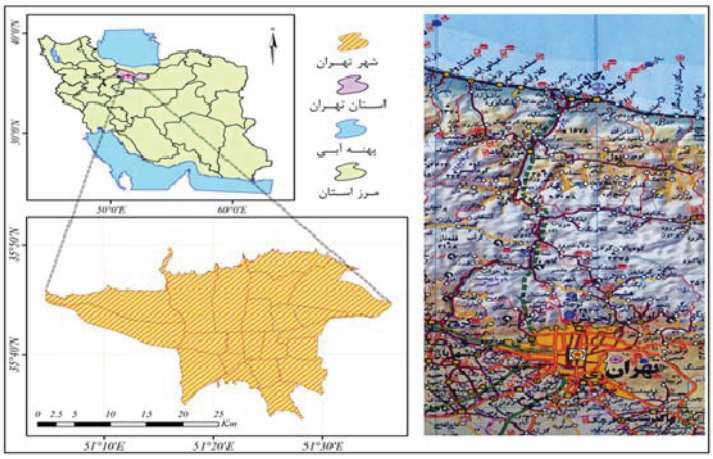
ریزپهنه‌بندی خطر سیلاب در محدوده شهر تهران

[1]خه‌بات درفشی، [2] منیژه قهرودی تالی
[1] دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه شهید بهشتی تهران
[2] دانشیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

سیلاب از معمول‌ترین و مصیبت‌آمیزترین مخاطرات طبیعی است که جهان امروز با آن مواجه است. این مخاطره بیش از هر پدیده هیدرواقلیمی دیگری خسارت و تخریب به‌بار می‌آورد (NOAA/NWS, 2009). سیلاب‌ها زندگی هزاران نفر را می‌گیرند و میلیاردها تومان خسارت به اموال انسان وارد می‌کنند؛ در مقایسه با سایر بلایای طبیعی، حدود ۲۰ درصد از مرگ و میرها و ۳۳ درصد از خسارت‌های اقتصاد جهانی را این مخاطره سبب می‌شود. با رشد سریع شهرسازی و ایجاد و توسعه زیرساخت‌ها، سیلاب‌ها در نواحی شهری بیشتر و شدیدتر شده‌اند (Bhattacharya 2010). گسترش ساخت و ساز شهری و افزایش سطوح با نفوذپذیری کم و یا غیرقابل نفوذ باعث کاهش نفوذ آب حاصل از بارش، افزایش رواناب، دبی‌های بزرگتر، تغذیه کمتر آب‌های زیرزمینی و افزایش تغییرپذیری‌ها می‌شود. شهرسازی خطر سیلاب را بعلت افزایش اوج و حجم دبی بیشتر کرده و زمان رسیدن دبی به اوج را نیز کاهش می‌دهد (Saghafian et al., 2008; Liu et al., 2004; Campana and Tucci, 2001; Nirupama and Simonovic 2007). شهر تهران با وسعتی حدود ۷۳۰ کیلومتر مربع در موقعیت جغرافیایی ۳۶ً ۴ً ۵۱ ° تا ۱۹ً ۳۶ً ۵۱ ° طول شرقی و ۵ً ۳۴ً ۳۵ ° تا ۴۹ً ۴۹ً ۳۵ ° عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). توپوگرافی خاص تهران، ارتفاع نسبتاً زیاد از سطح دریا و اختلاف ارتفاع در نقاط مختلف شهر، رشد فزاینده جمعیت، توسعه واحدهای صنعتی در حومه‌ی تهران (که مسبب رشد ناموزون شده)، وجود رشته کوه‌های البرز در شمال و دشت‌های کویر در جنوب و جنوب شرق، شرایط اقلیمی پیچیده‌ای را برای گستره شهر تهران ایجاد کرده است. آب و هوای این شهر در نواحی جنوبی گرم و خشک است، اما در مجاورت کوهستان دارای اقلیمی سرد و نیمه مرطوب و در نواحی مرتفع‌تر اقلیمی سرد همراه با زمستان‌های طولانی می‌باشد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی شهر تهران

مواد و روشها

ارزیابی مخاطره سیلاب و تهیه نقشه آن بر مبنای پارامترهای کاربری اراضی، شبکه ارتباطی، سطح زیربنای مسکونی، پل‌ها، ارتفاع، شیب و شبکه آبراهه انجام گرفت. ابتدا بین مخاطره سیلاب و هر کدام از این پارامترها رابطه‌ای خطی بصورت مستقیم و یا معکوس تعریف گردید. بدین ترتیب که در صورت افزایش پتانسیل مخاطره سیلاب در ارتباط با ارزش هر متغیر، بین این دو رابطه خطی مستقیم و در غیر اینصورت خطی معکوس برقرار شد. تعریف این رابطه‌ها نیازمند این است که هر متغیر دارای ارزش‌های مشخصی باشد؛ به عبارتی امکان برقراری ارتباط بین پتانسیل خطر آفرینی با

کم یا زیاد شدن ارزش متغیرها فراهم شود. بدین منظور هر یک از متغیرهای مؤثر از طریق تابع‌های مختلفی به لایه‌های رستری تبدیل شدند؛ تا هم بتوان بر مبنای نقش متغیر در هدف مورد بررسی وزن‌دهی انجام داد و هم رویهم قرار گیری لایه‌ها و ارزیابی پتانسیل خطر آفرینی امکان‌پذیر شود.

CN یک ارزش عددی بسیار مناسب جهت تبدیل لایه کاربری اراضی به لایه‌ای رستری می‌باشد. از تابع فاصله[1] بر مبنای حداکثر فاصله[2] جهت رستری کردن لایه‌های شبکه ارتباطی (شمالی ـ جنوبی و شرقی ـ غربی) و پل استفاده گردید. برای اندازه‌گیری میزان تراکم شبکه زهکشی تابع تراکم[3] به کار گرفته شد. این تابع براساس شعاع مشخص در هر نقطه، مجموع طول آبراهه‌ها را بر مساحت تقسیم می‌کند؛ در این پژوهش شعاع در نظر گرفته شده برای محاسبه تراکم شبکه زهکشی ۲۰۰۰ متر است. درصد سطح زیربنای مسکونی در هر منطقه برای تهیه لایه‌ی رستری آن مورد استفاده قرار گرفت و مدل ارتفاعی رقومی نیز مبنایی برای تهیه لایه‌های ارتفاعی و شیب شد. در ادامه جهت آماده‌سازی لایه‌های رستری، هر یک از آن‌ها از طریق روش شکست‌های طبیعی[4] به ده طبقه تقسیم شدند. انتخاب این روش طبقه‌بندی به دلیل تبعیت آن از توزیع نرمال (منحنی گوس) ارزش داده‌ها می‌باشد. این طبقه‌بندی بر اساس رابطه هر متغیر با هدف اصلی انجام گرفت؛ بدین معنا که اگر رابطه بین این دو خطی مستقیم باشد، مقدار ۱ به پایین‌ترین و مقدار ۱۰ به بالاترین ارزش آن متغیر اختصاص داده شد. در صورت معکوس بودن رابطه خطی، بالاترین ارزش متغیر مقدار ۱ و پایین‌ترین ارزش آن مقدار ۱۰ می‌گیرد (شکل ۲).

جهت تعیین وزن کلی و ارجحیت متغیرهای بکار گرفته شده در پهنه‌بندی مخاطره سیلاب و تبدیل آن‌ها به مقادیر کمی از قضاوت‌های شفاهی (نظر کارشناسی) در فرآیند تحلیل سلسله مراتبی استفاده شد. بر اساس نظرات کارشناسی، ماتریسی به ابعاد ۸×۸ ایجاد گردید. برای محاسبه مقادیر و بردار ویژه، ستون‌ها با هم جمع و هر سلول ماتریس بر جمع ستون مربوطه تقسیم شد که این عمل برای نرمال کردن ماتریس انجام گرفت. مرحله بعدی محاسبه‌ی میانگین سطرهای ماتریس است که از آن به عنوان وزن نسبی استفاده می‌شود.

یافته ها و بحث

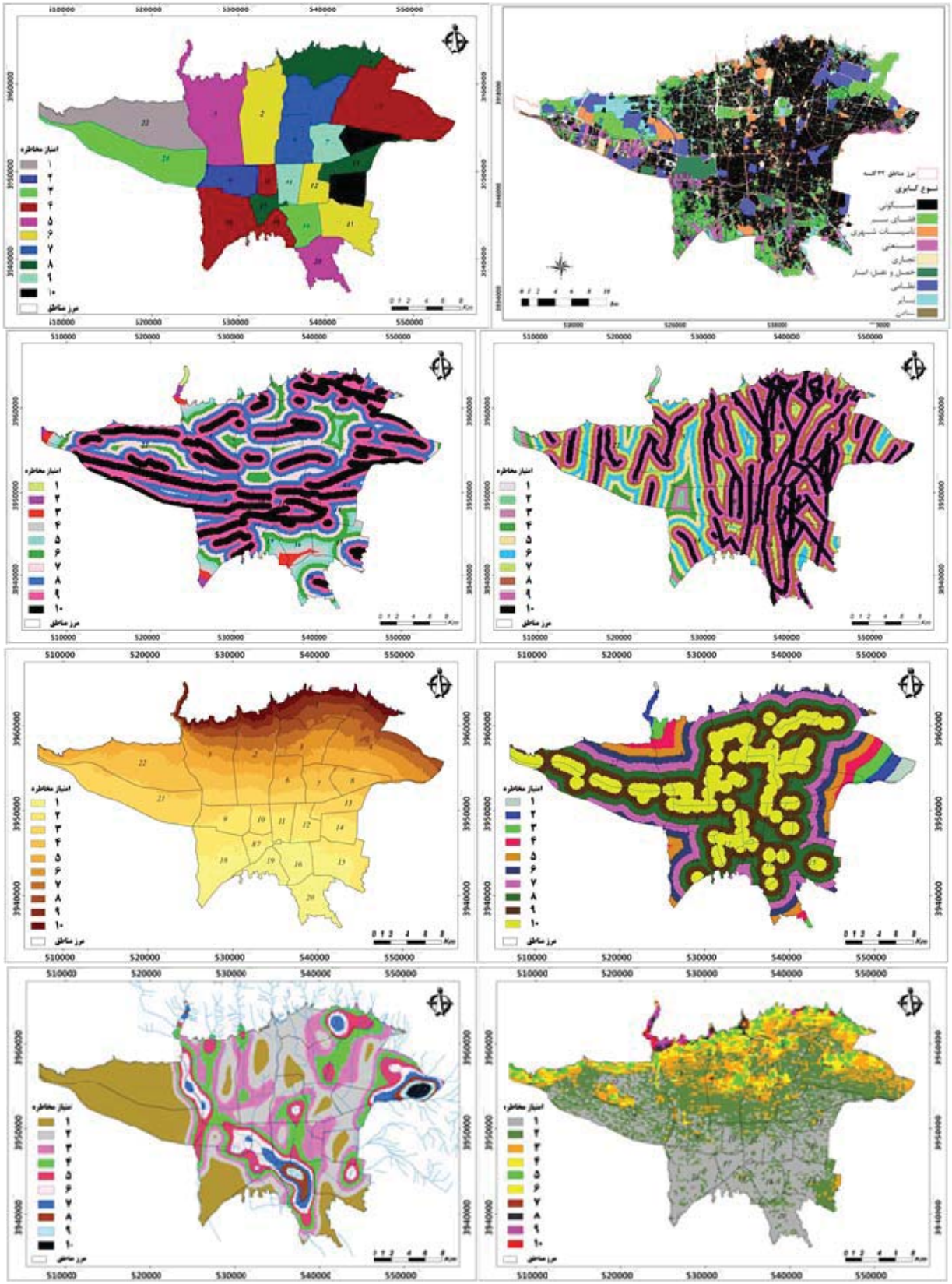
جدول ۱ الگوی این ارزش‌دهی‌ها و رابطه‌ها را نشان می‌دهد. با توجه به جدول، متغیرهای کاربری اراضی، سطح زیربنای مسکونی، ارتفاع، شیب و تراکم شبکه آبراهه با پتانسیل خطر آفرینی رابطه مستقیم دارند؛ بدین معنا که مقدار ۱ به پایین‌ترین و مقدار ۱۰ به بالاترین ارزش این متغیرها اختصاص داده می‌شود. اما با افزایش فاصله از شبکه ارتباطی و پل‌ها، پتانسیل ایجاد خطر کم‌تر شده و رابطه بصورت منفی تعریف می‌گردد. در ستون آخر وزن‌دهی یا اولویت بندی متغیرها نسبت به هم در روش AHP مشاهده می‌شود؛ این وزن‌دهی بر اساس میزان اهمیت هر متغیر در ایجاد خطر (پتانسیل تولید رواناب) انجام شده است. بالاترین وزن مربوط به متغیر شبکه ارتباطی با جهت شمالی ـ جنوبی است که آن را به‌عنوان مهم‌ترین شاخص در تولید رواناب‌های شهری تهران معرفی می‌کند. پس از آن بترتیب متغیرهای شبکه ارتباطی با جهت شرقی ـ غربی، سطح زیربنای مسکونی، کاربری اراضی، شیب، پل، تراکم آبراهه و ارتفاع اهمیت کم‌تری در تولید رواناب و پتانسیل خطر ناشی از آن دارند.

وزن معیار برای عامل فاصله از شبکه ارتباطی با جهت شمالی ـ جنوبی ۰/۳۳۱۳، فاصله از شبکه ارتباطی با جهت شرقی ـ غربی ۰/۲۳۰۷، سطح زیربنای مسکونی ۰/۱۵۷۲، کاربری اراضی ۰/۱۰۵۹، فاصله از پل ۰/۰۷۰۹، شیب ۰/۰۴۷۷، تراکم شبکه آبراهه ۰/۰۳۲۷ و ارتفاع ۰/۰۲۳۶ محاسبه شده است. وزن معیار متغیرها نشان می‌دهد که شبکه ارتباطی با جهت شمالی ـ جنوبی، مهم‌ترین متغیر در پتانسیل خطر یا به عبارتی پتانسیل ایجاد رواناب در کلان‌شهر تهران است؛ در صورتیکه متغیر ارتفاع با وزن معیار ۰/۰۲۳۶ به عنوان کم-اهمیت‌ترین شاخص در پتانسیل خطر سیلاب شهری مطرح می‌باشد.

با استفاده وزن‌های معیار، نقشه مخاطره سیلاب کلان‌شهر تهران بدست آمد که در شکل ۳ نشان داده شده است. با توجه به شکل، پتانسیل خطر آفرینی سیلاب دامنه‌ای از صفر تا یک دارد؛ ارزش صفر بیانگر پهنه‌های بدون مخاطره یا با مخاطره کم و ارزش یک بیانگر پهنه‌های با بالاترین پتانسیل خطر سیلاب در سطح شهر تهران می‌باشد. پهنه‌های با پتانسیل مخاطره زیاد ۲۸/۶ درصد از مجموع مساحت شهر تهران را در بر می‌گیرند؛ این میزان بیانگر این است که بیش‌ترین مساحت شهر (۱۷۴/۴۱ کیلومتر مربع) در این رده قرار دارد. پس از آن نیز رده پتانسیل خطر متوسط ۲۸/۴۸ درصد از مساحت شهر را شامل می‌شود. پهنه‌های رده خیلی کم با ۳/۵۳ درصد از مجموع مساحت، کم‌مساحت‌ترین پهنه‌های شهر به حساب می‌آیند که تنها ۲۱/۵۱ کیلومتر مربع مساحت این رده است. در مجموع ۷۸/۳۲ درصد از مجموع مساحت شهر در رده‌های متوسط تا خیلی زیاد قرار دارند که چالش شهر تهران را در برابر پتانسیل خطر ناشی از سیلاب بخوبی منعکس می‌سازد.

---

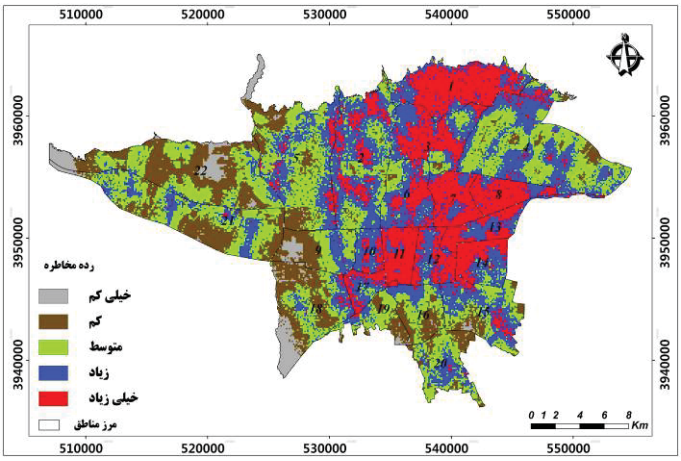
1. Distance
2. Maximum Distance
3. Density
4. Natural Breaks



شکل ۲. متغیرهای مؤثر در مخاطره سیلاب (از بالا راست به چپ: کاربری اراضی، سطح زیربنا، شبکه ارتباطی شمالی-جنوبی، شبکه ارتباطی شرقی-غربی، پل، ارتفاع، شیب و آبراهه)

جدول ۱. الگوی وزن‌دهی طبقات متغیرها و اولویت‌بندی آن‌ها در محیط AHP بر اساس پتانسیل مخاطره آفرینی

متغیر / وزن	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	رابطه خطی	وزن در AHP
کاربری اراضی (CN)	۷۰	۷۰ – ۸۲	۸۲ – ۸۵	۸۵ – ۸۸	۸۸ – ۹۰	۹۰ – ۹۲	۹۲ – ۹۳	۹۳ – ۹۵	۹۵ – ۹۷	۹۷ – ۹۸	مستقیم	۵
سطح زیر بنای مسکونی (L)	۰ – ۵/۱	۵/۱ – ۱۲/۱	۱۲/۱ – ۱۹/۶	۱۹/۶ – ۲۶/۳	۲۶/۳ – ۳۴/۹	۳۴/۹ – ۴۸/۹	۴۸/۹ – ۳۱/۴	۳۱/۴ – ۳۴/۶	۳۴/۶ – ۴۰/۸	۴۰/۸ – ۴۶	مستقیم	۶
فاصله از شبکه ارتباطی (m) شمالی – جنوبی	۴۳۰۳ – ۵۴۷۸	۳۳۴۹ – ۴۳۰۲	۲۷۲۸ – ۳۳۴۹	۲۲۱۷ – ۲۷۲۸	۱۷۵۲ – ۲۲۱۷	۱۳۰۸ – ۱۷۵۲	۹۳۱ – ۱۳۰۸	۵۷۴ – ۹۳۱	۳۴۳ – ۵۷۴	۰ – ۳۴۳	معکوس	۸
شرقی – غربی	۵۷۵۸ – ۷۷۵۹	۴۷۲۳ – ۵۷۵۸	۳۵۷۴ – ۴۷۲۳	۲۸۷۹ – ۳۵۷۴	۲۲۴۲ – ۲۸۷۹	۱۷۲۷ – ۲۲۴۲	۱۲۷۲ – ۱۷۲۷	۸۱۸ – ۱۲۷۲	۳۶۴ – ۸۱۸	۰ – ۳۶۴	معکوس	۷
فاصله از پل (m)	۱۰۴۱۶ – ۸۸۲۸	۸۸۲۸ – ۷۴۰۴	۷۴۰۴ – ۶۰۲۱	۶۰۲۱ – ۴۸۴۱	۴۸۴۱ – ۳۸۶۵	۳۸۶۵ – ۳۰۱۰	۳۰۱۰ – ۲۳۲۷	۲۳۲۷ – ۱۵۰۵	۱۵۰۵ – ۸۱۳	۸۱۳ – ۰	معکوس	۳
ارتفاع (m)	۱۱۱۴ – ۱۰۱۸	۱۱۷۶ – ۱۱۱۴	۱۲۴۰ – ۱۱۷۶	۱۳۰۸ – ۱۲۴۰	۱۳۸۶ – ۱۳۰۸	۱۴۶۳ – ۱۳۸۶	۱۵۳۸ – ۱۴۶۳	۱۶۱۵ – ۱۵۳۸	۱۷۰۲ – ۱۶۱۵	۱۸۴۵ – ۱۷۰۲	مستقیم	۱
شیب (به درجه)	۰ – ۱/۸۶	۱/۸۶ – ۳/۵	۳/۵ – ۵/۵	۵/۵ – ۸/۰۶	۸/۰۶ – ۱۱/۱۷	۱۱/۱۷ – ۱۵/۳	۱۵/۳ – ۲۰/۴	۲۰/۴ – ۲۶/۴	۲۶/۴ – ۳۴/۳	۳۴/۳ – ۵۲	مستقیم	۴
تراکم شبکه آبراهه (Km/Km2)	۰ – ۱/۳	۱/۳ – ۴	۴ – ۶/۶	۶/۶ – ۹/۵	۹/۵ – ۱۲/۶	۱۲/۶ – ۱۶/۱	۱۶/۱ – ۲۰/۵	۲۰/۵ – ۲۶/۲	۲۶/۲ – ۳۳/۵	۳۳/۵ – ۴۳	مستقیم	۲



شکل ۳. نقشه ریزپهنه‌بندی خطر سیلاب در شهر تهران

نتیجه گیری

نقشه پهنه‌بندی خطر سیلاب، فرآیندی برای تولید اطلاعات از میزان خطرآفرینی سیلاب در بخش‌های مختلف شهر است. اما این نقشه به تنهایی جهت تشریح مسائل سیلاب در نواحی شهری کافی نیست، چرا که سکونتگاه شهری اجزای گوناگونی دارد که می‌تواند به شکل‌های متفاوتی از سیلاب متأثر شود. مطالعه ارزیابی پتانسیل خطر دیدگاهی روش‌شناختی است که پتانسیل خسارت نواحی را مشخص می‌کند. این دیدگاه خاص ناحیه و کاربر در طبیعت است و نیاز به بهتر فهمیدن رفتار و مشخصه‌های سیلاب جهت پیاده‌سازی روش‌های مناسب کاهش خطر سیل دارد.

مراجع

- Bhattacharya, Namrata. 2010. Flood risk assessment in Barcelonate, France. Of master, International institute for geo-information science and earth observation Enscheda (ITC), the Netherlands.
- Campana N. A. and E. M. C. Tucci. 2001. Predicting floods from urban development scenarios: Case study of the Diluvio basin, Porto Alegre, Brazil. Urban Water 3: pp. 113-124.
- Liu Y.B., F. De Smedt, F. Hoffmann and L. Pfister. 2004. Assessing land use impact on flood processes in complex terrain by using GIS and modeling approach. Environmental modeling and assessment 9: pp. 227-235.
- Nirupama N. and S. P. Simonovic. 2007. Increase of flood risk due to urbanization: A Canadian example. Natural Hazards. 40, pp. 25-41.
- NOAA/NWS. 2009. Flood losses: complication of flood loss statistics [Online]. NOAA gov climate research Centre. Available: http://www.weather.gov/oh/hic/flood stats/Flood Loss time series.shtml [Accessed 25.08.2009].
- Saghafian B., Farzjoo Hassan, Bozorgy Babak and Yazdandoost Farhad. 2008. Flood intensification due to changes in land use. Water Resource Management. 22, pp. 1051-1067.

تغییرات ژئومورفولوژی و مدیریت سواحل، نمونه موردی ساحل شرقی دریاچه ارومیه

زهرا یوسفی خانقاه
دانشگاه خوارزمی، barmigardam213@yahoo.com

۱- مقدمه و منطقه مورد مطالعه

در این‌که سواحل به‌عنوان پدیده‌های جغرافیایی فراموش شده در شرایط بحرانی قرار دارند، تردیدی نیست. به موازات افزایش فعالیتهای گوناگون مانند دفع زباله‌ها و فاضلابها در سواحل و دریاها، تهدید سواحل و جوامع ساحلی نیز افزایش می‌یابد، گذران اوقات فراغت و انجام تفریحات و احداث تأسیسات در سواحل و همچنین افزایش یا کاهش سطح آب دریاها نیز به افزایش این بحران کمک می‌کند. ساحل از جمله محیط‌های شکننده در برابر فرسایش و آلودگی‌هاست که اداره آن نیازمند یک سیستم مدیریتی کارآمد و یکپارچه است.

دریاچه‌ی ارومیه جزء ۲۰ دریاچه‌ی بزرگ جهان و دومین دریاچه از لحاظ غلظت کلرید سدیم است (کرباسی،۲۰۱۰). سطح آن نسبت به سطح آب دریاهای آزاد، ۱۳۰۰ متر بالاتر قرار دارد. این دریاچه در گستره‌ای با تکتونیک فعال در شمال غربی ایران قرار دارد. و از لحاظ موقعیت جغرافیایی در عرض ۳۷ درجه و ۵ دقیقه تا ۳۸ درجه و ۱۶ دقیقه و طول ۴۵ درجه و ۱ دقیقه تا ۴۶ درجه و در ارتفاع ۱۲۷۵ متری از سطح دریا قرار گرفته است.

در ناحیه ساحل شرقی دریاچه ارومیه، عدم‌هماهنگی برنامه‌ها، احداث تأسیسات و دیگر فعالیت‌های ساحلی به آلوده شدن ساحل و دریاچه منجر شده و در عین حال تعادل فرآیندهای ژئومورفولوژی را در ساحل دچار اختلال کرده است. محدودیت‌های طبیعی نیز، سبب شده به مسائل زیست‌محیطی توجه کافی نشود.

در این تحقیق با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و همچنین مشاهدات میدانی تغییرات خط ساحلی و تغییرات لندفرمهای ژئومورفولوژیکی منطقه ساحل شرقی دریاچه ارومیه به دست آمد و پس از بررسی برخی بحران‌های طبیعی و انسانی ایجاد شده در ساحل شرقی دریاچه ارومیه، به ارائه راهکارهای زیست‌محیطی در این ناحیه از دریاچه پرداخته‌ایم. هدف از این پژوهش، شناسایی تنگناها و محدودیت‌های طبیعی و مصنوعی فعالیت‌های توسعه‌ای در ساحل شرقی دریاچه و ارائه راهکارهای ممکن در جهت برنامه‌ریزی و مدیریت زیست‌محیطی ساحل مذکور است. یافته‌های حاصل از این پژوهش، بیانگر آن است که تدوین راهبردهای توسعه زیست‌محیطی، نیازمند آگاهی یافتن از فرآیندهای اکوسیستمی دریاچه و ساحل، شناخت محدودیت‌ها و توانمندی‌های محیط طبیعی و همچنین نقش سازنده کارکردهای مدیریت ساحلی است.

