



ز مستان ۳۹۷،سال دوم، شماره ۸

* تگرشی نو بر فرانهاد گی برش راستگرد بر گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال باختر بلوک لوت ... ۵ زهرا سودمند، سعید معدنی پور ، رضا نوزعیم * مدلسازی تجربی تغییرات کوتاه شدگی در ارتباط ب<mark>ا ضخامت متفاوت سری نمک</mark>ی هرمز، زاگرس ۱۵ بابک سامانی، عباس چرچی، سید یوسف موسوی * نقش رژیم تکتونیکی ترافشارشی در شکل *گ*یری منطقه یی ب<mark>ی مریم در بخش شمالی زمیندرزسیستا</mark>ن، شرق ایران ... ۲۹ سکینه صمیمی، ابراهیم غلامی ، محمد مهدی خطیب، سعید معدنی پور، فرانک لیسکر * اثرات خشك شدن درياچه اروميه بر تغيير ضرايب لرزهخيزي آذربايجان. بهزاد زمانی ق ، زهرا حنیفی، ابراهیم اصغری کلجاهی * ارزیابی خطر زمینلرزه _ گسلش در منطقه کرمان _ رفسنجان (جنوب خاور ایران) احمد رشيدي *** مفهوم ساختاری حریم گسل های فعال با رویکردی بر مطالعات جهانی .** محمد مهدي خطيب، پويا صادقي فرشباف



* Insights in to the overprinting of the dextr granite, Kuh-e-Sarhangi Area, northwest edg Zahra Soudmand, Saeed Madanipour, Reza Noz

* Experimental Modelling of Shortening variat salt series, Zagros Babak Samani, Abbas Charchi, Seyed Yoseph Mor

***** Role of transpressive tectonic regime in confi part of Sistan Suture Zone, eastern Iran Sakineh Samimi, Ebrahim Gholami, Mohammad N

* Induced earthquakes due to the loss of Uri variations) Behzad Zamani G, Zahra Hanifi, Ebrahim Asghari

* Seismic hazard assessment-faulting in the Kerm Ahmad Rashidi

* Structural Concept of Active Faults Territory with an Approach to Global Studies 71 Mohammad Mahdi Khatib, Pouya Sadeghi-Farshbaf



20
ral shearing on the Deh Zaman mylonitic ge of the Lut Block
zaem
tion related to different thickness of Hormuz 15
ousavi
iguration of Bibi-Maryam area in the north
Mahdi Khatib, Saeed Madanipour, Frank Lisker
mia Lake water (with reference to b-value
i-Kaljahi
nan-Rafsanjan region (southeast of Iran) 53

888

University

Birjand

ISNN:2676-4512





انجمن زمين ساخت و زمین شناسی ساختاری ایران

صاحب امتیاز: دانشگاه بیر جند مدير مسئول: محمودرضا هيهات **سردبیر:** محمد مهدی خطیب مدير داخلى: فرح جليلى **ویراستار:** غلامرضا میراب شبستری

	شورای نویسندگان:
کر ه	محمدمهدی خطیب، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، استاد دانشگاه بیرجند
سي	بهنام رحیمی، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، استاد دانشگاه فردوسی مشهد
م <u>ـ</u> ح	همایون صفایی، زمینشناسی ساختمانی و زمینساخت، دانشیار دانشگاه اصفهان
عل	<mark>سید احمد علوی، زمین شناسی ساختمانی و زمین ساخت، استاد دانشگاه شهید بهشتی</mark>

امور <mark>فنی: انتشارات چهاردرخت</mark> ا<mark>مور چاپ و صحافی:</mark> چاپ مهرنگ تعداد شمارگان: ۵۰۰ نسخه

از وزارت علوم، تحقيقات و فناوري.

شيوه نامه ارسال مقاله براي فصلنامه علمي پژوهشي زمين ساخت

♦ مقالات ارائه شده می بایست به تر تیب دارای بخش های عنوان فارسی و انگلیسی، نام و مشخصات نویسندگان فارسی و انگلیسی (نویسنده مسؤول مکاتبات با ستاره مشخص شود)، چکیده فارسی و انگلیسی، مقدمه، روش کار، بحث، نتیجه گیری، قدردانی و منابع باشد.

- ♦ متن مقاله بهجز چکیده فارسی و لاتین بایستی به صورت دو ستونه تنظیم شود.
 - ♦ مقاله با نرم افزار Word تايپ شود (نوع و اندازه قلم در ادامه آمده است).
- ♦ چکیده مقاله به دو زبان فارسی و انگلیسی و حداکثر در ۲۵۰ کلمه نوشته شود.
- ♦ حداکثر ۵ واژه کلیدی در ارتباط با عنوان و متن مقاله در زیرچکیدهها نوشته شود.
- در متن مقاله منابع با ذکر نام و سال به صورت درون متنی آورده شوند (مانند Alavi, 2004 یا علیزاده و همکاران، ۱۳۸۱).
 - تعداد صفحات مقاله حداکثر ۲۰ صفحه A۴ با در نظر گرفتن اشکال و جداول باشد.

