تحلیل قلمروهای ژئومورفیک حوضه هامون با استفاده از تکنیک GIS

عبدالله سیف[۱]، محسن پورخسروانی[۲]
Mohsen_pourkhosravani_۲۰۰۷@yahoo.com

چکیده

هامون فرونشست تکتونیکی کم عمقی است که به صورت دشتی هموار میان گسل های اصلی هریرود در غرب و گسل چمن افغانستان در شرق قرار گرفته و پایانه تجمع آب های هندوکش و شاخه های سرچشمه گرفته از ایران است . این پژوهش سعی دارد با استفاده از تکنیک GIS به تحلیل قلمروهای ژئومورفیک حوضه هامون بپردازد. نتایج این تحقیق نشان می دهد که قلمروهای ژئومرفیک پلایای هامون حاکی از عملکرد سیستم های شکلزای فلوویال، زمین ساخت و بادرفتی در این منطقه است. عملکرد این سیستم ها باعث ایجاد سطوح ارضی محدب(کوهستان) در غرب حوضه، سطوح مقعر(دشت سر) و سطوح مستوی شده است. سطوح مستوی منطبق بر زمین های صاف و هموار کف پلایا است که دارای شیب اندک صفر تا ۹ درصد است . همچنین وجود ژئو فرم های مختلف مانند مخروط افکنه، گالی، پهنه های ماسه ای و تپه شاهد در این حوضه ، حاصل عملکرد این سیستمها است . حوضه هامون از تنوع زمین شناسی چندانی برخوردار نبوده، عموما از رسوبات کواترنر تشکیل شده و بدلیل وجود عناصر ریز دانه رس و سیلت، غیر قابل نفوذ است . از طرف دیگر وجود تپه شاهدهای گوناگون در این ناحیه بیانگر عملکرد فرایند فرسایش برای یک مدت طولانی است.

واژه های کلیدی: پلایا، ژئومورفیک، سیستم شکلزا، هامون.

---

[۱] . استادیار دانشکده جغرافیای دانشگاه اصفهان

۲ . دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان(مسول مکاتبات)