۲- مواد و روشها

در این پژوهش، روش تحقیق تحلیلی ـ توصیفی بوده و پس از طرح مسأله، ناحیه ساحل شرقی دریاچه ارومیه از نظر محدودیت‌های طبیعی، تغییرات ژئومورفولوژیکی و انواع آلودگی‌های ساحلی، به روش کتابخانه‌ای و مشاهده میدانی مورد بررسی قرار گرفت. سپس با تهیه نقشه‌های موردنیاز از وضعیت پراکندگی پدیده‌های ژئومورفولوژی ساحل و تغییرات خط ساحلی دریاچه طی سالهای ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۰ با استفاده از نرم‌افزار GIS مورد بررسی قرار گرفت.

۳- یافته ها و بحث

۳-۱- از جمله بحران‌های ایجاد شده در سواحل

الف- عدم شناخت سواحل

شاید یکی از عوامل بحران‌زایی در مناطق ساحلی عدم درک صحیح انسان از مفهوم زیست‌محیطی سواحل باشد. عدم شناخت درست انسان از ساحل و واقعیتهای آن به تشدید کشمکش بین انسان و طبیعت می‌انجامد. در نتیجه همگام با افزایش جمعیت و بهره‌برداری رقابتی از منابع تفریحی، زیست‌محیطی، کشتیرانی و معدنی سواحل، این کشمکشها نیز شدیدتر می‌شوند.

ب- آلودگی

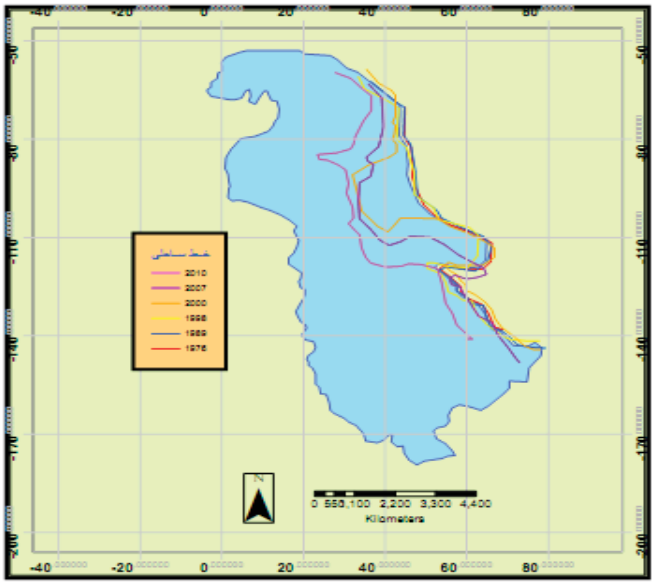
افزایش سهولت دسترسی به سواحل به عنوان مکانهای زندگی، تفریح و فعالیت، ضربه‌های جبران‌ناپذیری بر سواحل وارد کرده است. همگام با رشد جمعیت در نواحی ساحلی، نیاز به خدماتی مانند حمل و نقل، تجهیزات لازم برای گذران اوقات فراغت، آبهای قابل شنا و امکانات دفع زباله نیز افزایش می‌یابند. به همین جهت یکی از معضلات سواحل، مسأله آلودگی آنها می‌باشد. در آبهای ساحلی شیرین تهدید جدی‌تر است و آبزیان

گوناگون در خطر نابودی قرار دارند و در آبهای شوری مانند دریاچه ارومیه نیز گونه سخت پوست آرتمیا سالینا در معرض آسیب جدی قرار گرفته است.

۳-۲- عوامل طبیعی و انسانی مؤثر در بحران ساحل شرقی دریاچه

الف- تغییرات سطح تراز

کاهش سطح آب دریاچه ارومیه می‌تواند تهدیدی جدی به اکوسیستم موجود در آن یعنی پارک ملی دریاچه ارومیه به شمار آید در طی سالهای اخیر سطح آب دریاچه به طور بی‌سابقه‌ای فروکش کرده و این پائین افتادن سطح تراز دریاچه نیز خسارات جبران‌ناپذیری را در پی داشته است.



شکل۱: نقشه تغییرات خط ساحل شرقی دریاچه ارومیه طی سالهای ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۰

یکی از مسائل ناشی از تغییرات سطح اساس آب دریاها و دریاچه‌ها، فرسایش سواحل است. میزان فرسایش نیز در سواحلی که در حال پسروی می-باشند بیشتر است، به طوریکه در شکل ۲ و ۳، که توسط نگارنده از ساحل شرقی دریاچه ارومیه در بندر رحمانلو گرفته شده است، به وضوح دیده می‌شود.

شکل۲: فرسایش ساحلی در اثر پسروی دریاچه ارومیه ــ بندر رحمانلو

نوسانات سطح آب دریاچه باعث به هم خوردن شرایط و حدود قبلی واحدهای ژئومورفولوژی نیز گردیده است. اثرات ناشی از مورفودینامیک دریاچه شامل تغییرات حدود دریاچه ارومیه در کوتاه مدت، پیشروی آب شور در سفره‌های ساحلی دریاچه، توسعه بیشتر واحد پلایا، شکل‌گیری و توسعه

خاکهای شور و هوازدگی نمکی است. از جمله این واحدهای ژئومورفولوژی که بیشتر تحت‌تأثیر کاهش سطح آب دریاچه قرار گرفته‌اند عبارتند از: افزایش سطح شوره‌زارها و باتلاقها، کویرزائی، کاهش سطح مخروط افکنه‌ها.

شکل۳: پهنه نمکی و پسروی ساحلی دریاچه ارومیه- بندر رحمانلو

ب- احداث تأسیسات

احداث انواع تأسیسات از قبیل هتل، پلاژ و ... در سواحل شرقی دریاچه ارومیه، علی‌رغم محدودیت‌های موجود در گسترش تفرجگاههای ساحلی زمینه‌ساز انواع آلودگیها نیز در این نواحی شده‌اند. یکی دیگر از مشکلات ساحل شرقی ارومیه پل میانگذر شهید کلانتری است که از شرق به غرب کشیده شده و چون یک جریان چرخشی از آب نمک و رسوبات در دریاچه ارومیه برقرار است و جریان آبهای پرنمک از آجی‌چای در شرق دریاچه و جریان آب شیرین از زرینه‌رود و سیمینه‌رود از جنوب و جریانات شهرچای و زوارچای از غرب سبب یکنواختی شوری آب دریاچه می‌شود با احداث این پل، دریاچه به دو قسمت شمالی و جنوبی تقسیم شده و جریانات طبیعی آبی آن برهم خورده است و سبب شده سطح آب پائین رفته و پهنه نمکی در ساحل انباشته شده و عامل بسیاری از محدودیت‌های مدیریتی در ساحل شود.

۳-۳- راهکارها و پیشنهادات

با این حال چگونه باید هم نیازهای انسان را در سواحل برآورد نمود و هم به مقابله با بحرانهای زیست‌محیطی آنها پرداخت؟ گام اول می‌تواند مربوط به شناخت بهتر و مناسبتر ویژگیها و امکانات سواحل باشد تا زیربنای مستحکمی از داده‌های علوم زمینی(جغرافیا، زمین‌شناسی، محیط‌زیست) در ارتباط با نحوه تکوین فرایندهای ساحلی به وجود بیاید. در گام بعدی می‌توان به اندازه‌گیری و برآوردهای کمی در مورد موقعیت و میزان جابجایی سطوح ساحلی پرداخت.

برای احیای دوباره دریاچه ارومیه و مدیریت سواحل آن نیاز هست به مواردی توجه شود که از جمله آنها عبارتند از: بهره‌گیری از برنامه‌ها و راهبردهای سامانه‌های جدید مدیریتی به جای مدیریت سنتی ـ سرمایه‌گذاری بر روی سواحل و رفع آلودگی‌ها و جلوگیری از تخریب و فرسایش ساحل ـ آلودگیهای پنهان و آشکار و همچنین پیامدهای بهره‌برداریهای انسانی نیاز به انجام پژوهشهای شایسته را در امتداد این ساحل مطرح می-سازد ـ شناخت پتانسیل‌ها و ظرفیت‌های موجود ساحل نظیر استحصال نمک برای مصرف و همچنین جلوگیری از پخش نمکهای موجود در زمینهای اطراف - پلمپ ۲۲ هزار چاه غیرمجاز برای جلوگیری از نفوذ فاضلابها از این طریق به سواحل و ...

۴- نتیجه‌گیری

محدودیتهای طبیعی مانند تغییرات سطح تراز دریاچه و فعالیتهای انسانی مانند احداث پل میانگذر از شرق به غرب دریاچه، سبب شده تغییراتی در ساختار ژئومورفولوژی ساحل ایجاد شود که از جمله آن فراگرفتن پهنه نمکی ضخیم در منطقه ساحل و کاهش حدود دشتهای مخروط‌افکنه‌ای و شور شدن خاکهای زراعی است که علاوه براینکه کشاورزی منطقه را با مشکل مواجه ساخته، ساحل را نیز با بحرانهایی روبرو کرده است که از جمله آن عدم توجه سازمانها و مدیریت مناسب ساحلی با توجه به پتانسیل‌ها و ظرفیت‌های این ساحل است.

با توجه به تحلیل یافته‌ها باید اذعان داشت که رفع مشکلات زیست‌محیطی، کاهش آلودگی‌های نمکی در ناحیه ساحل شرقی دریاچه و دستیابی به بهره‌برداری پایدار از منابع دریاچه، تنها در سایه اعمال سامانه مدیریت یکپارچه ساحلی تحقق می‌یابد.

۵- منابع

[۱] جداری عیوضی، ج.، ۱۳۶۱، "کویر کبودان"، موسسه جغرافیای دانشگاه تهران، تهران

[۲] خورشیددوست، علی‌محمد، درآمدی بر مسائل زیست‌محیطی، جغرافیایی و پرسشهای مطرح در پژوهشهای ساحلی (نمونه: دریاچه‌های ارومیه و مازندران)، فضای جغرافیایی، صص ۵۰- ۳۷، مرکز تحقیقات کامپیوتری علوم اسلامی.

[۳] خورشیددوست، علی‌محمد، مقدمه‌ای بر پالئوژئومورفولوژی و ژئومورفولوژی دریاچهٔ ارومیه، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۱۴، صص ۱۵۹- ۱۴۹، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۱۳۶۸.

[٤] رجائی، عبدالحمید، کاربرد ژئومورفولوژی در آمایش سرزمین و مدیریت محیط، قومس، تهران، ۱۳۸۲.

[٥] شهرابی، مصطفی، زمین‌شناسی ایران (دریاها و دریاچه‌های ایران)، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ۱۳۷۳.

[٦] طالقانی، م.، ۱۳۸۸، "ژئومورفولوژی ایران"، چاپ پنجم، (۹۳- ۹۰)، قومس، تهران

[۷] علوی‌پناه، سیدکاظم و خدایی، کمال، مطالعهٔ اثر میانگذر دریاچهٔ ارومیه بر پارامترهای کیفی آب، با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، همایش میان‌گذر دریاچهٔ ارومیه و محیط‌زیست، ۲۱-۲۰ آذرماه ۱۳۸۱، ارومیه.

بررسی روند کاهش وسعت تالاب کویری جازموریان وتاثیرات آن برایجاد ریزگردها

صدیقه لایقی
دانشجوی کارشناسی ارشد هیدروژئومورفولوژی ، srlayeghi2006@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

افزایش طرح های توسعه منابع آب و بهره برداری از آبهای سطحی و زیرزمینی، از دیدگاه جغرافیا اثرات مختلفی را به دنبال دارد که بر هم خوردن جریانات طبیعی رودخانه ها و رژیم های آبی از مهمترین آنهاست. تالابها به عنوان اکوسیستم های آبی که در ارتباط مستقیم با رژیم های آبی هستند، تا حد زیادی مستقیما تحت تأثیر این فرآیندها قرار می گیرند. تالابها از جمله آسیب پذیرترین اکوسیستم ها می باشند که در دهه های اخیر به دلیل ساخت سدها و سایر طرح های توسعه منابع آب دچار مشکلات عدیده شده اند. از طرفی ایران با واقع شدن در منطقه ای خشک و نیمه خشک، از یک سوم بارندگی متوسط جهانی برخوردار می باشد و این در حالیست که افزایش جمعیت و توسعه روزافزون فعالیتهای انسانی، موجبات رشد بسیار سریع تقاضای آبی را فراهم کرده است. در حال حاضر تالابهای متعددی در کشور (از جمله تالاب کویری جازموریان) در نتیجه این گونه طرح ها دچار مشکلات زیادی گردیده اند.

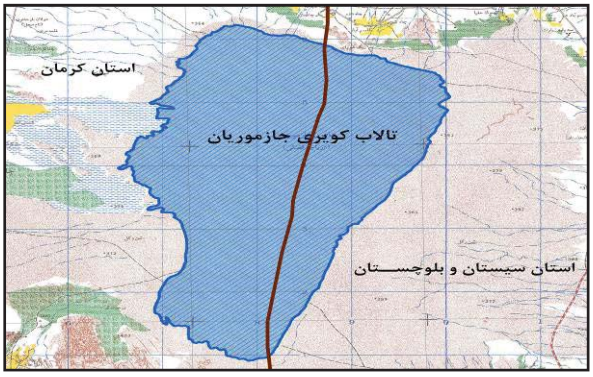
هامون جازموریان ثروتی ملی است که در طی سالهای اخیر با کم آبی شدید مواجه گردیده است. فاصله زیاد برخی قسمتهای این تالاب از مناطق مسکونی موجب شده مکانی امن برای گونه های مختلف جانوری و گیاهی باشد. چنین شرایطی جازموریان را به موزه ای طبیعی از طبیعت بکر و دست نخورده تبدیل کرده است. این تالاب یکی از مراکز اصلی کوچ پرندگان مهاجر به خصوص پرندگان سیبری محسوب می شود. از طرفی، عرصه های آبادیهای مجاور این تالاب نیز به ذخیره گاه استراتژیک علوفه دامی تبدیل شده است.

موقعیت جغرافیایی

حوضه آبریز هامون جازموریان بین مختصات جغرافیایی '۱۵-°۵۶ الی '۲۳-°۶۱ طول شرقی و '۲۸-°۲۶ الی '۳۰-°۲۹ عرض شمالی در جنوب شرقی ایران واقع گردیده است و بخشی از حوضه آبریز کویر مرکزی ایران می باشد. مساحت حوضه آبریز جازموریان در حدود ۶۹۶۹۵/۳۹ کیلومتر مربع می باشد. نیمه باختری این حوضه به وسعت ۳۵۱۶۳/۹ کیلومتر مربع در استان کرمان و نیمه خاوری آن به وسعت ۳۴۵۳۱/۴۹ کیلومتر مربع در استان سیستان و بلوچستان واقع می باشد.

حوضه آبریز هامون جازموریان در جنوب شرقی ایران، مابین استان های کرمان و سیستان و بلوچستان و در ۱۵۰ کیلومتری غرب ایرانشهر، مابین کوههای مکران و شاهسواران قرار دارد. از شمال به ارتفاعات بزمان و بارز، از جنوب به بلندی های بشاگرد، از غرب به کوههای لای گز و از جهت شرق به کوههای پیرک محدود می شود. در حوضه آبریز جازموریان مناطق کوهستانی و دشت از نظر وسعت تقریبا برابرند. هامون جازموریان در بخش مرکزی این حوضه قرار گرفته است و با ارتفاع حدود ۳۵۰ متر از سطح دریا، حداقل ارتفاع حوضه را به خود اختصاص داده است. تصویر ۱، نمایی از هامون را نشان می دهد.

تصویر ۱: مرز تالاب و نمایی از تالاب کویری هامون جازموریان در دوره پر آبی



مواد و روشها

جازموریان تالابی فصلی و ادواری است و به دلیل شرایط اقلیمی ویژه، در بیشتر مواقع سال بخش اعظم آن به کفه نمکی و کفه های رسی تبدیل می شود. عکس های هوایی ، تصاویر ماهواره ای و مشاهدات ساکنین منطقه حاکی از آن است که در اواخر زمستان و فصل بهار سالهای پر باران، مقدار قابل توجهی آب در مرکز این تالاب جمع می گردد که در اثر آن، دریاچه ای شکل می گیرد که پس از مدتی به علت وجود گرمای محیط تبخیر می شود.(رستم پور، انوشیروان. ۱۳۸۹).

حد بستر (مرز) تالاب خطی است که بالاترین پیشروی آب را شامل می شود و با استفاده از بررسیهای میدانی بر روی هیدرولوژی، پوشش گیاهی و خاک تعیین می شود (باقر زاده کریمی. ۱۳۸۵). مساحت پهنه آبی (دریاچه و پلایا) هامون جازموریان در مواقع پرآبی و مواقع کم آبی بسیار متفاوت است، ولی بطور متوسط در دوره های پرآبی، بالاترین پیشروی آب به حدود ۱۰۸۰ کیلومتر مربع وسعت رسیده است . این تالاب معمولاً در اواخر تابستان و یا اوایل پاییز خشک می گردد و لازم به ذکر است که در حدود ۹۵۶ کیلومتر مربع از اراضی پیرامون پهنه آبی، به نواحی باتلاقی فاقد پوشش گیاهی یا دارای پوشش گیاهی اندک (شامل تنها برخی تیپهای پوشیده از بوته و خار) و در حدود ۳۲ کیلومتر مربع به کفه ها اختصاص دارد (جاماب، ۱۳۹۰. گزارش محیط زیست). حداکثر عمق آب در مواقع پر آبی در حدود ۰/۵متر تخمین زده شده است (دهقانیار. ۱۳۶۴).

یافته ها و بحث

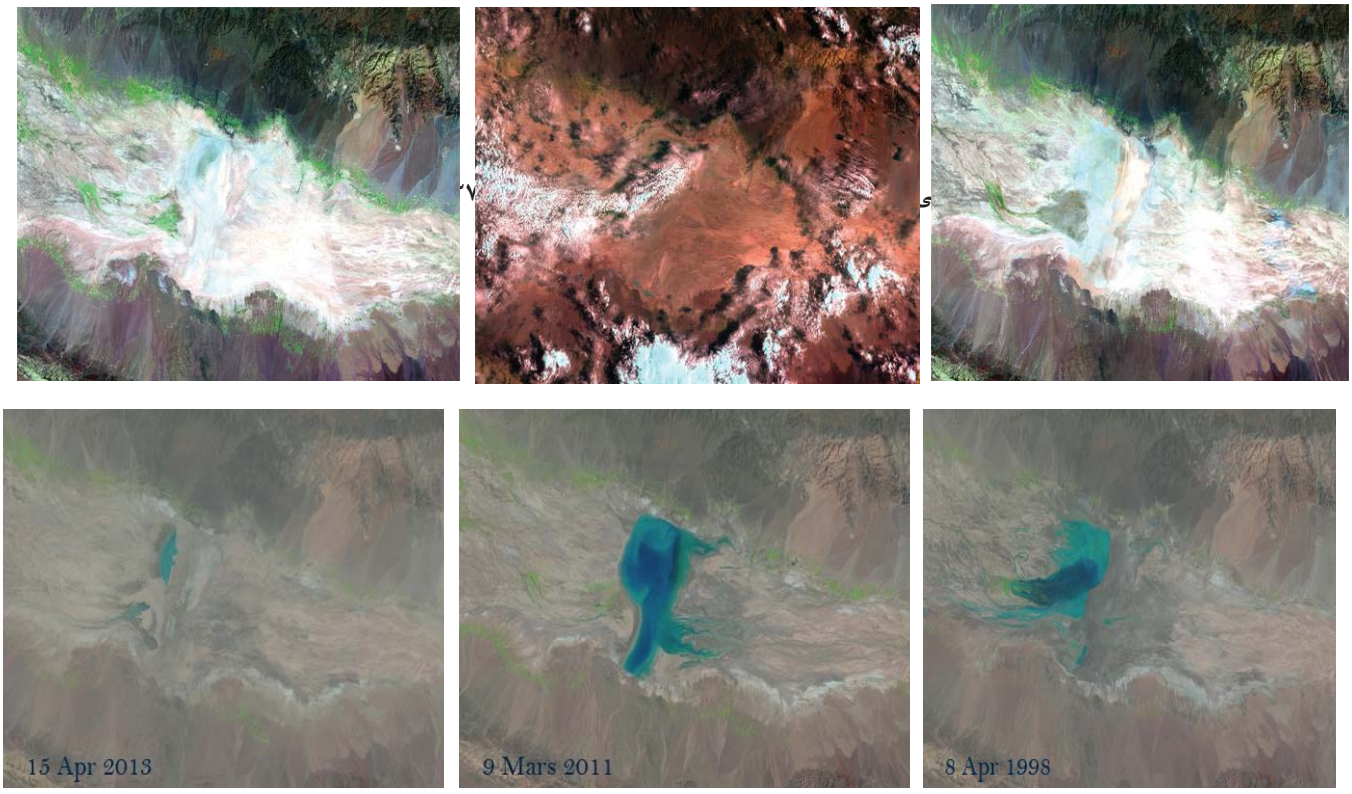
رودهای هلیل و بمپور، سیستم اصلی زهکشی حوضه را تشکیل می دهند که اولی از مغرب و دومی از مشرق به هامون جازموریان منتهی می گردند. در عین حال تعداد زیادی مسیل و آبراهه از کوههای بشاگرد، بزمان و کران به طور جداگانه یا پیوسته بهم به هامون مزبور می پیوندند. این مسیلها عموما خشک بوده و فقط در مواقع سیلابی دارای جریان سطحی می باشند. در این حوضه شبکه زهکشی آبهای سطحی عموما فاقد شاخه بندی متراکم می باشد. لذا در مواقع بارانهای شدید مقدار قابل توجهی جریان سیلابی به سمت نواحی دشتی و کویری جریان یافته و در آنها دریاچه های موقت تشکیل می گردند. بستر این مسیلها عموما پر شیب بوده و رسوبات موجود در آنها قلوه سنگ و شن می باشند.

در حوضه آبریز هامون جازموریان، طغیانها ناشی از بارندگی های توده های مدیترانه ای می باشند که از نیمه دوم پائیز تا نیمه دوم بهار منطقه را تحت تاثیر قرار می دهند. این توده ها که بارش آنها دارای شدت متوسط، ارتفاع کم و دوام زیاد می باشد، قادرند سیلابهای کوتاه مدتی را در ناحیه کوهستانی ایجاد نمایند، که دامنه هیدروگرافشان کم و در دشتها و دامنه ها نیز میزان دبی پیک آنها کمتر می باشد. به طور کلی پتانسیل آبی سازندهای سخت نسبت به آبخوانهای آبرفتی و یا حتی جریانهای سطحی در این حوضه آبریز چندان قابل توجه نمی باشد. مخازن سازند سخت واقع در بخش شمالی و شمال غربی حوضه آبریز به طور نسبی، قابل توجه و مطالعه می باشند.با توجه به افت سطح آب در کلیه آبخوانهای حوضه آبریز پیشنهاد ممنوعیت برای همه آبخوانها و تمدید ممنوعیت آبخوانهای منطقه داده می‌شود.

اطلاعات گردآوری شده از منابع مختلف، تصاویر ماهواره Land Sat از سال۱۹۷۵ تا 2013 میلادی(1352تا 1392 شمسی) می باشد.

ماه	۱۹۷۵	۱۹۷۶	۱۹۷۷	۱۹۸۵	۱۹۸۶	۱۹۸۷	۱۹۸۸	۱۹۹۸	۱۹۹۹	۲۰۰۰	۲۰۰۵	۲۰۰۷	۲۰۰۸	۲۰۰۹	۲۰۱۰	۲۰۱۱	۲۰۱۳	مجموع ابگرفتگی هر ماه
ژانویه		•	•	•		•			•	•			•		•			۸
فوریه		•	•			•		•	•	•	•		•		•			۹
مارس		•	•				•	•	•		•		•		•	•		۹
آپریل		•	•		•	•			•		•		•			•	•	۹
می	•		•			•		•			•		•	•		•		۸
ژوئن						•						•						۲
جولای		•										•						۲
اگوست		•																۱
سپتامبر		•																۱
اکتبر		•																۱
نوامبر		•																۱
دسامبر		•												•				۲
مجموع ابگرفت گی هر سال	۱	۱۰	۵	۱	۱	۵	۱	۳	۳	۲	۲	۲	۵	۲	۲	۳	۱	۵۳

جدول ۱ : خلاصه وضعیت تعداد دوره های آب گرفتگی هامون جازموریان در دوره آماری موجود (۱۹۷۵-۲۰۱۳)



تصویر۳- نمونه ای از شرایط آب گرفتگی هامون جازموریان(از راست به چپ) اواخر فروردین ۱۳۷۷ و اواسط اسفند ۱۳۹۰ و اواخر فروردین ۱۳۹۲

از مهمترین علل و عوامل تهدید تالاب عواملی چون :۱.نبود برنامه آمایشی منسجم برای حوضه آبریز تالاب ۲. احداث فزاینده سد بـر رودخانـه های ورودی به تالاب ۳.بهره برداری مفرط از آب زیرزمینی ۴. تغییرات اقلیمی ۵. افزایش جمعیت ۶. تغییر کاربری اراضـی ۷. کشـاورزی ۸. چـرای مفرط و بی ضابطه احشام می باشـد و از **مهمترین پی آمدهای ناشی از تداوم تهدید تـالاب نیـز** ۱.زوال کیفیـت تـالاب ۲.تـأثیر بـر منـابع آب زیرزمینی ۳. ایجاد اقلیم خشکتر محلی ۴. کمبود آب برای مصارف مختلف ۵. مشکلات اقتصادی، اجتماعی و فرهنگی ۶. کاهش پرندگان آبزی و کنار آبزی ۷.تولید ریزگردهای زیانبار می باشد.

