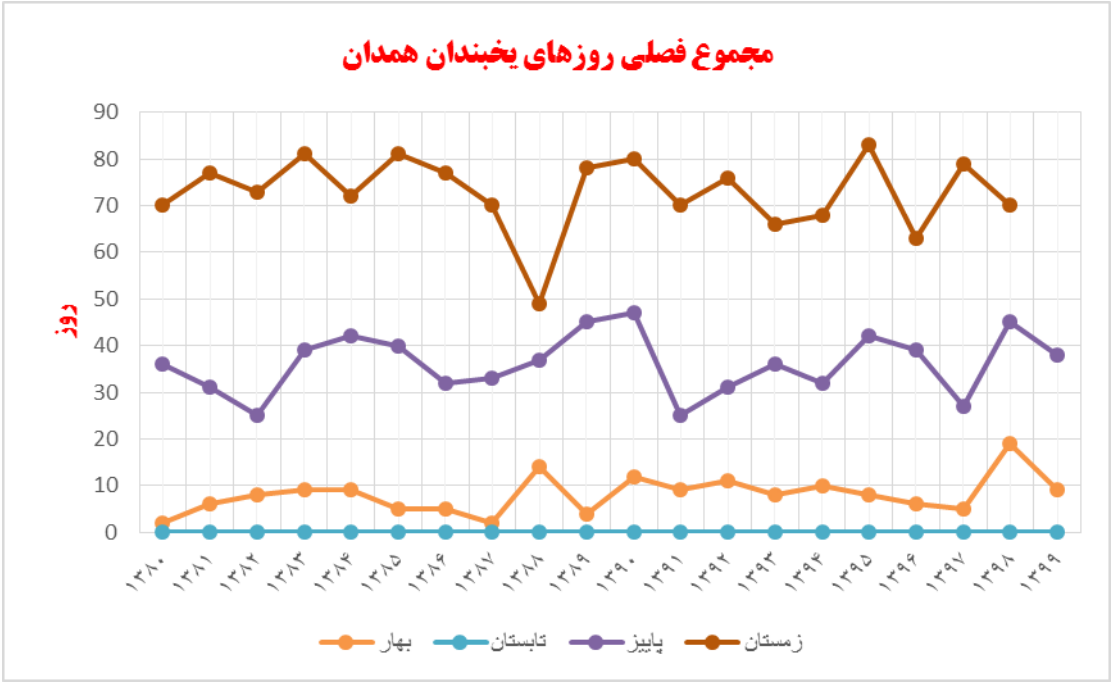




شکل شماره ۱

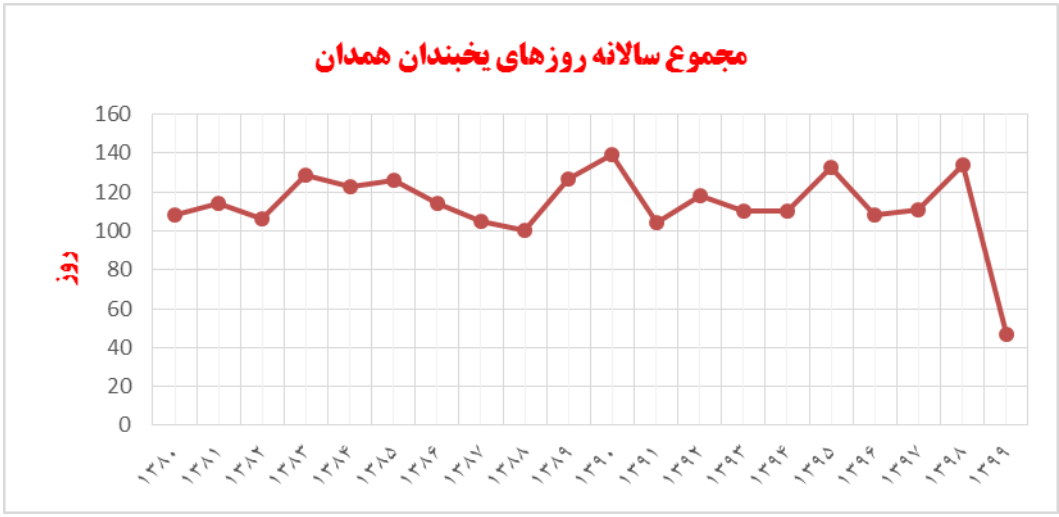
جدول ۳- ۱۶: تعداد روزهای یخبندان

ردیف	نوع ایستگاه	شهرستان	یخبندان سالانه	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
1	سینوپتیک تکمیلی	همدان	117	8	0	36	73
2	سینوپتیک	نهاوند	92	6	0	24	62
3	سینوپتیک	ملایر	88	4	0	24	60
4	سینوپتیک تکمیلی	رزن	120	12	0	32	76
5	سینوپتیک	تویسرکان	76	3	0	18	55
6	سینوپتیک تکمیلی	اسد اباد	111	11	0	30	70
7	سینوپتیک	بهار	117	8	0	36	73
8	سینوپتیک	نوژه	128	12	0	39	77
9	سینوپتیک	فامنین	117	31	0	9	77

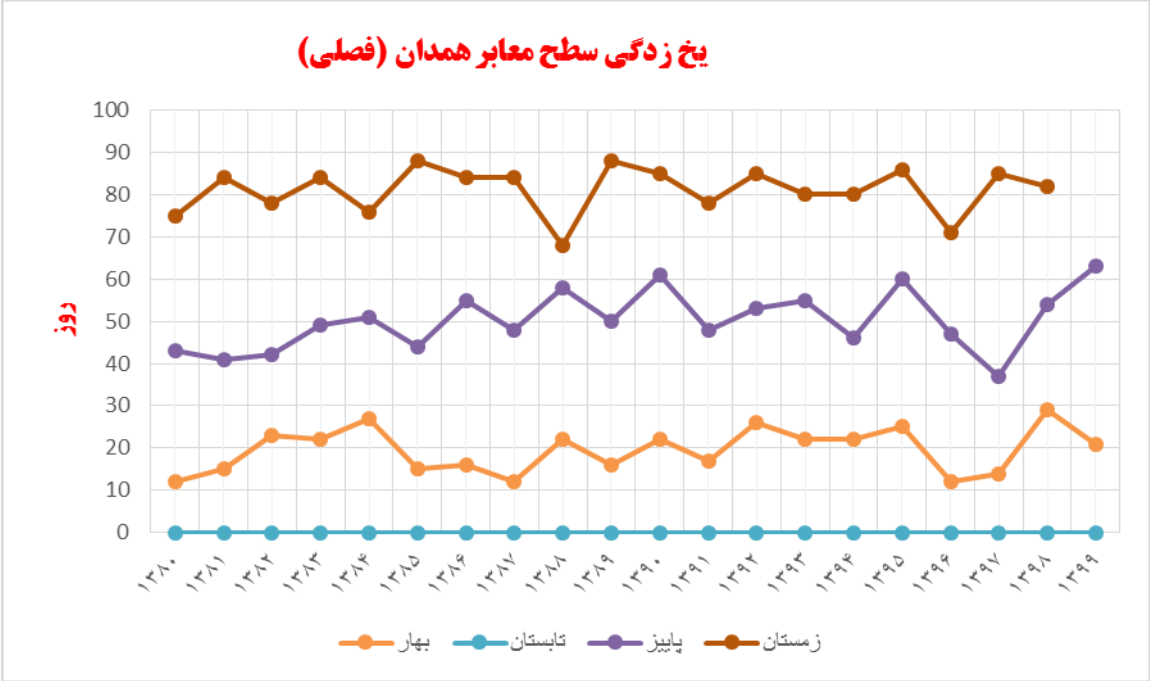


شکل۳-۱۹:مجموع فصلی روزهای یخبندان در استان همدان

زمستان ۱۳۹۵ با ۸۳ روز بیشترین و زمستان ۱۳۸۸ با ۴۹ روز کمترین آمار یخبندان را به خود اختصاص داده‌اند. همچنین سال ۱۳۹۰ با ۱۳۹ روز در مجموع بیشترین روزهای یخبندان در آن رخ داده است.



شکل۳-۲۰:مجموع سالانه روزهای یخبندان در استان همدان

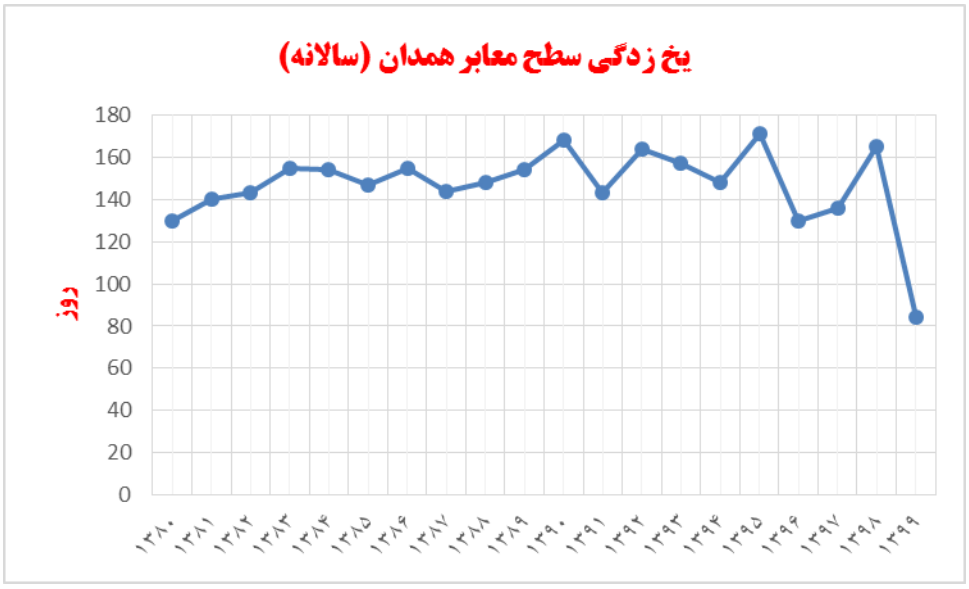


شکل۳-۲۱:مجموع فصلی یخبندان سطح معابر در استان همدان

یخ زدگی سطح معابر:

ناشی از کاهش دمای کمینه سطح زمین به صفر و زیر صفر می باشد. دمای کمینه سطح زمین همواره (اغلب) از دمای کمینه هوا پایین تر است. وقوع یخ زدگی سطح معابر برای پاره ای از فعالیتهای کشاورزی ، عمرانی، راه و ترابری و ... اثر نامطلوب دارد. تردد جاده ای از مهمترین فعالیتهای متاثر از این پدیده است.

سال ۱۳۹۵ با ۱۷۱ روز بیشترین و سال ۱۳۸۰ با ۱۳۰ روز کمترین آمار یخ زدگی سطح معابر را به خود اختصاص داده اند.



شکل۳-۲۲:مجموع سالانه یخبندان سطح معابر در استان همدان

۳-۲-۱-۳-۴-سرمازدگی

عوامل آب و هوایی که از مؤلفه‌های طبیعت به حساب می‌آیند تابعی از جریان‌های جهانی، منطقه‌ای و ناحیه‌ای هوا است. وقوع این عوامل اجتناب ناپذیر بوده و بشر کنونی با توجه به تمامی امکانات دانشی و تکنولوژیکی که دراختیار دارد، امکان جلوگیری از وقوع پدیده‌های حاصل از این عوامل را ندارد. بعضی از این عوامل به صورت مخرب عمل نموده و مناطق اثرگذار خود را پرمخاطره می‌نمایند.

عوامل آب و هوایی و اقلیمی نقش بسیار اساسی در توسعه و توزیع کانون‌های جمعیتی و کشاورزی جهان و هر منطقه‌ای از کشور دارند. آستانه تحمل و بردباری گیاهان در رابطه با هر یک از فاکتورهای هواشناسی محدود بوده و هرگونه بی‌هنجاری در این پارامترها می‌تواند به صورت مستقیم و غیرمستقیم بر تولیدات کشاورزی اثرات معنی‌داری داشته باشد. در چند سال اخیر تغییرات گستردهای در پارامترهای مختلف آب و هوایی به وجود آمده است و به علت این تغییرات، فراوانی وقوع پدیده‌های زیان‌بخش جوی واقلیمی در این مناطق افزایش داشته و کشاورزی بعضی از این مناطق آسیب‌پذیر شده است. عوامل آب وهوایی که باعث زیان‌بخشی و مخاطرات می‌شوند گوناگون بوده و در مناطق مختلف به طور متفاوتی اثر

می‌گذارند. استان همدان نیز مشابه خیلی از مناطق کشور دارای پدیده‌های زیان‌بخش متعدد بوده و به عنوان منطقه‌ای که دارای مخاطرات مختلف جوی است مطرح می‌باشد.

پارامترهای دمایی و اثرات آن بر کشاورزی از اصلی‌ترین روابط تولیدات کشاورزی به حساب می‌آید. فیزیولوژی عکس‌العمل گیاهان در برابر دماهای پایین و بحرانی، گرماهای بی‌موقع و سایر عوامل آب و هوایی مؤثر در رشد با توجه به مطالعات گسترده ای که در دهه‌های اخیر انجام شده است دارای خلأهای دانشی است و هنوز درک صحیح و کاملی از مبانی بیوشیمیایی و فیزیولوژیکی آن‌ها حاصل نشده است. اصولا پراکنش گیاهان و رشد و توسعه آن‌ها در هر منطقه بستگی به توانایی بقاء گیاهان در دماهای بحرانی دارد. بر این اساس با حرکت از استوا به سمت قطب و در عرض‌های جغرافیایی بالاتر تنوع خانواده‌های گیاهی کاهش می‌یابد. تغییرات دما با ارتفاع و عوارض طبیعی تا حدی مشخص شده است و سازگاری گیاهان با محیط رویش خود امری اجتناب ناپذیر به حساب می‌آید. با آگاهی از وقوع دماهای بحرانی و تواتر و فراوانی آن‌ها و برقراری انطباق زمانی مراحل حساس گیاه با آن از طریق انتخاب ارقام مناسب، می‌توان خسارت‌های سرما و یخبندان را کاهش داد. تغییرات طبیعی دما در طول شبانه روز به علت طلوع و تابش خورشید و ورود انرژی گرمایی به سطح خاک و افزایش دما در طول روز و همچنین غروب و تابش انرژی طول موج بلند دریافتی زمین به جو در شب می‌باشد.

وقوع سرماهای شدید که منجر به افت زیاد دما در فاصله زمانی کوتاه می‌شوند، به علت تابش شدید، دما در شب‌های صاف و بدون باد و یا به دلیل جابه‌جایی توده‌های هوای سرد در مقیاس بزرگ به منطقه می‌باشد، که حاصل آن نیز در بعضی از مواقع، کاهش شدید دما و ایجاد سرمازدگی و یخبندان در گیاهان است.

طول دوره رشد و خسارات سرما در گیاهان زراعی، تابعی از تاریخ‌های وقوع این گونه سرما و یخبندان‌ها و تداوم آن‌ها در هر منطقه است. اولین سرماهای پاییزه و آخرین سرماهای بهاره دو نوع سرمایی هستند که باعث خسارات سنگین به تولیدات کشاورزی و همچنین انبارداری بعد از برداشت محصولات زراعی می‌شوند.

آگاهی و شناخت سرماها از نظر مقدار افت دما، نوع، زمان وقوع، دوام، پوشش منطقه‌ای یا وسعت محدوده منطقه سرما می‌تواند منجر به نتایجی شوند که به عنوان راهکارهایی عملی، خسارات حاصل را به نحو گستردهای کاهش دهد. چگونگی تحلیل داده‌های دما و تبدیل آن‌ها به مؤلفه‌های مختلف سرما از جمله تاریخ‌های وقوع و تعیین توزیع احتمالات و تبدیل آن‌ها به اطلس‌های ملی، از محوری‌ترین مطالعات نظری پروژه مرتبط با سرما و یخبندان در هر منطقه به حساب می‌آید.

گیاهان زراعی برای دمای‌های مختلف دارای آستانه‌های تحمل متفاوت می‌باشند و اصولا نیاز است کلیه اقدامات کاشت، داشت و برداشت محصولات زراعی با دمای محیط سازگار شود تا بدین ترتیب بتوان آستانه‌های حرارتی مختلف را مورد بررسی و تحلیل قرار داد. دماهای بالاتر از صفر درجه سلسیوس ولی کمتر از آستانه تحمل گیاهان به عنوان اولین سرماهای پاییزه، گیاهانی مانند گوجه فرنگی، بادمجان، چغندرقند را تحت تأثیر قرار داده و می‌تواند همه ساله خسارات گستردهای را به کشاورزان وارد آورد. آگاهی از احتمال وقوع چنین سرماهایی و اطلاع رسانی به موقع آن می‌تواند از طریق جمع آوری به موقع محصول، خسارات کشاورزان را کاهش دهد.

همبستگی شدیدی بین تنوع تیره‌های گیاهی و حداقل دمای مطلق وجود دارد و به ازای کاهش یک درجه سلسیوس از دمای حداقل مطلق تعداد ۱/۳ تیره گیاهی کاهش می‌یابد. کاهش تنوع تیره‌های گیاهی در عرض‌های جغرافیایی بالاتر نشانگر قدرت انتخابی دماهای پایین است. در بین اندام‌های گیاهی در اغلب موارد رشد، جوانه گل کمترین مقاومت و برگ‌ها، ساقه‌ها و جوانه‌های ساقه گیاه بیشترین مقاومت را داشته‌اند. مقاومت کمتر ریشه به سرما، احتمالا به این دلیل است که خاک دیرتر سرد شده و سخت شدن گیاهان Hardening کمتر انجام می‌شود. مطالعات نشان می‌دهد که تحمل به سرما و یخبندان موقتی است، به طوری که در گیاهان چوبی و گراس‌های سه‌کربنه این وضعیت با خواب زمستانه متقارن است، ولی گیاهانی که مرحله خواب را ندارند مانند دو لپه‌ای‌های علفی چند ساله، قادرند که در طول زمستان تحمل به یخبندان را بیشتر نشان دهند. در این وضعیت سخت شدن، مرحله‌ای تدریجی با دمایی معادل صفر تا پنج درجه سلسیوس است. از بین رفتن سخت شدن پس از سرما، هنگامی‌که گیاه در معرض دماهای ۲۰ -۱۵ درجه سلسیوس قرار می‌گیرد به سرعت انجام می‌شود و تحمل به یخبندان در فصل رشد و دوره فعال گیاه از بین می‌رود. در برخی مناطق سرد، مشاهده شده است که گیاهی مانند Alpine Soldanella در بهار و هنگامی که شروع به رشد مجدد می‌کند ممکن است توسط چندین سانتی‌متر برف پوشانده شده باشد. در این شرایط بر اساس یک نظریه، جوانه‌ها به اندازه کافی گرما تولید می‌کنندا‌حتمالاً(حرارت ناشی از تنفس) و برف را ذوب نموده و از درون کانال ایجاد شده در برف‌ها به خارج آمده و در بیرون از برف تولید گل می‌کند. وقوع دماهای پایین در شب بلافاصله پس از سپری شدن روزی گرم، می‌تواند مقدار تثبیت CO_2 و در نتیجه مقدار تجمع نشاسته در کلروپلاست را به عنوان یک پاسخ، کاهش دهد. با نزول بیشتر دما، کل فرآیند کلروفیل سازی متوقف شده و رنگ برگ‌ها به سفیدی تا زردی می‌گراید که نشانگر کمبود کلروفیل، مخصوصا در شرایط تابش شدید آفتاب است. با توجه به بررسی منابع و مطالعات نظری انجام شده در زمینه دما و کشاورزی، نکات اصلی ذیل در رابطه با نظریات و فرضیه‌های سرما و یخبندان به عنوان مخاطرات جوی و اقلیمی مطرح می‌شوند:

- سرد شدن جو زمین تابعی از بازتاب انرژی گرمایی است که زمین دریافت داشته است. علاوه بر گرم و سرد شدن معمولی در جو(تابشی) روزهایی از سال با ورود سامانه‌های جوی از مناطق مجاور به داخل کشور، تغییرات دماشدیداً تحت تأثیر این سامانه‌ها قرار گرفته و سرماهای شدیدی را (فرارفتی) باعث می‌شوند. در بعضی مواقع سال سرماهای حاصل از سامانه‌های فرارفتی همزمان با وقوع تابش زیاد از زمین شده و سرد شدن تابشی و شرایط فرارفتی هوا باهم سرمازدگی و یخبندان را در محیط بوجود می‌آورند، که این شرایط می‌تواند خسارات گستردهای را به کشاورزی وارد نماید.

سرمازدگی(Chilling) زمانی اتفاق می‌افتد که دما بالای صفر درجه سلسیوس است ولیکن این دما کمتر از حد تحمل گیاه زراعی در آن مرحله فنولوژی است و باعث خسارت به گیاه می‌شود. یخبندان(Freezing) زمانی حادث می‌گردد که دمای جو کمتر از صفر درجه سلسیوس است. یخبندان تابشی بیشتر موضعی بوده و منطقه وسیعی را نمی‌تواند دربر گیرد. خطر این نوع یخبندان‌ها در مناطق محصور بین زمین‌های بلند، دره‌ها و محیط‌های بسته نیز زیادتر است. این یخبندان زمانی به وجود می‌آید که هوای روی زمین‌های بلند و یا زمین‌های شیب داری که‌شدیداً توسط تابش زمین سرد و متراکم‌تر شده به سمت پایین شارش یابند. این نوع یخبندان‌ها تحت تأثیر شدید موقعیت زمین‌های کشاورزی، دوری و نزدیکی به دریا، ارتفاع محل، عرض جغرافیایی، توپوگرافی، وضعیت خاک، پوشش زمین، ابرناکی و وزش باد است. یخبندان‌های فرارفتی با نفوذ هوای سرد تا ارتفاعات زیاد همراه می‌باشد. این پدیده بطور ثابت با افزایش فشار هوا و ابتدا وجود ابرو تدریجا کاهش ابر و افت شدید دما اتفاق می‌افتد. یخبندان فرارفتی به تنهایی رخ نمی‌دهد بلکه با یخبندان تابشی همراه است و توجه به پستی و بلندی‌های زمین، نوع و مدت یخبندان را مشخص می‌نماید. در بعضی حالات یخبندان‌ها ممکن است چند روز متوالی و بصورت تناوبی رخ دهد که این حالات می‌تواند منجر به خسارات زیادی در منطقه گردد.

- پدیده سرمازدگی و یخبندان محصولات کشاورزی به دلیل اهمیت، در چارچوب «بلایای طبیعی» طبقه‌بندی شده است. منظور از بلایای طبیعی بروز درجات و شدت‌های خاصی از کمیت پدیده‌های طبیعی در سطح زمین است که از حدود تحمل موجودات زنده(انسان) و امکانات زیستی مربوطه فراتر باشد. شرایط اصلی موفقیت کاهش خسارات سرمازدگی و یخبندان، ایجاد برقراری تمهیدات و اقدامات و میزان دسترسی به «پیش آگاهی» است که می‌تواند مشخصاتی از سرما و یخبندان ازجمله: شرایط بروز، ابعاد، شدت واقعه و موجودیت در معرض، در اختیار کشاورزان و سایر کاربران قرار دهد.

- مقاومت گیاهان به دماهای پایین تابعی از مراحل فنولوژی گیاه است وعملاً هر یک از مراحل، دارای حساسیت خاصی است و شدت خسارت سرما و یخبندان با انطباق این دو متغیر تعیین می‌شوند. جدول شماره ۳-۲۰ دماهای بحرانی که شکوفه‌های درختان مختلف می‌توانند بدون آسیب، سرما و یخبندان محیط را تحمل نموده و خسارت نبینند را نشان می‌دهد. همان‌طوری که در جدول مشاهده می‌شود دماهای بحرانی برای درختان مختلف و برای مراحل متفاوت فنولوژی متفاوت است.

جدول۳-۲۰: دماهای بحرانی که شکوفه‌ها می‌توانند تا ۳۰ دقیقه بدون آسیب، سرما را تحمل کنند

مراحل شکوفه میوه	بازشدن جوانه گلبرک	شکوفه کامل	میوه سبز جوان
سیب	-۴	-۲	-۱/۵
هلو	-۴	-۲/۵	-۱
گلابی	-۴	-۲	-۱
آلو	-۴	-۲	-۱
بادام	-۴/۵	-۳/۵	-۱
زردآلو	-۴	-۲	-۰/۵
انگور	-۲	-۰/۵	-۰/۵
گردو	-۱	-۱	-۱
گیلاس	-۴	۰-۲	-۱

برداشت موفق محصولاتی مانند صیفی‌جات، گوجه فرنگی، بادمجان، پنبه و چغندرقند در پاییز قبل از وقوع اولین سرماهای پاییزه حتمی است. امروزه انطباق این زمان‌ها از مهم‌ترین روش‌های افزایش عملکرد در واحد سطح می‌باشد. با توجه به دامنه وسیع حد تحمل گیاهان مختلف اعم از دمای بالاتر از صفر و یا کمتر از آن نیاز است، آستانه‌های حرارتی اصلی ازجمله: ۳- ، صفر، ۵ و ۱۰ درجه سلسیوس برای مناطق کشاورزی و مرتعی در نظر گرفته شود تا نتایج آن بتواند غالب گیاهان زراعی منطقه و استان همدان را پوشش دهد.

- متغیری که می‌تواند کاهش دما در طبیعت را به صورت کمی در اختیار قرار دهد دمای حداقل روزانه است که در ایستگاه‌های هواشناسی یک نوبت در روز اندازه‌گیری می‌شود. این مقادیر توسط دماسنج حداقل و در ارتفاع ۲ متری و در درون جعبه اسکرین یا پناهگاه هواشناسی اندازه‌گیری می‌شود. بررسی‌ها نشان داده است که حداقل دما در پناهگاه هواشناسی چهار درجه سلسیوس بیشتر از دمای حداقل سطح زمین می‌باشد. در صورتی که عامل رطوبت خاک که عامل تغییر ضریب هدایت حرارتی خاک است را حذف نماییم، مقادیر دمای حداقل می‌تواند مورد عمل و مبنای محاسبات و تحلیل سرما در هر منطقه قرار گیرد.

- دو نوع سرما و یخبندان به محصولات کشاورزی خسارت وارد می‌کنند. اولین سرماهای پاییزه که با تغییر فصل گرم به سرد هماهنگ می‌باشد و آخرین سرماهای بهاره که با گرم شدن جو و همزمان با انتقال فصل سرد به گرم حادث می‌شوند. آگاهی و شناخت وقوع اولین سرماهای پاییزه می‌تواند به برداشت به موقع و حفاظت گیاهان زراعی که در پاییز برداشت می‌شوند کمک نماید. صیفی‌جات مانند بادمجان و گوجه‌فرنگی و فلفل و گیاهان زراعی مانند پنبه و چغندرقند که می‌تواند در اثر وقوع اولین سرماهای پاییزه مورد خسارت قرار گیرند از جمله تولیدات کشاورزی است که از این نوع سرما خسارت می‌بینند. آخرین سرماهای بهاره به درختان میوه که در این زمان در حال شکوفه‌دهی می‌باشند خسارت وارد می‌کند. جدول شماره ۳-۲۱ مقاومت گیاهان زراعی در برابر یخبندان را برای مراحل مختلف رشد نشان می‌دهد. مطالعه بر روی تاریخ وقوع اولین سرماهای پاییزه و آخرین سرماهای بهاره می‌تواند چگونگی انطباق ارقام مختلف در منطقه را مشخص نموده و با انتخاب ارقام و روش‌های مناسب، خسارات این نوع سرماهای منطقه را کاهش داد. تاریخ‌های وقوع سرما و یخبندان‌ها، تصادفی بوده و از توزیع نرمال تبعیت می‌کنند و هر یک نیزکاملاً مستقل از دیگری است. کشاورزان علاوه بر اینکه مایلند بدانند که سرما چه موقع آغاز و یا چه موقع خاتمه می‌یابد؛ بیشتر مایلند بدانند احتمال این که چنین سرمایی برای بار دیگر در بهار و پاییز اتفاق افتد چند درصد است و یا این که هر چند سال یکبار چنین سرمایی در منطقه‌مجدداً اتفاق خواهد افتاد.

- اطلس‌های سطوح محتمل وقوع سرما و یخبندان در استان می‌تواند پتانسیل آسیب پذیری مناطق را برای محصولات زراعی مختلف تعیین نموده و برنامه‌ریزان کشاورزی را در جهت اتخاذ روش‌های مناسب به منظور کاهش خسارات سرما و یخبندان کمک و یاری نماید.

جدول ۳-۲۱- مقاومت محصولات کشاورزی در برابر یخبندان در مراحل مختلف رشد

نوع مقاومت	نوع گیاه زراعی	دمای زیان آور (به درجه سانتیگراد)		
		جوانه زنی	گلدهی	میوه دهی
بسیار مقاوم	گندم بهاره	-۹ ،-۱۰	-۱ ،-۲	-۲ ،-۴
	جو دو سر	-۸ ،-۹	-۱ ،-۲	-۲ ،-۴
	جو	-۷ ،-۸	-۱ ،-۲	-۲ ،-۴
	نخود	-۷ ،-۸	-۲ ،-۳	-۳ ،-۴
مقاوم	ماش	-۶ ،-۷	-۳ ،-۴	-۲ ،-۴
	لوبیا	-۵ ،-۶	-۲ ،-۳	-۳ ،-۴
	آفتابگردان	-۵ ،-۶	-۲ ،-۳	-۲ ،-۳
	چغندرقند	-۶ ،-۷	-۲ ،-۳	-
	هویج	-۶،-۷	-	-
مقاومت متوسط	کلم	-۵ ،-۷	-۲ ،-۳	-۶ ،-۹
	ارزن ایتالیایی	-۳ ،-۴	-۱ ،-۲	-۲ ،-۳
مقاومت کم	ذرت	-۲ ،-۳	-۱ ،-۲	-۲ ،-۳
	ارزن	-۲ ،-۳	-۱ ،-۲	-۲ ،-۳
	علف سودان	-۲ ،-۳	-۱ ،-۲	-۲ ،-۳
	سورگوم	-۲ ،-۳	-۱ ،-۲	-۲ ،-۳
	سیب زمینی	-۲ ،-۳	-	-۱ ،-۲
بدون مقاوم	گندم سیاه	-۱ ،-۲	-۱ ،-۲	-۰/۵ ،-۲
	کتان	-۱ ،-۲	-۱ ،-۲	-۲ ،-۳
	خربزه	-۰/۵ ،-۱	-۰/۵ ،-۱	-۱
	برنج	-۰/۵ ،-۱	-۰/۵ ،-۱	-۰/۵ ،-۱
	کنجد	-۰/۵ ،-۱	-۰/۵ ،-۱	-
	بادام زمینی	-۰/۵ ،-۱	-	-

ت				
	خیار	۱-، ۰	-	-
	گوجه فرنگی	۱-، ۰	۱-، ۰	۱-، ۰
	تنباکو	۱-، ۰	۱-، ۰	۱-، ۰

۳-۲-۱-۳-۴-۱- علل رخداد سرما و یخبندان‌ها در کشور و استان همدان

تغییرات طبیعی دما در طول شبانه روز به علت طلوع و تابش خورشید و ورود انرژی گرمایی آن به سطح خاک و افزایش تدریجی دما در طول روز و همچنین غروب خورشید و تابش انرژی دریافتی زمین به جو در شب می‌باشد. ایران سرزمینی کوهستانی و محل عبور سامانه‌های مختلف جوی از شمال، جنوب و غرب است، به طوری که در زمستان با کاهش شدید و در تابستان با افزایش شدید دما مواجه است. با شروع فصل بهار و افزایش تدریجی دما، دوره رشد گیاهان شروع می‌شود ولی در آغاز دوره رشد به‌ویژه در طول دو ماه فروردین و اردیبهشت با نزدیک شدن ناوه‌های سطوح بالای جو و ریزش هوای سرد از عرض‌های بالا، امکان وقوع رخداد سرما و یخبندان بهاره را در نقاط مختلف کشور از جمله استان همدان فراهم می‌سازد. برخی از سرما و یخبندان‌ها در بحرانی‌ترین و آسیب‌پذیرترین مراحل فنولوژیکی درختان میوه و گیاهان زراعی رخ می‌دهند و غالباً به علت شدت و تداوم این پدیده نابه‌هنگام برای کشاورزی خسارت بار هستند. به عنوان نمونه یخبندان اردیبهشت ۱۳۶۸(می۱۹۸۹ میلادی) در کشور و استان همدان با یک میلیارد و چهارصد میلیون تومان خسارت حدود یک ماه پس از آغاز دوره رشد گیاهان زراعی به وقوع پیوست. این یخبندان از لحاظ زمان وقوع حساسیت بیشتری را دارا بود، به علاوه شدت و تداوم یخبندان بر دامنه خسارات این پدیده افزود.
همچنین یخبندان سراسری دی ماه ۱۳۸۶ که در غالب نقاط کشور بیش از۱۰ تا ۲۰ روز یخی در آن قابل اندازه‌گیری بود را می‌توان اشاره نمود. از این یخبندان، کشور خسارات زیادی را متحمل شد.

بررسی نظریات علمی موجود و نیز پارهای از تحقیقات ناحیه‌ای و آماری که تا به حال انجام شده است، حاکی از آن است که علل تغییرات ناگهانی جوی در سطح زمین از جمله سرما و یخبندان‌های پاییز و بهار به طور مستقیم به تغییرات الگوهای فشار و در نتیجه فرآیندهای دینامیکی جو مربوط می‌شود.
تحقیقات اولیه به یکی از اصول اولیه فرآیند فیزیکی به عنوان منشاء پدیده یخبندان اشاره دارند که آب در صفر درجه سلسیوس یخ می‌بندد و با توجه به حساسیت زیاد محصولات باغی به پدیده یخبندان، همواره طول دوره عاری از یخبندان یعنی فاصله زمانی آخرین یخبندان بهاره و اولین یخبندان پاییزه از دیرباز مورد توجه محققان بویژه در بخش کشاورزی بوده استاصولاً. یخبندان‌ها به دو نوع تابشی و فرارفتی تقسیم می‌شوند که نوع فرارفتی برای محصولات باغی خسارت بارتر است. در دهه گذشته محققین بررسی‌های متعدد و متنوعی بر روی علل وقوع سرماها و یخبندان‌ها انجام داده اند و علل بروزامواج ناگهانی سرما و یخبندان‌ها و یورش‌های

هوای سرد و موسمی را با توجه به چهار مورد زیر در ایران ضروری می‌دانند:

- تحلیل الگوهای بزرگ مقیاس؛
- تأثیر فلات تبت برگردش عمومی موسمی‌های زمستانه؛
- گسترش و نفوذ زبانه‌های هوای سرد از عرض‌های بالا به سمت استوا و روابط آن با مبادلات انرژی گرمایی میان مناطق حاره و عرض‌های میانی؛
- انتقال توده‌های هوای سرد از روی اقیانوس‌های گرم عوامل کنترل کننده هوای ایران و استان همدان به حساب می‌آیند که بایستی مورد توجه ویژه قرار گیرند.

۳-۲-۱-۳-۴-۲- سرمازدگی و یخبندان بر کشاورزی استان همدان

عوامل جوی و اقلیمی از جمله متغیرهای کنترل نشده طبیعت می‌باشند که در زمان حاضر کنترل این دسته از عوامل طبیعت توسط انسان امری غیرممکن است. انسان با تلاش در جهت ارتقاء دانش خود نسبت به تأثیر عوامل جوی و شناخت قانونمندی‌های حاکم بر آن‌ها توانسته است با به دست آوردن راهکارهای مناسب، خسارات پدیده‌های زیان‌بخش جوی از جمله سرمازدگی و یخبندان را کاهش دهد.

سرمازدگی به وقوع پدیده افت ناگهانی دما خارج از زمان مورد انتظار(سرمای زودرس) اطلاق می‌شود. برای هرگونه گیاهی، دمای مطلوبی وجود دارد که با عنوان دمای اپتیمم یا دمای مطلوب معروف است. در این دما، گیاه حداکثر فعالیت زیستی خود را دارا می‌باشد و تداوم این دما با میزان عملکرد رابطه‌ای مستقیم دارد. مراحل رشد و فعالیت‌های گوناگون گیاهان به چگونگی شرایط دمایی محیط در طول رشد گیاه بستگی دارد. دماهای بالا و پایین، گیاه را با تنش‌های محیطی مواجه می‌نماید و عملا تداوم این گونه دماها با میزان عملکرد گیاه رابطه‌ای غیر مستقیم دارد. دماهای خیلی بالا و خیلی پایین، خسارات شدیدی را به گیاه وارد می‌آورد و در حالت‌های شدیدتر باعث مرگ گیاه می‌شود.

تأثیر سرمازدگی بر کاهش تولیدات محصولات باغی و زراعی و همچنین از بین رفتن سرشاخه‌های درختان میوه و افت تولید محصول در سال بعدی و... می‌باشد. در عرض‌های جغرافیایی بالا و میانی کره زمین میزان تابش خالص با شروع زمستان به دلیل کم شدن زاویه تابش خورشیدی و کوتاه شدن طول روز و طولانی شدن طول شب‌ها، میزان خروج تابش گرمایی(موج بلند) از زمین به سوی جو به طور فزایندهای کاهش می‌یابد. این پدیده که عکس فصل بهاراست باعث منفی شدن بیلان انرژی در پاییز و سرد شدن بیشتر زمین و هوا و تجمع توده‌های هوای سرد در این مناطق می‌گردد. جریان‌های اتمسفری، این سرما و برودت را به تدریج و یا ناگهانی به عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر منتقل نموده و بدین ترتیب‌تغییر فصل از گرم به سرد اتفاق می‌افتد. بنابراین دراین زمان موقعی که تلفات گرما زیادتر باشد هوای سرد نیز بیشتر انتقال یافته و باعث سرد شدن عمومی و محلی در منطقه می‌گردد. هنگامی که سرد شدن تداوم می‌یابد و دمای هوا از صفر درجه سلسیوس پایین‌تر می‌رود، گیاهان حساس به سرما آسیب شدید می‌بینند و میزان تولید آن‌هاشدیداً تحت تأثیر این سرما و یخبندان حاصل از آن قرار می‌گیرند. پدیده سرمازدگی و یخبندان در زمان کمبود بارش و خشکسالی که‌غالباً هم زمان با افزایش دمای محیط اتفاق می‌افتد باعث گل‌دهی زودرس محصولات باغی و بیدار شدن جوانه‌های گونه‌های زراعی شده و خسارات سرما را در آن سال تشدید می‌نماید.

یخبندان و سرمازدگی از جمله پدیده‌های جوی است که به دلیل زیان‌های شدید و گاه وسیع ناشی از آن، مورد بررسی و تحقیق بشر قرار گرفته است. آسیب‌های ناشی از پدیده یخبندان، امکان تولید بسیاری از محصولات کشاورزی و باغی را در مناطق آسیب‌پذیر کشور تحت تأثیر قرارداده و در بعضی مناطق آن را محدود می‌نماید. سرمازدگی به دلیل خسارات قابل ملاحظه‌ای که به تولیدات کشاورزی وارد می‌آورد، در چارچوب ''بلایای طبیعی'' طبقه بندی می‌شود. منظور از بلایای طبیعی، بروز درجات و شدت‌های مکی خاصی از پدیده‌های طبیعی است که در سطح زمین اتفاق افتاده و از حدود تحمل موجودات زنده و امکانات زیستی مربوطه فراتر باشد. مناطق آسیب پذیر به سرما و یخبندان را نیز در بحث‌های هواشناسی کشاورزی و اقلیم‌شناسی کشاورزی، مناطق خطرپذیر یا مناطق همراه با مخاطرات جوی و یا پدیده‌های زیان‌بخش جوی و اقلیمی و یا حوادث غیرمترقبه جوی و اقلیمی نامیده و برای این مناطق دستورالعمل‌های اجرایی خاص به منظورکاهش خسارات احتمالی برای هریک از محصولات کشاورزی اعم از زراعی، باغی، دامی، مرتعی و جنگلی تعریف و عملیاتی می‌شود.

بنا به تعریف، یخبندان به وضعیتی گفته می‌شود که در آن دمای سطح زمین و اشیایی که در تماس با آن قرار دارند، به صفر یا کمتر از صفر درجه سلسیوس کاهش یابد. از دیدگاه هواشناسی کشاورزی، یخبندان، وقوع دمای پایین در حدی است که منجر به خسارت به بافت‌های گیاهی می‌شود. گرچه یخبندان پدیده‌ای هواشناختی است و شدت و زمان وقوع آن ماهیتی تصادفی دارد، اما آن‌چه در کشاورزی از اهمیت زیادی برخوردار است یخبندان‌های همزمان با تغییر فصل یعنی: اولین یخبندان‌های پاییزه و آخرین یخبندان‌های بهاره می‌باشد.

فاصله بین آخرین یخبندان بهاره و اولین یخبندان پاییزه را فصل غیر یخبندان می‌گویند و از تاریخ رخداد آخرین و اولین یخبندان‌ها در بهار و پاییز میانگین طول دوره رویش به دست می‌آید. این اطلاعات در تعیین گونه‌ها و ارقام مناسب جهت کاشت در هر منطقه به کار می‌آید. اگر احتمال یا چگونگی توزیع این تاریخ‌ها در اطراف میانگین تعیین گردد، استفاده از این داده‌ها کاربردی‌تر خواهد بود. با استفاده ازبررسی‌های یخبندان در هر منطقه راهکارهای عملیاتی واجرایی مناسب با آن به منظورکاهش خسارات یخبندان‌ها در آن منطقه را می‌توان ارائه داد. یخبندان‌ها را بر مبنای شدت، تداوم و زمان رخداد می‌توان تقسیم نمود. شدت یخبندان‌معمولاً بر اساس میزان افت دما به زیر صفر درجه سلسیوس سنجیده می-شود و منظور از تداوم یخبندان مدت زمانی است که به طور متوالی دمای صفر و یا کمتر از آن در یک منطقه حاکم باشد. یخبندان‌ها بر اساس وضعیت جوی و عوامل دیگر به وجود آورنده آن به دو نوع ''تابشی'' و ''فرارفتی'' تقسیم می‌شوند. یخبندان فرارفتی با ورود تودهی هوای سرد با دمای زیر صفر درجه‌ی سلسیوس به مناطقی که قبلا هوای گرم در آنجا استقرار داشته حادث می‌شود، اما یخبندان تابشی بر اثر تابش شبانه زمین در شب‌های صاف و بدون باد رخ می‌دهد.

استان همدان در ناحیه‌ای از کشور قرار دارد که محل عبور سامانه‌های مختلف جوی است که‌مرتباً این منطقه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. همچنین به علت وجود ارتفاعات متعدد و متنوع موجود در این استان جریان‌های محلی متعدد در زمان‌های مختلف باعث تنوع آب و هوا در نقاط مختلف استان می‌گردد. سرما و برودت در این استان به علل مختلف باعث افت دما و اثرگذاری بر محصولات زراعی و باغی استان می‌گردد که در این بخش توضیح داده می‌شود.

وقوع یخبندان در استان همدان در تمامی سال‌ها وجود داشته است، درشکل ۱ تعداد روزهای همراه با یخبندان ایستگاه‌های مختلف استان نشان داده شده است. بررسی بیشتر در تعداد روزهای همراه با یخبندان ایستگاه‌های استان همدان نشان داد که روند مثبتی بر این سری زمانی حاکم است که گویای افزایش تعداد روزهای همراه با یخبندان در بستر زمان می‌باشد.

۳-۲-۱-۴-رعد وبرق ورگبار وتگرگ :

از مهمترین پدیده های اقلیمی منطقه غرب و شمالغرب ایران بارشهای رعد و برقی است. این بارشها علاوه بر تولید آب مورد نیاز این مناطق سبب بروز مشکلات و خسارتهایی نیز برای مردم می گردد، که از آن جمله می توان به بروز سیلابهای شدید محلی اشاره نمود. در سالهای اخیر مطالعات زیادی در خصوص تغییرات روند سری های زمانی صورت گرفته است که از جمله آن‌ها می‌توان به تحقیقات ، خسروی و همکاران(۳)، رحیم زاده و خوشکام (۵)، کاویانی و عساکره (۹)، محمدی (۱۰)، مسعودیان (۱۱) و هدایتی دزفولی(۱۲) در ایران، بن‌گی۹ و همکاران (۱۳)، فاسولو۱۰ و همکاران(۱۴)، ترک۱۱ و همکاران(۲۱)، ویجنگاردن و وینسنت۱۲ (۲۳) و اگزیو کائو۱۳(۲۴) اشاره نمود. رسولی و همکاران (۶) با بررسی توزیع زمانی بارشهای رعد و برقی منطقه شمالغرب ایران به این نتیجه رسیده اند که بارانهای مذکور اغلب در طی بهار و تابستان و طی ساعات بعدالظهر اتفاق می افتد. حجازی(۱) با بررسی سینوپتیکی بارشهای رعد و برقی در غرب کشور به این نتیجه رسیده است که تعداد رعد وبرق های دوره آماری ۱۹۸۵- ۱۹۷۱ برای دوره گرم سال در شمال غرب کشور نسبت به جنوب غرب بسیار قابل توجه بوده، در حالی که در دوره انتقال فصل گرم به سرد، شرایط متفاوت است و در جنوب غرب کشور تعداد آن بیش از شمال غرب است. قنبرپور و تلوری(۸) با بررسی الگوی توزیع زمانی بارشهای رگباری در ایستگاه های سینوپتیک شمال ایران مشاهده نموده اند که در بارش های کوتاه مدت بیش از پنجاه درصد از مقدار بارش در یک دوم مرکز بارش به وقوع پیوسته و با افزایش مدت رگبار پراکنش زمانی بارش یکنواخت تر شده و بارشهای با شدت کمتر را نشان می دهداین مطالعه روندسری زمانی تعداد روزهای رگباری ومیزان اثرات انسودر آن را در منطقه همدان آشکار میکند.پدیده انسو دارای یک الگوی ارتباط از دور مقیاس جهانی است که برروی نیمکرهٔ جنوبی و بخش عظیمی از نیمکرهٔ شمالی گسترده شده است . این الگو در نوسانات سالیانه فشار سطح دریا ، دمای سطح دریا و بارش مشخص می شود . ارتباط از دور (Teleconnection) در واقع همبستگی های همزمان معنی دار بین نوسانات زمانی پارامترهای هواشناسی است که در نقاط وسیع و جدا از هم در سطح زمین اتفاق می افتد. (۲۲) این الگوهها در واقع منعکس کننده تاثیرات پدیده انسو در شدت و موقعیت چرخه های سیاره ای و الگوهای وزش رودبادها در مناطق ورای حاره ای می باشند .

۹- Ben-Gai

۱۰- Fasullo

۱۱- Turkes

۱۲- Winjingarden & Vincent

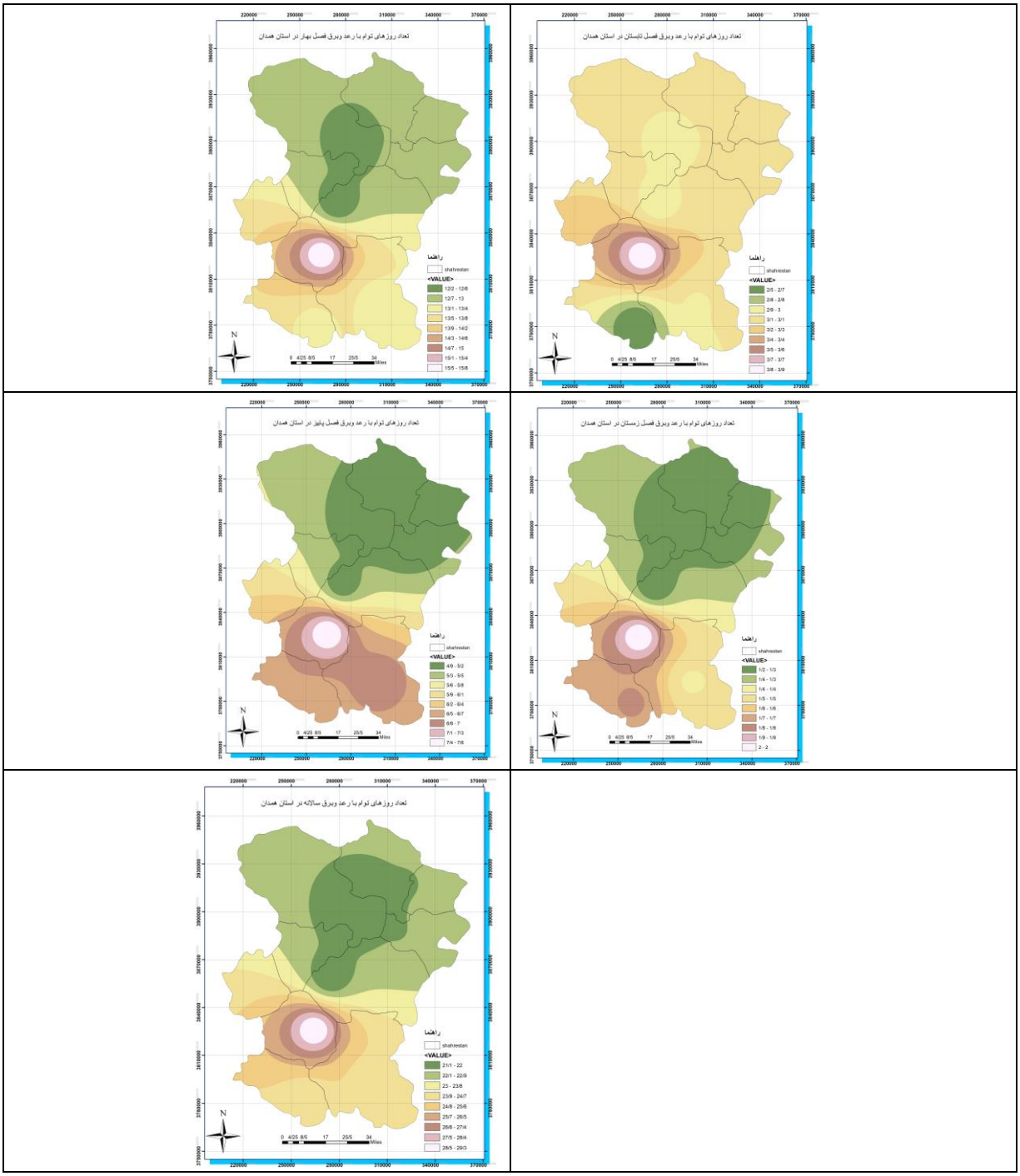
۱۳ - Xie

به منظور آشکارسازی تغییرات و روند تعداد روزهای رگباری سالانه منطقه مورد مطالعه،واثرات انسوبر آن از داده‌های تعداد روزهای رگباری سالانه ایستگاههای مورد نظر وداده های شاخص انسوکه از طریق مراکز تحقیقاتی مختلف در کشورهای استرالیا ، آمریکا و برخی مراکز اروپایی تهیه میگردد مورد استفاده قرار گرفته است. بدین منظور، ابتدا داده‌های اولیه و خام که بصورت سالانه ثبت شده‌اند در محیط نرم افزار ExcelوSpss وارد شده و سپس مراحل ذیل انجام گردید:

۱- **انجام آزمون‌های آماری:** جهت دست‌یابی به اهداف این مطالعه، آزمون‌های آماری منکندال[۱۴] و منحنی تجمعی باقیمانده‌های نرمال شده[۱۵] به کار برده شد. جدول ۳-۲۲و ۳-۲۳ تعداد روزهای توام با رعد وبرق وتگرگ رانشان میدهد.

۱۴. Mann-Kendall

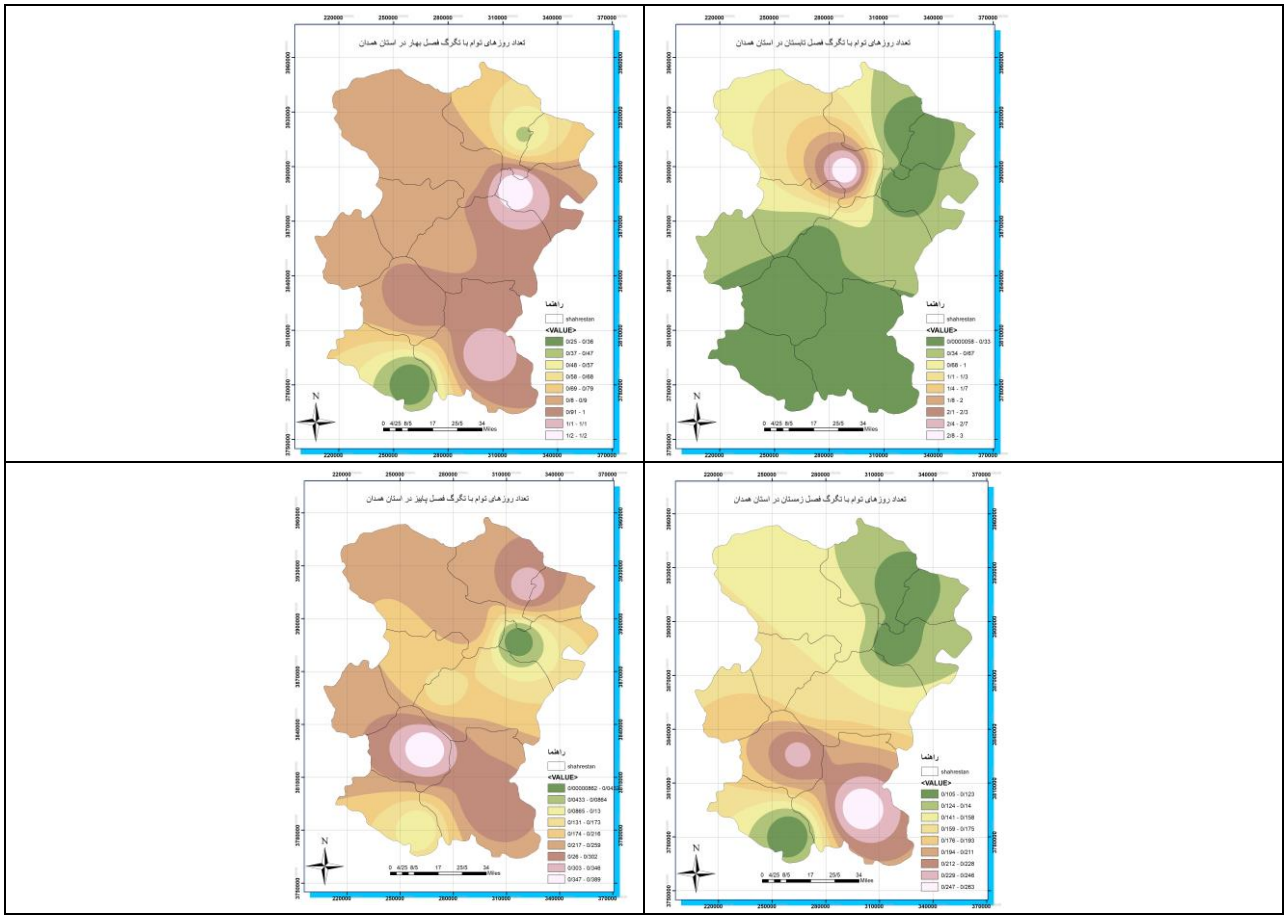
۱۵. Normalised Residual Mass Curve (NRMC)

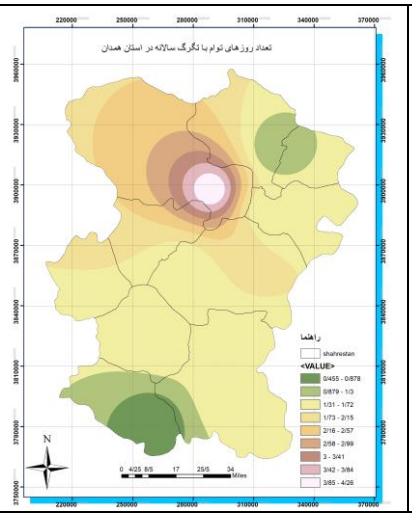


شکل شماره ۲ تعداد روزهای توام با رعد وبرق

جدول ۳-۲۲: تعداد روزهای توام با رعد وبرق

ردیف	نوع ایستگاه	شهرستان	رعد وبرق سالانه	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
1	سینوپتیک تکمیلی	همدان	21	12	3	5	1
2	سینوپتیک	نهاوند	24	13	3	7	2
3	سینوپتیک	ملایر	24	13	3	7	1
4	سینوپتیک تکمیلی	رزن	22	13	3	5	1
5	سینوپتیک	تویسرکان	29	16	4	8	2
6	سینوپتیک تکمیلی	اسد اباد	20	11	2	5	2
7	سینوپتیک	بهار	21	12	3	5	1
8	سینوپتیک	نوژه	21	12	3	5	1
9	سینوپتیک	فامنین	22	13	3	5	1





شکل شماره ۳ تعداد روزهای توام با تگرگ

جدول ۳-۲۳: تعداد روزهای توام با تگرگ

ردیف	نوع ایستگاه	شهرستان	جمع تگرگ	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
1	سینوپتیک تکمیلی	همدان	1	1	0	0	0
2	سینوپتیک	نهاوند	0	0	0	0	0
3	سینوپتیک	ملایر	2	1	0	0	0
4	سینوپتیک تکمیلی	رزن	1	0	0	0	0
5	سینوپتیک	تویسرکان	2	1	0	0	0
6	سینوپتیک تکمیلی	اسد اباد	1	0	0	0	0
7	سینوپتیک	بهار	1	1	0	0	0
8	سینوپتیک	نوژه	4	1	3	0	0
9	سینوپتیک	فامنین	1	1	0	0	0

۲-تعیین میزان همبستگی با انسو:در این راستا از نرم افزار Spssاستفاده شده ومیزان معنادار بودن آن در سطح ۰/۰۵و۰/۰۰۱مشخص گردیده است.

الف- آزمون من-کندال:یکی از متداول‌ترین روش‌های ناپارامتری تحلیل روند سری‌های هیدرولوژیکی و هواشناسی به‌شمار می‌رود. مطالعات مختلف انجام شده با استفاده این روش حاکی از اهمیت و کاربرد فراوان آن

در تحلیل روند سری‌های زمانی می‌باشد . این آزمون ابتدا توسط من در سال ۱۹۴۵ ارائه و سپس توسط کندال در سال ۱۹۴۸ توسعه یافت. کاربرد این روش توسط سازمان جهانی هواشناسی توصیه گردید. از این روش برای آزمون فرض تصادفی بودن توالی داده‌ها در مقابل وجود روند استفاده می‌گردد .

از نقاط قوت روش من-کندال می‌توان به مناسب بودن کاربرد آن برای سری‌های زمانی‌ای که از توزیع خاصی پیروی نمی‌کنند، اشاره نمود. اثرپذیری ناچیز این روش از مقادیر حدی که در برخی از سری‌های زمانی مشاهده می‌گردند نیز از دیگر مزایای استفاده از این روش است.(۲) فرض صفر این آزمون بر تصادفی بودن و عدم وجود روند در سری داده‌ها دلالت دارد و پذیرش فرض یک (رد فرض صفر) دال بر وجود روند در سری داده‌ها می‌باشد.

. در صورت وجود روند داده‌ها غیر تصادفی بوده و برای تعیین تصادفی بودن داده‌ها از تست زیر استفاده شده است .

$$T = \left[\frac{4P}{n(n-1)}\right] - 1$$

که T آماره کندال، n تعداد کل سال‌های آماری و P مجموع تعداد رتبه‌های بزرگتراز ردیف ni است که بعد از آن قرار می‌گیرد بوده واز رابطه:

$$P = \sum_{i=1}^{n} n_i$$

بدست می‌آید. n نیز تعداد کل سال‌های آماری مورد استفاده است. به منظور سنجش معنی‌دار بودن آماره T از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$(T)_t = \pm tg\sqrt{\frac{4n+10}{9n(n-1)}}$$

که tg مقدار بحرانی نرمال یا استاندارد (z) با سطح احتمال آزمون است که در سطح اطمینان ۹۹۹٪، ۹۹٪ ، ۹۵٪ و ۹۰٪ بترتیب معادل ۳/۲۹، ۱/۹۶ و می‌باشد. درمواقعی که $+T_t > T > -T_t$ باشد سری تصادفی و بدون روند است. اگر $T < -T_t$ شود روند نزولی است و را در صورتی $T > T_t$ روند افزایشی بر سری حاکم است. در صورت قرار دادن n برابر ۵۵ سال مقدار بحرانی T_t در سطوح احتمال ۹۹۹٪، ۹۵٪ و بترتیب برابر با ۰/۳۰ ±و ۰/۱۸ ± بدست خواهد آمد.

برای تعیین جهت روند ، نوع و زمان تغییر نیاز به آزمون گرافیکی کندال می‌باشد. در حالت محاسبه آماره-ها در آزمون گرافیکی من-کندال بصورت دنباله‌ای به منظور تشخیص زمان تغییر، در دو مرحله آغاز به انتها و بالعکس و رسم آن در یک نمودار نقطه تغییر بخوبی ظاهر می‌شود. روندهای جزئی (کوتاه‌مدت)، تغییر موقعیت یا نقطه شروع روند در سری نیز بوسیله نمودارهای سری‌های زمانی مقادیر u(t) و ú(t) مورد بررسی قرارمی‌گیرد.

در این مطالعه به‌منظور دست‌یابی به سری‌های زمانی فوق‌الذکر، مقادیر متوالی u(t) و ú(t) توسط آزمون من-کندال مورد مقایسه قرار گرفتند. بر اساس مطالعات سینیرس و همکاران جهت انجام آزمون منکندال مراحل زیر باید صورت گیرد:

- ابتدا داده‌های مشاهده شده اولیه با رتبه yi که دارای روند افزایشی است، مرتب می‌شوند.

- سپس برای هر مرتبه از yi، تعداد nk مواردی که قبل از آن (i>j و yj) می‌باشند، محاسبه می‌گردد (yj>yi).

- در مرحله آخر، آماره آزمون از طریق رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$t_i = \sum_{k=1}^{i} n_k$$

تابع توزیع آماره t_i دارای مقادیر متوسط (E) و واریانس (Var.) می‌باشد که به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$E(t_i) = i(i-1)/4$$

$$Var.(t_i) = [i(i-1)(2i+5)]/72$$

همچنین مقدار آماره u(ti) بوسیله رابطه زیر محاسبه می‌گردد:

$$u(t_i) = [t_i - E(t_i)]/\sqrt{Var.(t_i)}$$

در نهایت مقدار آماره ú(ti) از طریق روش مشابهی که از انتهای سری‌ها شروع می‌شود، محاسبه می‌گردد. چنانچه این منحنی‌ها تقاطع داشته باشند، از آن نقطه به بعد، شروع یک روند، مشخص می‌شود. بدون هیچ روندی، سری‌های زمانی u(t) و ú(ti) دارای انحناء و هم‌پوشانی در نقاط متعدد می‌باشد.پس از محاسبات فوق و ترسیم نمودارهای مربوط وجود هر گونه روند در سری‌ها به صورت منفی ظاهر می‌شود و زمانی که روند معنی داری در داده‌ها وجود دا شته باشد ، خطوط u(ti) و ú(ti) همدیگر را قطع می‌کنند. اگر خطوط مذکور در داخل محدوده بحرانی همدیگر را قطع کنند نشانه زمان آغاز تغییر ناگهانی و در صورتیکه خارج از محدوده بحرانی همدیگر را قطع نمایند بیانگر وجود روند در سری‌های زمانی است.

ب- منحنی تجمعی باقیمانده‌های نرمال شده: از این روش به منظور آشکارسازی تغییرات معنی‌دار آماری در مقیاس سالانه استفاده می‌شود . بدین منظور شاخص‌های اولیه و ثانویه به شرح زیر محاسبه می‌گردد:

شاخص‌های اولیه: پس از صحت‌سنجی داده‌ها، بر اساس روش‌های گرافیکی شاخص‌های اسموت شده[۱۶] بعنوان منعکس کننده تغییرات سیستماتیک موجود در مشاهدات تغییرپذیری[۱۷] نشان دهنده تغییرات کوتاه مدت و تغییرات مولفه روند مورد بررسی قرارگرفتند. مقدار روند از طریق تابع خطی و روش حداقل مربعات[۱۸] بدست می‌آید

شاخص‌های ثانویه: به منظور تحلیل دقیق‌تر، مولفه‌های اصلی از قبیل مولفه چرخه‌ای[۱۹] و نامنظم[۲۰] از سری زمانی داده‌های مورد نظر استخراج گردید.روابط مربوطه بشرح زیر می‌باشد:

$$Y = a + bX \qquad \text{رابطه (۵)}$$

$$b = \frac{n\sum X_i Y_i - \sum X_i \sum Y_i}{n\sum X_i^2 - (\sum X_i)^2} \qquad \text{رابطه (۶)}$$

$$a = \overline{Y} - n\overline{X} \qquad \text{رابطه (۷)}$$

۱۶. Smoothing

۱۷. Fluctuating Component

۱۸. Least Squares

۱۹. Cyclical

۲۰. Irregular

در واقع روش NRMC را می‌توان به عنوان اختلاف تراکمی بین مقادیر واقعی درجه حرارت در هر سال و متوسط مقادیر مشاهده شده در طول دوره آماری مورد مطالعه دانست، که بر میانگین مشاهدات تقسیم شده است. رابطه مورد استفاده در این روش، به ازای همه سال‌های آماری به صورت زیر است:

رابطه (۸)
$$NRMC_{Tr_n} = \frac{Sum\left[NRMC_{Tr_{n-1}} + (T_{i_n} - T_m)\right]}{T_m}$$

در این معادله:

Tm: بیانگر میانگین داده ها در ۲۰ ساله (۲۰۱۸-۱۹۹۹)، Ti_n: معرف مقدار مشاهدات در هر سال و $NRMC_{Trn}$: مقدار باقیمانده نرمال شده در سال n می‌باشد.

ج - میزان همبستگی با انسو:

پس از مطالعه روند روزهای رگباری ارتباط آن با پدیده انسو مطالعه شد ومیزان همبستگی ان طبق جدول ۳-۲۴ بدست آمد بر این اساس بیشترین میزان همبستگی مربوط به ایستگاه نوژه با۰/۳۸۰وکمترین آن مربوط به ایستگاه رزن با ۰/۱۲است که این میزان در ایستگاه نوژه در سطح ۰/۰۰۱معنادارو ایستگاه تویسرکان وهمدان و اسدابادر سطح ۰/۰۵معنادار میباشد در بقیه ایستگاه ها بدون معنا است.

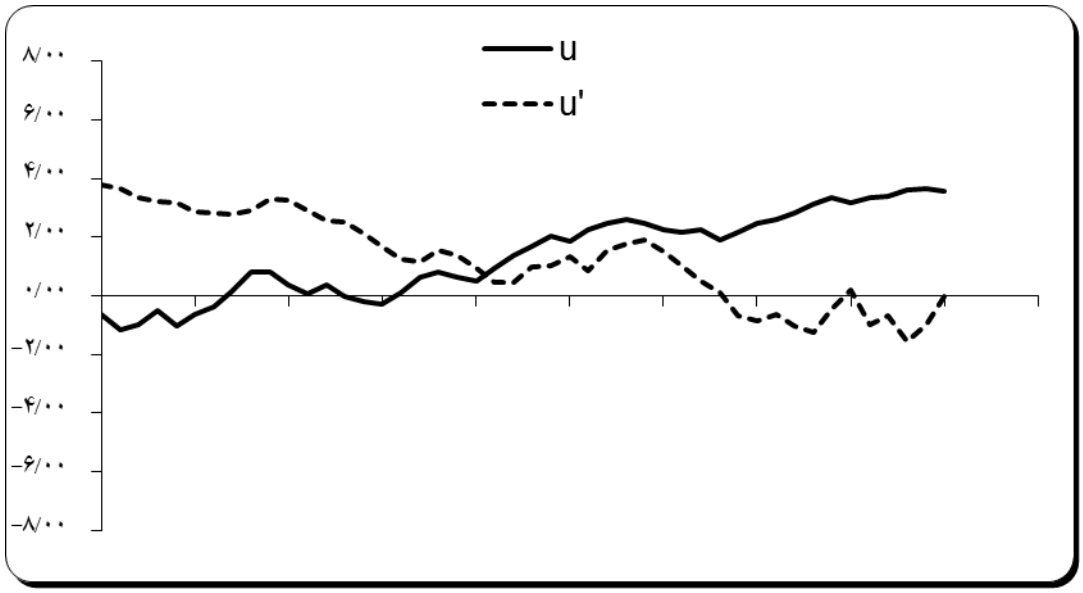
جدول ۳-۲۴: ضرایب همبستگی رتبه ای اسپیرمن تعداد روزهای رگباری با پدیده انسو

نام ایستگاه	میزان همبستگی با شاخص انسو
کبودرآهنگ (نوژه)	**۰/۳۵۶
همدان	*۰/۳۲۲
نهاوند	۰/۲۶۱
اسداباد	*۰/۲۸۴
ملایر	۰/۱۳۸
تویسرکان	*۰/۲۹
رزن	۰/۱۲
فامنین	۰/۱۹
بهار	۰/۲۰۱

(* همبستگی معنی دار در سطح ۰/۰۵ ** همبستگی معنی دار در سطح ۰/۰۰۱)

۱- **آزمون منکندال:**نتایج آزمون غیر ترسیمی من کندال در جدول ۳-۲۵ قید شده بر اساس آماره Zروند در ایستگاههای مورد مطالعه به غیر از اسدآباد در سطح ۰/۰۰۱ودر ایستگاه همدان در سطح ۰/۰۵معنادار است شکل۳-۲۳.

شکل۳-۲۳ : نتایج نمودار گرافیکی من کندال در همدان



جدول ۳-۲۵: مقادیر آماره Z آزمون منکندال در مقیاس سالانه برای ایستگاههای مورد مطالعه

	ایستگاه						
	(نوژه)	ملایر	تویسرکان	اسدآباد	رزن	نهاوند	بهار
	**۰/۹۱	۱/۱۱ **	۰/۸۰ **	*۰/۲۹	۰/۴۶ **	/۸۵ **۰	۰/۷۹ **

(* روند معنی دار در سطح ۰/۰۵ ** روند معنی دار در سطح ۰/۰۰۱)

با توجه به روش گرافیکی من کندال، نمودارهای ui و 'ui، برای مقادیر تعداد روزهای رگباری سالانه ایستگاه‌های مورد نظر ارائه شده است. با توجه به این نمودارها موارد ذیل قابل استنباط می‌باشند:

داده های ایستگاه اسدابادکه روند مشخصی را نشان نمی دهد یعنی روند غیرمعنی‌دار می‌باشد،

داده های ایستگاه تویسرکان ونهاوند دارای روند افزایشی باشیب ملایم هستند که در آزمون منکندال این روند معنادار است ،بقیه ایستگاه‌ها دارای یک روند معنی‌دار افزایشی با شیب تند می‌باشند.