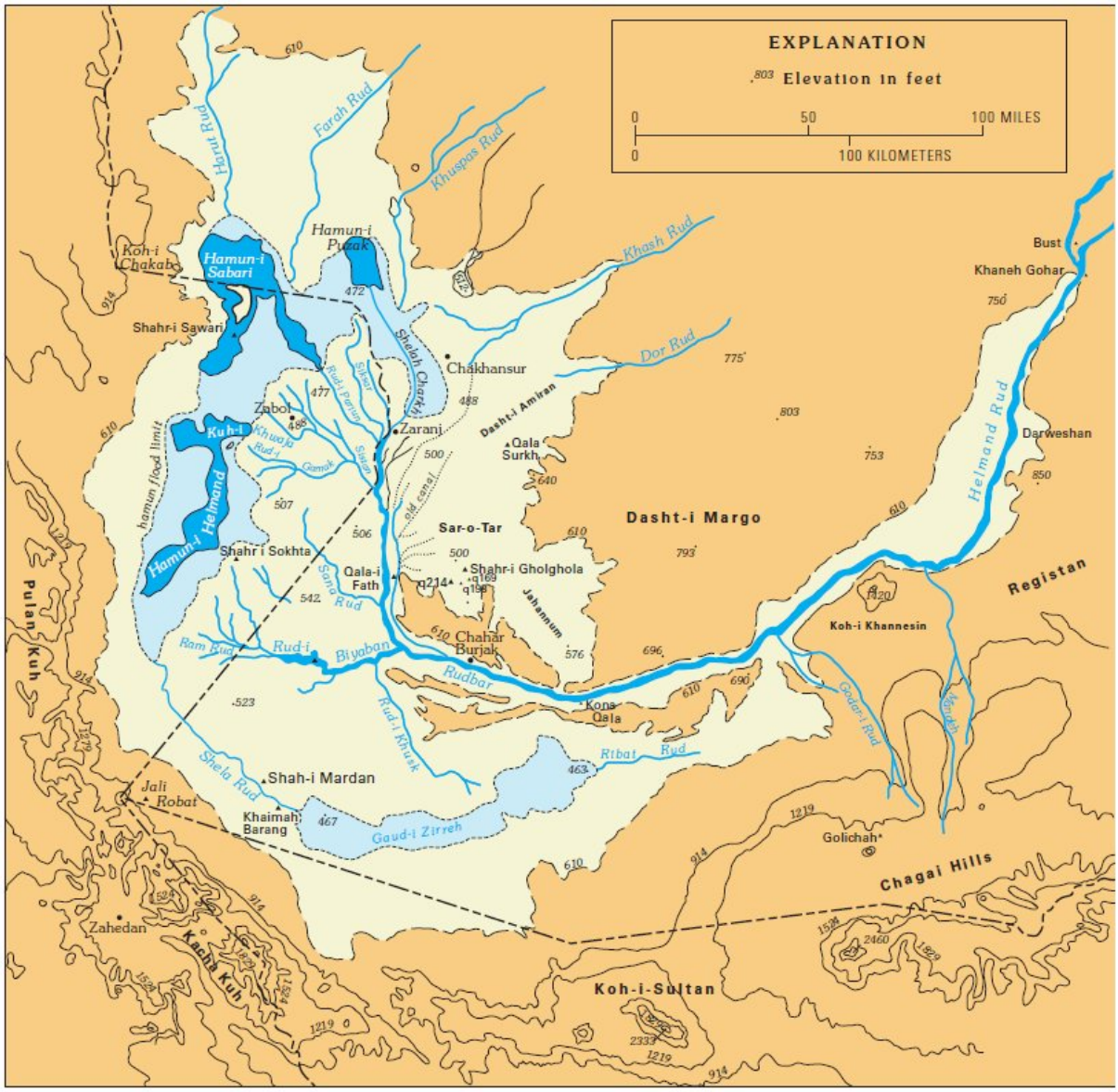
مقدمه

ژئومرفولوژی کاربردی پس از توصیف منطقی و ژنتیک پدیده ها و طبقه بندی موضوعات بر مبنای آن ، به تفسیر و توضیح علمی و منطقی آنها می پردازد. حالت ژنتیک پدیده ها یکی از مهمترین ویزگی هایی است که در ژئومرفولوژی نوین مورد توجه خاصی قرار می گیرد، جنبه کاربردی ژئومرفولوژی با همین خصوصیات ژنتیکی در ارتباط است. زیرا ژنتیک در ژئومرفولوژی، تدوین اصول و قواعد پیدایش اشکال مختلف ناهمواری ها و شکل بندی و تحول بعدی آنها را به صورت منطقی و مستدل امکان پذیر می سازد. تدوین این قوانین بر اساس تغییر پذیری فرمهای سطح زمین با آهنگهای متفاوت انجام می شود. ژئومرفولوژی با فراهم آوردن اطلاعات دقیق از مرفودینامیک محیط و شناخت فرم های پایدار ویا ناپایدار و محاسبه میزان پایداری و همچنین عوامل موثر در پایداری لندفرمها و یا آسیب پذیری آن در ارتباط با نوع فعالیت در خدمت انسان قرار می گیرد در این صورت مفهوم کاملا کاربردی پیدا می کند که می تواند راهگشای تدوین اصول راهبردی مدیریت محیط گردد. قسمت عمده خاک ایران تا اوایل دوران سوم (ائوسن) پوشیده از آب بود. در دوره ائوسن فعالیت های ساختمانی همراه با تشدید شرایط اتشفشانی به تدریج با خروج بخشهای کناری و پست مرکزی همراه شد. در نتیجه ارتفاعات البرز و زاگرس و ایران مرکزی همچنین ارتفاعات شرق ایران و مکران ظاهر شدند در دوره میوسن دریا به کلی از مرکز ایران رها شد و سپس فرورفتگی ها و پلایاهای متعددی بر جای گذاشت که تاکنون موقعیت خود را به صورت دریای نمک، کویرهای گوناگون و غالبا به صورت حوضه های بسته یا بخش انتهایی جریان های داخلی و حوضه های نمک دار حفظ کرده است(معتمد، ۱۳۸۲ ،۵۰). از جمله این چاله های بسته تالاب هامون است. تالاب هامون بزرگترین و مهمترین دریاچه آب شیرین ایران است که حداکثر مساحت آن حدود ۵۷۰۰ کیلومتر مربع برآورد شده است. ۳۲۸۰ کیلومتر مربع آن در ایران و الباقی در کشور افغانستان قرار دارد (حدود ۶۸٪ در ایران و ۳۲٪ در افغانستان). تالاب هامون از سه قسمت به نامهای هامون پوزک، هامون صابری و هامون هیرمند تشکیل شده که در مواقع پرآبی به هم می پیوندند و در یک تراز همسطح مجموعه تالاب را تشکیل می دهند. مازاد آب هامون از طریق رودخانه شیله به سمت جنوب شرق هدایت شده و پس از طی مسافتی در کودال طبیعی بزرگی به نام گودزره در داخل افغانستان می ریزد. تغییرات سطح دریاچه ها را در سال های مختلف نشان می دهد. دریاچه هامون از سال ۱۳۶۹ تاسال ۱۳۷۷پرآب بوده و از سال ۱۳۷۸ به بعد کم کم خشک شده و در سال ۱۳۸۱ کاملا خشک شده است. تغییرات سطح دریاچه ها در سال های مختلف جدول شماره(۱) درج گردیده است.

جدول(۱) مساحت دریاچه در سالهای مختلف

سال	۱۳۷۹	۱۳۷۸	۱۳۷۷	۱۳۷۰	۱۳۶۹	۱۳۶۸	۱۳۶۷	۱۳۶۶	۱۳۶۵	۱۳۶۴
سطح دریاچه(km۲)	۰	۲۴۰۰	۵۰۷۲	۵۴۸۰	۵۲۴۹	۴۸۵۰	۳۷۹۹	۳۵۵۲	۴۰۷۴	۴۱۳۲

از سال ۱۳۶۲ تا ۱۳۷۱ روند تغییرات آبدهی سالیانه رودخانه هیرمند یک روند افزایشی بوده که بیشترین دبی مربوط به سال ۷۰- ۱۳۶۹ و از سال ۱۳۷۵ روند تغییرات کاهشی بوده که به حداقل خود در ۶ سال اخیر رسیده است(سلیقه و همکاران، ۱۳۸۹).



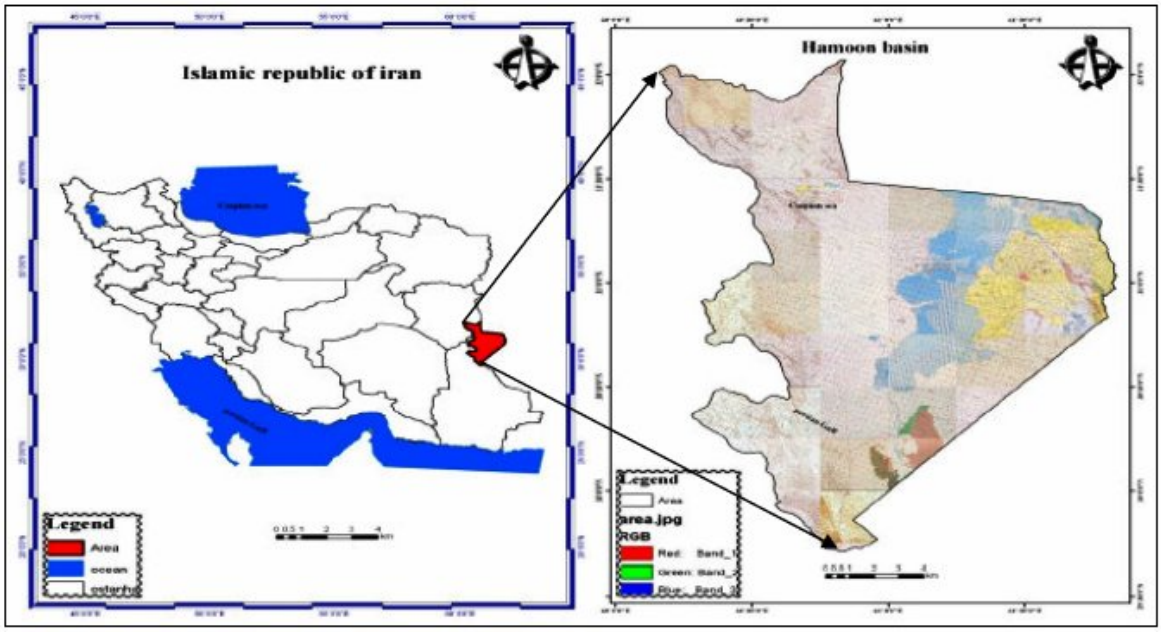
شکل(۱) موقعیت سه قسمت تالاب هامون، اقتباس از (Whitney,۲۰۰۶،۳)