نتیجه گیری

با ادامه روند خشکسالی تالاب و گسترش شوره زارها، تالاب جازموریان به یکی دیگر از کانون های بحرانی فرسایش بادی تبدیل خواهد شد. عوامل بسیاری در انتشار و پایداری ریزگردها در هوا موثرند که از این میان می توان به قطر ذرات و همچنین سرعت باد اشاره کرد.

نتایج تجزیه های آزمایشگاهی انجام شده در محدوده تالاب نشان می دهد که بسیاری از زمین های پست مجاور تالاب و عرصه های حساس به فرسایش بادی، تا بیش از ۵۰ درصد از سیلت و رس تشکیل گردیده اند (ورزبوم.۱۳۷۰). بنابراین نقش اصلی در ایجاد آلودگی هوای ناشی از گرد و غبار بر عهده ذرات سیلت و رس می باشد. (ورزبوم.۱۳۷۰).

چنانچه بر اثر باد شدید ذرات لای ریز یا رس درشت با قطر ۳-۱۰ میلی متر تا ارتفاع ۲۰۰ متری پراکنده شود، سرعت سقوط این ذرات ۴-۱۰ متر در ثانیه است. بنابراین در صورتیکه پس از خاتمه طوفان هوا کاملا ساکن فرض گردد، مدت زمان لازم برای فرو نشستن چنین ذراتی عبارت خواهد بود از: ساعت۵۵۵ = ثانیه۶ ۲×۱۰=۴-۲۰۰/۱۰ لذا عملا ذرات رس را باید همواره شناور در هوا به حساب آورد (ورزبوم.۱۳۷۰).

سرعتهای میانگین یاد شده برای انتقال آلودگی بین مراکز سکونتگاهی و خارج از آن موثر است که با سرعتهای یاد شده، امکان انتقال آلودگی ذرات گرد و غبار بین مراکز سکونتگاهی وجود خواهدداشت. در ارتباط با بروز طوفان های شن و ایجاد گردو غبار درمبدأ (تالاب)، بهتر است سرعتهای

ماکزیمم مطلق مد نظر قرار گیرد سرعت باد لحظه ای برای دوره بازگشت ۵۰ساله نیز برای ایستگاههای میانده جیرفت، کهنوج و ایرانشهر به ترتیب ۳۴، ۴۰ و ۳۱ متر بر ثانیه معادل ۱۳۰، ۱۵۷ و ۱۲۶ کیلومتر بر ساعت تخمین زده شده است (آبخوان.۱۳۸۸). بیشترین طوفان های شن و گرد و غبار در فصول بهار و تابستان بوده است. از طرفی، مطابق اطلاعات موجود، دریاچه در فصول تابستان و پاییز کم آب ترین وضعیت سال را داراست. بنابراین با توجه به وجود خشکی تالاب از یک سو و شدت باد از سوی دیگر، می توان نتیجه گرفت که فصل تابستان، بحرانی ترین فصل از نظر تولید ریزگردهاست. با ادامه روند خشکسالی و با در نظر گرفتن فاکتورهایی نظیر بارش اندک و میزان تبخیر بالا، کاهش روزافزون منابع آب ورودی به تالاب، پوشش گیاهی اندک در محدوده تالاب، شدت فرسایش پذیری بالا در این محدوده، بافت خاک، سرعت و جهت حرکت باد و توزیع زمانی آن و غیره، می توان انتظار داشت که بخش وسیعی از نواحی پیرامون هامون و بویژه در فصل تابستان، در معرض بادهای ویران‌گر نمک قرار بگیرد که مسلماً هزینه‌های سنگینی را در پی خواهد داشت. خشک شدن تالاب جازموریان، نه تنها برای شهرها و روستاهای اطراف واقع در حواشی تالاب، بلکه برای شهرها و بخصوص برای کشورهای همسایه فاجعه‌بار خواهد بود. بادهای فصلی ۱۲۰ روزه نیز که از فلات پامیر و صحاری هرات سرچشمه می گیرد و از سرحد شرقی افغانستان وارد ایران می گردد، در پراکنش و انتقال ریزگردها نقش بسزایی خواهد داشت. با بروز طوفان های شدید، بستر خشک شده تالاب فرسایش یافته و مقادیر زیادی گرد و غبار را به مناطق اطراف آن منتقل می نمایند که باعث بروز انواع بیماری‌های تنفسی و سرطان‌های پوستی و ریوی می گردد. تأثیرات ریزگردها در آینده در صورت تداوم وضع موجود به قرار ، اثرات بهداشتی ، اثرات اجتماعی- اقتصادی و اثرات زیست محیطی است .بدین منظورراهکارهای کنترلی به منظور احیا و بهکرد شرایط محیطی از قبیل ۱- تدوین برنامه آمایشی منسجم برای حوضه آبریز تالاب ۲- حفظ رژیم طبیعی هیدرولوژیکی ورودی به تالاب ۳- ممانعت از اجرای طرح های جدید سدسازی ۴- جلوگیری از برداشت های غیر مجاز ۵- جلوگیری از حفر بی رویه چاههای عمیق و نیمه عمیق ۶- انجام اقدامات آبخیزداری و جلوگیری از هدر رفتن آبهای سطحی ۷- فراهم سازی شرایط کاشت دیم در تالاب ۸- مدیریت کشاورزی (اصلاح شیوه های انتقال آب ، اصلاح شیوه های آبیاری ، اصلاح الگوی کشت ، کاربرد فاضلاب تصفیه شده برای آبیاری ، کنترل چاههای کشاورزی و توقف برداشت از چاههای غیر مجاز ، کاشت محصولات مقاوم به خشکی ، ایجاد پستی و بلندی هایی در تالاب و پاشیدن بذرهای مرتعی سازگار با همان محل ، مدیریت چرا ، تسطیح اراضی ، لزوم انجام مطالعات ارزیابی اثرات زیست محیطی برای کلیه طرحهای در دست اجرا در حوضه و ...) توصیه می شود.

۵ - منابع

- آرمش، محسن؛ دنیادوست، هادی. ۱۳۹۱. تحلیل مکانی خشکسالی یک دهه اخیر در استان خوزستان. سومین همایش ملی مقابله با بیابان زایی و توسعه پایدار تالاب های کویری ایران. ۷ص.
- اداره کل حفاظت محیط زیست استان فارس؛ طرح بین المللی حفاظت از تالابهای ایران. ۱۳۸۸. برنامه مدیریت جامع تالاب پریشان. ۸۰ص.
- اداره کل مطالعات و بررسی های اقتصادی. ۱۳۸۸. خلاصه سیمای آب و هوا، اقلیم و منابع آب استان سیستان و بلوچستان. ۱۹ ص.
- باقر زاده کریمی، مسعود. ۱۳۸۷. الزامات تعیین نیاز آب زیست محیطی تالاب ها. کمیته زیست محیطی سدهای بزرگ ایران (IRCOLD). ۱۲ص.
- بنی اسدی، محسن. ۱۳۸۰. تعیین الگوی زمانی بارش در حوضه آبخیز جازموریان. نخستین همایش آبخیزداری و مدیریت استحصال آب در حوضه های آبخیز. WWW. Civilica.com . ۴ص.
- ویندگان محیط زیست. ۱۳۹۱. مطالعات بررسی اثر خشکسالی بر دشت های آبرفتی آبخوان های کرمان و بردسیر. اداره کل حفاظت محیط زیست استان کرمان. ۱۱۳ص.
- شرکت مدیریت منابع آب ایران، معاونت مطالعات پایه و مدیریت حوضه‌های آبریز، دفتر مطالعات پایه منابع آب. اطلاعات موقعیت چاهها، چشمه ها و قناتها در حوضه آبریز هامون جازموریان، میزان برداشت و تخلیه منابع آب زیرزمینی، اطلاعات وضعیت تغییرات تراز و عمق برخورد به سطح آب زیرزمینی.

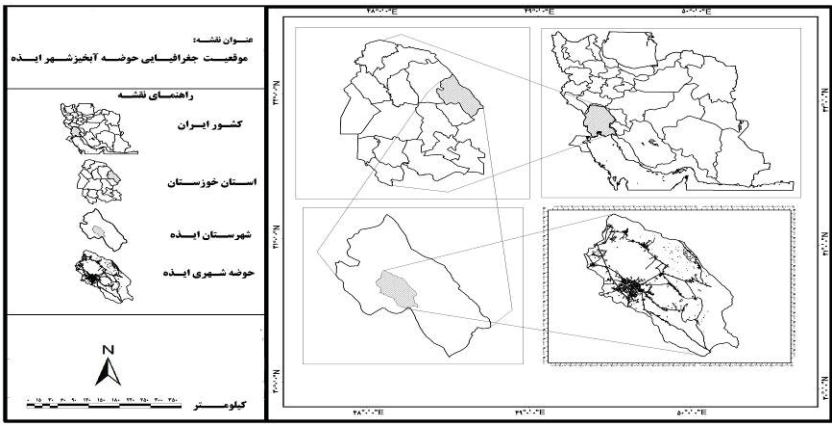
پایش مخاطرات شهری با استفاده از فناوری سیستم اطلاعات جغرافیایی
مطالعه موردی: حوضه‌ی شهری ایذه

معصومه موسوی

کارشناس ارشد ژئومورفولوژی Mosavi14@yahoo.com

۱-مقدمه و منطقه مورد مطالعه

از آن روز که بنیان زندگی انسان بر روی این کره‌ی خاکی بنا نهاده شد. مخاطرات زمینی یکی از اجزاء لاینفک محیط‌های مختلف زندگی بشری بوده؛ سنجش و اندازه گیری مخاطرات زمینی واقع در توسعه فیزیکی یک شهر از مهم‌ترین روش‌های غیر سازه ای و پیش نیاز برنامه های ریزی جلوگیری از وقوع و یا کاهش میزان خسارات وارده بر یک شهر می‌باشد شهرها همواره از مهم‌ترین مراکز سکونتی بشری و کانون مدنیت، رشد و توسعه هستند، توجه به مخاطرات زمینی و یافتن بسترهای بدون مخاطره در راستای کاهش آسیب پذیری جمعیت و ساخت و سازهای آتی امری ضروری است. در این زمینه سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی به عنوان مجموعه ای از نرم افزار ها و سخت افزارها می‌باشند که جهت ذخیره و به‌کارگیری اطلاعات جغرافیایی از آن‌ها استفاده می‌شود این فناوری طی دو دهه‌ی گذشته به سرعت توسعه یافته است به طوری که به عنوان یکی از کاربردی‌ترین دانش‌ها مطرح شده است. [۱] حوضه شهری ایذه با وسعت ۳۴۸/۱۱ کیلومتر مربع در شرق استان خوزستان و جنوب شهرستان ایذه واقع شده است (شکل ۱). دارای اقلیمی معتدل از نوع کوهستانی تا مرطوب است [۷]. به لحاظ تقسیمات زمین ساختی منطقه مورد مطالعه در زون چین خورده‌ی زاگرس قرار دارد. [۵] این شهر در یک دشت مسدود گرابنی شکل گرفته و در محیطی با مخاطرات طبیعی بالقوه در حال توسعه است در طی چند سال اخیر از رشد قابل توجهی برخورد بوده است ولی در توسعه فیزیکی خود با موانعی از قبیل: قرار گرفتن بر روی خطوط گسل‌های فعال، ارتفاعات بلند، شیب نامناسب، نداشتن خروجی مناسب برای آبراهه‌ها و روانه شدن آن‌ها به سمت مرکز شهر، وجود دریاچه‌ها در اطراف شهر، سازندهای نامناسب مواجه است. هدف از این پژوهش بررسی و تحلیل مهم‌ترین مخاطرات زمینی بالاخص مخاطرات ژئومورفولوژیکی در توسعه فیزیکی آتی این شهر می‌باشد؛ لذا به دلیل اهمیت موضوع، این تحقیق با بهره‌مندی از روش‌های متناسب اقدام به بررسی و پهنه بندی مهم‌ترین مخاطرات این منطقه نموده‌ایم تا نتایج آن در برنامه ریزی شهری و محیطی قابل استفاده مسئولین باشد.



شکل (۱) : موقعیت جغرافیایی حوضه آبخیز شهر ایذه

۲-مواد و روش‌ها

این پژوهش بر مبنای، بررسی منابع اسنادی، کارهای میدانی، روش تجربی و با استفاده از نرم افزار سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) و Expert Choice انجام شده است. که به صورت اجمال بدین صورت بوده: ۱-در محدوده‌ی مورد مطالعه ۱۲ لایه اطلاعاتی شامل، ارتفاع توپوگرافی، شیب، سازند، فاصله از گسل، فاصله از آبراهه‌ها، سطح عمق سطح آب زیرزمینی، بارش، کاربری اراضی، طول گسل، جهات شیب شکل حوضه، فراوانی وقوع زمین لرزه مورد استفاده قرار گرفت، هر یک از لایه‌ها به روش زیر تهیه گردید. ۲-ابتدا برای تعیین کردن موقعیت، جغرافیایی و مرز حوضه ی مورد مطالعه ۴ شیت نقشه توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ در محیط ARC GIS ۱۰ زمین مرجع گردید لایه ارتفاع توپوگرافی تحت عنوان مدل رقومی ارتفاعی منطقه (DEM)، با استفاده از رقومی کردن خطوط ارتفاعی تهیه شد. لایه شیب، و جهت شیب با استفاده از لایه مدل

رقومی ارتفاعی محاسبه گردید لایه‌های فاصله از گسل و لیتولوژی با استفاده از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه آسماری و منطقه دهدز تهیه شد، هم چنین از طریق الحاقیه ی، Arc hydroخطوط آبراهه‌ها تهیه شد لایه‌ی عمق سطح آب زیر زمینی با استفاده از داده های پیزومتری چاه‌های دشت ایذه تهیه شد . طول گسل با استفاده از نقشه لیتولوژی و واحد های ژئومورفولوژیکی تهیه گردید. لایه کاربری اراضی منطقه با استفاده از نرم افزار Google Earthتهیه شد.۳- تعیین وزن عوامل موثر در وقوع مخاطرات با استفاده از و Expert Choice صورت گرفت ...(جداول ۱ تا ۳) ۴ - پس از وزن دهی لایه‌ها با استفاده از توابع تحلیلی Spatial Analysis در نرم افزار GIS به روش هم پوشانی نقشه‌ی مخاطرات تهیه شد.

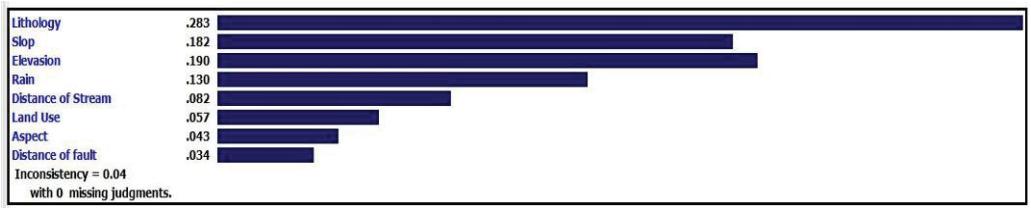
۳-بحث و نتایج

جهت تعیین مناطق مخاطره آمیز و مناسب در توسعه فیزیکی آینده شهر ایذه از تعدادی فاکتور استفاده گردید فاکتورهای مورد استفاده در تعیین پهنه های سیل خیز شامل (بارش، فاصله از آبراهه، شکل حوضه، شیب، سازند، کاربری اراضی، جهت شیب) فاکتورهای مورد استفاده جهت تهیه زمین لغزش شامل: بارش، ارتفاع فاصله از آبراهه، شیب، سازند، کاربری اراضی، جهت شیب و فاصله از گسل؛ و لایه های به‌کاربرده در پهنه بندی زمین لرزه (طول گسل، فاصله از گسل، سازند های زمین شناسی، عمق آب زیر زمینی و فراوانی زمین لرزه های رخ داده در محدوده مورد مطالعه) به کار گرفته شدند. پس از تهیه لایه های مورد نیاز ماتریس مقایسه زوجی مربوط به هر مخاطره، جهت تعیین اهمیت وزن نسبی آن¬ها، تشکیل شد ما آن‌ها را به محیط Expert Choiceانتقال دادیم.

۳-۱ محاسبه وزن یا مقدار اثر بخشی هر یک از عوامل مؤثر در خطر زمین لغزش، سیل، زمین لرزه

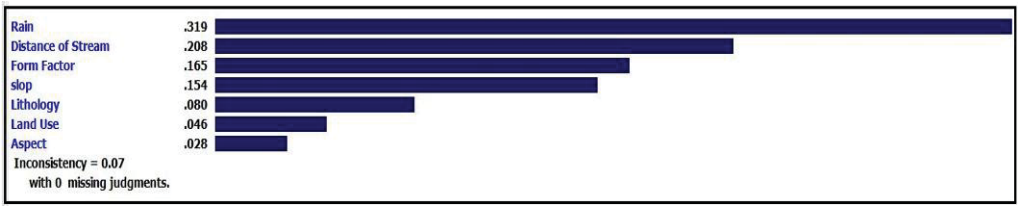
ایجاد ماتریس مقایسه دوتایی در نرم افزارExpert Choice

در این مرحله با استفاده از نرم افزار Expert Choice برای انجام مقایسه زمین لغزش ماتریسی به ابعاد ۸*۸، برای سیل ماتریسی به ابعاد ۷*۷ و برای زمین لرزه ماتریسی به ابعاد ۵*۵ ایجاد شد و معیارهای مختلف دو به دو با هم مقایسه شد. بر اساس روش ساعتی برای محاسبه مقادیر و بردار ویژه ستون‌ها با هم جمع شده و هر سلول بر جمع ستون مربوطه تقسیم می‌شود تا جدول نرمالایزه شود. سپس میانگین سطرهای جدول نرمال شده به عنوان وزن نسبی (نهایی) محاسبه می‌شوند [۶] در میان عوامل تأثیرگذار در ایجاد زمین لغزش بیشترین تأثیر را سازند زمین‌شناسی و ارتفاع به ترتیب با وزن ۰/۲۸۳ و ۰/۱۹۰ داشته‌اند و عامل فاصله از گسل ۰/۰۳۴.کمترین وزن را به خود اختصاص داده است (**شکل ۲**).عدد حاصله برای شاخص سازگاری (CR) در ماتریس حاصله برابر .۰/۰۴ می‌باشد که نشان دهنده‌ی سطح قابل قبول از نتایج وزن دهی می‌باشد. شاخص سازگاری (CR) در ماتریس حاصله برای سیلاب برابر با ۰/۰۷ می‌باشد در میان عوامل تأثیر گذار در ایجاد سیل بیشترین تأثیر وزن را عامل بارش و فاصله از آبراهه‌ها به ترتیب با وزن ۰/۳۱۹ و ۰/۲۰۸ به خود اختصاص داده‌اند و عامل جهت شیب با وزن ۰/۰۲۸ کم‌ترین تأثیر را داشته است (شکل ۳) شاخص سازگاری (CR) برای زمین لرزه در ماتریس حاصله برابر با ۰/۰۴ می‌باشد که نشان دهنده‌ی سطح قابل قبولی از نتایج وزن دهی می‌باشد عامل طول گسل و فاصله از گسل به ترتیب با داشتن وزن‌های ۰/۴۵۲ و ۰/۲۶۲ مهم‌ترین معیارهای تأثیر گذار در فرآیند وقوع زمین لرزه در منطقه محسوب می‌شوند (شکل ۴)

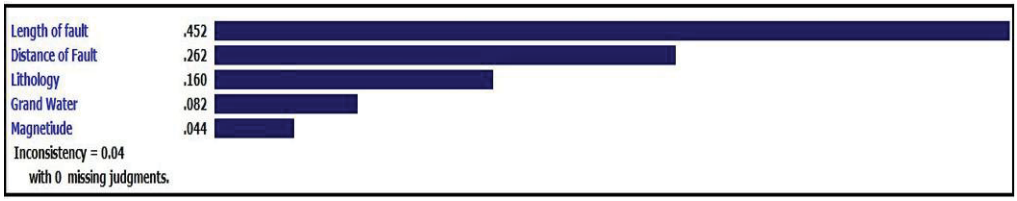


شکل (۲) : محاسبه وزن نسبی معیارهای مؤثر در وقوع زمین لغزش در نرم افزارExpert Choice (منبع: نگارنده، ۱۳۹۲).

.

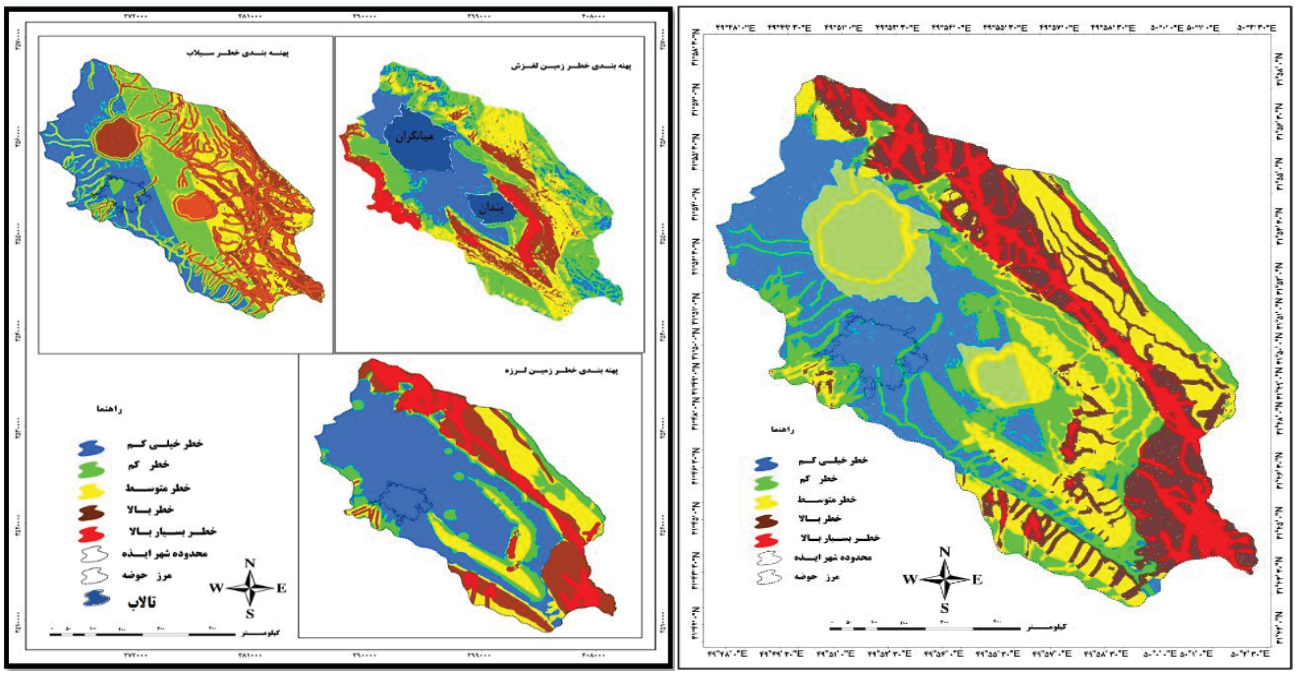


شکل (۳) : محاسبه وزن نسبی معیارهای مؤثر در وقوع سیلاب در نرم افزار Expert Choice (منبع: نگارنده، ۱۳۹۲).



شکل (۴) : محاسبه وزن نسبی معیارهای مؤثر در زمین‌لرزه در نرم افزار Expert Choice (منبع: همان، ۱۳۹۲).

. بعد از آماده سازی و یکسان سازی لایه‌ها (Reclassify) و مشخص کردن تعداد کلاس‌ها و وزن نسبت داده شده به هر کلاس ونیز تعیین وزن نهایی هر لایه داده ها را به مدل وارد کردیم خروجی حاصل از مدل فوق تهیه نقشه های مربوط به هر مخاطره به طور جداگانه بود سپس از طریق مجموعه سه نقشه، نقشه نهایی مربوط به کل مخاطرات در توسعه آتی شهر ایذه تهیه شده است (شکل ۵) در مخاطره زمین لغزش عامل ارتفاع و سازند بیشترین نقش را وقوع زمین لغزش‌های این منطقه دارا هستند سازند آسماری با داشتن لایه‌های متناوب سست و سخت با جذب رطوبت متورم شده بروی لایه های سخت حالتی خمیر مانند یافته در نتیجه زمینه بسیار مساعدی در بین سایر سازندها برای لغزش دارد. بیشترین نواحی ارتفاعی مستعد لغزش خطوط بین ۹۰۰ تا ۱۵۰۰ متر در منطقه است که به دلیل داشتن شیب بسیار مساعد جهت لغزش (۱۵ تا ۲۵ درصد) دارای پتانسیل بسیار بالایی هستند 19کیلومتر از محدود مورد مطالعه در پهنه خطر بسیار بالای زمین لغزش قرار دارد. تحلیل‌های مربوط به نقشه سیلاب بیانگر این است که عمده‌ترین عامل در وقوع سیل خیزی منطقه بارش‌های سیل آسا در فصول زمستان و بهار هستند که با ریزش ناگهانی در یک روز بارشی در حدود ۵۰۰ میلی متر در طی زمان چند ساعت و داشتن شیب بسیار کم (کمتر از ۲ درصد) در مرکز حوضه زمینه تشدید سیل را در اطراف شهر و خصوصاً دریاچه بندان را مساعد ساخته است. بررسی حاصل از نقشه زمین لرزه در منطقه نشان می‌دهد که اساسی‌ترین عامل در بروز خطر زمین لرزه در منطقه مربوط به گسل‌های با طول بیش از ۱۵ کیلومتر می‌باشند. نواحی شمالی و جنوب شرق حوضه از مخاطره آمیز تر ین مناطق در برابر زمین لرزه هستند در حدود ۱۱ درصد منطقه مورد مطالعه در معرض خطر بالا تا بسیار بالای زمین لرزه قرار دارد. یافته های حاصل از نقشه مخاطرات ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه بیانگر این است که نواحی شمالی تا شمال شرق و جنوب شرق حوضه منطقه با ریسک بسیار بالا در توسعه آتی شهر ایذه هستند بر طبق این نقشه ۳۲.درصد منطقه در معرض خطر بالا تا بسیار بالا ۲۲ درصد در معرض خطر متوسط و ۴۶ درصد در معرض خطر کم تا قرار دارد لذا بر طبق محاسبات صورت گرفته و پژوهش‌های میدانی نواحی شمال غربی و مرکز حوضه و بخشی از نواحی غربی پهنه های با خطر نسبتاً کم تا کم جهت گسترش بهینه در توسعه آتی شهر ایذه هستند.