۲-میزان همبستگی:

میزان همبستگی تعداد روزهای رگباری باپدیده انسو در ایستگاه نوژه در سطح ۰/۰۰۱معنادارو ایستگاه ، تویسرکان ونهاوند در سطح ۰/۰۵معنادار میباشد همبستگی در ایستگاه دیگر بدون معنا است.

۳-۲-۱-۵-برف سنگین وروزهای برفی:

بخش عمده کشور ایران در اقلیم گرم و خشک واقع شده است. کلان شهرها از یک سو با آلودگیهای زیست محیطی همچون آلودگی هوا، آلودگی صوتی و.... مواجه هستند و از سوی دیگر به دلیل وجود جزایر گرمایی شهری و افزایش دما در مراکز شهری به دلیل رشد غیراستاندارد و

نامحدود بافتهای شهری که با افزایش مصرف بی رویه انرژیهای فسیلی توأم است، با تغییرات اقلیمی روبه رو می باشند. تغییرات آب وهوایی در کشورهای با اقلیم خشک و نیمه خشک همواره به عنوان یکی از مؤلفه های کلیدی در امر توسعه پایدارمطرح بوده است. در این راستا توجه به پایستگی و مانایی بارش از اهمیت شایان توجه برخوردار است. بر این اساس نسبت بارش جامد به بارش سالانه، ماندگاری و ارتفاع برف از جدیترین شاخص های این انطباق با توان اکولوژیکی و ساختار فضای سکونتگاهی ایران محسوب می شوند. بنابراین هرگونه تغییر در این پدیده ابتدا بر حجم آب در دسترس و سپس ساختار فضایی منطقه را دستخوش تغییرات شدید و غیر قابل پیش بینی از وجوه مختلف اقتصادی، اجتماعی و امنیتی می نماید. برف از جنبه های گوناگونی نظیر شرایط ریزش، ماندگاری، ذوب و ایجاد سیلاب با تکنیک های مختلف همواره مورد توجه محققین بوده است. در تحلیل شرایط ریزش برف بیشتر عوامل هوا شناختی نظیر پروفیل عمودی دما (جو سطح زمین و جو بالا)، شبنم و... مورد توجه بوده است. (زینی وند و همکاران، ۲۰۰۹). تحقیقات گسترده ای در سطح جهان بر روی این پارامتر اقلیمی انجام شده است.آندرسون و لینزلی دمای هوا، وزش باد،هدایت حرارتی، شرایط توپوگرافی مانند شیب، ارتفاع و پوشش گیاهی را در ذوب شدگی برف موثر می دانند. (آندرسون و همکاران ،۱۹۶۴)، (لینزلی و همکاران ،۱۹۷۵). ماتسوا و ساسیو با بررسی شرایط ریزش برف در مناطقی از کشور ژاپن بهترین دماهای شروع ذوب برف را دماهای بین ۱ تا ۲ درجه سانتیگراد معین نمودند(ماتسوا و ساسیو ،۱۹۸۱). جنیفر مورن به شناسائی و معرفی الگوهای آب و هوایی بزرگ مقیاس مؤثر بر تنوع بارش برف در شرق ایالات متحده پرداختند. در این مطالعه تنوع بارش برف و ارتباط آن با گردش عمومی آب و هوا در شرق ایالات متحده مورد بررسی قرار گرفته است (جنیفر مورن و همکاران،۲۰۰۸). هاگ مارک و لاورسون دمای بالاتر از یخبندان، دمای مرطوب و خشک و بخار آب موجود در جو را از عناصر مهم در ذوب برف برمی شمارد (هاگ مارک و لاورسون ،۱۹۹۷). یی بیشینگ تأثیر دما بر ذوب برف و دبی رودخانه ها در مناطق یخچالی چین را بررسی نمودند(یی بیشینگ و همکاران ،۱۹۹۹). کیرکیلا و سلطان حامد ازطریق مقایسه بین داده های دیدبانی شده ۲۳ سال و یک مدل گردش عمومی که در دانشگاه ایالت اورگان طراحی شده بود به تحلیل هارمونیک چرخه فصلی بارش در ایالت متحده امریکا پرداختند. آنها مرزهای منطقه ی رژیم های بارشی متعدد در ایالت متحده امریکا را معین کرده اند (کیرکیلا و سلطان حامد،۱۹۸۹). لیوادا، به مطالعه ویژگی های زمانی- مکانی بارش در یونان، با استفاده از اطلاعات ۱۱۰ ایستگاه بارانسنجی پرداختند. این تحلیل نشان داد که بالاترین درصد واریانس که توسط اولین هارمونیک توضیح داد می شود، در بخش های جنوب و جنوب شرق یونان دیده شده اند و در مقابل برای نواحی شمالی و خصوصا" نواحی کوهستانی، هارمونیک های مرتبه بالاتر (سوم تا پنجم) نیاز است تا پارامتر تحت بررسی، توصیف شود (لیوادا و همکاران،۲۰۰۸).

والو برای برآورد دبی سیلابهای شهری از دمای بالاتر از صفر درجه جهت تخمین ذوب برف و رواناب حاصله استفاده کرد (والو ،۲۰۰۴). حامد آصف به کمک معادلات غیر خطی و مدل SCS با اتکا بر بیلان انرژی ورودی و واکنش سطوح پوشیده از برف مدلی را برای تخمین ذوب برف ابداع نمودند (حامد آصف و همکاران،۲۰۰۷). ژانگ یی چی و همکاران با توجه به گرادیان دما- ارتفاع، نقش دمای حداکثر روزانه با تأخیر ۱۲ ساعته در ذوب برف را موثر تر از متوسط دما می دانند (ژانگ یی چی، ۲۰۰۷). آنت سمادنی- دیویس در پژوهشی به اثر متقابل آب و هوایی شهری و برف پرداخته است. نتایج تحقیق نشان می دهد که برف به دلیل آلبدوی زیاد تاثیر بسیار زیادی بر توازن تابش شهری دارد. همچنین ذوب ناشی از برف از دیگر تاثرات آن بر اقلیم شهری است(آنت

سمادنی- دیویس، ۲۰۰۰). سانجای کاموربه منظور شبیه سازی ذوب برف و رواناب حاصل از آن در حوضه های کوهستانی از متوسط درجه حرارت بیشتر از صفردرجه سانتیگراد و بارش استفاده نمودند (سانجای کامور و همکاران ،۲۰۰۹). در ایران نیز مطالعات متعددی در زمینه تغییرات برف و اثرات هیدرو لوژیکی آن انجام گرفته است از آن جمله می توان به نمونه های زیر اشاره داشت: زینی وند به کمک مدل فیزیکی بیلان انرژی تابشی با طول موج بلند و پوشش آسمان را در ذوب برف موثر دانسته و از آن جهت برآورد سیلاب استفاده کردند (زینی وند، ۲۰۰۹). صدقی دمای بالاتر از صفر درجه و بارش های مایع را در ذوب برف موثر میداند (صدقی،۱۳۶۳). امینی نیا نیز در تحقیقی به بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران پرداخته اند. استفاده از آزمون رتبه ای من- کندال در مورد ایستگاه های دارای آمار طولانی مدت، وجود روند نزولی در دریافت بارش برف سنگین را برای ایستگاه های تبریز و ارومیه و عدم وجود روند در اردبیل و خوی را نشان داد (امینی نیا و همکاران، ۱۳۸۹). افشاردمای سطح برف، بازتاب انرژی خورشیدی، هوای گرم مجاور توده برفی، وزش باد، بخار آب موجود در جو، دمای نقطه شبنم بالاتر از صفر درجه سانتیگراد، باران وگرمای نهان آن، را در ذوب برف موثر می داند (افشار، ۱۳۶۹). قائمی و مرید با تحلیل برف در حوضه رودخانه دماوند دمای ۳ درجه سانتی گراد و کمتر را جهت ریزش برف و مقدار آب معادل برف را ۲ برابر متوسط حداکثر دما و ۴ برابر متوسط دما مشخص نمودند (قائمی و مرید،۱۳۷۳). مصیبی استفاده از متوسط دمای ماهانه و حداکثر متوسط دما را جهت بر آورد تخمین ذوب برف مناسب دانسته است(مصیبی ،۱۳۷۸). رحیمی با کمک روش درجه- روز دماهای بیشتر از ۲ درجه بالاتر از صفر را موثر دانسته اند (رحیمی، ۱۳۸۵). در این قسمت به تغییرات ریزش برف در همدان به عنوان یکی از استانهای کوهستانی پرداخته شده است . بدین منظور تغییرپذیری وتحلیل ریزش برف در همدان در۳۰ سال گذشته و مقایسه زمانی آن در این منطقه با استفاده از همسازهای مختلف و تحلیل های فوریه انجام شد.

در این بررسی از داده های بارش برف ایستگاه های همدید، همدان استفاده شده است. به منظور دستیابی به اهداف تحقیق ، دوره آماری انتخاب شده برابر با ۳۰ سال (۱۳۹۸-۱۳۶۹) می باشد. قبل از انجام هر گونه محاسبه، آزمون همگنی داده‌ها انجام گردید، داده های ناهمگن از سری داده ها حذف و از صحت داده ها اطمینان حاصل شد. جهت بررسی تغییرات رژیم ریزش برف در شهر همدان از تحلیل فوریه (همسازها) استفاده شد. بدین منظور با استفاده از میانگین ماهانه بارش برف به سانتیمتر در سه دهه و با کاربردسریهای فوریه به تحلیل همسازهای بارش برف و رفتارهای تناوبی وتغییرات زمانی آن پرداخته شد.

رفتارهای تناوبی به هر شکل که باشند، با استفاده از توابع سینوسی در فرکانس های مختلف با تقریب مناسب و قابل قبولی برآورد و پیش بینی می شوند. در این راستا مدل های فوریه از ابزارهای مفید و کارا به شمار می آید. در واقع مولفه های سینوسی و کسینوسی، همسازهایی (هارمونیک) هستند که در شکل گیری رفتار سری تناوبی موثرند. تعداد این همسازها (مولفه های نوسانی) حداکثر نصف طول داده ها است. چرا که رفتار نوسانی حداقل از دو مولفه (سینوسی و کسینوسی) تشکیل شده است. در واقع هر همساز گویای یک روند رو به بالا و یک روند رو به پائین در یک سری زمانی است. بنابراین هر طول موج متوالی در سری زمانی تناوبی با یک همساز نشان داده می شود. این تحلیل به کمک یک سری زمانی به صورت زیر(رابطه ۱تا۷) نشان داده می شود: (تاراونه،۲۰۰۳):

(۱)

$$X_t = \overline{X} + \sum_{i=1}^{n} \left[a_i \cos\frac{2\pi}{T} it + b_i \sin\frac{2\pi}{T} it \right]$$

رابطه فوق را یک الگوی فوریه گویند. ضروری است یادآوری شود که هر چند نمایش فوریه (یک دنباله متناهی) مقوله ای صرفا ریاضی است ولی تعیین آن با تعداد معدودی از همسازها است که به لحاظ آماری معنی دار بوده و تقریب خوبی به دست می دهد. و در تعیین حالت کلی رفتار جو اهمیت بسیاری داشته در حقیقت غالبا تعداد کمی از همسازها برای بیان رفتار یک عنصر اقلیمی کفایت می کند(رابسون ،۱۹۹۷).

رابطه (۱) نمایش فوریه سری زمانی (X1, X2, X3…Xn) است. همان گونه که در رابطه بالا دیده می شود، مولفه های سینوسی وکسینوسی حول یک میانگین ثابت رفتار سری را تعیین می کنند. چنان که آشکار است الگوی فوریه را نیز می توان به عنوان یک الگوی رگرسیون خطی در نظر گرفت که در آن تعداد ضرایب رگرسیون برابر طول سری می باشد.

در رابطه (۱) ai و bi ضرایب فوریه نامیده می شوند و همانند یک رگرسیون چند متغیره با استفاده از روش کمترین مربعات خطا بدست می آیند.این ضرایب می توانند به صورت زیر بیان شوند(تاراونه،۲۰۰۳):

(۲)

$$a_i = \frac{2}{N}\sum_{t=1}^{N-1} x_t \cos\left(\frac{2\pi}{12} it\right), i = 1,2,.... \frac{N}{2}$$

(۳)

$$b_i = \frac{2}{N}\sum_{t=0}^{N-1} x_t \sin\left(\frac{2\pi}{12} it\right), i = 1,2,.... \frac{N}{2}$$

که xt متوسط بارش ماهانه و N شمار مشاهدات است.دامنه نیز به صورت زیر می تواند نوشته شود:

(۴)

$$A_i = \sqrt{a_i^2 + b_i^2}$$

زاویه فاز i امین همساز بصورت زیر خواهد بود:

(۵)

$$\phi_i = \arctan\left[\frac{b_i}{a_i}\right]$$

مقدار(t)یا زمان وقوع حداکثرریزش در هر همساز بصورت زیر خواهد بود:

(۶)

$$t_i = \left(\frac{T}{2\pi i}\right)\phi_i,$$

مقدار واریانس در هر همساز بصورت زیر است:

(۷)

$$V_i = \frac{A_i^2}{2}$$

در این مطالعه از داده های میانگین بارش ماهانه برف و روش برنامه نویسی در محیط نرم افزار مطلب جهت تحلیل همساز ها استفاده شده است. بطور کلی اولین همساز یک چرخه سالانه منفرد از مشاهدات، دومین

همساز نشان دهنده گرایش به یک تغییر نیم سالانه و سومین همساز جزئیات بیشتری از تغییرات سالانه رژیم بارش برف را توصیف می کند (تاراونه،۲۰۰۳) .زمان (t) تغییر مکان های بیشینه در طول محور زمان را نشان می دهد . با تحلیل تغییرات سهم واریانس همسازهای مختلف، دامنه (مقدار حداکثر بارش در مناطق مختلف) و نیز زمان وقوع حداکثر بارش برف در سه دهه تغییرات ریزش برف در همدان در دوره مورد مطالعه مشخص می گردد. به طور نرمال در داده های ماهانه ۶ همساز برای استفاده و تحلیل توزیع داده ها وجود دارد اما در این مطالعه درصدهای پراش اول تا سوم بطور نسبی بیش از ۹۵ درصد مقادیر را درمنطقه پوشش داده لذا برای تفسیر تغییر پذیری ریزش برف از سه همساز اول استفاده شده است.

۳-۲-۱-۵-۱-تحلیل فوریه سری های زمانی:

در این تحقیق سه همساز اول مورد استفاده قرار گرفته است تا تغییر پذیری الگوهای ریزش برف را تفسیر نماید. اولین همساز یک موج است که تمام دوره را پوشش می دهد و هر تغییر کوچکی نمی تواند با این همساز نشان داده شود. فراوانی اولین همساز ($\frac{1}{12}$ ماه) است در حالی که فراوانی دومین همساز ($\frac{2}{12}$ ماه) است که می تواند جزئیات بیشتری را توضیح دهد.با تحلیل سهم واریانس همسازهای مختلف بارش برف از منابع مختلف تعیین و با تحلیل دامنه مقدار حداکثر ریزش برف مشخص و نیز زمان وقوع حداکثر بارش برف تخمین زده می شود.

زاویه فاز یا (t) تغییر زمان مقدار حداکثر(اوج) یک همساز را نشان می دهد. مقدارصفر نیمه آذر(۱۵ دسامبر)را نشان می دهد. مقدار ۰/۵، ۱۵روز بعد یعنی اوایل دی (۱ ژانویه) را نمایش می دهد و....جدول ۳-۲۶مقدار زاویه فاز یا (t)را برای روز های مشخص نشان می دهد (لیودا وهمکاران،۲۰۰۸).

جدول ۳-۲۶:مقدار زاویه فاز یا (t) برای روز های مشخص سال (لیودا وهمکاران،۲۰۰۸).

زمان	۱ نوامبر	۱۵ نوامبر	۱ دسامبر	۱۵ دسامبر	۱ژانویه	۱۵ ژانویه	۱ فوریه
(t)	-۱/۵	-۱	-۰/۵	۰	۰/۵	۱	۱/۵

در این تحقیق از داده های میانگین ریزش برف به سانتیمتر بصورت ماهانه استفاده شده تا فراسنج هایی همچون دامنه فراوانی ها، زاویه فاز، زمان رخدادهای بیشینه هر همساز ، واریانس هر همساز و درصد واریانس هر همساز بدست آید. با توجه به اینکه در تحلیل همساز به دوره های آماری بلند مدت نیاز است، در این مطالعه، دوره ۳۰ ساله به عنوان دوره مورد بررسی در نظر گرفته شده است. به منظور تحلیل تغییرات بارش برف در همدان ریزش برف برای سه دهه مجزا ویک دوره سی ساله (۱۳۹۸-۱۳۶۹) بررسی شده است.تحلیل همساز می تواند بصورت یک ترکیب متفاوت از سیگنال ها نوشته شود.

پس از محاسبه موارد ذکر شده در رابطه(۱ تا ۷)، این اطلاعات بطور جداگانه در جدول (۳-۲۷تا۳-۲۸) برای هردهه ودوره سی ساله ارائه شده است. این جدول ها ، سهم هریک از همساز ها را برای همساز های اول تا سوم در سه دهه مجزا و همساز های اول تا ششم رابرای کل دوره سی ساله در ایستگاه موردنظر نشان می دهند.

جدول ۳-۲۷: اطلاعات همسازهای اول تا سوم ریزش برف درایستگاه همدان در سه دهه مورد مطالعه

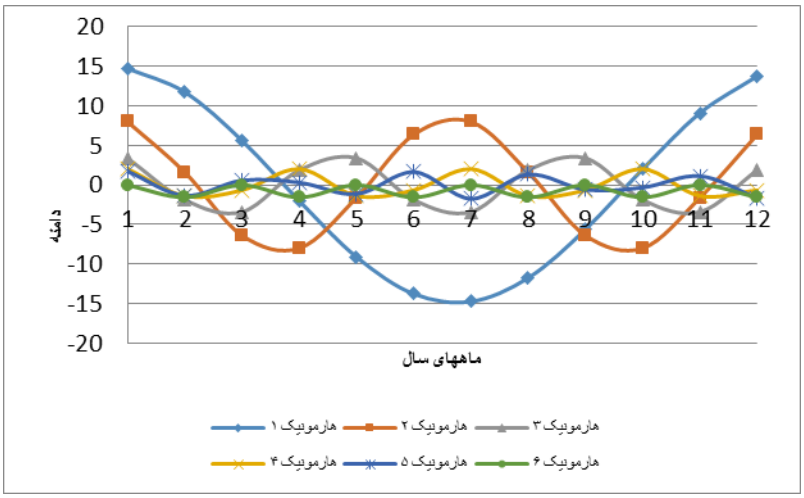
دوره	همساز	ai	bi	Ai	φi	ti	vi	PVRi	CPVRi
اول(۱۳۷۴-۱۳۶۵)	۱	/۸ ۱۶	۶/۸	/۲ ۱۸	/۱ ۲۲	۰/۵	۱۶ ۶	/۷ ۷۱	/۷ ۷۱
	۲	۰/۷	۰/۶	۹/۸	/۸ ۳۹	/۴۵ ۰	/۴ ۴۸	/۹ ۲۰	/۶ ۹۲
	۳	۲/۲	۳/۷	۴/۳	/۶ ۵۸	۰/۶	۹/۶	/۱۵ ۴	/۸ ۹۶
دوره دوم(۱۳۸۴-۱۳۷۵)	۱	۱۴	۶	/۳ ۱۵	/۲ ۲۳	۰/۷	۱۱ ۷	/۱ ۷۰	/۱ ۷۰
	۲	۶/۳	۵/۹	۸/۶	/۹ ۴۲	۰/۶	۳۷	/۱ ۲۲	/۲ ۹۲
	۳	۱/۸	۳/۵	۴	۶۲	/۶۹ ۰	۸	۴/۸	/۱ ۹۷
دوره اول(۱۳۹۴-۱۳۸۵)	۱	/۴ ۱۰	۴/۳	/۲ ۱۱	/۴ ۲۲	/۸۵ ۰	۶۳	/۸ ۶۷	/۸ ۶۷
	۲	۴/۹	۴/۷	۶/۸	/۲ ۴۳	/۷۵ ۰	/۵ ۲۳	۲۸	/۸ ۹۲
	۳	۱/۲	۲/۷	۳	۶۶	۰/۷	۴/۶	۴/۹	/۸ ۹۷

جدول ۳-۲۸: اطلاعات همسازهای ریزش برف درایستگاه همدان در دوره سی ساله(۱۳۹۴-۱۳۶۵)

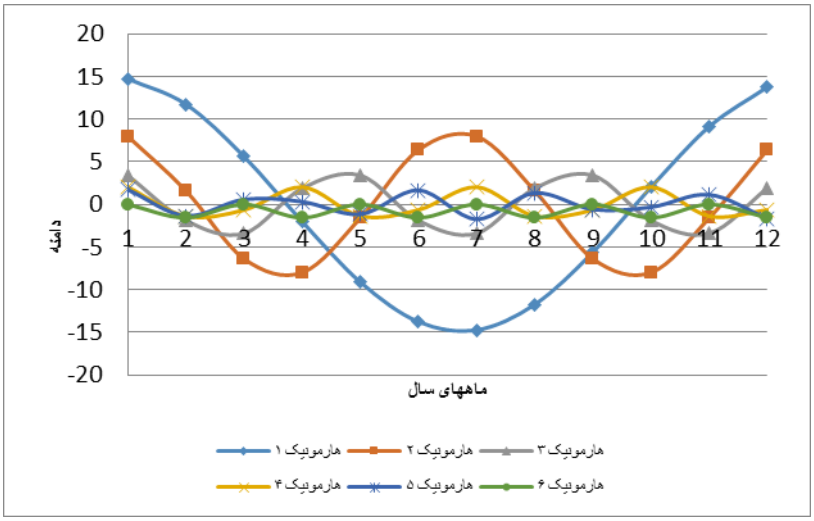
همساز	ai	bi	Ai	φi	ti	vi	PVRi	CPVRi
۱	/۷۵ ۱۳	۵/۶	/۸ ۱۴	۲۲	۰/۶	۱۱۰	/۶ ۶۹	۶۹/۶
۲	۶/۴	۵/۵	۸/۴	/۹ ۴۰	/۴۸ ۰	۳۵	۲۲	۹۲
۳	۱/۸	۳/۴	۳/۸	/۸ ۶۰	۰/۶	۷/۵	۴/۷	۹۶/۹
۴	/۶۵ -۰	۱/۹	۲	-۷۱	/۵۹ -۰	۲/۱	۱/۳	۹۸/۲
۵	۱/۶ -	/۵۸ ۰	۱/۷	-۱۹	۰/۱ -	۱/۵	۰/۹	۹۹/۲
۶	۱/۵ -	۰	۱/۵	۰	۰	۱/۲	۰/۷	۱۰۰

همانطور که ملاحظه می شود در ایستگاه های همدان(ایستگاه نمونه) برای توصیف تغییرات داده ها، همساز های اول و دوم کاملا کافی هستند. چون درصد تجمعی واریانس ها در این ایستگاه ۹۳درصد است .این

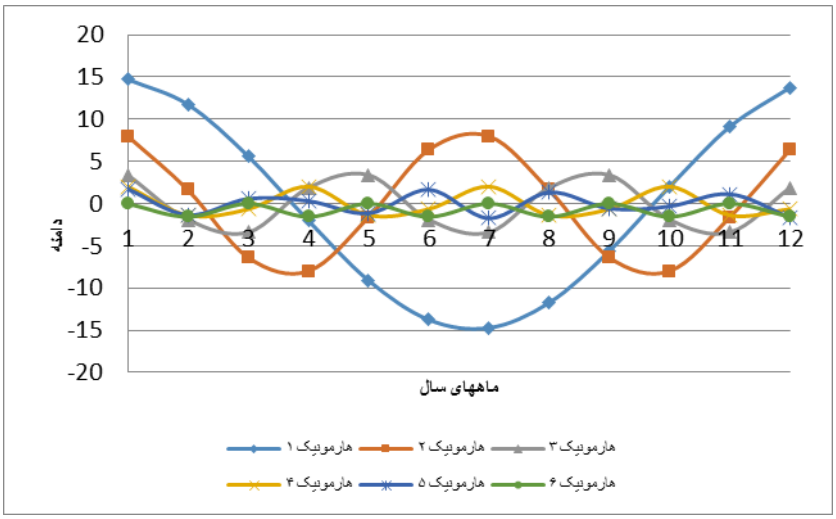
مساله نشان دهنده آن است که در ایستگاه های همدان انواع تغییرات سالانه - نیمه سالانه – ۴ ماهی و... در بارش برف این منطقه موثر می باشند اما باید توجه داشت که دو همساز اول و دوم موثرترند.شکل (۳-۲۴تا۳-۲۷) همساز های اول تا ششم را در ایستگاه های همدان برای سه دهه و کل دوره سی ساله نشان می دهد.



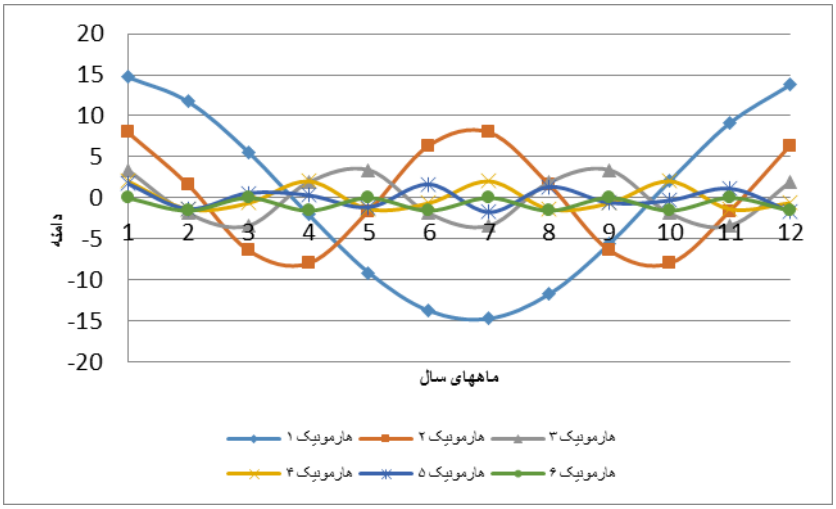
شکل ۳-۲۴:دامنه همساز های ایستگاه همدان در دوره سی ساله(۱۳۹۸-۱۳۶۹)



شکل ۳-۲۵:دامنه همساز های ایستگاه همدان در دهه اول(۱۳۷۹-۱۳۶۸)



شکل ۳-۲۶:دامنه همساز های ایستگاه همدان در دهه دوم(۱۳۸۹-۱۳۷۸)



شکل ۳-۲۷:دامنه همساز های ایستگاه همدان در دهه سوم(۱۳۹۸-۱۳۸۹)

اولین همساز: تحلیل همساز اول نشان دهنده یک چرخه یک ساله است. شکل های (۳-۲۴تا۳-۲۷) همساز های اول تا ششم را در ایستگاه های همدان نشان می دهد. اولین همساز در هر شکل توسط یک موج نشان داده شده است. بخشی از این موج، زیر محور x قرار دارد که این بخش نشان دهنده یک زمان بدون ریزش برف در ماههای گرم است. از این شکل ها به روشنی مشخص است که اولین همساز یک موج با دامنه بزرگ (بزرگترین دامنه) است که تمام دوره را پوشش می دهد. هر تغییر کوچکی نمی تواند با اولین همساز نشان داده شود.

- دومین همساز: دومین همساز نشان دهنده تغییرات زمانی و مکانی در طی دوره های نیمه سالانه است. همانطور که در شکل های (۳-۲۴تا۳-۲۷)نشان داده شده، دومین همساز شامل دو موج یا به عبارت دیگر شامل افزایش فراوانی است. بنابراین بارش برف نیمه سالانه یا فصلی مثل بارش های همرفتی ، می تواند به دومین همساز اشاره داشته باشد.

۳-۲-۱-۵-۲-آشکار سازی تغییرات ریزش برف در شهر همدان:

مقدار واریانس در سه دهه وکل دوره سی ساله در همساز اول حدود ۷۰ درصد است که بیانگر سهم هفتاد درصد برف منطقه از سیستم های برون مرزی وسینوپتیک است که خارج از مرزهای ایران در فصل زمستان تشکیل می شود و بر اقلیم منطقه اثر می گذارد (مانند توده های هوای قطبی –جبهه قطبی تاثیر رطوبت دریای مدیترانه توسط امواج کوتاه وبادهای غربی). مقدار واریانس همساز دوم در منطقه همدان قابل ملاحظه است ،مقدارآن ۲۲در صد می باشد و بیانگر تاثیر توپوگرافی و ویژگی های محلی نظیر ارتفاع الوند بر بارش برف منطقه است که با افزایش ارتفاع کاهش دما وصعود اجباری توده های هوا در فصل پاییز در دامنه الوند وتبدیل نزولات جوی به برف قابل توجیه است ونشان می دهد علت ریزش برف تا ۲۲ درصد مربوط به ارتفاع وتوپوگرافی شهر همدان است. در دهه سوم این مقدار بیشتر می گردد بطوریکه علت ۲۵ درصد بارش برف در دهه سوم عامل توپوگرافی و ارتفاع است وسهم سیستم های سینوپتیک وبزرگ مقیاس برون مرزی بطور نسبی کاهش می یابد این امر بیانگر تغییرات سیستم ها و رفتار آنها در منطقه وگرمتر شدن نسبی انواع توده های هوای وارد شده به منطقه است.

مقدار دامنه یا A نشان دهنده مقدار حداکثر بارش برف در همساز های مختلف است در دوره سی ساله در همساز اول مقدار حداکثر بارش برف حدود ۱۵ سانتی متر ودر همساز دوم حدود ۸/۴ سانتیمتر است اما در مقایسه دوره های مورد بررسی این مقدار در همساز اول دردهه اول ۱۸/۲ سانتیمتر است که در دهه سوم به ۱۱/۲ سانتیمتر کاهش می یابد در همساز دوم نیز مقدار آن از ۹/۸ در دهه اول به ۶/۸ سانتیمتر در دهه سوم می رسد. مقادیر دامنه در سه دهه و در سه همساز مورد مطالعه بیانگر کاهش چشمگیر برف در منطقه همدان است. مقدار tیا زاویه فاز زمان ریزش حداکثر بارش برف رانشان می دهد در دهه اول در همساز اول مقدار آن ۰/۵ است که نشانگر زمان اوج ریزش برف در اوایل ژانویه (اوایل دی ماه) است،اما همین مقدار در دهه سوم به ۰/۸۵ می رسد که براساس جدول ۱ بیانگر دیرترشدن زمان اوج ریزش برف به ده روز بعد یعنی دهه دوم دی ماه است .

این حرکت بطور مداوم از دهه اول تا سوم ادامه دارد در سالهای ۱۳۸۸-۱۳۷۸ زمان اوج ریزش برف چهار روز دیرتر و در دهه سوم بطور مشهود تا اواسط دی تغییر اوج ریزش برف ادامه می یابد. زمان ریزش در همساز دوم در دهه اول ۱۵ آذر تا ۱ دی ماه است. حال آنکه در دهه دوم و سوم این مقدار افزایش می یابد وزمان ریزش برف در همساز دوم به سمت زمستان تغییر زمان می دهد.

بطور کلی نتایج، ویژگی پنهان افزایش دما وکاهش ریزش برف را در داده ها نشان می دهد . باتوجه به اینکه استان همدان از لحاظ اقلیمی جزء مناطق سرد وکوهستانی کشور می باشد وپایداری محیط طبیعی در آن منوط به پایداری نسبی اقلیم است لذا به نظر می رسد جهت نیل به توسعه پایدار وآمایش سرزمین در این منطقه می بایستی در برنامه ریزی ومدیریت محیط زیست شهری ومنطقه ای تغییرات اقلیمی واز جمله تغییرات و کاهش ریزش برف در بلند مدت لحاظ گردد. جدول شماره ۳-۲۹ مقدار روزهای برفی را در ایستگاه های استان همدان نشان میدهد.

جدول ۳-۲۹: مقدار روزهای برفی را در ایستگاه های استان همدان

ردیف	نوع ایستگاه	شهرستان	میانگین روز برفی
1	سینوپتیک تکمیلی	همدان	10
2	سینوپتیک	نهاوند	14
3	سینوپتیک	ملایر	9
4	سینوپتیک تکمیلی	رزن	8
5	سینوپتیک	تویسرکان	12
6	سینوپتیک تکمیلی	اسد اباد	5
7	سینوپتیک	بهار	10
8	سینوپتیک	نوژه	12
9	سینوپتیک	فامنین	3

۳-۲-۱-۶-ریزگرد وگرد وغبار

امروزه محیط زیست به یکی از ارکان مهم زندگی بشر تبدیل شده است. گرد و غبار یکی از عوامل آلوده کننده محیط زیست می باشد . گرد و غبار بر اثر تجزیه مواد مختلف جامد به ذرات بسیار کوچک، تشکیل می‌شود که این ذرات معمولا مدتی در هوا شناور می‌مانند. گرد و غبار از نظر اندازه ممکن است قابل رویت با چشم باشد یا به صورت میکروسکوپی باشد.

وجود یا عدم وجود رطوبت در کنار هوای ناپایدار از مهم ترین شرایط ایجاد گرد و غبار می باشد. به طوری که اگر هوای ناپایدار رطوبت کافی داشته باشد، بارش و طوفان رعد و برق و اگر فاقد رطوبت باشد طوفان گرد و غبار ایجاد مینماید.(علیجانی،۱۳۷۲) فراوانی ذرات گرد وغبار در جو علاوه بر شدت ، سرعت باد و خشکی ذرات خاک به اندازه قطر ذرات نیز بستگی دارد. نوع و میزان پوشش گیاهی نیز در شدت وقوع گرد و غبار نقش مهمی ایفا می کنند.در واقع ایجاد گرد و غبار می تواند نوعی واکنش به تغییر پوشش گیاهی زمین باشد.کاهش قدرت دید یکی از ویژگی های اصلی سیستم های گرد و غباری می باشد که علاوه بر آثار ناخوشایند بهداشتی مثل مشکلات تنفسی و ریوی برای انسان و آلوده کردن محیط زیست انسانها ،اختلالاتی نیز در سیستم حمل و نقل زمینی و هوایی به وجود می آورد.(حسین زاده،۱۳۷۶) طبق مطالعات پزشکی گرد و غبار بر حسب جنس آن، اندازه ذرات و طول مدت استنشاق و عوامل دیگر ،ایجاد عوارض و بیماری‌های گوناگونی خواهد نمود. با توجه به آنکه گرد و غبار باعث بیماری‌های حرفه‌ای می‌شود یا خیر می‌توان آن را به دو دسته تقسیم کرد:

۱- گرد و غبارهای بی‌اثر که آمادگی برای سل و یا سایر عفونت‌ها ایجاد نمی‌کنند و به طور کلی ریه‌ها را مختل نمی‌کنند مانند پودر کربن کربنات‌های کلسیم و منیزیم سیمان گچ ذرات سمباده گرد و غبار آهن.

۲- گرد و غبارهای سمی که به بیماری‌های ریوی ناشی از گرد و غبار مانند سیلیکوز، آزبستوز، انتراکوز و... منجر می‌شود. این بیماری‌ها معمولا کشنده نیستند و ماه‌ها و سال‌ها و یا تا آخر عمر گریبانگیر فرد مبتلا می‌باشد و منجر به از کار افتادگی و علیل شدن شخص می‌گردد.(http://www.iums.ac.ir)

مطالعاتی که در ارتباط با فراوانی روزهای گرد و غبار کشور انجام گرفته است، نشان می دهد که چاله هـای مرکزی ایران بیشترین روزهای گرد و غباری را دارند.به طور مثال در منـاطق وزش بادهـای ۱۲۰ روزه در اسـتان سیستان و بلوچستان فراوانی وقوع روزهای گرد وغباری در سال به بیش از ۱۵۰ روز می رسد.در مناطق جنـوب غرب و غرب کشور که در مجاورت بیابانهای بزرگ می باشند،نیز فراوانی روزهای گـرد وغبـاری قابـل توجـه مـی باشد.میانگین روزهای گرد و غبار در این بخش از کشور حدود ۱۵ روز می باشدکه فراوانی وقوع آن در مردادمـاه بیشتر از ماههای دیگر می باشد.(علیجانی،۱۳۷۲)

فراوانی ذرات گردوغبار در جو علاوه بر شدت و سرعت باد، به اندازه قطر ذرات خاک نیز بستگی دارد. پوشش گیاهی ناکافی نیز در عرصه‌های بادخیز به افزایش وقوع گردوغبار می‌انجامد. از این رو ایجاد گردوغبار می‌تواند نوعی واکنش به تغییر پوشش گیاهی زمین باشد. این مورد را می‌توان به عنوان اثر فعالیت‌های انسانی شمرد.

در توفانهای گردوغبار، ذرات ریز خاک ممکن است در موقعیت‌هایی تا ارتفاعات چند کیلومتری بالای سطح زمین توزیع شوند. بادهای شدید و گردوغبار، مقدار زیادی خاک را از روی زمین‌های خشک و پوشیده از خاک و ماسه با خود بلند نموده، به حالت روان و شناور، هوا را تیره و تاریک می‌نمایند. رو به بالا مکیده شدن چنین هوای اشباع شده از مواد خاکی، ابری پدید می‌آورد که جلوی خورشید را هم می‌گیرد و یا آن را به صورت قرص گداخته و کمرنگ می‌نمایاند (همتی،۱۳۷۰).

توفان‌های گردوغبار روی کیفیت هوای نواحی پرجمعیت جهان مانند چین، کره، ژاپن وحتی روی چرخه گردوغبار دنیا مؤثر است. در بسیاری از موارد موجب تلف شدن جان انسان ها و اختلال در فعالیت‌های اقتصادی و اجتماعی می‌شوند (ناسادرج[۲۱] و همکاران، ۲۰۰۳). این توفان ها در سایر کشورهای آسیایی، آفریقایی و آمریکایی نیز موجب بروز خسارات مالی و جانی فراوان شده است (لین، ۲۰۰۲).

به دلیل قرار گیری ایران در کمربند خشک و نیمه خشک جهان، این کشور پیاپی دستخوش گردوغبار است. برآوردهای مقدماتی نشان می‌دهند که سالانه بیش از ۳۰ هزار تن رسوب حدود ۱۸۰۰۰ متر مکعب فقط به صورت ماسه‌های روان به ارگ یزد اضافه می‌شود و هر ساله مقداری در حدود ۱۲۰۰ تن غبار ۷۰۰۰ هکتار در سرزمین‌های اطراف بوشهر فرو می‌ریزد. خاطر نشان می‌سازد که ریزش این مقدار غبار روی مناطق مسکونی و صنعتی یزد علاوه بر مشکلات عدیده، اراضی کشاورزی را آسیب رسانده (اختصاصی،۱۳۷۵)، می‌تواند از عملکرد محصولات کشاورزی بکاهد.

۳-۲-۱-۶-۱- تحلیل سینوپتیک روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان

جهت بررسی سینوپتیکی روزهای همراه با گرد و غبار در این پـژوهش ۱۲۵ مـورد بـه عنـوان نمونـه انتخـاب گردید وبا روش PCA تحلیل گردیدند. ملاک انتخاب نمونه های موردی ایـن بـود کـه حـداقل در ۳ شهرسـتان

۲۱ - Natsagdorj, L.

استان همدان آن روز به عنوان روز همراه با گرد و غبار ثبت شده باشد. در این پژوهش ازداده‌های روزانه مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و تراز سطح دریا در تلاقی‌های ۲/۵ درجه از مجموعهٔ داده‌های بازسازی شده NCEP استفاده شد. محدودهٔ انتخاب شده به گونه‌ای است که تمامی سامانه‌های مؤثر بر روی منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد، این محدود شامل ۴۰۸ نقطه از عرض ۲۰ تا ۶۰ درجهٔ شمالی و ۲۰ تا ۸۰ درجه شرقی را کاملاً در بردارد.بعد از مشخص شدن و تعیین الگوها ،نقشه ترکیبی سطوح مختلف این الگوها از مرکز NCEP دریافت و تفسیر گردید.

تحلیل مولفه های مبنا روش آماری است که غالبا برای بررسی گروهی از متغیرهای همبسته مرتبط با یک یا چند حوزه به کار می روند.مهم ترین کاربرد روش مذکور را می توان در تجزیه و تحلیل نماگرهای چندگانه ،اندازه گیری و شناخت ساختارهای پیچیده ، شاخص سازی و کاهش داده ها جستجو نمود.این روش به خصوص در شرایطی که ابعاد داده ها و ترکیب ساختار آنها کاملا مشخص نیست مفید است.(مسعودیان ،۱۳۸۸).سالهاست که از روش مذکور در علوم مختلف استفاده های زیادی می شود. در اقلیم شناسی همدید بارش از تحلیل مولفه های مبنا زیاد استفاده شده است. نمونه های زیادی از کاربرد مؤلفه های مبنا در مطالعه آلودگی می توان نام برد .(دیویس و گای،۱۹۹۳) با استفاده همزمان از مؤلفه های مبنا و تحلیل خوشه ای اقلیم همدید جو بالا را مطالعه و تغییرات کیفیت هوای جنوبغرب ایالات متحده را معرفی کرده اند .(کومری، ۱۹۹۶) اقلیم همدید آلودگی هوای تمام فصول را با تکیه بر منطقه مرزی ایالات متحده و مکزیک مطالعه کرده است .مک گرگور و(بامزلیس ،۱۹۹۵) برای مطالعه آلودگی هوای بیرمنگام بریتانیا از مؤلفه مبنا و تحلیل خوشه ای استفاده کرده اند .(شاهگدانوا و همکاران ،۱۹۹۸) اقلیم همدید آلودگی هوای مسکو را معرفی کرده اند.(آویلا و آلارکون ،۱۹۹۹) نیر به همین روش شیمی بارش یک منطقه روستایی شمالشرق اسپانیا را بررسی کرده اند.(نقل از محدث،۱۳۸۹)

تحلیل داده های چندگانه از نقش اساسی در تحلیل اطلاعات برخوردار است.مجموعه داده های چندگانه،حالتها یا متغیرهای زیادی را برای هر مشاهده دربردارند.اگر در هر مجموعه داده n متغیر وجود داشته باشد،هر متغیر می تواند دارای چند بعد باشد.با توجه به اینکه اغلب درک و شهود فضای چند بعدی دشوار است،روش تحلیل مولفه های اصلی ابعاد کلیه مشاهدات را بر اساس شاخص ترکیبی و دسته بندی مشاهدات مشابه کاهش می دهد.روش فوق یکی از با ارزش ترین نتایج کاربرد جبرخطی است که به وفور در کلیه اشکال تحلیلی از علوم شبکه های عصبی تا نمودارهای کامپیوتری استفاده شده است،چرا که یک روش آسان و غیر پارامتریک برای استخراج اطلاعات مرتبط از یک مجموعه داده پیچیده می باشد.در این روش متغیرهای موجود در یک فضای چند حالته همبسته به یک مجموعه از مولفه های غیر همبسته خلاصه می شوند که هر یک از آنها ترکب خطی از متغیرهای اصلی می باشند.مولفه های غیر همبسته به دست آمده مولفه های اساسی(pc) نامیده می شوند که از بردارهای ویژه ماتریس کوواریانس یا ماتریس همبستگی متغیرهای اصلی به دست می آیند.به طور کلی کاربرد عمده روش تحلیل اجزای اساسی عبارت است از کاهش تعداد متغیرها و یافتن ساختار ارتباطی بین متغیرها که در حقیقت همان دسته بندی متغیرها است. (محدث،۱۳۸۹)

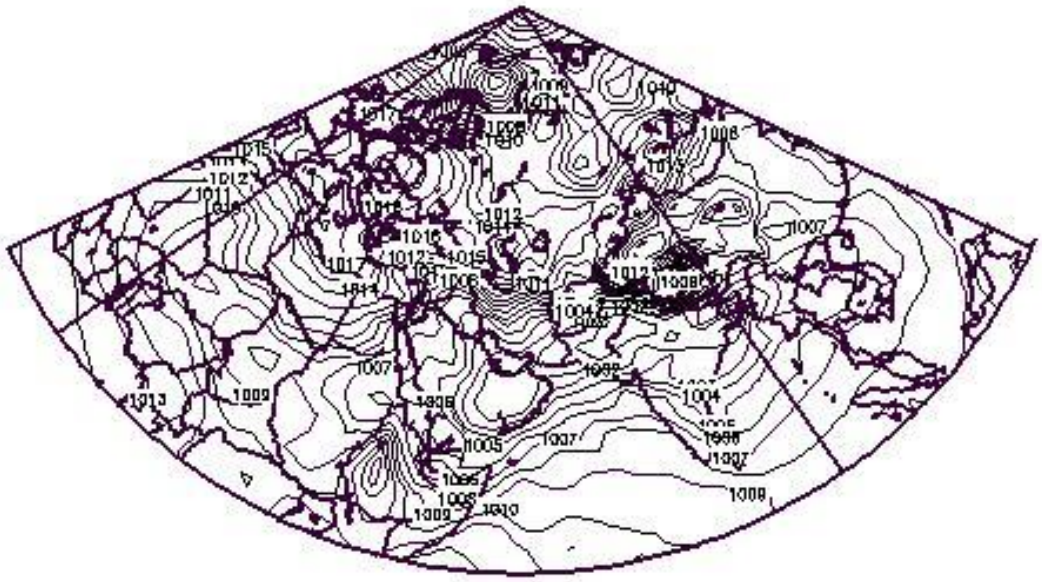
طبق نتایج نمونه های گرد و غباری منتخب در این پژوهش دارای ۳ الگوی کلی سینوپتیکی می باشند:

الف- الگوی نوع اول

۶۲ مورد از نمونه های منتخب دارای الگوی نوع اول می باشند. از بین ایـن ۶۲ مـورد ۳ مـورد در مـاه آوریل،۱۰ مورد در ماه آگوست، ۲ مورد در ماه سپتامبر،۵ مورد در ماه می ،۲ مورد در ماه مـارس، ۱۴ مـورد درماه جون،۲ مورد در ماه فوریه و ۲۴ مورد در ماه جولای اتفاق افتاده اند.

۱- الگوی تراز سطح دریا

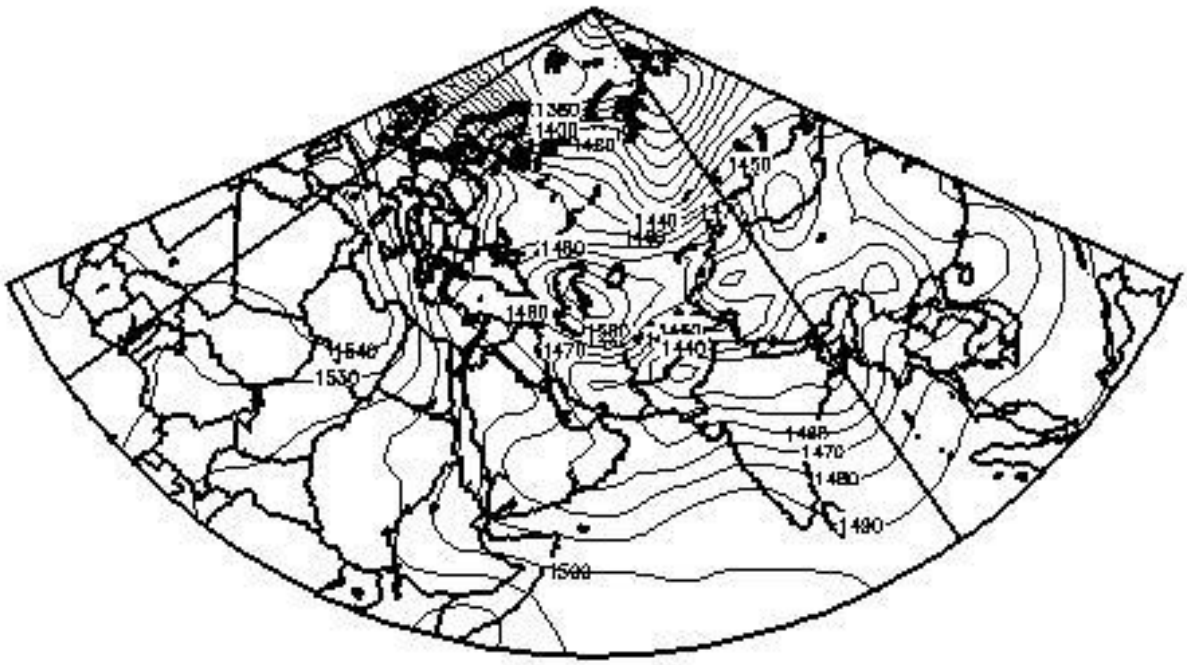
مهم ترین مشخصه این الگو وجود مرکزکم فشار بسته با فشار مرکزی ۱۰۰۲ هکتوپاسکال بر روی شـبه جزیره عربستان می باشد که زبانه های آن جنوب غرب و غرب ایران را فـرا گرفتـه است.شـمال غـرب ایـران تحت نفوذ زبانه پرفشار مستقر بر روی اروپا می باشد.شکل شماره(۳-۲۸)



شکل شماره (۳-۲۸): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز سطح دریا روزهای همراه با گرد و غبار دراستان همدان (الگوی نوع اول)

۲- الگوی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

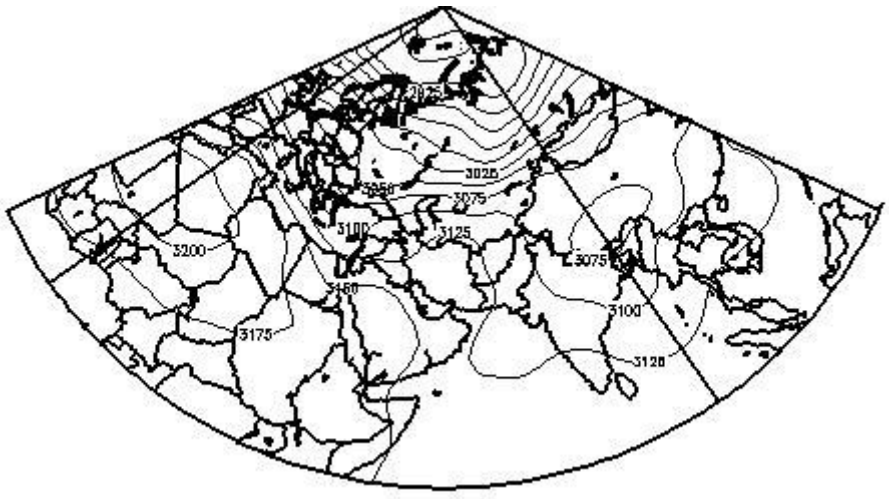
در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال ما شاهد حضور زبانه ای کم ارتفاع از سمت شرق بر روی ایران هستیم که منطقه مورد مطالعه را نیز در برگرفته است.فعال ترین سامانه در این تراز همین سامانه کم ارتفاع می باشد.انتهای غربی زبانه این کم ارتفاع در جهت شمال غربی تا مدیترانه امتداد می یابد.این کم ارتفاع همان کم ارتفاع ایران و پاکستان می باشد. از سمت جنوب باختری یعنی پهنه خشک بیابان های آفریقا زبانه و مرکز پر ارتفاع تا نزدیکی آبراه سوئز کشیده شده است. پیشانی سامانه کم ارتفاع شرقی و پرارتفاع جنوب غربی در نزدیکی منطقه مورد مطالعه به هم نزدیک شده است.این آرایش قاعدتا انتقال جریان های هوا را از سمت بیابان های عربستان به مناطق غربی و جنوب غربی ایران از جمله استان همدان را موجب می شود. شکل شماره (۳-۲۹)الگوی نوع اول تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان میدهد.



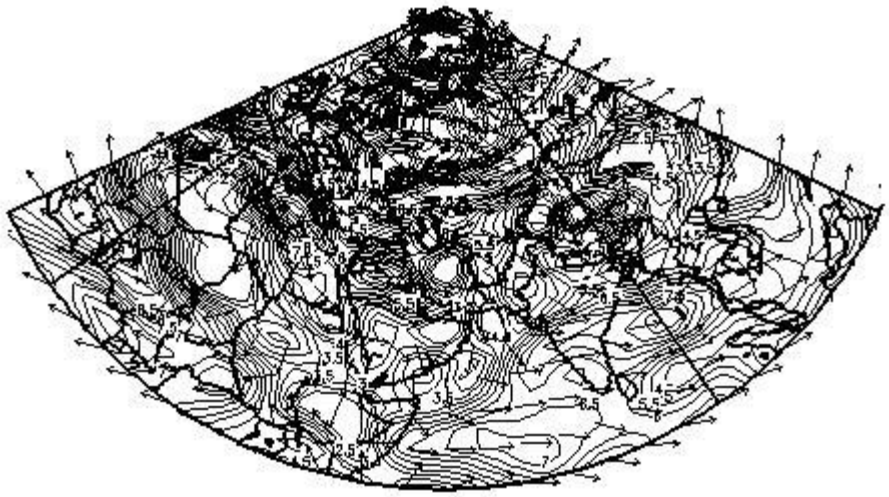
شکل شماره (۳-۲۹): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع اول)

۳- الگوی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال زبانه مرکز کم ارتفاع از سمت شمال غرب و زبانه مرکز پر ارتفاع از سمت جنوب غربی وارد ایران شده ونوار غربی ایران از جمله استان همدان حایل بین این دو سامانه میباشد. جریان غربی و جنوب غربی در غرب و جنوب غرب ایران و منطقه مورد مطالعه حاکم است شکل شماره (۳-۳۰)الگوی نوع اول تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شکل شماره (۳-۳۱) جهت باد درتراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان می دهد.



شکل شماره (۳-۳۰): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع اول)

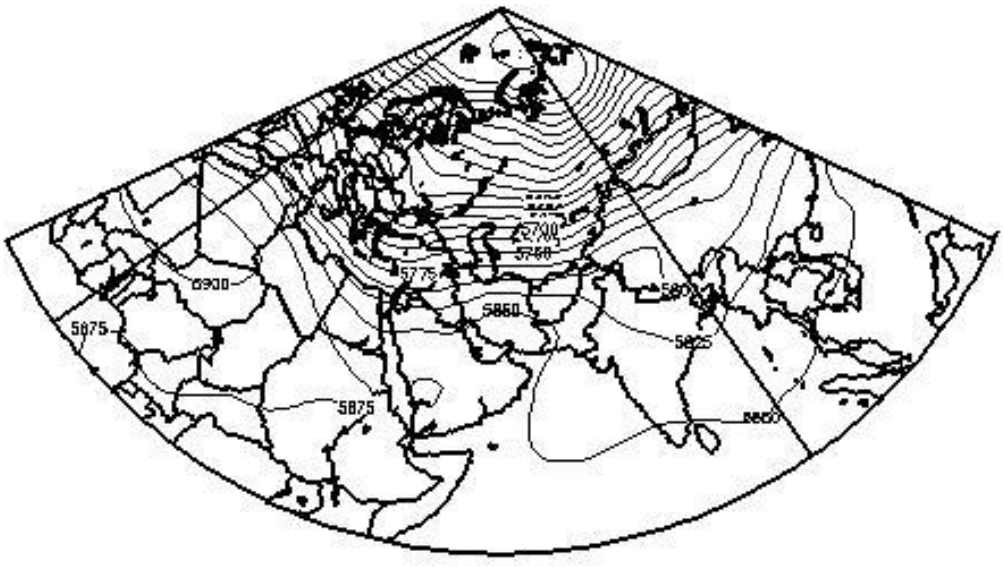


شکل شماره (۳-۳۱): الگوی جریان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع اول)

۴- الگوی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در الگوی این تراز زبانه مرکز پرارتفاع جنب حاره ای از سمت جنوب و جنـوب غـرب وارد ایـران شـده است. شاخه جنوبی ترافی که ناشی از مرکز کم ارتفاع عرضهای شمالی می باشـد، ناپایـداری را بـرای هـوای بیابان های شمال آفریقا،عراق ،سوریه،غرب ایران و...به همراه آورده است.شکل شماره(۳-۳۲)

الگوی نوع اول تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان میدهد.



شکل (۳-۳۲): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع اول)

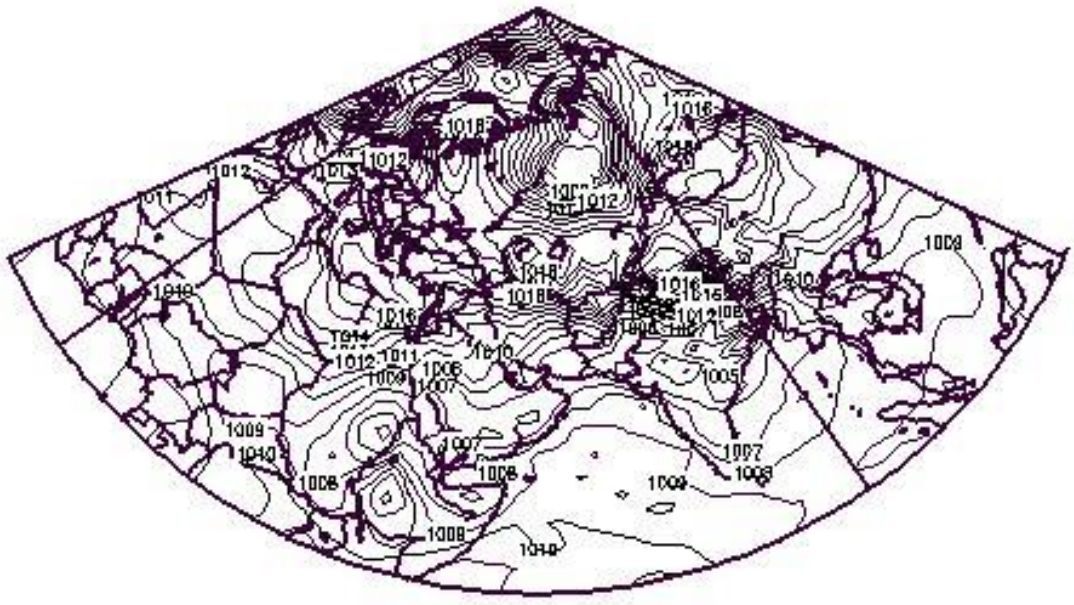
ب- الگوی نوع دوم

۱۷ مورد از نمونه های منتخب دارای الگوی نوع دوم می باشند. از بین این ۴۶ مورد ۵ مورد در ماه آوریل،۱ مورد در ماه آگوست، ۱ مورد در ماه فوریه،۳ مورد در ماه مارس، ۶ مورد درماه می، و۱مورد در ماه نوامبر اتفاق افتاده اند.

۱- تراز سطح دریا

در الگوی این تراز کمربند کم فشار جنوب مدار ۴۰ درجه شمالی را پوشش داده است.چندین مرکز کم فشار درشرق ایران بر روی پاکستان و هند وهمچنین برروی شبه جزیره عربستان وبیابان های شمال آفریقا مستقر می باشند که با گسترش خود بر روی ایران ،استان همدان را تحت نفوذ خود قرار داده اند.

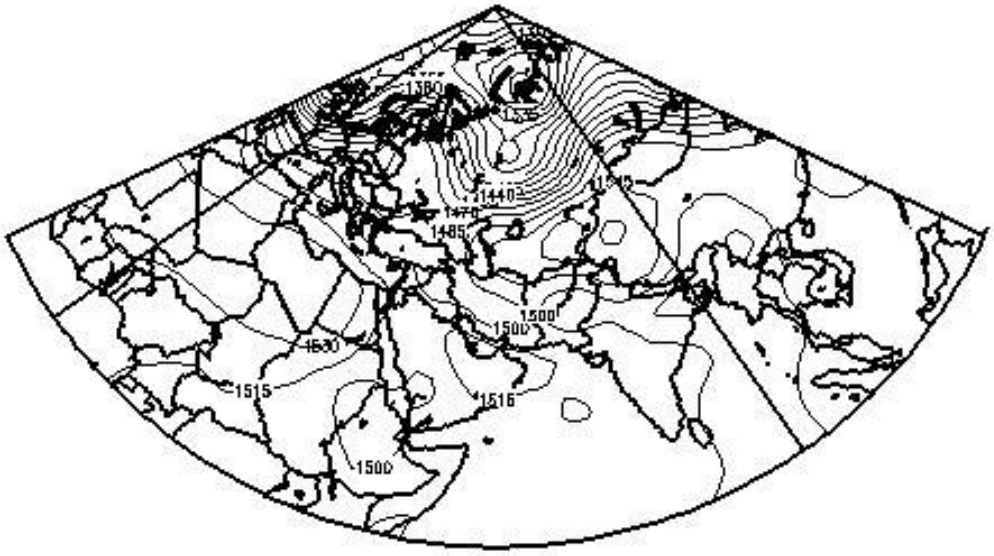
شکل شماره(۳-۳۳)الگوی نوع دوم تراز سطح دریا روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان میدهد.



شکل شماره (۳-۳۳): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز سطح دریا روزهای همراه با گرد و غبار دراستان همدان (الگوی نوع دوم)

۲- الگوی تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی این تراز ما شاهد حضور زبانه ی کم ارتفاعی از سمت شرق وشمال شرق بر روی ایران هستیم که منطقه مورد مطالعه را نیز در برگرفته است.از سوی دیگر هسته پرارتفاعی بر روی شبه جزیره عربستان و عمان بسته شده که زبانه این پرارتفاع با حرکت شمال شرقی خود از سمت جنوب غرب وارد ایران شده است.دراین الگو منطقه مورد مطالعه در این پژوهش حایل بین زبانه های کم ارتفاع شرقی و پرارتفاع غربی می باشد که همین آرایش انتقال جریان هوا را از سمت بیابان عربستان به ایران ومنطقه مورد مطالعه را توجیه می کند. شکل شماره (۳-۳۴)الگوی نوع دوم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان میدهد.

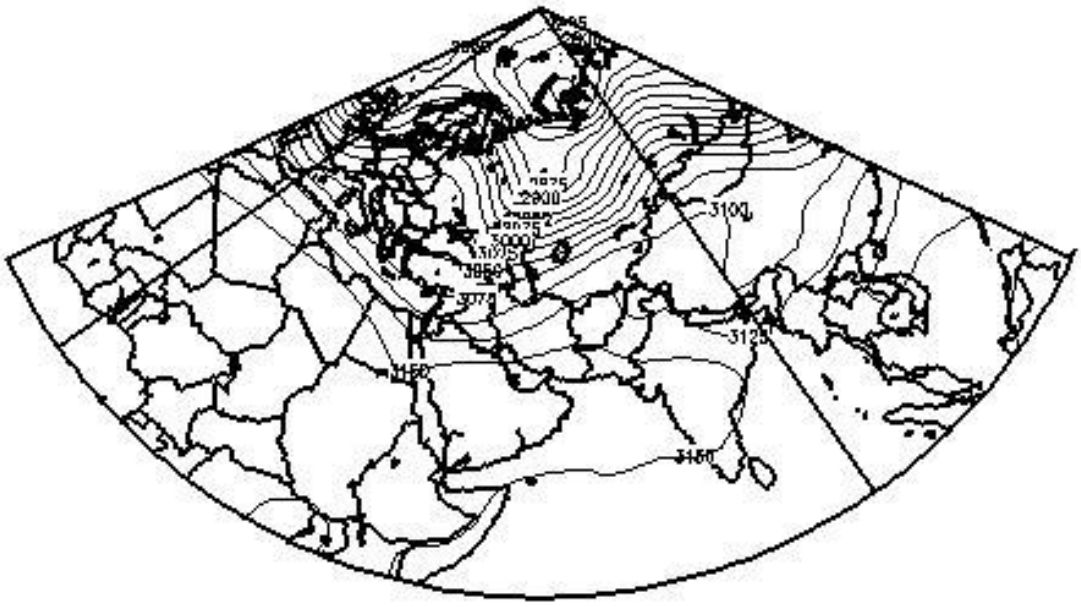


شکل شماره (۳-۳۴: الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز۸۵۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع دوم)

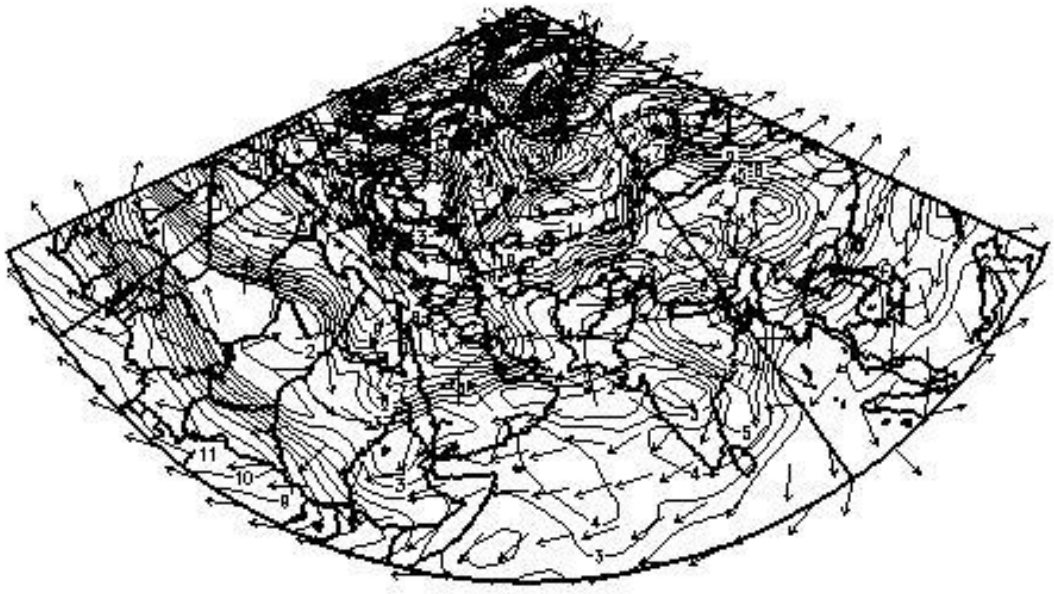
۳- الگوی تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال زبانه های مرکز کم ارتفاعی که تقزیبا در عرض ۹۰ درجه بسته شده است تا روی دریای سرخ کشیده شده است ونوار غربی ایران از جمله همدان را متاثر کرده است. زبانه مرکز پر ارتفاع بیابان های شمال آفریقا، تمام شبه جزیره عربستان ونوار جنوبی ایران را فرا گرفته و تا کشور هندوستان

پیشروی نموده است. جریان غربی و جنوب غربی در غرب ایران و منطقه مورد مطالعه حاکم است. شکل شماره (۳-۳۵)الگوی نوع دوم تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شکل شماره (۳-۳۶) جهت باد درتراز ۷۰۰ هکتوپاسکال الگوی نوع دوم روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان می دهد.



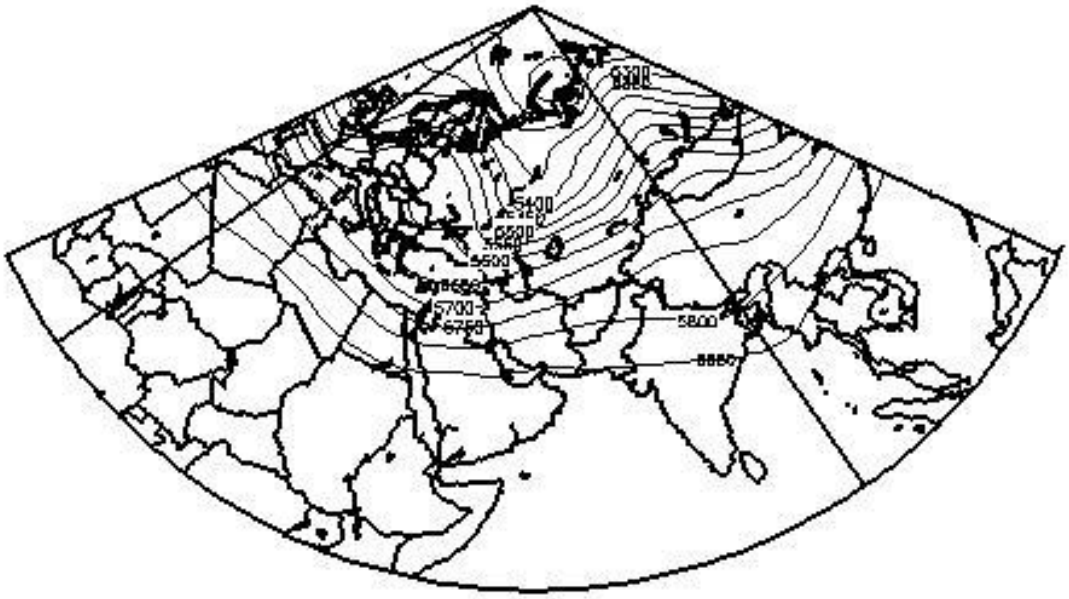
شکل شماره (۳-۳۵): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز۷۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع دوم)



شکل شماره (۳-۳۶): الگوی جریان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع دوم)

۴- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

در الگوی این تراز ناوه ناشی از مرکز کم ارتفاعی که تقریبا در عرض ۶۰ درجه شمالی بسته شده است تا روی دریای سرخ امتداد پیدا کرده است که ناپایداری برای این مناطق را به همراه دارد.نوار غربی ایران تحت تایر منطقه همگرایی و شرقی این ناوه قرار گرفته است.هم ارتفاع ۵۷۴۰ ژ.پ.م از منطقه مورد مطالعه عبور می کند. شکل شماره (۳-۳۷) الگوی نوع دوم تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان می دهد.