اولین بار کلینسلی در سال ۱۹۷۰ با مطالعه پلاهای شصت گانه ایران ، قلمرو پلایای هامون را بررسی و رخساره های موجود در اطراف پلایا را تفکیک نموده است(کلینسلی، ۱۳۸۱، ۱۴۸). سیف(۱۳۸۴) با استفاده از تصاویر ماهواره ای برای نخستین بار به بازسازی قلمروهای ژئومورفیک دیرینه پلایای گاوخونی پرداخته و چهار سطح تراسهای دریاچه ای را شناسایی نموده است. صمد فتوحی(۱۳۷۷) تحلیل سیستم‌های ژئومورفیک در پلایای داراب را مورد توجه قرار داده و در پایان به منظور کنترل سیستم‌های ژئومورفیک پلایای داراب و بهره‌برداری بهینه از آن با ذکر چند قاعده و فرمان سیستمی، توصیه به پیروی از آن‌ها نموده است(فتوحی،۱۳۷۷، ۲۹۹). به طور کلی تهیه و استفاده از نقشه جهت تحلیل موضوعات گوناگون جغرافیایی و نمایش آنها از اهمیت بسیار بالایی برخوردار است. از جمله، نقشه‌های ژئومورفولوژی که صورتی نمادین از یک طبقه بندی علمی است و ضمن نمایش پدیده‌ای به صورت نماد، وابستگی آن پدیده به فرایندی را که در جریان آن شکل گرفته، تطور تاریخی، سیستم‌های شکل‌زا و ساز و کار فرایندهای به وجود آورنده آن را در قالب نمادهای از قبل تعریف شده ، نشان می دهد. با توجه به

اینکه بسیاری از پدیده‌های ژئومورفیک در بستر تاریخی حیات انسان نقش اساسی داشته‌اند، ترسیم این نقشه‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. نقشه‌های ژئومورفولوژی برای بیننده این امکان را به وجود می‌آورد تا بتواند روابط فضایی موجود بین پدیده‌ها را درک کند. این ویژگی تحلیل بیننده را به سوی جامع نگری، کل نگری و روش قیاس در مقابل روش تجردگرایانه و استقرایی هدایت می-کند. نمادهای به کار گرفته در نقشه علاوه بر توزیع مکانی و زمانی پدیده‌ها ، بار مفهومی بسیار پیچیده‌ای از یک پدیده را به بیننده القاء می‌کند که از طریق نوشتاری و گفتاری شاید امکان آن وجود نداشته باشد.(رامشت، ۱۳۸۵، ۴ - ۷).در تهیه نقشه‌های ژئومورفولوژی شناسایی فرم‌ها و فرآیندها، رخساره‌های ارضی، تفکیک سطوح ارضی، نمایش زمان رخدادی پدیده‌ها و سمبولیزه کردن آن‌ها اساس کار قرار می‌گیرند. ابزار سه گانه انجام عملیات شناسایی فرم و فرآیند عبارتند از نقشه‌های توپوگرافی، عکس‌های هوایی و پردازش تصاویر، بررسی و مشاهده‌ی میدانی مستقیم است (موسوی، ۱۳۸۸ ،۶۰). این پژوهش سعی دارد با استفاده از تکنیک GIS به بررسی و تحلیل قلمروهای حوضه هامون بپردازد.

موقعیت منطقه مورد مطالعه

دریاچه هامون در دشت سیستان با مساحت ۴۰۰۰ کیلومتر مربع و عمق متوسط(۵) در فصول پر آبی بزر گترین دریاچه آب شیرین کشور است که در شمال و شمال غربی این دشت سیستان قرار گرفته و به سه قسمت پوزک، صابوری و هیرمند تقسیم شده است. این دریاچه از طریق رودخانه سیستان، رود خانه پریان مرزی، فراه رود، چخان رود، خاش رود از افغانستان و بندان، شورو و چند رودخانه کوچک دیگر تغذیه می شود. مجموعه تالابی هامون ها از سه هامون هیرمند، صابوری و پوزک تشکیل شده است. هامون هیرمند به طورکلی در داخل خاک ایران واقع شده و نسبت به دو هامون دیگر بزرگتر است. مساحت این هامون حدود ۲۵۰۰ کیلومتر مربع است(تفرج نوروز و همکاران، ۱۳۸۲).



شکل(۲) موقعیت منطقه مورد مطالعه

روش تحقیق

این تحقیق مبتنی بر بازدیدهای میدانی، منابع کتابخانه ای و استفاده از نقشه های توپوگرافی، DEM و تصاویر ماهواره ای صورت گرفته است. به این منظور ابتدا با زمین مرجع کردن نقشه های توپوگرافی منطقه مطالعاتی منطقه مورد نظر تحدید حدود گردید. سپس رخساره های

مختلف ژئومورفیک مانند سطوح، مواد مادری و ژئوفرمها با استفاده از نقشه های توپوگرافی، DEM ، نقشه های زمین شناسی و تصاویر ماهواره ای مشخص و نقشه های آن در محیط Arc GIS ترسیم گردید. سپس از تلفیق نقشه های رخساره ها ، نقشه ژئومورفولوژی منطقه مطالعاتی تهیه گردید.