شکل (۵) : **نقشه مخاطرات حوضه شهری ایذه (منبع:نگارنده، ۱۳۹۲).**

۴-نتیجه گیری

هدف اصلی در این پژوهش تحلیل و پهنه بندی سه مخاطره زمینی (سیل، زمین لغزش، زلزله) در توسعه فیزیکی حوضه آبخیز شهر ایذه با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی بوده است این حوضه یک حوضه مخاطره آمیز به لحاظ مخاطرات طبیعی می‌باشد که بخش زیادی از آن در معرض خطر سیل، زمین لغزش و زمین لرزه می‌باشد. ساختار ویژه این منطقه به صورت یک دشت گرابنی است که به لحاظ تکتونیکی یک ناحیه فعال محسوب می‌شود، تناوب سازندهای سست و سخت در منطقه شیب‌های تند تراکم آبراهه‌ها و جود گسل‌های طولانی بارش‌های سیل آسای ناگهانی هر کدام از این عوامل سبب شده که با همراهی همدیگر این منطقه را در زمره حوضه‌های با مخاطره‌ی بالا قرار. بیشترین تجمع مخاطرات در نواحی شرقی و جنوب شرقی و بخشی از نواحی غربی حوضه می‌باشد که به عنوان محدودیت در توسعه فیزیکی شهر ایذه محسوب می‌شوند. یافته های حاصل از نقشه مخاطرات ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه بیانگر این است که نواحی شمالی تا شمال شرق و جنوب شر ق حوضه منطقه با ریسک بسیار بالا در توسعه آتی شهر ایذه هستند بر طبق این نقشه ۳۲ درصد منطقه در معرض خطر بالا تا بسیار بالا ۲۲ درصد در معرض خطر متوسط و ۴۶ درصد در معرض خطر کم تا قرار دارد.

۵- منابع:

[۱] خسروی، یونس، جباری، محمدکاظم، **مبانی سامانه های اطلاعات جغرافیایی (GIS) و خود آموز ARC GIS10**، نشر کلک آذر، چاپ دوم، ۱۳۹۰

[۲] سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، **نقشه توپوگرافی** ۱:۵۰۰۰۰ شهر ایذه، سری 753 k، برگ I 59531. شهر باغ‌ملک، سری 753 k، برگ 5953 II. شهرک شیوند، سری 753 k، برگ III 6053. کی مقصودی، سری 753 k، برگ IV۶۰۵۳ . ، ۱۳۹۰

[۳] سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، **نقشه زمین شناسی** ۱۰۰۰۰۰: ۱ دهدز، ۱۳۸۷

[۴] شرکت ملی نفت، **نقشه زمین شناسی** ۱۰۰۰۰۰: ۱ کوه آسماری، سری W825، برگ E ۲۰۸۲۵ . ، ۱۳۴۵

[۵] علایی طالقانی، محمود، **ژئومورفولوژی ایران**، نشر قومس، صفحه ، ۱۳۸۴،۱۵۵

[۶] قدسی پور، سید حسن، ، **فرآیند تحلیل سلسله مراتبی AHP**، چاپ نهم، تهران: انتشارات دانشگاه صنعتی امیر کبیر (پلی تکنیک تهران) ، ۱۳۹۰

[۷] موسوی، معصومه، ، **تحلیل فضایی مخاطرات ژئومورفولوژیکی در توسعه فیزیکی حوضه‌ی آبخیز شهر ایذه با بهره‌مندی از مدل‌های چند معیاره (MCDM)**، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، دانشکده علوم انسانی، صفحات۱۶۲، ۱۳۹۲

مقایسه تغییرات دبی حوضه‌های کنگیر و آب شیروان به سبب تأثیر ویژگی‌های مورفومتریک

[۱] مجتبی یمانی، [۲] پریسا پیرانی، [۳] فاطمه مرادی‌پور، [۴] عارفه شعبانی عراقی

[۱] دانشیار دانشکده جغرافیا دانشگاه تهران، myamani@ut.ac.ir

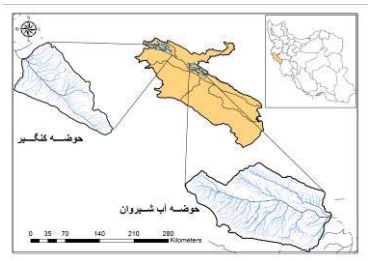
[۲] دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، p.pirani@ut.ac.ir

[۳] دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، fatememoradipour@yahoo.com

[۳] دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، A.shabani@ut.ac.ir

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

در یک حوضه آبخیز بین وقایع هیدرولوژیک با ساختار فیزیکی و شرایط اقلیمی حاکم بر آن ارتباط وجود دارد؛ به عبارت دیگر عوامل فیزیوگرافی یا مورفومتری به همراه عوامل اقلیمی هسته اصلی واکنش‌های هیدرولوژیک حوضه‌های آبریز هستند. بررسی عوامل مورفومتری حوضه تاثیر گذار بر چگونگی جریان و تخلیه رواناب حاصل از بارش مستقیم است و مقایسه حوضه‌هایی که دارای شرایط اقلیمی یکسان هستند این امر را به وضوح نشان می دهد. مقادیر خصوصیات هندسی برای هر حوضه نسبتا ثابت بوده و نشان دهنده وضع ظاهری حوضه است. به سبب همبستگی بین آن‌ها و رواناب حوضه، در مورد حوضه‌هایی که در آن‌ها داده‌های اندازه‌گیری دبی وجود ندارد می‌توان از این روابط استفاده نمود و مقدار رواناب یا شدت سیلاب را تخمین زد. خصوصیات مهم ژئومتری حوضه عبارتند از: مساحت، محیط، طول آبراهه اصلی، طول حوضه، شکل حوضه، عرض متوسط حوضه، شیب حوضه، ارتفاع حوضه، پستی و بلندی، عرض مستطیل معادل و زمان تمرکز (علیزاده، ۱۳۸۵). بررسی این خصوصیات مبنای بسیاری از کارهای هیدرولوژی بخصوص برای مقاصد پهنه بندی سیل و فرسایش و رسوب حوضه و ... بوده است. پارامترهای کمی حوضه های زهکشی ومخروط افکنه های وابسته به آنها اطلاعات با ارزشی در مورد نوزمین ساخت در اختیار ما قرار می‌دهد (Hermas & et al, 2010). خیری‌زاده اروق (۱۳۹۰) دامنه‌های جنوبی سهند و سبلان را از نظر تأثیر ویژگی‌های مورفومتری در سیل‌خیزی آن‌ها مورد مقایسه قرار داده است. روحانی و همکاران (۱۳۸۳) تأثیر مهمترین عوامل مورفومتری و اقلیمی را در دبی اوج شرق و شمال شرق ایران مورد بررسی قرار دادند. امیدوار و همکاران (۱۳۸۹) با استفاده از تحلیل عاملی و خوشه‌ای ۲۸ پارامتر فیزیکی، اقلیمی، نفوذپذیری، پتانسیل سیل‌خیزی حوضه کنجانچم را مورد پهنه‌بندی قرار داده است. فرجزاده و نصرتی (۱۳۸۳) داده‌های فیزیوگرافی، اقلیمی و محیطی را برای پهنه‌بندی حساسیت سیل‌خیزی گاوه‌رود مورد استفاده قرار داده‌اند. کردپور (۱۳۸۶) و اکبری (۱۳۷۶) تأثیر خصوصیات مورفومتری را همراه با سایر ویژگی‌های حوضه در فرسایش و رسوب بررسی کرده‌اند. در این پژوهش هدف بررسی تأثیر عوامل مورفومتری حوضه‌ها در دبی آنها و مشخص نمودن مؤثرترین این عوامل در ایجاد دبی متفاوت دو حوضه است. دو حوضه کنگیر و آب شیروان در شرایط اقلیمی مشابهی و از یک عرض جغرافیایی یکسان انتخاب شده‌اند تا تأثیر پارامترهای فیزیکی بر دبی آن‌ها سنجیده شود زیرا چگونگی جریان و تخلیه رواناب حاصل از بارش مستقیم به عوامل مورفومتریک حوضه بستگی دارد. حوضه های آبریز رودخانه آب شیروان و کنگیر جزء حوضه‌های استان ایلام است. حوضه رودخانه کنگیر در جنوب شرق شهرستان ایوان قرار دارد، جهت جریان آن از جنوبشرق به شمالغرب است و از سمت غرب از مرز ایران خارج می شود (محمودی وهمکاران ،۱۳۸۶). حوضه رودخانه آب شیروان در شهرستان شیروان چرداول قرار دارد و به همراه رودخانه چرداول مهمترین جریانات دائمی حوضه هستند، جهت جریان آن از شمالغرب به جنوب شرق و در نهایت به رودخانه سیمره می‌رسد. شکل ۱ موقعیت دو حوضه را نشان می‌دهد.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضه‌های مورد مطالعه در غرب کشور

مواد و روشها

در این پژوهش پس از مطالعات کتابخانه‌ای ابتدا دو رودخانه کنگیر و آب شیروان که دارای ایستگاه هیدرومتری بودند، انتخاب شدند، سپس با استفاده از مدل رقومی ارتفاع (DEM) شبکه زهکشی حوضه‌های آبریز با استفاده از نرم‌افزار ARC HYDRO در محیط GIS استخراج گردید و همچنین بررسی‌ها ازطریق نقشه‌های توپوگرافی ۱.۵۰ ۰۰۰ و زمین شناسی ۱.۱۰۰ ۰۰۰ ،اطلاعات مورفومتری از طریق معادلات و محاسبات ویژه پارامترهای مورفومتری، ضرایب شکل حوضه و مستطیل معادل، خصوصیات شبکه آبراهه، شیب و ارتفاع و زمان تمرکز در محیط EXCEL و محاسبات مربوط به زمان تمرکز با استفاده از نرم‌افزار SMADA انجام گردید. با در نظر گرفتن اقلیم مشابه برای دو حوضه تأثیر پارامترهای فیزیکی فوق به صورت مقایسه‌ای دررابطه با دبی حوضه‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. به این صورت که دو حوضه در موارد ذکرشده مقایسه شدند و پارامتری که بیش از همه در این دو متفاوت بود تأثیرگذار تلقی شد و با دبی سال‌های مشترک حوضه‌ها ارزیابی شد.

یافته ها و بحث

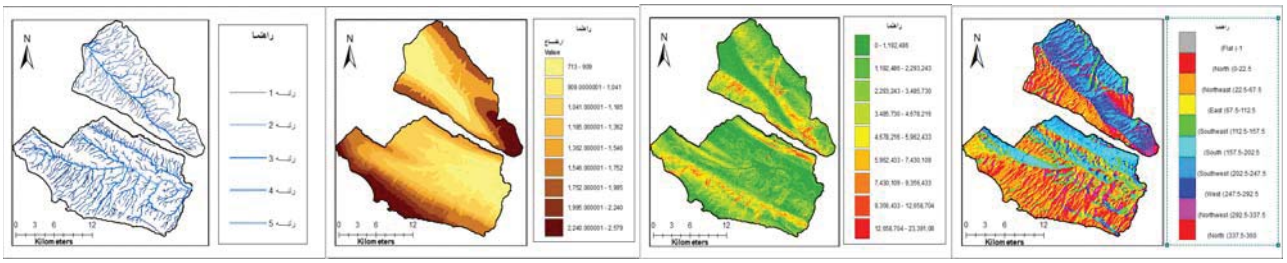
با یکسان فرض نمودن سایر ویژگی‌های حوضه (مانند شیب، نفوذپذیری و..) هرچه سطح حوضه بزرگتر باشد، میزان رواناب‌ها در واحد سطح کمتر خواهد بود، زیرا در حوضه بزرگتر، تجمع آب در زمان طولانی‌تری صورت خواهد گرفت (زاهدی و خطیبی، ۱۳۸۷). محیط و مساحت و عرض حوضه آب شیروان تقریبا دو برابر حوضه کنگیر است اما طول دو حوضه بهم نزدیک است. تأثیر شکل حوضه بر رواناب سطحی و هیدروگراف سیل محرز است (علیزاده، ۱۳۸۵). در حوضه گرد برخلاف کشیده زمان کمتری طول می‌کشد تا آب به خروجی حوضه برسد. محاسبه ضرایب شکل حوضه به روش‌های مختلف علارغم وجود تفاوت‌ها، نشان داد که دو حوضه جزو حوضه‌های کشیده به شمار می‌آیند و مقایسه مستطیل معادل حوضه‌ها بیانگر این مطلب است که با وجود عرض برابر، طول مستطیل معادل حوضه آب شیروان دو برابر بیشتر از حوضه کنگیر است که نشان می‌دهد آب در حوضه آب شیروان در طول زمان مسیر طولانی‌تری طی کند تا از انتهایی‌ترین نقطه به قسمت خروجی برسد. مقادیر پارامترهای دخیل در دبی پس از محاسبه مورد مقایسه و سپس ارزیابی قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱. پارامترهای مورفومتریک محاسبه شده برای حوزه‌های مورد مطالعه

تفسیر	حوضه آب شیروان	حوضه کنگیر	خصوصیات حوضه	
بین ۱۰۰تا۱۰۰۰ کیلومترمربع = حوضه با اندازه متوسط	۲۳۵/۴	۱۲۲/۹۷	مساحت(کیلومترمربع)	وسعت حوضه
محیط توپوگرافیک = طول خط تقسیم آب حوضه	۹۴/۳۵	۵۳/۹۱	محیط(کیلومتر)	
طول مسیر آبراهه اصلی	۲۴/۳۳	۲۰/۲۱	طول حوضه(کیلومتر)	
پهنای حوضه در قسمت میانی	۱۴/۱۹	۶/۹۸	عرض حوضه(کیلومتر)	
۱ ، کمتراز ۱ کشیده=حوضه مربع	۰/۳۹	۰/۳	ضریب هورتون	ضرایب شکل حوضه و مستطیل معادل
۱ ، بیشتراز۱.۱۲ کشیده=حوضه دایره	۱/۷۲	۱/۳۶	ضریب گراویلیوس	
۱، بیشتر از ۱ کشیده=حوضه مربع	۱/۷۱	۲/۹	ضریب طول به عرض	
۱، کمتراز۱ کشیده=حوضه دایره	۰/۳۳	۰/۰۶	ضریب میلر	
۱، کمتراز۱ کشیده=حوضه دایره	۰/۵۵	۰/۵۸	ضریب شیوم	
۱، بیشتراز۱ کشیده=حوضه دایره	۱/۵۸	۱/۸۲	فاکتور شکل واحد	
۱، بیشتراز۱ کشیده=حوضه دایره	۰/۶۳	۰/۸۳	ضریب چورلی، مالم، پاگوزریشی	
مقایسه حوضه با یک مستطیل فرضی وقتی(ضریب گراویلیوس بیشتر از۱.۱۲)	۴۱/۴۶	۲۱/۹	طول مستطیل معادل(کیلومتر)	
	۵/۶۴	۵/۷۵	عرض مستطیل معادل(کیلومتر)	
۱، ۳-۱ سینوسی، بیشتر از ۳ الگوی پیچان دار=الگوی مستقیم	۱/۲	۱/۲۲	)Ciشاخص سینوسیته کانال(	خصوصیات شبکه آبراهه
مجموع طول آبراهه درجه ۱،۲،۳...	۵۰۶/۶۵	۲۲۸/۶	مجموع طول آبراهه ها	
طول رود از خروجی تا دورترین قله	۲۸/۸۲	۲۳/۷۹	طول آبراهه اصلی(کیلومتر)	
نسبت طول تمام آبراهه ها به مساحت	۲/۱۵	۱/۸۶	تراکم زهکشی	
محاسبه شده در محیط GIS	۲/۵	۲/۳	شیب متوسط حوضه(درصد)	شیب و ارتفاع
نسبت اختلاف ارتفاع آبراهه به طول آن	۴/۷	۵/۳	شیب آبراهه اصلی(درصد)	
محاسبه شده در محیط GIS	۱۳۵۴	۱۶۳۰	ارتفاع متوسط حوضه(متر)	
مناسب حوضه باطول حداکثر ۵۰۰ متر	۳/۸۶	۳/۴۵	زمان تمرکز(معادله کربای)	زمان تمرکز(ساعت)
زمان تمرکز بر حسب ساعت	۲/۸۴	۲/۳۶	زمان تمرکز(معادله کرپیچ)	
زمان تمرکز بر حسب ساعت	۳/۸۶	۳/۴۵	زمان تمرکز(معادله برانس بای- ویلیامز)	
زمان تمرکز بر حسب ساعت	۴/۱۲	۳/۶۲	زمان تمرکز(سازمان هوانوردی)	

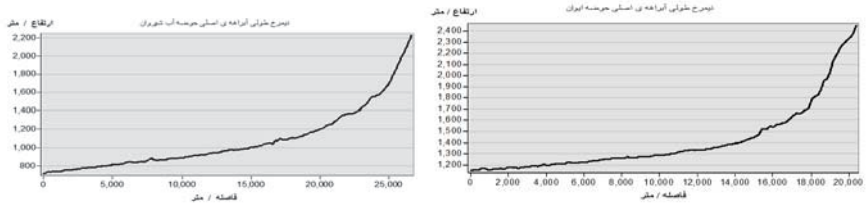
تراکم شبکه رودخانه منعکس کننده بیلان بین نیروهای فرسایشی و مقاومت سطح زمین است. معمولا تراکم زهکشی بیشتر در یک حوضه به معنای نفوذ کمتر و جریان بیشتر آب است و می‌تواند تاحدودی بیان کننده دبی بالاتر باشد. میزان تراکم زهکشی حوضه آب شیروان بالاتر بوده که اطلاعات لیتولوژی، پوشش گیاهی و

شبکه زهکشی نیز در تفسیر آن استفاده شد. ارتفاع حوضه نسبت به سطح دریا نشان دهنده موقعیت اقلیمی آن حوضه است که نقش مهمی در مقدار و نوع ریزش‌های جوی، وضعیت پوشش گیاهی، تبخیر و تعرق و در نهایت دبی حوضه دارد (مهدوی، ۱۳۷۱). در مجموع متوسط ارتفاع حوضه کنگیر بیشتر از حوضه آب شیروان است. علاوه بر ارتفاع، شیب سطح حوضه‌های آبخیز نیز تأثیر زیادی در رفتار هیدرولوژیکی آن‌ها و رواناب سطحی ناشی از بارندگی دارد. سرعت و حرکت جریان‌های سطحی به طور مستقیم به شیب توپوگرافی بستگی دارد. با افزایش شیب انرژی جنبشی حرکت آب در سطح زمین زیاد می‌شود و در نتیجه میزان نفوذ آب در خاک کاهش یافته و رواناب سطحی افزایش می‌یابد همچنین با افزایش شیب حوضه زمان تمرکز کاهش می‌یابد (نجمایی، ۱۳۶۹). جهت شیب نیز از نظر تأثیر گذاری در دریافت نور بیشتر برای دامنه‌های رو به جنوب و ایجاد تفاوت‌های محلی حائز اهمیت است. دامنه های رو به جنوب دارای رطوبت کمتر و پوشش کمتر می باشند و دامنه های شمالی برف ماندگاری بیشتر دارد و مرطوب تر هستند. مقایسه دو حوضه نیز شرایط مرطوبتر را برای دامنه شمالی نشان می دهد. در حوضه کنگیر شیب‌ها بیشتر رو به جنوب هستند و شیب‌های شمالی از وسعت کمتری برخوردارند اما در حوضه آب شیروان بیش از نصف حوضه شیب‌ها شمالی هستند که همین شرایط نیز در رطوبت بیشتر تأثیر گذار است و می‌تواند دبی حوضه را نیز تحت تأثیر قرار دهد (شکل ۲).



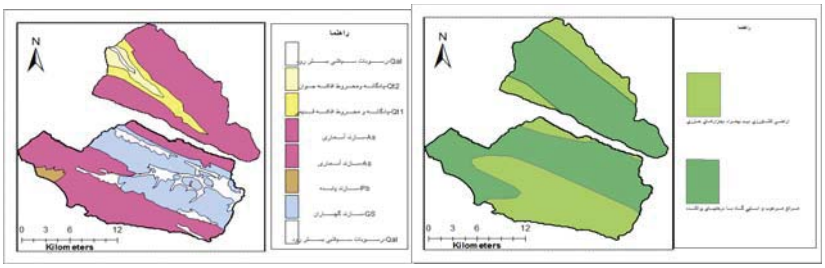
شکل ۲. به ترتیب از سمت راست نقشه جهت شیب، شیب، ارتفاع و تراکم زهکشی حوضه‌های مورد مطالعه

با وجود اختلاف ارتفاع بیشتر حوضه آب شیروان نسبت به کنگیر، متوسط شیب دو حوضه به هم نزدیک است و تفاوت اندکی را نشان می‌دهد به همین دلیل بایستی شیب آبراهه اصلی را نیز در بررسی ها در نظر بگیریم، زیرا شیب رودخانه ی اصلی کنترل کننده سرعت جریان در مسیر رودخانه است و میزان تخلیه و ذخیره از حوضه در رابطه با شیب رودخانه اصلی است. شیب های زیاد باعث ایجاد اوج های بالا در هیدروگراف می‌شوند(زاهدی و خطیبی، ۱۳۸۷). شیب آبراهه محاسبه شده برای حوضه کنگیر ۰.۶ بیشتر از آب شیروان است که بیانگر سرعت بیشتر جریان و در نتیجه تخلیه سریعتر رواناب حوضه است (شکل ۳).



شکل ۳. نیمرخ طولی آبراهه اصلی حوضه‌های مورد مطالعه

از شروع رواناب تا زمانی که دبی به مقدار ثابت خود می رسد، مدتی به طول می‌انجامد که آن را زمان تمرکز می‌گویند (علیزاده، ۱۳۸۵). روش‌های محاسبه زمان تمرکز متعددند، شاید یکی از کاربردی‌ترین آن‌ها روش کرپیچ باشد. (زاهدی و خطیبی، ۱۳۸۷). زمان تمرکز به روش کربای برای حوضه کنگیر کوتاه‌تر است اما با توجه به این که طول حوضه‌ها از ۵۰۰ متر بیشتر است ممکن است زمان تمرکز بدست آمده با این روش چندان قابل اعتماد نباشد به این دلیل از سایر روش‌ها برای تکمیل آن استفاده شد. نتایج در سایر روش‌های محاسبه زمان تمرکز نیز مدت کوتاه‌تری را برای حوضه کنگیر نشان می‌دهد (جدول ۱).



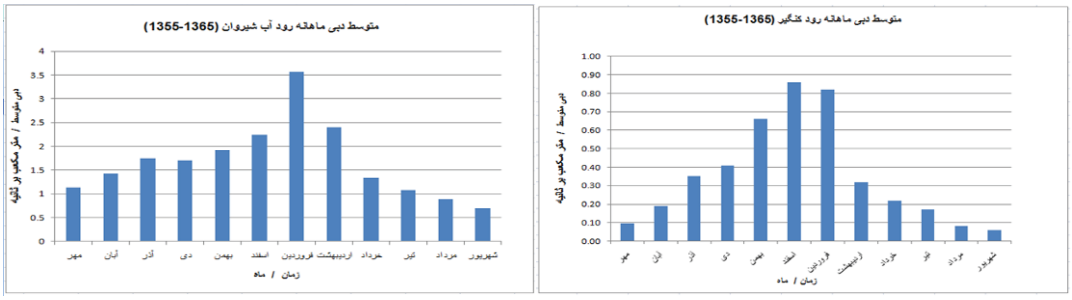
شکل ۴. نقشه پوشش گیاهی و زمین‌شناسی حوزه‌های مورد مطالعه

از نظر خصوصیات زمین شناسی بخش وسیعی ازسازندهای تشکیل دهنده دو حوضه از آهک آسماری می باشد که جزو سازنهای سخت است و دارای درز و شکاف فراوان است (درویش زاده، ۱۳۸۳). در نتیجه با وجود شرایط مناسب برای تراکم زهکشی بالادر چنین مناطقی معمولا تراکم کاهش می‌یابد و جریانات زیر سطحی

غنی هستند. علاوه بر این در کمتر از نیمی از حوضه آب شیروان سازند گچساران برونزد دارد که نسبت به آسماری نفوذپذیری پایین تری دارد و تراکم زهکشی بیشتر و رواناب بیشتری تولید می‌کند از دیدگاه هورتون تراکم زهکشی بالا منعکس کننده عکس العمل سریعتر و تراکم پایین تر بیان کننده عکس العمل کند حوضه نسبت به بارندگی‌ها است (زاهدی و خطیبی، ۱۳۸۷). پوشش گیاهی دو حوضه نسبتاً مشابه است (شکل۴).