شکل (۳-۳۷): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع دوم)

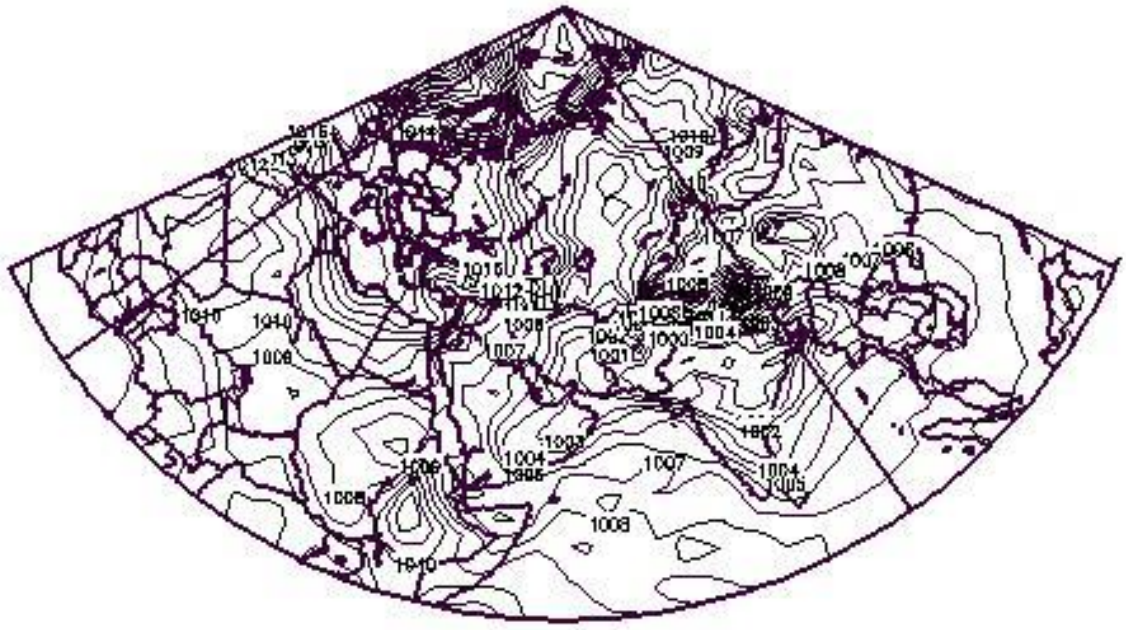
ج- الگوی نوع سوم

۴۶ مورد از نمونه های منتخب دارای الگوی نوع سوم مـی باشـند. از بـین ایـن ۱۷ مـورد ۱۳ مـورد در مـاه جون،۲مورد در ماه مارس،۳ مورد در ماه آوریل،۱۰ مورد در ماه جولای،۱۱ مورد درماه می، ۵ مورد در ماه آگوست و ۲ مورد در ماه سپتامبراتفاق افتاده اند.

۱- تراز سطح دریا

در الگوی این تراز مرکز پرفشار آزور تقویت شده و زبانه های آن اروپا و شمال غرب ایران را تحت نفوذ خود دارد.کمربند کم فشار جنوب مدار ۳۵ درجه شمالی را پوشش داده است.منطقه مورد مطالعه تحت تاثیر زبانه کم فشار قرار دارد.

شکل شماره (۳-۳۸) الگوی نوع سوم تراز سطح دریا روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان می دهد.

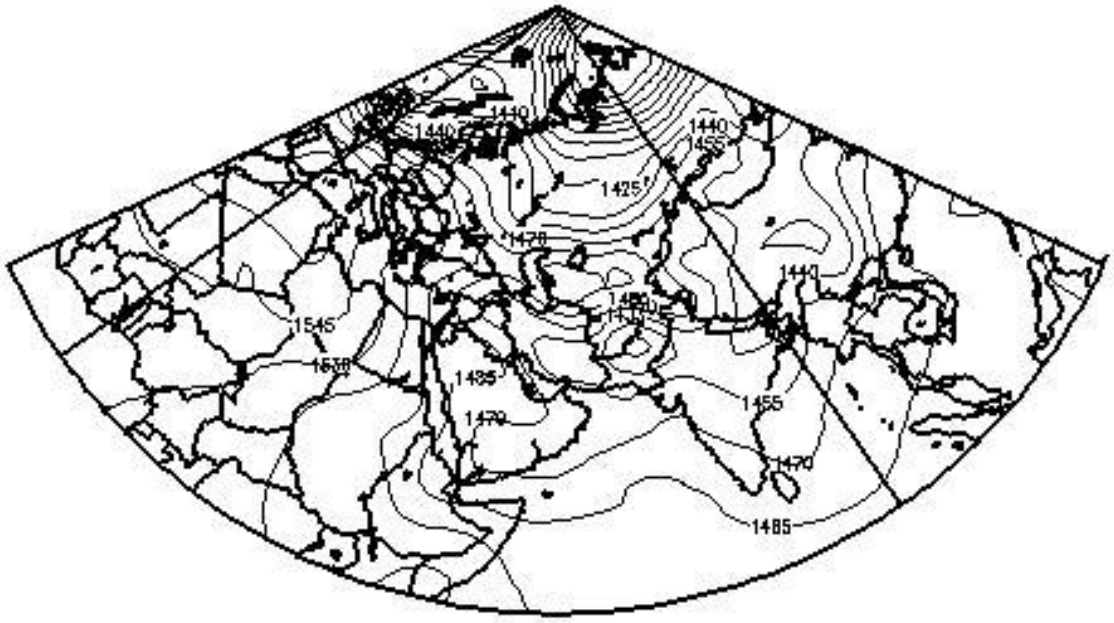


شکل (۳-۳۸): الگوی سینوپتیکی ترازسطح دریا روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان(الگوی نوع سوم)

۲- تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال

در الگوی این تراز زبانه مرکز کم ارتفاعی که در شرق ایران بر روی کشور پاکستان بسته شده است سراسر ایران را فرا گرفته است.زبانه های این کم ارتفاع تا روی شبه جزیره عربستان و شرق دریای سرخ نفوذ کرده است.از سمت غرب کانون پرارتفاع که می تواند فرعی از آزور باشد گسترش زیادی داشته و قسمتهایی از اروپا،بیابان های شمال آفریقا ومدیترانه را متاثر کرده است و زبانه آن تا روی دریای سرخ نفوذ نموده است.همین آرایش باعث اختلاف فشار و انتقال جریان هوا از روی بیابان های عربستان و شمال آفریقا به ایران ومنطقه مورد مطالعه شده است.

شکل شماره (۳-۳۹) الگوی نوع سوم تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان می دهد.

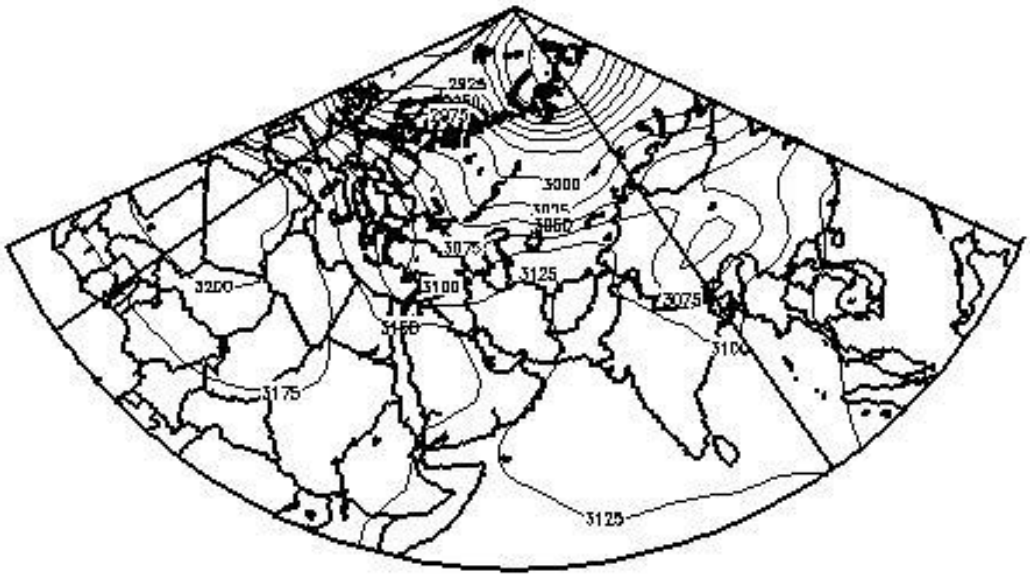


شکل (۳-۳۹): الگوی سینوپتیکی حاکم درتراز ۸۵۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار استان همدان (الگوی نوع سوم)

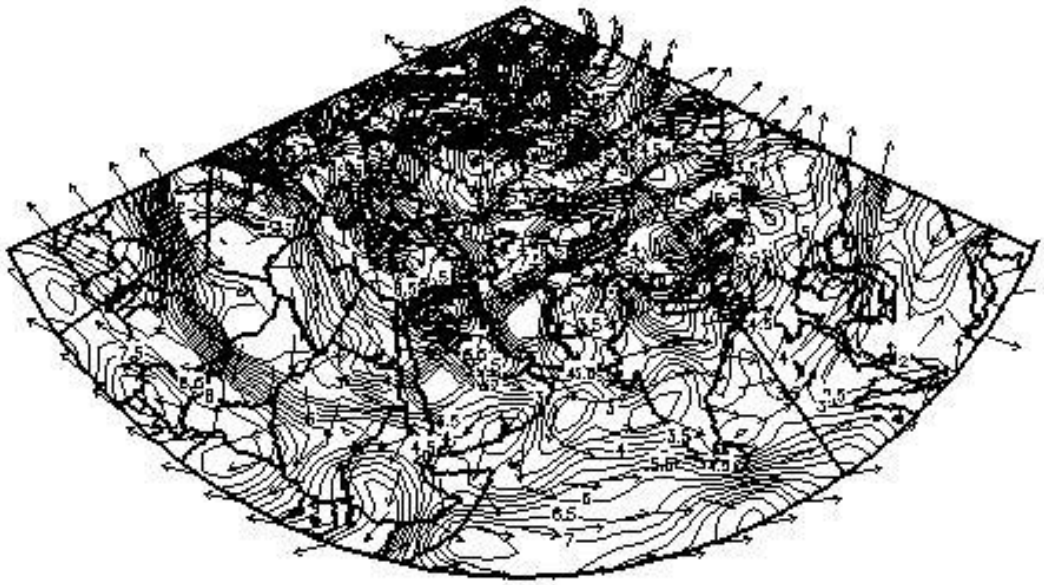
۳- تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال

در الگوی این تراز شاخه جنوبی تراف ناشی از مرکز کم ارتفاعی که در عرض تقریبا ۸۵ درجه بسته شده است تا شمال دریای سرخ نفوذ نموده است.مرکز پرارتفاع جنب حاره ای از سمت جنوب باختری بر روی شمال آفریقا،دریای سرخ و شبه جزیره عربستان نفوذ نموده و تا شمال شرق ایران پیشروی نموده است.در این الگو جریان غربی و جنوب غربی در منطقه مورد مطالعه حاکم می باشد این آرایش اختلاف فشار و انتقال هوا از روی بیابان های آفریقا و عربستان به ایران و همدان را توجیه میکند.

شکل شماره (۳-۴۰)الگوی نوع دوم تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و شکل شماره (۳-۴۱) جهت باد درتراز ۷۰۰ هکتوپاسکال الگوی نوع سوم روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان می دهد.



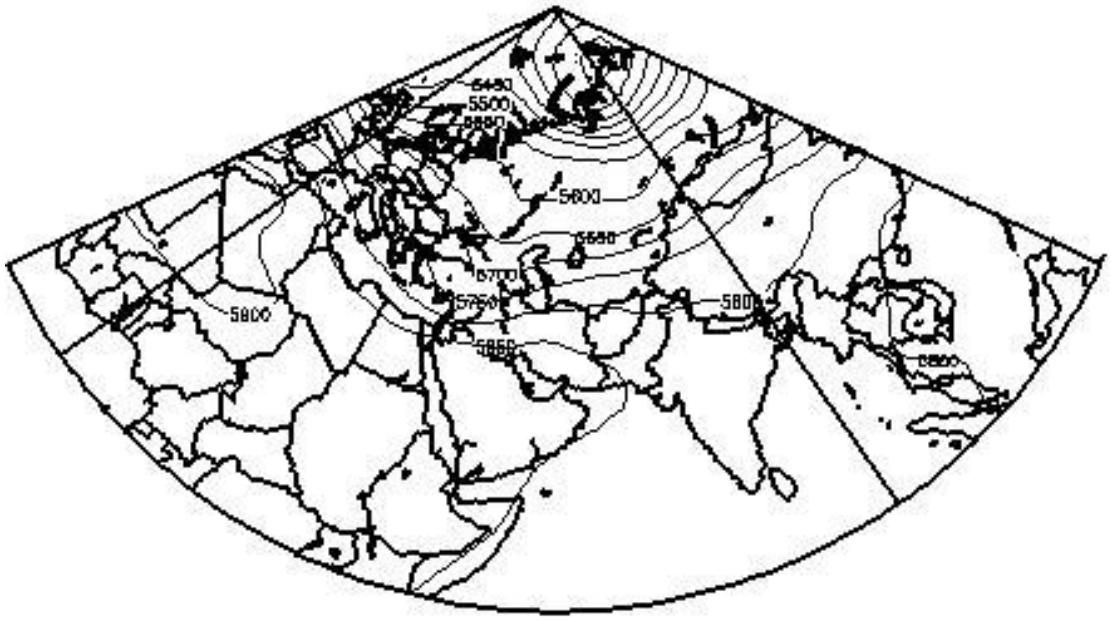
شکل شماره (۳-۴۰): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع سوم)



شکل شماره (۳-۴۱): الگوی جریان باد تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع سوم)

۴- تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

مرکز کم ارتفاع موجود در عرض ۸۵ درجه شمالی و طولهای ۴۰-۳۰ درجه شرقی ناوه ای مورب تا مدار ۳۵ درجه ایجاد کرده است.مرکز پرارتفاع جنب حاره ای با منحنی ۵۸۶۰ ژ.پ.م در عرض ۲۵-۲۰ درجه شمالی و طول ۴۰-۲۰ درجه شرقی بسته شده است و با حرکت شمال شرقی خود تا جنوب و جنوب غرب ایران پیش آمده است. شکل شماره (۳-۴۲) الگوی نوع سوم تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان را نشان می دهد.



شکل شماره (۳-۴۲): الگوی سینوپتیکی حاکم در تراز۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با گرد و غبار در استان همدان (الگوی نوع سوم)

۳-۲-۱-۶-۲- مناطق خیزش غبار

طوفان های گرد و خاک در سطح وسیعی در شمال قاره افریقا روی می دهند و قادرند این ذرات را تا مناطق دور دست انتقال دهند، لذا برای تشخیص آنها تصاویر ماهواره ای با پوشش زیاد و قابلیت تکرار مورد نیاز است. ماهواره های AQUA , TERRA مجهز به سنجنده های ویژه اندازه گیری و رد یابی مسیر غبارات و ذرات حاصل از آتش سوزی جنگل ها و خاکستر آتشفشانی در تروپسفر می باشند. این دو ماهواره بخشی از سیستم دیدبانی جهانی ناسا هستند که مدار حرکت جنب قطبی دارند و در هر روز یکبار کل پوشش زمین را اسکن نموده و به فاصله نیم ساعت عکسهایی به ایستگاه های گیرنده زمینی ارسال می نمایند. ماهواره TERRAهر روز صبح و ماهواره AQUA هر روز بعد از ظهر از روی خط استوا عبور می نماید.

با بررسی های به عمل آمده و دریافت تصاویر ماهواره ای مشخص شده که منشا غبارات وارد شده به جو ایران در رتبه نخست کشورهای عربستان، عراق و سوریه در رتبه دوم امارات متحده عربی، قطر، کویت، ایران و برخی از کشورهای شمال آفریقا ، مناطق بین النهرین وتالاب هور العظیم در عراق را عامل اصلی و منشاء

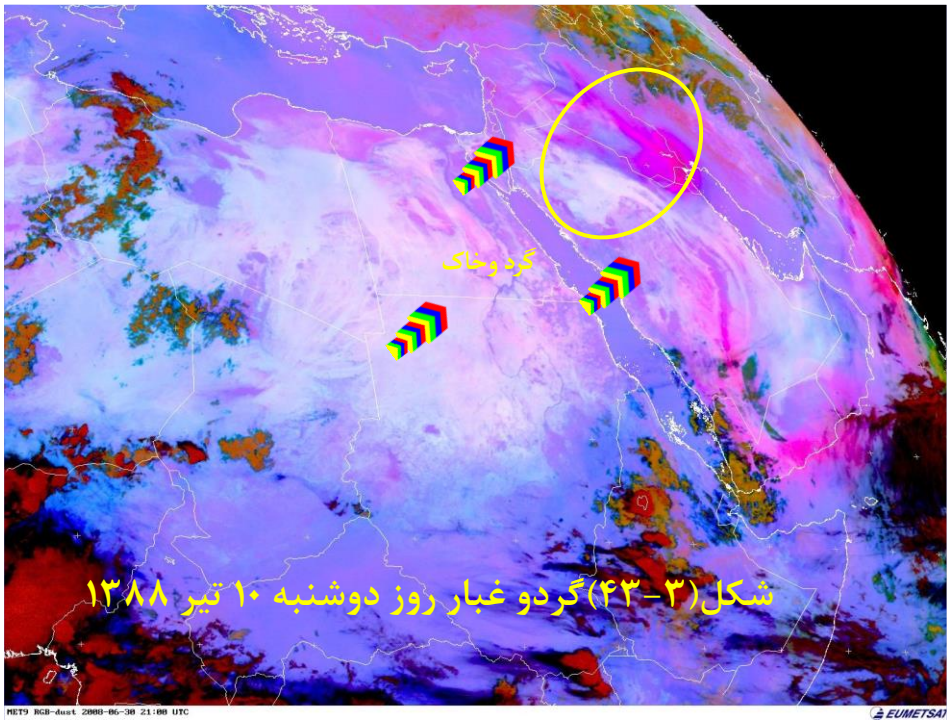
طوفانهای گرد و غبار معرفی کرده و تعدادی دیگر نواحی ربع الخالی (بیابان بزرگ عربستان) را منشاء این طوفانها قلمداد می کنند وسایر اراضی خشک و بدون پوشش گیاهی مناطق اطراف خلیج فارس و دریای عرب را بعنوان منبع اصلی تولید ذرات گرد و غبار از نظر دور داشت.(خسروشاهی،۱۳۸۸)

الف- مطالعه موردی گرد وغبار ۱۸- ۱۲ تیر ماه سال ۱۳۸۸

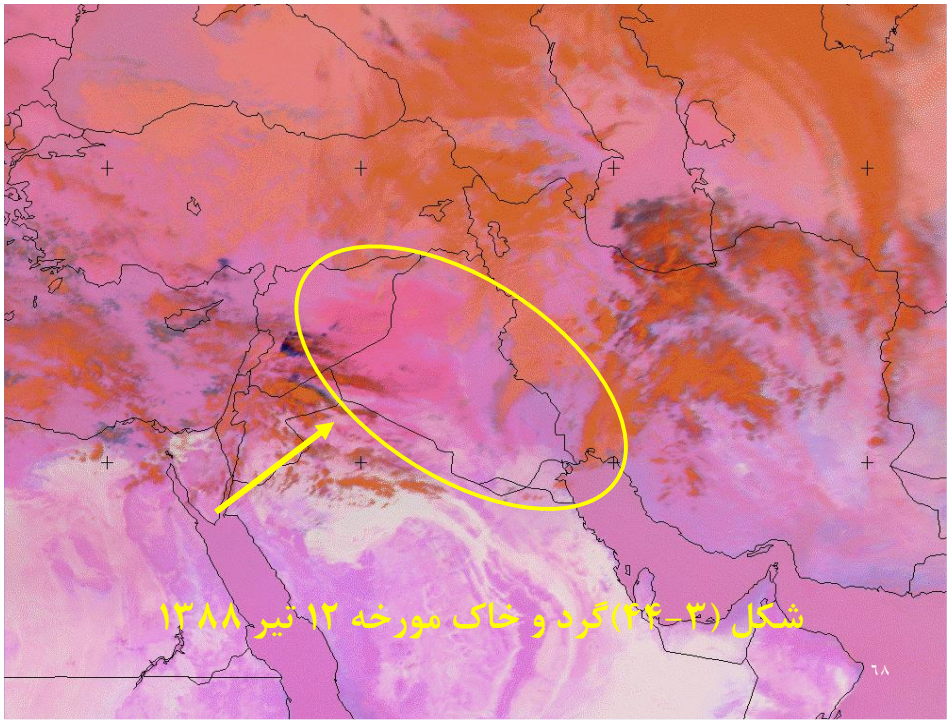
درسال ۱۳۸۸شدید ترین توفان گرد و خاک در روز های ۱۲ تا ۱۸ تیرماه در استان های واقع در جنوب غرب وغرب کشور و حتی تعدادی از استان های شمال غرب و شمال اتفاق افتاد. در روز ۱۴ تیرماه ۱۳۸۸ دید افقی در ایستگاه سینوپتیک همدان به ۱۰۰ متر رسید.

ب-تصاویر ماهواره هواشناسی از رهگیری گردوغبارروزهای ۱۰ و۱۲ تیرماه ۱۳۸۸

شکل (۳-۴۳) تصویر مربوط به روز ۱۰ تیر وشکل (۳-۴۴) تصویر مربوط به روز۱۲ تیر ۱۳۸۸ را نشان می دهند. این تصاویر عبور ذرات خاک از روی دریای سرخ، سیاه، مدیترانه و عبور از کشورهای ترکیه، عراق، سوریه و عربستان به سمت ایران را نشان می دهند که به دلیل افت سرعت باد در این مناطق بیشتر غبارات روی بخش های جنوب ، جنوب غرب ، غرب و مرکز ایران فرونشست می نماید.



شکل(۳-۴۳)گردو غبار روز دوشنبه ۱۰ تیر ۱۳۸۸



شکل (۳-۴۴)گرد و خاک مورخه ۱۲ تیر ۱۳۸۸

جدول ۳-۳۰ تعداد روزهای گرد وخاک استان همدان را نشان میدهد.

ردیف	نوع ایستگاه	شهرستان	ریزگرد ها	بهار	تابستان	پاییز	زمستان
1	سینوپتیک تکمیلی	همدان	25	12	8	2	3
2	سینوپتیک	نهاوند	15	8	5	1	2
3	سینوپتیک	ملایر	18	10	4	1	3
4	سینوپتیک تکمیلی	رزن	14	8	4	1	2
5	سینوپتیک	تویسرکان	27	14	8	2	3
6	سینوپتیک تکمیلی	اسد اباد	21	13	4	2	2
7	سینوپتیک	بهار	25	12	8	2	3
8	سینوپتیک	نوژه	25	12	8	2	3
9	سینوپتیک	فامنین	28	7	15	5	1

جدول ۳-۳۰ :تعداد روزهای گرد وخاک استان همدان

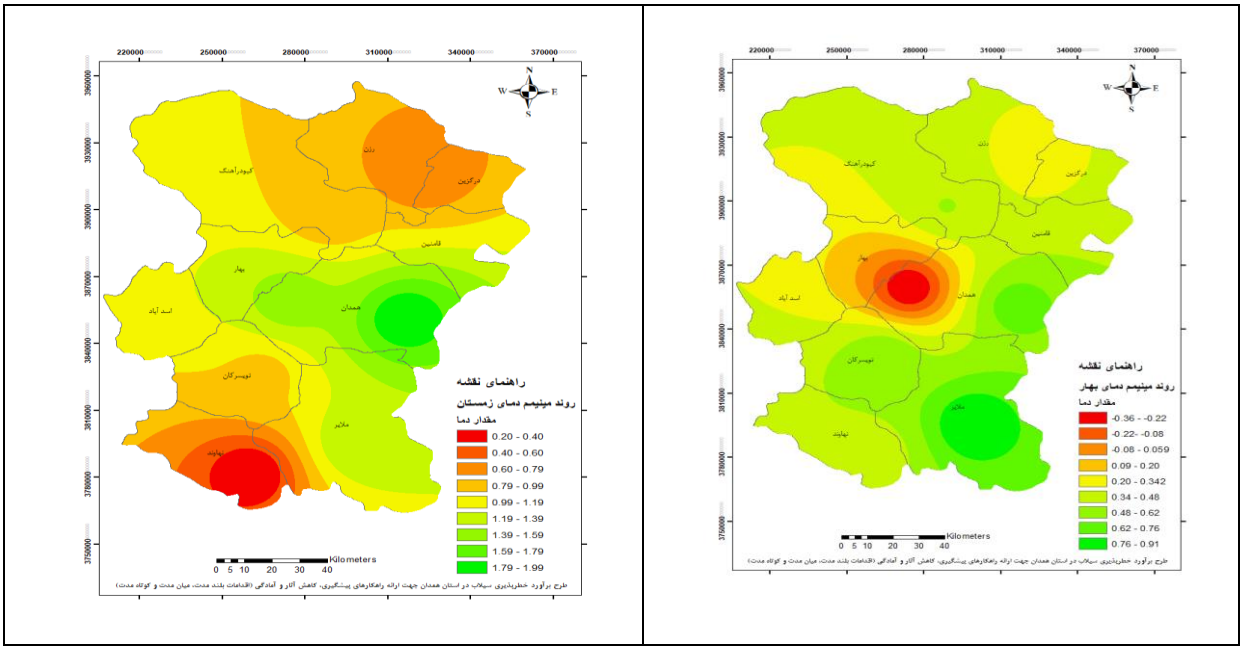
۳-۲-۱-۷-تغییرات اقلیمی :

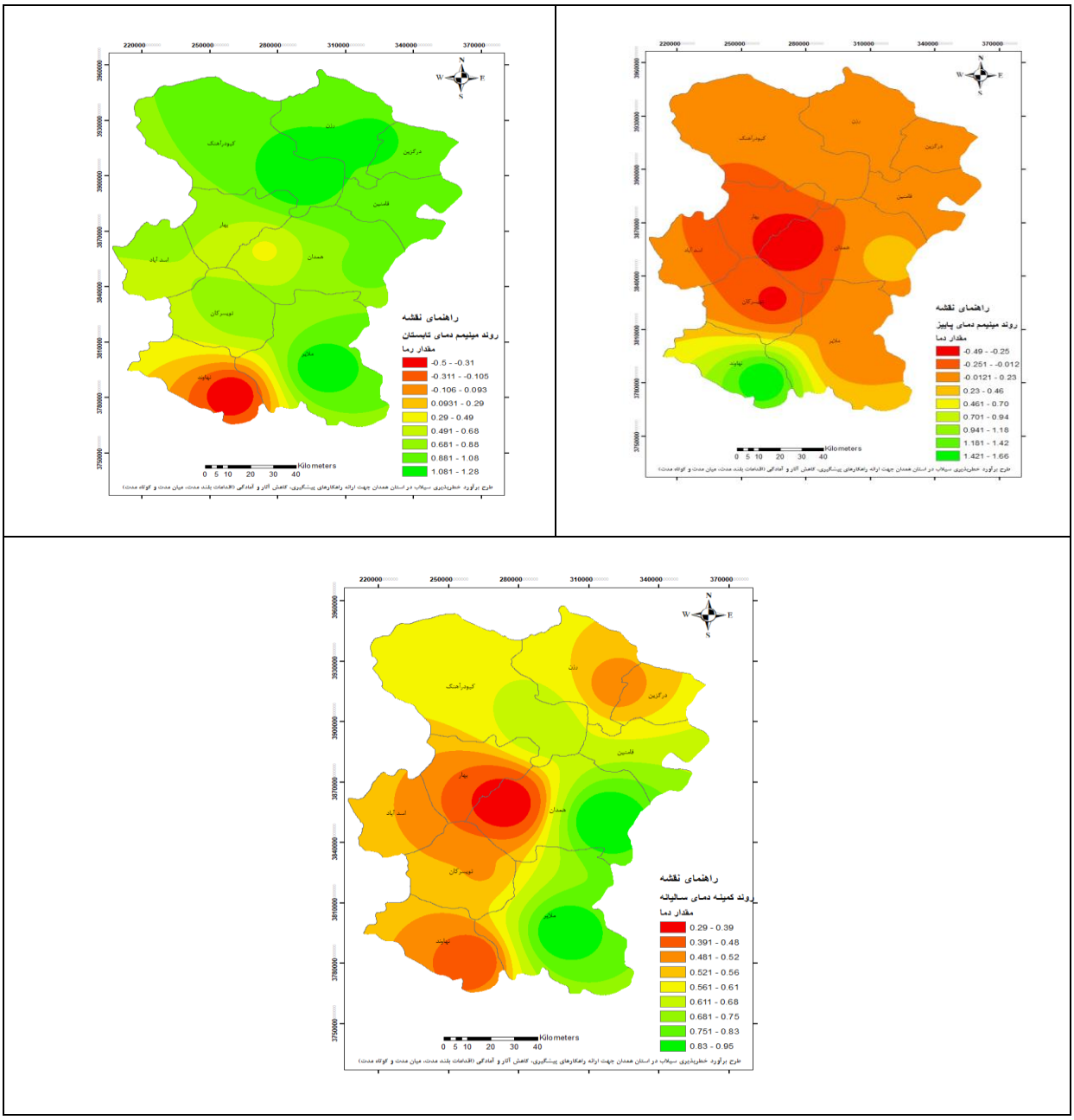
الف-بررسی تغییرات اقلیمی و روند حداقل دما (کمینه دما) سالانه و فصلی در شهرستان‌های استان همدان

در نقشه حداقل دمای بهار شکل (۳-۴۵) در مناطقی محدودی از مرکز است (غرب شهرستان همدان و شرق شهرستان بهار) روند حداقل دما کاهشی است. اما سایر مناطق است (شهرستان ملایر، تویسرکان، نهاوند، اسدآباد، فامنین و درگزین، رزن و کبودرآهنگ) روند افزایشی وجود دارد. بیشترین روند افزایشی در مناطق شرق و جنوب شرق استان ملاحظه می‌گردد. در فصل تابستان در روند حداقل دما در طول دوره موردمطالعه در اکثر مناطق استان روند افزایشی ملاحظه می‌گردد فقط در مناطقی از جنوب غرب استان بدون روند یا روند کاهشی نامحسوس وجود دارد بیشترین روند افزایشی در شهرستان‌های رزن و کبودرآهنگ ملاحظه می‌گردد. در فصل پاییز اکثر مناطق استان بدون روند یا روند کاهشی نامحسوس ملاحظه می‌گردد فقط جنوب غرب است (شهرستان نهاوند) حداقل فصل بهار روند افزایش دارد.

در فصل زمستان حداقل دما در تمامی مناطق و شهرستان‌های استان روند افزایش دارد به عبارتی دمای زیر صفر و یخبندان در استان رو به کاهش است این مقدار کمتر در مناطق جنوب غرب و بیشتر در (شهرستان‌های همدان و بهار) دیده می‌شود.

در نقشه مقدار روند حداقل دمای سالیانه نیز در کل استان روند افزایشی ملاحظه می‌گردد که بیشتر در شرق استان و در شرق شهرستان‌های ملایر و همدان ملاحظه می‌گردد.





شکل ۳۰-۴۵: نقشه روند تغییرات حداقل دما در استان همدان در دو دهه اخیر ۲۰۱۷-۲۰۰۰

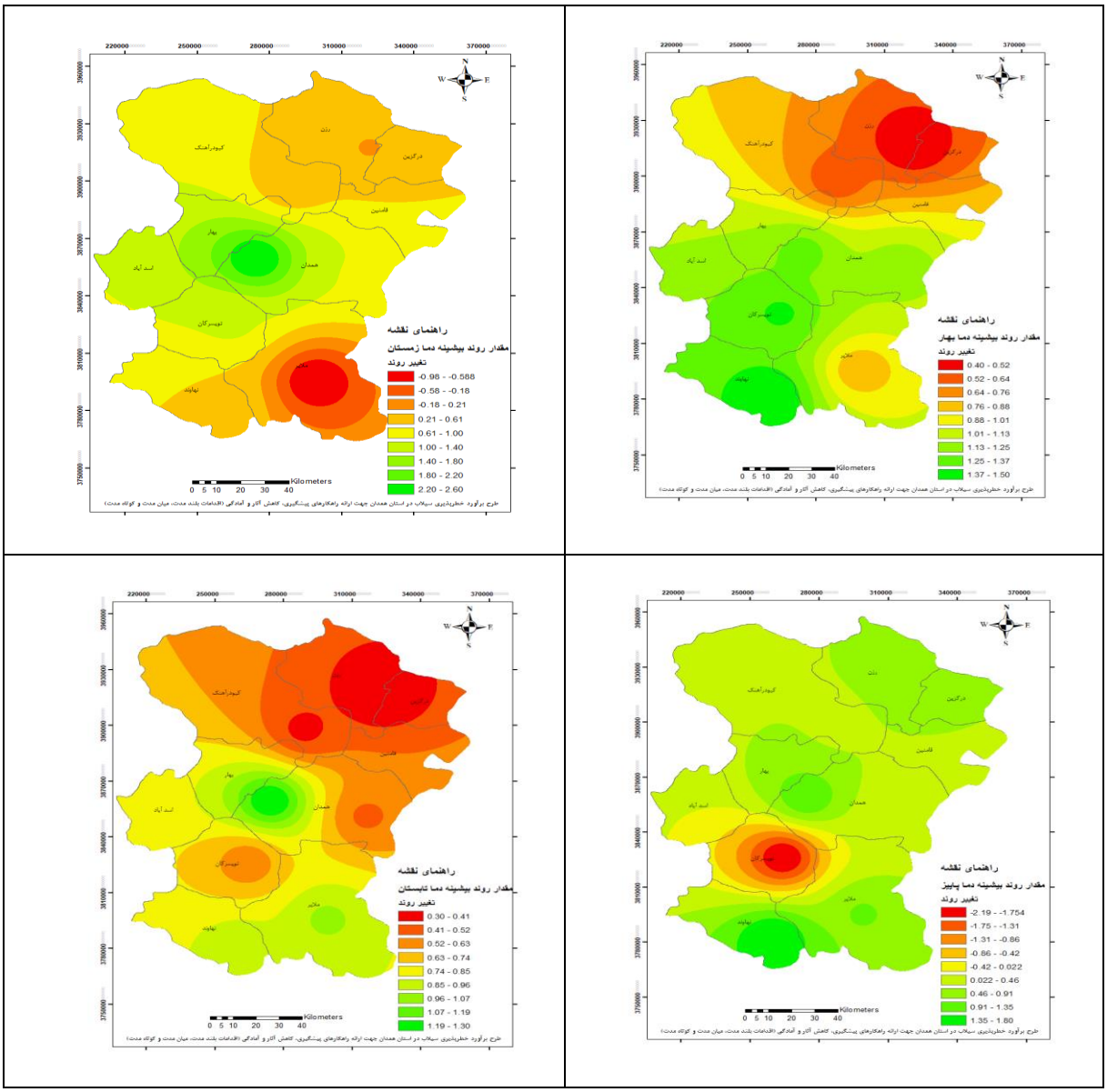
ب- بررسی تغییرات اقلیمی و روند حداکثر دما (بیشینه دما) سالانه و فصلی در شهرستان‌های استان همدان

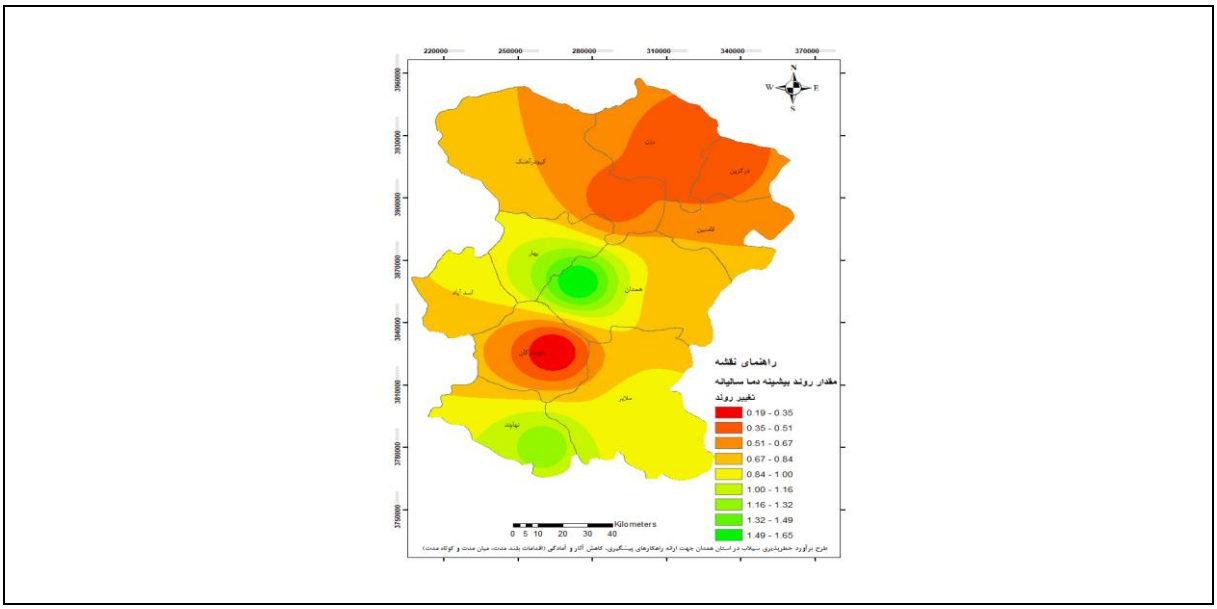
در نقشه حداکثر دمای بهار شکل (۳-۴۶) تمامی مناطق روند افزایشی دارند که این روند در مرکز و جنوب استان شیب تندتری نسبت به شمال استان دارد. حداکثر دمای تابستان نیز شرایط مانند فصل بهار است و حداکثر دما در تمام مناطق خصوصاً مرکز و جنوب است (شهرستان‌های همدان ملایر و نهاوند) شیب افزایشی دارد یعنی تابستان گرم‌تر از سال‌های قبل شده است.

در فصل پاییز روند حداکثر دما کمی متفاوت‌تر است در این فصل شیب روند افزایشی ملایم‌تر است و مناطقی از تویسرکان با روند کاهشی حداکثر دما روبه‌رو هستند در سایر نقاط روند افزایشی ملایم دیده می‌شود.

در فصل زمستان روند تند افزایشی در شهرستان‌های بهار و همدان دیده می‌شود در مناطق جنوب شرق (شهرستان ملایر) روند کاهشی ملاحظه می‌گردد. سایر مناطق نیز روند افزایشی با شیب ملایم را در حداکثر دما دارا است به نظر می‌رسد علت گرم شدن زمستان‌ها افزایش حداقل دما و کاهش یخبندان است.

در نقشه حداکثر دمای سالیانه در تمامی مناطق روند افزایشی ملاحظه می‌گردد که در مناطق مرکزی شدیدتر از سایر مناطق و در شهرستان تویسرکان ملایم‌تر از سایر قسمت‌های استان یعنی درجه حرارت ماکزیمم با روند افزایشی در سراسر استان روبه‌رو بوده است.



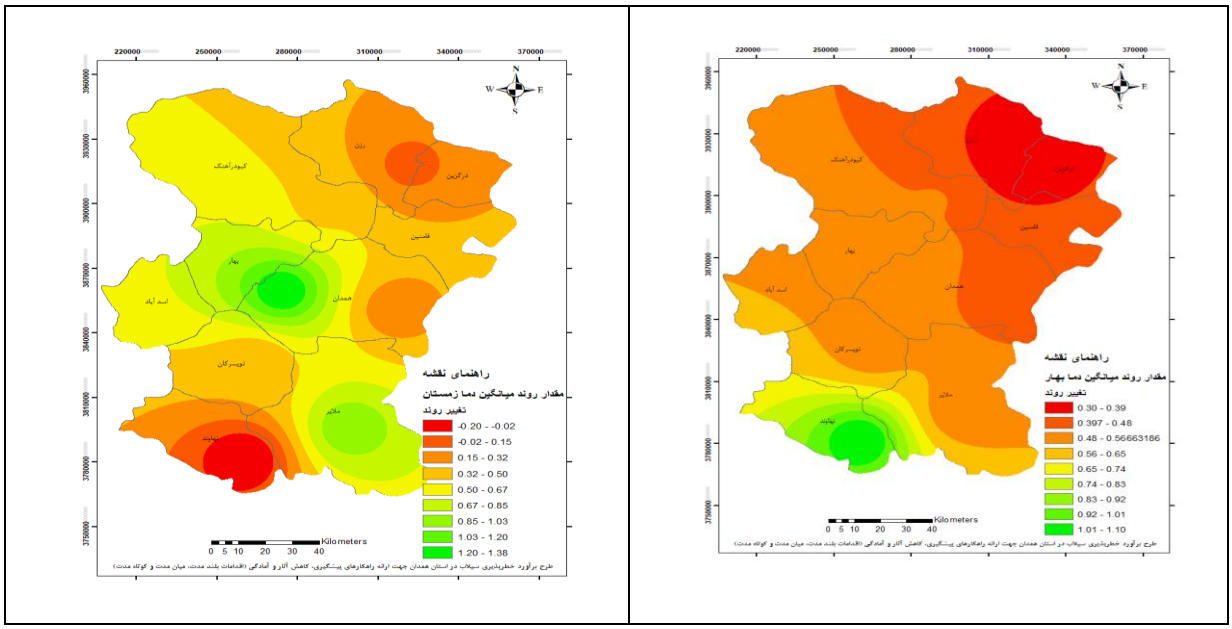


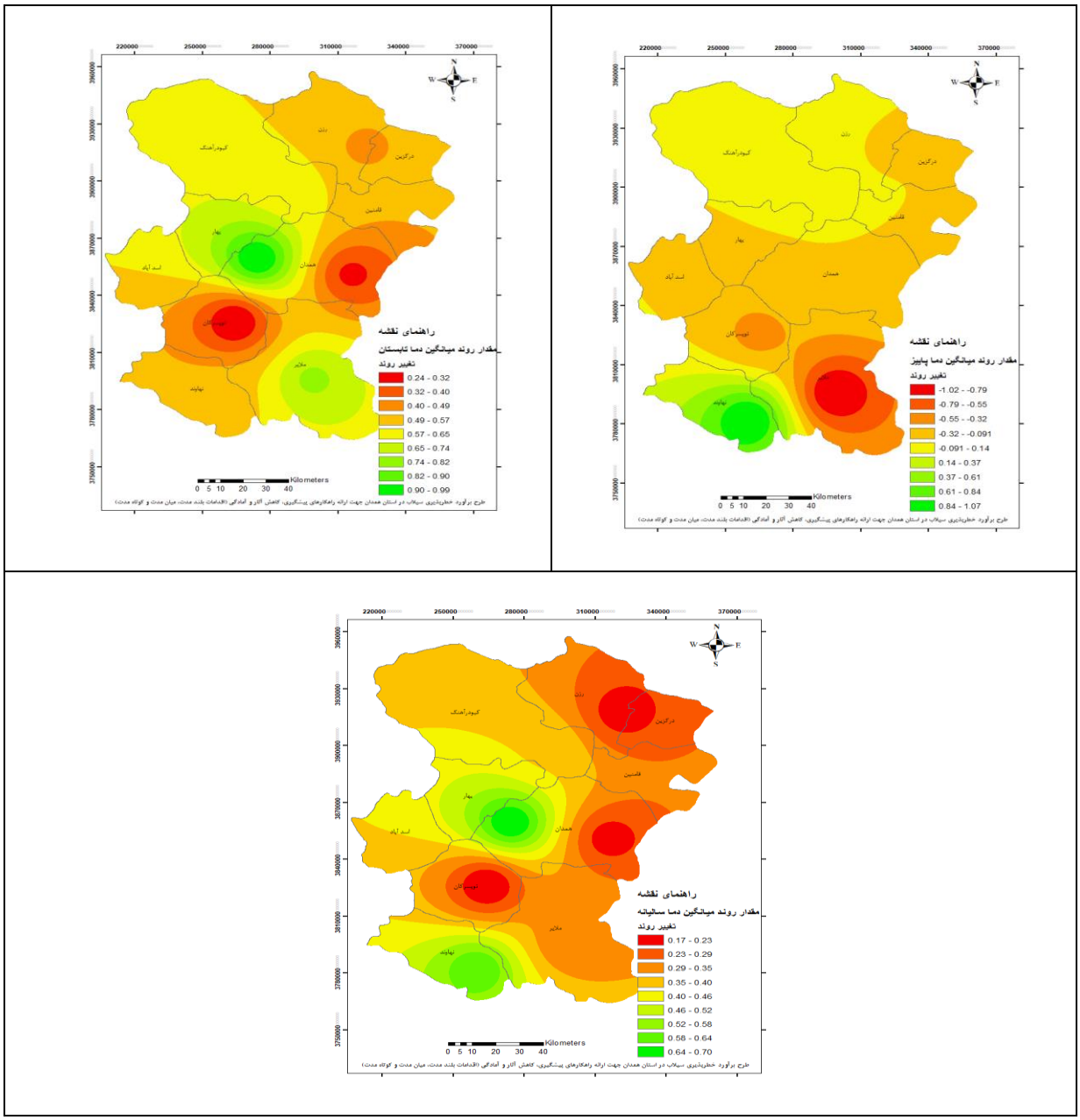
شکل ۳-۴۶: نقشه روند تغییرات حداکثر دما در استان همدان در دو دهه اخیر ۲۰۱۷-۲۰۰۰

ج-بررسی تغییرات اقلیمی و روند متوسط دما سالانه و فصلی در شهرستان‌های استان همدان

پارامتر متوسط دما که از میانگین دمای حداقل و حداکثر به دست می‌آید در تمامی فصول و در اکثر شهرستان‌ها با روند افزایشی روبه‌رو استان بیشتر این روند در شهرستان‌های مرکزی است (همدان و بهار) دیده می‌شود مناطق شرقی (شهرستان‌های درگزین و فامنین) و نهاوند روند افزایشی شیب ملایمی دارد.

در نقشه متوسط دمای سالانه شکل (۳-۴۷) نیز در غرب استان دارای روند افزایشی تندتری نسبت به مناطق شرقی‌تر استان و حداقل میزان روند در مناطق شمال شرق در شهرستان درگزین و رزن ملاحظه می‌گردد.





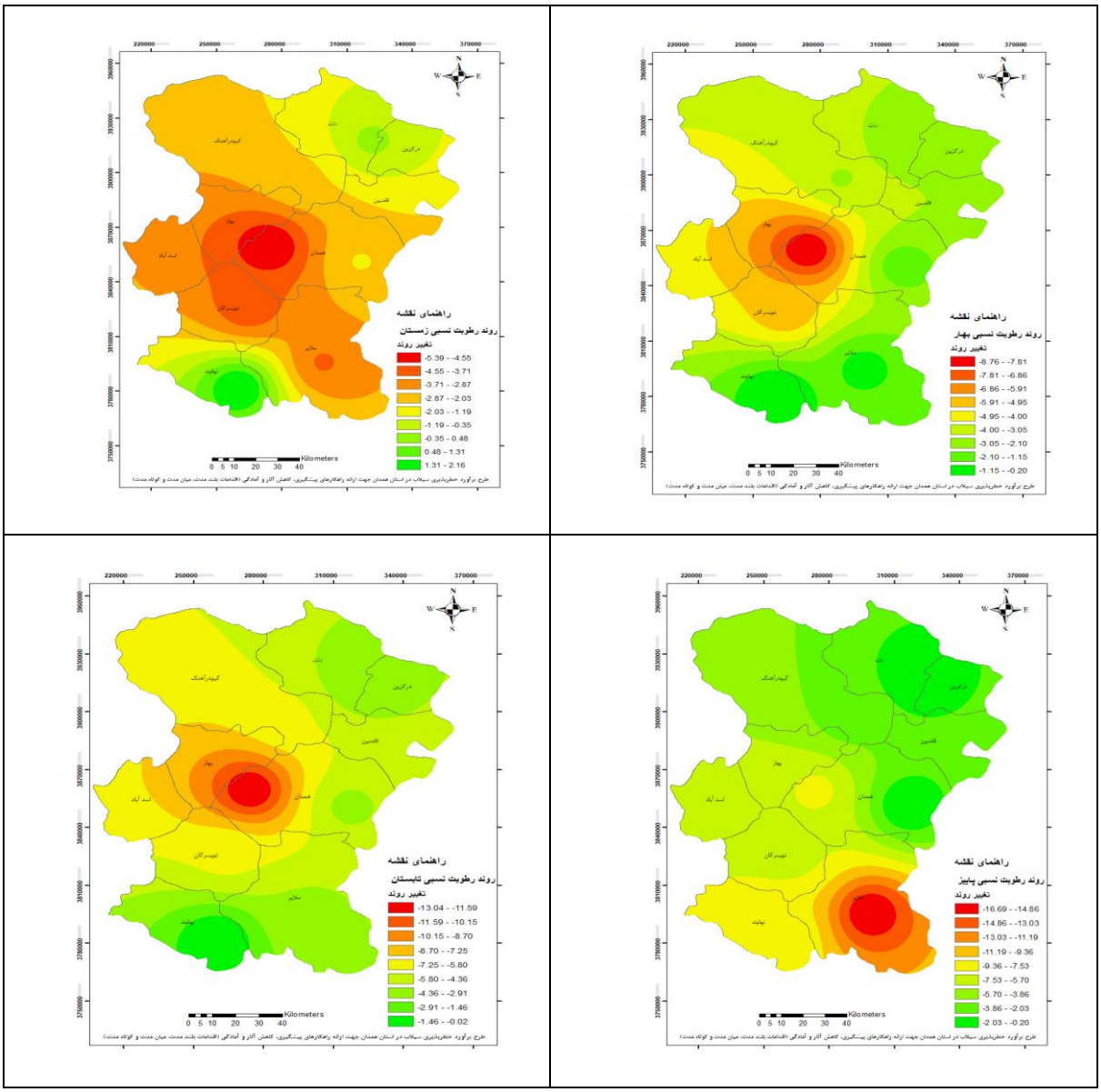
شکل ۳۰-۷۱ :نقشه روند تغییرات متوسط دما در استان همدان در دو دهه اخیر ۲۰۱۷-۲۰۰۰

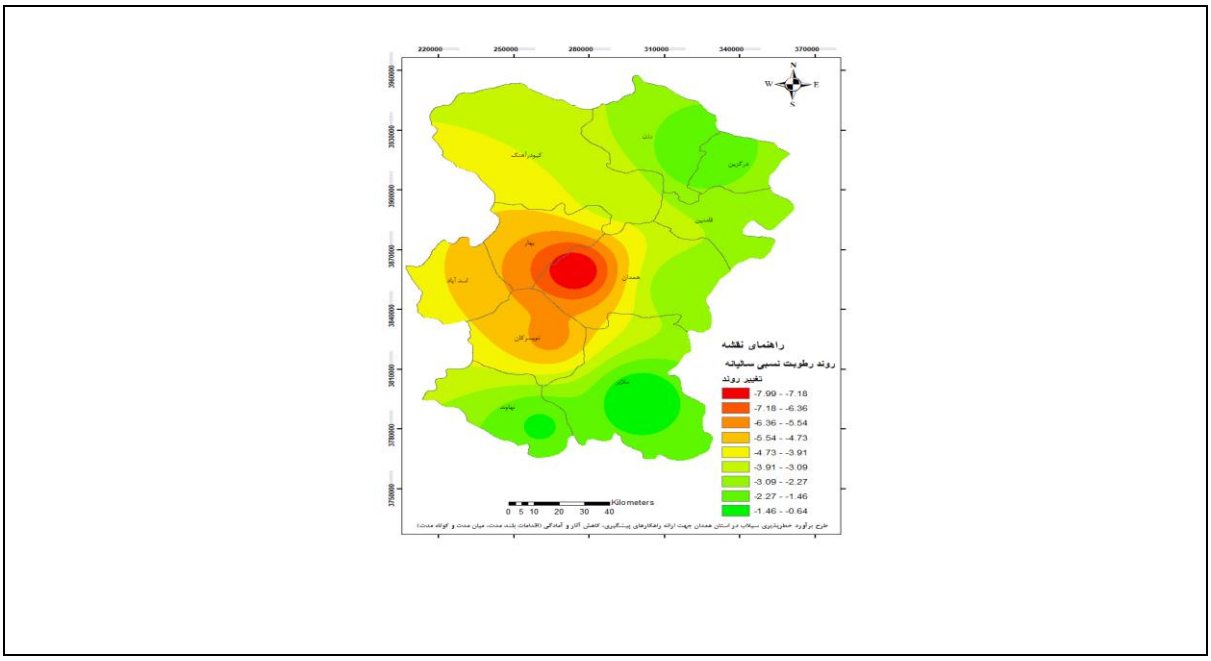
د-بررسی تغییرات اقلیمی و روند متوسط رطوبت نسبی سالانه و فصلی در شهرستان‌های استان همدان

در نقشه روند رطوبت نسبی در فصل بهار (شکل ۳-۴۸) در تمامی مناطق روند کاهشی وجود دارد که این روند در مناطق جنوب و شرق دارای شیب ملایم اما در مناطق مرکزی در نواحی جنوبی کوهستان الوند شیب تندتری دارد یعنی مقدار رطوبت در فصل بهار کاهش‌یافته است چون پارامتر رطوبت نسبی با دما در ارتباط است این مقدار علاوه بر تغییر در ورود سیستم‌های برون‌مرزی می‌تواند ناشی از افزایش دما و ایجاد تبخیر بیشتر در فصل بهار باشد. در فصل تابستان نیز شرایط به همین‌گونه است که این تغییرات و روند شیب تندتری نسبت به فصل بهار دارد. درواقع در کل استان فصل تابستان خشک تر از گذشته شده است.

در فصل پاییز نیز میزان روند کاهشی رطوبت نسبی چشمگیر است (خصوصاً در مناطق جنوب شرق است) در فصل زمستان مقدار روند شیب ملایمی به خود می‌گیرد تا جایی که در برخی مناطق مانند جنوب غرب استان و شمال شرق (رزن و نهاوند) روند افزایشی ملاحظه می‌گردد بیشترین روند کاهشی مربوط به مناطق مرکزی استان در حوالی کوهستان الوند است.

در نقشه رطوبت نسبی سالیانه در تمامی استان روند کاهشی ملاحظه می‌گردد یعنی از مقدار رطوبت نسبی در استان همدان کاسته شده است که این امر می‌تواند مستقیماً با افزایش دمای حداکثر در ارتباط باشد این کاهش بیشتر در شهرستان‌های همدان تویسرکان و بهار ملاحظه می‌گردد.





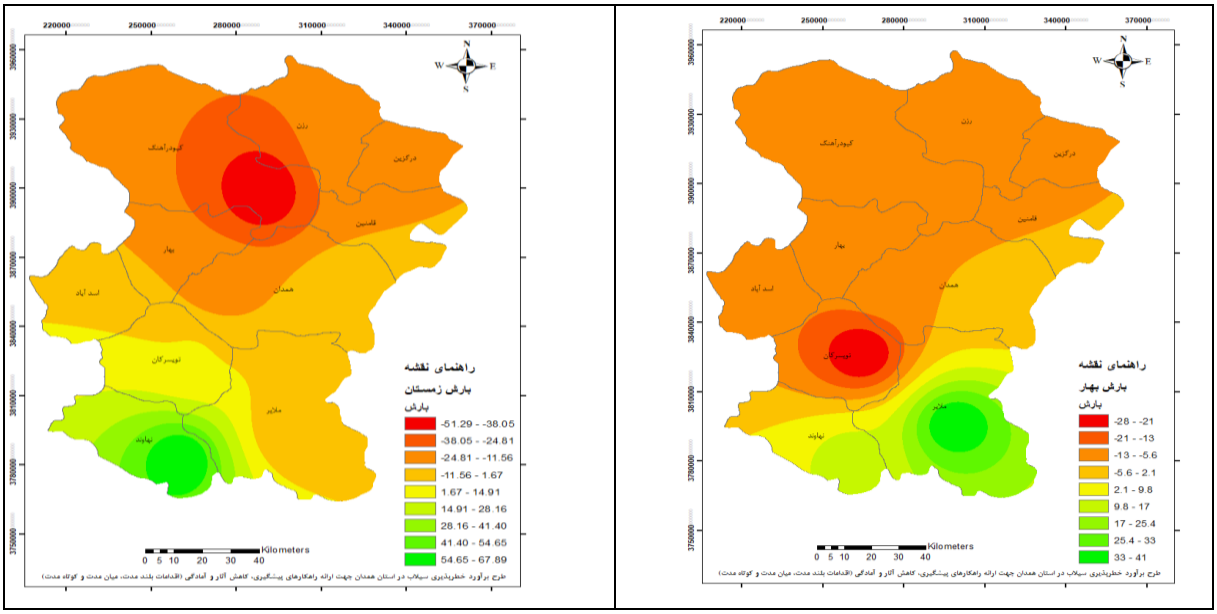
شکل ۳-۴۸: نقشه روند تغییرات متوسط رطوبت نسبی در استان همدان در دو دهه اخیر ۲۰۱۷-۲۰۰۰

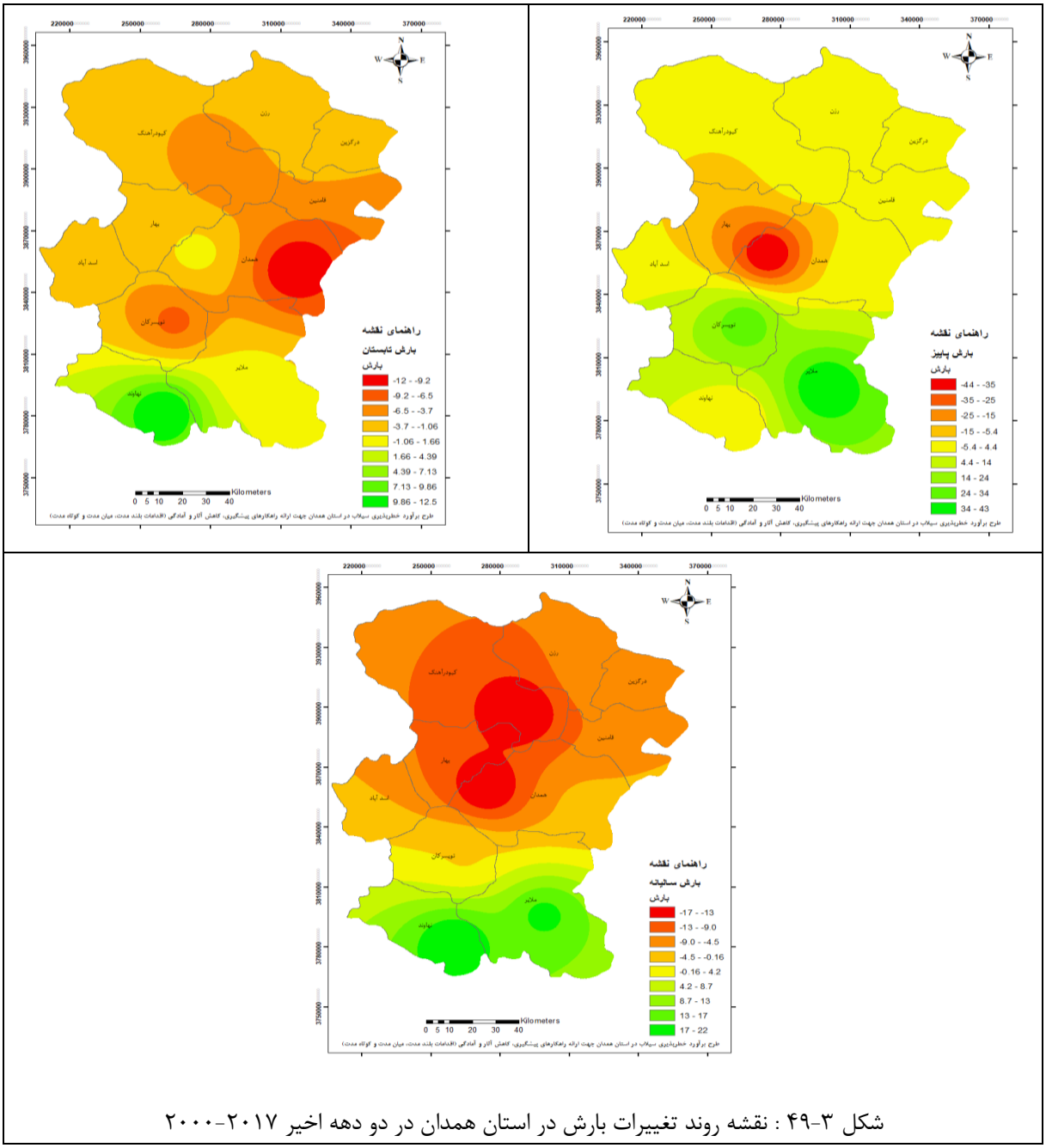
ه-بررسی تغییرات اقلیمی و روند مجموع بارش سالانه و فصلی در شهرستان‌های استان همدان

در نقشه روند بارش فصل بهار (شکل ۳-۴۹) استان همدان به دو نیمه شمال غرب و جنوب شرق تقسیم می‌شود که در نیمه شمال شرق روند کاهشی و در نیمه جنوب غرب روند بارش افزایشی است. در فصل تابستان اکثر مناطق به جزء جنوب غرب (نهاوند) روند بارش کاهشی است یعنی مقدار بارش در فصل تابستان کم شده است.

در فصل پاییز استان به دو نیمه شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود در نیمه شمالی روند مقدار بارش کاهشی و در نیمه جنوبی میزان روند افزایشی است در فصل زمستان نیز شرایط مانند فصل پاییز است و در نیمه شمالی روند کاهشی در مقدار بارش ملاحظه می‌گردد.

در نقشه مقدار روند بارش سالیانه نیز استان به دو نیمه شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود در نیمه شمالی روند مقدار بارش کاهشی و در نیمه جنوبی میزان روند افزایشی است.





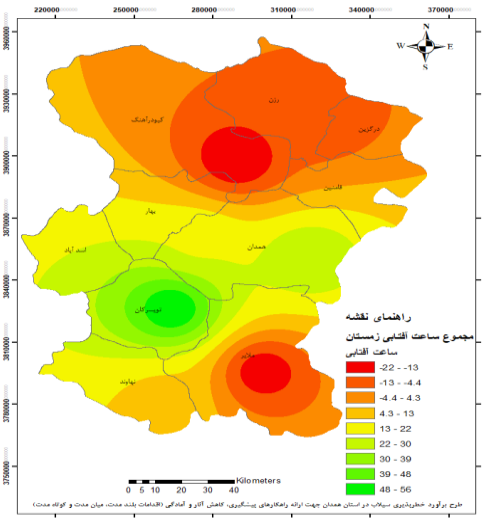
شکل ۳-۴۹ : نقشه روند تغییرات بارش در استان همدان در دو دهه اخیر ۲۰۱۷-۲۰۰۰

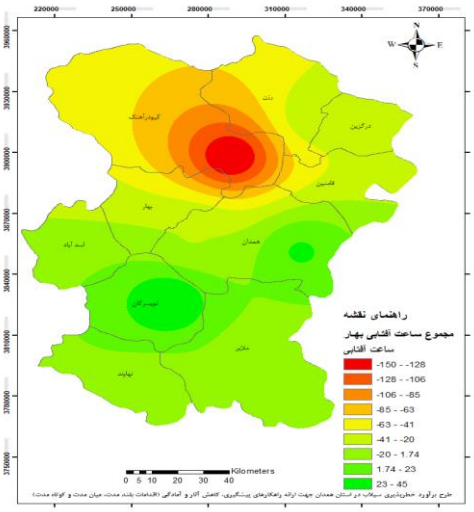
و-بررسی تغییرات اقلیمی و روند مجموع ساعات آفتابی سالانه و فصلی در شهرستان‌های استان همدان

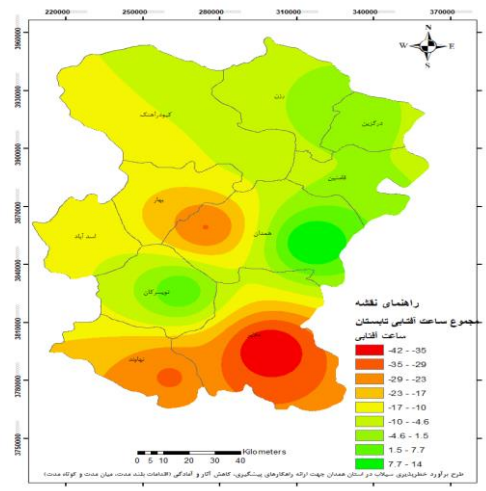
در نقشه‌های روند مجموع ساعات آفتابی شکل (۳-۵۰) در فصل بهار میزان ساعات آفتابی با روند افزایشی در مناطق مرکزی و جنوبی روبه‌رو است. درحالی‌که در مناطق شمالی مقدار روند کاهشی استان یعنی میزان ساعات آفتابی روبه کاهش است.

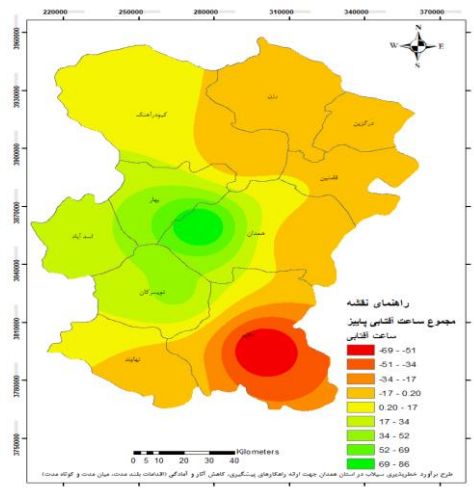
در فصل تابستان عکس حالت بهار است یعنی مناطق جنوبی با کاهش ساعات آفتابی و مناطق شمالی با افزایش آن روبه‌رو هستند. در مناطق جنوب شرق و شرق استان روند کاهشی و در مناطق غرب استان روند افزایشی ملاحظه می‌گردد در فصل زمستان مناطق شمالی و جنوب شرق روند کاهشی و مناطق مرکزی روند افزایشی را در ساعات آفتابی دارا هستند.

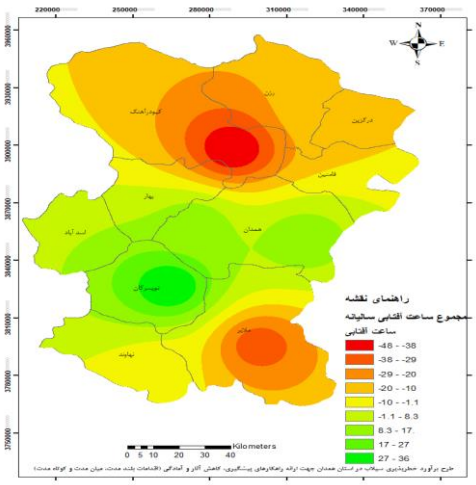
در نقشه سالیانه روند ساعات آفتابی در مناطق شمالی و جنوب شرق روند کاهشی اما سایر مناطق روند افزایشی در ساعات آفتابی ملاحظه می‌گردد.


راهنمای نقشه
مجموع ساعت آفتابی زمستان
ساعت آفتابی
-22 - -13
-13 - -4.4
-4.4 - 4.3
4.3 - 13
13 - 22
22 - 30
30 - 39
39 - 48
48 - 56
Kilometers
0 5 10 20 30 40


راهنمای نقشه
مجموع ساعت آفتابی بهار
ساعت آفتابی
-150 - -128
-128 - -106
-106 - -85
-85 - -63
-63 - -41
-41 - -20
-20 - 1.74
1.74 - 23
23 - 45
Kilometers
0 5 10 20 30 40


راهنمای نقشه
مجموع ساعت آفتابی تابستان
ساعت آفتابی
-42 - -35
-35 - -29
-29 - -23
-23 - -17
-17 - -10
-10 - -4.6
-4.6 - 1.5
1.5 - 7.7
7.7 - 14
Kilometers
0 5 10 20 30 40


راهنمای نقشه
مجموع ساعت آفتابی پاییز
ساعت آفتابی
-69 - -51
-51 - -34
-34 - -17
-17 - 0.20
0.20 - 17
17 - 34
34 - 52
52 - 69
69 - 86
Kilometers
0 5 10 20 30 40



شکل ۳-۵۰: نقشه روند تغییرات ساعات آفتابی در استان همدان در دو دهه اخیر ۲۰۱۷-۲۰۰۰

۳-۲-۱-۸-برآورد احتمال وقوع و دوره برگشت بارش‌های سنگین و حداکثرهای ۲۴ ساعته بارش در هریک از شهرستان‌ها

با توجه به اینکه مقدار بارندگی یک متغیر تصادفی بوده می‌توان داده‌های موجود را بررسی و طبق قوانین توزیع آماری هنگامی‌که برازش مناسب وجود داشته باشد حداکثر و یا حداقل مقدار بارندگی را با احتمال وقوع و یا دوره برگشت موردنظر تعیین نمود. توزیع‌های آماری مناسب در مورد بارندگی معمولا توزیع لوگ نرمال, لوگ پیرسون, و یا گامبل است که البته در مورد بارندگی‌های سالانه, توزیع نرمال نیز بکار می‌رود.

معمولی‌ترین توزیعی که متغیرهای پیوسته هیدرولوژی با آن مطابقت دارد توزیع نرمال است. شاید از جایی که این توزیع اولیه توزیع آماری است که درباره داده‌های تصادفی موردبررسی قرار گرفته است چنین تصور می‌رود که تمامی متغیرهای تصادفی از آن تبعیت می‌کند برای به دست آوردن احتمال تجربی در این توزیع از فرمول بلوم[۲۲] استفاده می‌شود.

برای تجزیه‌وتحلیل داده‌های بارش در علم هیدرولوژی بیشتر از توزیع نرمال، گامبل و پیر سون تیپ ۳ استفاده می‌شود. در علم هیدرولوژی برای انطباق حداکثر بارش‌های ۲۴ ساعته سالانه با توزیع‌های مختلف آماری بیشتر از توزیع گامبل استفاده می‌کنند و تا حدودی این توزیع (گامبل) برای تطبیق داده‌های حداکثر بارش ۲۴ ساعته پذیرفته شده است در این تحلیل کلیه ایستگاه‌های موردمطالعه با این روش محاسبه شده است.

با مطالعه وقوع بیشینه بارش روزانه در ایستگاه‌های هواشناسی استان همدان چنین استنباط می‌گردد که غالباً" این حداکثرها در ماه‌های اسفند و فروردین بیشترین فراوانی را داشته که در شهرستان‌های همدان و نهاوند فروردین، در نوژه اسفند و فروردین و در، در رزن اسفند بیشترین فراوانی را داشته است. آنچه مسلم است در تمامی این ایستگاه‌ها میانگین حداکثرهای روزانه در این دو ماه بیشتر است. چنانچه بیشترین جمع متوسط

[۲۲] - Belom

بیشینه بارش روزانه در این دو ماه مربوط به ایستگاه عباس‌آباد (۶۴/۱۲ میلی‌متر) و کمترین آن مربوط به ایستگاه کوریجان (۹۷/ ۲۷ میلی‌متر) است با توجه به آمار موردمطالعه بیشترین مقدار آن نیز در جنوب و جنوب غرب و غرب استان اتفاق افتاده است.