زمین ساخت منطقه مطالعاتی

دشت سیستان و قسمت های شرقی آن در افغانستان تحت عنوان دلتای هیرمند در آخرین دوران زمین شناسی در اثر انباشته شدن رسوبات و آبرفت های حاصل از آب های جاری به ویژه هیرمند پر شده و به شکل کنونی در آمده است . بنابراین هامون فرونشست تکتونیکی کم عمقی است که به صورت دشتی هموار میان گسل های اصلی هریرود در غرب و گسل چمن افغانستان در شرق قرار گرفته است و پایانه تجمع آبهای هندوکش و شاخه های سرچشمه گرفته از ایران می باشد. بررسی ها نشان می دهد که این دریاچه در دوره پلیوستوسن گسترش بیشتری داشته که دلیل عمده آن ذوب یخچال های رشته کوههای هندوکش بوده است. رسوب گذاری رودخانه هیرمند آخرین رسوبات خود را در دریاچه هامون به جا می گذارد و اراضی مناسبی را جهت کشاورزی، منابع طبیعی ، دامداری و حیات وحش ایجاد می نماید ؛ اما همین اراضی مستعد، در زمان خشکسالی بستر برداشت رسوبات ریزدانه شده و طوفان های شدید گرد و غبار را به وجود می آورند.

بخش سفلی رودخانه هیرمند شامل هامون ها و مجموعه اطراف آن از دید زمین ساختی به نام بلوک هیلمند یا هلمند معروف است(نبوی، ۱۳۵۶، ۴۷). در اثر حرکات تکتونیکی و فعالیت های کوهزایی آلپی (پاسادنین) اواخر ترشیاری و اوایل کواترنر نوعی فرورفتگی به وجود آمد که محل تخلیه بار جامد آب های جاری اطراف به ویژه رودخانه هیرمند گردید و در نهایت دشت نسبتا مسطح سیستان (هامون ها و مجموعه اطراف آن) را به وجود آورد. شیب این دشت از جنوب شرق در حوالی مرز افغانستان به طرف شمال غرب در نزدیکی هامون ها کاسته می شود. این واحد زمین ساختی علی رغم یکنواختی نسبی توسط عوارض مورفولوژیکی زیر گوناگونی و تنوع خاص می یابد:

الف -هامون های سه گانه ی پوزک، صابری و هیرمند در شمال و غرب دشت؛

ب -برجستگی مدور و گنبدی شکل کوه خواجه در هامون هیرمند و به قطر ۲ تا ۲/۵ کیلومتر و ارتفاع ۶۱۲ متر که مرتف عترین عارضه دشت است و از سنگ هایی از جنس بازالت و آهک تشکیل شده است.

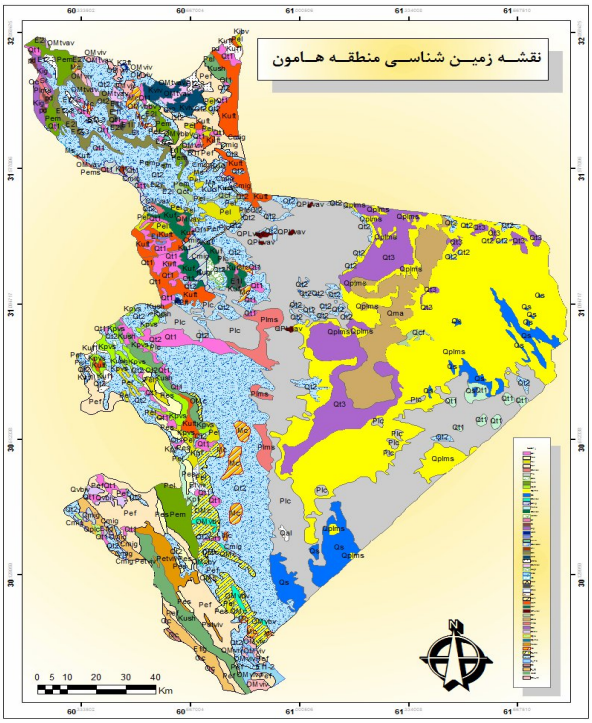
پ -وجود حفره ها یا چاله های طبیعی در جنوب شرق ناحیه به نام چاه نیمه ها؛

ت -وجود تپه های ماسه ای که مهم ترین آنها یکی در شمال شرق زابل در امتداد رودخانه ی ملکی و نیاتک و دیگری در بین روستاهای قلعه نو و لوتک می باشد؛

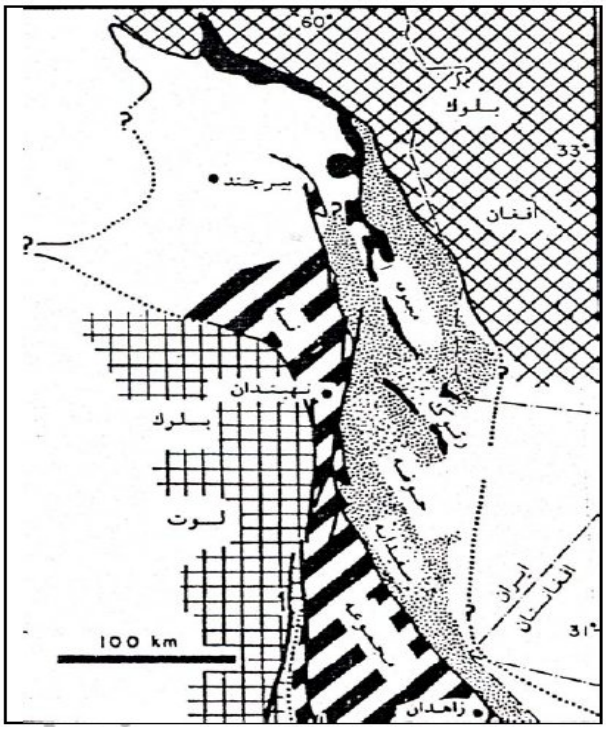
ث -وجود تراس های دریاچه ای در شرق و شمال شرق تاسوکی؛