نتیجه گیری

مقادیر ضرایب شکل دو حوضه تقریبا برابر و بیانگر کشیده بودن شکل حوضه‌ها است، از نظر شیب و ارتفاع متوسط، حوضه کنگیر و در مورد خصوصیات مورفومتری و زمان تمرکز، حوضه آب شیروان مقادیر بالاتری داشته است. میزان تراکم زهکشی حوضه آب شیروان بالاتر بوده است. با این وجود، تفاوت‌ها در اکثر پارامترهای محاسبه شده جزئی بوده و دو حوضه جز درمورد مورفومتری (مساحت، محیط) و مستطیل معادل تفاوت قابل توجهی نشان نمی‌دهند. با توجه به اینکه میانگین دبی در دوره زمانی ۱۰ ساله مشترک دو ایستگاه در حوضه آب شیروان حدود ۴ برابر کنگیر بوده، می‌توان چنین نتیجه گرفت که مهم‌ترین عامل فیزیکی مؤثر در دبی بالاتر آب شیروان، مساحت آن می‌باشد که حدودا دو برابر حوضه کنگیر است. خصوصیات فیزیوگرافی حوضه بیانگر میزان بالاتر دبی برای حوضه آب شیروان نسبت به حوضه کنگیر می‌باشند، مقایسه این ارقام و اطلاعات با میزان دبی متوسط سالانه و ماهانه حوضه‌های ذکرشده نیز این مطلب را تأیید می‌کند. به منظور مقایسه بهتر، آمار دبی ماهانه یک دوره مشترک ۱۰ ساله ایستگاه هیدرومتری دو حوضه به صورت نمودار در زیر آورده شده است (شکل ۵).



شکل ۵. نمودار دبی ماهانه ایستگاه‌های حوضه‌های مطالعاتی

مراجع

۱. اکبری، غلامرضا، هیدروژئومورفولوژی رودخانه قلعه نو با تأکید بر فرسایش و رسوب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۸۶.

۲. خیری زاده اروق، منصور، مقایسه ویژگی‌های مورفومتری حوضه‌های زهکشی در سیل‌خیزی آن‌ها (مطالعه موردی: دامنه‌های جنوبی سهند و سبلان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۹۰.

۳. روحانی، حامد؛ محسنی ساروی، محسن؛ ملکیان آرش، تعیین مهمترین فاکتورهای اقلیمی و مورفومتری مؤثر بر دبی اوج و ارائه مدل رگرسیون در شرق و شمال شرق ایران، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی ، سال ۱۱، شماره ۳، ۱۳۸۳.

۴. زاهدی، مجید؛ بیاتی خطیبی، مریم، هیدرولوژی، انتشارات سمت، ۱۳۸۷.

۵. علیزاده، امین، اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۱۳۸۵.

۶. فرجزاده، منوچهر؛ نصرتی، عبدالله، پهنه‌بندی حساسیت سیل‌خیزی حوضه آبریز گاوه‌رود با استفاده از GIS، ۱۳۸۳.

۷. کردپور، فرشاد، هیدرولوژی رودخانه رازآور با تأکید بر فرسایش و رسوب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۸۶.

۸. محمودی، فرج‌الله؛ یمانی، مجتبی؛ بهرامی، شهرام، ارزیابی مدل هیدروگراف واحد لحظه‌ای ژئومورفولوژیکی در حوضه آبخیز کنگیر (ایوان غرب)، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، شماره ۶۰، ص ۱۴-۱، ۱۳۸۵.

۹. مهدوی، محمد، هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران، ۱۳۷۱.

۱۰. نجمایی، محمد، هیدرولوژی مهندسی، انتشارات دانشگاه علم و صنعت، جلد دوم، ۱۳۶۹.

11. Hermas, E. A., Abou El-Magd, I. H., & Saleh, A. S., Monitoring the Lateral Channel Movements on the Alluvial Fan of Wadi Feiran Drainage Basin, South Sinai, Egypt using Multi-Temporal Satellite Imagery, Journal of African Earth Sciences, Vol. 58, No. 1, PP. 89, 2010.

طبقه‌بندی الگوی رودخانه‌ای براساس روش راسگن (مطالعه موردی رودخانه نعمت‌آباد استان همدان)

امیر کرم[۱]، امیر صفاری[۲]، پرویز ضیائیان[۳]، سمیه بابایی زاده[۴]*، پروانه مجیدی[۵]

[۱]دانشیار دانشگاه خوارزمی تهران aa_karam@yahoo.com

[۲]دانشیار دانشگاه خوارزمی تهران safari@khu.ac.ir

[۳]دانشیار دانشگاه خوارزمی تهران p.zeaiean@gmail.com

[۴]دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی تهران(نویسنده مسئول) sbabaei1367@yahoo.com

[۵]دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه خوارزمی تهران pmajidi85@yahoo.com

۱. مقدمه :

رودخانه‌ها شریان‌های حیاتی هر کشور می‌باشند که علاوه بر کاربردهای فراوانی که در جوامع بشری دارد، گاهی دارای مخاطراتی نیز می‌باشد. تغییر و دگرگونی جزء صفات همیشگی رودخانه‌هاست که در طول زمان باعث ایجاد چشم‌اندازهای متفاتی باتوجه به محیط مسلط به رودخانه شده و به خاطر ارتباط با زندگی انسان، بررسی آن را اجتناب ناپذیر می‌کند. رودخانه‌ها را می‌توان از بسترهای مهم مطالعاتی در قلمرو مشترک دو علم ژئومورفولوژی و اکولوژی تلقی کرد. آبراهه‌ها مهمترین چشم‌انداز ژئومورفولوژیک زمین محسوب می‌شوند. امروزه انسان بطور روز افزون نظام‌های رود را بیشتر آشفته کرده و جای سازوکارهای طبیعی را به سازوکارهای مصنوی می‌دهد. خطرات جدی و جبران‌ناپذیری که جابجایی‌ها و تغییرات رودخانه‌ها ممکن است به دنبال داشته باشد، ضرورت بررسی مورفولوژی آن را در مرحله مطالعات، قبل از هر گونه اقدامی نمایان می سازد. با توجه به اهمیت این منابع آب سطحی، طبقه‌بندی آنها در پیش‌بینی رفتار هیدرولوژیکی و بهره‌برداری بهینه از آنها بسیار مهم است(احمدی وهمکاران ۱۳۹۱: ۲).

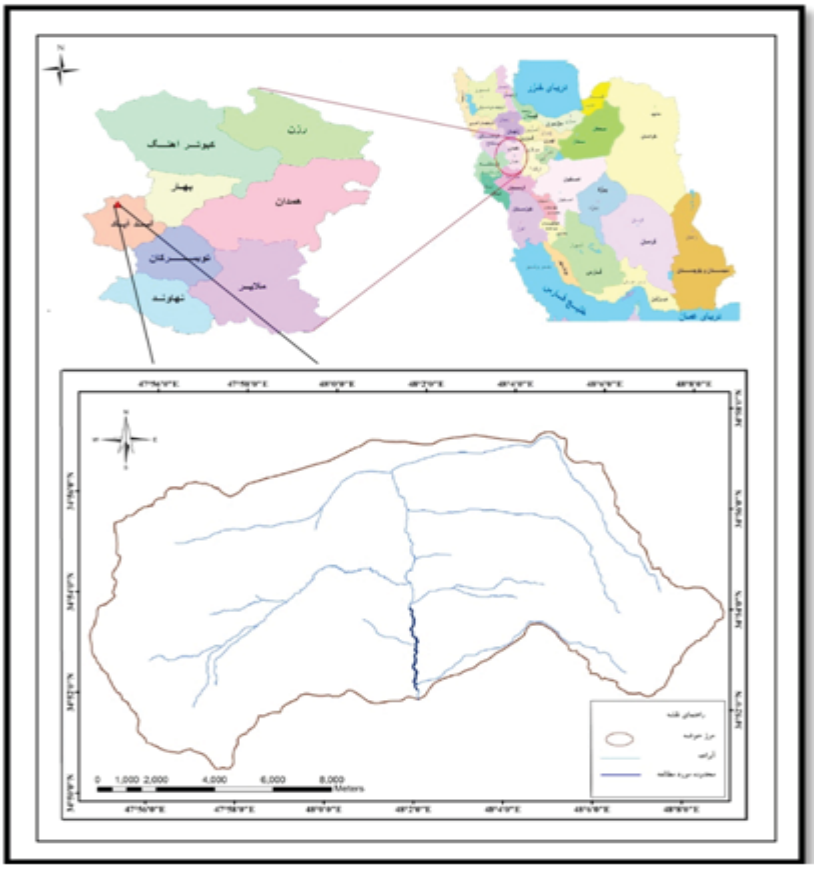
حوزه آبخیز نعمت‌آباد با مساحت ۱۶۱۱۷/۰۸ هکتار در استان همدان، در شمال شهرستان اسدآباد قرارگرفته و گسترش طولی آن در جهت شرقی- غربی است، به طوری که طول آن در راستای شمالی- جنوبی یعنی در امتداد رودخانه نعمت آباد حدود ۱۰ کیلومتر است. این حوضه از نظر موقعیت جغرافیایی بین ″ ۴۴ ، ′ ۵۴ و °۴۷ تا ″ ۴۲ ، ′ ۰۸ و °۴۸ طول شرقی و ″ ۲۹ ، ′ ۵۰ و °۳۴ تا ″ ۳۲ ، ′ ۵۷ و °۳۴ عرض شمالی واقع بوده که در شکل ۱ ارائه شده است.

۲. مواد و روش‌ها :

ابداع سیستم‌های طبقه‌بندی بین ۱۸۹۹ تا ۱۹۷۰ عمدتاً به شرح کیفی ویژگی‌های رودخانه و لندفرم پرداخته است. هر کدام از طبقه‌بندی‌ها دارای محدودیت‌های خاص خود بودند زیرا هرکدام فقط یک یا چند پارامتر کلی را در نظر گرفتند. در سال ۱۹۹۴، دیوید راسگن با بررسی تعداد بی‌شماری از آبراهه‌های مختلف، شناخت مناسبی از انواع رودخانه ها به دست آورده، پارامترهای کمی و کیفی را با هم در یک روش ادغام کرده است و بهترین روش در طبقه‌بندی رودخانه را منتشر کرد (احمدی و همکاران، ۱۳۹۱: ۱۱). براساس روش راسگن، خصوصیات مورفولوژی رودخانه‌ها در چهار سطح مختلف مورد بررسی قرار می‌گیرد و به ترتیب از سطح یک که شناخت مشخصات کلی و بر مبنای تجزیه سطحی است تا سطح چهار که ارزیابی بسیار دقیق و با جزییات کامل از ویژگی‌های مورفولوژی رودخانه ارائه می‌دهد انجام می‌شود. در این تحقیق، روش راسگن در دو سطح اول در رودخانه نعمت‌آباد پرداخته شده است (جدول ۱).

جدول ۱ : معرفی اجمالی روش راسگن

سطح	معیار – هدف	شرح
سطح I	طبقه‌بندی کلی با توجه به نیمرخ و شیب رودخانه	معرفی ۸ تیپ اصلی
سطح II	طبقه‌بندی توصیفی شامل مشخصات هندسی کانال و نوع مواد بستر	معرفی تیپ‌های فرعی رودخانه
سطح III	ارزیابی کیفی پایداری کانال	توانایی آبراهه در حفظ شرایط موجود
سطح IV	تصدیق اطلاعات صحرایی	تحلیل وضعیت رسوبگذاری، جریان آب و پایداری کانال رودخانه



شکل ۱ : نقشه موقعیت حوضه نعمت‌آباد در ایران

سطح یک : طبقه‌بندی کلی

طبقه‌بندی رودخانه‌ها در این سطح با درنظرگرفتن اطلاعات حاصل از نیمرخ رودخانه، عوارض دره، شکل سطح مقطع و الگوی پلان به دست می آید. بسیاری از معیارهای سطح یک از نقشه‌های توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های ژئومورفولوژی به دست می‌آید. در این شکل با تعیین محدوده شیب رودخانه با استفاده از نیمرخ طولی آن، نوع رودخانه از نوع A تا نوع G همراه با خصوصیات کلی آن مشخص می‌گردد.

سطح دوم : طبقه‌بندی توصیفی

این سطح بر اساس اندازه‌گیری ویژگی‌های میدانی بدست می‌آید که شامل عرض تراز لبریز، میانگین و حداکثر عمق تراز لبریز، عرض منطقه سیلابی، شیب رودخانه، سینوزیته و رسوبات بستر می‌باشد. تعدادی از این ویژگی‌ها در محاسبه شاخص‌های دیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد که شامل نسبت عرض به عمق و شاخص گودافتادگی است (McCleary et all, 2003 : 3). مصالح بستر رودخانه‌ها متشکل از یکی از موارد بستر سنگی، بستر صخره‌ای از قطعات سنگی[۶۳]، بستر قلوه سنگی[۶۴]، بستر شنی[۶۵]، بستر ماسه‌ای[۶۶] و بستر رسی- سیلتی[۶۷] می باشد. بنابراین هر نوعی از رودخانه‌ها که در سطح یک، از انواع A تا G برحسب شیب بستر ارائه شده، بسته به آن که مصالح آن از کدام یک از انواع فوق باشد، به دسته ریزتر تقسیم می‌گردد که در مجموع در این تقسیم‌بندی ۴۲ نوع رودخانه با ویژگی‌های رفتاری خاص خود ارائه شده است (Rosgen 1996 : 113).

[63] Boulder
[64] Cubble
[65] Gravel
[66] Sand
[67] Silt-Clay

- عرض تراز لبریز[68] (W_{bkf}) به عنوان سطحی که در آن آب شروع به جریان بر روی دشت سیلابی می‌کند تعریف شده است و برای شناسایی این منطقه به نشانه‌هایی مانند شکست در شیب تراز رودخانه، ارتفاع بالاتر از محل شستگی رسوب و تغییر در پوشش‌گیاهی از جمله پوشش‌گیاهی چندساله در نزدیکترین محل به کانال جریان توجه کرد .
- عرض منطقه سیل‌خیز[69] (W_{fpa}) : منطقه‌ای که دربرگیرنده سیل ۵۰ ساله است. در بازدید میدانی بصورت دو برابر کردن حداکثر عمق رودخانه و کشیدن خط افقی در منطقه بدست می‌آید.
- شیب کانال (S) : تغییرات ارتفاع در واحد طول می‌باشد. این ویژگی برای همه پروفیل‌ها بصورت جدا و نهایتاً برای کل بازه مورد مطالعه بدست آمد. سینوزیته (K) : بصورت طول رودخانه به صول مستقیم رودخانه در همان بازه بدست می‌آید.
- مواد بستر رودخانه که برای طبقه‌بندی سطح دوم ضروری است. این مواد در هر پروفیل برداشت شده و در آزمایشگاه قطر متوسط ذرات (D_{50}) آن بدست می‌آید.
- شاخص گودافتادگی[70] (ER) بصورت نسبت عرض پهنه سیلاب در ارتفاعی معادل عمق دو برابر حداکثر عمق دبی لبریز به عرض سطح آب متناظر دبی لبریز تعریف می‌شود.
- نسبت عرض به عمق : نسبت عرض کانال تراز لبریز به متوسط عمق آن است (McCleary et all, 2003 : 6).

تصویر ۱ : دره نوع VIII در رودخانه مورد مطالعه، جهت جنوب غرب

۳. بحث و نتایج :

رودخانه نعمت‌آباد در هفت پروفیل عرضی مورد بررسی قرار گرفت. با توجه به تصویر ماهواره‌ای و با توجه به شکل پروفیل مجرای رودخانه و شیب منطقه که در کل بازه مورد مطالعه کمتر از ۲ درصد بوده (۰/۷ درصد)، شکل رودخانه در سطح اول از نوع E تبعیت می‌کند. سیستم نوع E اغلب در داخل کانال‌های عریض، گودافتاده و مئاندری از توسعه جریان نوع F، به دنبال توسعه دشت سیلابی و بهبود پوشش گیاهی ایجاد می‌شود. جریان نوع E با گودافتادگی کم، نشان‌دهنده نسبت عرض به عمق بسیار پایین، با سینوزیته کانال بسیار بالا است که بیشترین مقدار مئاندری از انواع جریان‌های دیگر را دارد (Rosgen 1996 : 4-9). با توجه به تصاویر گرفته شده از منطقه، دره رودخانه شهاب از نوع VIII می‌باشد (تصویر ۱). نوع

[68] Bankfull Width

[69] Width of Flood-Prone Area

[70] Entrenchment Ratio

دره VIII به آسانی با حضور تراس رودخانه‌های متعدد جانبی در امتداد دره‌های گسترده ملایم و کاهش ارتفاع در پایین دره قابل شناسایی است. خاک این منطقه عمدتاً بیشتر از آبرفت نشأت گرفته از سواحل رودخانه و فرآیندهای رسوبی دریاچه‌ای توسعه یافته است. (Rosgen 1996 : 4-15).
فاکتورهای اندازه‌گیری شده در منطقه برای سطح دوم روش راسگن در جدول ۲ ارائه شده است. با توجه به اینکه رسوبات همه مقاطع از نوع رسی بوده و باتوجه به جدول، به جز مقطع شماره ۶ که از نوع B6c است، بقیه مقاطع از نوع E6 می‌باشند. روش طبقه‌بندی راسگن برای رودخانه نعمت-آباد، نشان داد که این روش طبقه‌بندی توانایی تمرکز روی برخی از ویژگی‌های فیزیکی رودخانه، مانند نسبت گودافتادگی بستر، نسبت عرض به عمق و مواد بستر را دارد.

بنابراین این روش توانایی پیش بینی کمی ژئومورفیکی رودخانه مورد مطالعه را در مقایسه با سایر طبقه‌بندی‌ها که بر پایه فرآیند های شکل‌دهنده هستند و بیشتر به پیش‌بینی شرایط نسبی می‌پردازند، دارد. این نوع طبقه‌بندی مورفولوژیکی از مجرای رودخانه، میتواند در توسعه طرحهای مهندسی، بحثهای مدیریتی و احیای رودخانه مورد استفاده قرار گیرد. در واقع طبقه‌بندی رودخانه نعمت‌آباد بر اساس سیستم طبقه‌بندی سطح دو راسگن، یک ارزیابی منطقی است که اطلاعات ریزتر و دقیق‌تری را برای کاربردهای مدیریتی فراهم می‌کند.

جدول ۲ : فاکتورهای اندازه گیری شده در رودخانه نعمت‌آباد

مقطع	H_{max}	H_{avr}	W_{bkf}	W_{fpa}	نسبت عرض به عمق	ER	طول رودخانه	طول مستقیم	K	S	نوع رودخانه
۱	۶۵	۵۱/۳	۶۱۵	۲۸۱۰	۱۱/۹۸	۴/۶	۳۱۶	۲۰۷	۱/۵۳	۰/۰۹	E6
۲	۸۷	۷۱/۳	۵۰۰	۴۶۵۰	۷	۹/۳	۵۵۶/۵	۳۱۹/۳	۱/۷۴	۰/۸۵	E6
۳	۹۳	۷۰/۷	۷۱۰	۳۳۰۰	۱۰	۴/۶	۸۱۵/۵	۴۸۷/۴	۱/۷	۰/۵۳	E6
۴	۱۰۶	۸۷/۷	۵۲۰	۳۵۵۰	۵/۹	۶/۸	۹۴۲	۵۷۴/۹	۱/۶۴	۰/۳۱	E6
۵	۵۵	۴۲/۷	۳۳۵	۱۰۳۰	۷/۹	۳/۱	۱۰۲۵	۶۵۱/۸	۱/۶	۰/۷	E6
۶	۱۱۵	۸۷/۷	۴۸۵	۸۸۰	۵/۵	۱/۸	۸۰۲	۵۱۱/۸	۱/۶	۰/۷۶	B6c
۷	۸۰	۶۸/۷	۶۳۰	۴۲۴۰	۹/۲	۶/۷	۶۳۸	۴۲۳/۶	۱/۵	۱/۵۸	E6

۴. منابع :

[۱] احمدی، حسن و همکاران، ۱۳۹۱، راهنمای مطالعات ریخت‌شناسی رودخانه، نشریه شماره ۵۹۲

[2] Rosgen, David, 1996, Applied River Morphology, Western Hydrology, Lakewood, Colorado

[3] McCleary, Richard & Chantelle Bambrick, 2003, Levell II stream classification project 1999-2002, Foothills Model Forest

[4] Harman, A. William & Gregory D. Jennings, Application of the Rosgen Stream Classification System to North Carolina, North Carolina Cooperative Extension Service

ژئومورفولوژی خلیج چابهار و تغییرات اقلیمی کواترنر پسین

محمدرضا غریب‌رضا
پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری کشور، gharibreza4@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

کرانه‌های استان سیستان و بلوچستان به‌ویژه در خلیج‌های چابهار و پُزم، جایگاه شکل‌گیری لندفرم ساحلی است که به‌خوبی تغییرات اقلیمی کواترنر پسین را نشان می‌دهد. این منطقه همچون دیگر نقاط کره زمین طی کواترنر پسین به‌خصوص از پلیستوسن چندین دوره یخچالی و بین یخچالی را تجربه کرده است (لامبک،۱۹۹۶؛ اچوپی و همکاران، ۱۹۹۹؛ کهل، ۲۰۰۹). حاصل این تحولات ایجاد مکانیزم پایداری بوده که تا کنون ادامه داشته و خلیج‌های امگا شکل و ده‌ها تپه‌های ماسه‌ای (Coastal Ridges) موازی ساحل پدید آمده‌اند. آنچه که مسلماً در ایجاد چنین مکانیزمی در منطقه مورد مطالعه نقش داشته، تأثیر توأم پدیده های اقلیمی، هیدرودینامیکی و زمین‌ساختی است (غریب‌رضا و معتمد، ۱۳۷۹؛ ویتافنزی، ۱۹۷۹؛ پیج و پلافکر، ۱۹۷۹؛ لامبک، ۱۹۹۶). در کواترنر پسین تغییرات قابل ملاحظه یخچالی- ایوستاتیک رخ داده است. در طی این تغییرات مناطق ساحلی دریای عمان در مقیاس‌های متفاوتی از آب دریا بارگذاری و باربرداری شده‌اند؛ به همین دلیل به نظر می‌رسد، حرکات ایزوستازی نیز در این مناطق اثر کرده‌اند. پیشروی دریا در فلاندرین (۱۸۰۰۰ سال پیش) پس از آخرین فاز یخچالی پلیستوسن، در تراز ۱۵ متر و فاصله حدود ۶ کیلومتری شمال خلیج چابهار به ثبت رسیده است. پادگانه‌های تشکیل دهنده دماغه‌های خلیج‌های پزم، چابهار، رمین، بریس و بالاخره گواتر در این دوره همچون جزایری درون آن واقع شده و مورفولوژی تومبولو (Tombolo)داشته‌اند. در ۱۴۰۰۰ سال پیش، ۱۲۵۰۰ سال پیش، ۱۱۳۰۰ سال پیش به ترتیب شرایط یخچالی و بین یخچالی استقرار داشته است. در ۸۰۰۰ سال پیش با حکمفرمایی شرایط آب وهوایی اقیانوس اطلسی، پیشروی نسبی آب دریا وبالا آمدن تراز آن (معتمد، ۱۳۷۶) رخ داده است. موجودات دریایی بویژه نرمتنان فرصت رشد یافته و آثار فسیلی‌آنها هم اکنون در توالی رسوبی منطقه بجای مانده و بدست آمده است (غریب‌رضا و معتمد، ۲۰۰۶). در ۶۰۰۰ سال پیش تراز دریای حدود ۲-۳ متر بالاتر از تراز کنونی دریا قرار داشته است. پیشروی دریا در این دوره در سراسرکرانه‌های دریای عمان در توالی رسوبی ساحلی، به ثبت رسیده است. بر اساس گزارشات قبلی در این پیشروی تراز آب در کرانه‌های غربی دریای عمان بالغ بر ۵ متر بالاتراز تراز کنون قرار داشته است. از ۶۰۰۰ سال پیش تا کنون اختلاف ۲ الی ۳ متری، تراز دریا با وضعیت کنونی تعدیل پیدا کرده است به‌طوریکه با روند متفاوت و تدریجی تراز دریا سقوط کرده و به شرایط حاضر رسیده است. در تحقیق حاضر، با استفاده از شواهد ژئومورفولوژیکی و لندفرمهای ساحلی مورفولوژی خلیج‌های امگا شکل چابهار و پُزم بازسازی شده است. مورفولوژی این بخش از سواحل سیستان و بلوچستان مشخصاً تحت تأثیر عوامل اقلیمی-هیدرودینامیکی و اندرکنش با پدیده‌های زمین‌ساختی شکل گرفته است.

مواد و روشها

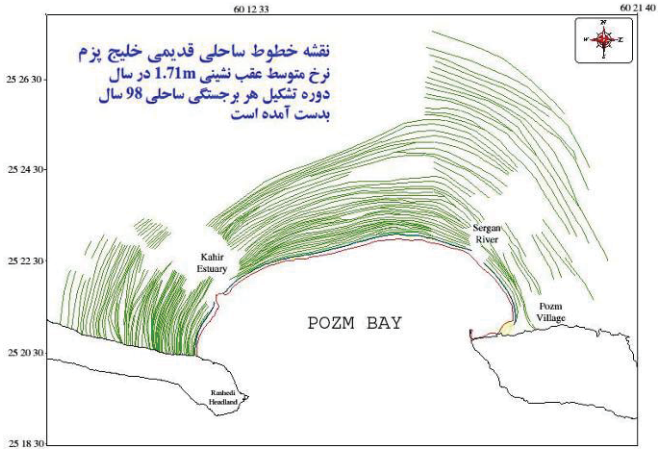
روش این تحقیق مبتنی بر تفسیر تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی (۱۳۴۶ و ۱۳۷۲) در سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS) و با استفاده از نرم افزار ArcGIS 9.3 و مستندات مطالعات انجام شده قبلی نگارنده مقاله از تحولات اقلیمی کواترنرپسین در منطقه خلیج چابهار بوده است. در تفسیر تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی از شاخص‌های زمین‌شناسی (Geo-indicators) جهت شناسایی مرز گسترش نوسانات دریا در کواترنر پسین استفاده شده است. مستندات مطالعات انجام شده بر اساس سن سنجی به روش کربن-۱۴ بر روی ۴ نمونه فسیل برجای (In-situ) از خطوط ساحلی دیرینه بدست آمده و کلیه خصوصیات فیزیوگرافی تپه‌های ماسه‌ای ساحلی (Coastal Ridges) طی پیمایش‌های میدانی به ثبت رسیده است.