۳-۲-۱-۸-۱-تحلیل نقشه‌های دوره برگشت حداکثر ۲۴ ساعته بارش به تفکیک شهرستان:

شهرستان همدان: در نقشه‌های مربوط به دوره برگشت‌های ۲،۱۰،۲۰،۲۵،۵۰، و ۱۰۰ مناطق غرب شهرستان در چهارفصل (شکل ۳-۵۱ تا ۳-۵۶)بیشترین مقدار ۲۴ ساعته بارش را دارد و مناطق شمال و شرق شهرستان کمترین میزان را به خود اختصاص داده است بیشترین مقدار مربوط به فصل بهار است (رگبارهای همرفتی فصل بهار در دامنه الوند) و کمترین مقدار مربوط به تابستان است هر قدر از غرب شهرستان به سمت شرق آن می‌رویم از مقدار حداکثر ۲۴ ساعته بارش کاسته می‌شود بیشترین آن در مناطق کوهستانی الوند است. هر قدر مقدار ۲۴ ساعته بارش بیشتر می‌گردد دوره برگشت آن نیز طولانی‌تر می‌گردد.

شهرستان ملایر: مناطق مرکزی شهرستان دارای مقدارکمتری از بارش ۲۴ ساعته استان در حالیکه در غرب و شرق آن مقادیر بیشتر می‌گردد بیشترین مقدار در فصل بهار و زمستان دیده می‌شود و کمترین در فصل تابستان است.

شهرستان تویسرکان: در نقشه‌های مربوط به دوره برگشت‌های مختلف در شهرستان تویسرکان زمستان دارای بیشترین مقدار حداکثر ۲۴ ساعته بارش استان مناطق مرکزی شهرستان نسبت به سایر مناطق بارش بیشتری دریافت می‌کنند کمتری مقدار ریزش مربوط به فصل تابستان است.

شهرستان نهاوند: این شهرستان نسبت به سایر شهرستان‌ها در استان همدان بارش روزانه بیشتری دریافت می‌کند. حداکثر ریزش ۲۴ ساعته در فصل بهار و زمستان رخ می‌دهد مناطق جنوبی‌تر بارش بیشتری را دریافت می‌کند تابستان نسبت به سایر فصول کمترین میزان بارش را دریافت می‌کند.

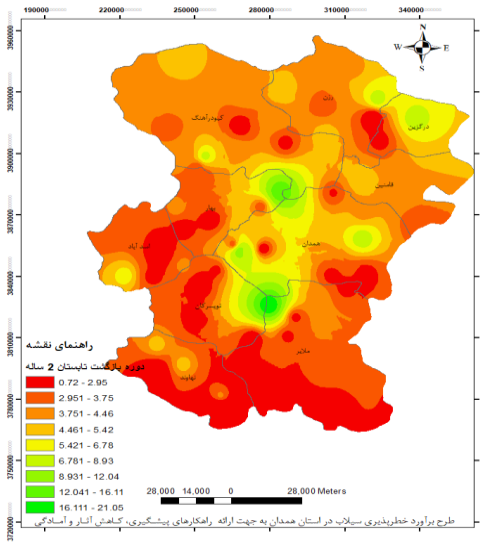
شهرستان اسدآباد: در اسدآباد بیشترین مقدار حداکثر ۲۴ ساعته بارش در فصل زمستان است که مناطق غربی‌تر بارش بیشتری را دریافت می‌کنند و مناطق شمال شرق به نسبت بارش کمتری را دریافت می‌کند تابستان از تمامی فصول بارش کمتری را دارد.

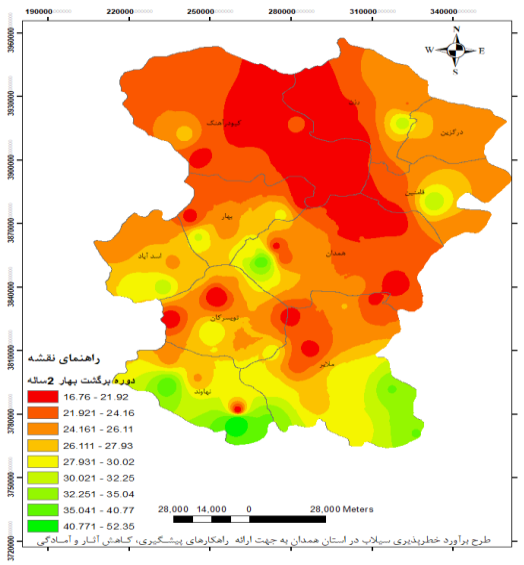
شهرستان بهار: در نقشه‌های مربوط به دوره برگشت‌های ۲،۱۰،۲۰،۲۵،۵۰، و ۱۰۰ در شهرستان بهار فصل پاییز بیشترین دریافت حداکثر ۲۴ ساعته بارش را دارد و کمترین آن در فصل تابستان دیده می‌شود مناطق شرقی شهرستان بهار بارش بیشتری را نسبت به سایر مناطق دریافت می‌کند.

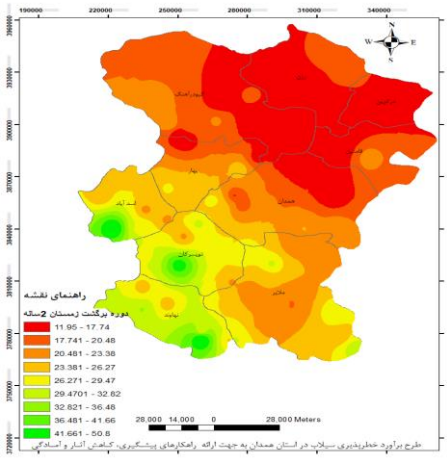
شهرستان کبودرآهنگ: حداکثر ریزش ۲۴ ساعته در فصل بهار و زمستان رخ می‌دهد مناطق جنوبی‌تر بارش بیشتری را دریافت می‌کند تابستان نسبت به سایر فصول کمترین میزان بارش را دریافت می‌کند. در شرق شهرستان کبودرآهنگ مقادیر بارش کمتر است.

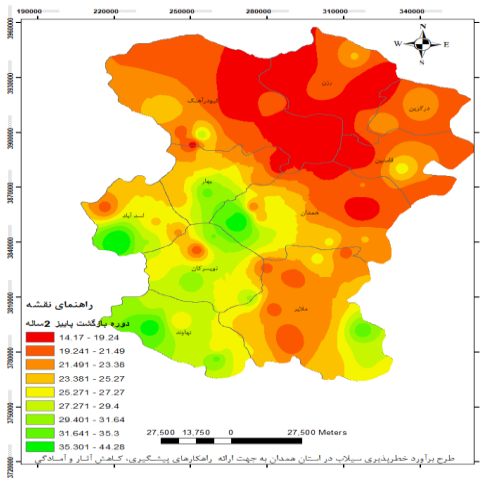
شهرستان رزن و درگزین: بیشترین مقدار مربوط به فصل بهار استان و کمترین مقدار مربوط به تابستان است از غرب شهرستان به سمت شرق آن از مقدار حداکثر ۲۴ ساعته بارش کاسته می‌شود این مناطق جزء خشک‌ترین مناطق استان محسوب می‌شود.

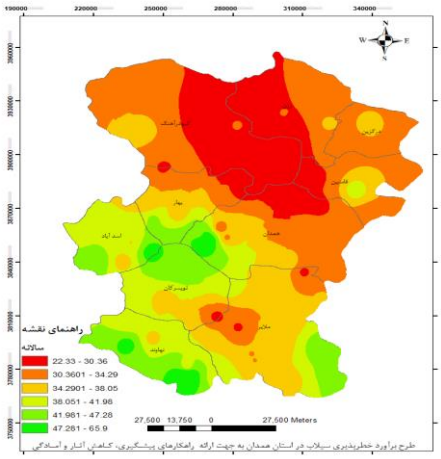
شهرستان فامنین: حداکثر ریزش ۲۴ ساعته در فصل بهار و پاییز رخ می‌دهد. تابستان نسبت به سایر فصول کمترین میزان بارش را دریافت می‌کند. تابستان خشک ترین فصل سال است.



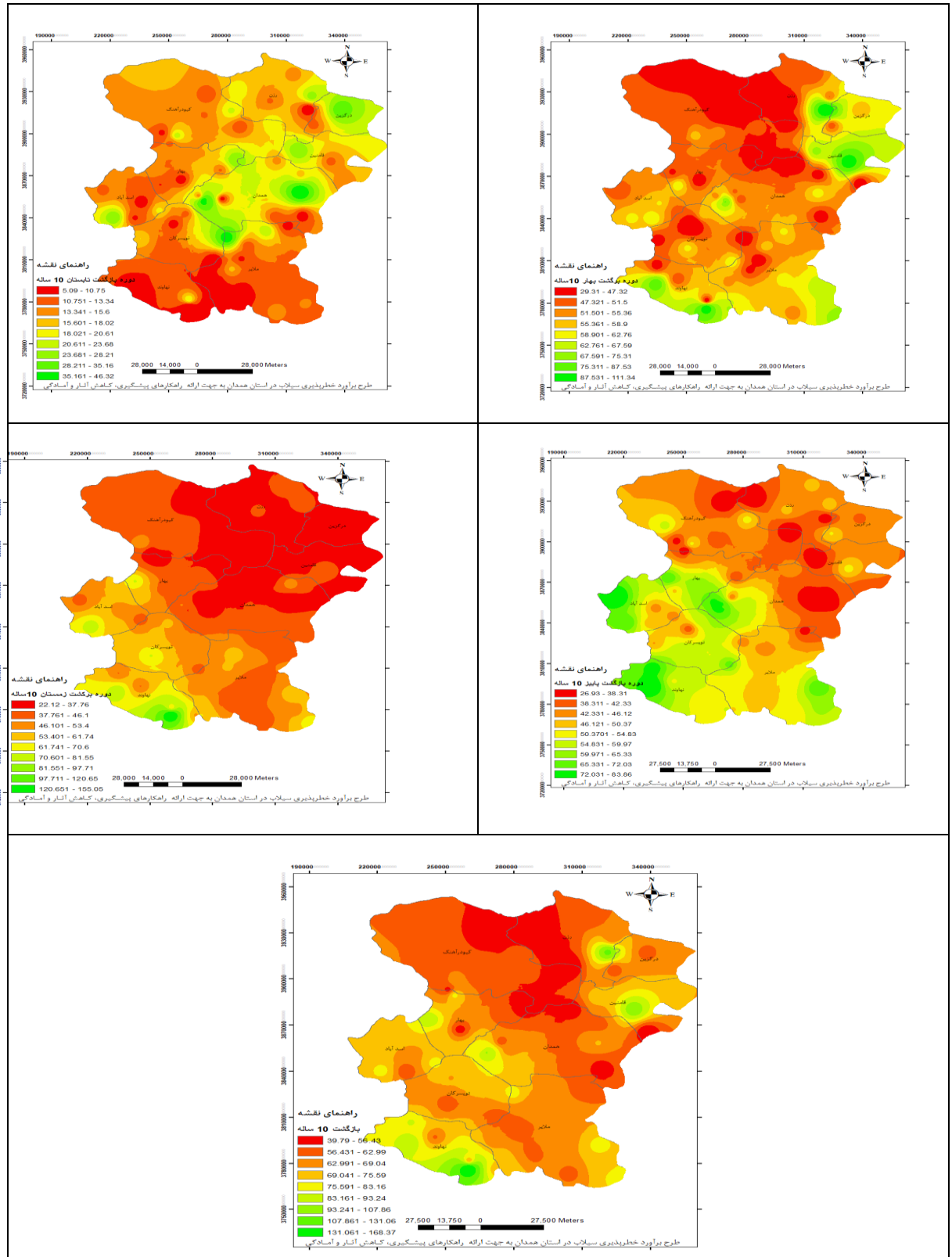




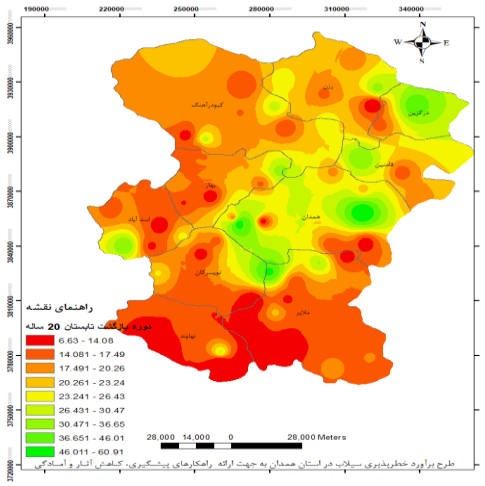


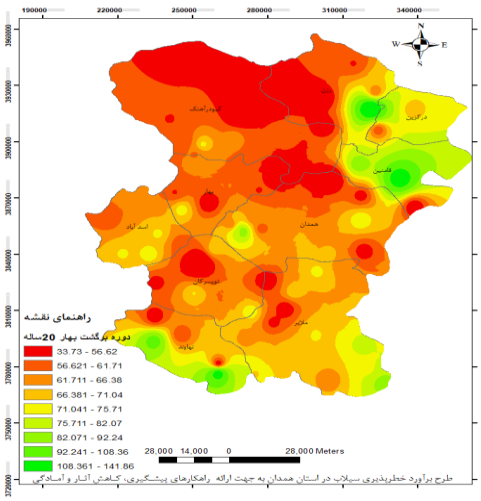


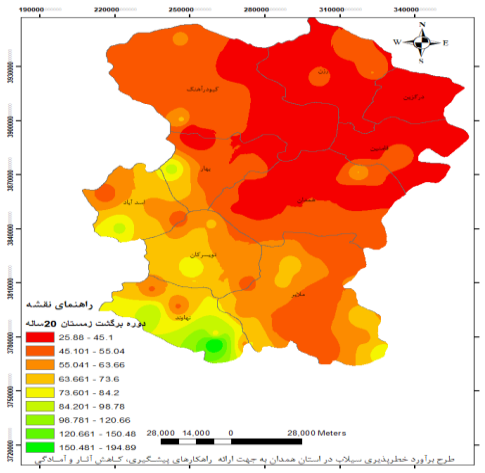
شکل ۳-۵۱: برآورد دوره برگشت ۲ ساله حداکثرهای ۲۴ ساعته بارش در هریک از شهرستان‌ها

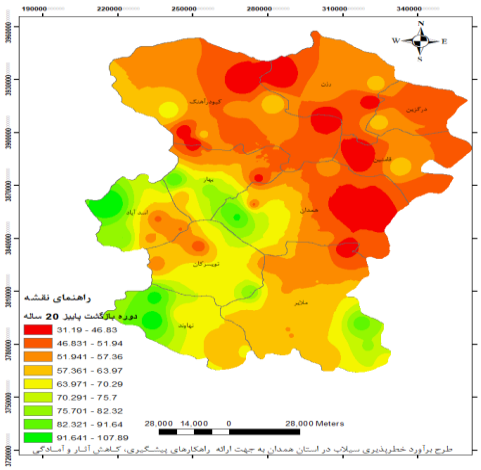


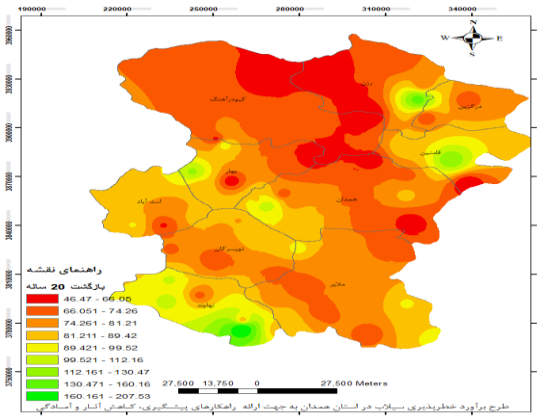
شکل ۳-۵۲: :برآورد دوره برگشت ۱۰ ساله حداکثرهای ۲۴ ساعته بارش در هریک از شهرستان‌ها



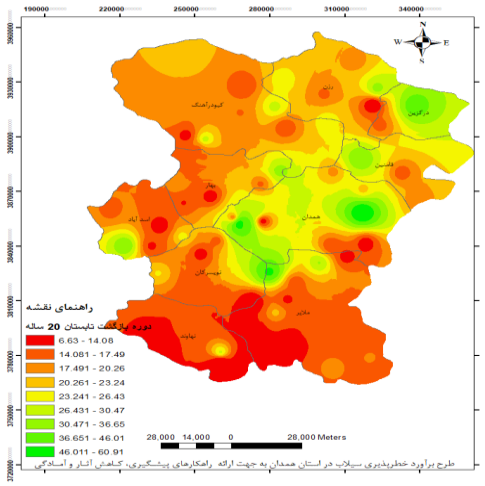


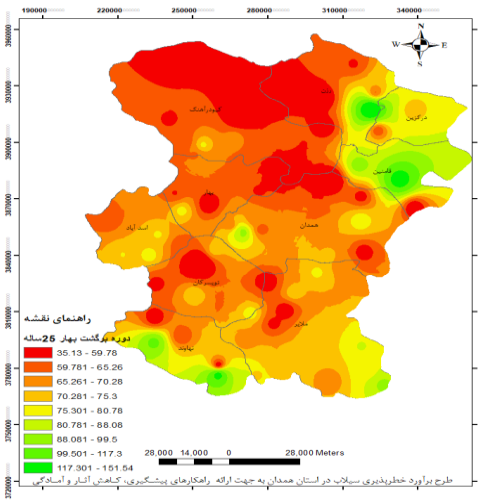


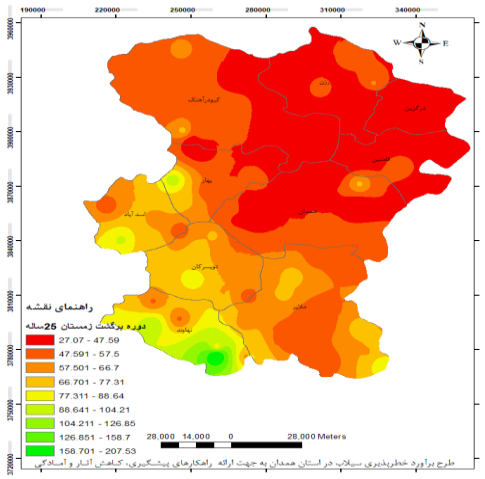


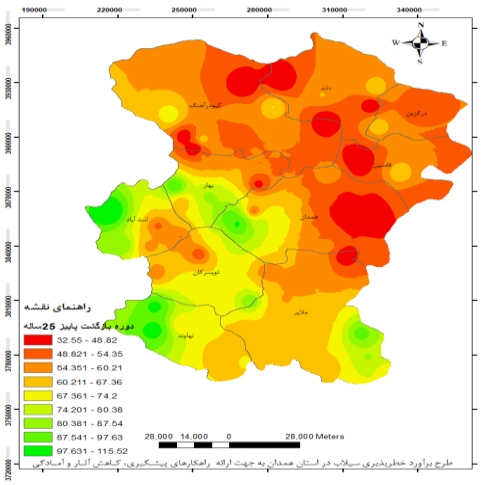


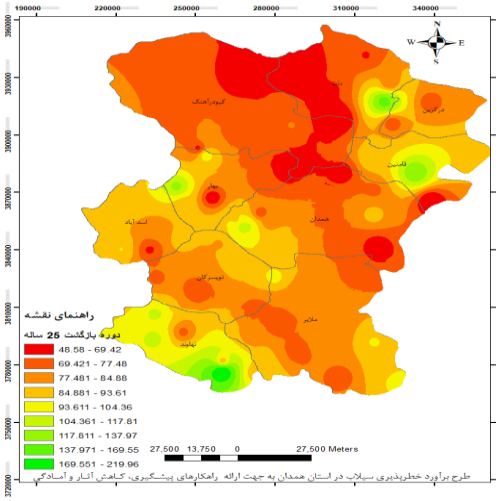
شکل ۳-۵۳: برآورد دوره برگشت ۲۰ ساله حداکثرهای ۲۴ ساعته بارش در هریک از شهرستان‌ها



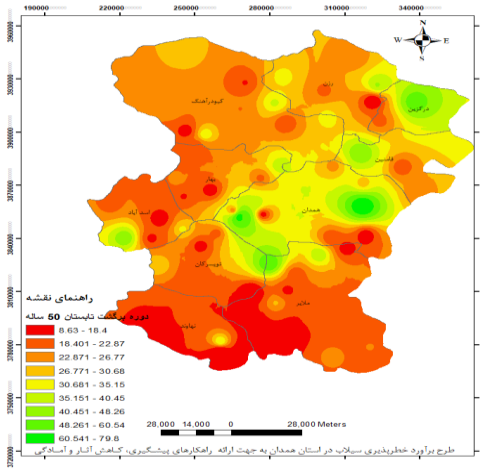


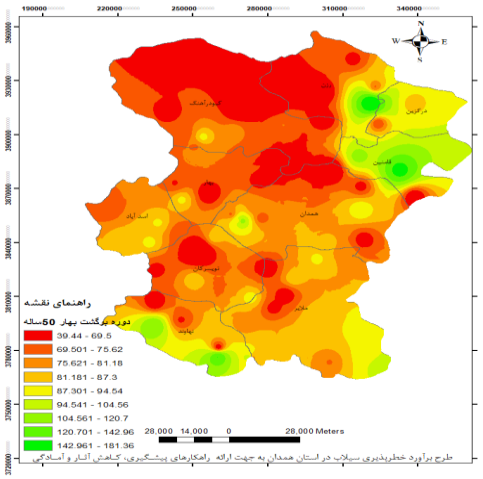


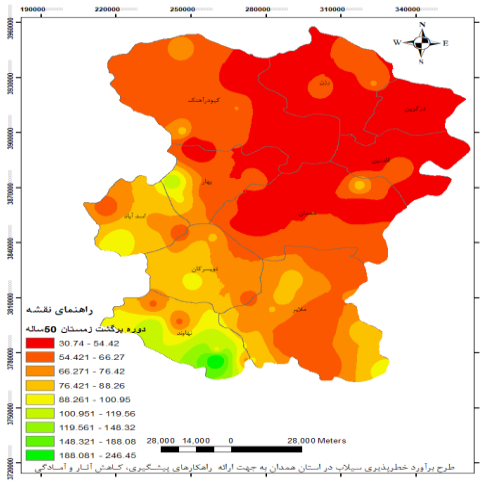


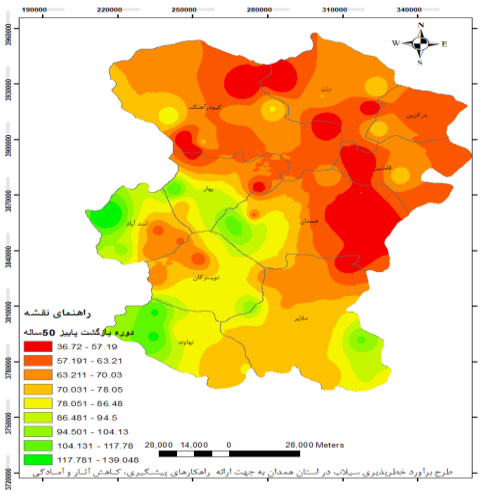


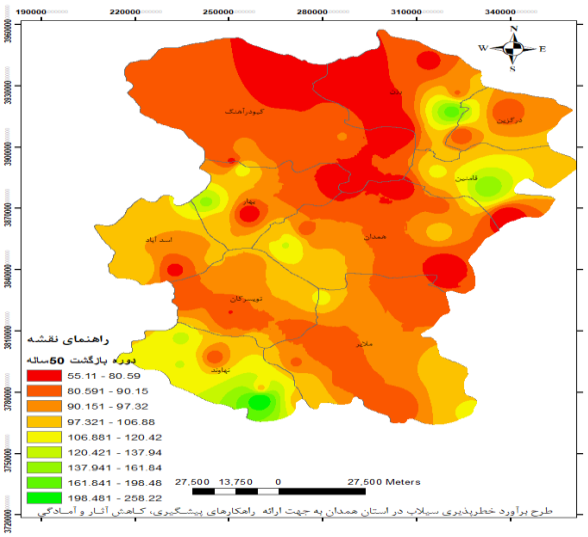
شکل ۳-۵۴: برآورد دوره برگشت ۲۵ ساله حداکثرهای ۲۴ ساعته بارش در هریک از شهرستان‌ها



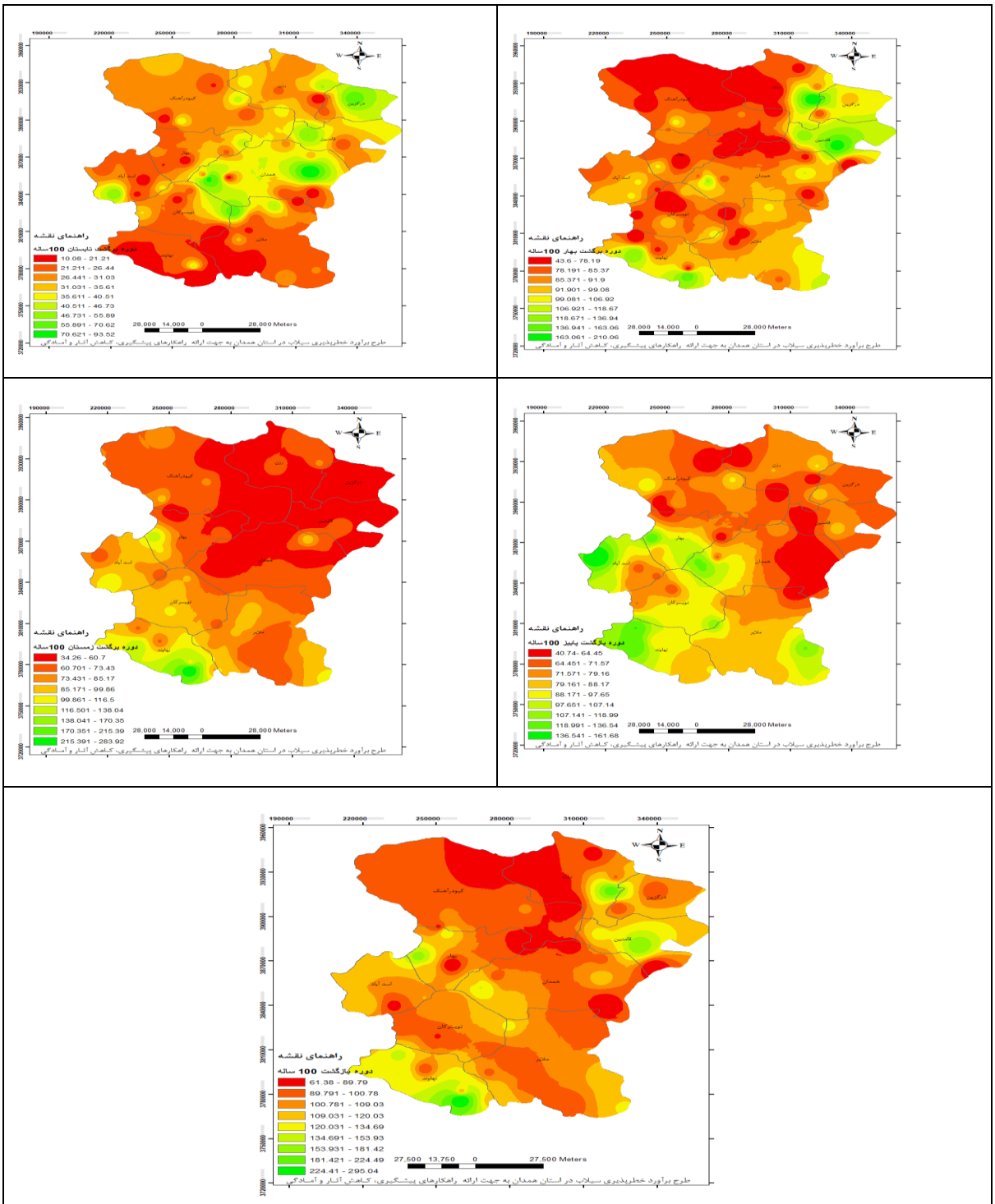








شکل ۳-۵۵: برآورد دوره برگشت 50 ساله حداکثرهای ۲۴ ساعته بارش در هریک از شهرستان‌ها



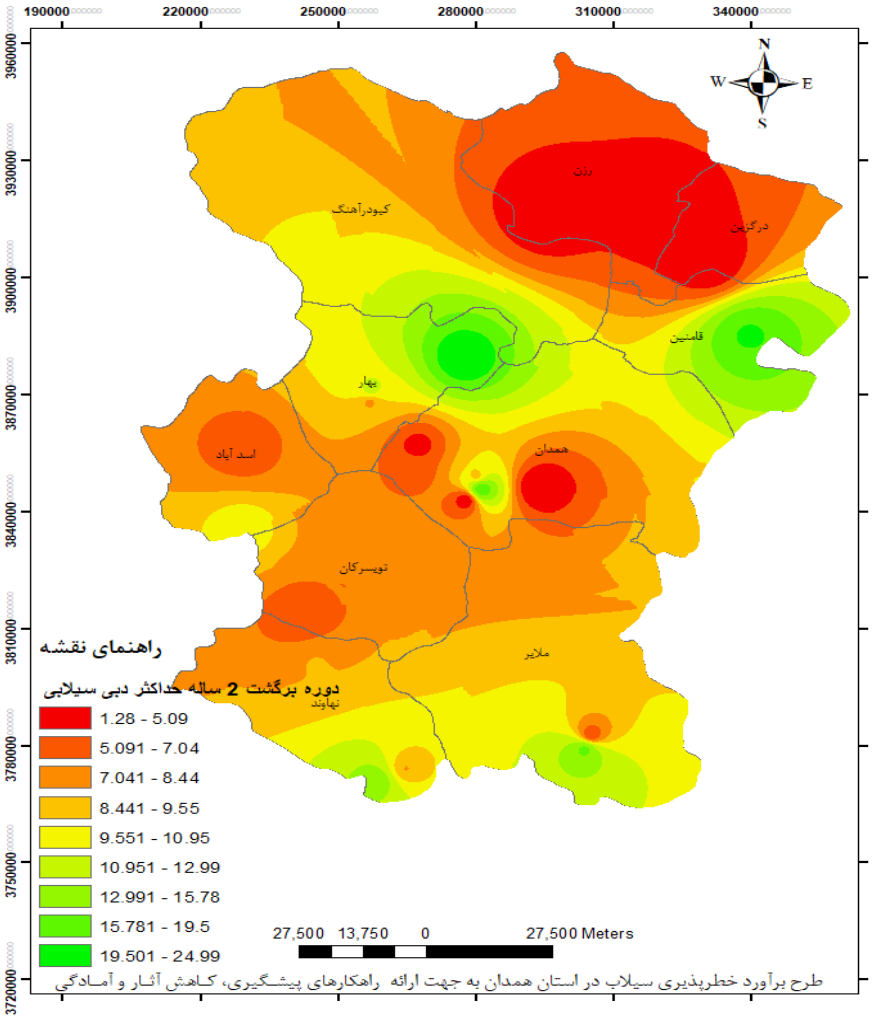
شکل ۳-۵۶ :برآورد دوره برگشت ۱۰۰ ساله حداکثرهای ۲۴ ساعته بارش در هریک از شهرستان‌ها

۳-۲-۱-۹ مطالعه دبی سیلابی و برآورد سیلاب

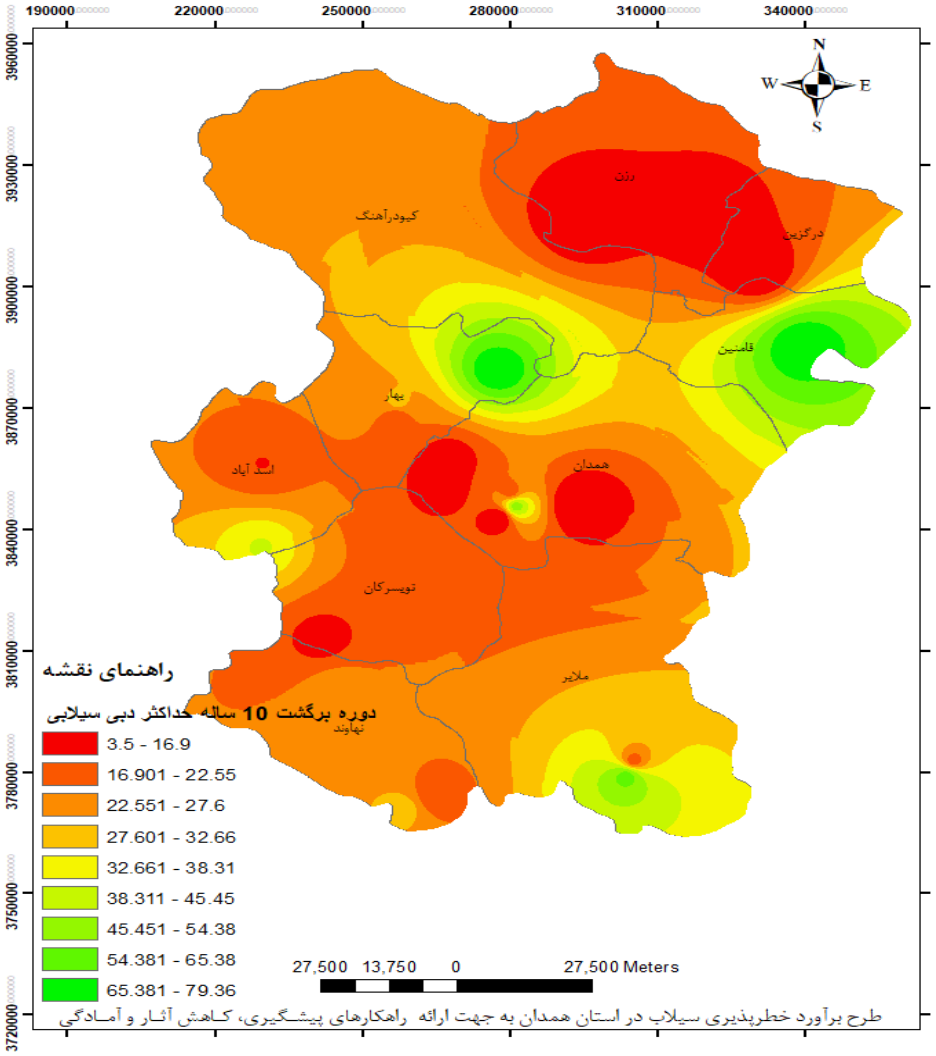
بررسی رژیم سیلاب در پروژه‌های مختلف مرتبط با هیدرولوژی، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. چراکه طراحی و اجرای سازه‌های مختلف، حفاظت خاک و کنترل سیلاب و همچنین شناخت نحوه تغییرات رژیم جریان رودخانه و مکانیزم فرسایش رودخانه‌ها نیاز به مطالعه صحیح و جامع رژیم رودخانه دارند. در این مطالعه

با استفاده از داده‌های دبی سیلابی از روش توزیع گمبل اقدام به بررسی احتمال وقوع و دوره برگشت‌های آن در سطح استان شده است. تعیین دبی سیلابی بر اساس آنالیز آماری ایستگاه هیدرومتری واقع در خروجی حوزه با توجه به دوره بازگشت‌های مختلف میسر است.

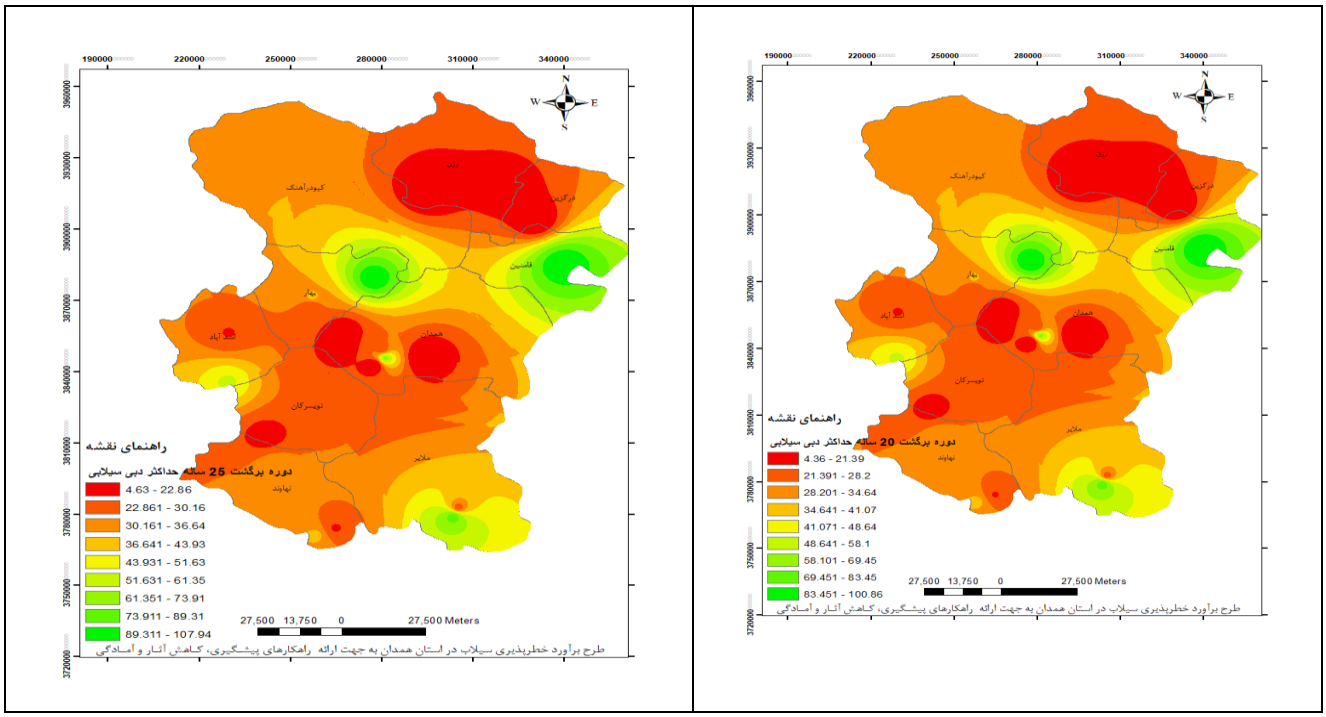
شکل (۳-۵۷) تا (۳-۶۰) دوره برگشت دبی سیلابی را برای استان نشان می‌دهد براین اساس در تمامی نقشه‌ها در مناطق مرکزی و جنوبی حداکثر دبی بیشتر و در شمال استان کمتر است. هر قدر دوره برگشت طولانی‌تر می‌گردد میزان دبی سیلابی بیشتر می‌گردد.



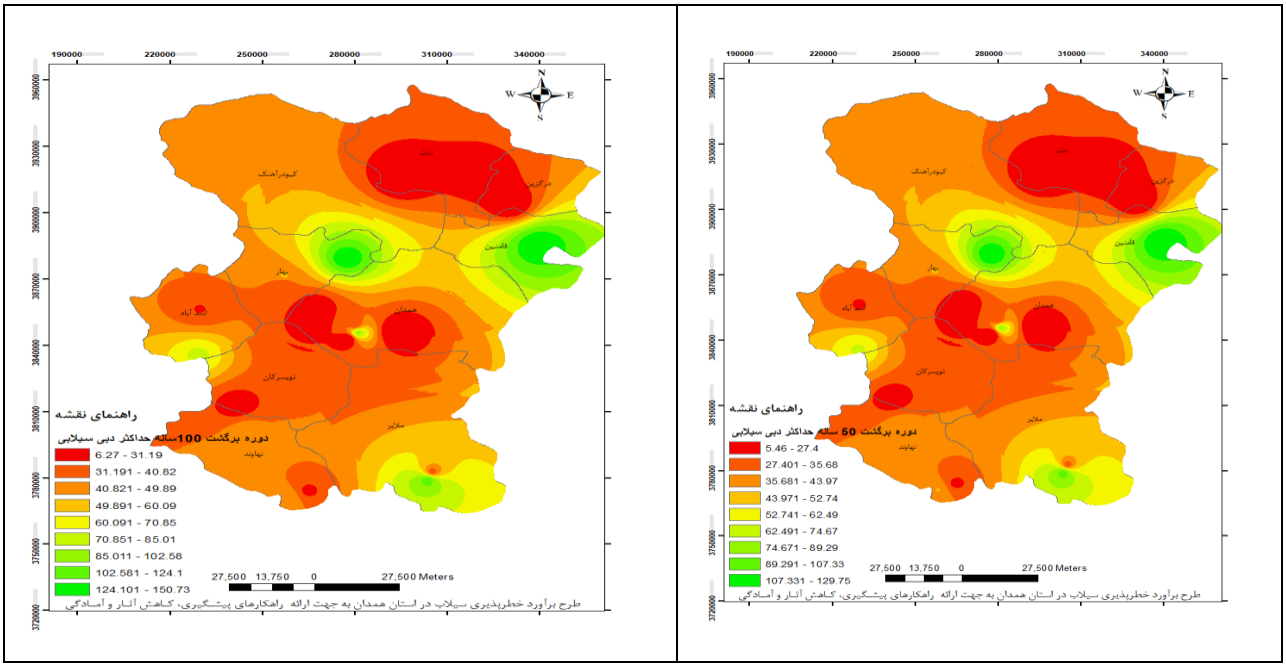
شکل۳-۵۷: برآورد احتمال وقوع حداکثر دبی سیلابی در دوره برگشت ۲ ساله



شکل ۳-۵۸: برآورد احتمال وقوع حداکثر دبی سیلابی در دوره برگشت ۱۰ ساله



شکل ۳-۵۹: برآورد احتمال وقوع حداکثر دبی سیلابی در دوره برگشت ۲۰ ساله و ۲۵ ساله



شکل ۳-۶۰: برآورد احتمال وقوع حداکثر دبی سیلابی در دوره برگشت ۵۰ ساله و ۱۰۰ ساله

۳-۲-۱-۹-۱-برآورد میزان تأثیر هر یک از پارامترها در وقوع سیلاب بر اساس روش آنتروپی شانون:

میزان تأثیر هر یک از پارامترها در وقوع سیلاب بر اساس روش داده‌ای - کارشناسی در جداول (۳-۳۱) تا (۳-۳۶) آورده شده است.

جدول ۳-۳۱: نحوه تقسیم‌بندی حداکثر ۲۴ ساعته بارش

کلاسه‌بندی و امتیاز حداکثر ۲۴ ساعته بارش		
حداکثر بارش ۲۴ ساعته	۳۵ > (mm)	۱ امتیاز
حداکثر بارش ۲۴ ساعته	۳۵ - ۴۰ (mm)	۲ امتیاز
حداکثر بارش ۲۴ ساعته	۴۰ - ۴۵ (mm)	۳ امتیاز
حداکثر بارش ۲۴ ساعته	۴۵ > (mm)	۴ امتیاز
)مقدار ضریب تأثیرگذاری بارش ۲۴ ساعته ۳/۵ استان		

جدول ۳-۳۲: نحوه تقسیم‌بندی تأثیر برف انباشته شده

کلاسه‌بندی و امتیاز برف انباشته		
جمع ریزش آبان تا اسفند به‌صورت برف	۵۰ > (mm)	۱ امتیاز
جمع ریزش آبان تا اسفند به‌صورت برف	۵۰ – ۶۵ (mm)	۲ امتیاز
جمع ریزش آبان تا اسفند به‌صورت برف	۶۵ – ۸۰ (mm)	۳ امتیاز
جمع ریزش آبان تا اسفند به‌صورت برف	۸۰ > (mm)	۴ امتیاز
* مقدار ضریب تأثیرگذاری برف ۲ است.		

جدول ۳-۳۳: نحوه تقسیم‌بندی تأثیر شیب حوزه‌ها بر سیلاب

کلاسه‌بندی و امتیاز شیب حوزه‌ها		
متوسط شیب حوزه	۵ > درصد	۱ امتیاز
متوسط شیب حوزه	۱۰ – ۵ درصد	۲ امتیاز
متوسط شیب حوزه برف	۱۵ –۱۰ درصد	۳ امتیاز
متوسط شیب حوزه	۱۵ > درصد	۴ امتیاز
* مقدار ضریب تأثیرگذاری شیب ۱/۷ است.		

جدول ۳-۳۴: نحوه تقسیم‌بندی تأثیر شکل حوزه بر سیلاب

کلاسه‌بندی و امتیاز ضریب گراولیوس		
ضریب گراولیوس	۲ - ۱/۶ بسیار نزدیک به مستطیل	۱ امتیاز
ضریب گراولیوس	۱/۶ - ۱/۴ نزدیک به مستطیل	۲ امتیاز
ضریب گراولیوس	۱/۴ - ۱/۲ نزدیک به دایره	۳ امتیاز

ضریب گراولیوس	۱/۲ - ۱ بسیار نزدیک به دایره	۴ امتیاز
* مقدار ضریب تأثیرگذاری شکل حوزه ضریب گراولیوس ۱/۲ است.		

جدول ۳-۳۵: نحوه تقسیم‌بندی تأثیر جنس زمین بر سیلاب

کلاسه‌بندی و امتیاز جنس زمین		
کلاس A نفوذپذیری	۱۱/۵ – ۷/۵ میلی‌متر در ساعت	۱ امتیاز
کلاس B نفوذپذیری	۷/۶ – ۳/۵ میلی‌متر در ساعت	۲ امتیاز
کلاس C نفوذپذیری	۳/۵ – ۱/۵ میلی‌متر در ساعت	۳ امتیاز
کلاس D نفوذپذیری	۱/۵ – ۰/۵ میلی‌متر در ساعت	۴ امتیاز
* مقدار ضریب تأثیرگذاری جنس زمین ۱/۵ است.		

جدول ۳-۳۶: نحوه تقسیم‌بندی تأثیر پوشش گیاهی در سیلاب

کلاسه‌بندی و امتیاز پوشش گیاهی		
پوشش گیاهی	متراکم	۱ امتیاز
پوشش گیاهی	نیمه متراکم	۲ امتیاز
پوشش گیاهی	نیمه تنک	۳ امتیاز
پوشش گیاهی	تنک	۴ امتیاز
مقدار ضریب تأثیرگذاری پوشش گیاهی ۲/۲ است.		

ازآنجایی‌که شش عامل بررسی شده در این مطالعات از تأثیر یکسانی بر کاهش و یا افزایش سیلاب و سیل‌خیزی حوزه‌ها برخوردار نیستند برای این عامل به ترتیب اهمیتشان ضریبی مستقل در نظر گرفته شده است

در ادامه ابتدا ماتریس A_{ij} بر اساس روش ترکیبی تکمیل و پس از نرمال‌سازی داده‌ها، وزن هر شاخص با استفاده از روش آنتروپی شانون مشخص شد. وزن‌های به‌دست‌آمده برای هر شاخص با روش آنتروپی شانون در جدول (۳-۳۷) قابل مشاهده است.

جدول ۳۰-۷۱: اوزان نهایی شاخص‌های مؤثر در وقوع سیلاب

شاخص	حداکثر بارش ۲۴ ساعته	میزان برف	شیب حوزه	ضریب گراولیوس	جنس زمین	پوشش گیاهی
Ws DM	۰,۲	۰,۱	۰,۱	۰,۱	۰,۲	۰,۳
λjWj	۰,۰۷۷۹	۰,۰۱۹۰	۰,۰۱۷۸	۰,۰۰۱۶	۰,۰۱۴۲	۰,۰۴۶۴
W'j	۰,۴۴۰۱	۰,۱۰۷۵	۰,۱۰۰۸	۰,۰۰۹۱	۰,۰۸۰۴	۰,۲۶۲۱
RAXK	۱	۳	۴	۶	۵	۲

با مشخص شدن وزن کلی هر شاخص، جهت تعیین وزن هر زیر شاخص، ضریب به‌دست‌آمده در امتیاز هر کلاس (بین ۱ تا ۴) ضرب شده تا وزن هر زیر شاخص محاسبه شود. جدول (۳-۳۸)

جدول ۳-۳۸: اوزان نهایی زیر شاخص‌های مؤثر در وقوع سیلاب

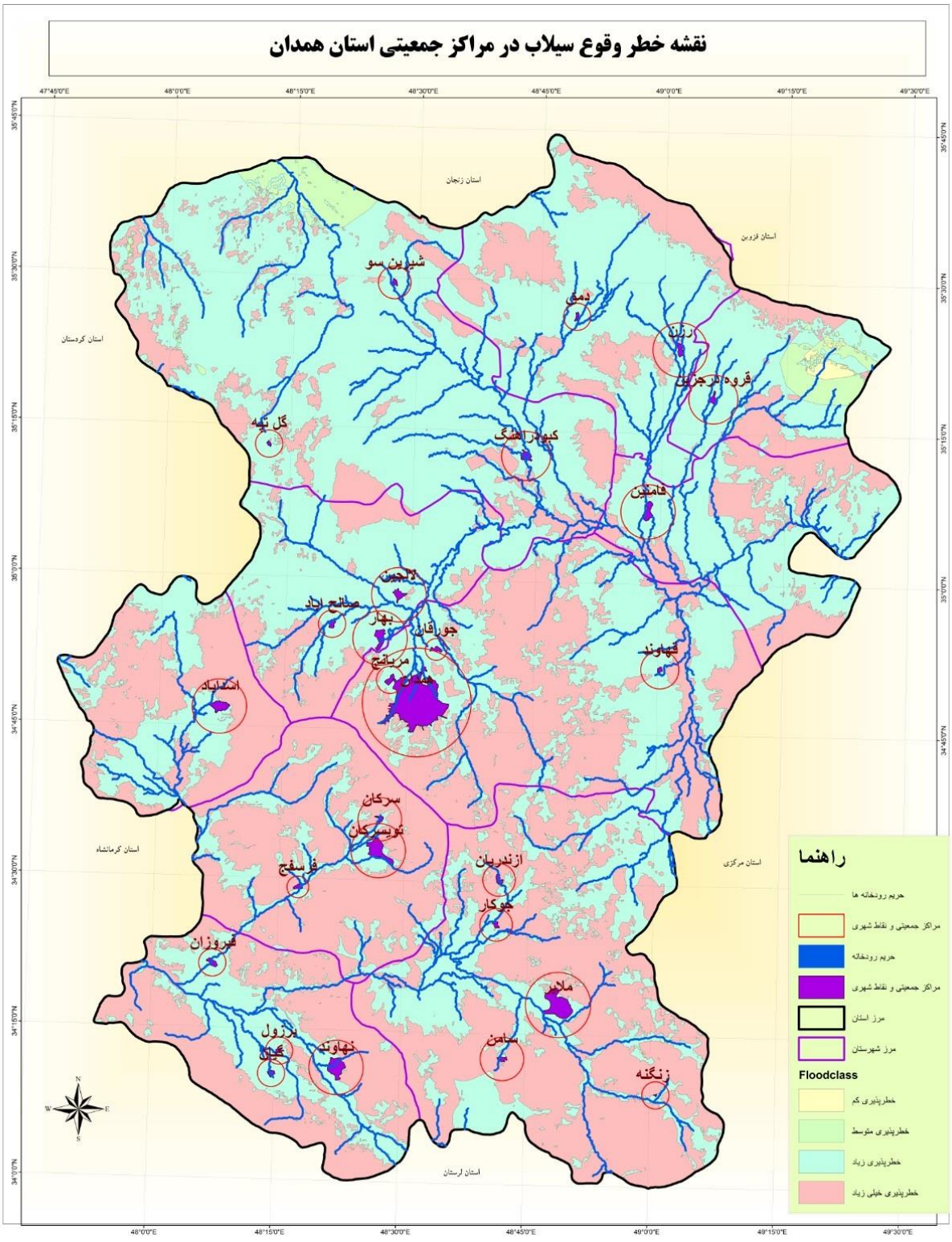
شاخص	حداکثر بارش ۲۴ ساعته	میزان برف	شیب حوزه	ضریب گراولیوس	جنس زمین	پوشش گیاهی
W'j	۰,۴۴۰۱	۰,۱۰۷۵	۰,۱۰۰۸	۰,۰۰۹۱	۰,۰۸۰۴	۰,۲۶۲۱
امتیاز ۴	۱,۷۶۰۳۳	۰,۴۳۰۱۲	۰,۴۰۳۰۸	۰,۰۳۶۴۶	۰,۳۲۱۶۳	۱,۰۴۸۳۸
امتیاز ۳	۱,۳۲۰۲۵	۰,۳۲۲۵۹	۰,۳۰۲۳۱	۰,۰۲۷۳۵	۰,۲۴۱۲۲	۰,۷۸۶۲۸
امتیاز ۲	۰,۸۸۰۱۶	۰,۲۱۵۰۶	۰,۲۰۱۵۴	۰,۰۱۸۲۳	۰,۱۶۰۸۱	۰,۵۲۴۱۹
امتیاز ۱	۰,۴۴۰۱	۰,۱۰۷۵	۰,۱۰۰۸	۰,۰۰۹۱	۰,۰۸۰۴	۰,۲۶۲۱

۳-۲-۱-۹-۲-تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر سیل در استان همدان و در هر شهرستان

جدول ۳-۳۹: توزیع مساحت خطرپذیری سیلاب در شهرستان‌ها و کل استان همدان

شهرستان	خطرپذیری خیلی زیاد	خطرپذیری زیاد	خطرپذیری کم	خطرپذیری متوسط	مجموع
اسدآباد	70057/06	49068/41			119125/47
بهار	34336/23	99170/31			133506/54
تویسرکان	120949/3	34911/22		8/02	155868/54
درگزین	17651/51	51687/78	2563/47	12002/86	83905/62
رزن	52030/87	135915/81			187946/68
فامنین	45407/86	82509/07			127916/93
کبودرآهنگ	64989/44	300334/09		17797/37	383120/9
ملایر	204209/6	114905/48		611/62	319726/7
نهاوند	94718/65	58284/09			153002/74

همدان	149799/62	131930/25			281729/87
کل استان	854150/14	1058716/5	2563/47	30419/87	1945850

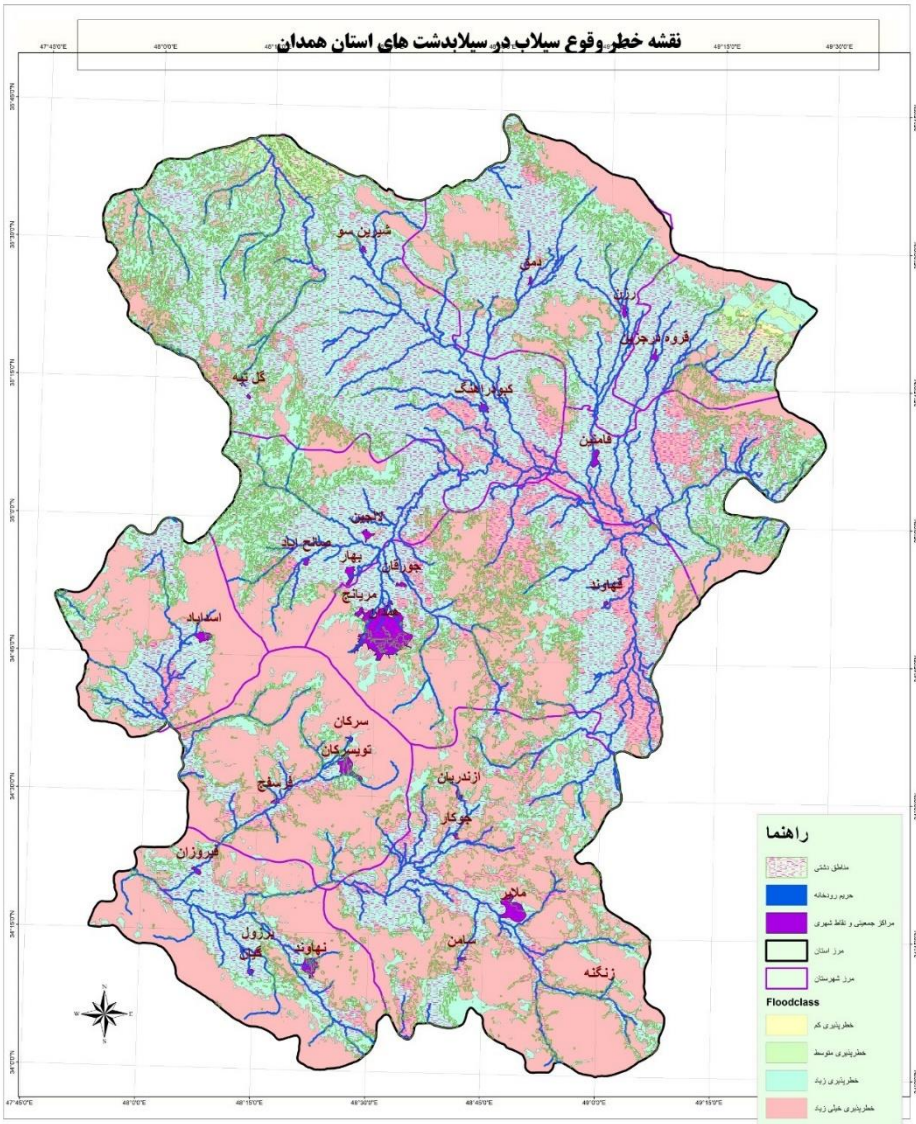


شکل ۳-۶۱: برآورد خطر وقوع سیل در استان همدان بر اساس عوامل طبیعی و مراکز جمعیتی

۳-۲-۱-۹-۳-برآورد پهنه‌بندی‌های خطر بر اساس تعیین سیلاب‌دشت‌ها و حریم سیلابی رودخانه‌ها:

انواع مختلف سیل در استان همدان شامل موارد زیر است:

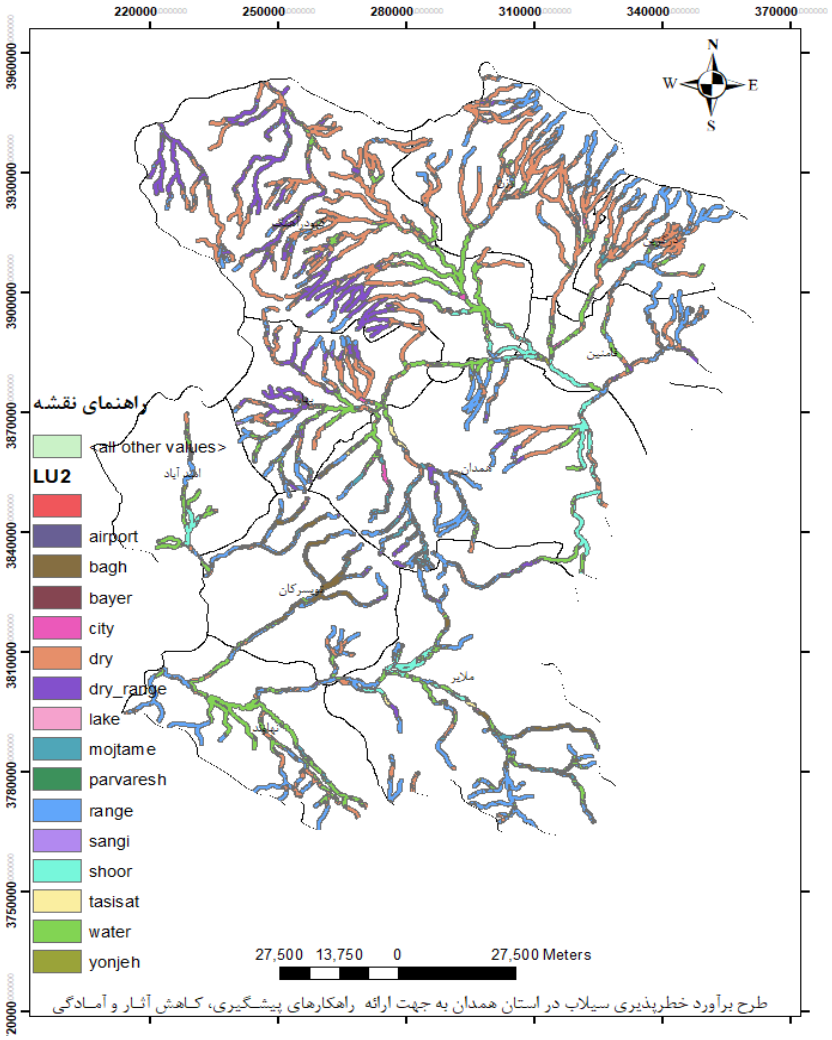
۱. سیل‌های ایجاد شده در دشت‌های سیلابی: این‌گونه سیل با بارش‌های طولانی و تکراری و اشباع شدن خاک همراه است. که پس از چند روز بارش در مناطق کم ارتفاع که توسط کوه‌ها احاطه شدند به وجود می‌آید چگونگی تشکیل این‌گونه سیلاب‌ها غالباً نسبت به سیل‌های رودخانه‌های که در حریم بستر رودخانه ایجاد می‌شود، متفاوت است. بر اساس شکل (۳-۶۲) بیشتر این دشت‌های سیلابی در مناطق شمالی است (دشت رزن و کبودرآهنگ) واقع شده است.



شکل ۳-۶۲: پهنه‌بندی خطر در سیلاب‌دشت‌ها

۲. سیل رودخانه‌های (حریم سیلابی رودخانه‌های استان و کاربری اراضی در این حریم‌ها): سیل کوتاه‌مدتی است که معمولاً با بالا آمدن سریع سطح آب و جریان نسبتاً زیاد همراه بوده و معمولاً از یک رگبار

شدید روی منطقه‌ای کوچک به‌وجود می‌آید. این سیل با زمان هشدار کم و گاهی بدون هشـدار رخ می‌دهد و در عرض چند دقیقه به نقطه اوج می‌رسد (به این دلیل به آن سیل برق‌آسا نیز گفته می‌شود). سیلاب در رودخانه‌ها امری طبیعی و غیرقابل اجتناب است. برخی سیلاب‌ها به‌طور فصلی مثلاً با بارندگی‌های بهاره یا زمستانه توأم با ذوب برف‌ها اتفاق می‌افتـد که در این مواقع بستر رودخانه‌ها به‌تدریج پرآب می‌شود و زمین‌های مجاور را زیر آب می‌برد. این نوع سیلاب در حاشیه رودخانه‌ها و در جایی که در حریم سیلابی رودخانه سازه‌های انسانی وجود دارد رخ می‌دهد بیشتر در نواحی جنوب غرب استان در شهرستان نهاوند دیده می‌شود.



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۶۳: برآورد حریم سیلابی رودخانه‌های استان و کاربری اراضی در این حریم‌ها

۳-۲-۱-۹-۴-پیاده‌سازی مدل و تهیه نقشه ریسک یا خطرپذیری در حریم سیلابی رودخانه‌ها (نقاط پرخطر هر شهرستان) با توجه به حساسیت مناطق به لحاظ انسانی و اقتصادی

یکی از روش‌های مدیریتی مواجهه با سیل، پهنه‌بندی سیل است. نقشه‌های پهنه‌بندی سیل، اطلاعات ارزشمندی را در مورد طبیعت سیلاب‌ها، اثرات آن بر اراضی دشت سیلاب‌ها و تعیین حریم رودخانه‌ها ارائه

می‌دهد. درنتیجه امکان ارسال هشدارهای مناسب در مواقع خطر سیل و تسهیل عملیات امداد و نجات فراهم می‌شود. در پهنه‌بندی سیل به‌منظور کنترل سیلاب در کاربری و توسعه اراضی، مناطق سیل‌خیز به قسمت‌هایی با خطرپذیری‌های متفاوت تقسیم می‌شوند. پهنه‌بندی‌ها برای مشخص شدن میان خطرپذیری به سیلاب برای استفاده‌کنندگان محتمل، شناسایی نواحی برای بیمه خسارات سیل و ایجاد محدودیت‌های اجباری کاربری در مناطق خطرپذیر استان و بایستی قدرت لازم برای اعمال محدودیت‌های ناشی از آن وجود داشته باشد. با تعیین مناطقی که ریسک بالای سیل دارند، می‌توان از توسعه در این مناطق جلوگیری کرد و یا در صورت نیاز به توسعه در این مناطق، از ابتدا راهکارهای مدیریتی برای ساخت‌وساز در این بخش‌ها لحاظ شود.

در این پژوهش، پردازش و تحلیل داده‌ها باتوجه به پارامترهای شیب، زمین‌شناسی، فاصله از رودخانه‌ها و مسیل‌ها، کاربری اراضی و تراکم جمعیت صورت گرفته است. پس از آماده‌سازی و تهیه لایه‌های اطلاعاتی، برای تعیین وزن معیارها و همچنین کلاس‌های هر معیار از روش Fuzzy AHP استفاده گردید. فرآیند تحلیل سلسله‌مراتبی فازی روش نسبتاً جدیدی است که توسط Larhon and Pedrich توسعه داده شد. AHP را برای حالتی که به محیط‌های فازی و مبهم منجر می‌شد بسط داد. این مدل بر مبنای سه اصل تجزیه، مقایسه دودویی یا زوجی، اولویت‌بندی گزینه‌ها استوار است. معیار با توجه به وضعیت منطقه، بررسی مستندات علمی و معتبر و نظرسنجی کارشناسی به زیر معیارها و یا شاخص‌هایی تقسیم گردید. بر مبنای اصل دوم، معیارها با استفاده از جدول وزن‌دهی دوبه‌دو با عبارات زبانی تعریف‌شده در منطق فازی با هم مقایسه شدند و وزن آن‌ها تعیین گردید. در یک سطح، معیارها نسبت به یکدیگر سنجیده و در سطح دیگر شاخص‌های هر دسته از معیارها دوبه‌دو نسبت به یکدیگر سنجیده می‌گردد. درنهایت هر یک از لایه‌ها بر اساس وزن‌های به‌دست‌آمده از روش،Fuzzy AHP در محیط GIS پهنه‌بندی می‌شوند. انعطاف‌پذیری، قاعده‌مند بودن محاسبات و امکان رتبه‌بندی نهایی گزینه‌ها با در نظر گرفتن عدم قطعیت از مزیت‌های اصلی AHP Fuzzy هستند.

برای تعیین وزن معیارها و همچنین کلاس‌های هر معیار از روش AHP Fuzzy استفاده گردید. محاسبه وزن‌ها از طریق برنامه‌نویسی انجام گرفت. برای پیاده‌سازی روش Fuzzy AHP معیارها با توجه به سطح بالاتر به‌صورت دوبه‌دو مقایسه می‌شوند. ازآنجاکه در این روش برای انجام مقایسات به‌طور معمول از دانش متخصصان بهره گرفته می‌شود، انتخاب متخصصان از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این تحقیق خبرگان به دو گروه صاحب‌نظران دانشگاهی کارشناسان خبره تقسیم شده بودند. برای شناسایی خبرگان نیز از تکنیک گلوله برفی استفاده شد. با توجه به این‌که از روش گلوله برفی استفاده شد، سعی گردید که با پیشنهاد افراد معرفی شده برای تکمیل گروه کارشناسان انتخاب افراد بر اساس شناسایی و فعالیت پژوهشی در مورد منطقه باشد. سپس در ادامه تحقیق بر اساس روش چانگ برای بیان ارجحیت یک معیار بر معیار دیگر (یا یک کلاس بر کلاس دیگر) از عبارت‌های زبانی استفاده شد و ماتریس مقایسات زوجی تشکیل گردید. در مرحله بعد، اقدام به نرمال‌سازی ماتریس اعداد فازی شد، از میانگین هندسی (بر اساس روش چانگ) به‌منظور محاسبه وزن‌ها استفاده گردید (در روش میانگین هندسی از قواعد ضرب فازی پیروی می‌کند که با ضرب معمولی متفاوت است). نهایتاً اوزان فازی هر یک از معیارها با استفاده از روش مرکز سطح به یک کمیت کلاسیک تبدیل شدند و به این ترتیب اوزان دیفازی‌سازی شده آماده به‌کارگیری در محیط GIS گردید. لازم به ذکر است که به دلیل فراوانی جداول وزن کلاس‌های هر معیار و تشابه موضوعی این جداول از نمایش همه این جداول خودداری به عمل آمد و به‌عنوان

نمونه، تنها به جداول ماتریس اعداد فازی کلاس‌های شیب و جداول ماتریس اعداد فازی پارامترها به همراه وزن نهایی بسنده شد.

جدول ۳-۴۰: ماتریس اعداد فازی کلاس‌های شیب به همراه اوزان دیفازی شده آن‌ها

پارامتر شیب	شیب کم تر از ۵ درصد	شیب ۵-۱۰ درصد	شیب ۱۰-۲۰ درصد	شیب بیشتر از ۲۰درصد	اوزان دیفازی شده
شیب کم تر از ۵ درصد	(۱، ۱، ۱)	(۱/۵ ،۱/۱،۳)	(۱/۷ ،۱/۱،۵/۳)	(۱/۹ ،۱/۱،۹/۷)	۰/۰۵۲
شیب ۵-۱۰ درصد	(۵، ۳، ۱)	(۱، ۱، ۱)	(۱/۵ ،۱/۱،۳)	(۱/۷ ،۱/۱،۵/۳)	۰/۱۲۶
شیب ۱۰-۲۰درصد	(۷، ۵، ۳)	(۵، ۳، ۱)	(۱، ۱، ۱)	(۱/۵ ،۱/۱،۳)	۰/۳۱۲
شیب بیش تر از ۲۰ درصد	(۹، ۹، ۷)	(۷، ۵، ۳)	(۵، ۳، ۱)	(۱، ۱، ۱)	۰/۵۱

جدول ۳-۴۱: توزیع مساحت خطرپذیری سیلاب در شهرستان‌ها و کل استان همدان

فاصله از رودخانه	کاربری	هیدروژئولوژی	شیب	بارش	کارشناس
۰,۳۴	۰,۱۴	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۳۱	آب‌وهوا
۰,۳۳	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۲۷	GIS
۰,۲۵	۰,۱۱	۰,۲۳	۰,۱۷	۰,۲۴	تحقیقات گذشته

عدد NRCS به نوع خاک، قابلیت نفوذ خاک و استفاده از زمین و عمق فصلی بالابودن سطح آب مرتبط است. بر اساس توانایی خاک‌های مختلف برای نفوذ، NRCSخاک را به ۴ گروه خاک‌های هیدرولوژیکی تقسیم کرده است ((HSGSکه آن‌ها به شرح زیر تعریف‌شده است:

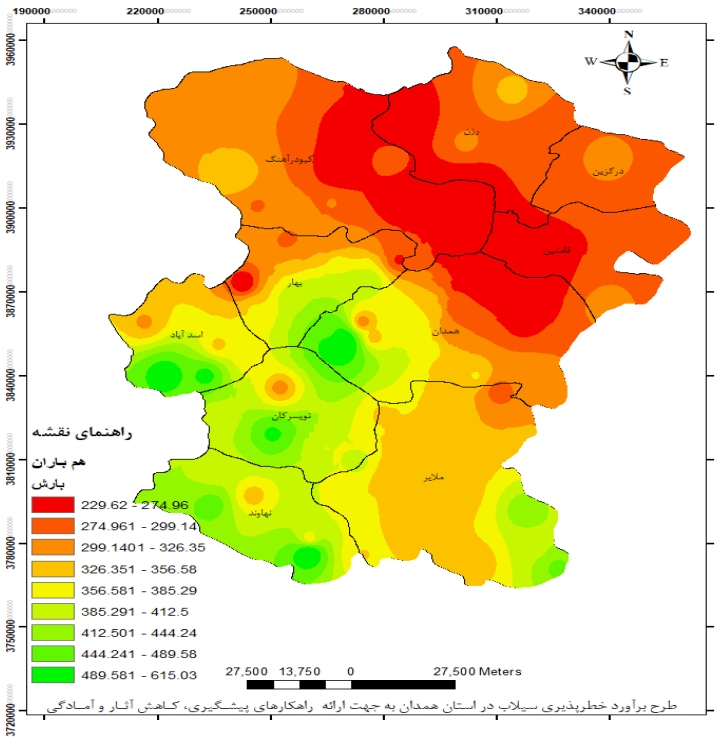
گروه‌های خاک هیدرولوژیکی نوعA (پتانسیل رواناب کم): خاک با سرعت نفوذ بالا حتی زمانیکه کاملاً مرطوب است. این خاک‌ها عمدتاً شامل عمق، شن‌های خوب زهکشی شده و ماسه‌ها. این خاک‌ها دارای نرخ بالای انتقال آب سرعت نفوذ نهایی بیشتر از ۰/۳ in/h است.