ج -حد غربی دشت سیستان در غرب رودخانه ی شیله را ادامه گسل هریرود تشکیل می دهد. این گسل از شمال شرقی کشور تا جنوب شرقی با راستای شمالی – جنوبی ادامه دارد و اد امه آن در منطقه ی مورد مطالعه به نام گسل زاهدان نامیده می شود. این گسل چهره برجسته مرفوتکتونیک منطقه بوده که با حرکات خود سبب فرو افتادن این پهنه شده و در به وجود آوردن دریاچه هامون نقش اصلی و اساسی داشته است(لشکری پور و غفوری، ۱۳۷۷، ۲۵۵). گسل زاهدان دارای حرکت راست لغز بوده و در شمال به گسل سفیدابه ختم می شود(مریدی، ۱۳۷۳، ۷). شواهدی دال بر قطع آبرفت های کواترنر توسط این گسل نشانگر تکتونیک فعال در منطقه است. زمردیان و پورکرمانی(۱۳۶۷ ، ۱۰۰) گزارش دادند که حاشیه دشت سیستان به صورت فرورفتگی گسل نرمال(عادی) در نظر گرفته شده جای تامل دارد. با توجه به این نظریه پایین افتادگی دشت زابل حدود ۲۰ متر است و به وسیله دیواره ای که احتمالا آینه گسل می

باشد ، از بخش مرتفع دشت جدا می شود. این قسمت دشت در اطراف چاه نیمه مجددا با نقاط مرتفع دیگری با ارتفاع ۴۹۵ تا ۵۱۷ متر محدود شده و تقریبا شکل فروزمین را به خود می گیرد . شاید آنچه را که این مؤلفان به عنوان آینه گسل تصور کرد ه اند، حاشیه تراس هایی باشد که شهر سوخته بر روی آنها ساخته شده است. زیرا با توجه به سیستم فشاری - لغزشی که بر مناطق حاشیه ی دشت سیستان حاکم است فعالیت گسل های نرمال(عادی) گستره را مور د تردید قرار می دهد. کل هامو ن ها در این منطقه یک فرو افتادگی تکتونیکی است که حاصل بالا آمدن مناطق مجاور مثل کو ه های شمال، شمال غرب، غرب و جنوب غرب دشت زابل است که به منطقه جوش خورده سیستان معروف بوده و در یک ساز و کار فشارشی - لغزشی تشکیل شده اند(Camp and Griffis ، ۱۹۸۲، ۲۲۱، Tirrul et al ، ۱۹۸۳، ۱۳۰). شواهد زمین شناسی از جمله وجود ضخامت زیاد رسوبات یکنواخت ریزدانه دردشت سیستان گواه تعادل در حرکات اروژنی(کوهزایی) و اپیروژنی(خشکی زایی) در دشت و حوضه آبریز هیرمند می باشد(ابراهیم زاده و همکاران، ۱۳۸۳).



شکل(۳) نقشه زمین شناسی حوضه هامون



شکل(۴)زون جوش خورده سیستان(درویش زاده، ۱۳۷۰، ۲۱۹)

یافته های تحقیق

تحلیل جنس اراضی

تعیین جنس اراضی و تاثیر آن بر شکل زایی از اهمیت فراوانی برخوردار است. دلیل آن از یک سو به علت مقاومت متفاوت سنگ های گوناگون در مقابل عوامل فرسایش است و از سویی دیگر رفتارهای متفاوت هر یک از آنها در اقلیم های گوناگون است. یک نوع سنگ در یک اقلیم خاص ممکن است مقاوم باشد ولی در اقلیمی دیگر فرسایش یابد. رفتار نوعی دیگر از سنگ ها ممکن است کاملا برعکس سنگ پیشین باشد. مقاومت متفاوت انواع سنگ ها در مقابل عوامل تکتونیکی هم می تواند واجد اشکال بسیار گوناگون سطح زمین باشد. از این رو تاثیر جنس اراضی در شکل زایی پیچیده و جالب توجه است. حوضه هامون را از نظر جنس اراضی به هشت بخش

تقسیم نموده ایم که این بخش ها شامل مواد آذرین، رسوبات آبرفتی، رسوبات دریاچه ای، نمکزار، سنگ آهک، ماسه سنگ، کنگلومرا و رسوبات فلیش می باشد. همان گونه که شکل(۵) نشان می دهد رسوبات آبرفتی و دریاچه داده اند.

سطوح ارضی حوضه هامون

اگر بخواهیم اراضی واقع در حوضه هامون را از لحاظ فرم تقسیم بندی نماییم می توانیم در یک نگاه کلی دو سیستم ارضی را در آن تشخیص دهیم:۱- سیستم کوهستانی ۲- اراضی پست

اراضی پست به دشت سر و سطوح مستوی تقسیم می گردند. تئوری‌های مختلفی در مورد تشکیل دشت سر بیان شده است. در یک طبقه بندی سه حالت برای پدی مانتاسیون در نظر گرفته شده است :

۱) حالتی که آن را گسترش پدیمنت به سمت کوهستان می‌گویند که در این زمینه سه تئوری مختلف تبیین شده است :

گسترش جانبی توسط خطوط اصلی زهکشی

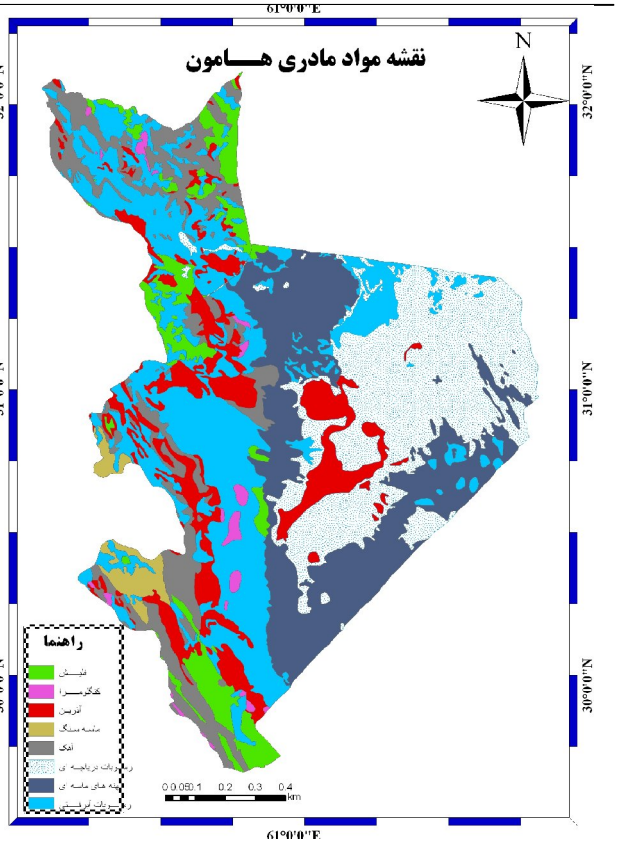
عقب نشینی موازی دشت سر و کوهستان به وسیله ی شیت واش و با کمک هوازدگی در نقطه ی تقاطع شیب کوهستان و دشت سر