یافته ها و بحث

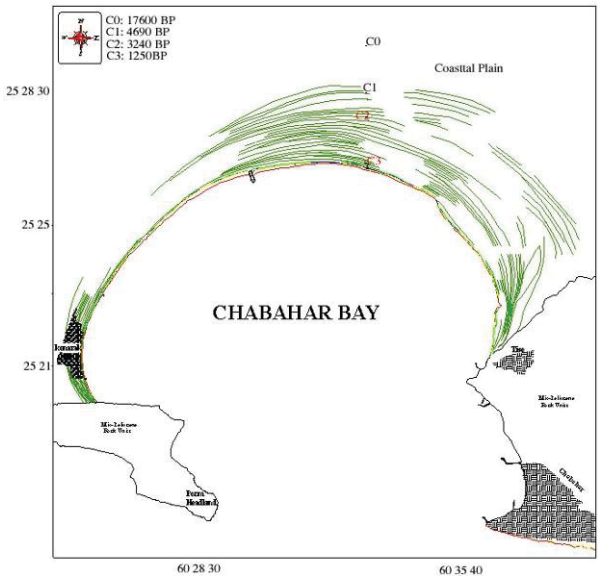
خط ساحلی به عنوان خط تماس محیط‌های دریایی و خشکی فقط در شرایطی پایدار است که بین تمام نیروها و فرایندهای جابجا کننده آن به‌طرف دریا یا خشکی، تعادل برقرار باشد. در شرایطی که این تعادل برقرار نشود، پیشروی یا پسروی دریا رخ داده و در پی آن رسوبات محیط‌های جدید بر روی محیط‌های رسوبی قدیمی‌تر شکل گرفته و خط ساحلی جدید در ترازهای بالا یا پایین‌تر از تراز قبلی قرار می‌گیرند. از مهم‌ترین شواهد جغرافیای گذشته منطقه مکران ساحلی، لندفرم تپه‌های ماسه‌ای عرضی هستند. مطالعات GIS و پیمایشهای میدانی به ترتیب نشان از وجود ۲۱ و ۴۴ تپه ماسه‌ای عرضی در مناطق خلیج‌های چابهار و پزم دارد. هریک از لندفرم تپه‌های ماسه‌ای عرضی در واقع اجزاء سازنده یک سیستم رسوبی از

سواحل پسرونده هستند. چنین سیستم‌هایی معمولاً توسط برجستگی‌های ساحلی (Coastal Ridges) قابل شناسایی هستند که بموازات یکدیگر و خط ساحلی مرتب می‌شوند و دقیقاً در محل پاشنه هریک موقعیت یک نوار ساحلی مشخص می‌گردد.

اشکال ۱ و ۲ نشان می دهند که عوامل مختلفی همچون توپوگرافی اولیه، شرایط هیدرودینامیکی بویژه الگوی امواج، فعالیتهای تکتونیکی و بالاخره نوسانات تراز دریا در شکل‌گیری و تکامل ژئومورفولوژی ساحلی منطقه مورد مطالعه، نقش داشته‌اند. بر اساس مدل هیدرو- ایزوستازی- یخچالی جهانی که لامبک (۱۹۹۶) آن را در دریای عمان و خلیج فارس پیاده کرده، دریا پس از آخرین فاز دوره یخچالی وُرم در ۱۸۰۰۰ سال پیش و با شروع ذوب شدن یخچالها، شواهد پیش روی دریا موسوم به فلاندرین در سواحل دریای عمان به ثبت رسیده است. عمق پیشروی دریا در مناطق مختلف مکران ساحلی متفاوت بوده است؛ به‌طوریکه شواهد آن به سن۱۷۶۰۰ yr BP سال در فاصله ۶۰۰۰ متری از ساحل کنونی و تراز ۱۵ متری قرار دارد (غریب‌رضا و معتمد، ۲۰۰۶). نتایج این تحقیق بیانگر روند خاصی در منطقه مکران ساحلی است؛ به‌طوریکه شواهد آخرین فاز بین یخچالی پس از اقلیم قطبی در ۵۰۰۰ سال گذشته از حدود 4690±40 yr BP سال پیش در خلیج‌های پزم و چابهار شروع شده است. اولین لندفرم این رویداد اقلیمی در خلیجهای چابهار و پزم به ترتیب در فاصله ۵۰۰۰ و ۸۵۰۰ متری ساحل کنونی واقع شده است. نکته جالب توجه اینکه شواهد این لندفرم در هردو خلیج بسیار نزدیک هم بوده و در عرض جغرافیایی ″۳۰و′۲۸و°۲۵ به ثبت رسیده‌اند.



شکل ۱: لندفرم‌های ساحلی خلیج پزم که طی تغییرات اقلیمی هولوسن میانی شکل گرفته‌اند



شکل ۲: لندفرم‌های ساحلی خلیج چابهار و مستندات سن سنجی آنها (غریب رضا و معتمد، ۲۰۰۶)

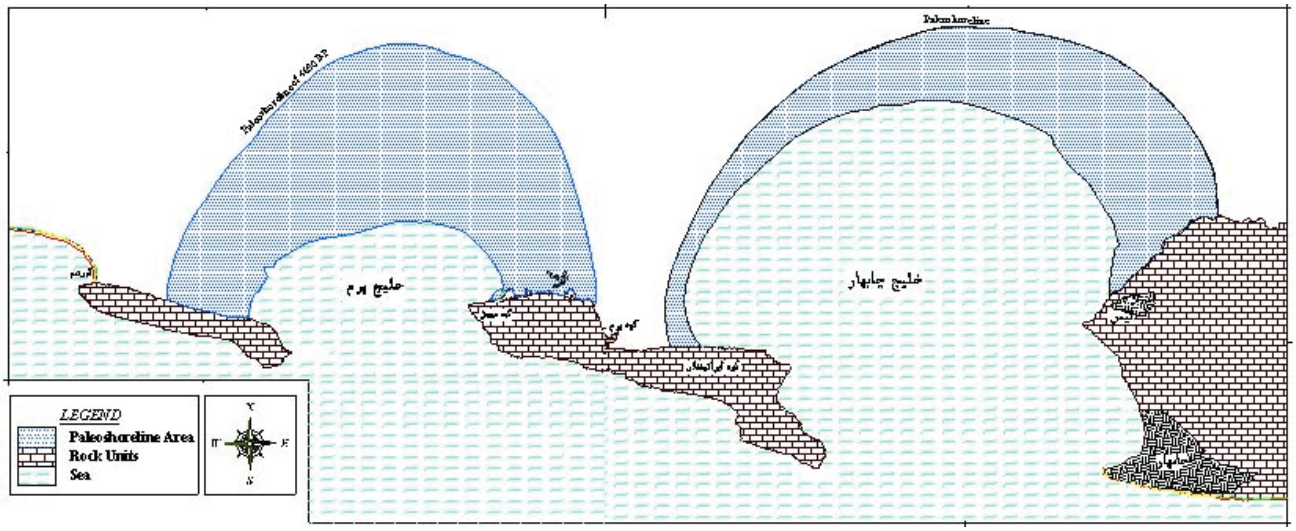
اقلیم کنونی سواحل مکران به دلیل استقرار سیکلون مونسون زمستانه در نیمکره جنوبی و امتداد اثر آنها در عرض‌های جغرافیایی پایین نیمکره شمالی به شدت تحت تأثیر قرار گرفته است. این شرایط که از جمله پدیده های پایدار اقلیمی منطقه مورد مطالعه به‌شمار می‌رود، تحت عنوان

بادهای ۱۲۰ روزه مشهورند. شروع این بادها از دهه اول اردیبهشت یا فصل خشک شروع شده و در نتیجه آن لندفرمهای قدیمی نیز تحت فرسایش قرار می گیرند. علی رغم استقرار سالانه این شرایط، شواهد تغییرات اقلیمی کواترنر پسین هنوز قابل بررسی است.

با احتساب یک رابطه خطی، نرخ عقب نشینی تراز دریا در خلیجهای چابهار و پزم به ترتیب ۱ و ۱.۷ متر در سال بدست آمده است. بر اساس نتایج زمان سنجی و موقعیت خطوط ساحلی گذشته نسبت به ساحل کنونی، فاصله زمانی تشکیل هردوره از لندفرم ساحلی قدیمی در خلیجهای چابهار و پزم به ترتیب ۲۲۳ و ۹۸ سال به‌طول انجامیده است. عدم هماهنگی در تغییر موقعیت خطوط ساحلی و نیز تفاوت در روند تکاملی جغرافیای گذشته این مناطق را می‌توان در عواملی چون افزایش اثرات حرکات تکتونیکی به سمت شرق سواحل مکران ساحلی دانست. طبق یافته‌های ویتافنزی (۱۹۷۹) و بررسی‌های به‌عمل آمده در این تحقیق، پادگانه‌های دریایی از غرب به سمت شرق سواحل دریای عمان مرتفع‌تر شده‌اند؛ به طوری‌که پادگانه دریایی منطقه جاسک حداکثر ۸ متر و در غرب خلیج پزم به ۱۰۴ متر رسیده است.

علاوه بر آن رودخانه باهوکلات منتهی به خلیج پزم با نرخ انتقال رسوب ۳/۳۷ میلیون تن در سال، به مراتب آورد رسوب بیشتری نسبت به رودخانه فصلی منتهی به خلیج چابهار دارد. بنابراین اختلاف نرخ عقب نسینی خط ساحل در این دو خلیج کاملاً توجیه پذیر است. طبق نتایج ویتافنزی (۱۹۷۹) مناطق ساحلی که کمتر تحت تأثیر فعالیت گسلها بوده‌اند، با نرخ ۲/۷۴ میلیمتر در سال متحمل بالاآمدگی (Uplifting) شده‌اند. نرخ بالاآمدگی عوارض جغرافیایی پس از آخرین فاز سرد قطبی موسوم به Bored (4690 ± 40 yr BP) در خلیج چابهار بر اساس تراز کنونی آن (۱۵ متر) ۲/۷۳ میلیمتر در سال بدست آمده که با نتایج قبلی هماهنگی کامل دارد.

طبق نقشه‌های بازسازی شده واحدهای سنگی بالاآمده میوپلیوسن که بصورت پادگانه های دریایی رخنمون دارند، همچون جزایری با مورفولوژی تومبولو قرار داشته اند (شکل ۳). از طرفی وسعت آنها بیشتر بوده است و بر اثر فرسایش دریایی از کلیه جوانب عقب نشینی داشته اند. شاهد این ادعا وجود ستونهای دریایی در دامنه‌های شمالی واحدهای سنگی خلیج گواتر است که طرز تشکیل و مرفولوژی آن کاملاً با نمونه عهد حاضر آن که در سواحل سنگی غرب خلیج چابهار تشکیل شده است، هماهنگی دارد.



شکل ۳: بازسازی سواحل خلیجهای چابهار و پزم در ۴۶۹۰ سال پیش و پس از اقلیم قطبی هولوسن میانی (۵۰۰۰ سال پیش)

نتیجه گیری

بازسازی مورفولوژی جغرافیای گذشته خلیج‌های چابهار و پزم با نگرش ویژه به تحولات اقلیمی کواترنر پسین که هدف تحقیق حاضر بوده، دست یافته است. نتایج بیانگر ارتباط چشمگیر رویدادهای یخچالی و بین یخچالی به‌ویژه از پلیستوسن پسین و روند ایجاد لندفرم‌های ساحلی است. بر اساس توپوگرافی دیرینه این خلیج‌ها، حوزه اثر افزایش تراز دریا در فاز بین یخچالی استقرا یافته در ۵۰۰۰ سال پیش متفاوت بوده است. مورفولوژی تومبولو از لندفرم‌های منحصر به‌فردی بوده که در مقابل این خلیج‌ها شکل گرفته است. فرسایش پادگانه‌های دریایی از یک سو، و آورد رسوب از خشکی متناسب با اقلیم گرم استقرا یافته منجر به توسعه ۲۱ و ۴۰ تپه ماسه‌ای عرضی به‌موازات ساحل شده است. نکته قابل تأمل پایداری شرایط هیدرودینامیک موج غالب (Wave dominated shoreline) در خطوط ساحلی از هولوسن میانی تا کنون است. در این شرایط دلتاها اجازه رشد عمودی نداشته و رسوبات رودخانه‌های کهیر و سرگان در خلیج پزم و آبراهه‌های فصلی در خلیج چابهار توسط جریان‌های کرانه‌ای توزیع شده‌اند. بازه زمانی ایجاد هر تپه ماسه‌ای عرضی در خلیج‌های چابهار و پزم به ترتیب ۲۲۳ و ۹۸ سال بوده است. البته به‌نظر می‌رسد آهنگ رشد این لندفرم

ساحلی با احداث بنادر متعدد در خلیج‌های یاد شده سریع‌تر شده است. نتایج این تحقیق می تواند راهنمایی در محاسبه عمر مفید سازه های ساحلی و طراحی آنها و همچنین مدیریت منطقه ساحلی منطقه مورد مطالعه محسوب شود.

مراجع

[۱] غریب‌رضا، محمدرضا، **عوامل تغییرات خطوط ساحلی سنگی دریای عمان**، چهارمین کنفرانس بین المللی سواحل و بنادر و سازه های دریایی، بندرعباس، ۱۳۷۹.

[۲۳] [2] Gharibreza, M., Motamed, A. (2006), Late Quaternary Paleoshorelines and Sedimentary Sequences of Chabahar Bay Area, Journal of Coastal Research, 22(6), 1499-1504

[3] Kehl, M. (2009), Quaternary Climate Change in IRAN – The State of Knowledge, Erdkunde, 63(1), 1-17

[4] Lambeck, K. (1996), Shoreline Reconstructions for the Persian Gulf since the Last Glacial Maximum, Earth and Planetary Science Letters, 142, 43-57

[5] Page. W.D.Alt.J.N.Plafker, G.Cluff, L.S.(1979), Evidence for the recurrence of large- magnitude earthquakes along the Macron coast of Iran and Pakistan. Tectono. Physics52.

[6] Vita-Finzi, C. (1979), Contributions to the Quaternary Geology of Southern Iran, edited, pp. 30-47, Geological and mineral survey of Iran, Tehran

[7] Uchupi, E., Swift, S. A., Ross, D. A. (1999), Late Quaternary stratigraphy, palaeocliamte and neotectonism of the Persian Gulf region, Marine Geology, 160, 1-23.

پایش تنگناهای ژئومورفولوژیکی گسترش فیزیکی روستاها
(مطالعه موردی: روستای زیارت شهرستان گرگان)

غلامرضا روشن۱، مهدی حسام۲، حدیثه آشور۳
۱- استادیار گروه جغرافیای دانشگاه گلستان- گرگان
۲- دانشجوی دکتری جغرافیا و برنامه ریزی روستایی دانشگاه تهران
۳- کارشناس ارشد جغرافیا و برنامه ریزی شهری دانشگاه ومحقق اردبیلی

مقدمه

شکل عوارض زمین و یا پدیده های ژئومورفولوژیکی نقش موثری در شکل گیری سکونتگاه های انسانی به خصوص روستاها دارد و در مواقعی نیز مشوق و عامل توسعه فیزیکی روستاها و گاهی نیز هم مانع توسعه می شوند. با توجه به اینکه مهمترین رسالت علم رساندن انسان به رفاه و بالا بردن کیفیت زندگی انسان در فضای جغرافیایی است و حفظ جان و موقعیت فعلی خویش در برابر ناپایداریها بزرگترین دغدغه انسان هاست که سر منشأ آن طبیعت و همچنین عدم توجه انسان ساکن سیاره زمین به آن است. در این پژوهش سعی بر آن شده است که موانع طبیعی و ژئومورفولوژیکی توسعه فیزیکی روستای زیارت را بررسی و مطابق با اهداف مورد نظر که همانا تحلیل آثار ناشی از بلایای طبیعی بر روی ساخت و ساز و زیر ساختهای های روستایی و نیز تشخیص و تعیین تنگناها و اراضی حساس و آسیب پذیر جهت ممانعت و یا توجه بیشتر به ساخت و ساز بر روی آنها است گام مهمی را بردارد. گسترش فیزیکی روستاها و افزایش ساخت و سازهای انسانی در منطقه تبعاتی را بویژه در بعد فضایی و محیطی به دنبال داشته است. از این رو در این پژوهش سعی بر آن شده است که موانع طبیعی و ژئومورفولوژیکی توسعه فیزیکی روستای زیارت را مورد بررسی قرار دهیم.

بیان مسئله

یکی از موارد مهم که به عنوان بستر در برنامه ریزی روستایی و یا مجتمع های سکونتی و حتی صنعتی در هر منطقه به هر ابعادی که باشد باید در کانون توجه قرار گیرد، مطالعه و شناخت عوارض طبیعی و ژئومورفولوژی آن منطقه است. ژئومورفولوژی یا اصطلاح معادل آن در ادبیات فارسی "پیکرشناسی زمین" علم شناخت ناهمواریهای سطح زمین به صورت تشریح و تبیین آنهاست (علایی طالقانی، ۱۳۸۲). ژئومورفولوژی کاربردی عبارتست از «علم فهم مسائل مربوط به استفاده از زمین، تجزیه و تحلیل و حل مسائل مربوط بهره برداری از منابع طبیعی، مدیریت و برنامه ریزی محیطی» (رجایی، ۱۳۷۳: ۸). با ملاحظه گستره و جایگزینی روستاها در بسیاری از مناطق جهان خصوصاً در ایران مشاهده می شود که گسترش برخی از این پایگاه های جمعیتی تابع ساختمان طبیعی آن منطقه بوده است. روستاها جدا از این ملاحظات طبیعی نبوده و نگاهی گذرا به وضع توپوگرافی و تحول ساختمانی و مورفولوژیکی آن، عوارضی را نشان می دهد که در شرایط کنونی به عنوان موانع و تنگناهای ژئومورفولوژیکی در توسعه و گسترش بعضی روستاها مطرح می شود. روستای زیارت یکی از روستاهای هدف گردشگری استان گلستان و شهرستان گرگان با بافت باارزش تاریخی می باشد. این روستاها به واسطه داشتن جاذبه هی طبیعی بسیار و نزدیکی به شهر گرگان، در سالهای اخیر مقصد گردشگری بسیاری از گردشگران از سراسر کشور شده است. نمود بارز گردشگری در این روستا، گسترش بی رویه ساخت و سازها و خانه های دوم گردشگری می باشد. اما با توجه به مکان قرار گیری روستا که در میان دره ها و جنگلهای بکر مکانیابی شده است، با محدودیت های طبیعی بسیاری مواجه است که ساخت و ساز در اطراف این روستا را با خطرات بسیاری رو به رو کرده است. از این رو سوال اصلی در این تحقیق عبارت است از اینکه: ۱) پدیده های ژئومورفولوژیکی چه تاثیری بر روند گسترش فیزیکی روستای زیارت داشته است.

روش پژوهش

به طور کلی در پژوهش فوق بسته به نیاز در برخی مباحث از روش کتابخانه ای و در برخی دیگر از روش تحلیل با توجه به مطالعات میدانی استفاده شده است. بدین ترتیب ابتدا به شناسایی منابع پرداخته و پس از انجام مطالعات نظری و کتابخانه ای در جهت شناخت ادبیات و کلیات موضوع خواهیم پرداخت. همچنین جمع آوری اطلاعات با روش هایی شامل: بررسی منابع، مراجعه به سازمانها، سایت های اینترنتی، بررسی نقشه های موجود، مشاهدات میدانی و غیره انجام گرفته است.

اهمیت مطالعات ژئومورفولوژی در گسترش روستاها

روستاها زمینهای وسیع و گسترده‌ای را به خود اختصاص می‌دهند، این زمین‌ها از ترکیب واحدهای مختلف توپوگرافی و ژئومورفولوژی تشکیل می‌یابند. همچنان که مکانیابی اولیه روستاها تحت تأثیر واحدهای ژئومورفولوژیک (دشت، جلگه، کوه و....) و فرایندهای ژئومورفولوژیک است، قطعاً گسترش و توسعه روستاها نیز باعث برخورد آنها با عناصر و واحدهای گوناگون ژئومورفولوژیکی خواهد شد. بعلاوه ویژگیهای ژئومورفولوژیکی یک مکان جغرافیایی نه تنها در پراکندگی و یا تجمیع فعالیتهای انسانی مؤثر است، بلکه یک عامل مؤثر در شکل سیمای فیزیکی ساختهای فضایی نیز به شمار می‌آید. به همین دلیل برنامه ریزی عمرانی که جهت توسعه مکانهای سکونتی روستایی و روستای صورت می‌گیرد بدون توجه به عوامل مورد نظر و شناخت قابلیت‌های محیط طبیعی عملاً موفقیت آمیز نخواهد بود. زیرا این عناصر گاهی به عنوان عوامل منفی و خطر ساز مکان جغرافیایی را مخاطره آمیز و پرهزینه برای توسعه می‌سازند و گاهی ظرفیت‌های مثبتی جهت توسعه و گسترش روستاها ارائه می‌دهند. لذا برعهده برنامه ریزان روستای است که ابتدا پدیده‌های ژئومورفولوژی مؤثر بر روستا را مورد مطالعه قرار داده و فرایندهای حاکم بر آنها را شناسایی نموده و سپس به برنامه ریزی مناسب برای توسعه روستا در جهات مناسب اقدام نمایند. برای برنامه ریزی برای روستاها و تهیه طرحهای توسعه روستایی می‌بایست فرآیندهای تأثیرگذار ژئومورفولوژی را بر روستاها مورد مطالعه و تجزیه و تحلیل قرار داد. بطورکلی تأثیرات پدیده‌های ژئومورفولوژیکی را بر یک روستا بصورت زیر می‌توان طبقه بندی نمود:۱- مکان گزینی و مکانیابی روستا، ۲- تأثیر بر توسعه فیزیکی روستا و تعیین جهات توسعه، ۳- تأثیر بر ساخت و سازهای روستای از جمله شبکه معابر، تأسیسات و سیستم‌های خدمات رسانی روستا، ۴- تأثیر بر مورفولوژی روستا، ۵- تأثیر بر ایجاد تأسیسات و خدمات تفریحی و فرهنگی، ۶- تأثیر بر نقش‌های اقتصادی روستا، ۷- تأثیر بر مکانگزینی فضاها و نقاط ارتباطی(امیر، ۱۳۸۲: ۱۸). با توجه به موارد فوق می‌توان به اهمیت مطالعه فرایندهای ژئومورفولوژیکی در برنامه ریزی و تهیه طرحهای توسعه روستای پی برد.

حوزه مورد بررسی

روستای زیارت دارای طول جغرافیایی ۲۹ دقیقه و ۵۴ درجه و عرض جغرافیایی ۴۳ دقیقه و ۳۶ درجه می باشد و در ۱۳ کیلومتری جنوب شهرستان گرگان در میان ارتفاعات البرز شرقی قرار دارد. ارتفاع متوسط آن از سطح دریا ۱۱۸۰ متر است.

ت ۱: موقعیت روستای زیارت

زیارت دهکده‌ای قدیمی است که همواره به دلیل مطبوع بودن آب و هوای آن و نزدیکی اش به گرگان یا استرآباد قدیم از گذشته دور مورد توجه سیاحان خارجی و ایرانی بوده است . روستای زیارت در ارتفاع ۱۰۰۰ متر از سطح دریا در فاصله ۱۷ کیلومتری جنوب شهر گرگان ودر مسیر ناهارخوران گرگان واقع شده است. این روستا در میان دو دهنه کوهستانی و جنگلی قرار گرفته و دارای آب و هوایی معتدل بوده به طوری که تابستان هایی خنک و زمستان هایی سرد دارد. روستای زیارت به دلیل موقعیت خاص و قرارگیری در منطقه کوهستانی در منتهی الیه جنوب رشته کوههای پوشیده از جنگل واقع شده به طوریکه هیچ روستای مهمی در اطراف آن وجود ندارد. در حال حاضر این منطقه به دلیل شرایط اقلیمی خاص و آب و هوای مطلوب مورد توجه افراد ساکن شهرهای گرگان و تهران قرار گرفته است. به نحوی که زمین های واقع در اطراف جاده آسفالته منتهی به نهارخوران به صورت خانه های ویلایی ساخته شده و یا در حال ساخت می باشد. همان گونه که عنوان شد روستای زیارت در دامنه های شمالی کوههای البرز در درون دره ای استقرار یافته است که رودخانه خاصه رود از قعر آن عبور می‌کند و اطراف روستا را کوه های کولی چال،

لندی کوه و سروان سر و تلنبار احاطه کرده است. هرچقدر از ورودی روستا از سمت ناهارخوران به طرف جنوب پیش رویم بر میزان بلندای ارتفاعات افزوده می شود و به گونه ای که بلندترین نقطه روستا بر روی تراز ۱۱۸۳ متر نسبت به سطح آب های آزاد ارتفاع دارد. پست ترین نقطه آن نیز در شمالی ترین نقطه آبادی در لبه جاده نهارخوران است که ارتفاع آن نسبت به سطح دریا حدود ۹۹۴ متر می باشد. بر این اساس ملاحظه می گردد که بین بلندترین نقطه آبادی و پست ترین نقطه آن یا به عبارت دیگر بین شمال و جنوب روستا حدودا ۱۸۹ متر اختلاف وجود دارد . همین اختلاف سطح شدید باعث گردیده گذرهای روستا به تبعیت از شیب طبیعی زمین از شیب تندی برخوردار باشند.