گروه‌های خاک هیدرولوژیکی نوع B خاک‌هایی با سرعت نفوذ متوسط که کاملاً مرطوب هستند. این خاک‌ها عمدتاً شامل خاک‌هایی با عمق متوسط، عمق زهکشی شده متوسط تا خوب زهکشی شده با بافت متوسط خوب تا بافت متوسط خیلی درشت. این خاک‌ها یک نرخ متعادل انتقال آب دارند. (نرخ نفوذ نهایی ۰/۰۵ تا ۰/۱۵ in/h است.

گروه خاک‌های هیدرولوژیکی نوع:c خاک با سرعت نفوذ کند زمانیکه کاملاً مرطوب است. این خاک‌ها عمدتاً شامل خاک‌ها با یک لایه که مانع از حرکت رو به پایین آب و یا خاک با بافت متوسط خوب تا خاک با بافت خوب هستند .این خاک‌ها یک نرخ انتقال آب کند دارند (نرخ نفوذ نهایی بین ۰/۰۵ تا ۰/۱۵ in/hاست.

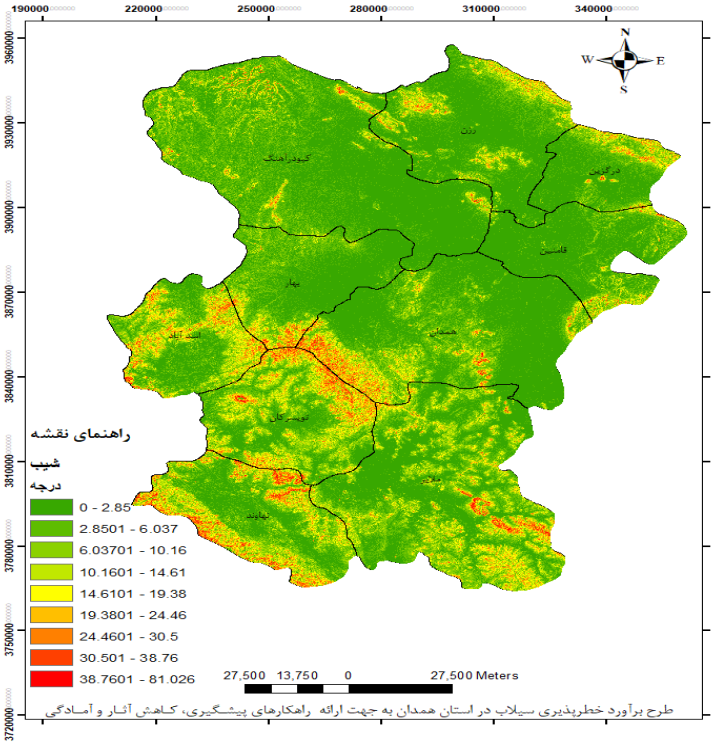
گروه خاک‌های هیدرولوژیکی نوعD (پتانسیل رواناب بالا): خاک‌ها با نرخ نفوذ خیلی کند کاملاً مرطوب هستند. این خاک‌ها عمدتاً شامل خاک رس با پتانسیل تورم بالا، خاک با سطح آب دائمی بالا، خاک با یک لایه رس در کف یا یک‌لایه رس در یا کنار سطح، و خاک کم‌عمق با مصالح تقریباً غیرقابل نفوذ. این خاک‌ها یک نرخ بسیار کند انتقال آب دارند (نرخ نهایی نفوذ کمتر از ۰/۰۵ in/h است.

لایه‌های استفاده‌شده برای تحلیل خطرپذیری در شکل‌های ۳-۶۴ تا ۳-۸۳ مشخص شده است.



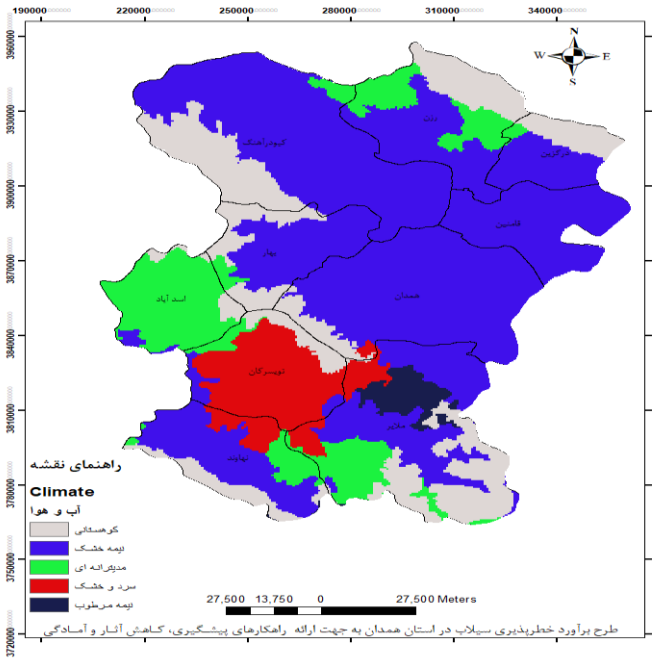
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۶۴: نقشه میزان بارندگی



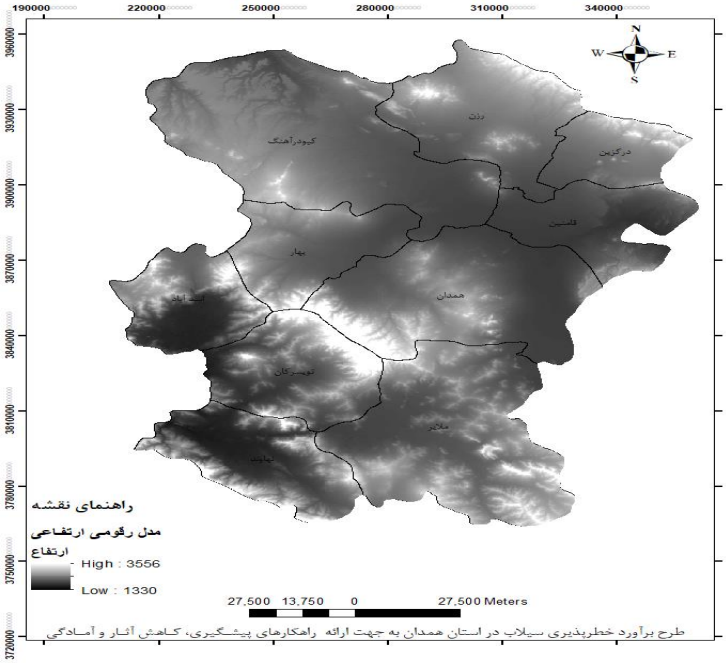
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۶۵: نقشه شیب



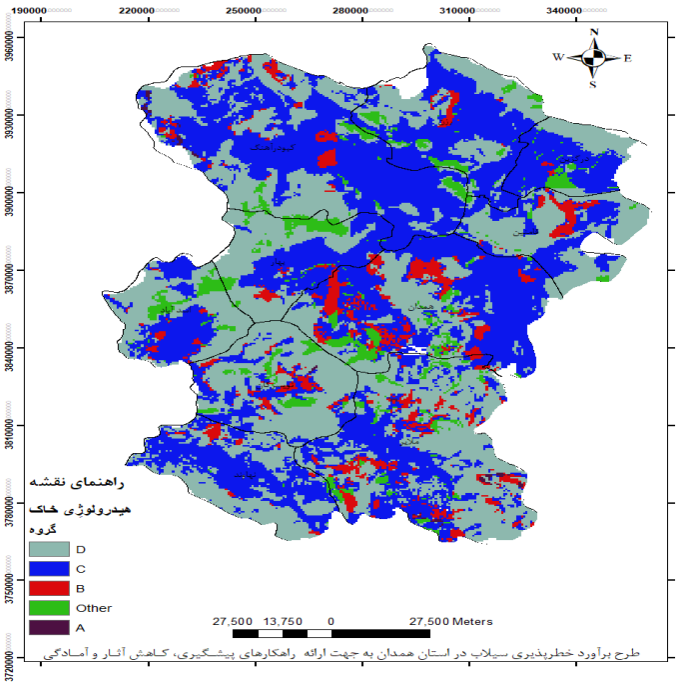
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۶۶: نقشه آب‌وهوا



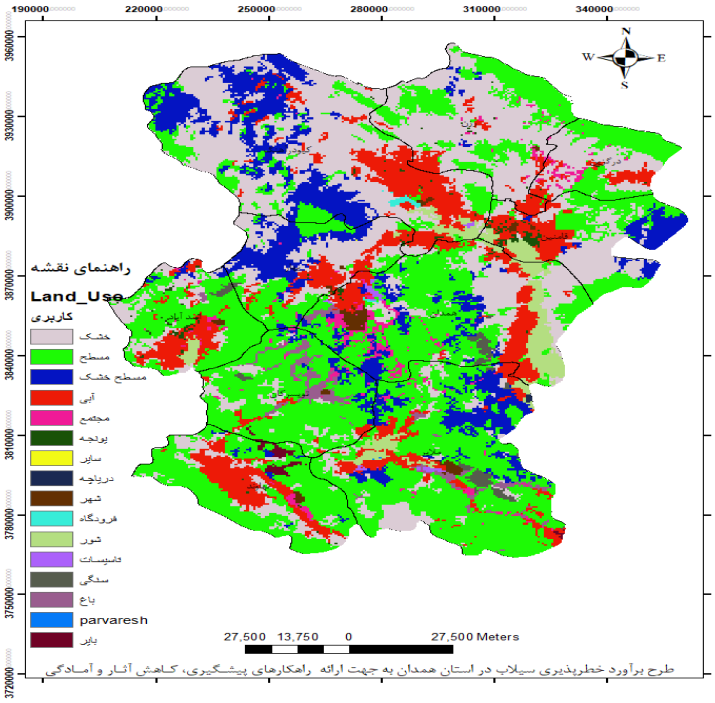
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۶۷: نقشه رقومی ارتفاع



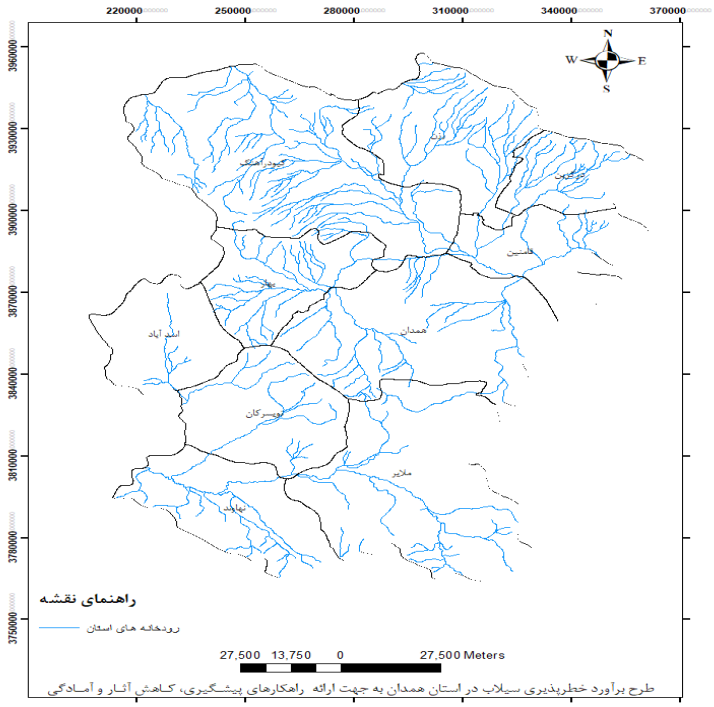
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۶۸: نقشه هیدرولوژیک خاک



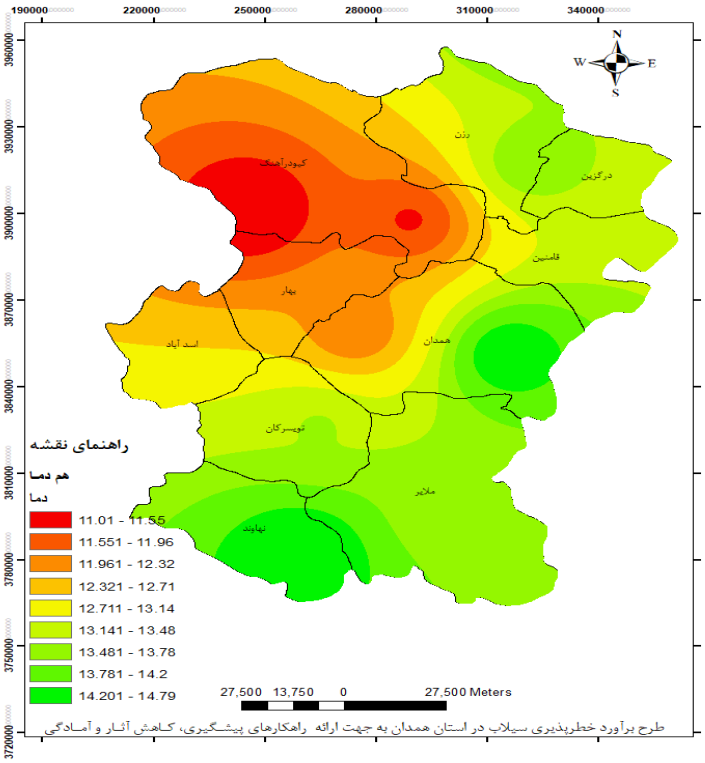
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۶۹:نقشه کاربری اراضی



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

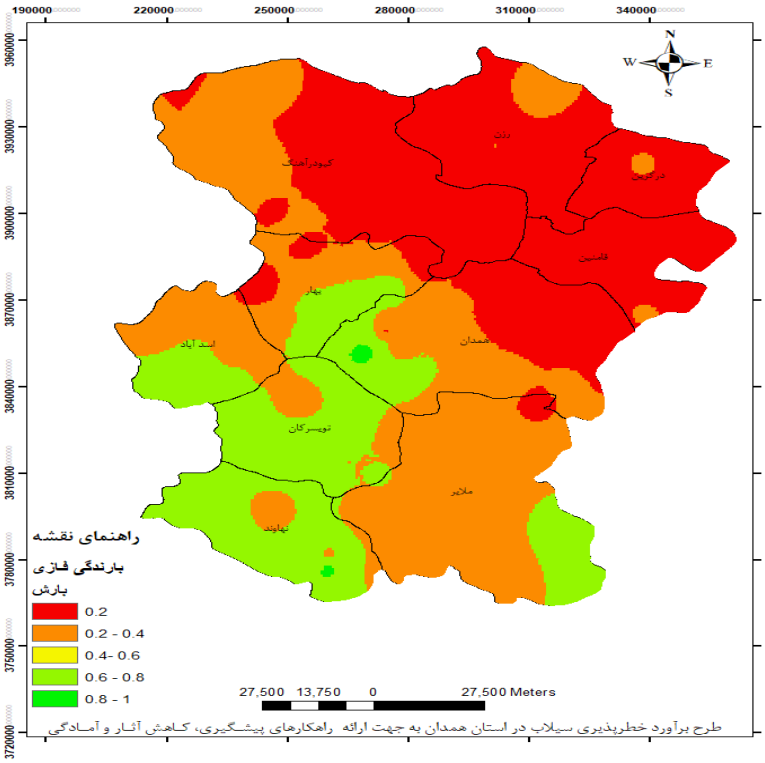
شکل ۳-۷۰:نقشه رودخانه‌ها



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

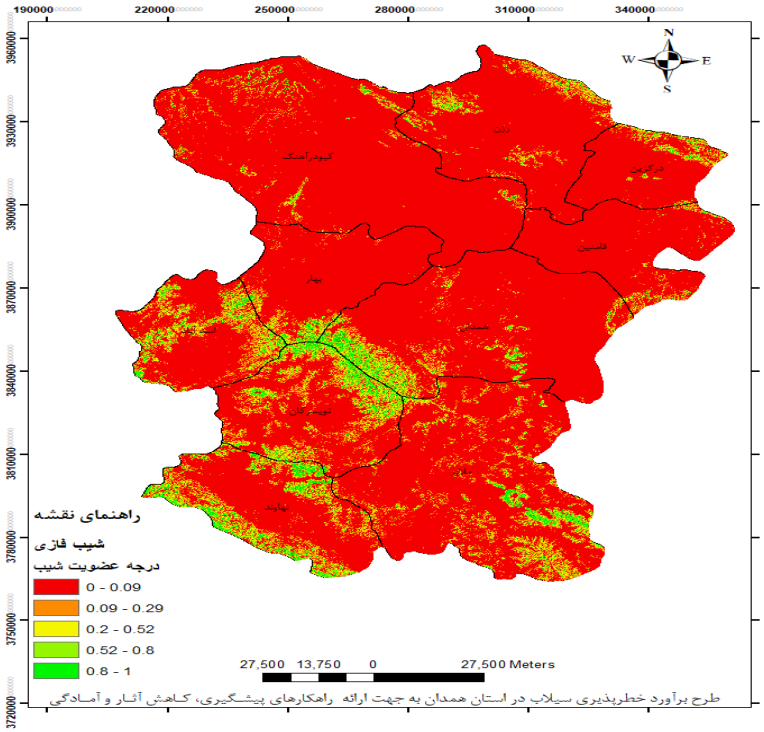
شکل ۳-۷۱:نقشه هم‌دما

سپس با استفاده از روابط تعیین درجه عضویت، نقشه‌های فازی و استانداردشده محاسبه می‌شوند.



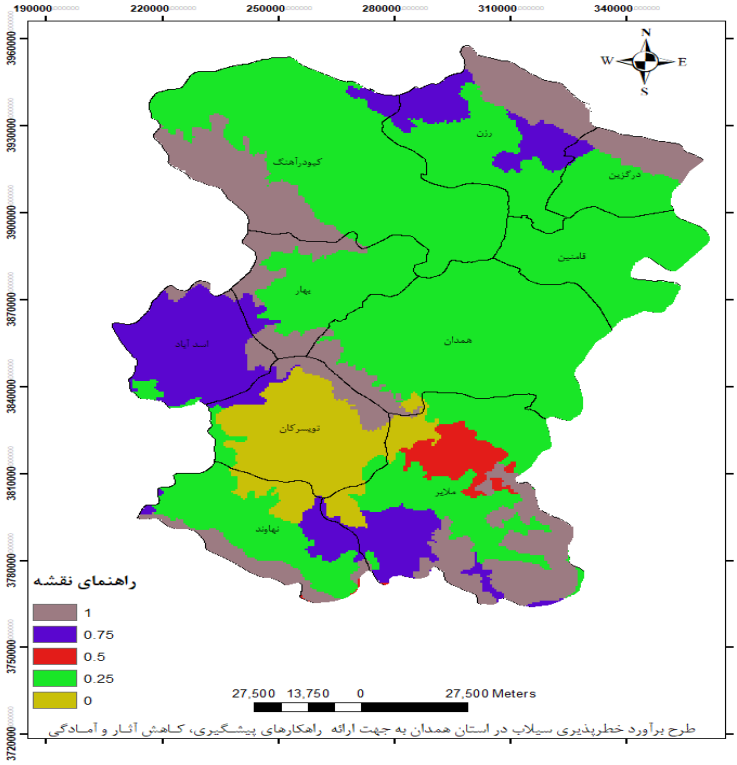
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۷۲:نقشه فازی و استانداردشده میزان بارندگی



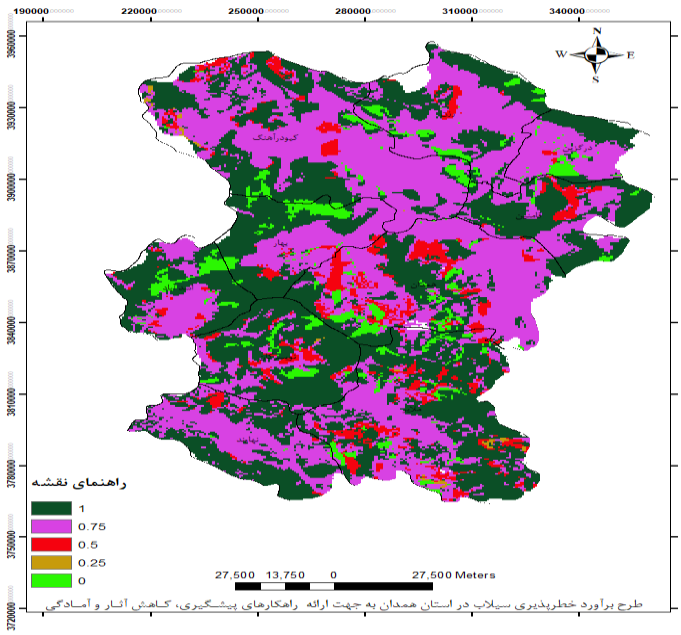
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۷۳: نقشه فازی و استانداردشده شیب



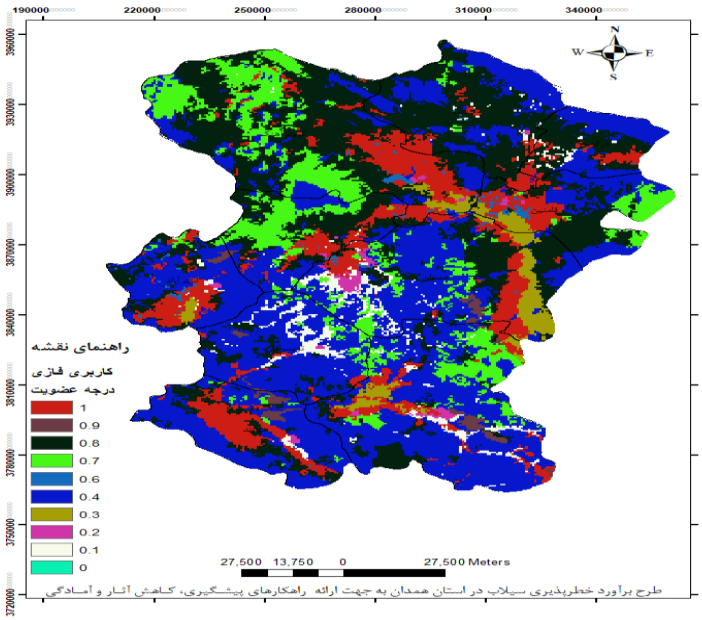
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۷۴: نقشه فازی و استانداردشده آب‌وهوا



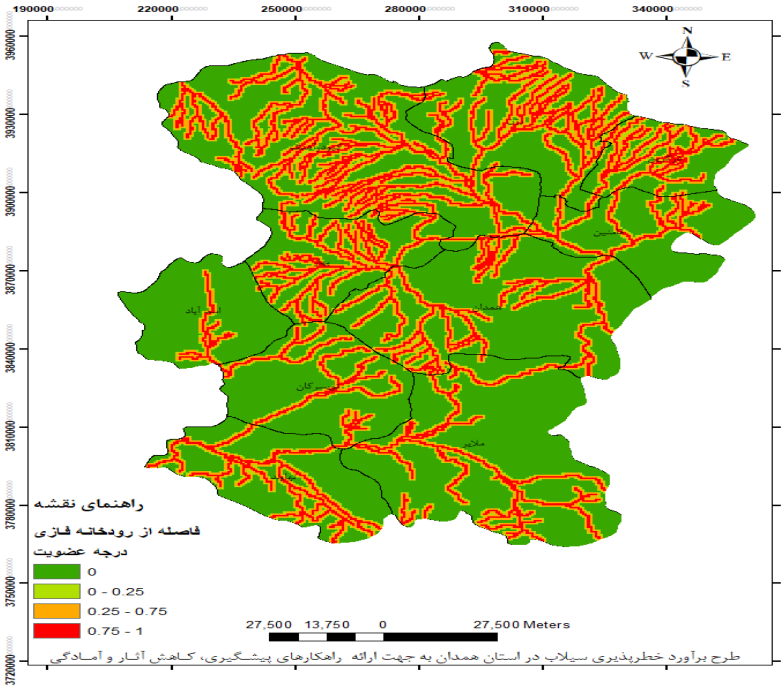
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۷۵: نقشه فازی و استانداردشده هیدرولوژی



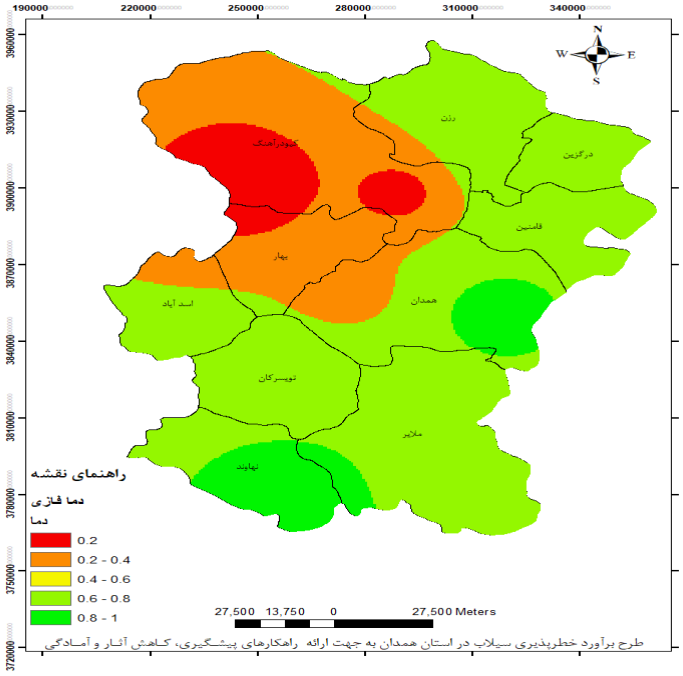
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۷۶:نقشه فازی و استانداردشده کاربری اراضی



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

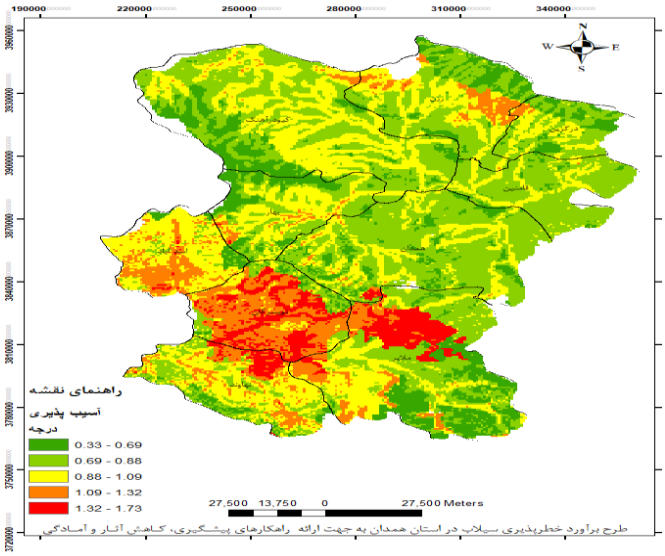
شکل ۳-۷۷: نقشه فازی و استانداردشده فاصله از رودخانه و حریم رودخانه



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۷۸: نقشه فازی و استانداردشده دما

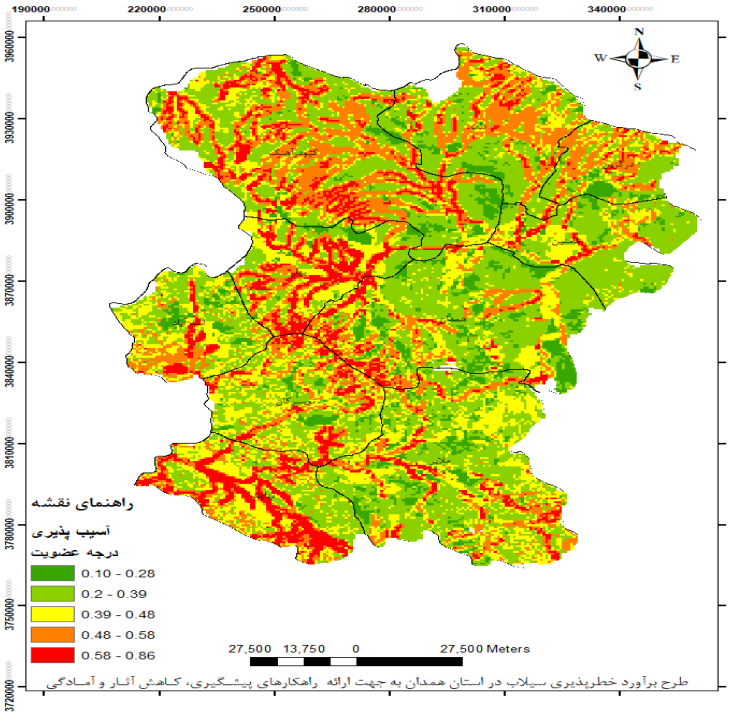
نقشه‌های پهنه‌بندی خطر سیل و خطرپذیری سیل از سه منظر تهیه‌شده‌اند. اول از منظر ضرایب مربوط به تحقیقات گذشته است. نقشه دوم با استفاده از نظرسنجی از نخبگان حوزه سیلاب است. و نقشه سوم از نگاه نخبگان جغرافیا و آب‌وهوا شناسی تهیه شده است. علت اینکه نقشه از سه دیدگاه تهیه شده است، امکان مقایسه نقشه‌های تولید شده است. شکل (۳-۷۹)



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۷۹:نقشه پهنه‌بندی خطر سیل بر اساس تحقیقات گذشته

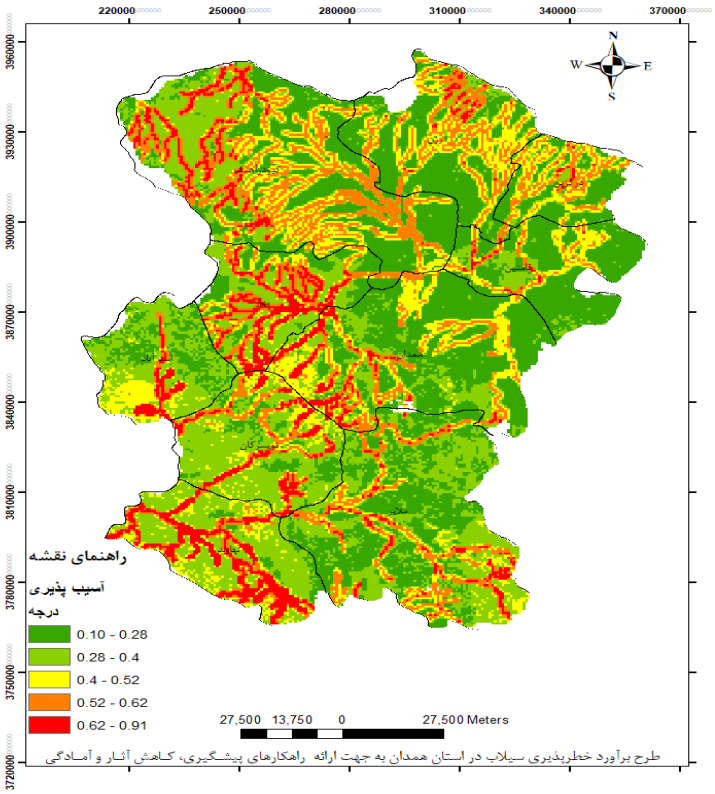
در شکل (۳-۷۹) تویسرکان و شمال ملایر به‌عنوان خطرپذیرترین نقاط مشخص شده‌اند. علت این موضوع هم با نگاهی به اوزان به‌دست‌آمده از میانگین تحقیقات گذشته مشخص می‌شود. در این اوزان به لایه هیدرولوژی وزن بالایی داده‌شده است. در این قسمت‌ها نوع هیدرولوژی خاک C بوده و میزان بارندگی هم بالا است. شکل (۳-۸۰)



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۸۰: نقشه پهنه‌بندی خطر سیل بر اساس نظرات کارشناسان GIS

در این نقشه همان‌طور که مشاهده می‌شود، استان‌های همدان و ملایر کمترین خطرپذیری را دارند. با رجوع به وزن اختصاص داده‌شده توسط کارشناسان این حوزه مشاهده می‌شود که آن‌ها فاصله از رودخانه، بارش، شیب، هیدرولوژی، کاربری، آب‌وهوا و دما به ترتیب وزن داده‌اند.



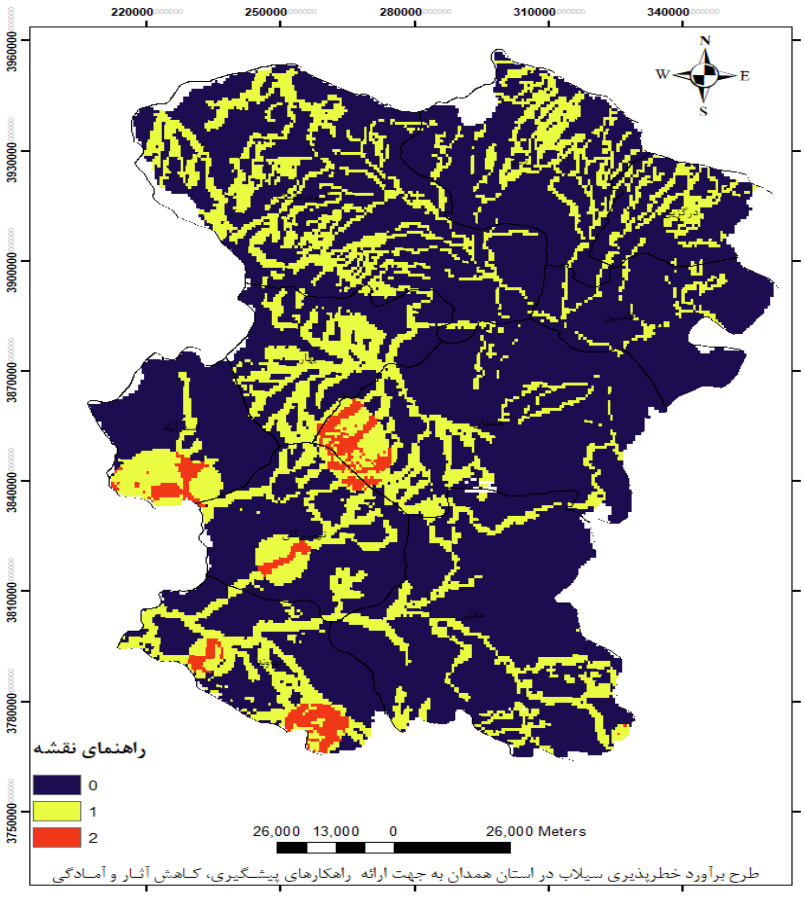
ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۸۱: نقشه پهنه‌بندی خطر سیل حاصل نظرات کارشناسان آب‌وهوا

در نقشه سوم که حاصل نظرات در شکل (۳-۸۱) مشخص شده است، بیشترین خطرپذیری در اطراف رودخانه‌ها است. رودخانه‌های بخش بهار، نهاوند و تویسرکان بیشترین آسیب را دارند. اما مسئله کاهش خطرپذیری در اطراف سایر رودخانه‌ها به دلیل کاهش بارندگی است.

۳-۴-۳- پهنه‌بندی خطرپذیری سیلاب بر اساس الگوی بارندگی در استان همدان:

بر اساس نقشه زیر مناطق قرمز رنگ مناطق با بارش زیاد و با شدت بالا است که منطبق بر منطقه پرخطر ازلحاظ سیل‌خیزی است. مناطق زردرنگ از شدت کمتری نسبت به مناطق قرمز رنگ استان به‌طورکلی بارش و حداکثر ۲۴ ساعته بارش از عوامل اصلی ایجاد سیلاب در منطقه همدان است.

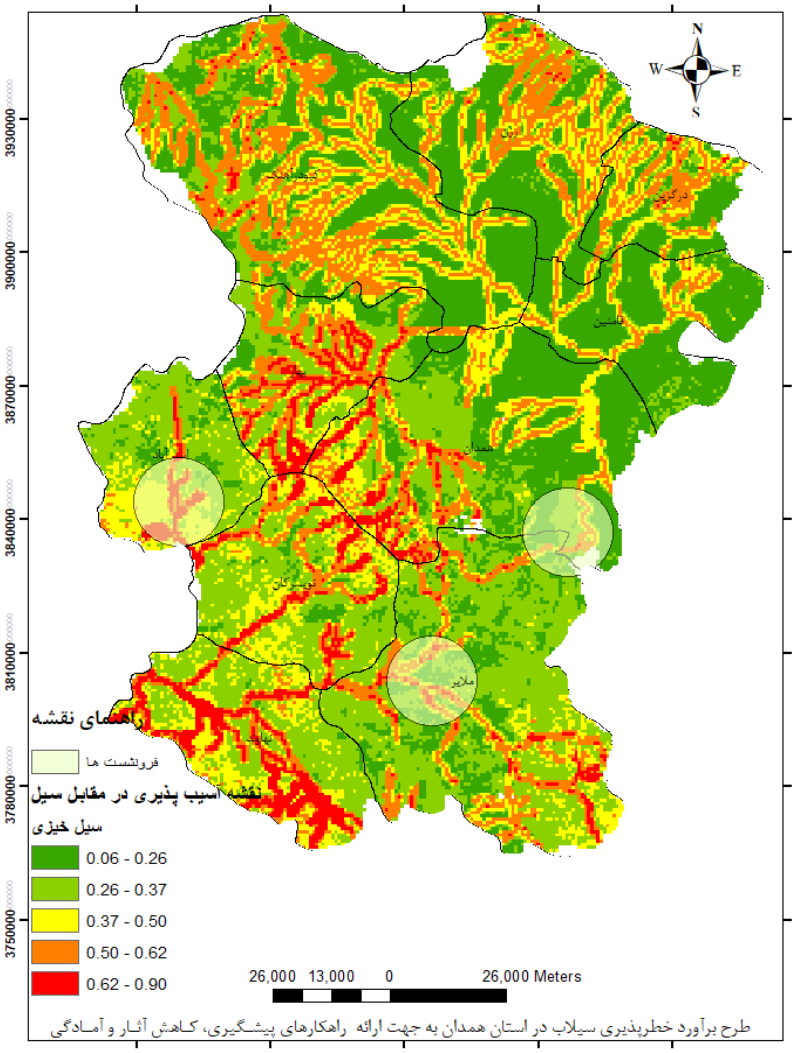


ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۸۲: نقشه پهنه‌بندی خطرپذیری سیلاب بر اساس الگوی بارندگی

۳-۴-۴- بررسی خطرپذیری فرونشست‌های استان همدان از سیلاب:

دوایر سفیدرنگ فرونشست‌های استان را در شهرستان‌های همدان، ملایر و اسدآباد نشان می‌دهد بر این اساس در مناطق سیل‌خیزی با ریسک بالا و آسیب‌پذیری زیاد مشخص می‌گردد. شکل (۳-۸۳)



ماخذ: طرح برآورد خطرپذیری سیلاب در همدان به جهت ...

شکل ۳-۸۳: نقشه پهنه‌بندی خطرپذیری فرونشست‌های استان همدان از سیلاب

۳-۲-۲-انواع مخاطرات زمینی

۳-۲-۲-۱-زلزله

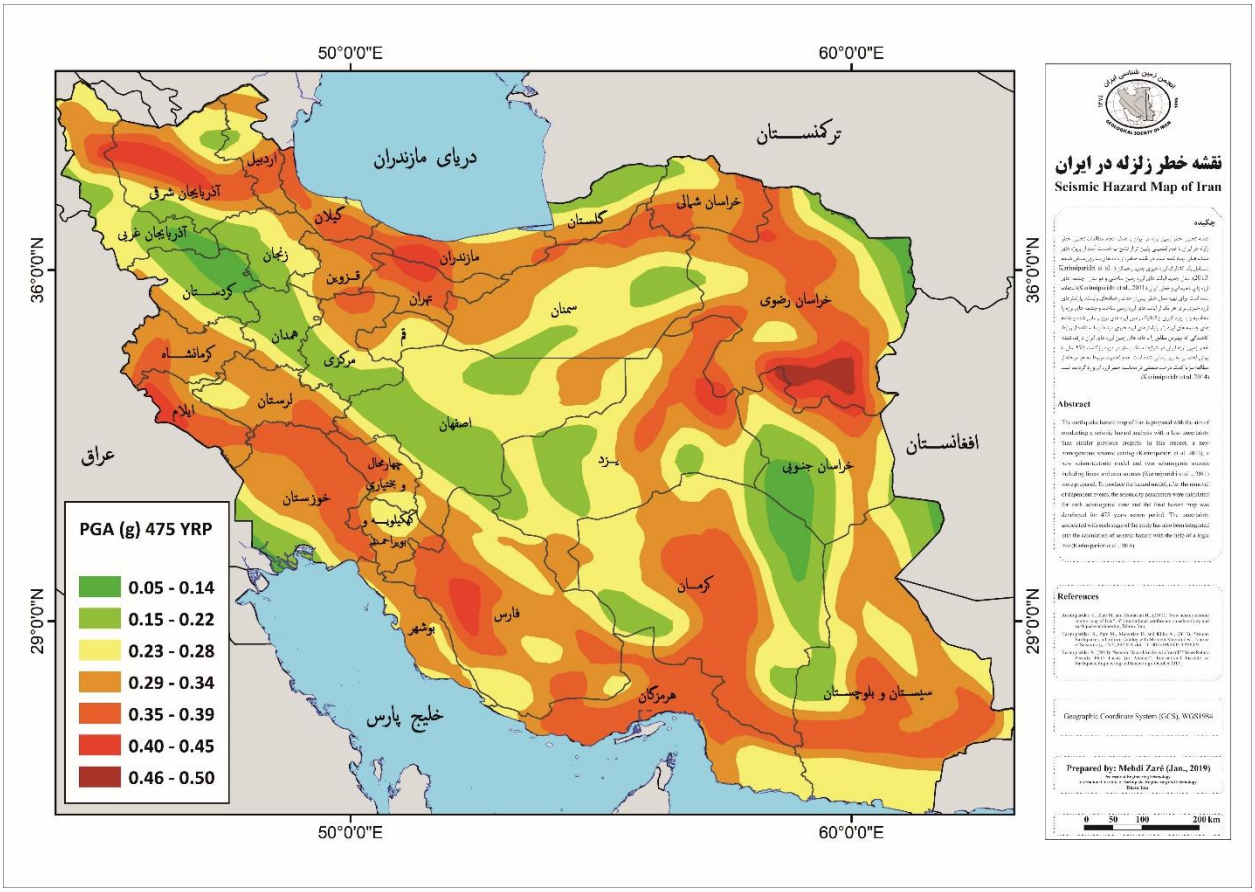
تعریف: زمین لرزه لرزش ناگهانی سطح زمین به واسطه آزاد شدن انرژی (در قالب امواج لرزه‌ای) ناشی از جابجایی صفحه های زمین ساختی (تکتونیکی) در امتداد گسل ها می باشد. پوسته زمین از قطعاتی تشکیل شده است که به آن ورقه یا صفحه می گویند. این ورقه ها در واقع بخش هایی از سنگ کره (لیتوسفر) هستند که بر روی سست‌کره حالت نیمه شناور دارند. جابجایی ورقه ها بر روی سست‌کره به دلایل مختلف در طول زمان سبب جدا شدن (اشتقاق) قاره ها از همدیگر شده است (تعریف زمین لرزه و علل وقوع آن, ۲۰۲۱)

زلزله ایران: در قرن گذشته بیش از ۱۸۰,۰۰۰ نفر ایرانی در اثر زلزله‌هایی که ایران را تحت تأثیر قرار داده‌اند درگذشته‌اند. با توجه به تمرکز بیش از حد جمعیت در نواحی شهری اگر کار جدی و مؤثری برای کاهش تخریب‌پذیری شهرها انجام نشود، متأسفانه باید انتظار وضعیت بدتری را نیز داشت.

با اینکه تهیه مدارک قانونی مقاوم‌سازی ساخت و ساز در مقابل زلزله در ایران و رعایت آن رو به رشد بوده است، ولیکن تخریبهای بی‌شماری در زلزله‌های اخیر ایران مشاهده شده است (زلزله منجیل ۵۰,۰۰۰ نفر کشته، بم ۳۰,۰۰۰ کشت سرپل ذهاب ۶۲۰). با کمال تأسف ایران باید انتظار زلزله‌های مخرب بزرگی را در دهه‌های آینده داشته باشد. زلزله‌ها در سالهای اخیر به مناطق پر جمعیت ایران و همچنین در نقاط دیگر، ضربات سختی وارد کرده‌اند، که این موضوع آسیب‌پذیری جوامع بشری را به شدت یادآور می‌شود. ایران با داشتن الگوی منحصر بفرد شهری و معماری سنتی که از نقطه‌ای به نقطه دیگر به شدت تغییر می‌یابند، با آسیب‌پذیری لرزه‌ای گروههای خاصی از ساخت و سازها روبرو است (به عنوان مثال، ساختمانهای عمومی با مصالح غیر مسلح بنایی، ساختمانهای میراث فرهنگی، ساختمانهای پر جمعیت قدیمی در مراکز شهری، منازل مسکونی و سازه‌های بتن مسلحی که بین دهه ۱۹۶۰ تا ۱۹۸۰ با مصالح ضعیف و با طراحی ضعیف سربرآورده‌اند). مناطق دیگری که به نظر آسیب‌پذیر می‌آیند، تمامی شبکه‌های حمل و نقل، ساختمانهای خاص استراتژیک (بیمارستانها، ایستگاههای پلیس و آتشفشانی، سربازخانه‌ها و ...) به علاوه تأسیسات صنعتی می‌باشند. علاوه بر آن، رخداد زلزله‌های قبلی، نکات زیر را برای ما روشن ساخته‌اند:

- مشکلات مرتبط با ویژگیهای معماری ساختمانهای موجود، به عنوان مثال ساختمانهای مسکونی، تجاری، آموزشی، دولتی، مذهبی و صنعتی هر شهر.
- تأثیر شرایط ژئوتکنیکی و خصوصیات ساختگاهی و نیاز به ارزیابی آنها.
- مشکلات امدادرسانی پس از وقوع زلزله و عدم کارآیی مؤثر و سازمانهای مرتبط با آن، با توجه به عدم وجود اطلاعات و تمهیدات قبل از وقوع یک سانحه این مشکلات روزبروز وخیم‌تر و صدمه آفرین‌تر خواهند شد.
- نیاز هرچه بیشتر به آموزش و تمرین و سازمانهای امداد و نجات و اسکان در حین وقوع زلزله

به عنوان یک نکته کلی، در ایران در مقایسه با سایر نقاط دنیا، تحلیل برگشتی بلایای طبیعی نشان می‌دهد که اطلاعات توزیع شده در بین مردم ناکافی است، عدم آگاهی عمومی و فعالیتهای وابسته به آن در مدیریت سانحه در همه سطوح تصمیم‌گیری از شهر تا دولت باید بهسازی گردد



شکل ۳-۸۴:نقشه خطرپذیری زلزله در ایران

در قرن گذشته بیش از ۱۸۰،۰۰۰ نفر ایرانی در اثر زلزله‌هایی که ایران را تحت تأثیر قرار داده‌اند درگذشته‌اند. با توجه به تمرکز بیش از حد جمعیت در نواحی شهری اگر کار جدی و مؤثری برای کاهش تخریب‌پذیری شهرها انجام نشود، متأسفانه باید انتظار وضعیت بدتری را نیز داشت.

رشد مضاعف جمعیت ایران در ۲۵ سال گذشته (بدون در نظر گرفتن کاهش نرخ زاد و ولد در ۵ سال آخر آن) نیاز به اسکان را به شدت افزایش داده است. با اینکه تهیه مدارک قانونی مقاوم‌سازی ساخت و ساز در مقابل زلزله در ایران و رعایت آن رو به رشد بوده است، ولیکن تخریبهای بی‌شماری در زلزله‌های اخیر ایران مشاهده شده است (زلزله منجیل ۵۰،۰۰۰ نفر کشته، بم ۳۰،۰۰۰ کشته). با کمال تأسف ایران باید انتظار زلزله‌های مخرب بزرگی را در دهه‌های آینده داشته باشد. متأسفانه هزینه زیاد مقاوم‌سازی ساختمانهای موجود احتمالاً اجازه انجام این امر را در کلیه مناطق مملکت نمی‌دهد.

علاوه بر آن، با توجه به مفاهیم جهانی شدن، در دورنمایی از رشد روزافزون جوامعی که سرنوشت مشترک دارند، مسئولیت‌پذیری شهروندان و استقلال آنها روز به روز امری واجبتر می‌نماید.

زلزله‌ها در سالهای اخیر به مناطق پر جمعیت ایران و همچنین در نقاط دیگر، ضربات سختی وارد کرده‌اند، که این موضوع آسیب‌پذیری جوامع بشری را به شدت یادآور می‌شود. ایران با داشتن الگوی منحصر بفرد شهری و معماری سنتی که از نقطه‌ای به نقطه دیگر به شدت تغییر می‌یابند، با آسیب‌پذیری لرزه‌ای گروههای خاصی از ساخت و سازها روبرو است (به عنوان مثال، ساختمانهای عمومی با مصالح غیر مسلح بنایی، ساختمانهای میراث فرهنگی، ساختمانهای پر جمعیت قدیمی در مراکز شهری، منازل مسکونی و سازه‌های بتن مسلحی که

بین دهه ۱۹۶۰ تا ۱۹۸۰ با مصالح ضعیف و با طراحی ضعیف سربرآورده‌اند). مناطق دیگری که به نظر آسیب‌پذیر می‌آیند، تمامی شبکه‌های حمل و نقل، ساختمانهای خاص استراتژیک (بیمارستانها، ایستگاههای پلیس و آتشفشانی، سربازخانه‌ها و ...) به علاوه تأسیسات صنعتی می‌باشند. علاوه بر آن، رخداد زلزله‌های قبلی، نکات زیر را برای ما روشن ساخته‌اند:

- مشکلات مرتبط با ویژگیهای معماری ساختمانهای موجود، به عنوان مثال ساختمانهای مسکونی، تجاری، آموزشی، دولتی، مذهبی و صنعتی هر شهر.
- تأثیر شرایط ژئوتکنیکی و خصوصیات ساختگاهی و نیاز به ارزیابی آنها.
- مشکلات امدادرسانی پس از وقوع زلزله و عدم کارآیی مؤثر و سازمانهای مرتبط با آن، با توجه به عدم وجود اطلاعات و تمهیدات قبل از وقوع یک سانحه این مشکلات روزبروز وخیم‌تر و صدمه آفرین‌تر خواهند شد.
- نیاز هرچه بیشتر به آموزش و تمرین و سازمانهای امداد و نجات و اسکان در حین وقوع زلزله

به عنوان یک نکته کلی، در ایران در مقایسه با سایر نقاط دنیا، تحلیل برگشتی بلایای طبیعی نشان می‌دهد که اطلاعات توزیع شده در بین مردم ناکافی است، عدم آگاهی عمومی و فعالیتهای وابسته به آن در مدیریت سانحه در همه سطوح تصمیم‌گیری از شهر تا دولت باید بهسازی گردد. به عبارت دیگر، فراگیرسازی استراتژیهای مقابله با سانحه و انجام طرحهای کاهش مخاطرات لرزه‌ای، نیاز به تقویت زیربنایی توسط مشارکت هرچه بیشتر مردم و مسئولین دولتی شهرها دارد.

۳-۲-۲-۲-ریز پهنه‌بندی لرزه‌ای

۳-۲-۲-۲-۱- لرزه زمین‌ساخت (Seismtectonic)

الف- هدف

ارزیابی خطر زمین‌لرزه (Seismic hazard) مستلزم شناخت گسل‌های لرزه زا و زمین‌لرزه‌های محتمل آتی و تعیین محل رویداد، برآورد شدت، دوام و دیگر پارامترهای لرزه‌ای می‌باشد. در این راستا موارد زیر می‌بایست مورد توجه قرار گیرد:

- بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی(Historical Earthquakes)
- بررسی زمین‌لرزه‌های دستگاهی (Instrumental Earthquakes)

- گسل‌های مسبب رویداد زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی
- تاریخچه زمین‌ساختی گستره مورد نظر

ب- زمین ساخت صفحه‌ای (Plate tectonic)

۱- چارچوب لرزه زمین ساختی (ژئودینامیکی)گستره مورد مطالعه

مدل زمین ساختی جهانی بر مبنای مطالعات دی مت و همکاران(۱۹۹۰،۱۹۹۴) شناسایی حرکت فعلی صفحه عربی به سمت صفحه اوراسیا را میسر میسازد. همگرائی صفحه عربی به سمت اوراسیا در طول جغرافیایی ۴۸ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۲ درجه شمالی تقریبا شمالی - جنوبی (N005W) با نرخ ۲/۸ سانتی متر در سال میباشد. مدل صفحه‌ای بعدی بر اساس نتایج GPS[۲۳] تقریبا همان جهت گیری را ولی با نرخ ۱۰سانتی متر درسال را نشان میدهد.

تلاشهای فراوانی جهت تخمین اهمیت نسبی کمربندهای فعال مختلف در ایران انجام گرفته است. برای مثال جکسون و مکنزی (۱۹۸۸) و جکسون همکاران (۱۹۹۵, ۲۰۰۲) چنین مطرح کردند که زاگرس ۱۰ تا ۱۵ میلیمتر در سال و البرز ۱۰ تا ۲۰ میلیمتر در سال تغییر شکل را در خود جای میدهند، اگرچه هیچ اندازه گیری مستقیمی از میزان تغییر شکل برای این مطالعات موجود نبود.

بر طبق این مقادیر، چندی است که پیشنهاد شده بیشتر تغییرشکل درون زاگرس از طریق غیرلرزه‌ای ایجاد میشود (۱۵ درصد کل تنش) درحالیکه تنش لرزه‌ای آزادشده در البرز به ۵۰ تا ۱۰۰ درصد کل تنش میرسد. پیمایش‌های GPS بطرز دقیقی جدایش تنشی در امتداد کمربندهای فعال مختلف ایران را ثبت نموده اند که در زیر کمربند لرزه‌ای زاگرس که منطقه مورد مطالعه در آن واقع شده است بررسی خواهد شد:

۳-۲-۲-۴-۲-کمربند زاگرس:

نتایج اولیه[۲۴] نشان داد که کوتاه شدگی در زاگرس مرکزی بطور محتمل شمالی- جنوبی با نرخ ۴±۱۰ میلی متر درسال میباشد.

ورنانت و همکاران(۲۰۰۴)همگرائی کاسته شده از ۲±۹ میلی متر درسال در جنوب شرقی زاگرس تا ۲±۴/۵ میلی متر درسال در قسمت شمالغربی محدوده را نشان میدهد. نرخ کوتاه شدگی برای زاگرس مرکزی حدود ۲±۶/۵ میلی متر درسال است. این نرخ اولا تا حدودی ازنرخ کوتاه شدگی شمالی-جنوبی ۱۵-۱۰ میلی متر درسال ارائه شده توسط جکسون(۱۹۹۵)کوچکتر است و بطور منطقی به مقدار ۴±۱۰ ارائه شده توسط تاتار(۲۰۰۲) نزدیک است. با فرض نرخ کوتاه شدگی ثابت ارائه شده توسط, ورنانت(۲۰۰۴) ،جابجایی کل با تخمین‌های زمین شناسی بلنک(۲۰۰۳) تطابق دارد(یعنی ۴۹ کیلومتر طی ۵ میلیون سال گذشته).

در نقطه مقابل فشردگی هولوسن ۲۹ میلیمتر در سال پیشنهاد شده توسط ویتافینزی (۱۹۸۲)برای دشت ساحلی جنوب شرقی زاگرس با نتایج ورنانت (۲۰۰۴) تطابق ندارد.

---

[۲۳] (Sella et al., 2002; Kreemer et al., 2003; Mc Clusky et al., 2003)

[۲۴] (Tatar 2001; Tatar et al. 2002; Hessami 2002)

۳-۲-۲-۲-۳- مطالعات لرزه زمین ساختی

یکی دیگر از مراحل اساسی در تحلیل خطر زمین لرزه ای، تعریف چشمه یا چشمه‌های لرزه زا است که در گستره مورد نظر وجود دارند. تعریف چشمه‌های لرزه زمین ساختی اغلب نیاز به دانشی از زمین شناسی, لرزه خیزی و زمین ساخت محلی و منطقه‌ای دارد.

مکان و طبیعت وقوع زمین لرزه زمین ساختی را می‌توان به دو نوع ساختارهای لرزه زمین ساختی و استان‌های لرزه زمین ساختی(Seismotectonic provinces) تقسیم نمود. ساختار لرزه زمین ساختی یک ساختار زمین شناسی قابل شناسایی است که به عنوان عامل مسبب زمین لرزه‌ها در نظر گرفته می‌شود. گسل‌های فعال مهمترین این ساختارها به حساب می‌آیند. پهنه لرزه زمین ساختی، منطقه یا بخشی از یک منطقه است که در آنجا عموماً گسل‌های فعال یا ساختارهای لرزه زمین ساختی از یک رژیم لرزه خیزی(Seismocity regime) پیروی می‌کنند. این چشمه‌ها به صورت یک منطقه جغرافیایی که از دیدگاه زمین شناسی، ژئوفیزیکی و زلزله شناسی دارای شرایط یکسان بوده و در سراسر آن توان لرزه زایی یکنواخت فرض می‌شود، تعریف می‌گردند. زمین لرزه‌ها هر چند ممکن است در بعضی از مکان‌های آن به صورت متمرکز به وقوع بپیوندند ولی فرض می‌شود که در سراسر یک استان لرزه زمین ساختی زمین لرزه‌ها به طور و با احتمال مساوی روی می‌دهند به عبارت دیگر مقدار β در رابطه گوتنبرگ – ریشتر برای یک استان لرزه زمین ساختی ثابت فرض می‌شود. داده‌های زمین شناسی، زمین ساختی، لرزه‌ای و لرزه خیزی برای شناسایی و تفکیک این چشمه‌ها مفید هستند.

در مورد شناسایی و تفکیک ایالت‌های لرزه زمین ساختی ایران بررسی‌های گوناگونی صورت گرفته است و محققین نقشه هایی ارائه نموده اند که در مواردی دارای تفاوت هایی هستند.

با مطالعه و بررسی این مطالعات و تلفیق آنها در نهایت از مدل لرزه زمین ساختی آشتیانی (۱۹۹۳) به عنوان مبنای کار استفاده گردید.

به منظور تفکیک استان‌های لرزه زمین ساختی از معیارهای گوناگونی استفاده میشود که درزیر به آنها اشاره شده است:

- **توزیع سطحی زمین لرزه ها**

نقشه پراکندگی زمین لرزه ها, چنانکه مکان یابی آنها با دقت انجام شده باشد, پهنه‌های لرزه خیز را از پهنه‌های بیلرزه یا کملرزه جدا میسازد. با استفاده از این نقشه‌ها میتوان چارچوب کلی, تقسیمات لرزه زمین ساختی را ترسیم نمود.

- **ضرایب لرزه خیزی**

رابطه آماری ساده بین فراوانی انباشتی زمین لرزه‌ها و بزرگای آنها وجود دارد. که ضرایب ثابت رابطه (a,b) ویژگیهای لرزه خیزی و لرزه زمین ساختی گستره یا استان‌های لرزه زمین ساختی میباشند. ضریب b نشانگر نسبت فراوانی زمین لرزه‌های کوچک به بزرگ بوده و در استان‌های لرزه زمین ساختی مقدار آن ثابت فرض میشود. این ضرایب چنانچه با استفاده از داده‌های کافی تععین شده باشند, از یک استان لرزه زمین ساختی با استان دیگر متفاوت است.

- **سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها**

در حالت کلی, استناد به سازوکارکانونی زمین لرزه به تنهایی برا تععین محورهای تنش زمین ساختی($\delta 1$, $\delta 2$, $\delta 3$) در کانون زمینلرزه کافی نیست, لیکن از دیدگاه آماری, توزیع سازوکارهای کانونی مشابه در یک گستره را میتوان به منزله یکسان بودن راستاهای محورهای تنش زمین ساختی در آن گستره در نظر گرفت.

زمین لرزه‌ها در یک استان لرزه زمین ساختی (و نه الزاما در مرزهای لرزه زمین ساختی آن استان) معمولا از سازوکار کانونی مشابهی برخوردارند. از این رو استفاده از حل‌های سازوکارکانونی زمین لرزه را, مگر درشرایطی خاص, میتوان بعنوان معیاری معتبر برا جداسازی استان‌های لرزه زمین ساختی همبر بکاربرد.

- **بزرگای زمین لرزه ها**

مطالعه لرزه خیزی دستگاهی و پیشینه لرزه خیزی بخش‌های مختلف کره زمین, نشان دهنده تنوع چشمگیر در بزرگا, ژرفای کانونی و سایر پارامترهای مربوط به زمین لرزه‌ها میباشد.

از آنجایی که تاریخچه زمین ساختی بخش‌های مختلف پوسته زمین و به تبع ویژگیهای فوق, برای چشمه‌های لرزه زای مناطق مختلف یکسان نیست, شیوه توزیع بزرگای زمین لرزه‌ها در این مناطق یکسان نیست. یکی از بهترین نمودهای این تفاوت قابلیت تعیین MCE[۲۵] برای هرپهنه یا استان لرزه زمین ساختی با استفاده از مطالعه گسل‌های شناخته شده و زمین لرزه‌های گذشته میباشد که میتوان از آن به عنوان معیاری در جداسازی استان‌های لرزه زمین ساختی استفاده نمود.

- **تاریخچه زمین ساختی**

با شروع فاز کوهزایی(Orogenic phase) در رژیم‌های تنشی فشارشی, همانند آنچه در ایران زمین روی داده است, حوضه‌های مختلف به گونه‌های متفاوتی تغییر شکل میابند. تفاوت در تغییر شکل از یک واحد زمین ساختی به واحد زمین ساختی دیگر, نتیجه مستقیم تغییر میدان تنش از واحدی به واحد دیگر است.

- **ویژگیهای ریخت زمین ساختی**

کارکرد همزمان فرایندهای زمین ساختی و فرایندهای فرسایشی دردوسوی مخالف, ریخت سطح کره زمین را مشخص میکنند. چنانچه سرعت فرایندهای فرسایشی در یک منطقه کم باشد, آثار کارکرد فرآیندهای زمین ساختی را با وضوح بیشتری در ریخت توپوگرافی منطقه میتوان ملاحظه نمود که میتوان با استناد به آن یک پهنه بندی ریخت زمین ساختی ارائه نمود.

۳-۲-۲-۲-۴-ارائه تعدادی از مدل‌های لرزه زمین ساختی استفاده شده:

- ✓ **مدل لرزه زمین ساختی نوگل(۱۹۹۳)**

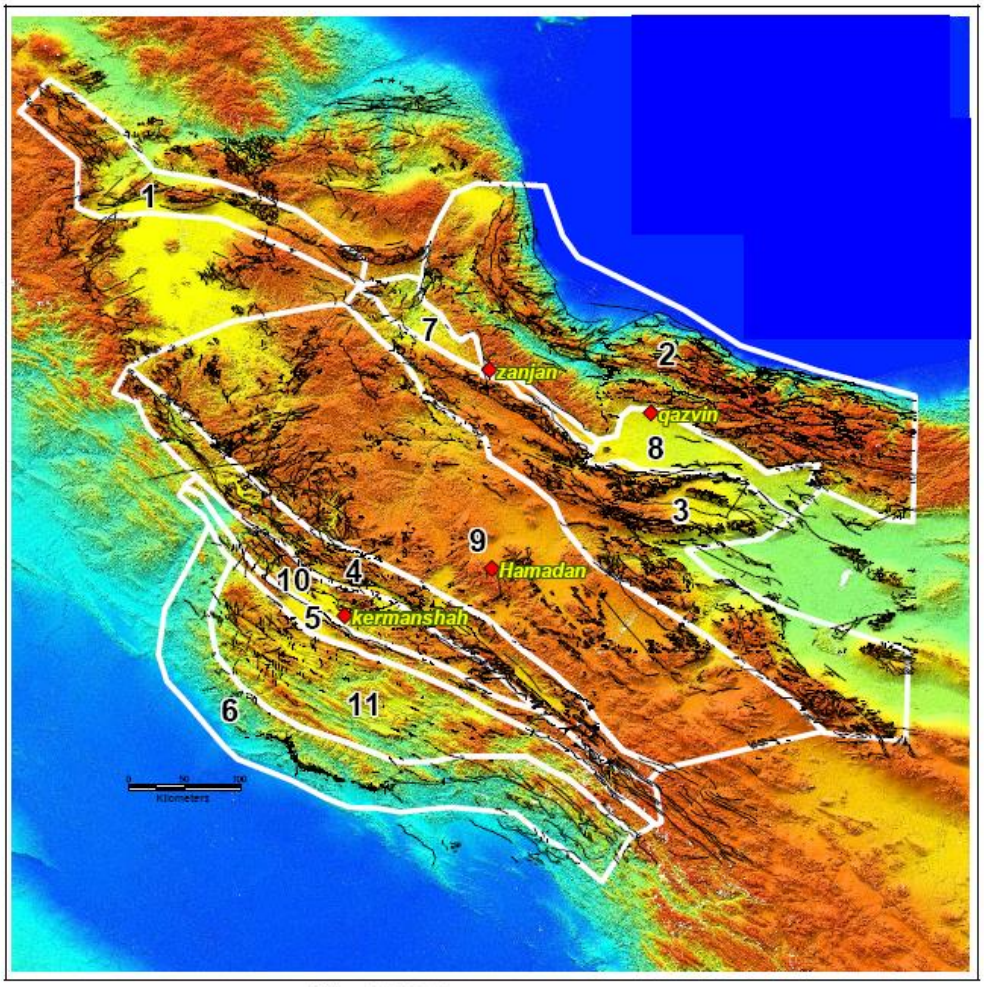
شامل استانهای لرزه زمین ساختی خوزستان,هرمزگان, فارس, شمال زاگرس, نیریز, تکاب- اصفهان, تالش, سبلان, ماکو,خزر, البرز غربی, البرز شرقی, کپه داغ, لوت شمالی, لوت جنوبی, کهنوج, میامی, خوی, نایبند, کوهبنان, ایران مرکزی,کویر, مکران

[۲۵] Maximum Credible Earthquake-

✓ **مدل لرزه زمین ساختی توکلی- آشتیانی (۱۹۹۹)**

شامل استان‌های لرزه زمین ساختی مکران, جازموریان, بلوک لوت, فردوس, نهبندان, طبس, رفسنجان- کاشمر, ایران مرکزی, مراغه سیرجان, کهنوج, کمربند زاگرس مرتفع, کمربند چین خورده- رانده زاگرس, فروافتادگی زاگرس, البرز شرقی, البرز مرکزی, البرز غربی, ماکو, خوی-سلماس, کپه داغ, فرونشست خزر

در نهایت مدل چشمه‌های لرزه‌ای پیشنهاد شده برای گستره مورد مطالعه با استفاده از تلفیق داده‌های و پارامترهای مختلف تعیین استان‌های لرزه زمین ساختی که در شکل (۳-۸۵) ارائه شده است.



شکل ۳-۸۵: مدل چشمه‌های لرزه‌ای اولیه پیشنهاد شده

۳-۲-۲-۳- چارچوب زمین شناسی

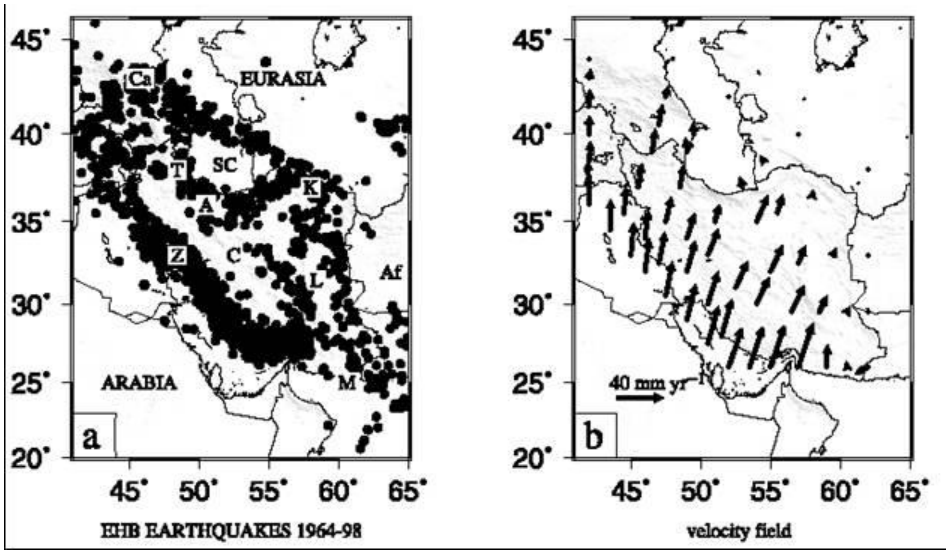
۳-۲-۲-۳-۱- کمربند چین خورده- رانده زاگرس

کمربند چین خورده- رانده زاگرس بعنوان بخشی از زنجیره کوهستانی آلپ- هیمالیا از شرق ترکیه تا سیستم گسلی میناب-زندان- پاللامی در جنوب ایران به فاصله بیش از ۱۵۰۰ کیلومتر در جهت شمالغربی- جنوب شرقی گسترده میشود[۲۶].

[۲۶] (Haynes & .McQuillan 1974; Stöcklin 1974; Blanc et al. 2003)

این کمربند نتیجه محصور شدن اقیانوس نئوتتیس بعلت فرورانش با شمال شرقی زیر خردقاره ایران میباشد. متعاقبا برخوردی در نئوژن بین صفحه عربی و بلوک ایران مرکزی آغاز میگردد۲۷ .