ترکیبی از دو فرضیه فوق

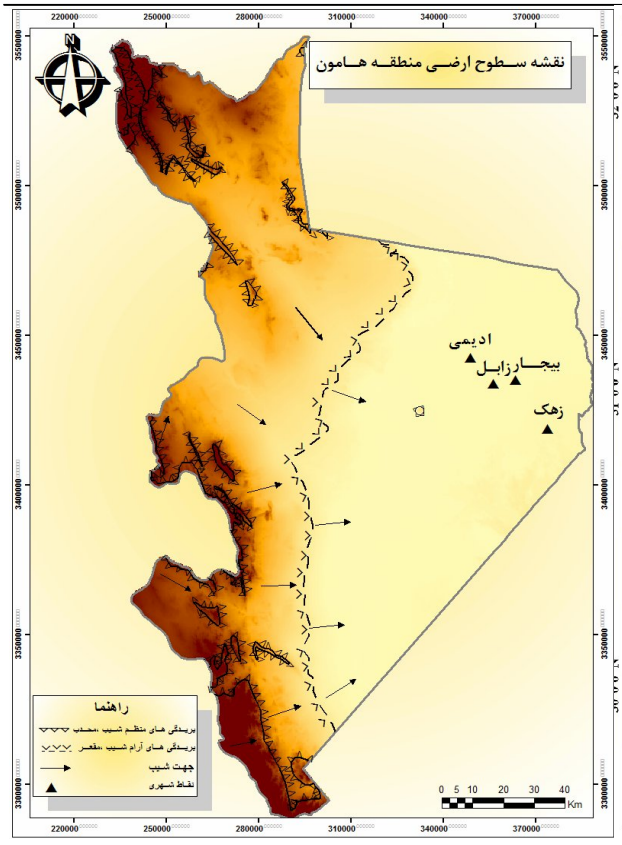
۲) حالتی که در آن بین تجمع واریزه ها و انتقال آن‌ها به سمت سطح اساس تعادل وجود دارد. در این حالت نقطه ای بیشترین درصد جنس اراضی هامون را به خود اختصاص داده اند.

ی تقاطع بین دشت سر و کوهستان هم اشکال تراکمی‌و هم اشکال فرسایشی دارد که به طور مداوم ایجاد شده و از بین می‌روند. میزان رسوب تجمع یافته به صورت مخروط افکنه در بعضی قسمت‌های دشت سر مساوی با میزان عمل پدیمانتاسیون در سایر قسمت هاست. رودخانه ها به طور مداوم مناطق فرسایشی و تراکمی‌را تغییر می‌دهند.

۳) در حالت سوم، فرسایش در محل تقاطع دشت سر و کوهستان بر میزان تجمع واریزه ها می‌چربد به طوری که مرز بین دشت سر فرسایشی و دشت سر تراکمی به سمت سطح اساس کشیده می‌شود. این حالت را گسترش پدیمنت به سمت حوضه می‌نامند(Ritter et al ، ۱۹۷۸، ۲۹۶). دشت سر ها محل پخش سیلاب هستند به طوری که جریان های متمرکز کمتر در آن‌ها دیده می‌شود ، بنابراین وقوع سیلاب و فعالیت‌های تخریبی متمرکز در آن‌ها بسیار کم است. در منطقه مورد مطالعه سه سطح مشاهده می گردد. که سطوح محدب منطبق بر ارتفاعات می باشند که در شرق منطقه مطالعاتی قرار گرفته اند و سطوح مقعر یا دشت سر که از خط کنیک کوهستان شروع شده و تا سطوح مستوی که منطبق بر بستر دریاچه است ، امتداد داد(شکل ۶).