بحث و نتیجه‌گیری

روستای زیارت در دامنه های شمالی کوههای البرز در درون دره ای استقرار یافته است که رودخانه خاصه رود از قعر آن عبور می کند و اطراف روستا را کوههای کولی چال،لندی کوه و سروان سر تلنبار احاطه کرده است. ارتفاعات، بدنه شرقی، غربی و تقریباً جنوبی روستارا پوشانیده اند.رودخانه خاصه رود نیز در امتداد جنوب به شمال از بدنه شرقی روستای زیارت عبور می کند، به طوریکه تقریباً اکثر قریب به اتفاق ساخت و سازهای روستا در غرب رودخانه استقرار یافته اند. اختلاف سطح نسبتاً شدیدی نیز بین بدنه های غربی و شرقی روستا با مرکز روستا وجود دارد که ناشی از شکل دره ای محل استقرار روستا می باشد. بدیهی است که پست ترین محدوده روستا را قعرالعمق دره تشکیل میدهد که رودخانه از بستر آن در امتداد جنوب به شمال جریان دارد. همانگونه که عنوان شد رودخانه خاصه رود در کف دره ای جریان دارد که روستای زیارت در آن استقرار یافته است بنابراین به صورت طبیعی با توجه به این که هر چه از جنوب روستا به طرف شمال آن حرکت کنیم از ارتفاع کاسته میشود، روستا برخوردار از ۳شیب اصلی در جهت های جنوب به شمال، غرب به شرق و شرق به غرب می باشد که اصلی ترین شیب را شیب جنوب به شمال تشکیل می دهد. اگر چه شیب عمومی روستا، غرب به شرق و شرق و غرب تشکیل می دهد اما به تبعیت از پستی و بلندی های موجود، شیب های فرعی مختلفی نیز در جهات مختلف در روستا وجود دارد. به همین دلیل اختلافات سطح شدیدی در روستا در امتداد جنوب به شمال، غرب به شرق و بلعکس وجود دارد.که سبب گردیده بعضاً گذرهای روستا از شیب بسیار تندی به خصوص در قسمت جنوبی برخوردار گردد.

دامنه‌ها، عموماً در مواقعی که روستا برای توسعه فیزیکی با محدودیت اراضی مواجه می‌شود، مورد اشغال قرارمی گیرند و این امر اصولاً در مناطقی کوهستانی که با محدودیت فضایی مواجه اند اتفاق می‌افتد (نگارش، ۱۳۸۲: ۱۳۶). توسعه روستا برروی دامنه‌ها از مسائلی است که توجه بیشتری را طلب می‌کند. زیرا شیب زمین امکان حرکات دامنه‌ای را تسهیل می‌نمایند و تی در مواردی شیب زیاد (بیش از ۳۰درصد) می‌توانند عامل ناپایداری دامنه محسوب شود (Douglas، ۱۹۸۳: ۱۰۱). چون اغلب روستاها و آبادیها در پای کوهها واقع شده اند، بر اثر فعالیت این فرایندها آسیبهای فراوانی می‌بینند. عوامل تأثیرگذار بر فعال شدن فرایندهای دامنه‌ای عبارتند از: ۱- هموواری سطح شیب دار دامنه و نوع و جنس آن ۲- جنس مواد دامنه ای۳- اندازه مواد دامنه ای ۴- میزان شیب دامنه ۵- شرایط آب وهوائی ۶- پوشش گیاهی ۷- حرکات تکتونیک ۸- نیروی ثقل.

ت ۲: خطرات قرارگیری ساخت و سازها در روستای زیارت

یکی دیگر از موارد تاثیرگذار ژئومورفولوژیک بر روستاهای لغزش می باشد. در حرکت دامنه‌ای از نوع لغزش سرعت جابجایی توده در تمام قسمتهای آن یکسان است، بدین ترتیب که به سمت عمق سرعت کاهش پیدا نمی‌کند (اصغری مقدم، ۱۳۷۸: ۶۸). این نوع حرکات در اکثر نقاط کوهستانی ایران اتفاق می‌افتد و موجبات خسارات و تلفات عمده‌ای را به طور سالیانه فراهم می‌آورد. با توجه که روستای مورد مطالعه ما نیز کوهستانی می باشد، امکان بروز چنین پدیده ای بسیار زیاد است. فرآیند لغزش در حقیقت یکی از

پدیده‌های مورفولوژیکی و مورفوژنتیکی است که در برنامه‌ریزیهای عمرانی مزاحمت‌هایی را به بار می‌آورد. این نوع اشکال در اغلب دامنه‌های نواحی کوهستانی تشکیل می‌گردد. همچنین روستاها و روستاهایی که در محل فعالیت این نوع فرایندها واقع شده اند، خسارات جانی و مالی سنگینی را تا بحال دیده اند (نادر صفت، ۱۳۸۳: ۶۵). بنابراین، روستاها و آبادیهایی که از شرایط فوق برخوردارند، امکان بروز لغزش و ایجاد خسارات در آنها زیاد می‌باشد.

ت ۲: ساخت و سازهای بی رویه در اراضی شیبدار و جنگلی در روستای زیارت

نتیجه گیری

با توجه به اینکه، مهمترین پدیده های ژئومورفولوژیکی فعال در محدوده روستای زیارت، مربوط به فرآیند جریانی و مشکل دفع آبهای سطحی و پدیده سیل و همچنین زمین لغزش و فرایندهای دامنه ای است و مقابله با این پدیده و مهار پیامدهای ناگوار اقتصادی و اجتماعی آن در وهله نخست برنامه ریزی دقیق در جهت جلوگیری از ساخت و سازهای غیر مجاز با هدف جلوگیری از خسارت های جانی و مالی و همچنین تخریب طبیعت و جنگلها می باشد.

منابع

۱- اصغری مقدم، محمدرضا(۱۳۷۸)؛ جغرافیای طبیعی شهر(۱)«ژئومورفولوژی» تهران، نشر مسعی.

۲- رجایی، عبدالحمید(۱۳۷۳)؛ ژئومورفولوژی کاربردی در برنامه ریزی و عمران ناحیه ای، تهران، انتشارات قومس.

۳- رهنمایی، محمد تقی(۱۳۸۴)؛ مجموعه مباحث و روشهای شهر سازی(جغرافیا)، تهران.

۴- زمردیان، محمد جعفر(۱۳۷۸)؛ کاربرد جغرافیای طبیعی در برنامه ریزی شهری و روستایی، تهران، انتشارات پیام نور.

۵- علایی طالقانی،(۱۳۸۲)؛ژئومورفولوژی ایران، تهران، نشر قومس.

۶- نادرصفت، محمد حسین(۱۳۷۹)؛ ژئومورفولوژی مناطق شهری، تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور.

۷- نگارش، حسین(۱۳۸۲)؛کاربرد ژئومورفولوژی در مکان گزینی شهرها و پیامدهای آن،مجله جغرافیا و توسعه.

بررسی تغییرات اقلیمی کواترنر در تحول ژئومورفولوژیکی دامنه‌های شمالی الوند همدان

علیرضا ایلدرمی[1]، ستاره فرمانی‌منصور[2]

[1] دانشیار دانشکده منابع طبیعی و محیط زیست دانشگاه ملایر Ildoromi@gmail.com

[2]کارشناس ارشد ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز setarehfarmani@yahoo.com

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

فرآیندهای بیرونی زمین و اشکال ناشی از آنها، اصولاً تابع شرایط اقلیمی حاکم بر هر منطقه در بستر زمان است. آثار و شواهد تغییرات اقلیمی دوره‌ی کواترنر که مهم‌ترین آنها آثار یخچالی است، پدیده‌های گوناگون ژئومورفولوژیکی را در سطح خارجی پوسته‌ی بیرونی زمین برجای گذاشته‌اند که با توجه به آنها می‌توان، شرایط اقلیمی گذشته را بازسازی کرد (رامشت و کاظمی،۱۳۸۶،۳). وسعت و عملکرد فرایندهای یخی در گذشته (کواترنر) بیشتر از امروز بوده به طوری که خیلی از نواحی که در حال حاضر تحت تسلط فرایندهای غیریخچالی است در کواترنر متأثر از عملکرد یخ بوده و در حال حاضر نیز شواهد آن از بین نرفته است (رجبی و بیاتی خطیبی، ۱۰۵،۱۳۸۷). اهمیت چنین وضعیتی در ژئومورفولوژی این است که با شناخت اشکال و فرآیندهای ایجاد کننده آنها در شرایط محیطی گوناگون می‌توان اوضاع جغرافیایی و اقلیم دیرینه آن را بازسازی نمود. در مورد اشکال پریگلاسیری به جرأت می‌توان گفت که بسیاری از نهشته‌های موروثی، در نواحی خارج از محدوده یخچال‌های دوران چهارم، نتیجه شرایط اقلیمی سرد می‌باشند (مختاری،۱۲۷،۱۳۸۳).

یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های محیط‌های پریگلاسیری، فرآیندهای دامنه‌ای است. بی‌تردید این فرآیندها در گذشته شدت بیشتری در مقایسه با امروز داشته‌اند. دامنه‌های شمالی الوند همدان یکی از مکان‌های است که شواهد و مواریث تغییرات اقلیمی کواترنر به ویژه اشکال و نهشته‌های پریگلاسیری در آن به خوبی قابل مشاهده است. این منطقه (ارتفاعات مرکزی استان همدان) به مساحت ۲۷۴۵ کیلومترمربع در محدوده ۴۸ درجه و ۶ دقیقه و ۴۵ ثانیه تا ۴۸ درجه و ۴۴ دقیقه و ۲۹ ثانیه طول شرقی و ۳۴ درجه و ۳۵ دقیقه و ۲۰ ثانیه تا ۳۴ درجه و ۵۰ دقیقه و ۳۴ ثانیه عرض شمالی در محدوده زاگرس مرکزی واقع شده است (شکل۱). سنگ‌های منطقه از نوع گرانیت نفوذی، شیل، اسلیت و شیست‌های دوره ژوراسیک است. بر اساس منحنی آمبروترمیک ماه‌های خشک سال، اردیبهشت تا شهریور هستند. آب و هوای منطقه بر اساس روش آمبرژه، حدواسط نیمه خشک سرد و نیمه مرطوب است (ایلدرمی، ۲۱۷،۱۳۹). در واقع ، بسط دانسته‌ها در مورد چگونگی تحول دامنه‌ها بدون تحلیل دقیق اشکال ژئومورفولوژیکی دامنه‌ای امکان‌پذیر نیست و بدون این تحلیل‌ها، اطلاعات مرتبط با چنین مناطقی ناقص خواهد بود. بنابراین، هدف از این پژوهش حاضر بررسی تغییرات اقلیمی کواترنر در تحول ژئومورفولوژیکی دامنه‌های شمالی الوند است.

شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه

مواد و روشها

در این پژوهش ابتدا با استفاده از مطالعات کتابخانه‌ای، مبانی نظری تحقیق و پژوهش‌های انجام شده در این زمینه، مورد بررسی قرار گرفت. سپس با توجه به نقش یافته‌های میدانی در تحقیقات مربوط به ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی، شناسایی ویژگی‌های ساختاری و محیطی که می‌توانند به عنوان تضمین کننده شناخت بهینه از منطقه مورد مطالعه تلقی شوند، از طریق مشاهدات میدانی در اولویت قرار گرفت. در کنار اطلاعات به دست آمده از بازدیدهای میدانی، از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰همدان استفاده شد.

یافته ها و بحث

تحولات اقلیمی در کواترنر و توالی یخبندان و ذوب یخ و حاکمیت سیستم فرسایش پریگلاسیر دامنه‌های شمالی الوند را تحت تأثیر قرار داده و مورفولوژی آن را تکوین داده است. اشکال و نهشته‌های پریگلاسیری، نتیجه فرایندهای غیریخچالی هستند و در اغلب موارد در اثر فعالیت فرایند ذوب و یخبندان ایجاد می‌شوند. تشخیص و تفسیر این اشکال و نهشته‌ها به چند دلیل بسیار مهم است: تأکید و مطالعه روزافزون فعالیت سامانه‌های پریگلاسیری به عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل مؤثر در تکامل ژئومورفیکی هر ناحیه و به عنوان شاخصی از شرایط اقلیمی و محیطی حاکم در گذشته، نیازمندی‌های فزاینده به بانک‌های اطلاعاتی زمینی به منظور برنامه‌ریزی‌های آمایش و توسعه، و نیاز روزافزون به درک تغییرات اقلیمی و محیطی مرتبط با فرایند، واکنش‌های متقابل، و آثار پدید آمده (Cremeens et al,2005,72). فرآیندهای دامنه‌ای اغلب نوع خاصی از اشکال ژئومورفولوژیکی را ایجاد می‌کنند در حالی که طبق مطالعات نیم قرن گذشته، یک شکل ممکن است به وسیله یک یا چند فرآیند فعال در یک بخش معین از سطح زمین ایجاد شود (Steijn et al,2002,551). این امر، یعنی شناسایی و اثبات شرایط سرد با استفاده از نهشته‌های باقی مانده از آن زمان و مرتبط ساختن آنها با فرآیندهای مربوطه، یکی از مواردی است که در مطالعات ژئومورفولوژیکی کمتر به آن توجه شده است (Steijn et al,2002,1189).

با توجه به ویژگیهای لیتولوژی، شیب، شرایط آب و هوایی، جهت دامنه‌ها، سیستم زهکشی، پوشش گیاهی و شرایط محلی هر قسمت از دامنه‌های شمالی الوند دارای مورفولوژی خاصی بوده که تحت تأثیر سیستم فرسایشی پریگلاسیر تحول می‌یابند. تکرار و فراوانی وقوع فرآیندهای دامنه‌ای منطقه نیز تحت تأثیر این سیستم معنی و مفهوم پیدا کرده است. تحت چنین شرایطی تحولات اقلیمی در کواترنر، موجب تشکیل مواد دامنه‌ای فراوان به شکل کلوویوم و رگولیت بر روری اکثر دامنه‌های شمالی الوند شده است. مواد مذکور شامل ذرات درشت و ریزی می‌باشند که بدون لایه-بندی بوده و تشکیل نهشته‌هایی با ضخامت قابل ملاحضه و به طور گسترده بر روی دامنه‌ها، دره‌های انباشتی همچون دره‌های سیمین و ابرو و دشت‌های انباشتی همچون دشت همدان شده است و در نهایت مخروطه‌افکنه‌های فراوان را در دهانه خروجی رودخانه‌های آبشینه و عباس‌آباد به وجود آورده است. اما بیشترین سهم و نقش مؤثر در تشکیل نهشته‌ها را سیستم فرسایش پریگلاسیر به عهده داشته است. هر چند که ویژگی‌های سنگ‌های منطقه به ویژه گرانیت‌ها و شیست‌ها در تشکیل رس‌ها، ماسه‌ها و واریزه‌ها و مواد دامنه‌ایی همراه با ویژگی‌های دیگر همچون جریان آبراهه‌ای، میزان بارش، شیب و مورفولوژی محلی در استقرار و توسعه آنها بسیار مؤثر بوده است. به طوریکه آرن‌ها، ماسه، رس‌ها، قطعه سنگها در اکثر مناطق جبهه شمالی الوند مشاهده می‌شود. ضخامت آنها بین ۳ تا ۳۰ متر متغیر بوده اما تشکیلات ضخیم مربوط به رس‌ها و ماسه ها و ضخامت‌های کم مربوط به نهشته‌های دامنه‌ایی به شکل واریزه‌هاست. که این مسئله بدلیل حرکت و جابجایی آنها در اثر نیروی ثقل و شیب می‌باشد. قسمت پائینی آنها از قلوه سنگ‌ها و قسمت بالایی ترکیبی از رس و ماسه بوده که این مسئله بیانگر تحولات اقلیمی به ویژه از لحاظ بارش و دماست. نهشته‌های دامنه‌ای مورد بررسی به دلیل فعالیت فرآیند دامنه‌ایی بر روی آنها از قبیل ریزش، لغزش، سنگ لیزه، سولیفلکیسون، خزش، روانگرایی، از حساسترین مناطق ناپایدار محسوب می‌شود. به طوریکه همراه با ویژگی‌های منطقه از قبیل شیب، تراکم آبراهه‌ها حجم گسترده‌ای از مواد آنها در حال جابجایی است. تراس‌ها یا پادگانه‌های رودخانه‌ای از شواهد مهم اقلیمی کواترنر که در طرفین شاخه‌های اصلی رودخانه‌های منطقه مانند یلفان، عباس آباد و دره مرادبیگ و ... تا پای کوه‌های حاشیه‌ای مجاور آنها قرار گرفته‌اند. پهنای زمین‌های هموار در برخی از مناطق مذکور عموماً بیشتر بوده و باعث ایجاد عدم تقارن گشته است.

فرآیندها و پدیده‌های مختلفی همچون اثرات مورفوژنتیکی نیواسیون، حفره‌های برفی، سیرک‌های حرارتی، جریانات ورقه‌ای، ... همراه با ویژگی‌های محلی و لیتولوژیکی منجر به زایش مورفولوژی خاص به شکل شاخ در گرانیت‌ها، تشکیل سراشیبی‌های تند سنگی، تشکیل پرتگاه‌ها، وجود واریزه‌های فراوان، میدان بلوکی، تشکیل تورها، سنگ فرش سنگی، تافونی و دره‌های V و U شکل در ارتفاعات خاصی شده و این توزیع پدیده‌ها باعث تفکیک اشکوب‌های مورفوژنز با فعالیت مورفودینامیک مجزا شده است (شکل۲).

شکل۱. از راست به چپ: تراسهای رودخانه‌ای، دره متقارن Vشکل، جریان واریزه‌ها، چاله تراکمی

نتیجه گیری

یافته‌های این تحقیق اطلاعاتی را در ارتباط با تهشته‌های دامنه‌ای پریگلاسیری منطقه در اختیار گذاشت. این نهشته‌ها، همچون موارد مشابه خود در سایر مناطق دنیا نتیجه عمل ذوب و یخبندان بر روی سنگ‌های برونزده‌ی دامنه‌ها در طول دروه‌های یخچالی گذشته هستند. نتایج این پژوهش نشان داد نهشته‌های سطحی منطقه حاصل تخریب توده‌های سنگی با لیتولوژی گرانیت، هورنفلس و شیست تحت حاکمیت سیستم فرسایشی پریگلاسیر می‌باشد که شامل نهشته‌های دامنه‌ای، واریزه‌ها، چاله‌های برفی و تراکمی، دره‌های پرشده، دشت‌های انباشتی، مخروط‌افکنه‌های وسیع و تراس‌های رودخانه‌ای در منطقه می‌باشد. همه این پدیده‌های ژئومورفولوژیکی نشانه‌ایی از فعالیت و شدت عوامل مورفودینامیکی منطقه در کواترنر است. در مجموع می‌توان گفت تشکیل این اشکال با پسروی دامنه فعالیت سیستم پریگلاسیر در دامنه‌های الوند در ارتباط است که در دوره‌های سرد دامنه‌ی فعالیتی بیش از امروز داشته است به طوری که عناصر منفصل از عمل ذوب و یخبندان در سطح دامنه‌های شمالی الوند در فواصلی دورتر نسبت به امروز و در محل فعلی نهشته‌های سطحی کواترنری دامنه‌ها بر جای گذاشته می‌شدند.

مراجع

[۱] ایلدرمی، علیرضا، **بررسی علل تشکیل و وقوع جریان واریزه‌ای در دامنه‌های شمالی الوند**، فصلنامه‌ی فضای جغرافیایی، سال دوازدهم، شماره‌ی ۳۷، صص ۲۴۵- ۲۱۷، ۱۳۹۱.

[۲] رامشت، محمد حسین و کاظمی، محمد مهدی، **آثار یخچالی در حوضه‌ی اقلید فارس**، مجله‌ی رشد آموزش جغرافیا، دوره‌ی بیست و یکم، شماره‌ی ۲، صص ۱۱- ۳. ۱۳۸۶.

[۳] رجبی، معصومه و بیاتی خطیبی، مریم، **بررسی لندفرم دره‌های یخچالی مطالعه موردی: دره‌های یخچالی کوهستان سهند**، پژوهش‌های جغرافیایی، شماره‌ی ۶۴، صص۱۲۱- ۱۰۵. ۱۳۸۷.

[۴] مختاری، داود، **نهشته‌های دامنه‌ای موروثی پریگلاسیری در کوه گچی قلعه سی و دامنه‌های مجاور آن، شمال غرب ایران: با تأکید بر مشاهدات و محیط دیرینه منطقه**، سال نوزدهم، شماره‌ی ۷۴، صص ۱۴۲-۱۲۶. ۱۳۸۳.

[5] Cremeens, D. L., Darmody, R. G., George, S. E., 2005, **Upper slope landforms and age of bedrock exposures in the St. Francois Mountains, Missouri: A comparison to relict periglacial features in the Appalachian Plateau of West Virginia**, Geomorphology Volume 70, Issues 1-2, Pp 71-84.

[6] Steijn,H.V.,Boelhouwers,J.,Harris,S.,Heto,B., 2002, **Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits**.Progress in Physical Geography 26,4,pp.551-575.

[7] Steijn, H. V., 2002, **Long-term landform evolution: evidence from talus studies, Earth Surface Processes and Landforms**,Vol. 27, Issue 11 , 1189 – 1199.

پهنه‌بندی نواحی مستعد وقوع لغزش با استفاده از روش رگرسیون خطی

(مطالعه موردی: محور هراز از رودهن تا رینه)

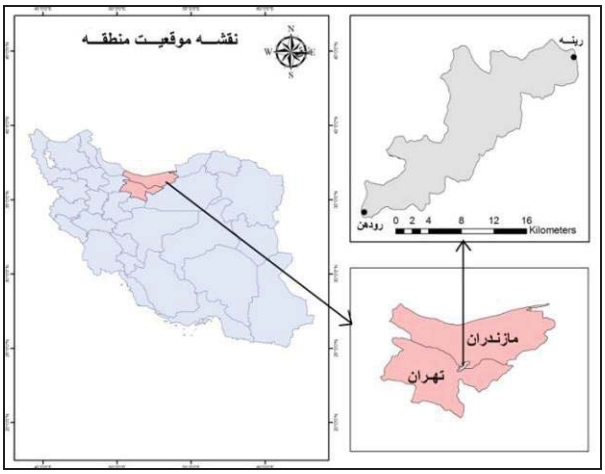
امیرکرم۱، مریم تورانی۲

۱- دانشیارگروه جغرافیادانشگاه خوارزمی aa_karam@yahoo.com

۲- کارشناس ارشد ژئومورفولوژی از دانشگاه تهران m_toorani@ut.ac.ir

مقدمه و منطقه مورد مطالعه

لغزش عبارت است از پایین افتادن یا حرکت یکپارچه و نسبتاً سریع مواد در طول دامنه‌ها با حضور آب. (محمودی،۱۳۸۸: ۱۳۵) ایران با توپوگرافی کوهستانیدر بخش‌های وسیعی، فعالیت زمین ساختی و لرزه‌خیزی زیاد، شرایط متنوع اقلیمی و زمین شناسی، شرایط مساعدی برای بروز این پدیده دارد و اهمیت آن در مناطق نزدیک به سکونتگاه‌ها و تأسیسات انسانی بیشتر احساس می‌شود. محدوده مورد مطالعه در محور هراز حد فاصل تهران- مازندران، از رودهن تا رینه است که در محدوده جغرافیایی ′۵۳ ۵۱° تا′۱۰ ۵۲°طول شرقی و ′۴۲ ۳۵° تا ′۵۳ ۳۵° عرض شمالی قرار دارد و مساحتی حدود ۲۰۵/۱۴ کیلومتر مربع در دو سوی جاده ارتباطی را در بر می‌گیرد.