این کمربند با فعالیت لرزه‌ای شدیدی مشخص میشودشکل(۳-۸۶). گسل راندگی اصلی زاگرس که گسل معکوس اصلی زاگرس نیز نامیده میشود با قطع شدن ناگهانی فعالیت لرزه‌ای مشخص میگرددبربریان (۱۹۹۵), مگی و همکاران (۲۰۰۰) و بطور رایج بعنوان حد شمالی صفحه عربی درنظر گرفته میشود چرا که حد شمال شرقی سازند نمکی ضخیم اینفرا کامبرین هرمز را نشان میدهد اشتوکلین (۱۹۶۸), بربریان و کینگ (۱۹۸۱).

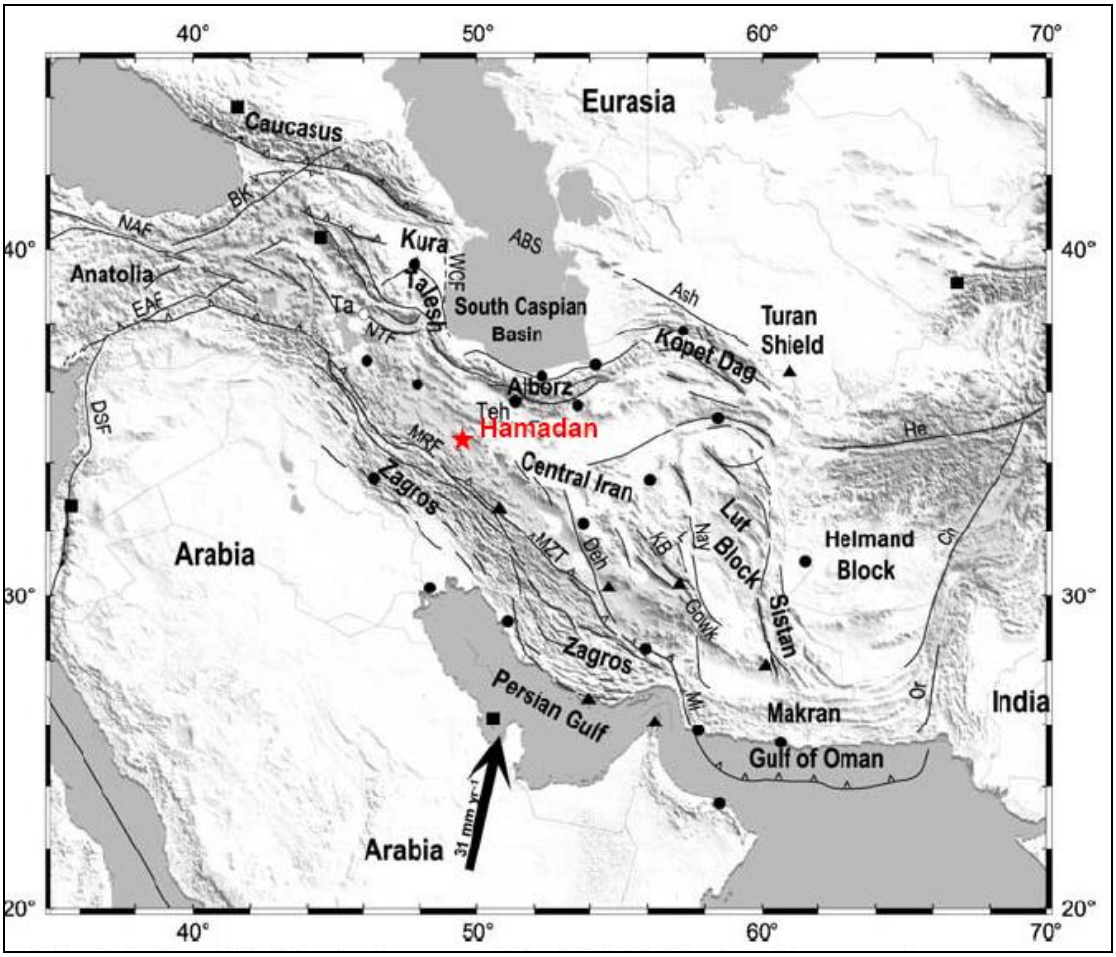


شکل ۳-۸۶: (**a**) لرزه خیزی ایران ۱۹۶۴-۱۹۹۸،با رومرکزهای برگرفته از کاتالوگ **Engdahl et al.(1998)** .

زاگرس با **Z**، البرز با **A**، کپه داغ با **K**،تالش با **T**،حوضه جنوبی خزر با **SC**،کاکاسوس با **Ca**،افغانستان با **Af**، مکران با **M**،بلوک نسبتا غیرلرزه‌ای ایران مرکزی با **C** و بلوک لوت با **L** مشخص شده اند.(**b**) یک میدان سرعت که نشان می‌دهد چگونه حرکت رو به شمال صفحه عربی نسبت به آسیا در ایران جذب می‌شود.توزیع سرعت‌ها در داخل ایران از روی تغییرات مکانی درالگوی نرخ‌های واتنشی نشان داده شده توسط زلزله‌ها تخمین زده می‌شود (**Jackson et al. 1995**) . سرعت حاشیه عربی (مرز جنوب غربی ایران) بر اساس حرکت عربی – آفریقایی تخمین زده شده توسط **Jestin et al. (1994)** و احتمالا مؤلفه بسیار بزرگی دارد.تخمین‌های **GPS**- پایه اخیر حرکت عربی- اوراسیا آرامتر بوده و یک همگرائی بیشتر در جهت شمالی – جنوبی را نشان می‌دهند(**Tatar 2001; Hessami 2002; Sella et al. 2002**) که از لحاظ جهت نسبت به آنچه **De Mets et al. (1994)** پیش بینی کرده بودند، نزدیکتر می‌باشد.

باید توجه داشت باید در نظر داشت که شهر همدان در کمربند چین خورده- رانده زاگرس در کمتر از ۵۰ کیلومتری جنوب گسل جوان عهد حاضر واقع شده است شکل (۳-۸۷).

[۲۷] (e.g. Stöcklin 1968; Falcon 1974; Berberian & King 1981; Berberian et al. 1982; Berberian 1983, 1995; Alavi 1994)



شکل ۳-۸۷: نقشه زمین ساختی ساده شده منطقه خاور میانه

پیکان ضخیم حرکت صفحه **NUVEL-1A** را نسبت به اوراسیا نشان می‌دهد. دایره‌ها و سه گوشهای مشکی،مکانهای **GPS** می‌باشند.

Ta:تبریز، **The**:تهران،**NAF**:گسل آناتولی شمالی،**EAF**:گسل آناتولی شرقی،**ABS**:پشته دریایی بالکان-آپشرون، **Ash**:گسل اشک آباد، **BK**:برژومی-کازبگ، **Ch**: گسل چامان، **Deh**:گسل دهشیر، **He**:گسل هرات،**Kura**:حوضه کورا،**KB**:گسل کوه بنان، **L**:گسل لاکارکوه، **MRF**:گسل جوان عهد حاضر،**MZT**:راندگی اصلی زاگرس،**Mi**:پهنه گسله میناب –زندان-پاللامی، **Nay**: گسل نایبند، **NTF**:گسل شمال تبریز،**Or**:گسل ارناچ- نال،**WCF**:گسل غربی خزر می‌باشندبرگرفته ازورنانت و همکاران(۲۰۰۴).

۳-۲-۲-۴-۲- پوشش رسوبی زاگرس

از روی گزارشهای مختلف نوشته شده درباره پوشش رسوبی و چینه شناسی زاگرس بنظر میرسد که ضخامت بیشینه چینه شناسی توالی کامبرین(نهشته‌های نمکی پس ازهرمز) تا پلیوسن احتمالا حدود ۱۰ الی ۱۲ کیلومتر است. بطور کلی باور بر اینست که ضخامت سازند نمکی اینفرا کامبرین هرمز بطرز بارزی در زاگرس شمال ایران، در غرب طول جغرافیایی ۵۱ درجه شرقی کاهش میابد. تصور بر اینست که در زیر سازند نمکی

اینفرا کامبرین، بستر پرکامبرین بلورین یا دگرگونی وجود دارد، اگرچه رخنمون نداشته و تنها بصورت بلوک‌های نامتجانس بصورت گنبدهای نمکی در سطح ظاهر شده اند. احتمال وجود توالی‌های کامل رسوبی در یک مکان کم میباشد و در بسیاری از مکانها توالی پس از میوسن که ضخامت آن به ۲-۳ کیلومتر میرسد،فرسایش یافته است.

چاله‌های حفاری اندکی حتی تا درون پرمین نفوذ کرده اند و هیچکدام به بستر زیرین سازند نمکی هرمز نمیرسند. توالی پائینی پالئوزوئیک کاملا در زیر زاگرس ناشناخته است و تنها در یک ناحیه در بخش شمالشرقی کمربند نمایان گشته است زاگرس مرتفع(High Zagros).

اشتوکلین(۱۹۶۸) ضخامت رسوبات پرمین تا کامبرین زیرین را حدود ۲۵۰۰ کیلومتر تخمین میزند. ضخامت سازند نمکی اینفرا کامبرین هرمز کاملا ناشناخته است. در برخی مکانها در زیر کمربند چین خورده ، توالی‌های تکراری و معکوس در گمانه‌ها یافت شده و راندگی در زیر هسته برخی تاقدیس‌ها دیده میشودجکسون و فیچ(۱۹۶۸). درغیاب اطلاعات شکست لرزه‌ای و انکساری عمیق،تخمین قطعیت عمق تا بستر در زیر مکانهای واحد زیر زاگرس ناممکن میباشد. ازروی مطالعات مغناطیسی هوایی موریس (۱۹۷۷) بنظر میرسد که ضخامت رسوبی بیشتر از ۱۰ کیلومتر بوده و به ۱۲ کیلومتر میرسد.

۳-۲-۲-۵- بررسی داده‌های لرزه خیزی(Seismicity)

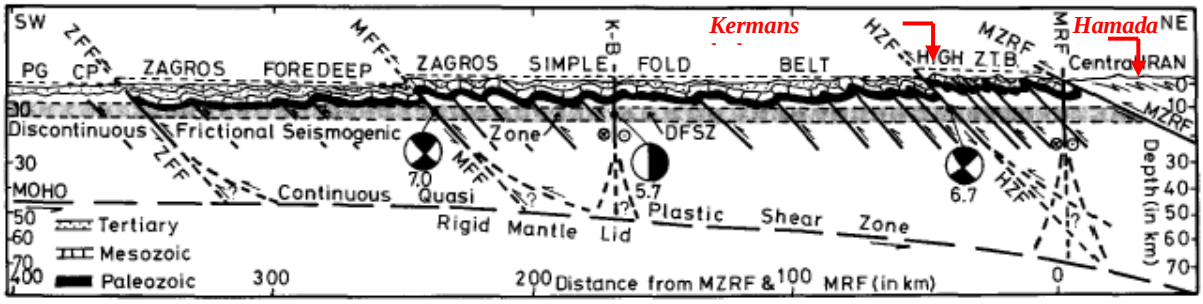
۳-۲-۲-۵-۱- الگوی ساختاری زاگرس

ریخت شناسی کنونی کمربند چین خورده- رانده فعال زاگرس نتیجه تکامل ساختاری و تاریخچه نهشته‌ای آن است.

شکل زمین در زاگرس ساختاری بوده و بعلت آنکه چین‌ها نسبت به صفحات محوری با شیب شمال شرقی نامتقارن بوده، شاخه‌های شمال شرقی و رو به شمال عادی بوده و در برخی موارد مسطح ،عمودی، گسله و معکوس میباشند.

براساس ویژگی‌های ریخت زمین ساختی و توپوگرافی،نحوه تغییر شکل، داده‌های زمین ساختی-زمین شناسی زیر سطح و لرزه خیزی منطقه‌ای بربریان(۱۹۹۵) کمربند چین خورده زاگرس را به ۵ بالاآمدگی فشرده تقسیم نمود که ۵ روند موازی در جنوب گسل معکوس اصلی زاگرس ایجاد میکنند(یعنی زمین درز زاگرس Zagros Geo- suture):

۱-کمربند راندگی زاگرس مرتفع ۲- زیر پهنه زاگرس چین خورده ۳- پیش گودال زاگرس ۴- دشت ساحلی زاگرس ۵- زمینهای پست مزوپوتامین خلیج فارس شکل (۳-۸۸).



که واحدهای ریخت زمین ساختی اصلی را نشان می‌دهد. **DFSZ**:پهنه لرزه‌ای اصطکاکی ناپیوسته، **High ZTB**:کمربند راندگی زاگرس مرتفع، **HZF**: گسل زاگرس مرتفع،**KB** :گسل فعال امتداد لغز راستگرد کازرون-برازجان،**MMF**:گسل جبهه کوهستانی،**MRF**:گسل فعال جوان عهد حاضر،**PG**:خلیج فارس،**ZFF**:گسل پیش گودال زاگرس می‌باشند.(برگرفته از **Berberian, 1995**).

ضخامت پوسته ای، توپوگرافی، شدت تغییر شکل،دامنه چین، جابجایی گسل معکوس، تنش برشی نسبی در امتداد سطح جدایشی هرمز و سن سنگهای رسوبی چین خورده و گسله از زاگرس مرتفع و گسل معکوس اصلی زاگرس(یعنی زمین درز زاگرس) در شمال و شمال شرق به سمت پیش گودال زاگرس در جنوب و جنوب غربی کاهش میابد. چین خوردگی کواترنری و نئوژن از شمال شرقی به جنوب غربی جوانتر میگردد، که نشان میدهد جبهه تغییر شکل از زمین درز به سمت پیش گودال در حال مهاجرت است.

۳-۲-۲-۵-۲- مشخصات لرزه خیزی کمربند چین خورده- رانده زاگرس

(Characteristics of seismicity)

زاگرس فعالترین منطقه لرزه خیز ایران است، که زلزله‌های بسیاری با بزرگی‌ها بین ۵/۰-۶/۵ در آن رخ داده است.

بیشتر بزرگترین زلزله‌ها درون یا زیر کمربند چین خورده اتفاق می‌افتند که در آنجا مطالعاتی با کنترل عمقی مناسب،نتوانسته اند لرزه خیزی‌ای بیشتر از ۳۰ کیلومتر را یافت کنندجکسون (۱۹۸۰), طالبیان و جکسون (۲۰۰۴).بعبارتی دیگر شواهدی از لرزه خیزی زیر پوسته در زاگرس وجود ندارد.

مدل سازی امواج درونی دورلرزه‌ای نشان میدهد که هسته بیشتر زلزله‌های بزرگتر در عمق

۲۰-۸ کیلومتری، در زیر ضخامت رسوبات تخمین زده شده از داده‌های مغناطیس سنجی هوایی یا چینه شناسی تشکیل میشود.

۷ زلزله به دقت توسط جکسون و فیچ (۱۹۸۱) مورد مطالعه قرار گرفتند. این احتمال میرود که عمیق ترین آنها درنزدیکی بخش فوقانی پی سنگ در زیر پوشش رسوبی رخ داده باشد.

یک ویژگی خیره کننده لرزه خیزی در زاگرس اینست که زلزله‌های بزرگتر در ناحیه محدودی واقع اند، اگرچه زلزله‌های کوچک در امتداد کمربند رخ میدهند

زمانی که زلزله با بزرگای بیشتر را در نظر میگیریم، میتوان ملاحظه کرد که آنها بصورت قوسی مجتمع در میایند که بیشتر با مناطقی با زاویه شیب تند توپوگرافی تطابق دارند تا با خود کوهستانهای مرتفع.

در نتیجه،میتوان فرض کرد که بیشترگسلهای عمده پی سنگی در زاگرس شمال شرقی شناخته شده توسط بربریان (۱۹۹۵) احتمالا امروز غیر فعال اند و بلندترین توپوگرافی زاگرس بطرزآشکاری از زلزله‌های بزرگتر بجز آنهائیکه روی گسلهای امتداد لغز قرار دارند .

ب-ویژگیهای کلی

- **گسل جوان عهد حاضر Main recent fault**

در زاگرس شمالغربی یک گسل فعال بزرگ بنام " گسل جوان عهد حاضر زاگرس چالنکو وباروت(۱۹۷۴)، خط اثر گسل معکوس اصلی زاگرس را حداقل تا ۳۲درجه عرض شمالی درجهت جنوب شرقی دنبال میکند، اگرچه فعالیتهای لرزه‌ای اخیر روی این خط در جهت شمالغربی است. تا این اواخرورنانت(۲۰۰۴), تصور بر این

بود که یک ارتباط مستقیم بین گسل جوان عهد حاضرزاگرس وگسل امتداد لغز راستگرد آناتولی شمالی در شرق ترکیه وجود دارد. این گسل روندی شمال غرب-جنوب شرقی دارد و مرز شمال شرقی رشته کوه زاگرس را تشکیل میدهد. همانطور که در بالا شرح داده شد، مؤلفه امتداد لغز، همگرائی شمالی-جنوبی بین اوراسیا و عربی را دربرمی گیرد، در حالیکه مؤلفه کوتاه شونده شمال شرق- جنوب غرب در کمربند چین زاگرس جای میگیرد.

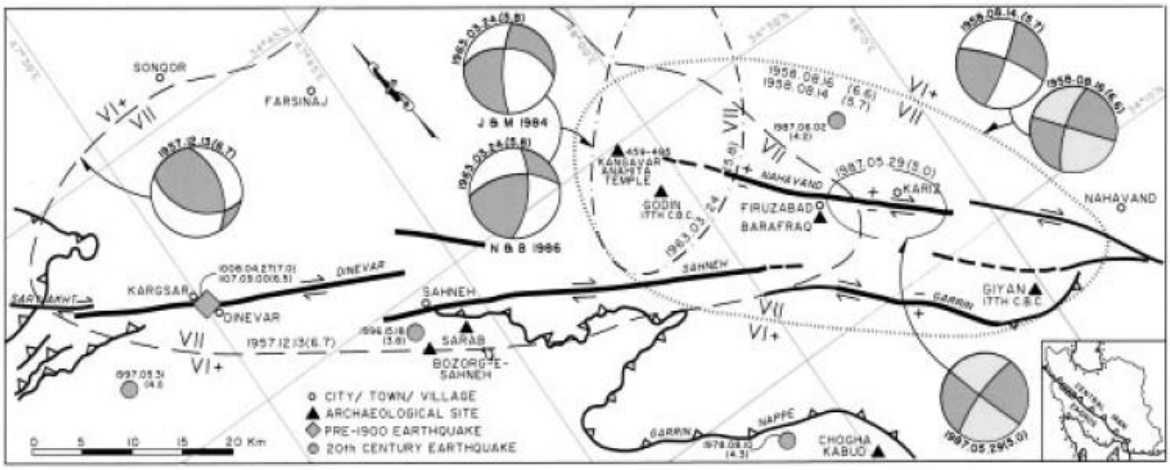
- **لرزه خیزی**

این گسل یک ساختار لرزه زای مهم است که دربرگیرنده قطعه‌های متعددی همچون گسل‌های دورود،نهاوند، گارون، صحنه، مروارید و پیرانشهر با سطوح مختلف لرزه خیزی میباشد(شعبانی و میرزایی،۲۰۰۷).

بربریان و ییتز (۲۰۰۱), بر اساس داده‌های باستان شناسی(Archeology) روی زلزله‌های تاریخی کار کردند. زلزله‌های مهم در منطقه نهاوند- دینوردر حدود ۱۶۵۰-۱۶۰۰ قبل از میلادو ۴۵۹±۲۲۴ بعد از میلاد ممکنست دربرگیرنده حرکات درطول گسل جوان عهد حاضرزاگرس باشند. زلزله‌های گودین۱۶۵۰-۱۶۰۰ قبل ازمیلاد و کنگاور۴۵۹±۲۲۴ بعد از میلاد با ۲۱۰۰±۱۸۰۰ سال اختلاف از هم جدا میشوند و رویداد جدید تر از زلزله تاریخی سال ۱۰۰۸بعد از میلاد حدود ۵۰۰تا ۸۰۰ سال قدیمی‌تر است. زلزله‌های دینور در سالهای ۱۰۰۸بعد از میلاد و ۱۱۰۷بعد از میلاد احتمالا ۲ شاخه مختلف گسل جوان عهد حاضرزاگرس را از هم گسیخته اند(احتمالا قطعات سرتخت و دینور) شکل(۳-۸۹).

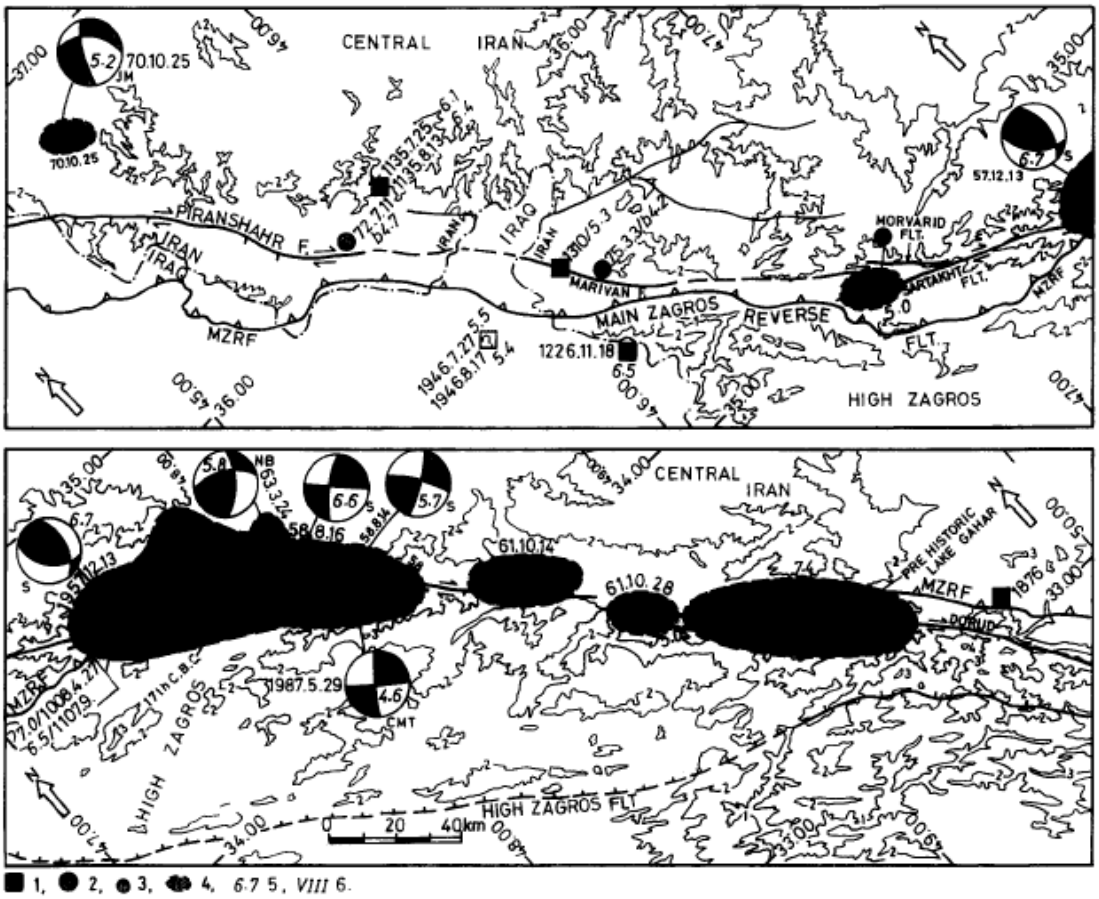
فاصله زمانی بین این زلزله‌ها را تنها میتوان بصورت ۸۵۰ تا ۹۵۰ سال بیان کرد. فواصل ۵۰۰ تا ۸۰۰ و ۸۵۰ تا ۹۵۰ در یک محدوده بوده، تقریبا نصف فاصله زمانی بعد از زلزله‌های سالهای ۱۶۰۰تا قبل از میلاد۱۶۵۰ میباشند. این میتواند یک تفاوت واقعی باشد یا ممکنست یک زلزله ردیابی نشده بعد از رویداد زلزله گودین۱۶۵۰-۱۶۰۰ قبل ازمیلاد وجود داشته باشد.

دو تا فاصله تمدن اصلی متفاوت با منشاهای ناشناخته در حدود سال‌های ۱۹۰۰ قبل از میلاد و ۲۱۵۰ قبل از میلاد در تپه‌های گیان و گودین وجود دارد (هنریکسون۱۹۸۶).



شکل ۳-۸۹: بخش مرکزی گسل جوان عهد حاضر زاگرس را بهمراه مکانهای باستان شناسی نشان می‌دهد(سه گوشهای توپر)(بربریان و ییتز, ۱۹۸۱).

فعالیت شدید جدیدتر در امتداد گسل جوان عهد حاضر زاگرس بین ۳۳ تا ۳۵ درجه عرض شمالی برروی قطعات دورود،صحنه ونهاوند متمرکز شده درحالیکه قطعات مروارید و پیرانشهربه سمت شمال سکون لرزه‌ای نسبی از خود نشان میدهندشکل (۳-۹۰). بطرز جالبی بخشهایی از گسل جوان عهد حاضرزاگر که بصورت راستا لغز ازMZRF (یعنی قطعات دورود،نهاوند،صحنه و دینور) جدا شده اند، فعالیت لرزه‌ای بیشتری را نسبت به سایر بخشهای گسل جوان عهد حاضرزاگرس(یعنی سرتخت،مروارید،مریوان و پیرانشهر) تولید میکنند که سکون لرزه‌ای نسبی را نشان میدهندشکل
(۳-۹۰).



شکل۳-۹۰: سیماهای نئو زمین ساختی منطقه‌ای قطعات مختلف گسل جوان عهد حاضر فعال در امتداد لبه شمال شرقی کمربند چین خورده-رانده فعال زاگرس غربی را نشان می‌دهد.

جدایش راست بر گسل معکوس اصلی زاگرس (**MZRF**) در امتداد قطعات دورود، نهاوند، صحنه و دینور فعال شده گسل جوان عهد حاضر طی زلزله‌های مختلف قرن ۲۰ ام را ملاحظه کنید. این قطعات که **MZRF** را جدا می‌کنند، فعالیت لرزه‌ای بیشتری را نسبت به سایر قطعات **MRF** نشان می‌دهند. (برگرفته از بربریان, ۱۹۹۵).

- **نرخ لغزش گسل**

طالبیان و جکسون(۲۰۰۲) با استفاده از داده‌های زمین شناسی(جدایش واحد افیولیتی کرتاسه فوقانی) و زمین ریخت شناسی(جدایش آبراههای اصلی) یک جابجایی ۵۰ کیلومتری راستگرد ترکیبی را مطرح کردند. با

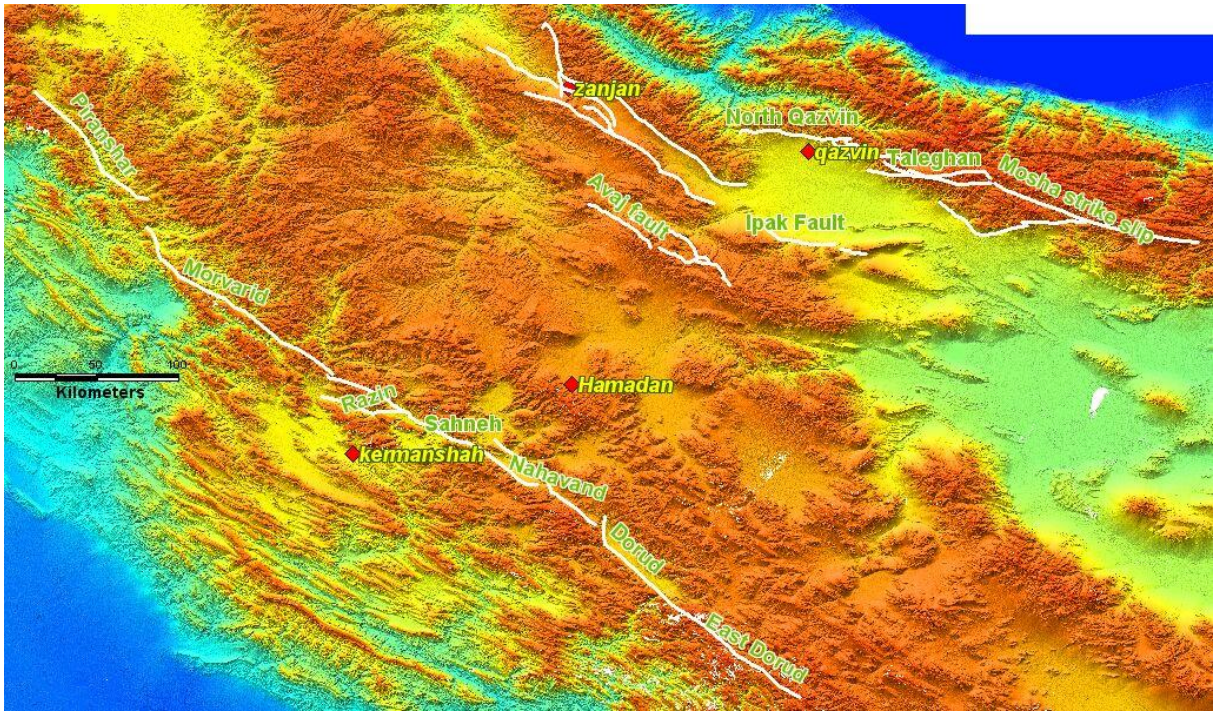
فرض اینکه MRF و NAF نشان دهنده فعالیت تقریبا مداوم ناحیه از زمان پلیوسن هستند، آنها نرخ لغزش ۱۰-۱۷میلی متررا پیشنهاد کردند. این با تخمین بچنوا و همکاران(۲۰۰۴) ۱۰ میلیمتر در سال بر اساس جدایش یک دره رودخانه‌ای که در درون سطحی متعلق به دوران پس از یخچالی ایجاد شده،همخوانی دارد. اندازه گیریهای GPS نشان میدهند که نرخ فعلی لغزش گسل ممکنست بطرز آشکاری آرامتر باشد(ورنانت و همکاران(۲۰۰۴) ۲±۳ میلیمتر درسال).

چنانچه گسل به تقسیم شدگی کامل ۲±۷-۴ میلیمتر در سال کوتاه شدگی با روند رو به شمال در امتداد زاگرس غربی برسد، نرخ لغزش بیشینه به دست آمده از اندازه گیریهای GPS در امتداد MRF، ۲/۵±۴ میلیمتر در سال خواهد بود ورنانت و همکاران(۲۰۰۴).

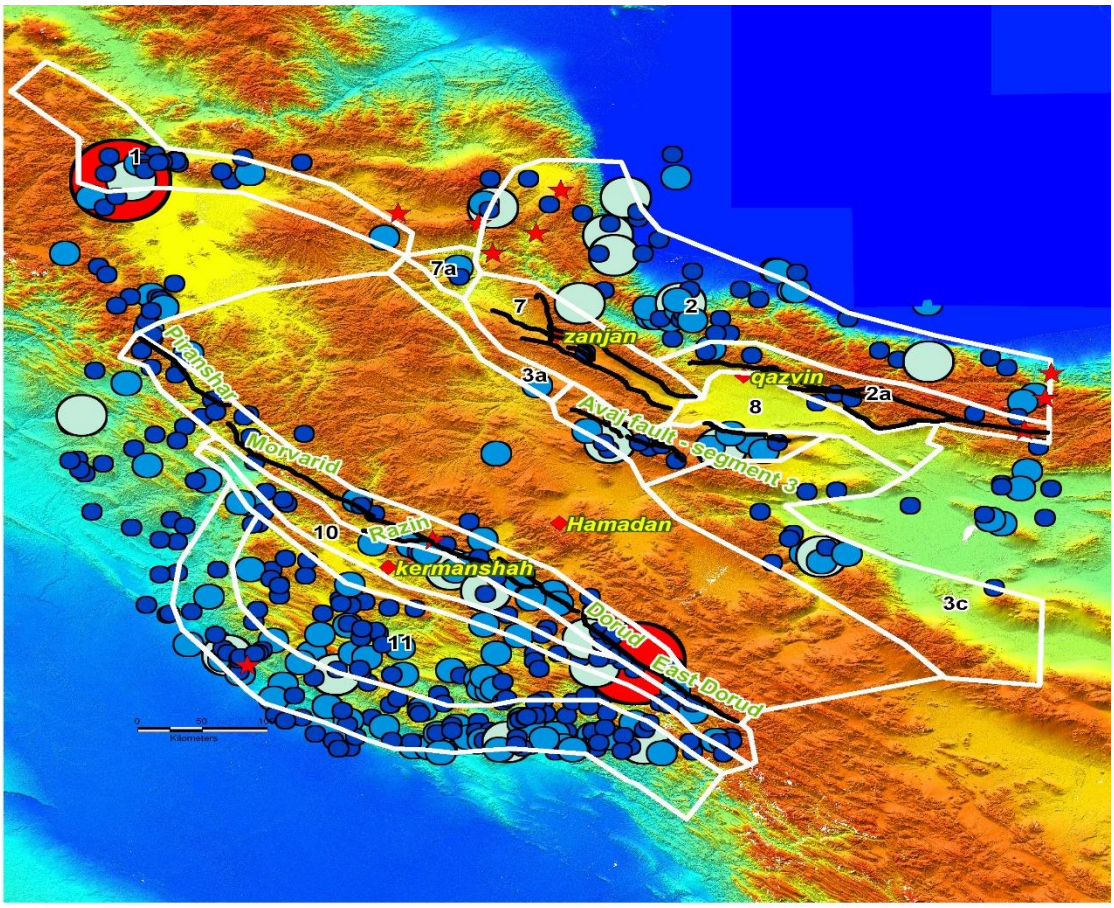
چنین تخمین هایی کاملا با بازدیدهای صحرایی ما از ویژگی‌های جابجا شده ریخت شناسی در امتداد قسمت گسل دینور تطابق دارد(در حدود ۵ میلیمتر در سال).

- **قطعه بندی و توان لرزه زایی گسل**

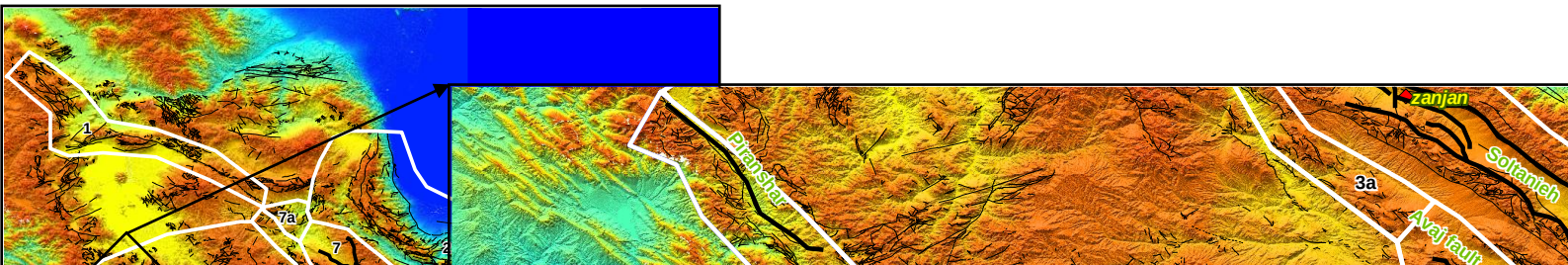
"گسل جوان عهد حاضرزاگرس " امتدادی شمال غربی-جنوب شرقی دارد." گسل جوان عهد حاضرزاگرس " را میتوان بصورت مجموعه‌ای خطی و باریک از قطعات گسله از نزدیکی مرز ایران-ترکیه در ۳۷ درجه عرض شمالی تا بیش از۸۰۰ کیلومتر به سمت جنوب شرقی دنبال کرد. در ساختگاه مورد نظر ما،بخشهای معدودی از گسل را میتوان تشخیص داد شکل (۳-۹۱).



شکل ۳-۹۱: نقشه لرزه زمین ساختی ساده شده گسل‌های فعال بحرانی لحاظ شده در تحقیق حاضر می‌باشد(داده‌های SRTM)



شکل ۳-۹۲: نقشه پراکندگی زمین لرزه‌ها در ناحیه مورد مطالعه (ستاره‌های قرمز، زمین لرزه‌های پیش از سال ۱۹۰۰ میلادی، دوایر آبی زمین لرزه‌های دستگاهی پس از سال ۱۹۰۰).



شکل ۳-۹۳: مدل نهایی چشمه‌های لرزه‌زای استفاده شده در تحلیل خطر

۳-۲-۲-۶-زلزله در همدان:

شهر همدان در طول تاریخ دستخوش پاره‌ای از زلزله‌های مهم بوده است:

۳-۲-۲-۶-۱-وضعیت گسل‌ها

استان همدان از دیدگاه زمین ساخت جهانی، در میان رشته‌کوه‌های زاگرس که از کمربند چین‌خورده مدیترانه - هیمالیا - اندونزی به وجود آمده است و در بخش میانی این کمربند بین آلپ و هیمالیا واقع شده است.

ازنظر تکتونیکی، استان همدان به‌ویژه جنوب آن، جزء گسل اصلی روراندگی زاگرس است، که از شمال بندرعباس در طول یک خط مستقیم شمال غرب – جنوب شرق (که به نام زون گسلی سیرجان-ارومیه معروف است) آغاز و از جنوب ارومیه وارد عراق شده و سپس به گسل جنوب ترکیه واقع در کوه‌های توروس پیوسته است. علاوه بر آن، گسل دیگری نیز در فاصله کمی از آن و به موازی این گسل کشیده شده است که با حرکات خود، منطقه را تحت تأثیر خود قرار می‌دهند. تراکم گسل‌ها به‌طور مشخص در سه منطقه از پهنه استان به شرح زیر است:

الف) ناحیه شمال شرق است: شامل کوه‌های قرح قز، کوه آق دربند، کوه خرقان و شاه قولاک است که در جهت شمال غرب و جنوب شرق کشیده شده‌اند. اکثر گسل‌های این ناحیه از نوع فرعی است. دو- سه مورد گسل اصلی در این منطقه فعال است.

ب) ناحیه مرکزی است: شامل بخش‌های جنوب و شرق شهر همدان (رشته‌کوه‌های الوند در جنوب و رشته‌کوه ارمنی در شرق) است. تراکم گسل‌ها در این منطقه از استان بسیار با اهمیت و در خور توجه است.

سه گسل اصلی با امتداد شمالی و جنوبی در جنوب شهر همدان در شرق کوه الوند وجود دارند. مهم‌ترین و طولانی‌ترین آن‌ها (تقریباً" به طول ۳۵ کیلومتر) از جنوب شهر همدان شروع می‌شود، به‌طرف جنوب تا کوه سنگ سفید در شرق شهر تویسرکان ادامه می‌یابد و سپس به گسل‌های فرعی کوه چشم دره در جنوب شهر تویسرکان می‌پیوندد. این گسل به نام کشین-علی‌آباد دمق معروف است.

دو خط گسلی دیگر نیز در همین ناحیه مشاهده می‌شود که از ناحیه یلفان شروع می‌شود، یکی به منگاوی (به نام گسل یلفان- منگاوی) و آن دیگری به ارزانفود ختم می‌شود. این گسل به نام یلفان-ارزانفود مشهور است.

در شمال و حومه شهر جوکار به شکل پراکنده، به فواصل دو- سه کیلومتر از همدیگر و به‌صورت موازی گسل‌های فرعی وجود دارند که جهت آن‌ها شمال‌غربی – جنوب‌شرقی‌اند و ادامه گسل کشین- ارزانفود می باشند. همچنین چند گسل اصلی در جنوب و جنوب شرق روستای ایوک با جهت شرقی- غربی و شمال‌شرقی- جنوب غربی دیده می‌شوند، که از شمال سد اکباتان شروع و به گسل‌های کوه ارمنی می‌پیوندند. چند خط گسلی فرعی کوتاه نیز در شمال غرب و غرب روستای گنبد شهرستان همدان با امتداد غربی- شرقی به چشم می‌خورد.

خطوط گسلی اصلی و فرعی زیادی به شکل بسیار پیچیده و درهم، در رشته‌کوه ارمنی بین شهر همدان و نهاوند مشاهده می‌شود. روند کلی این گسل‌ها، ابتدا شمال‌غربی-جنوب‌شرقی استان و سپس شمالی- اندکی متمایل به جنوب‌شرقی، ادامه یافته و به مجموعه گسل جنوب شرق است (خوشیجان) ختم می‌شوند. بیشتر خطوط گسلی در این مجموعه، جهت شمالی- جنوبی دارند، که توسط گسل‌های فرعی و به شکل عمود بر هم، یکدیگر را قطع می‌کنند. این زون گسلی ابتدا با پهنای وسیعتر از جاده تهران، جنوب روستای آق مخاطره غ

(امزاجرد) شروع می‌شود و بعد از روستای مسلم آباد (شهرستان همدان) با پهنای باریکی به گسل‌های خوشیجان می‌رسد.

ج) ناحیه جنوبی است: سومین منطقه گسلی شامل بخش جنوب است، شهرستان‌های ملایر و نهاوند است. به‌طور خیلی مجزا و مشخص یک زون گسلی با جهت شمال‌غربی-جنوب‌شرقی با پهنای حدود ۵ کیلومتر از شمال شرق شهر ملایر (کوه قصر- قجر بر اساس نقشه زمین‌شناسی همدان) شروع و به زون گسلی خوشیجان-نهرمیان در جنوب شرق منطقه می‌پیوندند. بیشتر گسل‌های این منطقه اصلی هستند که در بعضی موارد به‌وسیله گسل‌های فرعی قطع شده و در مواردی (شمال) نیز موازی با آن‌ها ادامه یافته‌اند.

منطقه گسلی دیگری در بخش جنوب استان قرار دارد که شامل گسل‌های شمال، شمال شرق، (کوه‌های اردشان- کوه سفید) و جنوب، جنوب غرب (کوه سنگ سوراخ، کوه گاوچال و کوه گنجه) شهرستان نهاوند است. منطقه تراس بزرگ زاگرس نیز در همین ناحیه واقع شده است. روند گسل‌های این منطقه در هر دو ناحیه شمال و جنوب شهرستان نهاوند بسیار پیچیده و درهم است. بیشتر گسل‌های شمال شهرستان مذکور فرعی و فقط دو سه خط گسل اصلی پراکنده در این ناحیه دیده می‌شود. در حالی‌که بیشتر گسل‌ها در بخش جنوب شهرستان یادشده، اصلی استان و گسل‌های فرعی نیز بیشتر به شکل عمود بر آن‌ها، در فاصله‌های کوتاه قرار دارد. تراکم گسل‌ها در این بخش از شهرستان بسیار بیشتر و فشرده‌تر از بخش شمالی آن است.

خط تراست (گسل اصلی) دیگری نیز در امتداد تقریباً" شرقی-غربی در این ناحیه مشاهده می‌شود. تراکم بسیار زیاد زمین لرزه در این منطقه، بیانگر فعال بودن گسل‌ها ازنظر تکتونیکی است. تعدادی گسل فرعی نیز در شمال شهر اسدآباد و کوه خان گورمز قابل مشاهده است.

۳-۲-۲-۶-۲-لرزه‌خیزی و رانش زمین

استان همدان در منطقه ایران مرکزی واقع شده است، گسل عمده زاگرس محدوده جنوبی منطقه ایران مرکزی را مشخص می‌سازد که به شکل مثلثی است که رشته‌کوه‌های البرز در شمال، آذربایجان در شمال غربی و ایران شرقی در شرق آن قرار دارد.

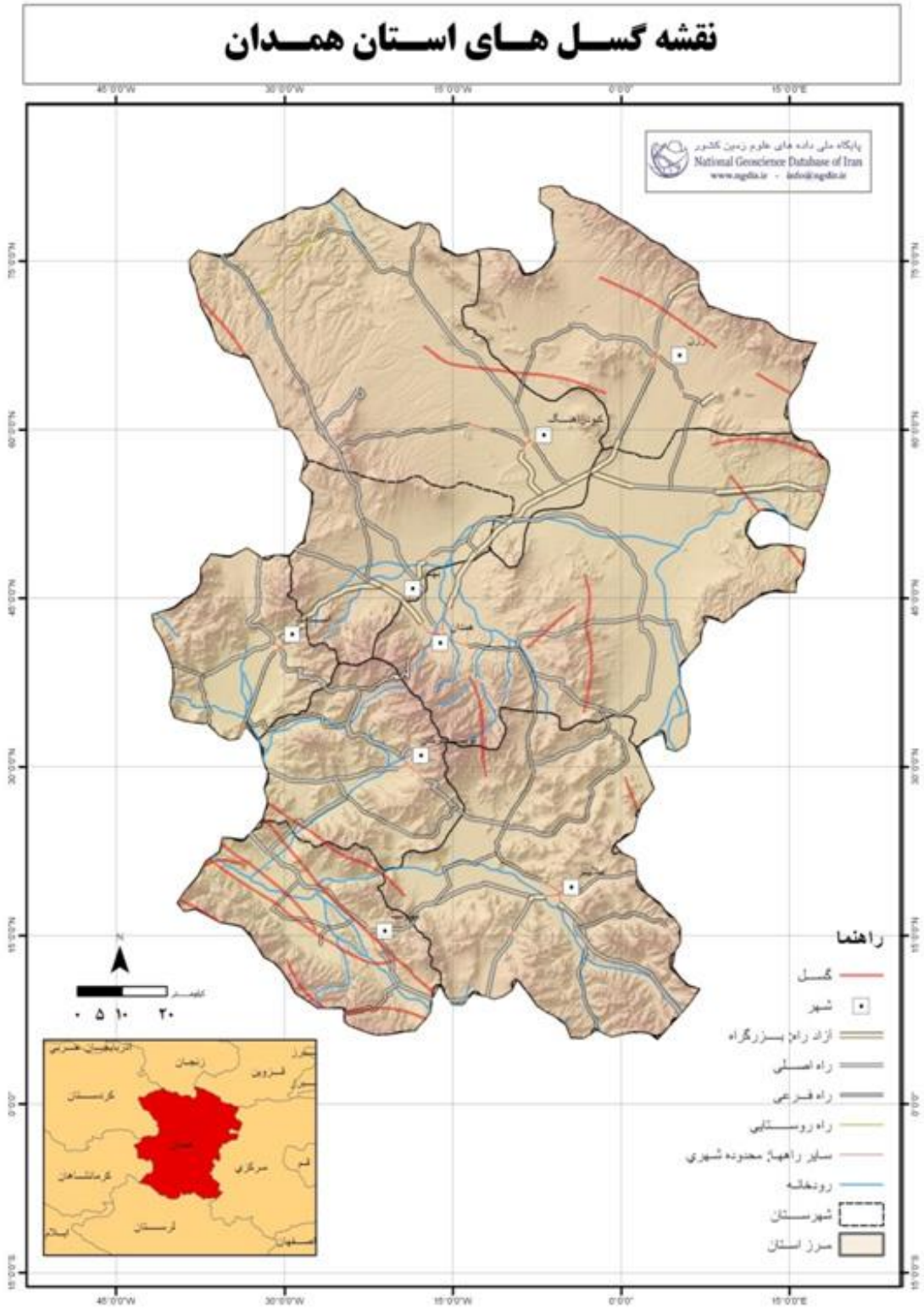
منطقه همدان در کمربند سنندج – سیرجان قرار دارد، این کمربند در شمال شرقی گسل اصلی زاگرس قرار دارد و از رضائیه (ارومیه) و سنندج در شمال غربی به سیرجان در جنوب شرقی در امتداد زاگرس کشیده شده و در ترکیه به اورکالیک تا روس متصل می‌شود، این کمربند رانشی باریک و عمیق با یک گسل فشاری با زاویه زیاد از چین‌خوردگی فعال و زاگرس با تأثیرپذیری از این گسل یکی از مناطقی است که در آن زلزله‌های بزرگی همراه با شکستگی‌های طویل و بارز در سطح زمین اتفاق افتاده است.

جنوب غربی منطقه همدان یکی از مناطقی است که در اثر زلزله‌های تاریخی خسارت دیده یا ویران شده است، گسل عمده‌ای در امتداد خط مرزی در جنوب غرب منطقه مشاهده می‌شود، همچنین یک گسل فشاری در این قسمت وجود دارد و درنتیجه این گسل‌ها که بیانگر وجود فعالیت‌های زمین ساختی در این منطقه استان زلزله‌های بزرگ و تاریخی به وقوع پیوسته‌اند.

در رانش زمین شیب (نیروی ثقل)، جنس زمین (نوع خاک و عمق آن)، کاربری اراضی، شبکه هیدروگرافی و ... بسیار حائز اهمیت است. همچنین حرکات تکتونیکی (گسلی) نیز در آن بسیار تأثیرگذار است و باعث تسریع و تشدید آن می‌شوند.

ازنظر لرزه‌خیزی و رانش زمین، پهنه استان به دو قسمت تقسیم می‌شود. بخش شمالی است که تقریباً" چنین پدیده‌هایی در آن به وقوع نمی‌پیوندد. هرچند دو- سه مورد زمین لرزه کوچک‌مقیاس در نزدیکی مرز است (شمال شهرستان رزن) خارج از محدوده استان اتفاق افتاده است، لیکن تأثیر چندانی در منطقه نداشته است و بخش جنوبی است که تراکم زمین لرزه و رانش زمین در این بخش بسیار زیاد است. به‌ویژه تراکم بسیار زیاد زمین لرزه در جنوب غربی است، جنوب غربی شهرستان نهاوند (کوه گاو چال، سنگ سوراخ، گنجه)، با شدت ۵/۵ تا ۶ ریشتر در آن جا مشهود است.

تراکم رانش زمین بیشتر در بخش میانی است (جنوب و حومه شهر همدان و کوه الوند) و جنوب شهر نهاوند (دامنه‌های شمالی کوه‌های سنگ سوراخ، گاوچال و گنجه) وجود دارد و موردهای اخیر نیز بسیار فعال و ازنظر مقیاس وسیع بوده‌اند. به هر صورت پدیده رانش زمین نیز همچون ریسک گسل‌ها و زمین‌لرزه‌ها دارای اهمیت است. به‌ویژه رانش زمین جاده اسدآباد بسیار فعال بوده است و جاده مذکور را ناپایدار و تهدید می‌کند. شکل (۹۴-۳) نقشه گسل‌های استان همدان را نشان می‌دهد.

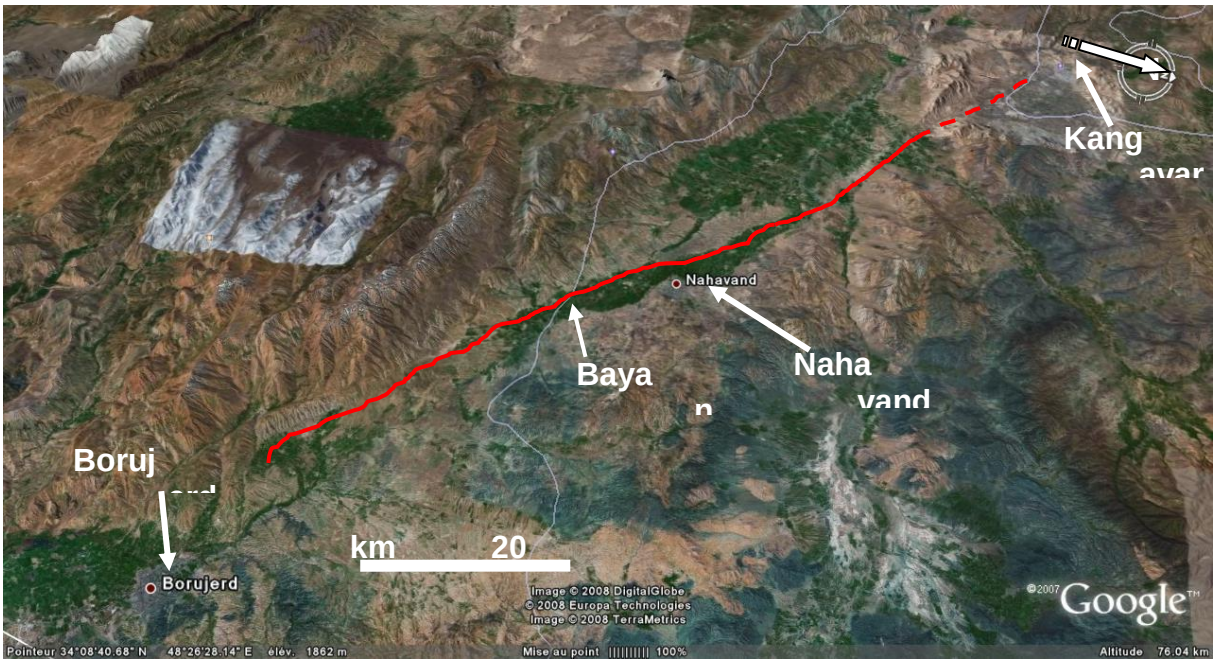


شکل ۰-۹۴ :نقشه گسل‌های استان همدان

- **قطعه گسلی نهاوند**

قطعه گسلی نهاوند در انتهای جنوب شرقی خود بخوبی نمایان میگردد(از ۱۲ کیلومتری غرب بروجرد تا ده بایان واقع در حوضه نهاوند)، به سمت شمال شرق درون حوضه قرار میگیرد و به احتمال زیاد لبه جنوب غربی

آن را کنترل میکند. انتهای شمال غربی آن آشکار نیست. ما بطور محافظه کارانه‌ای فرض را برآن میگیریم که به بخش جنوب شرقی دشت کنگاورمیرسدشکل(۳-۹۵).



شکل۳-۹۵: تفسیر ریخت ساختاری تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده قطعه گسلی نهاوند

در مطالعه فعلی قطعه گسل نهاوند بطول ۸۵ کیلومتر فرض میگردد. یک ضخامت لایه لرزه زا در حدود ۱۵ کیلومتر در نظر گرفته شده است. با فرض یک شیب نسبتا عمودی و مکانیسم گسلش امتداد لغز، توانایی لرزه زایی M_W= ۷/۱-۷/۲ را میتوان از روابط ولزوکوپراسمیت (۱۹۹۴) بدست آورد.تا جاییکه به نرخ لغزش مربوط است، با درنظر گرفتن شواهد زمین ریختی پنهان در حوضه نهاوند وشاخه گسل گارون که با جنوب موازی بوده و قسمتی از حرکت جهانی امتداد لغزی ۵میلیمتر در سال را جذب میکند، میتوان بطور محافظه کارانه‌ای مقدار ۳میلیمتر در سال را به قطعه گسل نهاوند نسبت داد.

-گسل نهاوند:

این گسل از غرب بروجرد آغاز شده و با روند ۳۲۰N تا شمال غربی نهاوند ادامه دارد و طول آن حدود ۷۵ کیلومتر است که بخش های مختلف آن براساس نام روستاهای پیرامون نام گذاری شده اند. این گسل در محدوده ی حوزه ی گاماسیاب قرار می گیرد.

- گسل گارون

این گسل از جنوب غرب نهاوند تا صحنه با امتداد جنوب شرقی - شمال غربی گسترش دارد. گسترش این گسل به طرف شمال غرب، بصورت کم و بیش پیوسته، تا فراسوی شهر صحنه ادامه دارد. از این رو نام گسل صحنه برای این گسل مناسب تر است. اما در نقشه های لرزهی زمین - ساختی، گسل صحنه به گسل دیگری که از فاصله ۵ کیلومتری شمال صحنه می گذرد اطلاق می شود. این گسل در محدودهی حوزه ی گاماسیاب قرار می گیرد.

-گسل ابرو

این گسل از جمله گسل های شرق الوند است و از غرب روستای ابرو که در فاصله حدود ۱۰ کیلومتری شرق همدان قرار دارد می گذرد. این گسل در محدودهی حوزه ی قره چای قرار می گیرد. این گسل در قسمت شمالی دارای امتداد شمال غرب- جنوب شرق بوده ولی قسمت جنوبی آن (سمت علی آباد دمق روند شمالی - جنوبی دارد. این گسل که به نام گسل فقیره- چشین علی آباد دمق نیز مشهور است (سپاهی گرو، ۱۳۷۸) از گسل های مورب لغز می باشد که (بهاری فر، که... تحلیل زمین شناسی و منابع معدنی ۱۳۷۶) آن را گسل چشین نام نهاده است. این گسل ممکن است تا روستای فقیره، حتی تا شرق دیزج در شمال غربی شهر همدان ادامه داشته باشد. در این صورت این گسل از وسط شهر همدان وپیرامون آن مشخص نیست

-گسل سیاه کمر - علوی:

این گسل با راستای NW - SE و از سیاه کمر تا علوی ادامه یافته و سرانجام به سمت جنوب شرق از ناحیه خارج می شود. شیب گسل حدود NE۵۵ و ساز و کار آن راندگی می باشد. این گسل در محدودهی حوزه ی قره چای قرار می گیرد.

-گسل ورکانه:

این گسل نیز از جمله گسل های شرق الوند می باشد که روند آن شمال غرب – جنوب شرق می باشد و از شرق روستای ورکانه عبور می کند. این گسل در جنوب گسل چشین و تقریبا موازی با آن قرار دارد. و حدود ۱۰ کیلومتر از اثر آن قابل مشاهده است. این گسل مورب لغز می باشد و گارنت میکاشیست ها را از استارولیت میکاشیست ها جدا می کند (بهاری فر، ۱۳۷۶). این گسل در محدودهی حوزهی قره چای قرار می گیرد.

-گسل یلفان:

در نقشه زمین شناسی همدان، این گسل مرز بین شیلها و سنگ های دگرگونی اسلیت وشیست که مربوط به ژوراسیک هستند می باشد و با شیست های سیلمانیت و آندالوزیت دار را تشکیل می دهد. این گسل از شمال تا روستای یلفان قابل مشاهده است، ولی به نظر می رسد که در شمال یلفان هم این گسل ادامه داشته باشد و به بخش شمالی گسل ورکانه بپیوندد. در شمال شرقی روستای ارزانفود این گسل دو شاخه میشود که شاخه ی شمالی اندکی تغییر روند داده و کاملا شرقی – غربی میشود و مرکز دو گروه سنگ های فوق را تشکیل می دهد. طول گسل یلفان حدود ۲۵ کیلومتر است.

در قسمت شمال غربی تودهی نفوذی الوند تنها اثر یک گسل دیده می شود که گرانیتهای پورفیرویید را در کنار اسلیت ها و فیلیت ها قرار داده است و هورنفلس ها را حذف نموده است. این گسل، گسل فیسیجان نام دارد که به احتمال مورب لغز است و امتداد آن از شمال شرق - جنوب غرب میباشد. این گسل در نقشه زمین شناسی ۱: ۲۵۰۰۰۰ همدان مشخص است. این گسل درمحدودهی حوزه ی قره چای قرار می گیرد.

- گسل ازناو- مرغ آباد:

این گسل از شمال روستایهای ازناو و مرغ آباد می گذرد و درازایی برابر ۳۰ کیلومتر دارد.شیب و امتداد این گسل به صورت میانگین N۲۹۰/ NE۵۷ - N می باشد. نوع گسل معکوس و عملکرد آن چپ گرد است و در شمال مرغ آباد به علت خمیدگی جهت آن در راستای N۲۵۰ قرار می گیرد. این گسل در شمال روستای چپقلو

واحدهای ائوسن، ژوراسک و کرتاسه را روی واحد الیگو- میوسن قرار داده است (علایی مهابادی و فودازی، ۱۳۸۱). این گسل در محدودهی حوزهی قره چای قرار می گیرد. –

گسل عمر آباد - خیانک:

با برداشت از عکس های ماهوارهای این گسل در جهت شمال شرق - جنوب غرب جریان دارد، نوع آن امتداد لغز چپ گرد است و گسل ازناو- مرغ آباد را در روستای خیانک بریده است علایی مهابادی و فودازی، ۱۳۸۱). این گسل در محدوده ی حوزه ی قره چای قرار می گیرد.

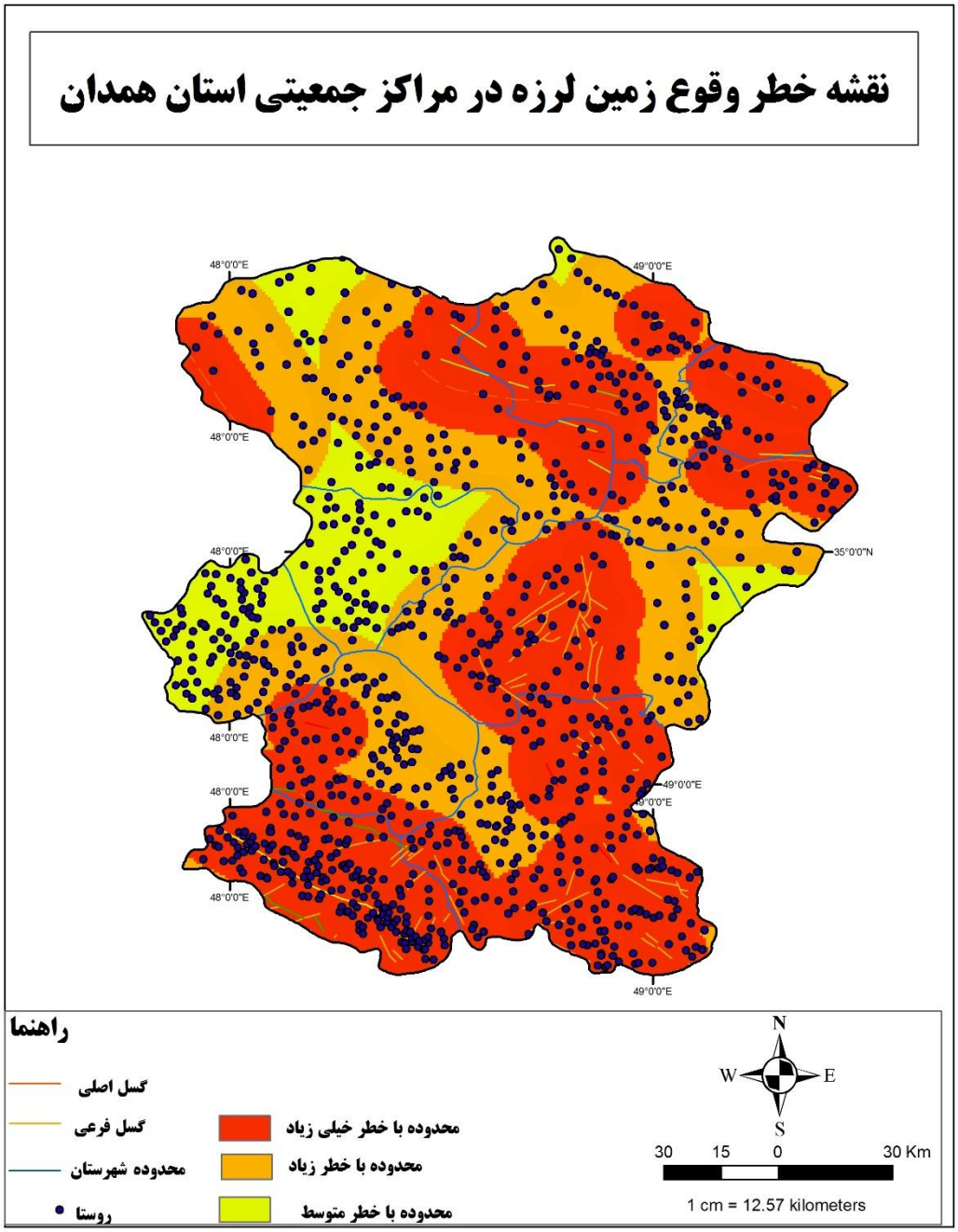
گسل کرفس - سوزن:

این گسل در جهت شمال شرق - جنوب غرب کشیده شده، نوع آن امتداد لغز چپ گرداست و گسل مقصود آباد- رزن را بریده است (علایی مهابادی و فودازی، ۱۳۸۱). این گسل درمحدودهی حوزه ی قره چای قرار می گیرد.

- گسل راندگی الوان کمر:

سنگهای ولکانیکی و سنگ آهک دگرگونی تریاس در نواحی روستاهای الوان کمر بالا وزاغه انوچ به صورت یک سفرهی رو رانده بر روی اسلیت های ژوراسیک رانده شده اند. این گسل درمحدودهی حوزه ی گاماسیاب قرار می گیرد.

شکل ۳-۹۶ خطروقوع زمین لرزه در مراکز جمعیتی استان همدان رانشان میدهد. وجداول ۳-۴۲ تا ۳-۵۱ مراکز جمعیتی پرخطر در برابر زلزله را به تفکیک شهرستان نشان میدهد.