شکل(۵) نقشه مواد مادری حوضه هامون

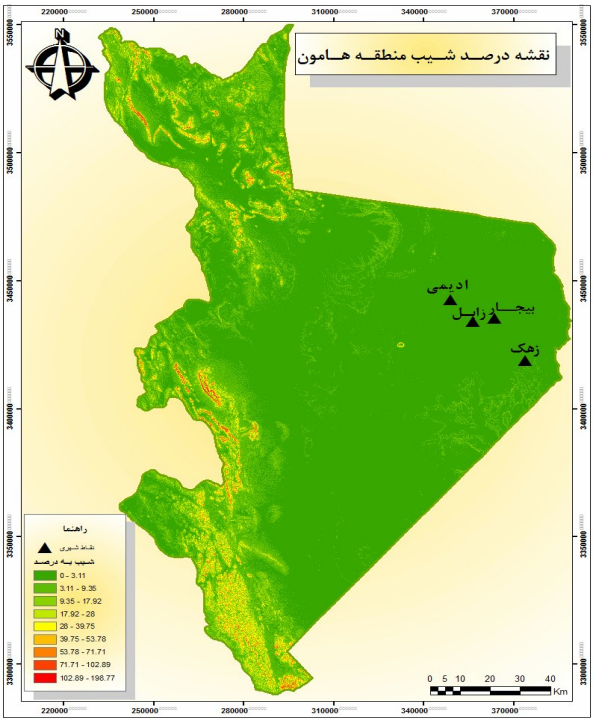


شکل(۶) نقشه سطوح ارضی حوضه هامون

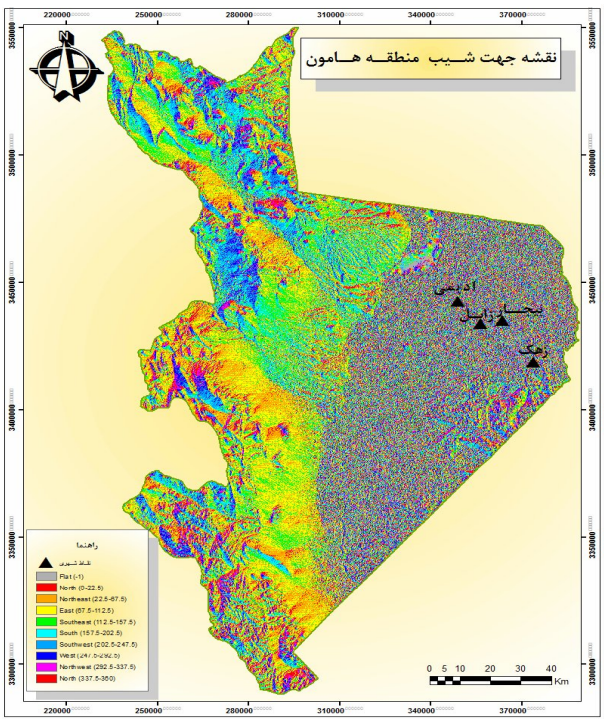
ژئوفرم

کوچک ترین و آخرین واحد تقسیمی در ژئومورفولوژی فرم اراضی است. فرم های اراضی انعکاسی از تعادل بین عملکرد نیروها و اطلاعات سطوح مانند شیب اراضی، جنس اراضی، وضعیت پوشش گیاهی و میزان نفوذپذیری سطوح می باشد. به گونه ای که می توان از روی فرم اراضی به فرآیند حاکم بر روی آن پی برد.

همان گونه که شکل(۷) نشان می دهد از جمله ژئوفرم های موجود در حوضه هامون که بیان گر عملکرد سیستم شکل زای فلوویال می باشد مخروط افکنه ها هستند همچنین وجود تپه شاهدهای متعدد در این منطقه، بیان گر دوره فرسایش طولانی مدت در این منطقه است. از طرف دیگر وجود پهنه های ماسه ای، نشان دهنده عملکرد سیستم شکل زای بادرفتی در این منطقه است. از جمله شرایط لازم برای تشکیل دریاچه ، شیب اندک کف حوضه است. به عبارت دیگر وجود شیب بسیار کمی که بتواند آب های سطحی را به صورت ساکن در خود نگهدارد و مانع از جریان یافتن آن شود ، ضروری است. حوضه هامون از شیب بسیار کمی برخوردار است. با توجه به شکل(۸) مشخص می گردد که قسمت اعظم حوضه هامون را زمین های دارای شیب صفر تا ۹ درصد تشکیل می دهند.

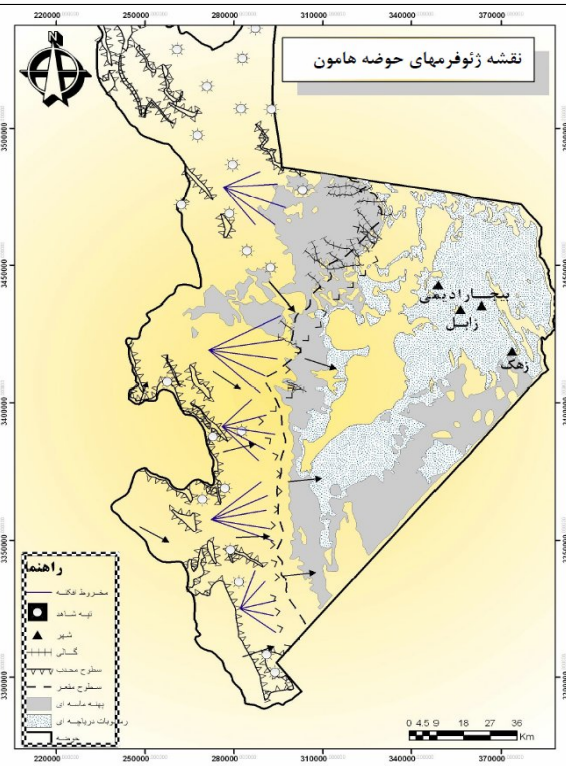


شکل(۸) نقشه شیب حوضه هامون شکل

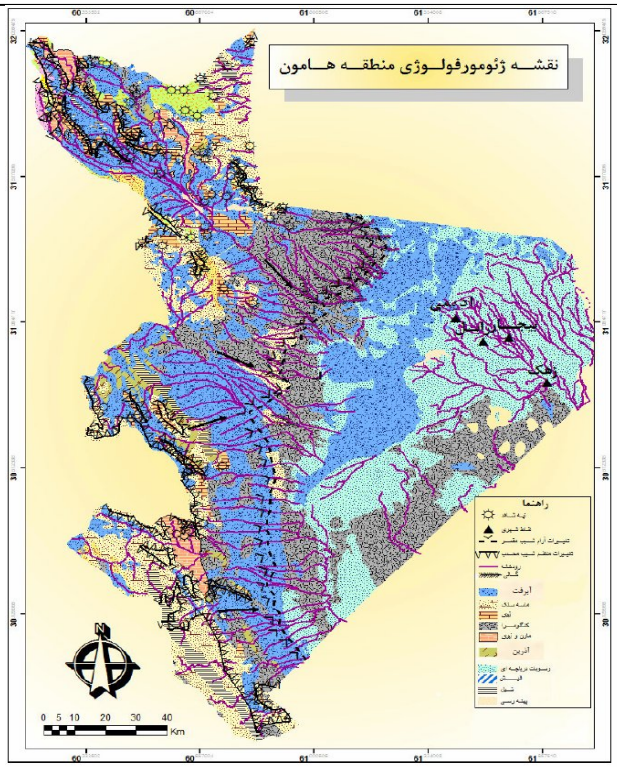


(۹) نقشه جهت شیب حوضه هامون

به طور کلی می توان گفت هدف از ترسیم نقشه‌های ژئومورفولوژی، ثبت اطلاعات درباره‌ی اشکال سطحی، مواد مادری، فرآیندهای به وجود آورنده ژئوفرم‌ها و در مواردی سن آن‌هاست. نقشه‌هایی که به این گونه تهیه می‌شود ، حاوی اطلاعات اساسی در خصوص سیستم های زمین هستند و می‌توانند در اغلب مسائل محیطی از قبیل مطالعات کاربردی زمین، منابع طبیعی و کشاورزی، آب‌های سطحی و زیرزمینی و نظائر آن مفید واقع شوند(فروغی‌فر،۱۳۸۶: ۱).در نهایت با تلفیق نقشه رخساره های مختلف حوضه هامون نقشه ژئومورفولوژی این منطقه ترسیم گردید.