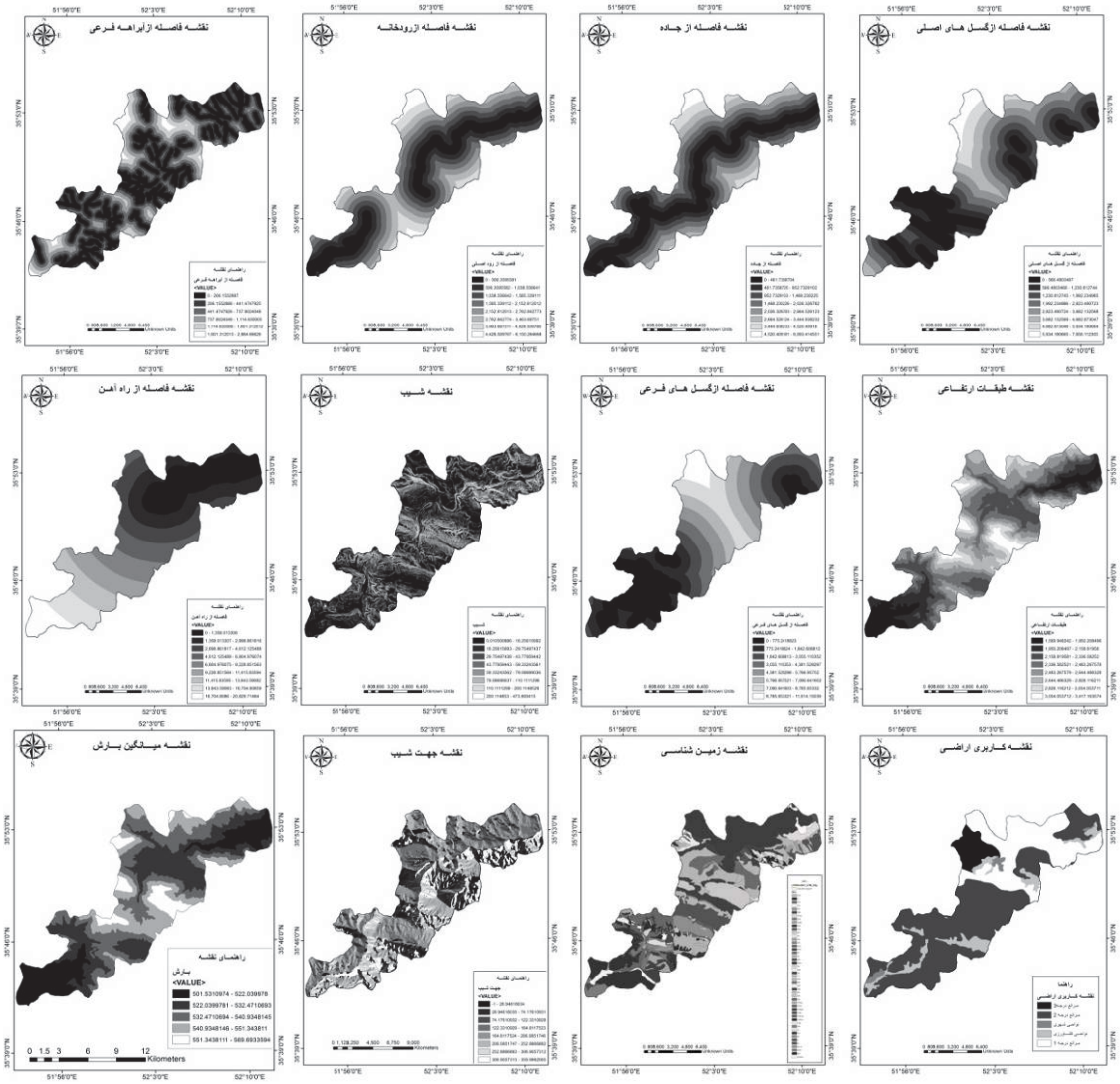
شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و استان‌های تهران و مازندران

مواد و روشها

از آنجایی که در این تحقیق هدف بررسی مناطق مستعد وقوع لغزش با استفاده از GIS می‌باشد لذا در مرحله اولنقشه های مورد نیاز شامل نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ رودهن، لواسان بزرگ و رینه و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران و دماوند در محیط نرم افزار Arc mapژئورفرنس شده و پس از آن رقومی شدند. از نقشه توپوگرافی لایه‌های مدل رقومی ارتفاعی، شیب، جهت شیب، جاده‌ها، رودخانه اصلی، رودهای فرعی، نقاط ارتفاعی و از نقشه زمین شناسی لایه های گسل‌های اصلی، گسل‌های فرعی و زمین شناسی منطقه به دست آمد. از آنجایی که روش‌های کمی و نیمه کمی در پهنه بندی خطر زمین لغزش نتایج مطمئن‌تری را به نسبت سایر روش‌ها ارائه می‌دهند و استفاده از این روش‌ها از اعتبار علمی بیشتری نسبت به سایر روش‌ها برخوردار می‌باشند، در نتیجه در طی سال‌های اخیر، توسط محققین علوم زمین توسعه زیادی پیدا کرده‌اند، لذا در این تحقیق به منظور پهنه بندی خطر وقوع زمین لغزش از روش رگرسیون خطی استفاده شد و جهت بررسی میزان صحت این روش و تطبیق نتایج آن با واقعیت، عکس‌های هوایی ۱:۴۰۰۰۰ منطقه در سال ۱۳۸۱ تهیه شد و لغزش‌های رخ داده در منطقه از روی این عکس‌ها شناسایی شدند (شکل شماره ۲) . در این پژوهش از لایه‌های زمین شناسی، کاربری اراضی، میانگین بارش، شیب، جهت شیب، فاصله از گسل‌های اصلی، فاصله از

گسل‌های فرعی، فاصله از رودخانه اصلی، فاصله از آبراهه فرعی، فاصله از راه آهن، فاصله از جاده و ارتفاع زمین برای پهنه بندی خطر وقوع زمین لغزش استفاده شده است (شکل شماره ۳).

شکل شماره (۲) پراکنش زمین لغزش‌های موجود در منطقه



شکل (۳) معیارهای مورد استفاده در پهنه بندی خطر وقوع زمین لغزش

یافته ها و بحث

در این مدل با در دست داشتن مقادیر معین متغیر مستقل (Xi) مقادیرYi یا متغیر وابسته را می‌توان به صورت خطی برآورد نمود. مدل کلی تابع رگرسیون به صورت معادله زیر است:

رابطه (۱)

(Yi=B1+B2xi+.....+Bjxi)

که در آن:

Yi= تخمین مقادیر وابسته، B1= ضریب ثابت یا عرض از مبدأ، B2= ضریب متغیر Xi، Xi=متغیر مستقل است.

معیار تخمین در این مدل ضریب تعیین تعدیل شده[۷۱] می‌باشد که دامنه ای بین ۰ و ۱ قرار داشته و مقادیر نزدیک به ۱ دال بر خوبی برازش می‌باشد. در روش رگرسیون خطی از نسبت سطوح گسیخته شده یا نقشه وقوع لغزش‌ها به عنوان متغیر وابسته استفاده می‌شود. پس از انتقال داده‌های نقطه‌ای معیارها از نرم افزارArcmapبهنرم افزارSpss، محاسبات رگرسیون خطی در این نرم‌افزار صورت گرفت. مقدار ضرایب هر یک از لایه‌ها با استفاده از روش رگرسیون خطی در جدول شماره (۱) نشان داده شده است. لازم به ذکر است برخی از معیارها به دلیل داشتن روابط همبستگی بالا با یکدیگر از مدل حذف و خارج شدند .نتایج مدل رگرسیون نشان داد که حضور یا عدم حضور این معیارها تأثیری در نتایج مدل و ضریب تعدیل نشده ندارد لذا تنها با استفاده از عوامل موثر مدل رگرسیون اجرا و معادله برآورد و نقشه نهایی به دست آمد.

جدول (۱) مقدار ضرایب هر یک از لایه‌ها با استفاده از روش رگرسیون خطی

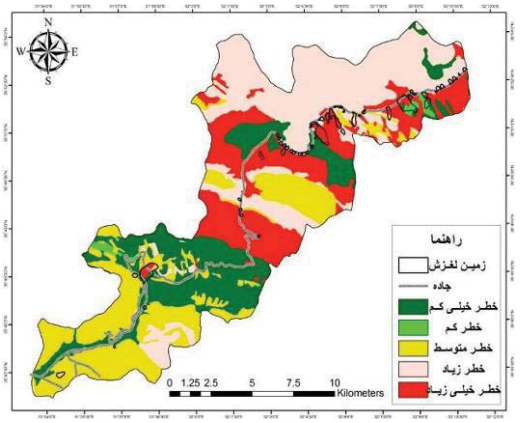
نام لایه	ضریب حاصل از رگرسیون گیری
بارش	- ۰/۰۱۲
جاده	- ۰/۰۰۱
زمین شناسی	۰/۰۲۶
رود اصلی	- ۰/۰۰۱
شیب	۰/۰۰۶
کاربری اراضی	- ۰/۰۰۹
ضریب ثابت	۷/۱۷۱
R=0/96	

نتیجه گیری

- مدل رگرسیون خطی

برای رگرسیون گیری ابتدا هر لایه به فرمت رستری تبدیل شد و پس از آن تمام لایه‌ها از حالت رستری به حالت نقطه‌ای تبدیل شد و به محیط نرم افزار Spss منتقل شد، سپس عملیات رگرسیون روی ارزش حاصل از این نقاط صورت گرفت و با به دست آمدن معادله برآورد رگرسیونی (حاصل از جدول۱) نقشه نهایی برآورد خطر زمین لغزش تهیه گردید(شکل شماره۴)

[71]-Adjusted R2



شکل (۴) نقشه نهایی پهنه بندی خطر وقوع زمین لغزشبا استفاده از مدل رگرسیون خطی

۴- نتایج و بحث

هر ساله پدیده زمین لغزش در مناطق کوهستانی کشور آسیب‌های قابل توجهی را به مناطق مسکونی و راه‌های ارتباطی و منابع طبیعی وارد می‌کند بنابراین لازم است تا مطالعات ویژه‌ای در این زمینه صورت پذیرد. شناسایی نواحی مستعد وقوع لغزش یکی از راه‌های اولیه در مدیریت منابع طبیعی و برنامه ریزی توسعه ای و عمرانی است. جهت اندازه‌گیری میزان دقت این روش در محیط Arc map از روش جداول متقاطع استفاده گردید تا بتوان مساحت لغزش‌های رخ داده را در هر یک از طبقات و پهنه بندی خطر محاسبه و تعیین نمود. این نتایج در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول (۲) مساحتزمین لغزش‌های رخ داده در طبقات و پهنه‌های مختلف خطر

	نتایج حاصل از روش رگرسیون خطی		
نواحی مخاطره	مساحت پهنه خطر		درصد لغزش‌های موجود
	KM^2	درصد	
نواحی دارای خطر بسیار زیاد	۴۳/۷۲	۲۱/۳۷	۵۰/۳۰
نواحی دارای خطر زیاد	۶۵/۹۴	۳۲/۲۳	۱۷/۵۹
نواحی دارای خطر متوسط	۴۹/۸۸	۲۴/۳۸	۹/۸۳
نواحی دارای خطر کم	۱/۷۱	۸/۳۵	۷/۸۹
نواحی دارای خطر بسیار کم	۴۳/۳۰	۲۱/۱۷	۱۴/۳۷

در نقشه‌های نهایی پهنه بندی، مساحت هر پهنه به دست آمدو نتایج حاصل از آن در جدول ۲درج گردید. همان‌طورمشخص است در روش رگرسیون خطی حدود ۵۳ درصد از منطقه دارای خطر بسیار زیاد و زیاد است و ۶۸درصد زمین لغزش‌های موجود در این ناحیه قرار گرفته‌اند.که به این ترتیب برای جلوگیری از بروز خطرات احتمالی در این مسیر، توجه به مطالعات صورت گرفته و انجام عملیات لازم جهت مقابله با این پدیده ضرورت دارد. علاوه بر این لازم است بررسی‌های تفضیلی‌تر رخداد زمین لغزش در مقیاس‌های بزرگ‌تر انجام شده و اقدامات لازم برای ممانعت از وقوع لغزش‌ها و پایداری دامنه‌ها و حفاظت جاده‌ها صورت پذیرد.

مراجع

۱. محمودی، فرج ا...، ۱۳۸۸، تألیف روژه کک، ژئومورفولوژی دینامیک - دینامیک درونی و دینامیک بیرونی، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۱۳۵
۲. سازمان جغرافیایی کشور (۱۳۷۷)، نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ رودهن
۳. سازمان جغرافیایی کشور (۱۳۷۷)، نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰لواسان بزرگ
۴. سازمان جغرافیایی کشور (۱۳۷۷)، نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ رینه
۵. سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران

شبیه سازی بارش و رواناب حوضه‌های آبخیز الموت، کردان با استفاده از مدلHEC-HMS

اکبرمهرجونژاد، عذرا ساعد، نگین الماسیان، خدیجه محمدی

دانش آموخته کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه تهران، akbar.mehrjoo434@gmail.com

دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه خوارزمی، azra_saed@yahoo.com

دانشجوی کارشناسی ارشد ژئومورفولوژی دانشگاه شهید بهشتی تهران، Almasiann@yahoo.com

دانشجوی کارشناسی ارشدمخاطرات محیطی دانشگاه تهران، fakhrebamyan@yahoo.com

۱- مقدمه

پیش بینی و تعیین میزان کمی فرآیندهای تولید رواناب و انتقال آن به نقطه خروجی حوضه آبخیز از اهمیت خاصی برخوردار است. برای کنترل و هدایت رواناب و تخلیه جریا نهای سطحی در اراضی کشاورزی و انتقال آنها به محل مناسب و خارج از منطقه، مدل های متفاوتی توسط محققین، سازمان های مطالعاتی - تحقیقاتی در کشورهای مختلف جهان ارائه شده و مورد استفاده نیز قرار گرفته است (نشاط، ۱۳۸۰). امروزه استفاده از مدل ها در شبیه سازی بارش -رواناب برای دسترسی به خصوصیات سیلاب از قبیل زمان رسیدن به دبی و زمان اوج متداول شده HEC-HMS است. در این ارتباط واسنجی و ارزیابی این مدل ها امری ضروری و گاهاً اجتناب‌ناپذیر است. در این تحقیق با انتخاب مدل هایی از برنامه عمل واسنجی و ارزیابی آن در یک محدوده جغرافیایی معین مورد بررسی قرار گرفته است. ورودی شناخته شده بارندگی و خروجی نامعلوم رواناب می باشد و رابطه بین این دو مدل تعیین می‌نماید به عبارت دیگر HEC-HMS در مدل های ورودی معلوم در بالا دست جریان و خروجی نامعلوم در پایین دست جریان واقع شده است.

حوضه‌های آبخیز الموت و کردان به‌ترتیب با وسعتی برابر ۳۶۸و ۷۳۸ کیلومتر مربع، در موقعیت جغرافیایی ´۲۰ °۳۶ تا ´۳۳ °۳۶ عرض شمالی و´۲۳ °۵۰ تا ´۰۴۱ °۵۰ طول شرقی؛ ´۵۵ °۳۵ تا ´۰۵ °۳۶ عرض شمالی و ´۴۵ °۵۰ تا ´۰۵ °۵۱ طول شرقی واقع شده‌اند، و بر اساس تقسیم‌بندی اقلیمی دومارتن، دارای ماکرواقلیم از نوع نیمه‌خشک، مدیترانه‌ای، نیمه‌مرطوب، مرطوب و خیلی‌مرطوب می‌باشند. هدف پژوهش حاضر برآورد شبیه سازی بارش و رواناب در حوضه‌های مورد مطالعه با استفاده از مدل HEC-HMS می‌باشد

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱ معرفی مدل HEC-HMS

مدل HEC-HMS توسط گروه مهندسان ارتش آمریکا طراحی شده است. در این مدل با استفاده از یک سری روابط ساده، تلفات بالقوه حوضه، هیدروگراف واحد و داده های بارندگی بازسازی سیلاب‌ها انجام می شود. این مدل به منظور شبیه سازی رواناب سطحی حاصل از بارندگی توسط نمایش قسمت‌های اتصالات داخلی سیستم حوضه می باشد. هریک از اجزای مدل یک قسمت از فرآیند بارش – رواناب در محدوده یک زیرحوضه را مطالعه می کند که شامل رواناب سطحی، جریان رودخانه ای و مخزن می باشد. برای هر یک از این قسمت‌ها در مدل پارامترهای خاصی در قالب روابط ریاضی تعریف شده اند. نتیجه نهایی فرآیندهای مدل، محاسبه هیدروگراف رواناب مستقیم برای مساحت‌های

خاصی از حوضه و هیدروگراف‌های جریان در مناطق مورد نظر از حوضه می باشد. به منظور انجام عملیات شبیه سازی چهار مرحله کلی

پیش‌بینی شده است که هر مرحله شامل روش‌های محاسباتی هیدرولوژیکی مربوط به خود است.

۱- ورود اطلاعات هواشناسی (بارندگی)، فیزیوگرافی و هیدرولوژیکی ۲- مدل حوضه ۳- مدل بارش ۴- مشخصات کنترل.

داده‌های بارندگی، دبی و دمای روزانه و هم‌چنین تبخیر ماهانه ایستگاه نجم آباد و باغ کلایه برای سال‌های ۱۳۶۶ و ۱۳۸۸جهت شبیه‌سازی بارش ـ رواناب با مدل HEC-HMS استفاده شد. در مولفه مدل، روش SCS Curve Number در قسمت تلفات بارش استفاده شد. پارامترهای مورد نیاز این روش گیرش اولیه، شماره منحنی و درصد سطح غیر قابل نفوذ حوضه می‌باشد پس از تهیه مقدار متوسط CN، امکان محاسبه ذخیره سطحی خاک (S) از طریق رابطه ۱ فراهم شد. تخمین میزان تجربی گیرش اولیه با استفاده از رابطه ۲ صورت می‌گیرد که در مطالعه‌های زیادی استفاده شده است (Baltas و همکاران، ۲۰۰۷؛ Lim و همکاران، ۲۰۰۶).

$$S = (25400/CN) - 254$$ رابطه۱)

$$Ia = 0.2S$$ رابطه۲)

در بخش "تبدیل یا انتقال" مؤلفه مدل حوضه از روش هیدروگراف واحد SCS استفاده گردید. پارامتر مورد نیاز این روش، زمان تأخیر می‌باشد که از رابطه ۳ بدست آمد؛ با توجه به هدف پژوهش و اهمیت میزان S و CN در شبیه‌سازی رواناب حوضه مطالعاتی، از این رابطه استفاده گردید.

$$t_{lag} = [L^{0.8} * (S+1)^{0.7}] / 1900y^{0.5}$$ رابطه۳)

$$S = (1000/CN) - 10$$

در این رابطه L طول رودخانه اصلی بر حسب فوت، y شیب رودخانه اصلی بر حسب درصد، CN شماره منحنی، t_{lag} زمان تأخیر بر حسب ساعت و S نگهداشت آب در سطح حوضه می‌باشد.

۳- نتایج و بحث

جدول ۱ مشخصه‌های فیزیکی حوضه‌ی آبخیز کردان و الموت و پارامترهای وارد شده در مدل HEC-HMS برای سال‌های ۱۳۶۶ و ۱۳۸۸ نشان می دهد. نتایج حاصل از شبیه‌سازی بارش ـ رواناب حوضه‌های مورد بررسی با مدل HEC-HMS در جدول ۲ نشان داده شده است. بر مبنای این یافته‌ها، ضریب رواناب در حوضه‌ی کردان از ۷۱/۳۸ درصد در سال ۱۳۶۶ به ۷۷/۸۹ درصد در سال ۱۳۸۸ و در حوضه‌ی الموت از ۷۲/۰۴ درصد در سال ۱۳۶۶ به ۷۷/۷۸ درصد در سال ۱۳۸۸ افزایش پیدا کرده است. شکل‌های ۱ و ۲ هیدروگراف دبی روزانه شبیه‌سازی شده با مدل HEC-HMS در حوضه آبخیز الموت را نشان می‌دهد. مقادیر آغازین، حداقل و حداکثر استفاده شده در مرحله واسنجی مدل هم در جدول ۳ نشان داده شده است.

جدول۱ مشخصه‌های فیزیکی حوضه ی آبخیز کردان و الموت و پارامترهای وارد شده در مدل HEC-HMS

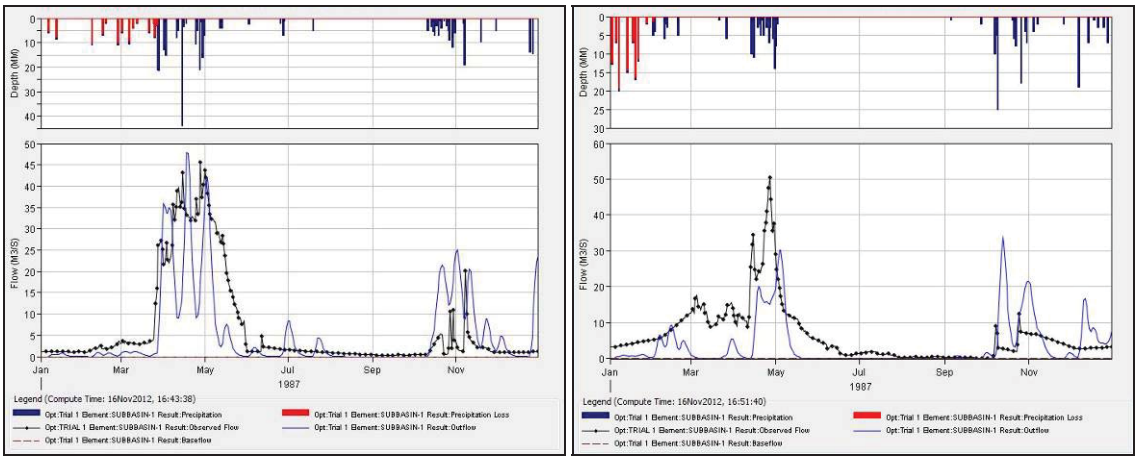
نام حوضه	سال	طول آبراهه اصلی(فوت)	شیب آبراهه به درصد	شماره منحنی	ذخیره سطحی (میلی متر)	گیرش اولیه (میلی متر)	زمان تأخیر (ساعت)	سطح غیر قابل نفوذ (درصد)
کردان	۱۳۶۶	۷۰/۲۴۸۲۵۷	۲/۵۶	۷۳/۵	۹۱/۳۴	۱۸/۲۶	۱۹/۷۸	۴
	۱۳۸۸			۷۴/۵	۸۶/۸۰	۱۷/۳۶	۱۹/۴۶	۱۰
الموت	۱۳۶۶	۳۰/۱۱۸۸۲۵	۲/۶۲	۷۰	۱۰۸/۸۵	۲۱/۷۷	۱۲/۰۱	۵
	۱۳۸۸			۷۵ ۷۵/	۸۲/۴۲	۱۶/۴۸	۱۰/۲۱	۱۰

جدول ۲ کمیت مؤلفه‌های بیلان هیدرولوژیکی حوضه و آبراهه کردان و الموت در سال‌های ۱۳۶۶، ۱۳۸۸

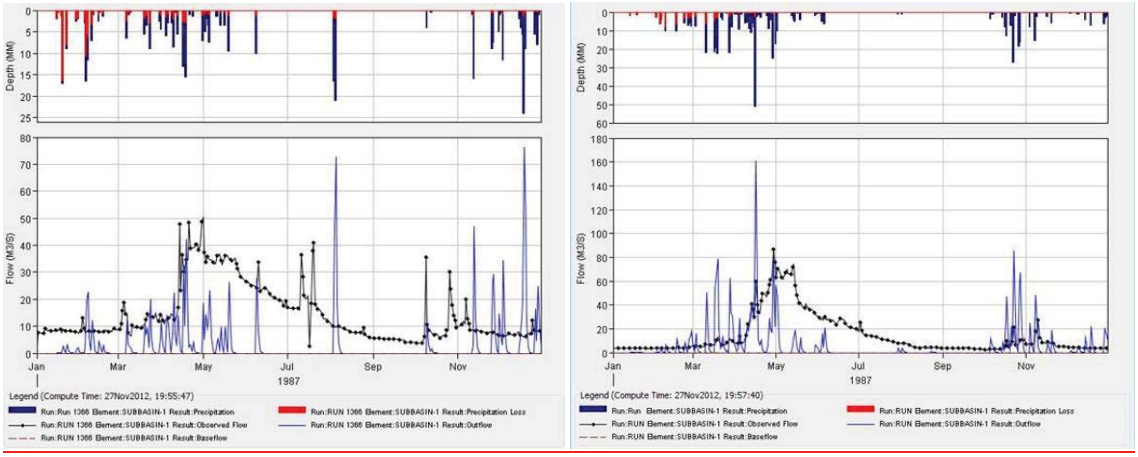
نام حوضه	سال	بارش سالانه (میلی متر)	رواناب سالانه (میلی متر)	تلفات بارش (میلی متر)	ضریب‌رواناب (درصد)
کردان	۱۳۶۶	۳۴۶	۲۴۷	۹۹	۷۱/۳۸
	۱۳۸۸	۴۴۵/۵	۳۴۷	۹۸/۵	۷۷/۸۹
الموت	۱۳۶۶	۳۸۵/۵	۲۷۷/۷۲	۱۰۷/۷۸	۷۲/۰۴
	۱۳۸۸	۳۷۶/۵	۲۹۲/۸۷	۸۳/۶۳	۷۷/۷۸

جدول ۳ مقادیر آغازین، حداقل و حداکثر استفاده شده در مرحله واسنجی مدل

سال	پارامترهای واسنجی	مقدار آغازین(کردان)	مقدار آغازین(الموت)	مقدار حداقل مجاز	مقدار حداکثر مجاز
۱۳۶۶	شماره منحنی	۷۳/۵۵	۷۰	۳۵	۹۹
	گیرش اولیه	۱۸/۲۶	۲۱/۷۷	۰/۰۰۱	۵۰۰
	زمان تاخیر(دقیقه)	۱۱۸۷	۷۲۰/۶	۰	۳۰۰۰۰
۱۳۸۸	شماره منحنی	۷۴/۵۳	۷۵/۵	۳۵	۹۹
	گیرش اولیه	۱۷/۳۶	۱۶/۴۸	۰/۰۰۱	۵۰۰
	زمان تاخیر(دقیقه)	۱۱۶۸	۶۱۲/۶	۰	۳۰۰۰۰



شکل ۱ دبی روزانه شبیه‌سازی شده با مدل HEC-HMS حوضه‌ی کردان سال ۱۳۶۶(سمت راست) و ۱۳۸۸(سمت چپ)



شکل ۷ دبی روزانه شبیه‌سازی شده با مدل HEC-HMS حوضه‌ی الموت سال ۱۳۶۶(سمت راست) و ۱۳۸۸(سمت چپ)

۴- نتیجه گیری

فعالیت‌های انسانی و تغییر کاربری اراضی از قبیل: تخریب پوشش گیاهی و خاک، تسطیح زمین و تخریب خطوط تقسیم آب، قطع کردن مسیل‌های زهکشی طبیعی و افزایش سطوح نفوذناپذیر سیکل هیدرولوژی و تولید رواناب را طی سال‌های ۱۳۶۶ تا ۱۳۸۸ در حوضه‌های مورد مطالعه متأثر ساخته است. به‌طوری که ضریب رواناب در حوضه‌های مورد مطالعه با وجود کاهش بارش، افزایش پیدا کرده است (جدول ۲) این تغییرات در نتیجه‌ی تأثیر تغییر کاربری اراضی این حوضه بر سیستم هیدرولوژیکی آن اتفاق افتاده که با گسترش اراضی غیر قابل نفوذ و افزایش میزان CN، موجب افزایش ضریب رواناب و در نتیجه دبی‌های حداکثر لحظه‌ای بزرگ‌تر شده؛ که این افزایش رویداد بیشتر سیلاب را در محدوده حوضه‌های آبخیز الموت و کردان بدنبال دارد.

۵- منابع

نشاط،ع، ۱۳۸۰؛ استفاده از روش SCS در برآورد شرایط جذب و دفع آب و هیدروگراف‌های سیلاب در حوضه آبریز باغ ملک، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد رشته آبیاری و زهکشی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.

Baltas, E.A., Dervos, N.A. and Mimikou, M.A. 2007. Technical note: Determination of SCS initial abstraction ratio in an experimental watershed in Greece. Hydrology and Earth System Sciences, 11:1825-1829.

Lim, K.J., Bernard, A., Suresh, E. and Horbor, J. 2006. Effects of initial abstraction and urbanization on estimated runoff using CN technology. American Water Resource Association, 629-643