شکل ۳-۹۶: خطروقوع زمین لرزه در مراکز جمعیتی استان همدان

جدول ۳-۴۲: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان اسدآباد

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد	-	-	-
محدوده در خطر زیاد	بهمن دره	NU	NU
	ملهمدره	LL	LL
	اشترجین	11	99
	بیاج	1	7
	ترخین اباد	7	29
	شهراب	32	15
	بادخوره	19	4
	حسین اباد	0	24
	خنداب	26	43
	سدران	53	4
	قاسم اباد	4	NU
	گوانلو	NU	LL
	ویرایی	LL	19
	هودرج	23	NU
	ایستگاه زمینی ارتباطات ماهواره ای شهید قندی	NU	LL
	دهگلان	LL	3
	حاجی اباد	6	14
	شیلاندرسفلی	16	86
	شیلاندرعلیا	10	12
	هلورسفلی	5	2
	هلورعلیا	17	*
	نصرت ابادبهراز	6	62
	وندراباد	*	*
	جنت اباد	64	16
		*	NU
		18	LL
		NU	53
		LL	NU
		64	LL
		10	53
		3	86
		24	20
		7	9
		53	46
		2	7
		72	
		9	

			63 4

جدول ۳-۴۳: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان تویسرکان

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد	برگچه	65	59
	چاشت خوره	20	
	قاسم اباد	9	19
	قلی لاله سفلی	18	3
	قلی لاله علیا	4	11
	هزاره	11	9
	سوتلق	3	10
	کریم اباد	13	3
	اکبراباد	NU	10
	برفیان	LL	
	جرا	28	NU
	حاجی تو	4	LL
	سادات اباد	11	23
	فتح اباد	9	1
	گلیان	30	11
	منجان	46	7
	ابودردا	23	26
	باباکمال	1	
	حمیل اباد	15	42
	گل زرد	1	
	هرهره	17	23
	احمداباد	42	0
	بوستاندر	30	15
	درواز	16	1
	زاغه	1	17
	میانده	30	
	یعقوب اباد	21	41
	تقی اباد	6	
	شان اباد	64	29
		9	
		6	14
		66	9
		NU	30
		LL	
		25	19
		*	2

	مین اباد	27	54
	هوش	9	
	سازیان	53	9
	سگاوی	61	
	باقراباد	26	5
	تپه کبود	9	
	علی اباد	72	56
	کنجوران سفلی	57	
	کنجوران علیا	73	NU
	کنجوران وسطی	84	LL
	مبارک ابادویله	5	22
	مزرعه میاندره	NU	
	/ملک منصور/	LL	*
	قلعه نو	41	22
	لامیان	14	0
	مراداباد	9	49
	ولاشجرد	56	
	قشلاق پوست	14	45
	شوران	NU	
	قصبستان	LL	22
	کارخانه	NU	9
	کمانکران	LL	63
	گاوکران	21	
	ابرلاق	6	56
	سفلی	58	
	ترمیان	9	56
	ک	16	
	سوری	6	70
	بهاراب	34	
	گنبله	0	4
	قلقل	51	
	نجف	12	NU
	اباد	1	LL
	ابدالان	97	40
	حاجی	95	
	اباد	30	12
	مزرعه	70	8
	الوزار	28	50
	قلعه	29	
	استیجان	30	9
		31	
		32	NU
		33	LL
		34	NU
		35	LL
		36	21
		37	6
		38	57
		39	5

	ابرلاق	40	16
	علیا	41	3
	کندر	42	30
	ورداورد	43	3
	سفلی	44	49
	شهرس	45	
	تانه	46	12
	کهنو	47	0
	ش	48	97
	ورداورد		
	علیا		95
	ورداورد		
	وسطی		29
	تیمیجا		
	ن		70
	سیستا		
	نه		24
	اشتران		
			10
			6
			46
			71
			93
			36
			4
			39
			11
			3
			23
			4
			NU
			LL
			51
			29
			26
			1
			39
			18
			0
			35
			2
			36

			0 65 73 52 39 2
محدوده در خطر زیاد	بادامک خیر آباد دولایی سنگ سفید جیجان کوه اشترم ل سید شهاب شوق اباد پیرغیب ارزووج سنجوز ان گشانی بوجان باباپیر باباپیرع لی قلعه نوروز زیوج کرزان کلنجا ن مزرعه محمداباد	17 1 73 61 48 42 0 56 0 94 9 60 60 57 89 24 1 12 0 42 7 26 4 85 NU LL 21 2 51 NU LL	17 1 73 61 48 36 1 45 5 90 9 47 54 57 89 24 0 11 8 42 7 26 3 83 NU LL 18 9 45 NU LL

جدول ۳-۴۴: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان رزن

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد	اورته	214	16
	قمیش	222	0
	چهاربلاغ	116	15
	قلعه جوق	578	8
	زمانی	168	91
	قینرجه	NULL	
	یارمجه	406	43
	باغ	887	9
	قزل اباد	230	14
	گندوز	307	9
	بابانظر	450	NU
	تپه دیبی	216	LL
	قادرخلج	107	34
	چورمق	58	8
	قراکند	25	71
	قلعه	9	7
	زندلیج	90	22
	مزرعه	59	8
	دیمور	NU	28
		LL	9
		10	40
		7	5
		11	17

	جر	6	2
	بانلو	11	93
	سار	1	
	یجلو	11	48
	قزل	6	
	جه خرقان	35	25
	خل	85	8
	ج	33	90
	دول	46	
	ت اباد	46	59
	سور	54	
	تجین	32	NU
	گو	12	LL
	نلو	7	10
	لاله	25	6
	دان	4	11
	ماهنـ		5
	یان		11
	اغچ		0
	ه خرابه		10
	دور		9
	نیان		34
	کارو		
	انه		84
	گرم		
	ک		32
	وهنـ		
	ده		44
	اق		
	چای		44
	باد		
	کوه		54
	امیر		
	اباد		32
			12
			7
			24
			0
			45
محدوده در خطر زیاد	تولکی تپه	13	10
	سلطان اباد	1	3
	قایش	44	43
	پاینده	6	1
	چایان	44	43
		3	9

	قوزلیجه	12	10
	جعفراباد	0	9
	سرله	29	27
	قلعه	0	0
	شاطربالی	25	23
	مزرعه اغچه	11	
	حصار	6	10
	پیله جین	18	4
	چال بقا	22	18
	حسن اباد	6	
	خنجراباد	NU	20
	قرایلر	LL	0
	گستر	10	NU
	ویر	1	LL
	کل کبود	57	83
	اب	42	
	باریک	18	51
	غازیا	9	
	تان	6	34
	قاطر	27	
	اولن	15	15
	نینج	14	9
	اقکـ	3	6
	ند	32	
	امتلر	12	26
	ایلاز	7	
	لو	25	15
	تازه	4	
	کند	48	12
	غلام	8	4
	علی	11	32
	قان	7	
	قانلو	70	12
	مادا	60	7
	باد	7	24
	وروز	NU	0
	ین	LL	45
	وف	76	
	س	18	8
	امیر	45	
		29	11
		49	5
		13	65
		2	
		73	55
		NU	8
		LL	NU
		88	LL
		31	74

	یه	3	
	پناه	31	17
	قزلجه	0	
	تکیه	96	41
	جام	10	
	یشلو	3	27
	خما	39	
	یگان	9	46
	یو	12	
	شانلو	6	12
	سیرا	26	7
	ب	9	73
	کهار	27	
	د	3	NU
	ینگ	*	LL
	ی قلعه	55	88
	ورق	38	
	ستان	9	31
	فار	NU	2
	سجین	LL	30
	خیرا	NU	9
	باد	LL	93
	کلیه	52	
	جه	6	97
	هریا		
	ن		35
	امام		5
	زاده قاسم		12
	مزرع		6
	ه ارجز		26
	نوار		3
			27
			3
			*
			49
			36
			1
			NU
			LL
			NU
			LL
			50
			7

جدول ۳-۴۵: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان درگزین

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد	نظام اباد	44	43
	شهرک	0	4
	درجزین(شرکت زراعی)	29	29
	احمداباد	9	9
	حکان	57	57
	دولوجردین بالا	21	
	رازین	7	19
	کمندان	35	8
	پلیکان	25	35
	رکین	75	
	زهتران	4	24
	سلیلک	62	
	سوزن	NU	70
	شنجور	LL	
	مزرعه صارم	15	4
	مسینک	44	
	ولاشجرد	4	62
	کارخانه سیمان	16	
	پیربگ	1	NU
	تموزان	66	LL
	کاج	15	15
	چانگرین	21	
	شورتگل	NU	44
	وسمق	LL	3
	شوند	15	16
	مزرعه گچیلو	51	1
	منوچهر	34	66
	جاورسجین	2	
	قراقیه	67	15
	کرفس	7	
	ناکین	NU	21
	عین اباد	LL	
	دمورچی علیا	33	NU
	سنقراباد	2	LL
	سنگ گران کوه	27	15
	شریف اباد	2	
	گل تپه	NU	51
		LL	
		16	30
		9	9
		35	66
		54	6
		11	NU
		27	LL
		57	29

	ینگجه کرفس	37 5 NU LL 34 9 59 NU LL NU LL 6	6 27 1 NU LL 16 9 31 53 10 87 49 37 5 NU LL 32 1 55 NU LL NU LL 6
محدوده در خطر زیاد	سیلک زاکان بهکندان سایان مزرعه گیودره نوده نیر پشتجین عمان	50 36 28 0 24 1 22 4 * 55 3 32 5 67 1 39 6	50 36 25 2 24 1 22 0 * 50 8 29 4 66 3 39 5

	درج زین		

جدول ۳-۴۶: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان فامنین

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد	اجرلو	83	82
	باغچه	14	
	غاز	*	12
	بزچلو	99	
	قمشانه	22	*
	صیداباد	38	90
	قبان	82	
	قلی	18	22
	مرغ	2	
	اباد	4	37
	ینگجه	NU	
	ازناو	LL	82
	ایره	44	
	گونی	NU	17
	بازران	LL	0
	مزرعه	86	4
	سیدلو	NU	
	پاوان	LL	NU
	مزرعه	78	LL
	غازانلو	16	42
	چپقلو	NU	
	خیمه	LL	NU
	گاه	50	LL
	دهلق	50	70
	رضاباغ	NU	
	ی	LL	NU
	زاغلیجه	NU	LL
	سولی	LL	40
	دره	NU	
	قزل	LL	34
	کندی	43	
	مولوتپه	26	NU
	مزرعه	31	LL
	شیخ جای	31	NU
		36	LL

	مزرعه	NU	NU
	صادقلو	LL	LL
	قارقالق	NU	NU
	قشلاق	LL	LL
	کوی	0	10
	بلاغ	15	NU
	گل	21	LL
	خندان	NU	28
	مبارکیه	LL	21
	ن	50	
	معدن	30	26
	کوه	44	
	مزرعه	50	24
	قاپالوق	52	
	مزرعه	29	28
	طغانی	41	
	اقاج	9	NU
	خواجه	NU	LL
	حصار	LL	NU
	وزندان	41	LL
	پلیس	6	10
	تجرک	32	0
	باباحصا	78	14
	ری	3	19
	ده قره	58	
	چای	3	NU
	عمراباد	34	LL
	قره	78	42
	دای	30	
	قلقل	3	27
	اباد	NU	
	صادق	LL	30
	لو	27	
	یارمقیه	7	46
	مزرعه	38	
	سهرابی	1	41
	مرزعه	12	
	دلوند	3	27
	سراوک	29	
	سرای	18	41
		2	
		18	9
		8	
		20	NU
		8	LL
			NU

	فیض اباد نگارخا تون امین اباد ابراهیم اباد جهان اباد شرکت توداک امیراباد علی نور تاوه حاجی اباد طواله سناج امامزاده پیرنهان همه کسی		LL 41 5 27 62 8 52 4 30 78 25 4 NU LL 27 0 38 0 12 3 29 18 0 17 6 17 0
محدوده در خطر زیاد	زرقان نصیرابا د قزل اباد طمچی چاه بهار زرق قیه باغی خماجیـ ن خوش اباد قزل	28 3 24 6 31 0 92 9 35 NU LL 44 16 5 29 15 NU LL	27 8 24 6 25 3 68 4 29 NU LL 30 14 0

	حصار	NU	24
	قوشیجه	LL	
		10	15
	شیرابدال	3	
		26	NU
	مزرعه	0	LL
	موسی بگ		NU
	راستگویان		LL
	قلعه جوق		80 23 0

جدول ۳-۴۷: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان همدان

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در معرض خطر خیلی زیاد	تفرجان	69 1 *	60 4 *
	سدا	29	23
	کباتان	44	
	شمس اباد	96 71	39
	علی ابادورکانه	8 14 21	71 59
	یلفان	9	1
	ارزان فود	NU LL 12 55	14 17 0
	تکمه داشورکانه	23 8 NU LL	NU LL 11 81
	امیراباد	28	23
	شورین	41 7	2 NU
	کنجینه	38	LL
	مهراباد	1	28
	پهن اباد	10	
	ابشینه	8 *	40 0
	سنگستان	67	37
	یگانه	38	8
	اغجه سیدان	4	99

	باغچه	19	
	سرخ اباد	21	*
	سبزاباد	15	62
	اقداش	*	
	مرتع بلاغ	96	25
	ضیاالدین	83	2
	ایوک	12	16
	ده دلیان	6	
	دینگله کهریز	36	19
	شیراباد	NU	
	کردبلاغ	LL	11
	مرادبلاغی	NU	
	گورگز	LL	*
	مهبار	46	83
	پل شکسته	75	
	عربلو	6	68
	قلی کندی	12	
	اق تپه	3	10
	باش قشلاق	25	2
	زنگی بلاغ	12	27
	قرخ قز	NU	
	مولیجه	LL	NU
	نشر	NU	LL
	ابهندو	LL	NU
	بارابند	NU	LL
	حاجی اباد	LL	37
	سردره	NU	
	سیاه کمر	LL	61
	گل کهریز	66	
	گنبد	43	6
	رحیم اباد	51	
	معروف	NU	10
	حیران	LL	4
	بهرام اباد	*	16
	اولیایی	NU	
	ایستگاه	LL	12
	مخابرات اولیائی	82	
	ده پیاز	50	NU
	علی اباداق	2	LL
	حصار	NU	NU
		LL	LL
		*	NU
		13	LL
		8	NU
		65	LL
		NU	58
		LL	
		NU	29
		LL	

	رباط شورین نهران قشلاق گمار علی ابادپشتشهر گراچقا امزاجرد شهرک صنعتی بوعلی حسن ابادشورین قاسم اباد	12 51 69 33 6 47 NU LL 19 87 68 0 85 6 19 86 4 23 94	44 NU LL * NU LL 66 39 7 NU LL * 12 7 58 NU LL NU LL 10 35 52 28 7 38 NU LL 19 62 66 4 76 3 19 85 4 23 51
محدوده در معرض خطر زیاد	وفرجین مویجیـ ن تویجیـ	43 6 50 3 46	29 9 32 2 39

	ن	5	6
	سلولان	10	78
	اوزنان	30	5
	چشمه	NU	NU
	قصابان	LL	LL
	یکن اباد	18	17
	پادگان	4	7
	قدس	92	86
	پادگان	0	7
	همدان	*	*
	حیدره	18	18
	بالای شهر	5	4
	مهدی	35	29
	اباد	5	7
	انصاراالام	52	50
	ام	6	8
	گنبدچا	84	83
	ی	6	2
	امیراباد	17	15
	کرد	1	4
	جیهون	77	72
	اباد	20	
	اقدره	9	19
	برکت	19	7
	اباد	41	14
	بویاقچی	21	
	رزج	89	29
	دشته	39	
	شیرین	5	18
	اباد	19	
	طاحون	3	66
	اباد	23	
	قلعه	*	30
	نظراباد	26	1
	یکله	2	14
	دیزج	10	5
	احمداباد	5	17
	هیزج	19	
	حسن	8	*
	اباد	27	19
		6	4
		NU	83
		LL	
		47	15
		9	8
		19	23
		21	7
		49	NU
		31	LL

	قرخلر	9	45
	ایده لو	11	6
	حاجی	4	13
	مقصود	39	
	قپچاق	4	19
	یسرلو	34	
	میلاجرد	11	38
	بیوک	61	
	اباد	12	24
	سماوک	9	1
	بزینه	7	96
	جرد	10	
	نوده	62	33
	خیراباد	2	8
	قوزلیجه	58	33
	مهاجرابا	1	
	د	13	9
	عبدالرح	1	
	یم	19	57
	کوزره	16	
	مسلم	4	10
	اباد	63	1
	اب انبار	64	7
	احمداباد	16	
	تپه	27	8
	خماجیِ	35	
	ن	15	44
	راهجرد	19	2
	فیروزاباد	50	45
	قشلاق	2	8
	سفلی	78	10
	قشلاق	11	8
	علیا	8	15
	ورکش	11	
	دولت	7	96
	اباد	10	
	چشین	34	53
	چشمه	NU	
	ملک	LL	44
	خاکو	82	10
			24
			24
			7
			16

	سیلوار ابرو انجلاس سیمین ابرو		45 3 76 10 7 11 1 74 1 NU LL 67

جدول ۳-۴۸: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان بهار

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد			
محدوده در خطر زیاد	رایگان سفلی مهاجران شیخی جان رایگان علیا راه هموار پلیس راه همدان -تهران پایانه بابرئ همدان فرستنده صدا انبار نفت منطقه همدان انبار غلات جهاد کشاورزئ زمین جهاد کشاورزئ استان همدان شرکت پشتیبانی امور دام کشور(منطقه همدان) کوشک اباد حسین ابادلتکا دستجرد سلیمان اباد	15 1 21 65 NU LL 84 31 7 * * NU LL NU LL NU LL NU LL NU LL NU	12 3 18 02 NU LL 63 28 1 * * NU LL NU LL NU LL NU LL NU LL

	کارخانه قند	LL	NU
	اقبلاغ لتگاه	42	LL
	لتگاه	1	35
		26	5
		2	26
		90	2
		6	78
		17	6
		5	16
		47	8
		20	47
		7	
		57	17
		7	5
			51
			9

جدول ۳-۴۹: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان ملایر

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد	برگچه	65	59
	چاشت خوره	20	
	قاسم اباد	9	19
	قلی لاله سفلی	18	3
	قلی لاله علیا	4	11
	هزاره	11	9
	سوتلق	3	10
	کریم اباد	13	3
	اکبراباد	NU	10
	برفیان	LL	
	جرا	28	NU
	حاجی تو	4	LL
	سادات اباد	11	23
	فتح اباد	9	1
	گلیان	30	11
	منجان	46	7
	ابودردا	23	26
	باباکمال	1	
	حمیل اباد	15	42
	گل زرد	1	
	هرهره	17	23
		42	0
		30	15
		16	1
		1	17
		30	

	احمداباد	21	41
	بوستاندر	6	
	درواز	64	29
	زاغه	9	
	میانده	6	14
	یعقوب اباد	66	9
	تقی اباد	NU	30
	شان اباد	LL	
	مین اباد	25	19
	هوش	*	2
	سازیان	27	54
	سگاوی	9	
	باقراباد	53	9
	تپه کبود	61	
	علی اباد	26	5
	کنجوران سفلی	9	
	کنجوران علیا	72	56
	کنجوران وسطی	57	
	مبارک ابادویله	73	NU
	مزرعه میاندره /ملک منصور/	84	LL
	قلعه نو	5	22
	لامیان	NU	
	مراداباد	LL	*
	ولاشجرد	41	22
	قشلاق پوست شوران	14	0
	قصبستان	9	49
	کارخانه	56	
	کمانکران	14	45
	گاوکران	NU	
	ابرلاق سفلی	LL	22
	ترمیانک	NU	9
	سوری	LL	63
	بهاراب	21	
	گنبله	6	56
	قلقل	58	
	نجف	9	56
		16	
		6	70
		34	
		0	4
		51	
		12	NU
		1	LL
		97	40
		95	
		30	12
		70	8
		28	50
		29	

	اباد	30	9
	ابدالان	31	
	حاجی	32	NU
	اباد	33	LL
	مزرعه	34	NU
	الوزار	35	LL
	قلعه	36	21
	استیجان	37	6
	ابرلاق	38	57
	علیا	39	5
	کندر	40	16
	ورداورد	41	3
	سفلی	42	30
	شهرس	43	3
	تانه	44	49
	کهنو	45	
	ش	46	12
	ورداورد	47	0
	علیا	48	97
	ورداورد		95
	وسطی		29
	تیمیجا		70
	ن		24
	سیستا		10
	نه		6
	اشتران		46
			71
			93
			36
			4
			39
			11
			3
			23
			4
			NU
			LL
			51
			29

			26 1 39 18 0 35 2 36 0 65 73 52 39 2
محدوده در خطر زیاد	بادامک خیر آباد دولایی سنگ سفید جیجان کوه اشترم ل سید شهاب شوق اباد پیرغیب ارزووج سنجوزان گشانی بوجان باباپیر باباپیرع لی	17 1 73 61 48 42 0 56 0 94 9 60 60 57 89 24 1 12 0 42 7 26 4 85 NU LL 21 2 51 NU	17 1 73 61 48 0 36 1 45 5 90 9 47 54 57 89 24 0 11 8 42 7 26 3

	قلعه نوروز زیوج کرزان کلنجا ن مزرعه محمداباد	LL	83 NU LL 18 9 45 NU LL

جدول ۳-۵۰: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان نهاوند

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در معرض خطر خیلی زیاد	ابوالفتح اباد	*	*
	احمدابادعلیا/	NU	NU
	جمرگه/	LL	LL
	تاریک دره بالا	10	10
	تاریکدره	5	5
	پائین	28	28
	خم خسرو	26	
	سیاه دره علیا	21	26
	شطزل	27	
	کنگاورکهنه	93	21
	کوتاه دره	23	
	دارسیبه	66	27
	احمدابادداریا ب	10	
	اکبراباد	13	91
	برجکی	37	
	چقاصراحی	78	23
	داریاب	48	
	زرین باغ	65	66
	بلوط کوه	NU	
	قیلاب	LL	10
	گردیان	4	
	بره فراخ	15	13
	تپه یزدان	6	
	چشمه ماهی	10	37
	چمکبود	4	
	دره میرزا	33	78
	فیروزابادسفلی	10	
		4	48
		45	
		86	65
		63	
		NU	NU
		LL	LL
		28	4
		17	

	مزرعه برزک	9	15
	لو	22	6
	احمدابادعلیا	3	10
	گره چقا	19	4
	شریف اباد	7	33
	دهنوعبدالملا	20	
	کی	1	10
	عبدالملکی	94	4
	کهریزجمال	23	45
	کهریزسلیم	1	
	کهریزصلاح	29	81
	الدین	4	
	وسج	24	62
	حاجی اباد	5	
	ده موسی	13	NU
	زاپن	22	LL
	محمودیه	0	28
	قشلاق نجف	54	
	قشلاق ولی اله	23	17
	کرته وسج	60	3
	رودباری	23	22
	لیلاس	54	2
	موسی اباد	21	19
	امین اباد	1	6
	علی اباد	93	20
	معتمداباد	72	1
	رزینی	12	94
	شهرک	23	
	جعفراباد	34	20
	فارسبان	94	8
	قلعه نازی	5	29
	حسین	87	4
	ابادسرکان	2	24
	شیراوند	36	5
	هادی اباد	35	13
	سردره	7	
	سه کران	NU	22
	گیوکی	LL	0
	امیراباد	32	53
	تپه علی	29	
		3	23
		90	
		NU	60
		LL	
		NU	23
		LL	
		16	54
		9	
		34	20

	دولت اباد	30	2
	وزمستان	15	90
	عباس اباد	NU	
	کمال وند	LL	71
	محمودوند	10	
	حبیب اباد	4	12
	لیلی یادگار	28	
	باغکوه	10	23
	تازه ناب سفلی	0	
	تازه ناب علیا	11	33
	تازه ناب محمدباقر	9	
	تازه ناب وسطی	33	86
	راوندسفلی	7	8
	راوندعلیا	*	86
	راوندوسطی	21	7
	رودحسن علیا	88	30
	محمدیه علیا	*	
	مزرعه بنفشه	82	32
	بابارستم	7	3
	بانسره	24	NU
	برجک	NU	LL
	خیرقلی	LL	23
	دهنوسفلی	12	
	دهنوعلیا	0	23
	رضی آباد	42	4
	چشمه کبود	NU	79
	خواجه	LL	
	حسینی	34	NU
	عشوند	2	LL
	قشلاق	10	NU
	بابارستم	9	LL
	قلعه بارواب	77	14
	گورجیو	13	9
	محمدیه	16	32
	سفلی	8	
	مراداباد	13	19
	امیراباد	2	
		11	14
		5	
		5	NU
		12	LL
		15	85
		2	
		27	25
		17	
		11	81
		17	
		13	10
		3	0

	جهان اباد	12	31
	زمان اباد	8	4
	شعبان	71	*
	فیازمان	1	15
	کلندرعلیا	NU	
	کوهانی	LL	66
	تکه	49	
	دره ابراهیم	1	*
	قلعه ذراتی	29	48
	رودحسن	4	
	سفلی	NU	5
	سیاه دره	LL	
	شادمانه	78	13
	طایمه	8	
	ملوسان	23	NU
	چولک اصلی	4	LL
	چولک	14	61
	قپانوری	4	
	حسین	34	36
	ابادچولک	14	
	دهقان	57	NU
	ابادچولک	38	LL
	سعدوقاص	19	29
	صادق	2	2
	ابادقپانوری	16	75
	فیروزآباد	5	
	طایمه	15	48
	علمدار	4	
	گوشه	13	11
	سعدوقاص	4	
	لواشان	74	13
	محمدابادچول	17	7
	ک	0	12
	میانگران	17	0
	وهمان	0	10
	ده سرخه	14	6
	ده فول	9	4
	قشلاق دهفول	73	
	کفراج	63	12
	دوچشمه	20	
		1	14
		72	7
		45	22
		43	
		20	5
		6	
		10	9
		5	
		79	15

	ده بوره	6	
	فهرومند	48	11
	وراینه	51	8
	ده حیدر	4	10
	گل حیدر	31	9
	بشیراباد	2	65
	پنبه در	24	8
	چشمه میلاب	6	NU
	حسین اباد	13	LL
	ده چقایی	3	46
	کرک	50	6
	هرسان	3	24
	ایزاوند	24	0
	سفیدخانه	9	NU
	نثار	19	LL
	گاماسب	7	73
	گندم اباد	30	5
	سهران	35	16
	میلاب	NU	4
	محموداباد	LL	95
	باباقاسم	12	
	بیان	3	27
	زارع آباد	16	
	خرابه	5	10
	سرخ کند	87	
	قلعه قباد	NU	51
	گردچم	LL	
	مزرعه وهن	NU	36
	الوان کمر سفلی	LL	
	بدیع اباد	25	15
	گوشه بدیع الزمان	0	6
	الوان کمرعلیا	19	13
	بدیع الزمان	4	4
	وشت	22	15
	درانه	9	4
	عسگراباد	NU	13
	اکبراباد	LL	4
	بندامان	25	57
		4	
		21	17
		3	0
		13	16
		2	8
		53	14
		8	9
		46	52
		6	
		17	51
		9	

	عسگریه	NU	17
	زرامین سفلی	LL	9
	زرامین علیا	58	72
	سردوران	30	
	عنبرقنبر	9	44
	ازنهری	35	
	توانه	NU	33
	گنبدکبود	LL	
	بالاجوب	NU	16
	چناری	LL	2
	لیلان	29	86
	ولی سیراب	12	
	اسداباد	2	65
	ظفراباد	NU	0
	گیل اباد	LL	47
	مهان اباد	NU	
	میان اباد	LL	46
	ورازانه	64	2
	چناران	59	28
	حاجی	14	9
	ابادکرک	4	19
	حسین	41	2
	ابادگیان	39	11
	سرخلیجه	NU	0
	کرک سفلی	LL	38
	کرک علیا	47	0
		5	16
		15	9
		3	16
		80	9
		17	24
		8	
		32	32
		0	
		75	NU
		1	LL
		57	10
		0	3
		10	13
		4	0
		16	63
		3	
		14	NU
		2	LL
		76	NU
		11	LL
		1	21
		17	6
		5	15

0 21 2 NU LL 19 3 18 1 12 4 53 0 40 1 17 9 NU LL 49 26 9 29 NU LL NU LL 28 10 8 NU LL NU LL 64 49 11 1 31 34 NU LL	55 0 12 9 62 0 31 0 43 61 29 7 64 15 5 23 1		

40 1 15 2 64 13 0 23 1 61 7 45 3 78 13 2 10 8 59 10 6 12 9 45 4 11 5 46 3 28 1 30 36 21 8 40 12 1 16 3			
			محدوده در معرض خطر زیاد

جدول ۳-۵۱: مراکز جمعیتی درمعرض خطر زیاد و بسیار زیاد زلزله در شهرستان کبودر آهنگ

نوع خطر	نام روستا	تعداد خانوار	تعداد واحد مسکونی
محدوده در خطر خیلی زیاد	آقبلاغ	80	55
	گمین	17	
	قلعه	7	14
	الان	14	6
	سفلی	5	11
	الان علیا	77	4
	سلیم	14	54
	سرایی	10	
	کسلانقیه	9	14
	کیتو	88	
	قباق تپه	12	88
	کرد	9	
	قطارقویی	21	75
	سوباشی	4	
	ایلان لو	39	12
	جگنلو	2	2
	دالیچو	10	20
	علی اباد	1	8
	کهریزبا	10	32
	باحسین	4	3
	محمودابا	37	84
	د	24	
	اقبلاغ	10	98
	مرشد	3	37
	پیربادام	30	
	خالق	12	
	وردی	3	24
	شیخ	11	
	جراح	3	10
	قراتلو	98	3
	قرانقودر	22	30
	ه	5	
	انصار	11	12
	کلیک	4	3
	کهنه	12	11
		0	3
		45	98
		79	
		85	22
		46	4
		98	11
		26	4
		3	12
		61	0

	حصار	14	45
	مخور	9	
	چورمق	21	79
	قهوردعا	4	
	یا	90	85
	دارقشلا	3	
	ق	65	46
	سرایجو	0	
	ق	*	87
	قهوردس	16	
	فلی	25	25
	بابان	9	1
	نورابادحا	7	58
	جیلو	13	
	دولت	44	13
	ابادحاجیلو	23	8
	ساری	2	18
	بلاغ	44	2
	قزلجه	5	69
	قلی اباد	68	1
	داق داق	0	52
	اباد		3
	رامیشان		*
	پرورق		14
	کرداباد		21
			7
			5
			11
			80
			21
			7
			32
			9
			47
			4
محدوده در معرض خطر زیاد	گزل ابدال	18	15
	حسن تیمور	5	5
	خبرارخی	47	38
	علی صدر	24	
	قلش باغی /قلیج باغی /	9	20
	اقچه قیه	33	2
	عظیم دره	5	32
	حسن اباد	14	2
	خواجه کندی	3	12
	طراقیه	95	5
		23	87
		47	

	کلب حصاری	63	19
	جین طراقیه	15	
	چاله کند	1	38
	سراب	56	
	سولیجه	88	52
	طاسران	86	
	قباق تپه	23	12
	اق تپه	9	4
	اورقین	67	42
	امیراباد	45	
	دستجرد	0	73
	پایگاه هوایی نوژه	10	
	شاوه	25	71
	خلعت اباد	50	
	روعان	1	19
	عین اباد	53	7
	ویان	0	54
	نیروگاه هزار مگاواتی سبز دشت	64	
	شهید مفتح	0	41
	شهرک صنعتی ویان	85	6
	حاتم اباد	9	96
	کوریجان	21	9
	گنده جین	73	47
	مزرعه مهدی اباد	24	3
	نواباد	5	43
	باغچه	23	1
	چهارسوق	4	55
	شیربرات	53	1
	قادراباد	6	74
	اقبلاغ اق	10	4
	داق	2	21
	حسین	12	72
	ابادباباخنجر	03	23
	قطاراغاج	NU	0
	باباخنجر	LL	16
	اقکند	*	3
	بشیکتپه	32	41
	چهارطاق	8	6
	عبدل اباد	76	76
	نگاراباد	5	
		62	98
		31	5
		7	NU
		12	LL
		0	*
		11	32
		5	5
		14	61
		6	3

	صفاریز عبدالموم ن کندبلاغی	54 14 0 33 9 11 0 61 46 4 39 2 28 3 63 10 6 15 5 16 8 27 9 52	60 31 7 11 9 86 12 5 47 10 7 29 9 91 45 38 9 32 5 28 1 63 10 6 12 7 13 3 22 8 48

۳-۲-۳-فرونشست

فرونشست زمین: پدیده فرونشست زمین شامل فروریزش یا نشست رو به پائین سطح زمین بوده که ممکن است دارای بردار جابجایی افقی اندک باشد. نشست سطح زمین از نظر شدت و وسعت مناطق تحت تأثیر محدود نمی باشد. به طور کلی نشست زمین ناشی از دالیل عمده ای همچون تراکم رسوبات در اثر استخراج سیاالت و ذخایر زیرزمینی، انحلال تشکیالت زیرسطحی و ریزش کارست، زهکشی خاکهای رسی، تغییر کاربری زمین، بارگذاری سازه های مهندسی و دگرشکلی زمین ساختی می باشد .تأثیرات فرونشست همچنین ممکن است به وسیله دیگر فعالیت های طبیعی در ناحیه همچون فعالیت های آتشفشانی، زمینلرزه ها و زمین لغزش ها تسریع گردد .فرونشست یا نشست سطح زمین به سمت پایین بدون محدودیت در سرعت، بزرگی یا ناحیه وقوع پدیده می باشد. پدیده فرونشست به صورت نشست تدریجی یا ناگهانی سطح زمین و به هر دو علت طبیعی یا در اثر فعالیت بشر ایجاد می شود .فعالیت های بشری همچون معدنکاری زیرسطحی و یا پمپاژ نفت یا آب های زیرزمینی)برداشت آب های زیرزمینی در نواحی کشاورزی(از جمله دلایل وقوع فرونشست محسوب می شوند. همچنین فرونشست می تواند ناشی از فرآیندهای زمین شناسی طبیعی در ناحیه همچون انحلال و یا تراکم باشد.

فروچاله های کارستی: کاهش شدید سطح آب زیرزمینی در مناطق پست که تمامی حفرات موجود در رسوبات در گذشته از آب پر بوده اند موجب افزایش تغذیه آبخوان از سطح زمین می شود، این عامل سبب افزایش انحلال در حفرات موجود در رسوبات و سنگ بستر می شود با گسترش این حفرات سقف آنها نازک شده و یکباره فرو می ریزد و فروچاله ها را ایجاد می کند .گسترش و توسعه حفرات زیرزمینی ناشی از انحلال سنگ های کارستی در نواحی کربناته و تبخیری باعث ایجاد فروچاله های کارستی میگردد. سنگهای قابل حل(سنگ آهک، دولومیت، مارن، ژیپس، انیدریت و سنگ نمک) در تشکیلات زیرسطحی به وسیله آب های زیرزمینی و سطحی به سهولت حل و شسته شده و تشکیل ساختارهای زیرزمینی و کارستی عمیق را داده اند .این حالت می تواند باعث گسیختگی و دیگر تاثیرات فاجعه بار برای خطوط اصلی نفت و گاز، راه آهن و معادن شود.

۳-۲-۳-۱-عمده ترین دلیل ایجاد فرونشست زمین

- **خسارت به خاک زیرین به دلیل جریان آب موجود در آن:** این مسئله ممکن است ناشی از آب های زیرزمینی حاصل از باران یا نشت کانال های اصلی آب باشد. به هنگام نفوذ باران در خاک، آب مسیر عبور خود را شسته و باعث تضعیف آن می شود. نتیجه این مسئله به صورت فرونشست خاک و زمین زیر ساختارهای سنگین نزدیک آن و در نهایت نشست سازه های مربوطه مشاهده می گردد
- **تجزیه خاکهای دارای عناصر ارگانیکی (مواد آلی):** خاک های توربی نتیجه عملکرد فشار های بلند مدت بر لایه های متشکل از عناصر گیاهی است. این مواد در زیر سفره های آب زیرزمینی واقع می شوند و برای صدها سال به صورت نسبتاً پایدار باقی می مانند. اگر به هر دلیلی سفره آب زیرزمینی پایین تر از خاک های اشاره شده قرار گیرد، این نوع خاک ها در معرض خشک شدگی یا تجزیه شدن واقع می شوند .هر یک از موارد ذکر شده باعث کاهش حجم خاک های مربوطه خواهد شد. در نتیجه سازه های احداث شده بر روی این خاک ها نشست کرده و متحمل خسارت می شوند.
- **ناپایداری زمینهای ناهموار**: هنگامی که خاک ها در سطوح شیبدار قرار می گیرند، گاهی اوقات ناپایدار شده و شروع به لغزش می کنند. این مسئله نوعاً به صورت وقوع رمبش های پرخطر در ارتباط با

صخره های ساحلی می باشد .همچنین به دلیل شیب های طبیعی موجود و به خاطر حفاری های صورت گرفته به دست بشر، اختلاف سطح زیادی در زمین حاصل می شود. از جمله می توان به حفاری های وسیع جهت احداث سازه های بلند یا خاکریزی های عمده به منظور ایجاد راه های اصلی اشاره نمود. همه این نوع فعالیت ها موجب خسارت می شوند.

- **انقباض خاکهای رسی:** رس خاکی طبیعی است که در رودخانه های قدیمی به دلیل ته نشست ذرات ریزدانه سنگ ها ایجاد می شود. در انگلستان و اروپای شمالی رس ها با مقادیر زیادی از آب های موجود درون ماتریکس یا خمیره خود وجود دارند.به علت نفوذ ناپذیری شدید رس ها نسبت به عبور آب، معمولاً حجمی از رطوبت منسجم را برای دهه های زیادی نگهداری خواهند کرد. در صورت خشک شدن، خاک رسی منقبض و با مرطوب شدن (جذب آب)مجدد، منبسط می شود. این مسئله به هنگام منقبض و متورم شدن فصلی موجب شکاف برداشتن خاک مجاور سازه ها می گردد .
- **ذوب یخ لایه های منجمد دائمی اعماق زمین در منطقه منجمده:** ذوب یخ و ناپدید شدن لایه های منجمد دائمی اعماق زمین در منطقه منجمده طی دهه های اخیر تسریع شده است. این مسئله موجب فرونشست زمین در حد وسیع و در نتیجه وارد آوردن خسارت به سازه ها و ساختارهای زیربنایی می گردد .بسیاری از ساختارهای زیربنایی احداث شده در مناطق شمالی کره زمین، در نواحی دارای بیشترین پتانسیل خطر واقع میشوند و می توانند تحت تأثیر فرونشست ناشی از ذوب یخ در خلال گرم شدن کره زمین قراربگیرند .

۳-۲-۳-۲-پدیده های منجر به وقوع فرونشست زمین

- **بارش:** خاک های غیرمقاوم همچون خاک های سبخا و رسوبات لسی در دشت های ساحلی، نواحی بیابانی و سرزمین های آتشفشانی حاصل می شوند. زمانی که این نوع خاک ها به دلیل بارش شدید مرطوب می شوند، در نتیجه برداشت نمک ها از خاک سبخا یا بازآرایی ذرات خاک، فرونشست زمین به وقوع می پیوندد .
- **ارتباط فرونشست زمین با تغییرات آب و هوا**: در نواحی که تغییرات آب و هوایی موجب بارش کمتر و کاهش منابع آب زیرزمینی می گردد، پمپاژ آب زیرزمینی بیشتر خواهد بود. در نواحی مزبور در صورت وجود آبخوان های اصلی دارای رس و سیلت، به هنگام پمپاژ آب زیرزمینی تراکم حاصل می شود.
- **چشمه ها و نفوذ:** پایداری زمین یکی از مشخصات مربوط به اثرات متقابل بین آب، خاک و زمینشناسی زیرسطحی محسوب میشود. خاکهای مختلف در حضور یا نبود آب زیرزمینی واکنشهای مختلفی نشان میدهند. آبگونگی خاک زمانی پدید می آید که آب زیرزمینی خیلی زیادی وجود داشته باشد(به عنوان مثال در مورد برخی رس ها). این مسئله در مناطقی حاصل می شود که چشمه ها یا نفوذی ها وجود داشته باشند. آبگونگی خاک همچنین ممکن است در خاک ها و خاکسترهای آتشفشانی که دره ها را در بیش از هزاران سال پر کرده اند، نیز پدید آید. خاک ها و خاکسترهای آتشفشانی به سهولت فرسایش یافته و در سرتاسر ناحیه نمود پیدامیکنند .

اگرچه آبهای زیرزمینی پرکننده فضاهای کوچک بین ذرات خاک هستند، می توانند در حفظ شکل زمین نیز مؤثر باشند. در این حالت هر گونه کاهش و پایین آمدن سطح ایستابی سفره های آب زیرزمینی موجب خروج آب از این فضاها و در نهایت نشست زمین می شود .

- **فرسایش ساحلی و فرونشست زمین:** بیش از ۲۱ ٪سواحل ماسه ای دنیا عقب نشینی می کنند. در برخی قسمت ها ادامه بالا آمدن سطح دریا و فرونشست زمین باعث چنین جابجایی هایی گردیده است. سرعت فرونشست به صورت مؤثر میزان رسوبات ساحلی را کاهش می دهد و ممکن است باعث تشدید سرعت و گسترش فرسایش ساحلی شود. استخراج نفت، گاز و آب در نواحی ساحلی از جمله فعالیت هایی هستند که موجب فرونشست زمین و کاهش رسوبات ساحلی می شوند. بسیاری از سواحل توسط تمهیدات گوناگون حفاظت و نگهداری می شوند .
- **فرونشست زمین ناشی از زمینلرزه**: فرونشست زمین همچنین می تواند به دلیل فعالیت های طبیعی در ناحیه همچون زمینلرزه نیز حاصل شود. اولین خطر اصلی زمینلرزه مخرب، تأثیر لرزش زمین می باشد .سازهها می توانند به واسطه لرزش مستقیم یا به دلیل اختالف سطح زمین (فرونشست زمین)زیر سازه ناشی از لرزش زمینلرزه متحمل خسارت شوند. زمینلرزه می تواند جابجایی های عمودی تا حدود ۱۲ متر (نسبت به سطح دریا) را در ارتباط با فرونشست زمین ایجاد کند. الگوی این فرونشست ها می تواند دارای گسترش تدریجی قبل از بروز زمینلرزه و یا خیلی به صورت ناگهانی باشد. اگرچه این پدیده به ندرت حاصل می شود ولی در صورت بروز می تواند بسیار مخرب باشد.
- **فرونشست زمین ناشی از فعالیت های بشری**: فرونشست زمین از فرآیندهای طبیعی است که میتواند ناشی از فعالیت بشر هم باشد و به دلایل زیر اتفاق بیفتند:

✓ **آبیاری:** فرونشست زمین به دلیل حرکت زیرسطحی مواد زمین بوجود می آید. یکی از موارد استفاده آب زیرزمینی در فعالیت آبیاری است. استفاده بیش از حد از این منبع موجب خطرپذیری فرونشست می شود. به دلیل اینکه سامانه های آب زیرزمینی واکنش کندی نسبت به فعالیت های بشری دارند، در نتیجه مدیریت صحیح این منبع با ارزش الزم و ضروری است .

✓ **ذخایر زیرزمینی:** فرونشست زمین ممکن است به علت نشست سطح زمین در باالی یک حفره یا فرورفتگی زیرزمینی بوجود آید. این پدیده می تواند ناشی از رمبش یک معدن یا حفره زیرزمینی و به واسطه تراکم یا تخریب خاک ها در باالی نواحی معدنی ایجاد گردد. معادن قدیمی، اغلب موجب وارد آوردن خسارت به ساختارهای سطحی می شوند. همچنین چاه های حفر شده به عنوان معبر این معادن نیز موجب تشدید خسارات می گردند .رمبش حفرات زیرزمینی می تواند تأثیرات عمیقی بر سطح زمین و همچنین به سازه ها- در صورت وجود آنها در آن منطقه- داشته باشد. تأثیر این مسئله در صورت وجود آب های زیرزمینی تشدید می شود. اندازه و عمق حفرات و همچنین رفتار سنگ ها در لایه های مابین سطح زمین و حفرات، تأثیرات مهمی در گسترش فرونشست سطح زمین دارد. اغلب حوادث فرونشستی مخرب در این گونه موارد در محل هایی است که حفرات عمق کمتری داشته باشند.

✓ **استخراج آب زیرزمینی**: تراکم سامانه های آبخوان تحکیم نیافته توام با پمپاژ بیش از اندازه آب زیرزمینی، دلیل مهمی برای فرونشست زمین محسوب می شود. در سامانه های آبخوان دارای الیه های

سیلت و رس نیمه تحکیم یافته (آبخوان های ناتروا) و با ضخامت تراکمی مناسب، کاهش بلند مدت سطح آب زیرزمینی می تواند منجر به رها سازی یکباره آب آبخوان های ناتروای متراکم گردد که به صورت فرونشست زمین ظاهر می شود. به همراه رهاسازی آب، کاهش برگشت ناپذیر وسیعی در حجم منافذ آبخوان های ناتراوای متراکم شده بوجود می آید و بنابراین کاهش در ظرفیت ذخیره کلی سامانه آبخوان حاصل می شود.

- ✓ **حفرات رمبنده**: فرونشست های ناگهانی و گاهی اوقات فاجعه بار، مربوط به رمبش محلی حفرات فرونشستی و چاله های کارستی می باشد .مشخصه رمبش وابسته به نوع خاصی از سنگ ها همچون تبخیری ها (نمک، ژیپس و ایندریت)و کربنات ها(سنگ آهک و دولومیت) است. این سنگ ها مستعد انحلال در آب و تشکیل حفرات هستند. نمک و ژیپس قابلیت حل شدن بیشتری نسبت به سنگ آهک دارند.

۳-۲-۳-۳-موقعیت فرونشست زمین در ایران

نظر به اهمیت فرونشست زمین و نقش داده های مربوط به آنها در فعالیتهای عمرانی و معدنی کشور، پس از بررسی مطالعات و تحقیقات انجام شده مرتبط با این پدیده به وقوع پیوسته در مناطقی از کشور و ایجاد بانک اطالعات فرونشست زمین در پایگاه ملی داده های علوم زمین، نقشه "پراکندگی نواحی فرونشست زمین با منشاء غیرکارستی در ایران" و نقشه "پراکندگی نواحی دارای فروچاله ها و ساختارهای کارستی در ایران" تهیه گردید . همانگونه که در شکل۳-۹۷ "پراکندگی نواحی فرونشست زمین با منشاء غیرکارستی" ملاحظه میشود، پدیده فرونشست در برخی از دشتهای کشور از جمله در استانهای تهران، فارس، همدان، کرمان، خراسان رضوی، خراسان شمالی، یزد، اصفهان، قزوین و ... حائز اهمیت می باشد.



شکل۳-۹۷:نقشه پراکندگی نواحی فرونشست زمین با منشاء غیرکارستی در ایران (پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور، ۱۳۱۲)

۳-۲-۳-۴-وضعیت منابع آب زیرزمینی استان همدان

در استان همدان با مساحت و جمعیتی به ترتیب بالغ بر ۱۹۷۹۱ کیلومترمربع و ۲۶۱،۲۲۱,۱ نفر (برگرفته از سالنامه آماری استان همدان، ۱۳۹۲ ،)سالیانه حدود ۲۲۱۶ میلیون مترمکعب از منابع آب زیرزمینی برداشت میشود)شرکت سهامی آب منطقه ای استان همدان، سال آبی ۹۲-۱۳۹۱ (.در جدول ۳-۵۲ وشکل ۳-۹۸ ،تعداد و میزان برداشت از منابع آب زیرزمینی)شامل چاه، قنات و چشمه استان همدان ارائه شده که از این میان چاه های عمیق و نیمه عمیق در مجموع با تعداد ۱۲۷۱۹ دهنه (حدود ۱۱ درصد از تعداد کل منابع آب

زیرزمینی استان) و میزان ۱۱۶۱ میلیون مترمکعب تخلیه سالیانه (حدود ۱۲ درصد از کل تخلیه سالیانه از منابع آب زیرزمینی استان)، بیشترین حجم بهره برداری در استان همدان را به خوداختصاص داده ا ست.

جدول ۳-۵۲: تعداد و میزان برداشت از منابع آب زیرزمینی

استان	کل تخلیه سالیانه	چاه عمیق		چاه نیمه‌عمیق		قنات		چشمه	
		تعداد (حلقه)	تخلیه سالیانه	تعداد (حلقه)	تخلیه سالیانه	تعداد (رشته)	تخلیه سالیانه	تعداد (دهنه)	تخلیه سالیانه
همدان	۲۲۰۶	۸۱۳۶ (٪۳۷)	۱۶۱۴ (٪۷۳)	۹۳۵۳ (٪۴۳)	۲۵۴ (٪۱۲)	۱۵۷۲ (٪۷)	۱۱۹ (٪۵)	۲۹۵۶ (٪۱۳)	۲۱۹ (٪۱۰)

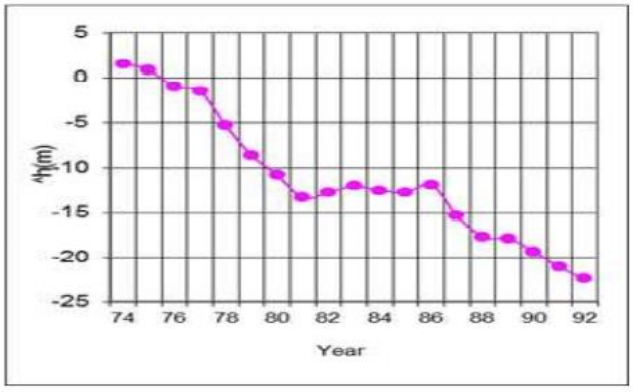


شکل ۳-۹۸ :تعداد و میزان برداشت از منابع آب زیرزمینی

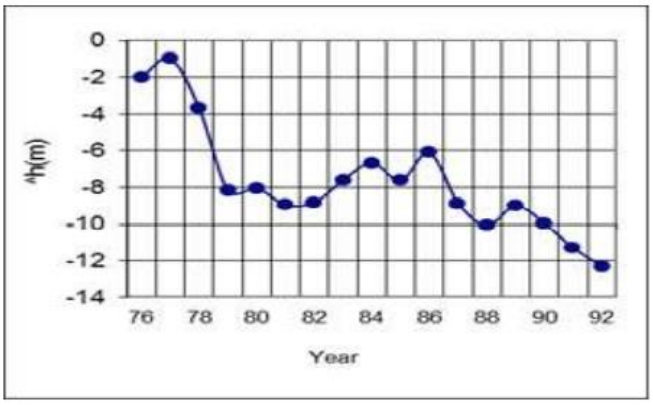
بر اساس گزارش شرکت سهامی آب منطقه ای استان همدان (در سال آبی ۹۳-۱۳۹۲ ،)حدود ۱۱ درصد مصارف مختلف آب در استان از منابع آب زیرزمینی تأمین میشود. همچنین، حدود ۱۹/۲ درصد منابع آبزبرزمینی استان در بخش کشاورزی، حدود ۲/۶ درصد در بخش شرب و بهداشت و حدود ۲/۹ درصد در بخش صنعت مورداستفاده قرار می گیرد. باتوجه به حجم بسیار باالی آب برداشت شده از آبخوانهای استان در بخش کشاورزی می بایست ضمن شناخت عوامل تأثیرگذار، راهکارهای مناسب همچون بهره برداری هدفمند از منابع آب استان، بهبود شرایط مصرف آبهای زیرزمینی، تغییر روشهای آبیاری، تعیین و استقرار الگوی کشت مناسب موردتوجه ویژه مسؤولین استانی قرارگیرد

کاهش میزان بارندگیها طی سالهای اخیر، عاملی برای تشدید اثرات خشکسالی و کمبود منابع آبی در استان همدان بوده است. از اینرو، کاهش آورد آبهای سطحی در این استان سبب شده تا دشتها در وضعیت نامناسبی قرار بگیرند. بر اساس گزارش شرکت سهامی آب منطقه ای استان همدان (۱۳۹۷ ،) برداشتهای بی رویه از چاههای مجاز و تخلیه چاه های غیرمجاز از منابع آبزیرزمینی موجب کسری آب مخازن و افت شدید سطح آبخوانها در این استان شده است. با درنظرگرفتن توان تغذیه و میزان تخلیه سالیانه آبخوانهای زیرزمینی استان همدان، کسری مخزن محدوده های مطالعاتی (براساس آمار درازمدت)، حدود ۲۲۲ میلیون مترمکعب میباشد. نمود عینی اضافه برداشت از آبخوانهای این استان، افت سالیانه سطح آبهای زیرزمینی است. متوسط

افت سطح آبهای زیرزمینی در دشت های استان همدان، حدود یک متر در سال بوده که نرخ آن هرساله در حال افزایش میباشد شکل ۳-۹۹



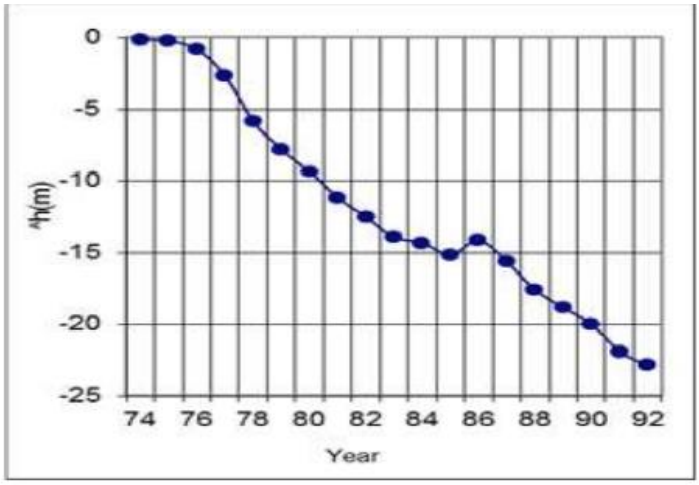
شکل ۳-۹۹:هیدروگراف واحد آبخوان دشت اسد آباد



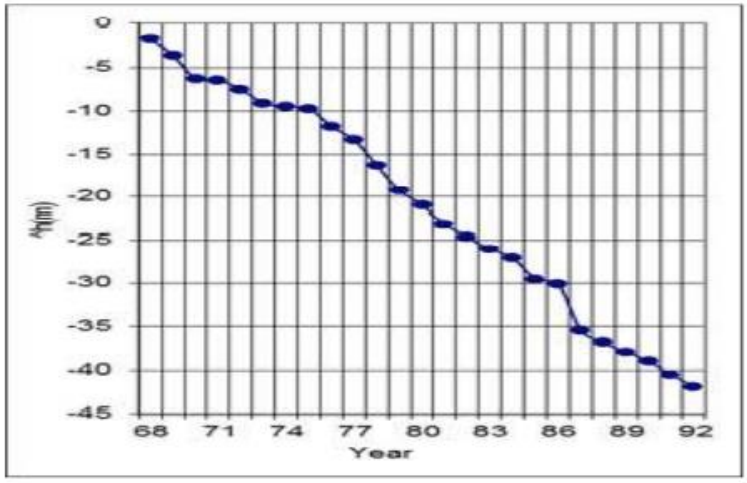
شکل ۳-۱۰۰:هیدروگراف واحد آبخوان دشت نهاوند



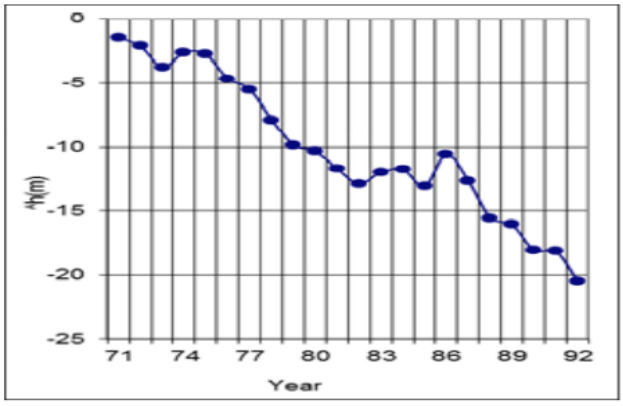
شکل ۳-۱۰۱:هیدروگراف واحد آبخوان دشت تویسرکان



شکل ۳-۱۰۲:هیدروگراف واحد آبخوان دشت رزن-قهاوند



شکل ۳-۱۰۳:هیدروگراف واحد آبخوان دشت کبودرآهنگ



شکل ۳-۱۰۴:هیدروگراف واحد آبخوان دشت همدان-بهار

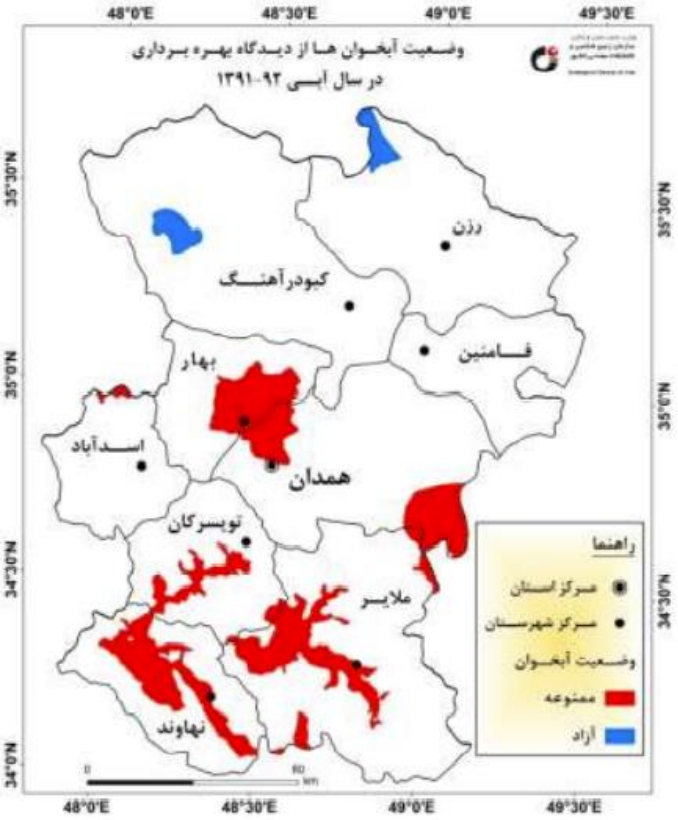
کاهش ذخایر آب زیرزمینی، برداشت های بی رویه، غیر اصولی و مازاد بر مفاد پروانه بهره برداری صادره دربرخی دشت های استان همدان به همراه خشکسالی های متمادی، وضعیت بحرانی این دشت ها را

تشدیدکرده است. چنان که از هیدروگراف های نمودار ۲-۳۵ مشخص می باشد، میزان افت سطح آبهای زیرزمینی در برخی دشت های استان به شرح ذیل گزارش گردیده است:

- دشت کبودرآهنگ، در یک دوره ۲۴ ساله (سال های آبی ۹۲-۱۳۶۸)، حدود ۴۰ متر
- دشت اسد آباد، در یک دوره ۱۸ ساله (سال های آبی ۹۲-۱۳۷۴)، حدود ۲۵ متر
- دشت ملایر، در یک دوره ۱۸ ساله (سال های آبی ۹۲-۱۳۷۴)، حدود ۲۳ متر
-دشت رزن- قهاوند، در یک دوره ۲۴ ساله (سال های آبی ۹۲-۱۳۶۸)، حدود ۲۲ متر
- دشت همدان - بهار، در یک دوره ۲۱ ساله (سال های آبی ۹۲-۱۳۷۱)، حدود ۱۹ متر
- دشت تویسرکان، در یک دوره ۱۸ ساله (سال های آبی ۹۱-۱۳۷۳)، حدود ۱۵ متر - دشت نهاوند، در یک دوره ۱۶ ساله (سال های آبی ۹۲-۱۳۷۶)، حدود ۱۰ متر

وزارت نیرو با توجه به شرایط حاد سفره های آب زیرزمینی استان همدان، در سال ۱۳۹۴، از مجموع ۱۳ محدوده مطالعاتی استان، ۱۲ محدوده مطالعاتی (حدود ۸۵ درصد دشت های استان را به عنوان منطقه ممنوعه (دشتهای ممنوعه همدان - بهار، رزن- قهاوند، ملایر، اسدآباد، تویسرکان و نهاوند) و از این تعداد،یک محدوده مطالعاتی را دارای شرایط ممنوعه بحرانی (دشت ممنوعه بحرانی کبودرآهنگ) در برداشت آب زیرزمینی اعلام نموده است.

در شکل ۳-۱۰۵، وضعیت آبخوان های استان همدان از لحاظ وضعیت برداشت آبهای زیرزمینی در سال آبی۹۲ - ۹۲ نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۰۵:وضعیت آبخوان های استان همدان از دیدگاه بهره برداری در سال آبی ۹۱-۹۲
(برگرفتف از شرکت مطالعات آب ایران)

و مهم ترین پیامدهای استفاده بی رویه و افت سطح آبهای زیرزمینی در استان همدان در حدود ۷۵ درصد از مساحت استان همدان از اقلیم نیمه خشک فراسرد برخوردار است. شهرستانهای کبودر آهنگ و فامنین و بخشی از شهرستان های همدان، بهاره رزن، ملایر، تویسرکان، اسد آباد و نهاوند در ناحیه نیمه خشک واقع شده است. با توجه به کاهش نزولات جوی ناشی از خشکسالی های اخیر، همچنین پراکنده و متغیر بودن بارندگی ها در قسمت های مختلف استان، کمبود منابع آب سطحی و زیرزمینی) و محدودیت این منابع همگام با رشد جمعیت و توسعه استان، تقاضای آب زیرزمینی افزایش یافته که این امر باعث افزایش استحصال از آبهای زیرزمینی (عمدتا در بخش کشاورزی در حدود ۹۰ درصد از آب استحصالی از منابع آب زیرزمینی) شده است، تداوم روند برداشت بی رویه از منابع آب زیرزمینی (چاه، قنات و چشمه) موجب برهم خوردن تعادل بین تغذیه و برداشت از این منابع، بیلان منفی آب زیرزمینی و در نتیجه افت سطح آبخوانها در پیش از ۸۵ درصد دشت های استان گردیده که پیامدهای نامطلوبی همچون موارد زیر را در پی داشته است:

- کاهش قابلیت انتقال سفره های آب زیرزمینی به دلیل کاهش بیش از پیش ضخامت آنها ۷ تغییر ضرایب هیدرودینامیکی سفره ها

-کاهش حجم و توان آبدهی آبخوانها

- تغییر و کاهش کیفیت آب زیرزمینی و پیشروی جبهه آب شور

- خشک شدن و کاهش آبدهی منابع برداشت آب (شامل چاه های عمیق و نیمه عمیق، قناتها وچشمه ها)

-افزایش هزینه پمپاژ از منابع آب زیرزمینی

- افزایش اجباری عمق و کف شکنی چاهها

-خراب شدن ساختمان چاهها

- بیرون زدگی یا به اصطلاح رشد ظاهری لوله جدار چاه های آب

- کاهش رطوبت خاک

-شور شدن خاک و افزایش بیابان زایی

- نشست سطح زمین

-تغییر شیب زمین های کشاورزی

-خشک شدن و غیر قابل استفاده شدن زمین های کشاورزی و باغات

-خسارت به ساختمانها، زیرساخت ها، تأسیسات و شبکه های آبرسانی

- در مواردی فرسایش خاک و افزایش سیل خیزی

-به خطر افتادن اکوسیستم طبیعی

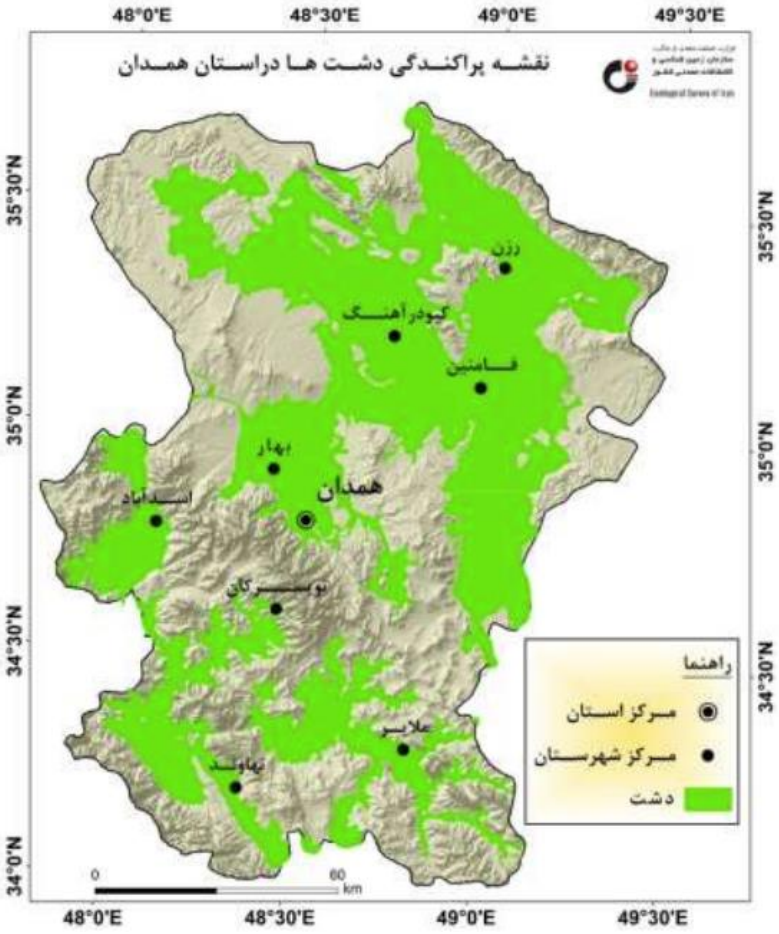
-تخلیه مناطق مسکونی روستایی و شهری و مهاجرت کشاورزان به شهرهای بزرگ

افت سطح آبهای زیرزمینی و پیامدهای ناشی از آن در استان همدان با توجه به رشد سریع جمعیت و نیاز بیشتر به توسعه کشاورزی، افزایش سطح زیر کشت باغات و نیاز روزافزون به آب شیرین، منجر به حفر چاه های جدید و استخراج بیشتر از منابع آب زیرزمینی می گردد که به تبع آن، افت بیشتر سطح آبهای زیرزمینی را در گستره استان به دنبال خواهد داشت.

۳-۲-۳-۵-خطر فرونشست زمین در استان همدان

استان همدان واقع در باختر ایران، اشکال ریخت شناسی و جایگاه زمین شناسی ویژه ای دارد. این استان از نظر زمین شناسی، در فصل مشترک چند واحد زمین ساختی- رسوبی متفاوت قرار گرفته؛ به طوری که در یک روند جنوب باختر به شمال خاور در پهنه های زاگرس مرتفع، سنندج- سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است.

حاشیه جنوب باختری استان همدان بخشی از ارتفاعات زاگرس مرتفع است. سنگ شناسی عمده این بخش در استان همدان از نوع کربنات های کوه ساز ژوراسیک - کرتاسه است، بخش شمالی استان همدان به عنوان بخشی از پهنه ایران مرکزی، نواحی دشت گونه بوده که به طور عمده با نهشته های آبرفتی جوان پوشیده شده است. رخنمون های سنگی این بخش از نوع سنگهای کربناتی- ولکانیکی کرتاسه پایینی به ویژه سنگ آهکهای الیگوسن - میوسن (سازند قم) می باشد که در یک روند شمال باختر - جنوب در جنوب شهرستان رزن برونزد دارند. ارتفاعات استان همدان، بیشتر دارای روند شمال باختری جنوب خاوری و در شمال، مرکز و جنوب استان قرار گرفته اند. در بخش جنوبی استان به دلیل وجود ارتفاعات بیشتر نسبت به بخش شمالی، پراکندگی دشتها کمتر می باشد. به طور کلی، دشت های استان همدان در تمام واحدهای کوهستانی این استان مشاهده می گردد (شکل ۳-۱۰۶)؛ اما با توجه به ویژگی ارتفاعات، دشتها از نظر وسعت و چگونگی شکل گیری، با هم متفاوت اند و به دودسته تراکمی و فرسایشی تقسیم میشوند. دشت های تراکمی در اثر انباشت آبرفتها در مناطق پست به وجود آمده و دشت های فرسایشی در اثر تخریب و جابه جایی مواد سازنده ارتفاعات ایجاد شده اند. دشت های ملایر و تویسرکان از نوع فرسایشی و بقیه دشت های استان از نوع تراکمی است.



شکل ۳-۱۰۶: موقعیت دشتهای استان همدان
(برگرفته از زمین شناسی واکتشاف معادن کشور)

قرار گیری مناطق پست استان همدان (از جمله دشت های دربرگیرنده آبخوانها) در اقلیم نیمه خشک، سبب شده که از نظر برخورداری از منابع آب زیرزمینی، منطقهای فقیر محسوب شوند. نظر به شرایط اقلیمی و زمین شناختی استان و استمرار پدیده خشکسالی و به تبع آن، بحران های آبی متعدد، همگام با رشد جمعیت و توسعه استان - عمدتا به منظور تأمین آب کشاورزی - دشت های استان همدان با دو چالش اساسی مواجه شده است؛ نخست اضافه برداشت از آب چاه های کشاورزی و اضافه کشت مازاد بر برداشت چاههایی که اراضی خارج از پروانه بهره برداری چاه ها را آبیاری می کنند و دوم حفر چاه های غیرمجاز آب است.

عدم توجه به بحران آب در بخش کشاورزی منجر به وقوع پدیده های برگشت ناپذیری همچون نشست تدریجی زمین گردیده است. همچنین، انحلال تشکیلات زیرسطحی (سنگ بستر آهکی) در برخی از دشتهای استان موجب ریزش کارست، ایجاد فروچاله ها و وقوع فرونشستهای ناگهانی شده است. در اثر وقوع پدیده های اشاره گردیده طی سال های اخیر، آسیبهای اساسی به زمین های کشاورزی، مناطق مسکونی، تأسیسات و زیرساخت های مربوط به صنایع بزرگ، شبکه های آبرسانی، خطوط مواصلاتی و انتقال نیرو و ... در برخی از دشت های استان وارد شده است. در ادامه، برخی موارد مشاهده شده از این پدیده در استان همدان ذکر می گردد:

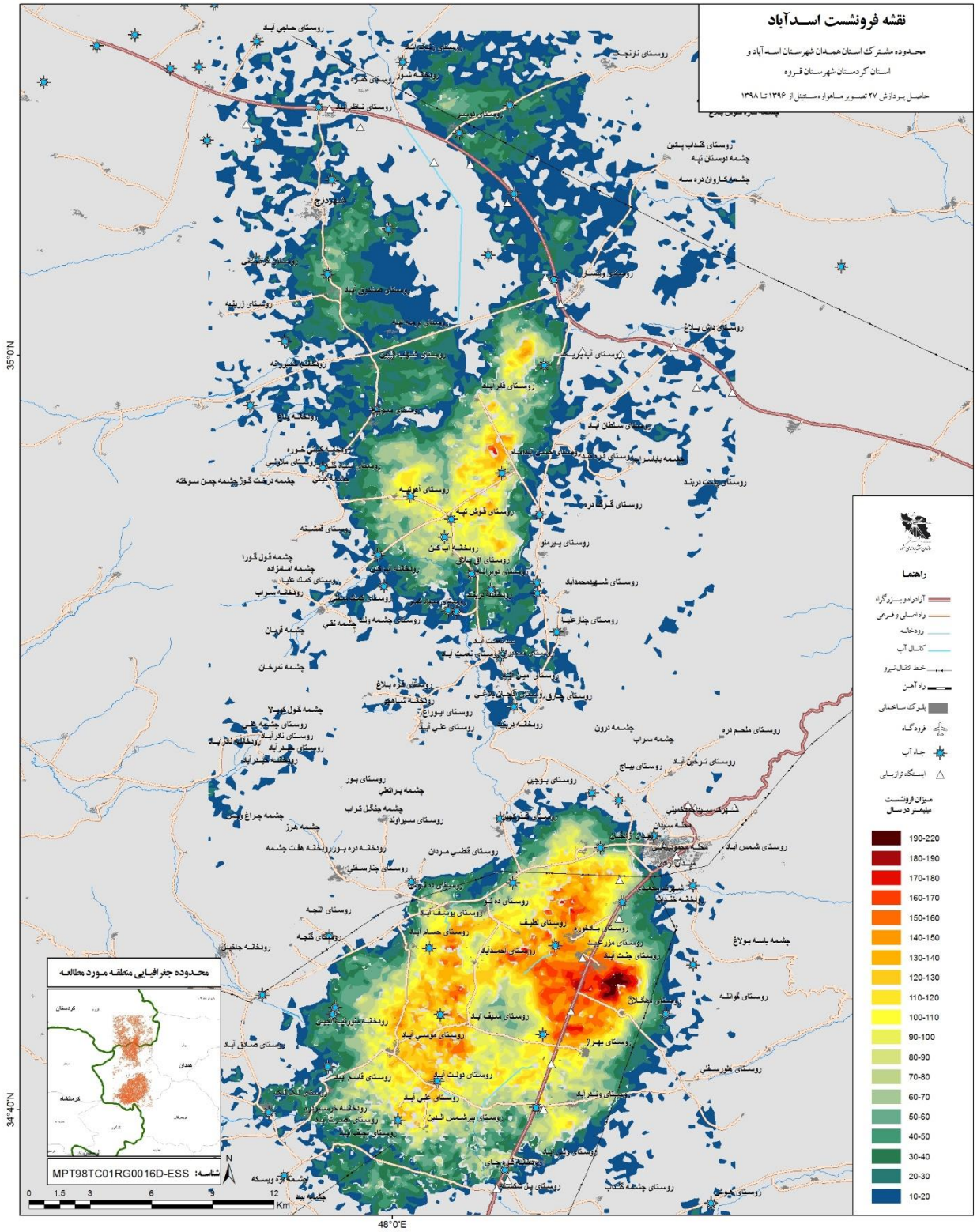
۳-۲-۳-۶- فروچاله های دشت کبودرآهنگ، فامنین و همه کس ے

الف-موقعیت و محدوده کارست:

دشت های کبودرآهنگ و فامنین در شمال خاور شهرستان همدان و در سرشاخه های رودخانه قره چای واقع شده اند. تراکم فروچاله ها به طور عمده در چهار منطقه مشاهده می گردد (شکل ۳-۱۰۷) منطقه کبودرآهنگ (کردآباد، خان آباد و نوآباد): تعداد ۴ فروچاله ؛ منطقه سردار آباد (شمال خاور کبودرآهنگ): یک شکاف خطی؛ : منطقه فامنین: تعداد ۲ فروچاله ؛ منطقه همه کسی: تعداد ۱۱ فروچاله

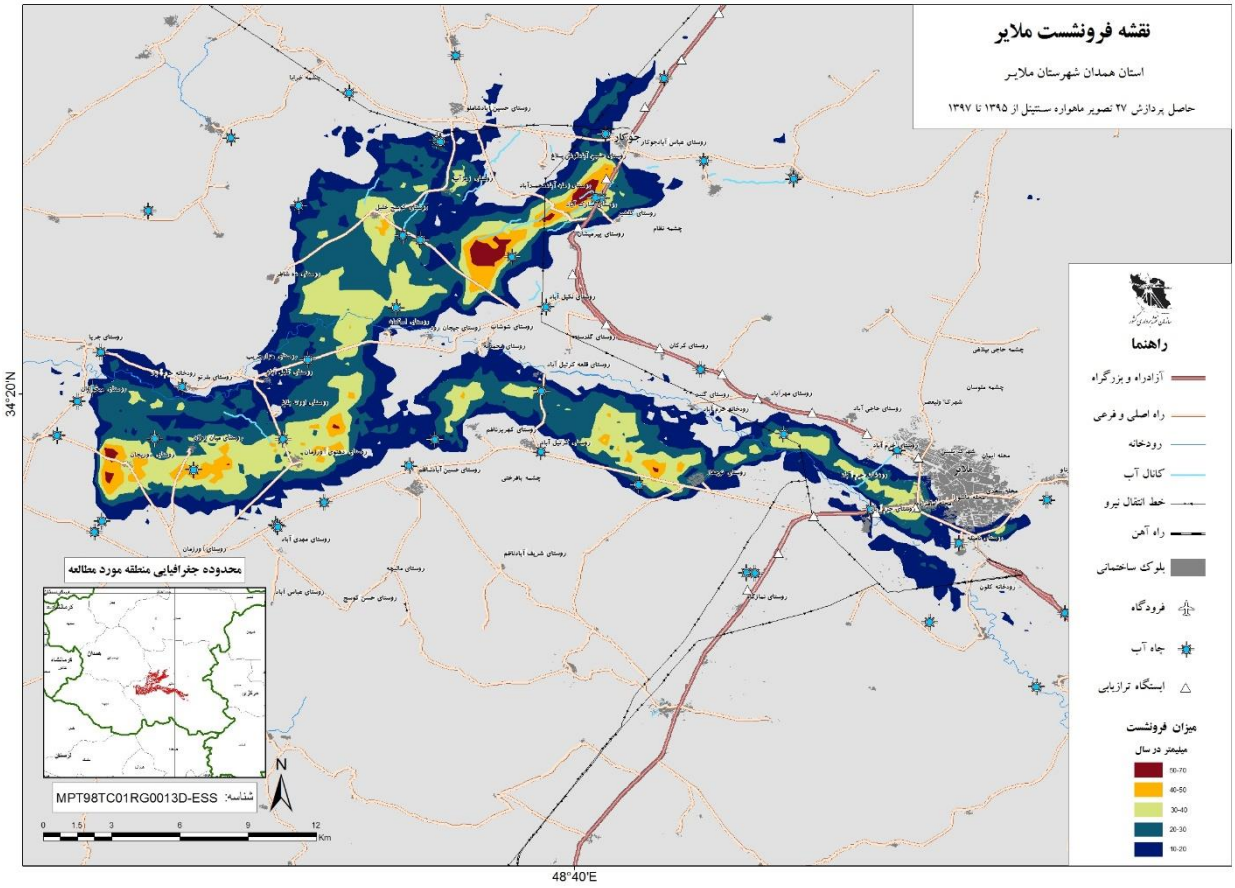


شکل ۳-۱۰۷:نقشه درجه تراکم فروچاله های کارستی در دشت های کبودرآهنگ فامنین وهمه کسی
(برگرفته از پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور۱۳۸۷)



شکل ۳-۱۰۸:نقشه فرونشست اسد آباد
پایگاه ملی سازمان نقشه برداری

÷÷



شکل ۳-۱۰۹:نقشه فرونشست ملایر

سازمان ملی نقشه برداری

۳-۲-۳-۷-علت کارستی شدن:

-انحلال تشکیلات زیرسطحی (سنگ بستر آهکی)؛

-ایجاد حفرات و فروچاله های منطقه همه کسی احتمالا توسط وجود گسل های قدیمی در واحدآهکی سازند قم کنترل می گردند؛ دلیل نشست تدریجی سطح زمین برداشت بی رویه آبهای زیرزمینی

-فروچاله های منطقه کبودرآهنگ و فامنین: از نوع فروچاله های فرونشستی (وجود حفرات کارستی در آهک به طور مستقیم مشاهده نشده است)؛

- فروچاله های منطقه همه کسی: فروچاله های (فرسایش یافته، در حال تشکیل و یا توسعه منطقه: ازنوع فروچاله های انحلالی - ریزشی و عمدتا به صورت حفرات قیفی شکل؛

-غارهای کارستی؛

-چشمه های آهکی

۳-۲-۳-۸-وسعت و عمق کارستی شدن

: قطر فروچاله های منطقه کبودرآهنگ: ۳، ۱۲، ۲۱ و ۲۶ متر؛ طول شکاف خطی منطقه سردار آباد: بیش از ۱۰۰۰ متر؛ : قطر یکی از فروچاله های منطقه فامنین: ۲۰ متر؛ : قطر فروچاله های منطقه همه کسی: ۳، ۱۰،

۲۰، ۳۵، ۵۰ و حدود ۲۰۰ متر؛ . عمق فروچاله های منطقه کبودرآهنگ: ۴، ۸، ۱۵ و ۲۰ متر؛ : عمق یکی از فروچاله های منطقه فامنین: ۲۰ متر؛ . عمق فروچاله های منطقه همه کسی: ۱، ۲، ۳، ۴، ۷، ۱۰ و ۱۵ متر

- **سطح خسارت:**

[1] ریزش کارست: ریزش برخی از حفرات کارستی منطقه همه کسی؛ : فرونشست های ناگهانی: مرتبط با فروچاله های ریزشی منطقه همه کسی به نظر می رسد، تنها راه تثبیت شرایط موجود و جلوگیری از تشدید پدیده نشست زمین در دشت های ممنوعه و ممنوعه بحرانی استان، توجه مدیران و برنامه ریزان به مدل سازی این پدیده به منظور پیش بینی رفتار زمانی آن در آینده و نقشه های پهنه بندی افت سطح آب زیرزمینی و مناطق احتمالی فرونشست زمین جهت هرگونه برنامه ریزی کشاورزی، مسکونی، صنعتی و ... در آینده باشد.