شکل(۱۰) نقشه ژئوفرمهای حوضه هامون



شکل(۱۱) نقشه ژئومورفولوژی حوضه هامون

نتیجه گیری

شناخت اشکال ژئومورفیک و به تبع آن سیستم های شکلزا می تواند تاثیر بسزایی در شناخت قابلیتها و محدودیتهای مناطق گوناگون داشته باشد. این نوع شناخت نقش مهمی را در تشخیص نوع کاربری اراضی، استفاده بهینه از توان های محیطی و به طور کلی مدیریت صحیح و اصولی محیط دارد. دریاچه هامون به عنوان تنها دریاچه آب شیرین داخلی ایران و در یک منطقه بیابانی در صورت شناخت جنبه های گوناگون آن می تواند تاثیر زیادی بر شکوفایی و پیشرفت این منطقه داشته باشد. تحلیل قلمروهای ژئومرفیک پلایای هامون حاکی از عملکرد سیستمهای شکلزای فلوویال، زمین ساخت و بادرفتی در این منطقه دارد. حاکمیت این سیستمهای شکلزا به طور هماهنگ لندفرمهای گوناگونی را در این منطقه به جای گذاشته است. طبق نتایج بدست آمده این پلایا دارای سطوح ارضی محدب(کوهستان) که تقریبا تشکیل یک حوضه بسته را داده اند و در اطراف پلایای هامون قرار گرفته اند، مقعر(دشت سر) و سطوح مستوی که منطبق بر زمین های صاف و هموار کف پلایا است، می باشد. همانگونه که نقشه شیب این نشان می دهد قسمت زیادی از این منطقه دارای شیب اندکی است که شرایط لازم را برای تشکیل دریاچه فراهم نموده است. از طرف دیگر بیش ترین میزان از مواد مادری تشکیل دهنده منطقه مطالعاتی را مواد آبرفتی تشکیل می دهند که بیانگر حاکمیت سیستم شکلزای آبرفتی در دوره ای . همچنین وجود پهنه های ماسه ای و اشکال فرسایش بادی نظیر تپه های ماسه ای گوناگون نشان دهنده فعالیت گسترده باد در این منطقه است. منطقه هامون از تنوع زمین شناسی چندانی برخوردار نبوده، عموما از رسوبات کواترنر تشکیل شده و به دلیل وجود عناصر ریز دانه رس و سیلت، غیر قابل نفوذ است . از طرف دیگر وجود تپه شاهدهای گوناگون در این ناحیه ، بیان گر عملکرد فرایند فرسایش برای یک مدت طولانی است.

منابع

۱. تفرج نوروز، علی، تجریشی، مسعود، ابریشم چی، احمد و خاکباز، بهناز، ۱۳۸۲، بررسی تراز بیشینهٔ سطح آب دریاچهٔ هامون هیرمند و مدل قابلیت اعتماد دینامیک سیل بند آن، ششمین کنفرانس بین المللی مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی اصفهان.

۲. درویش زاده، علی. ۱۳۷۰، زمین شناسی ایران، انتشارات دانش امروز.

۳. رامشت، محمدحسین (۱۳۸۵). «نقشه‌های ژئومورفولوژی(نمادها و مجازها)»، تهران: انتشارات سمت، چاپ اول.۱۹۰ صفحه.

۴. زمردیان، محمدجعفر و پورکرمانی، محسن، ۱۳۶۷، بحثی پیرامون ژئومورفولوژی سیستان و بلوچستان، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی. شماره۱.

۵. سلیقه، محمد، خسروی، محمود و پودینه، اسماعیل، ۱۳۸۹، اثر تغییرات سطح دریاچه هامون بر اقلیم محلی سیستان ، چهارمین کنگره جغرافیدانان جهان اسلام، زاهدان.

۶. سیف، عبدالله، ۱۳۸۴، بررسی و تحلیل پالئوژئومورفولوژی پلایای گاوخونی با استفاده از تکنیک سنجش از دور و GIS ، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان.

۷. فتوحی، صمد، ۱۳۷۷، تحلیل سیستم های ژئومورفیک در پلایای داراب، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان،

۸. فروغی‌فر، منصوره (۱۳۸۶). «تحلیل نقشه‌ی ژئومورفولوژی تهران بزرگ»، پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد نجف‌آباد.۱۱۹ صفحه.

۹. کلینسلی،دانیل،۱۳۸۱،کویرهای‌ایران(خصوصیات ژئومورفولوژیکی و پالئوکلیماتولوژی آن)، ترجمه عباس پاشایی، انتشارات سازمان جغرافیایی وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح.

۱۰. لشکری پور، غلامرضا و غفوری، محمد، ۱۳۷۷، فرسایش و پیشروی رودخانه شیله و نابودی دریاچه هامون، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۴۹.

۱۱. مریدی، علی اصغر، ۱۳۷۳، گسل زاهدان، مجله علوم‌پایه و مهندسی دانشگاه سیستان و بلوچستان، شماره ۱.

۱۲. معتمد،احمد،۱۳۸۲،جغرافیای کواترنر ، انتشارات سمت، تهران.

۱۳. موسوی، حجت و عبدالحکیم تقی زاده (۱۳۸۸). «ترسیم نقشه‌های ژئومورفولوژی با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰(مطالعه موردی: نقشه شاهرود؛ برگI ۶۹۶۲، سریK۷۵۳)»، فصلنامه‌ی پژوهش‌های علوم انسانی ، نقش جهان، سال چهارم، شماره بیستم.۵۸ تا ۸۰.

۱۴. نبوی، محمد حسن، ۱۳۵۶، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.

۱۵. Camp, V.E. and Griffis, R. J. (۱۹۸۲). Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran, Lithos,Vol.۳.

۱۶.Ritter, Dale F(۱۹۷۸). Process Geomorphology, Wm.C. Brown Company Publishers, printed in United States of America.

۱۷. Tirrul, R,. Bell,.I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E. (۱۹۸۳). The Sistan suture zone of eastern Iran, Geological Society of America, Bulletin,Vol.۹۴