۳-۲-۴-حرکات دامنه ای (رانش زمین ، لغزش)

حرکات توده ای و رانش زمین از جمله فاجعه‌آمیزترین مخاطرات طبیعی بوده که بروز آن هر ساله خسارات
زیادی را در سرتاسر جهان به بار می‌آورد [Huang et al., ۲۰۱۶; Laimer, ۲۰۱۷; ۲۰۱۰ Kirschbaumet al.,].در اکثر موارد جبران این خسارات غیرممکن بوده و یا هزینه‌های بسیار سنگینی برای بازسازی و اصلاح زمین نیاز است [Djuric et al., ۲۰۱۵; Martelloni et al., ۲۰۱۷; ۲۰۰۶ Hong et al.,]. زمین لغزش جزء پدیده‌های پیچیده ژئومورفولوژی و به عنوان یکی از بزرگترین عوامل مزاحم برنامه‌های عمرانی از جمله توسعه شبکه‌های ارتباطی زمینی محسوب می‌شود [Kumar et al., ۲۰۱۷; ۲۰۱۴ Wasowski and Bovenga,]. بطور کلی، پدیده زمین لغزش، یکی از انواع ایجاد ناپایداری دامنه ای در مناطق کوهستانی بوده که روند شکل‌گیری و گسترش آن تابعی از شرایط ساختگاه از جمله زمین‌ریخت‌شناسی، هیدرولوژی (بارش، تبخیر و تراز آب زیرزمینی)، مشخصات مهندسی مصالح، پوشش گیاهی و کاربری اراضی است [Yenes et al., ۲۰۱۵; Fan et al., ۲۰۱۷]. بر اساس مطالعات انجام شده برخی از ویژگی‌های سازند مانند ژئودینامیک، چین، گسل، لایه‌بندی و ناپیوستگی‌ها نیز نقش موثری در رفتار توده سنگ داشته و بر حسب امتداد، زاویه و شدت درزه-شکاف‌ها، می‌تواند باعث شکست دامنه و بروز زمین لغزش شود [Vergani ۲۰۱۷ et al., Godt et al., ۲۰۰۸; Cuomo et al., ۲۰۱۶;].

در این راستا، مسیر گردنه اسدآباد به طول حدود ۱۵ کیلومتر بخشی از جاده استراتژیک تهران-همدان به کرمانشاه حد واسط روستای تاجی‌آباد و شهر اسدآباد بوده که به دلیل قرارگیری در یک منطقه کوهستانی با تنوع زیاد ژئومورفولوژی دارای ترانشه‌های متعدد با مقاطع عمدتاً سنگ شیستوز و به شدت تکتونیزه است. بنحویکه با توجه به ویژگی های منحصر بفرد حاکم بر این منطقه و مشاهده حرکات تودهای متعدد در بخش‌های مختلف جاده، بنظر می‌رسد که عدم کنترل بهنگام و بهسازی زمین، ممکن است سبب توسعه ناپایداری‌ها و مشکلات آتی فراوانی در پروژه گردد.

بررسی‌های زمین شناسی، شناسایی‌های سطحی ، مستندات ژئوتکنیکی اخذ شده از کاوش‌های زیر سطحی و

نتایج آزمایش‌های ریزساختاری بیانگر آنست که ناحیه مورد مطالعه در مرز بین زون فعال سنندج-سیرجان و نوار زاگرس وا قع شده که بر اثر آن، یک پهنه گسلی متراکم، جوان و فعال در منطقه تشکیل شده است. متاثر از این وضعیت و حضور تنش‌های زیاد تکتونیکی، اغلب رخنمون‌های سنگی موجود در دامنه‌های مسیر دارای چین، ناپیوستگی و شکستگی‌های شدید می‌باشند. بنحویکه وجود گسل‌ها و درزه-شکاف‌های زیاد، سبب تشکیل یک سازند خرد و بسیار ناپایدار شده است. از سوی دیگر، جنس مصالح تشکیل‌دهنده ساختگاه عمدتاً اسلیت و شیست بوده که به دلیل حضور کانی‌های ناپایدار مانند کلریت، پریت و فلدسپار، حساسیت شدید به رطوبت و هوازدگی و شیستوزیته و شکنندگی قابل ملاحظه، داری خواص مهندسی بسیار ضعیفی می‌باشند. شرایط خاص آب و هوایی منطقه (مانند بارش‌های زیاد و تغییرات شدید درجه حرارت)، لیتولوژی سست، وجود ساختار فعال تکتونیکی و خردشدگی شدید گسلی، علاوه بر کاهش اتصال بین ذرات (بر اثر شکستگی) و افت مقاومت مصالح، سبب افزایش نفوذ آب، بیشتر شدن وزن توده، رشد فشار مایع منفذی و در نتیجه کاهش تنش موثر شده که در نهایت زمینه را برای ایجاد لغزش خصوصاً بعد از فصول تر سال فراهم‌تر می‌نماید. بنحویکه با توجه به موارد فوق الذکر در بسیاری از موارد علی‌رغم ظاهر سنگی مصالح ساختگاه، عملاً رفتار آ نها شبیه به خاک و بسیار مستعد لغزش است. برخی از ناپایداری‌های و ایجاد شکست‌ها نیز به ویژه در کیلومتر ۶+۸۰۰ تا ۶+۹۵۰ به دلیل اجرای غیرمهندسی خاکریز قابل ارزیابی می‌باشد . علاوه بر این، اجرای طرح تعریض اخیر و ایجاد دست‌خوردگی گسترده در دامنه‌های طبیعی (خالی کردن پنجه) و همچنین عدم توجه به همراستا شدن شیستوزیته مصالح و امتداد گسل‌های محلی و درزه‌های حاصل از آنها با جهت رویه برخی از ترانشه‌های احداث شده در طول مسیر را می‌توان در کنار موارد مطرح شده در فوق به عنوان دلایل اصلی ناپایداری‌ها ارزیابی کرد . از سوی دیگر، مشخصات هندسی ترانشه‌ها در طرح تعریض اخیر، با استناد به انجام بررسی‌های ژئوتکنیکی محدود و بر پایه پارامترهای اخذ شده از نتایج آزمایشگاهی کوتاه مدت و بدون توجه به شرایط پروژه (مانند تاثیر هوازدگی و مراحل مختلف دگرشکلی، لیتولوژی سست و شکننده مصالح، وجود ناپیوستگی‌های گسترده و عمیق، پهنه‌های برشی فراوان و تاثیرپذیری زیاد رفتار مهندسی و پارامترهای مقاومتی سنگ‌های دگرگون جهت‌دار از آنیزوتروپی) تعیین گردیده است . بنحویکه علی‌رغم پایداری اولیه ترانشه‌های احداث شده ، با گذشت زمان بسیاری از آنها دچار پس‌گسیختگی شده اند. بنابراین لازم است ضمن شناسایی صحیح مناطق مستعد لغزش، روش‌های مناسب به منظور کنترل ناپایداری‌ها و جلوگیری از توسعه زمین لغزش در منطقه مدنظر قرار گیرد.

۳-۲-۴-۱- مطالعات پهنه‌بندی پتانسیل لغزش و تثبیت شیب‌های گردنه اسدآباد

بر اساس نامه شماره ۳۱۱۸۰ مورخ ۱۳۹۶/۸/۱۶ اداره کل محترم راه و شهرسازی، مقرر شد در ادامه طرح پژوهشی حاضر از طریق افزایش مقدار کار، مطالعات پهنه‌بندی پایداری و تثبیت سایر شیب‌های مسیر مورد مطالعه نیز صورت پذیرد. بر این اساس با استفاده از نتایج بررسی‌های زیرسطحی فاز قبل و انجام نمونه‌گیری سطحی تا حد امکان مشخصات مصالح ساختگاه تعیین و پس از مدل‌سازی عددی وضعیت پایداری شیب‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت. سپس در صورت لزوم طرح تثبیت شیب‌های ناپایدار ارائه گردید. بنحویکه در ادامه جزئیات این بخش از مطالعات به تفکیک هر شیب آورده شده است.

۳-۲-۴-۲- بررسی پایداری ترانشه کیلومتر ۶+۲۰۰ تا ۶+۳۵۰

نتایج بازدیدهای میدانی، بررسی‌های زمین‌شناسی و مطالعات ژئوتکنیکی از این بخش (شکل ۳-۱۱۰) پروژه مورد مطالعه بیانگر آنست که مصالح اطراف جاده دارای بافت شیستوز با پتانسیل زیاد برای تغییر خواص مهندسی بر اثر فرآیند ژئومورفیک، دارای خردشدگی گسترده و حضور پهنه‌های برشی فراوان می‌باشد (شکل‌های ۳-۱۱۱ و ۳-۱۱۲). بطوریکه در این شرایط و با گذشت زمان، شیب‌های اطراف مسیر دچار لغزش و حرکت تودهای شده و لذا بایستی تدابیر مناسب و بهنگام برای اصلاح این بخش از مسیر اتخاذ شود.



شکل ۳-۱۱۰: موقعیت جغرافیایی ترانشه‌های مورد مطالعه در کیلومتر ۶+۲۰۰ تا ۶+۳۵۰ از سمت اسدآباد



شکل ۳-۱۱۱: بهم‌ریختگی شدید مصالح و حضور سنگ‌های رسوبی (شیل و شیست) با لیتولوژی سست و بافت شیستوز در ساختگاه ترانشه‌های مورد مطالعه در کیلومتر ۶+۲۰۰ تا ۶+۳۵۰ از سمت اسدآباد

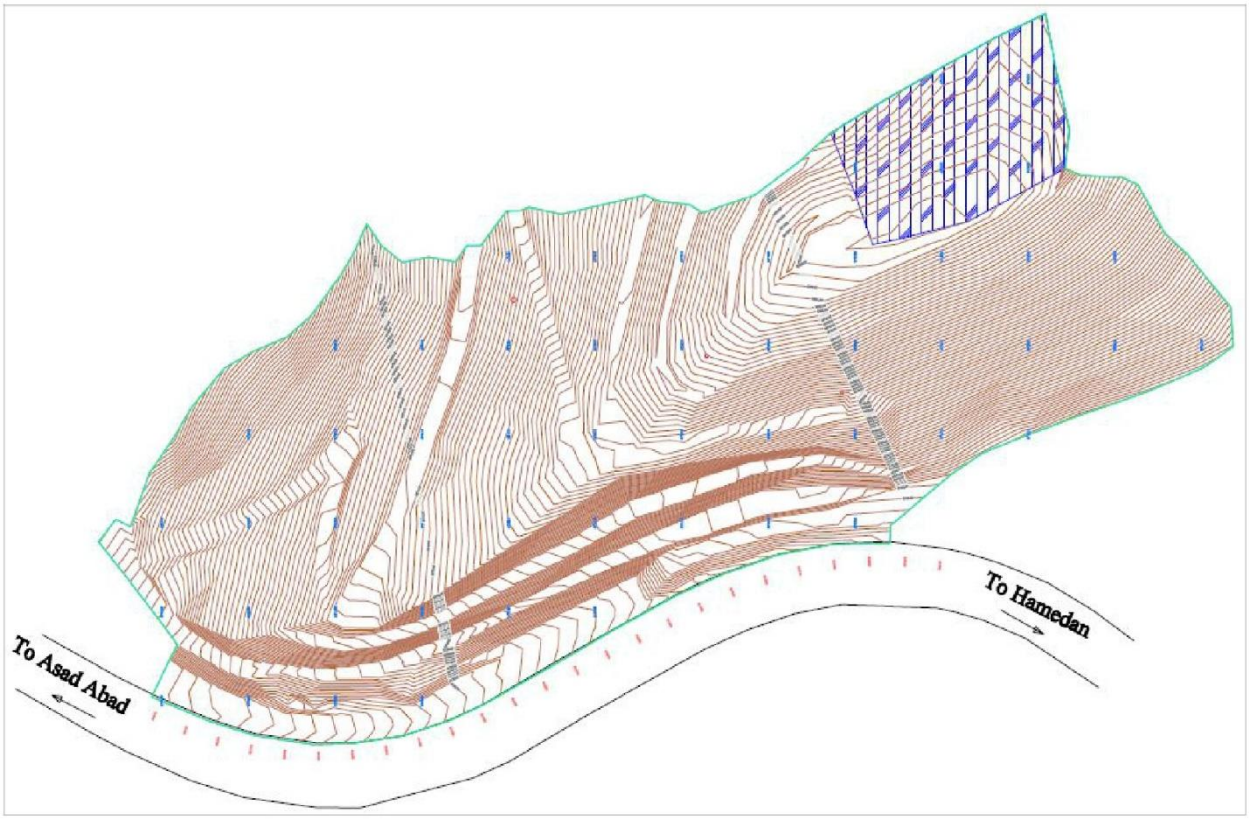


شکل ۳-۱۱۲:حضور پهنه‌های برشی متعدد در ساختگاه ترانشه مورد مطالعه ناشی از تکتونیک پویا منطقه در کیلومتر ۶+۲۰۰ تا ۶+۳۵۰ از سمت اسدآباد

از طرفی در شرایط طبیعی شیب این بخش از مسیر، ملایم (حدود ۲۰ درصد) و با یک لایه خاک سطحی پوشیده شده (شکل ۳-۱۱۳) که پس از عملیات تعریض و با برداشتن لایه‌های سطحی،مصالح عملاً در معرض هوازدگی شدید قرار گرفته‌اند . بطوریکه با توجه به مشخصات مصالح و حساسیت زیاد آنها به هوازدگی ، عدم ایجاد پوشش سطحی و از طرفی شیب تند ترانشه‌های احداث شده (شکل۳-۱۱۴)، مشاهده می‌شود بخش‌های مختلفی از این ترانشه دچار پس‌گسیختگی و ریزش شده‌اند (شکل ۳-۱۱۵).



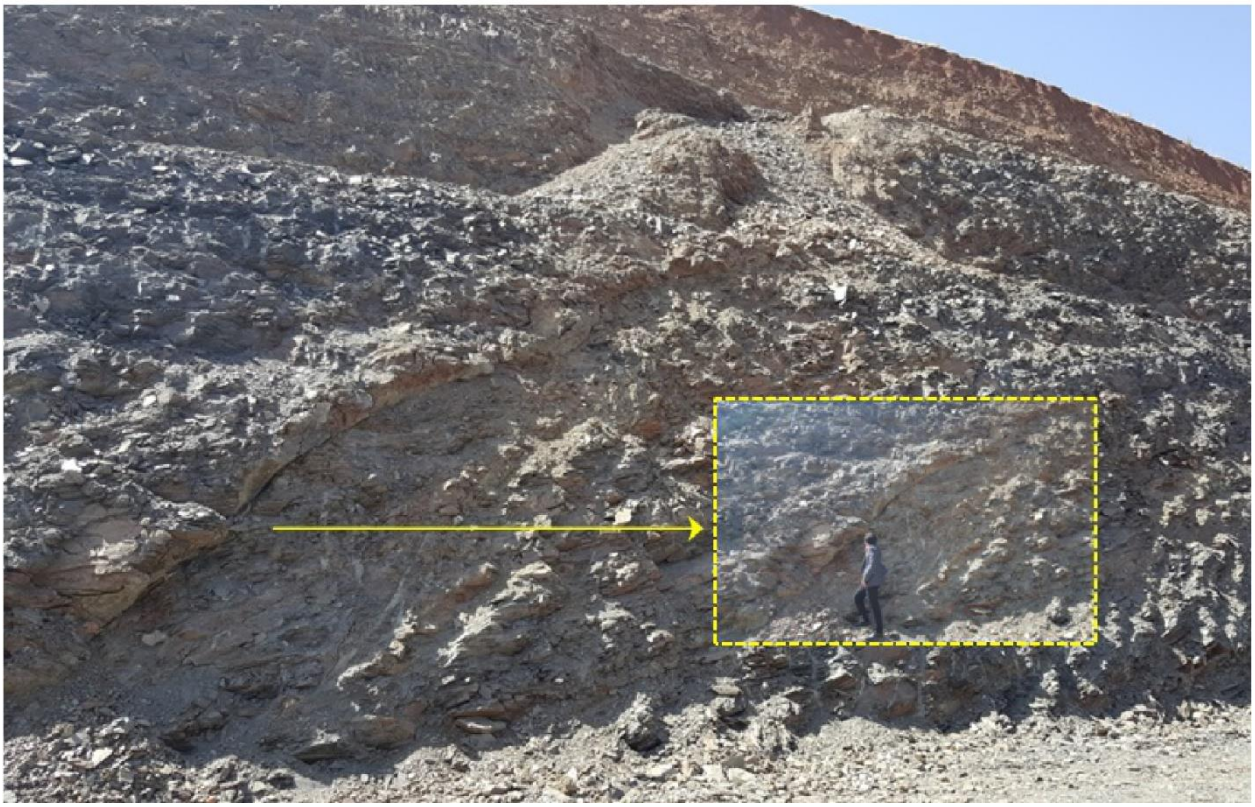
شکل ۳-۱۱۳: شیب ملایم منطقه و از بین رفتن لایه خاک سطحی در اثر احداث ترانشه‌های جدید





شکل ۳-۱۱۴: توپوگرافی ملایم شیب‌های منطقه مورد مطالعه و احداث ترانشه‌های با شیب تند بر روی آنها کیلومتر ۶+۲۰۰ تا ۶+۳۵۰ از سمت اسدآباد





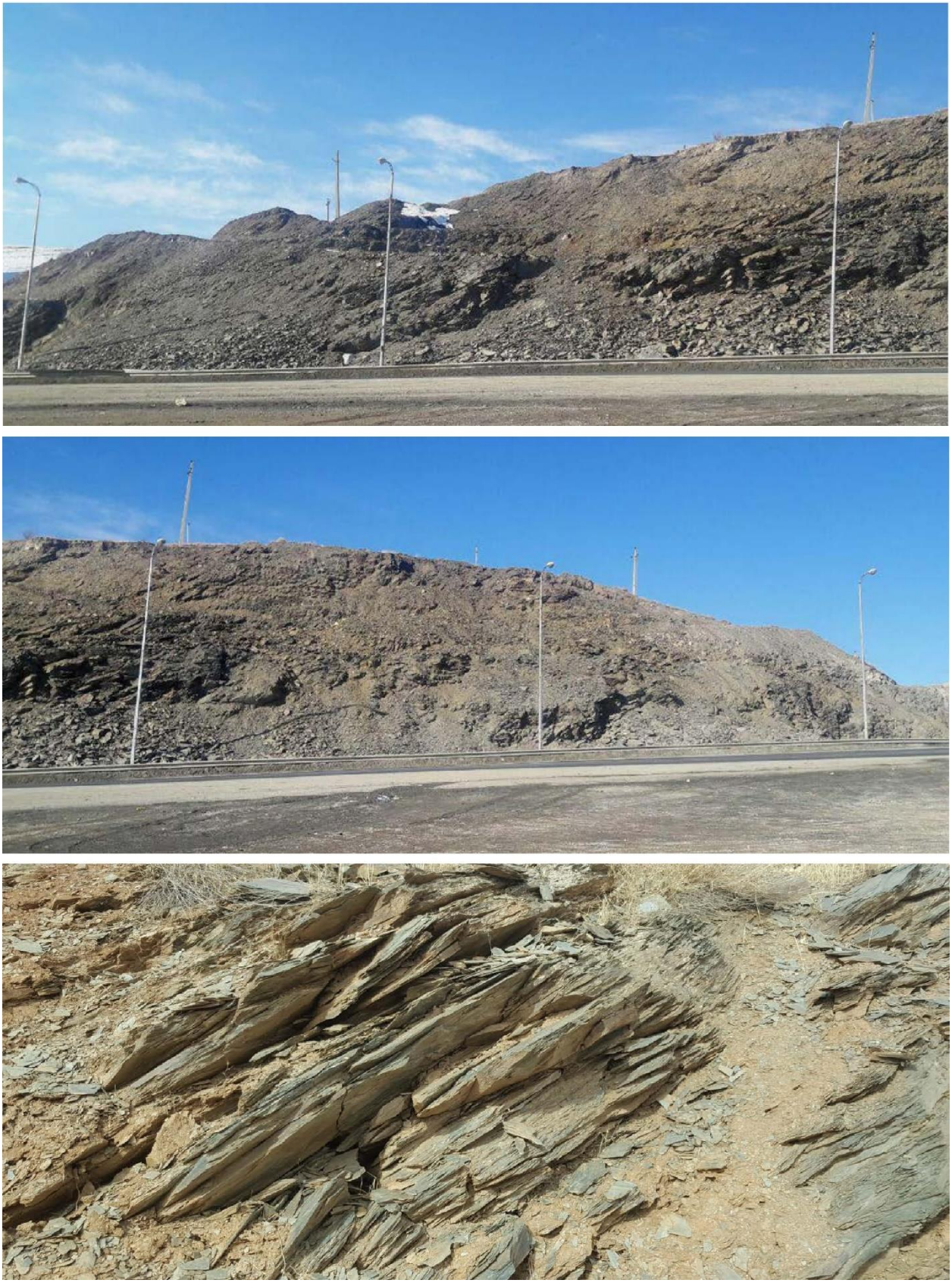
شکل ۳-۱۱۵: تشکیل گوه لغزش و ایجاد پس‌گسیختگی و ناپایداری‌های متعدد بر روی سطح ترانشه‌های احداث شده در کیلومتر ۶+۲۰۰ تا ۶+۳۵۰ از سمت اسدآباد

۳-۲-۴-۳- بررسی پایداری ترانشه کیلومتر ۶+۴۵۰ تا ۶+۶۰۰

نتایج بازدیدهای میدانی، بررسی‌های زمین‌شناسی و مطالعات ژئوتکنیکی از این بخش (شکل ۳-۱۱۶) پروژه بیانگر آنست که مصالح مجاور جاده در این منطقه نیز همانند سایر نواحی مسیر جاده مورد مطالعه، دارای بافت به شدت شیستوز با پتانسیل بسیار زیاد برای تغییر خواص مهندسی بر اثر تکمیل و توسعه فرآیند ژئومورفیک است. بطوریکه با توجه به نمونه‌برداری صورت گرفته و انجام مطالعات ریزساختاری و تهیه طیف‌های پراش اشعه، به دلیل غلبه کانی کلریت در کانی‌ساخت مصالح این بخش، عمق نفوذ هوازدگی زیاد بوده و پیآمدهای حساسیت بستر سنگی موجود به هوازدگی و درنتیجه تغییر مشخصات رفتاری آن، تقریباً در تمامی بخش‌های این ترانشه قابل مشاهده است. همچنین این بخش جاده دارای خردشدگی گسترده و حضور پهنه‌های برشی فراوان با امتداد جهت‌یافتگی عمدتاً به سمت جاده می‌باشد (شکل‌های ۳-۱۱۷ و ۳-۱۱۸).



شکل ۳-۱۱۶:موقعیت جغرافیایی ترانشه‌های مورد مطالعه در کیلومتر ۶+۴۵۰ تا ۶+۶۰۰ از سمت اسدآباد



شکل ۳-۱۱۷. حضور شیل و شیست با لیتولوژی سست و بافت شیستوز در ساختگاه ترانشه مورد مطالعه در کیلومتر ۶+۴۵۰ تا ۶+۶۰۰ از سمت اسدآباد

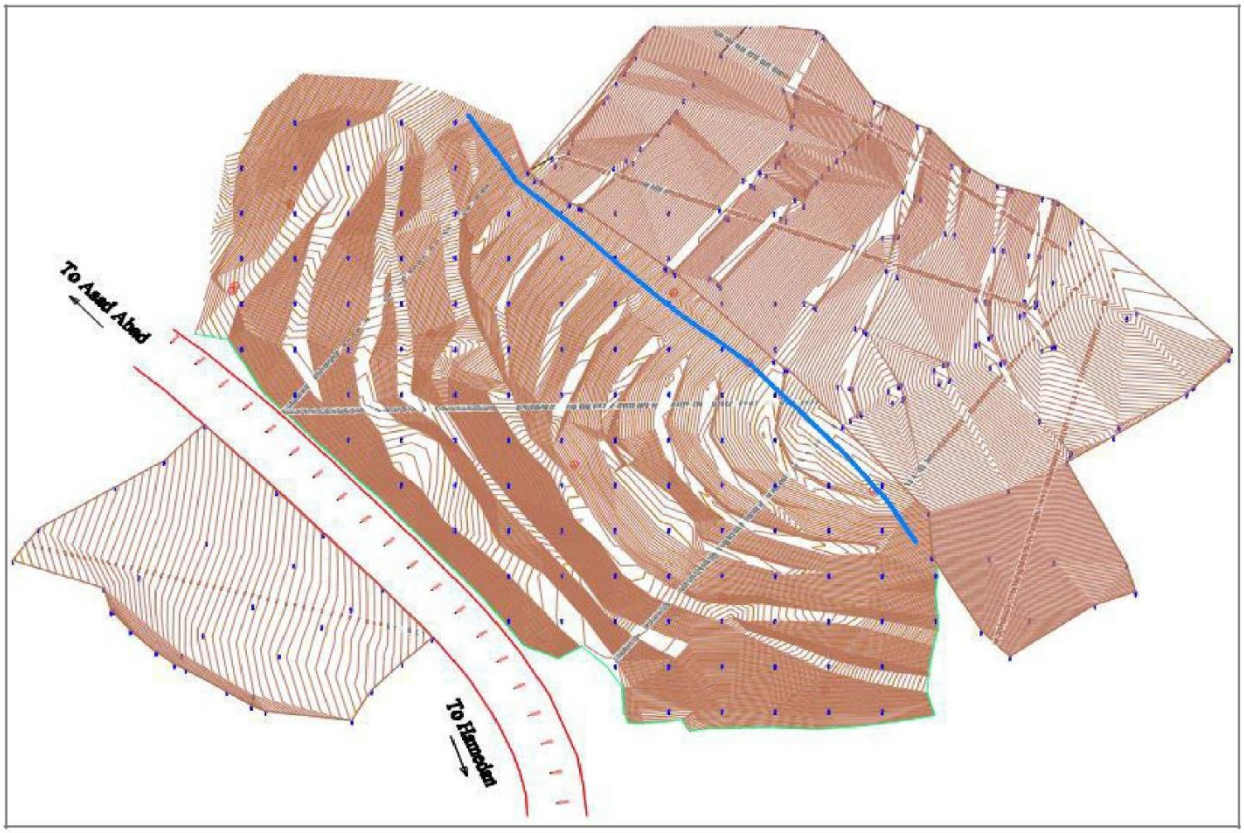


شکل ۳-۱۱۸. وجود پهنه‌های برشی متعدد در ساختگاه ترانشه مورد مطالعه و جهت‌یافتگی آنها به سمت جاده

از طرفی در شرایط طبیعی شیب این بخش از منطقه بسیار ملایم (حدود ۱۵ درصد) و با یک لایه خاک سطحی پوشیده شده (شکل ۳-۱۱۹) که پس از عملیات تعریض و با برداشتن لایه‌های سطحی، مصالح عملاً در معرض هوازدگی شدید قرار گرفته‌اند . بطوریکه با توجه به مشخصات مصالح و حساسیت ز یاد آنها به هوازدگی، عدم ایجاد پوشش سطحی و از طرفی شیب تند ترانشه‌های احداث شده (شکل ۳-۱۲۰)، مشاهده می‌شود بخش‌های مختلفی از این ترانشه دچار پس‌گسیختگی و ریزش شده اند .

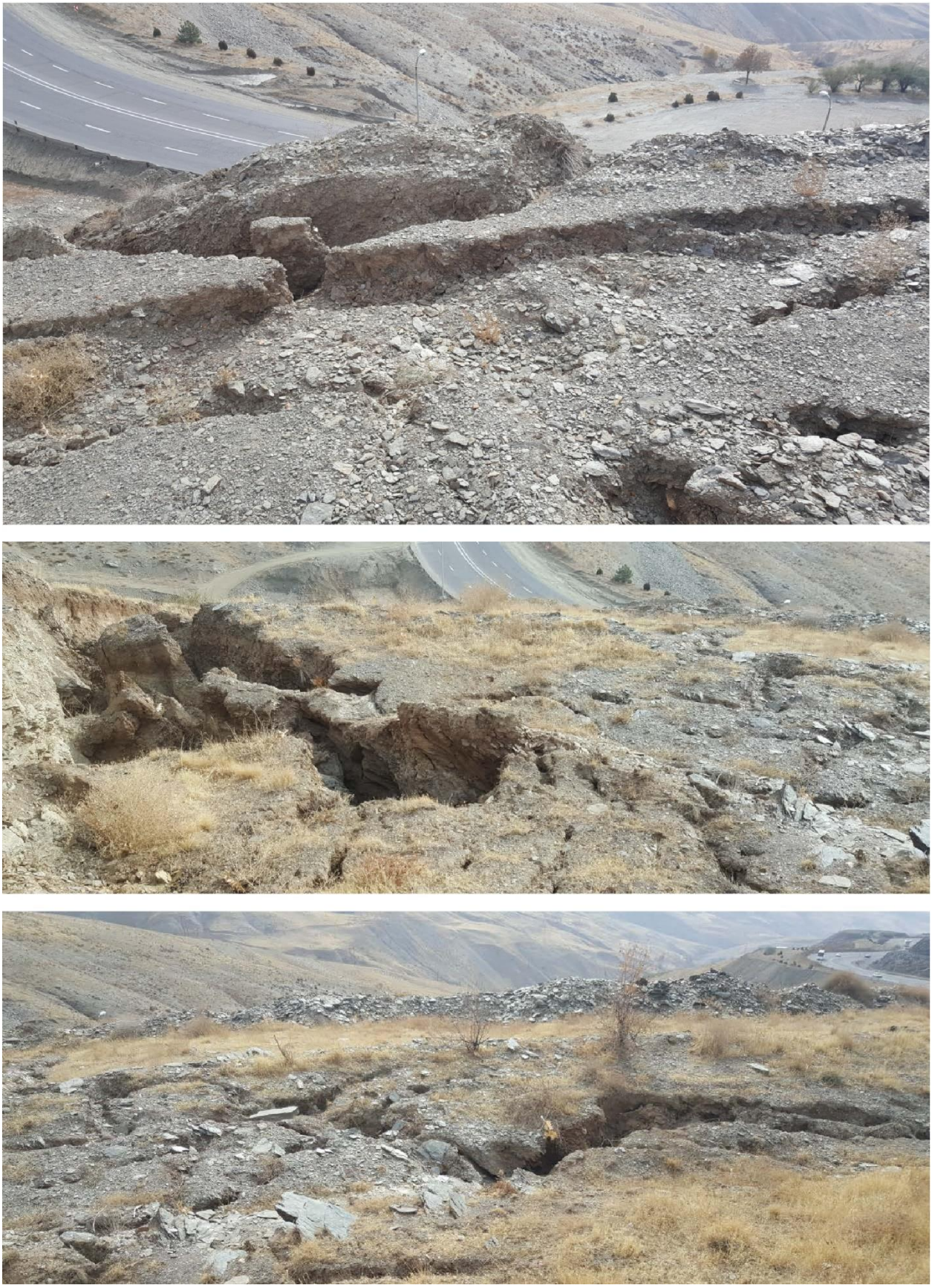


شکل ۳-۱۱۹. شیب ملایم منطقه (در بالا و پایین‌دست) و از بین رفتن لایه خاک سطحی در اثر احداث ترانشه‌ها





شکل ۳-۱۲۰: توپوگرافی ملایم منطقه مورد مطالعه و احداث ترانشه با شیب تند در اطراف جاده کیلومتر ۶+۴۵۰ تا ۶+۶۰۰ از سمت اسدآباد



شکل ۳-۱۲۱. تشکیل گوه لغزش و ایجاد پس‌گسیختگی و ناپایداری‌های متعدد بر روی سطح ترانشه‌های احداث شده در کیلومتر ۶+۴۵۰ تا ۶+۶۰۰ از سمت اسدآباد

شایان ذکر است نواحی پایین دست جاده در این بخش از مسیر نیز مستعد لغزش بوده که پس از اصلاح ترانشه بالادست و سبک‌سازی سربار، بایستی با روشی مناسب (مانند اجرای شمع درجاریز بتنی) تثبیت شود. بطوریکه ارائه جزئیات پایدارسازی این بخش، منوط به اجرای بهنگام طرح تثبیت بالادست تا قبل از بهار ۱۳۹۷(به منظور جلوگیری از آثار مخرب آن بر کل پایداری ناحیه) و ارائه توپوگرافی دقیق نواحی پایین‌دست جاده از طرف کارفرما می‌باشد.











شکل ۳-۱۲۲: تغییر مکان اطراف آبراه و خرابی بستر راه در کیلومتر حدود ۳۵۰+۱ از سمت اسدآباد

در کنار تمام عوامل خاص مورد اشاره، بازدیدهای میدانی و بررسی‌های سطحی زمین‌شناسی از این بخش پروژه بیانگر آنست که مصالح بستر و ترانشه‌ها در این منطقه نیز همانند سایر نواحی مسیر مورد مطالعه، دارای بافت به شدت شیستوز (با پتانسیل زیاد برای تغییر خواص مهندسی بر اثر تکمیل فرآیند ژئومورفیک است. بنحویکه با گذشت زمان و به دلیل عدم رعایت اصول صحیح مهندسی برای طراحی و اجرای شیب‌های مسیر، پس گسیختگی‌های متعددی پس از عملیات تعریض به وقوع پیوسته است (شکل ۱۲۳-۳).



شکل ۳-۱۲۳: نمونه‌هایی از وقوع پس گسیختگی‌های متعدد پس از عملیات تعریض در مسیر مورد مطالعه از ابتدای گردنه تا کیلومتر ۱+۶۰۰ از سمت اسدآباد

حضور کانی های با حساسیت زیاد به هوازدگی (مانند کلریت) در کانی‌ساخت بخش‌های زیادی از مصالح در کنار شرایط خاص مورد اشاره در این بخش پروژه باعث شده که گسیختگی‌های متعددی از ابتدای مسیر تا کیلومتر ۱+۶۰۰ ایجاد گردد. بنحویکه در صورت عدم بهسازی مناسب و بهنگام، پیش‌بینی می‌شود ناپایداری‌ها گسترش یافته (شکل ۱۲۴-۳) که به دلیل اشرافیت این بخش از مسیر به شهر اسدآباد و منازل مسکونی لغزش مصالح و

خرابی راه می‌تواند سبب بروز خسارات جبران‌ناپذیر مالی و جانی شود . بنابراین با انتخاب مناسب مشخصات مهندسی مصالح (پس از شرایط هوازدگی و به صورت کاهش یافته) و با در نظر گرفتن هندسه تقریبی[1] از ساختگاه (با توجه به شکل ۳-۱۲۵و پس از طرح تعریض)، مدل‌سازی شیب مورد مطالعه در نرمافزار OptumG۲ انجام و تحلیل پایداری صورت گرفت.







شکل ۳-۱۲۴: نمونه‌هایی از بروز تغییر شکل بستر و خرابی روسازی در مسیر مورد مطالعه از ابتدای گردنه تا کیلومتر ۶۰۰+۱ از سمت اسدآباد

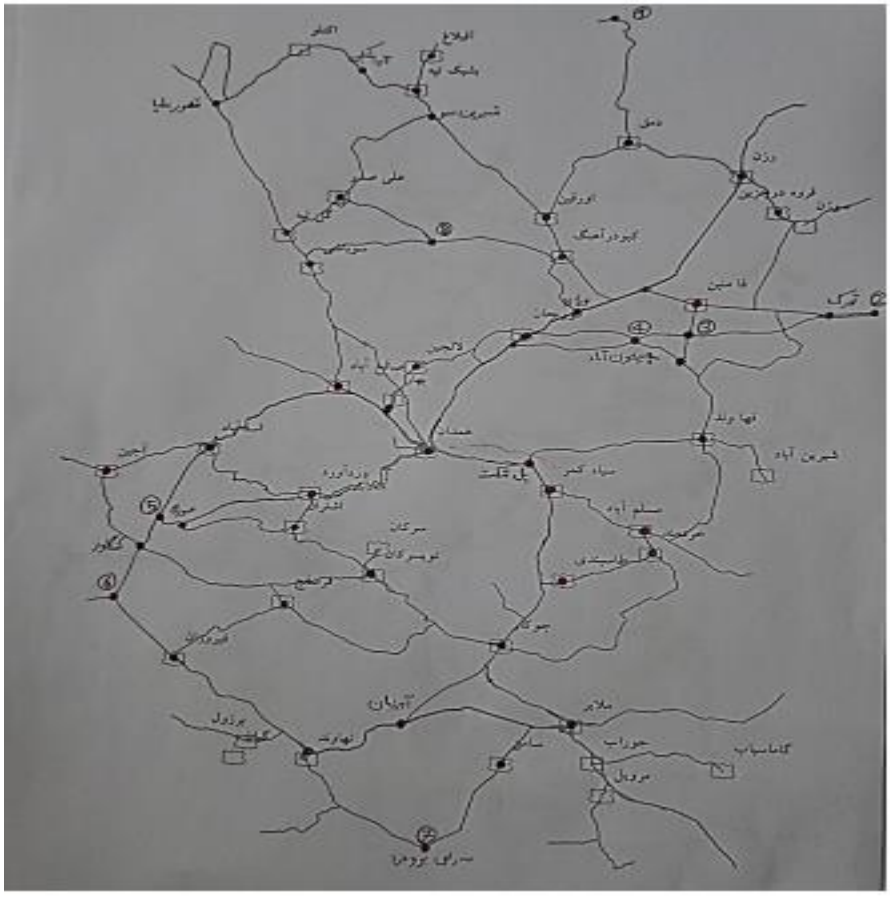
۳-۲-۴- مخاطرات جاده ای

حمل ونقل در معنی عام کلمه به معنی جابه جایی انسان و کالا از نقطه ای به نقطه دیگر است که از طریق راههای زمینی و آبی و هوایی)جاده، راه آهن، بندر و فرودگاه(و به کمک انواع خودروها و کشتیها و هواپیما صورت می گیرد. حمل ونقل یکی از بخشهای زیربنایی در اقتصاد کشور است که در اقتصاد کلان اعم از تولید ناخالص ملی، سرمایه گذاری، اشتغال، ارزبری و دیگر شاخصهای مهم، همچنین در توسعه اقتصادی، اجتماعی، فرهنگی، نظامی، دفاعی و بالاخره رفاه و امنیت کشورها نقش بسیار اساسی دارد، به طوری که برخی از نظریه پردازان، حمل ونقل را مترادف توسعه کشور می دانند(حبیبی نوخندان و کمالی، ۱۳۸۷). امروزه تصادفات جاده ای به عنوان یکی از مهمترین چالشها و معضلات کارشناسان حمل ونقل تبدیل شده است ؛ تعداد تصادفات جاده ای در کشورما رو بالاست و در نتیجه خسارتهای مالی ناشی از آنها که بر خانواده ها و دولت تحمیل می شود بسیار زیاد بوده و با توجه به اینکه خسارتهای مالی و جانی روانی و اجتماعی در مواردی غیرقابل جبران می باشد ضرورت دارد به منظور جلوگیری از خسارت تصادفات رانندگی راه کارهای موثری به اجرا گذارده شود.

عوامل موثری در بروز این حوادث دخیل هستند که درچهار عنوان کلی به انسان، وسیله نقلیه، عامل طبیعی و عامل راه تقسیم می شوند که هر کدام از این عوامل هم زیربخشهای گوناگونی رادر برمی گیرد. تصادفاتی که در زمان حمل مواد خطرناک روی می دهد، همواره پتانسیل زیادی برای تبدیل به یک فاجعه دارد. بر ا ساس امار سازمان ملل حدود نیمی از بارهایی که حمل می شوند در گروه مواد خطرناک قرار دارند و در اکثر موارد محل تولید و م صرف مواد خطرناک،یکی نیست و باید این مواد را از محل تولید به محل مصرف انتقال داده شوند (آذر و صفارزاده،۱۳۹۲).

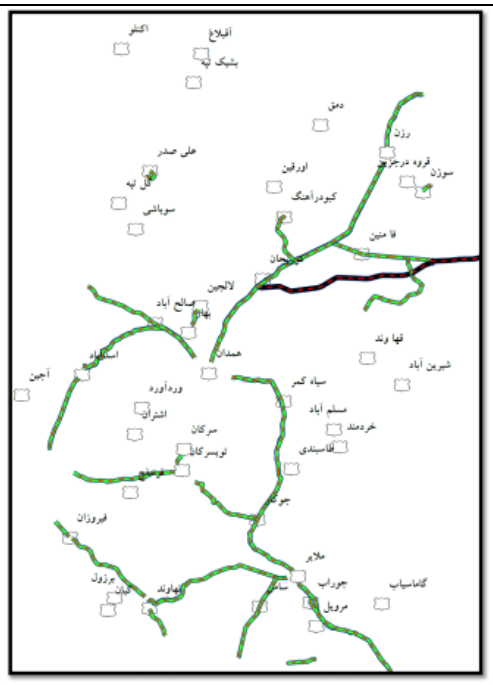
محا سبه و برآورد خطر در هر سفر یکی از مراحل د شوار مدل سازی می با شد که باید بر ا ساس احتمال اتفاق تصادفات یا سایر حوادث و همچنین بر ا ساس میزان مسافت و زمان سفر محاسبه گردد ، یعنی هر چقدر مسافت جابجایی طولانی تر باشد و زمان جابجایی مواد بیشتر گردد ، میزان خطر نیز بالاتر خواهد رفت . یکی از راههای تعیین میزان ریسک ترافیک مسیر است. در واقع میزان ریسک جابجایی بر اساس حجم ترافیکی جاده در ساعت تعیین می گردد.

شبکه مطالعه موردی این پژوهش شبکه راههای استان همدان ا ست که در شکل نشان داده شده است. در این شبکه ۵۰گره و ۷۱ کمان وجود دارد.

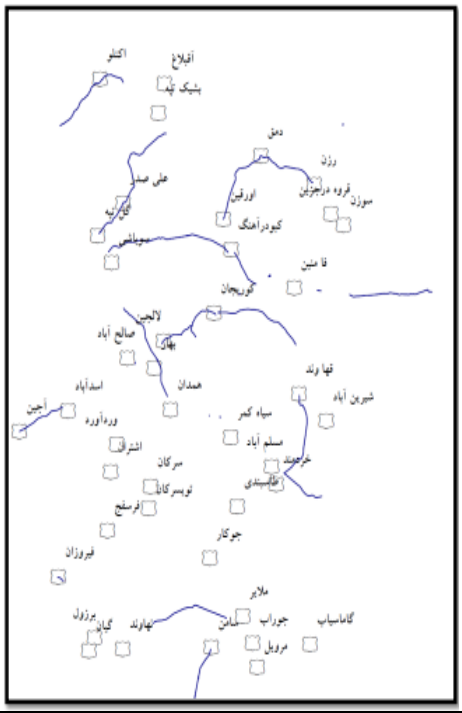


شکل۳-۱۲۵: شیکه راه های استان همدان

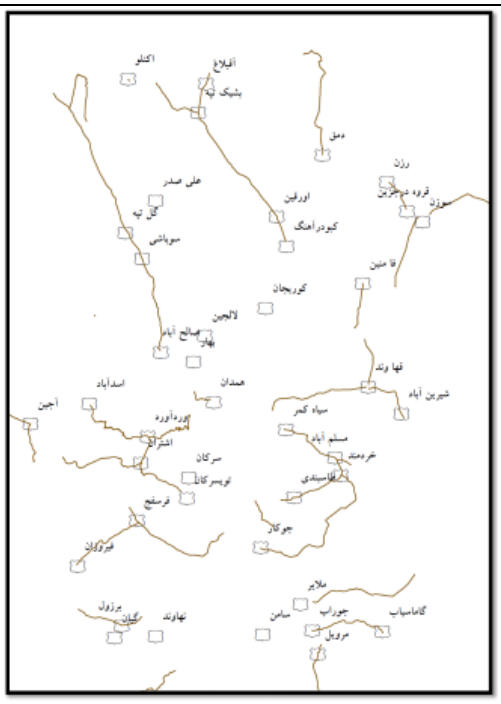
همچنین شرایط جاده ای استان همدان و حمل و نقل راههای استان به تفکیک راههای بزرگراهی و آزاد راهی ،راه های اصلی و راههای فرعی و راههای روستایی و در نهایت راههای قابل استفاده برای حمل و نقل وسایل نقلیه در شکل(۳-۱۲۵) تا (۳-۱۲۹) نمایش داده شده است.



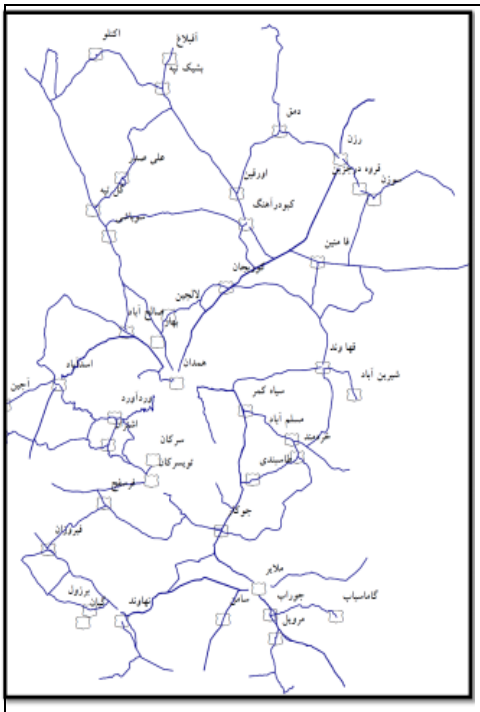
شکل۳-۱۲۶:نقشه آزاد راههای و بزرگ راههای استان همدان



شکل۳-۱۲۷:نقشه راههای اصلی استان همدان



شکل۳-۱۲۸:نقشه راههای فرعی استان همدان



شکل۳-۱۲۹:محورهای قابل استفاده وسایل نقلیه استان همدان

در این تحقیق با توجه به اطلاعات موجود، برای ارزیابی ریسک از دو ریسک ذاتی هر مسیر و نرخ تصادفات استفاده شده است. روش های مختلفی را می توان برای تعیین ریسک ذاتی یک مسیر ارائه داد ولی یکی از کاربردی ترین شاخص های به استفاده از تقسیم آمار مجموع تعداد مجروحین و کشته شدگان بر کیلومتر هر مسیر را می توان اشاره کرد.

کشور نیوزلند در برنامه ارزیابی ریسک جاده های این کشور(KiwiRAP is the New Zealand Road Assessment Programme) که بخشی از بر نا مه ارز یابی بین المللی که در دیگر کشورها با نام های دیگری شناخته(EuroRAP) می شود از این معیار استفاده کرده است. بر این اساس میزان ریسک هر جاده را با توجه نرخ ذکر شده به پنج دسته تقسیم کرده اند که از کم ریسک ترین مسیر تا پر ریسک ترین مسیر را به ترتیب بارنگ های سبز، زرد، نارنجی، قرمز و سیاه تعیین مشخص کرده اند. این جدول به صورت زیر است.

جدول ۳-۵۲: سطوح ریسک

RISK RATING	COLLECTIVE RISK Average annual fatal and serious injury crashes per km	PERSONAL RISK Average annual fatal and serious injury crashes per 100 million vehicle-km	COLOUR
Low	≤0.039	<4	
Low-medium	0.04 ≤ 0.069	4 ≤ 4.9	
Medium	0.07 ≤ 0.10	5 ≤6.9	
Medium-high	0.11 ≤ 0.189	7 ≤ 8.9	
High	0.19+	9+	

از آنجایی که شرایط جاده ای استان همدان بسیار وابسته به فصول و شرایط آب و هوایی است جدول ریسک هر یک از مسیر های استان بر اساس اطلاعات دوره ۴ساله و فصلی به صورت زیر نمایش داده می شود.

به منظور خلاصه سازی اطلاعات از آنجایی که تعداد مصدومان و متوفیان فصول بهار و پاییز شباهت زیادی نسبت به یکدیگر دارند آنها در یک دسته قرار داده شده است. در جدول سطح ریسک هر یک از جاده ها(رنگ سطح ریسک) ارائه شده است.

جدول۳-۵۳:سطح بندی جاده های استان همدان بر اساس میزان ریسک

محور مواصلاتی	بهار و پاییز	تابستان	زمستان
همدان – رزن	۰/۷۴	۰/۶۶	۰/۵۴
رزن – قزوین	۰/۷۵	۰/۴۱	۰/۲۰
همدان – ساوه	۰/۶۰	۰/۴۸	۰/۳۳
همدان – سنندج	۰/۳۸	۱/۲۹	۰/۲۷
همدان – کرمانشاه	۱/۹۱	۱/۷۳	۰/۹۶
همدان – ملایر	۰/۶۸	۰/۸۲	۰/۴۹
ملایر – اراک	۰/۷۳	۰/۹۶	۰/۳۹
ملایر - بروجرد	۰/۴۹	۱/۲۰	۰/۱۸

آزادراه	۰/۴۶	۱/۵۰	۱/۱۵

با توجه به جدول بالا می توان نتیجه گیری کرد که جاده همدان – کرمانشاه دارای بیشترین ریسک تصادف در تمامی فصول را دارا است(ولایی،۱۳۹۷)

منابع :

۱- آذر عادل و م، صفارزاده(۱۳۹۲)، طراحی مدل ریاضی مسیریابی حمل مواد خطرناک (مورد

۲- مطالعه: شبکه راههای استان فارس.) مهندسی عمران مدرس، شماره ۴، ۳۵-۲۷.

۳- آقائی هشجین، ه و همکاران. تحلیل و بر آورد خشکسالی شهر اردبیل، اداره کل هواشناسی استان اردبیل۱۳۸۴

۴- امینی نیا، کریم، لشکری، حسن و علیجانی، بهلول، (۱۳۸۹)، بررسی و تحلیل نوسانات بارش برف سنگین در شمال غرب ایران، مجله فضای جغرافیایی دانشگاه آزاد اسلامی اهر، شماره ۲۹، بهار .۱۳۸۹

۵- جهانبخش،سعید، معصومه امام قلیزاده(1384) ،بررسی و پیش بینی یخبندان برای منطقه اورمیه، خلاصه مقالات کنفرانس بین المللی مخاطرات زمین،دانشگاه تبریز، ص ۹۶

۶- حجازی، زاده زهرا ، محمدحسین ناصرزاده(1386)،تجزیه و تحلیل یخبندان در استان لرستان، نشریه علوم جغرافیایی، ج6 ، ش 8 و9 ، صص۴۲-۳۲

۷- حجازی، ز. ۱۳۷۹، بررسی عوامل سینوپتیکی بارش و طوفان های توام با رعد و برق در غرب کشور، مجله دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تربیت معلم، شماره ۲۹-۲۸.

۸- حجام، سهراب، خوشخو، یونس، شمس‌الدین وندی، رضا (۱۳۸۷). "تحلیل روند تغییرات بارندگی‌های فصلی و سالانه چند ایستگاه منتخب در حوزه مرکزی ایران با استفاده از روش‌های ناپارامتری"، پژوهشهای جغرافیایی، جلد ۴۰، شماره ۶۴، صفحات ۱۶۸-۱۵۷.

۹- حسینی، س. تحلیل آماری خشکسالی‌ها و ترسالی‌های استان همدان و تاثیر آن بر محصول گندم دیم، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی. ۱۳۸۲.

۱۰- خالدی، ش. بلایای طبیعی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی. ۱۳۸۰

۱۱- خسروی، م. ۱۳۸۲، بررسی انطباق سری های زمانی دمای مشهد با تغییرات و نوسانات دمای کره زمین، مجموعه مقالات سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان.

۱۲-. خلیلی، علی، بذر افشان، جواد (۱۳۸۳). "تحلیل روند تغییرات بارندگیهای سالانه، فصلی و ماهانه پنج ایستگاه قدیمی ایران در یکصد و شانزده سال گذشته"، بیابان، جلد ۹، شماره ۱، صفحات ۳۳-۲۵.

۱۳-رحیمی، داریوش (۱۳۸۵) ،برآورد حداکثر بارش و سیلاب محتمل در حوضه کارون شمالی، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان.

۱۴-رحیم زاده، ف. و خوشکام، م. ۱۳۸۲، تغییرات سریهای رطوبت در ایستگاههای سینوپتیک کشور، مجموعه مقالات سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان.

۱۵-رسولی، ع. بوداق جمالی،ج. و جلالی، ا. ۱۳۸۶، توزیع زمانی بارشهای رعد و برقی منطقه شمالغرب ایران،مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، جلد۲۲، شماره ۱.

۱۶-رسولی، ع. ۱۳۸۱. تحلیل مقدماتی سری‌های زمانی دمای هوای شهر تبریز، مجله نیوار، شماره ۴۶ و ۴۷.

۱۷- زارع ابیانه، ح و محبوبی،ع،۱۳۸۳، بررسی و ضعیت خشکسالی و روند آن در منطقه همدان براساس شاخص‌های آماری خشکسالی، مجله پژوهش و سازندگی، شماره ۶۴.

۱۸- صدقی، حسین، (۱۳۶۳)، اصول مهندسی هیدرولوژی، نشر و ترجمه امور آب.

۱۹-عبدالله‌زاده، ک و عبدالله‌زاده، ی۱۳۷۹،. مفاهیم کاربردی آمار و احتمالات، انتشارات آییژ.

۲۰- علیجانی، بهلول، پیمان محمودی و پرویز خسروی،(1389) ، بررسی تداوم روزهای یخبندان در ایران، با استفاده از مدل زنجیره مارکوف، پژوهشهای جغرافیای طبیعی، شماره 73 ،صص20

۲۱- علیزاده، امین، محمد موسوی،غلامعلی کمالی(1373) ، تاریخ وقوع اولین یخبندان های پاییزه وآخرین یخبندان های بهاره در خراسان،نیوار ، شماره24 ، ص

۲۲- علیزاده، ا. ۱۳۷۹.اصول هیدرولوژی کاربردی، آستان قدس، چاپ دوازدهم.

۲۳- فرجزاده ، م. ۱۳۸۰،خشکسالی و روش‌های مطالعه آن، فصلنامه جنگل و مرتع، شماره ۳۲.

۲۴- فرجزاده، م. ۱۳۷۴،تحلیل و پیش‌بینی خشکسالی در ایران، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه تربیت مدرس..

۲۵- فرجزاده، م. ع. ا. موحد دانش و ه. قائمی. ۱۳۶۹،خشکسالی در ایران با استفاده از برخی شاخص‌های آماری. دانش کشاورزی، ۵ (۱ و۲):۳۰-۵۲.

۲۶-فرشاد فر، عزت الله،(۱۳۸۰)، اصول روش های آماری چند متغییره، انتشارات دانشگاه رازی وطاق بستان ،چاپ دوم

۲۷- قائمی، هوشنگ و سعید مرید، (۱۳۷۳) ،تحلیل برف در حوضه آبخیز رودخانه دماوند، نیوار، شماره ۲۴

۲۸- قنبرپور، م.ر. و تلوری ع. ۱۳۸۲، الگوی توزیع زمانی بارشهای رگباری در ایستگاههای سینوپتیک شمال ایران، منابع طبیعی)، شماره ۱۶.

۲۹- کاویانی، م.ر. و عساگره، ح.۱۳۸۲، بررسی بلند مدت بارش سالانه اصفهان، مجموعه مقالات سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان

۳۰- کمالی، غلامعلی(1381) ، سرماهای زیان بخش به کشاورزی ایران در قالب معیارهای احتمالاتی،مطالعه موردی، تهران ، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی ، شماره-64 63،ص149-165

۳۱- محمدی، م. ۱۳۸۰، بررسی روند تغییرات دما، بارش، رطوبت و ساعات آفتابی در تهران ۱۳۴۰ – ۱۳۷۴، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

۳۲- مجرد قره باغ، فیروز(1376) ، تحلیل و پیش بینی یخبندان در آذربایجان ، رساله دکتری دانشگاه تربیت مدرس، ص29

۳۳- مریانجی، ز. ۱۳۸۳.بررسی توزیع مکانی و زمانی خشکسالی‌های رخ داده در استان همدان، نشریه سپهر، شماره ۴۶.

۳۴- مسعودیان ،سیدابوالفضل،هوشمند عطائی (۱۳۸۴)شناسایی فصول بارش ایران به روش تحلیل خوشه ای،مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان ،جلد هجدهم ،شماره ۱ ،صفحه۸۳ -۷۰

۳۵- .مسعودیان،سید ابوالفضل،محمد دارند (1392)،تحلیل همدید یخبندان های فراگیر وبادوام ایران،مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی سال 24، پیاپی 50 ، شماره2 ، ص 129

۳۶-مسعودیان، س.ا. ۱۳۸۳، روند بارش ایران در نیم سده گذشته، مجله جغرافیا و توسعه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، شماره ۲.

۳۷- ۱۰.مشکانی، محمد رضا ، (۱۳۶۴)، آمار مقدماتی،مرکز نشر دانشگاهی تهران.

۳۸- مصیبی، محمد (۱۳۷۸)، هیدرولوژی و مدیریت منابع برف در حوضه سد زاینده رود، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان

۳۹- مهدوی، م. ۱۳۷۳.آمار و روش‌های تجزیه‌وتحلیل داده‌ها در جغرافیا، انتشارات قومس.

۴۰- میرموسوی، سیدحسین، مصطفی حسین بابایی(۱۳۹۰)، مطالعه توزیع زمانی - مکانی احتمال وقوع یخبندان در استان زنجان،مجله جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، شماره پیاپی43، شماره3، صص184 - ۱۶۷

۴۱- .نوحی، کیوان ، فاطمه صحرائیان ،مژده پدرام و عبدالله صداقت کردار، (1387)، تعیین طول دوره بدون یخبندان با استفاده از تاریخ های آغاز و خاتمه یخبندان فرارفتی و تابشی در نواحی زنجان، قزوین و تهران،مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی سال دوازدهم ،شماره چهل و ششم،460-449

۴۲- ولایی، محمدرضا (۱۳۹۷)، مسیریابی بهینه حمل و نقل مواد خطرناک در محورهای مواصلاتی استان همدان ، طرح پژوهشی

۴۳- هدایتی دزفولی، ا. ۱۳۸۲، تحلیلی بر تغییرات تاریخ شروع بارش و روند آن در تهران، مجموعه مقالات سومین کنفرانس منطقه ای و اولین کنفرانس ملی تغییر اقلیم، اصفهان.

. Alijani, B and Tagiloo, M (2010), Synoptic analysisof frost days in Zanjan province of Iran, MSAnnualMeetingAbstracts, Vol, 7, EMS2010-167.

-Anderson. E. A. and Craw Ford, N. H, (1964), "The synthetic of Continuous Snowmelt Runoff Hydrographs on a Digital Computer", Stanford Univ, Dep. Civil Eng. Technical Report, 36.

-Annette Semadeni,2000, Interaction between urban climate and snow-Fifth Conference on Urban Environment –Davies, Lund University, Lund, Sweden

-Ben-Gai, T., A. Bitan, A. Manes, P. Alpert and S. Rubin. 1999. Temporal and spatial trends of temperature patterns in Israel. Tech. Appl. Climatol. 64: 163-177.

-Folland, C. K., T. R. Karl, J. R. Christy, R. A. Clarke, G. V. Gruza, J. Jouzel, M. E. Mann, J. Oerlemans, M. J. Salinger and S. W. Wang. 2001. Observed climate variability and change. In Climate Change, J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, (Eds.). PP. 99-181. Cambridge University Press, Cambridge.

-Habibi Nokhandan M., 1999, The Study of Climate Phenomenon Effective on Trophic and Montain Road Accident and Present of Suitable Excutional Solves; Case Study:Haraz Axies, Master thesis of Azad university of Tehran branch, pp. 17 (in persian).

-Kadioglu, M. 1997. Trends in surface air temperature data over Turkey. Inter. J. Climatol. 17: 511-520.

.Mitchell. J. M, Chairman. J. r, Dzerdzeevskii. B, Flohn. H, Hofmeyr. W.

C. Valeo, C. L. I. Ho, (2004), "Modelling urban snowmelt runoff", Journal of Hydrology 299: 237–25.

Hamed Assaf, (2007), "Development of an Energy-budget Snowmelt Updating", Journal of Engineering, Computing and Architecture, Volume 1, Issue1.

Häggmark, L. Ivarsson, K-I. (1997), "MESAN Mesoscaling analysis", SMHI RMK Nr. 75, 21-28.

H. Zeinivand. F. DeSmedt (2009), "Prediction of snowmelt floods with a distributed hydrological model using a physical snow mass and energy balance approach", Nat Hazards, DOI 10. 1007/s11069-009-9478-9.

- Dracup, J.A., K. S. Lee and E.G. Paulson, Jr., 1980. On the definition of droughts, Water Resour. Res., (2): 207-302.

-Kadioglu M. Ozturk N. Erdun H. and Sen Z. 1999. On the precipitation climatology of Turkey by harmonic analysis, Int. J. Climatol. 19:1717-1728

Keyantash J., and Dracup J.A. 2002. The Quantification of Drought Indices, American Metrological Society, 83 (8):1167-1180.

-Kirkyla K. and Sultan Hameed. 1989. Harmonic analysis of the seasonal cycle in precipitation over the United States: a comparison between observations and General Circulation Model, American

Meteorological Society. 11794:1463-1475

.Gong,X and M.B,Richman ,(1995), On the application of cluster analysis for growing season precipitation in North American East of rockies,Journal of climate,vol:8

Gibbs, W.J.; and J.V. Maher. 1967. Rainfall deciles as drought indicators. Bureau of Meteorology Bulletin No. 48, Commonwealth of Australia, Melbourne.

http://environment.about.com/od/environmentalevents/a/whatisdrought.htm

-Jennifer Morin, a Paul Block, a* Balaji Rajagopalana,b and Martin Clarkb,.(2008) Identification of large scale climate patterns affecting snow variability in the eastern United States, INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY, Int. J. Climate l. 28: 315–328 (2008), Published online 19 July 2007 in Wiley InterScience, (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1534

-Linsely, R. K., Kohler, M. A., Paulhus, J. H, (1975), "Hydrology for Engineers", Sec. Ed. McGraw Hill.

-Livada I. Charalambous G. and Assimakopoulos M. 2008. Spatial and temporal study of precipitation characteristics over Greece, Theor. Appl. Climatol.93:45-55.

- Lloyd-Hughes B., Saunders M.A. 2002. A drought climatology for Europe. International Journal of Climatology,

22: 1571–1592.

-Matsuo, T., Sasyo, Y. (1981), "Non-melting phenomena of snowflakes observed in sub saturated air below freezing level", Journal of the Meteorological Society of Japan. 59, 26-32.

-Madelin, M., and G. Beltrando, 2005, Spatial Interpolation – Based Mapping of the Spring Frost Hazard in the Champagne Vineyards, Meteorological applications, Volume 12,pp. 51-56.

16.Müller, GV, Ambrizzi, T & Nuñez, MN (2005),Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in Central Southern South America, Theor. Appl. Climat, 82, 95-112.

17.Müller, GV & Berri ,GJ (2007), Atmospheric Circulation Associated with Persistent Generalized Frosts in Central outhern South America, Mon. Wea. Rev., 135, 4, 1268-1289.

18.Suckling, P. W. (1988), Fluctuations of lastspring-freeze dates in the SoutheasternUnited States, Physical Geography, 7. 239-245.

19.Tait, A., and X. Zheng, 2003, Mapping Frost Occurrence Using Satellite Data, Journal of applied meteorology, Volume 42, Issue 2, pp. 193- 203.20

20.Vega, A. J; Robbins, K.D; & Grymes, J, M. (1994),Frost/Freeze Analysis in the Southern Climate Region. Southern Regional Climate Center, pp. 403- 423

21.Watkins, S. C. (1991), The annual period of freezing temperatures in Central England 1850-1959, Inter. J. Climatology, 11(8).889-896.

22.Waylon, p.r. (1988), Statistical Analysis of Freezing Temperatures in Central and Southern Florida, J. climatology,8(6). 607 -628.

Robeson. M. 1997. Statistical consideration, in Russell. D. Thompson and Allen , perry Applied climatology practice .352p.first published. Routledge. London

Sanjay Kumar Jain, Ajanta Goswami, Arun K. Saraf, (2009), "Assessment of Snowmelt Runoff Using Remote Sensing and Effect of Climate Change on Runoff", Water Resour Manage, DOI 10. 1007/s11269-009-9523-1.

- Sonmez F.K., Komuscu A.U., Erkan A., and Turgu E., 2005. An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey using the standardized precipitation index. Natural Hazards, 35: 243–264.

Tarawneh Q. and Kadoglu M.2003. An analysis of precipitation climatology in Jordan, Theor. Appl. Climatol, 74:123-136.

YE Baisheng , DING Yongjian, KANG Ersi ,Ligang and Antianding, (1999), "Response of the snowmelt and glacier runoff to the climate warming-up in the last 40 years in Xinjiang autonomous

region, China", V O. 42 SUPP. SCIENCE IN CHINA (series D) 1999.

Zhang YiChi1, LI BaoLin1, BAO AnMing2, ZHOU ChengHu1, CHEN Xi2 & ZHANG XueRen3 (2007), "Study on snowmelt runoff simulation in the Kaidu River basin", Science in China Series D: Earth Science.

L, Lamb. H. H, Rao. K. N, wallen. C. C, 1966, Climatic Change, Technical note, wmo, no 79 .

-Price, C., S. Michaelides, S. Pashiardis and P. Alpert. 1999. Long term changes in diurnal temperature range in Cyprus. Atmos. Res. 51: 85-98.

Sneyers, R. 1990. On the statistical analysis of series of observation. World Meteorological Organization (WMO). Technical Note. No. 143, Geneva. 192 pp.

Srikanthan, R. and T. A. McMahon. 2000. Stochastic generation climate data: A

review. CRCCH Report 00/16, Monash University, Clayton. 34 pp.

-Thyer, M. A. 2001. Modelling long-term persistence in hydrological time series. Ph D

Thesis, University of Newcastle.

-Turkes, M., U. M. Sumer and G. Kilie. 1995. Variations and trends in annual mean air temperatures in Turkey with respect to climate variability. Inter. J. Climatol. 15:

557-569.

. Wallace , J.M – Gultzer D.S – 1981 – Teleconneations in the geopotential height field during the Northern hemisphere winter–Monthly Weather Review–109– pp 784

Winjingarden W. and Vincent L., 2004, Relative humidity trends, Bulletin of the American meteorology society, Boston .

·Xie, Z. and X. H. Cao. 1996. Asymmetric Changes in Maximum and Minimum Temperature in Beijing. Theo. App. Climatol. 55: 151-156.