◆ مقالـه بایـد روی کافـذ A۴ یـک رو بـا حاشـیههای ۳ cm و فاصلـه خطهـا ۱ سـانتیمتر برابر single تایپ شـود. پهنـای جداول و اشـکال از ۱۵ سـانتیمتر بیشـتر نباشـد و توضیح اشـکال در زیر شـکل و در بالای جداول آورده شـود. تمامی اعداد در متن مقاله فارسـی (بهجز منابع انگلیسـی) نوشته شوند.

✓ CD (اصل فایل مقاله به دو صورت Word و Pdf و فایل اشکال به صورت جداگانه با فرمت (JPG) و وضوح Word به آدرس دبیرخانه فصلنامه ارسال شود.

✓ هم راه هر مقاله باید یک فایل مشخصات، شامل: عنوان مقاله، نام نویسندگان، رتبه علمی و دانشگاهی نویسندگان، نام مراکز و سازمانی که تحقیق در آن انجام شده، تاریخ ارسال و نشانی دقیق به همراه شماره تلفن و پست الکترونیکی، به دو زبان فارسی و انگلیسی ذکر شود. نشانی و آدرس دقیق پستی و پست الکترونیکی، به دو زبان فارسی و انگلیسی ذکر شود. نشانی و آدرس دقیق پستی و پست الکترونیکی، به دو زبان فارسی و انگلیسی ذکر شود. نشانی و آدرس دقیق پستی و پست الکترونیکی، به دو زبان فارسی و انگلیسی ذکر شود. نشانی و آدرس دقیق پستی و پست الکترونیک به همراه شماره تلفن نویسنده مسؤول مکاتبات نوشته شود. هم می و نگلیسی دی شانی و پست ای می و نشانی دقیق به معراه شماره تلفن نویسنده مسؤول مکاتبات نوشته شود.

۲ تکمیل و امضاء فرم تعهدنامه توسط نویسندگان الزامی است در صورت عدم ارسال تعهدنامه مقاله مورد بررسی و چاپ قرار نمی گیرد.

۱– واژههای خارجی در متن فارسی

برای واژهها و نامهای خارجی، حتی الامکان از معادلهای فارسی و برای معادلهای غیر مصطلح فارسی، فقط در اولین ارجاع و بلافاصله پس از ذکر این گونه واژهها، معادل لاتین آن را بهصورت زیرنویس در پایین صفحه قید نمایید.

۲-جدولها

هرجدول باید دارای شماره و عنوان (توضیح) باشد، که در بالای جدول با قلم B zar پر رنگ و اندازه ۱۰ تایپ و به ترتیب از ۱ شمارهگذاری می شود. کلیـه جدول هـا بایـد بـا فرمـت اکسـل و یـا ورد (Excel ،MS Word) علاوه براین کـه در محل متن قرار داده می شـوند، به صـورت فایل مجزا نیز ارسـال شـوند. جـداول از راسـت به چپ و متـن آنها به فارسـی تدوین گردد.

✔ برای نام گذاری جدولها، باید از کلمه «جدول»، یک نقطه و شمارهی جدول استفاده شود.

√ عنـوان جدولهـا کـه در بـالای جـدول و با قلم B zar به اندازه ۱۰ پررنگ و به صورت وسط چین نوشـته میشـود، میبایسـت کوتـاه و در عین حـال گویـا باشـد؛ به گونهای که خواننده با مشـاهدهی آن بتواننـد بدون مراجعه به متن منظور نگارنـده را درک کنند.

۳- شکلها و نمودارها

هرشـکل و نمـودار بایـد دارای شـماره و عنـوان (توضیـح) باشـد کـه بهصورت وسـط چین در زیـر آن با قلـم B zar پر رنـگ و انـدازه ۱۰ تایپ و به ترتیب از ۱ شـماره گذاری میشـود.

√ لازم است که شـکلها بـا قـدرت تفکيـک ۲۰۰ dpi بـا فرمـت JPG در محـل خـود قرار داده شـوند. کليـه تصاوير بايـد با همان فرمـت ولى با dpi ۲۰۰ dpi بهصـورت مجزا ارسـال شـوند.

√ عنـوان شـكلها (و منحنىهـا و نمودارهـا كـه شـكل به حسـاب مى آيند)، يك نقطه و شـمارهى شـكل اسـتفاده شـود و بهصورت وسـط چين، و با فاصله Auto نسـبت به متن بعد از شـكل نوشـته شـود.

۴- فرمول ها و معادلات

برای نوشتن رابطهها، لازم است که یک خط جداگانه به آنها اختصاص داده شود، سپس رابطه در انتهای سمت چپ و شمارهی آن در سمت راست همان خط قرار گیرد.

> شماره رابطهها با اعداد فارسی و همراه با کلمهی «رابطهی» داخل پرانتز و در انتهای سمت راست متن قرار می گیرد. رابطهها باید به قلم Times New Roman با اندازهی ۱۱ و ایتالیک و در <u>نرم افزار Mathtype ن</u>گارش شوند. تمام متغیرهای درون رابطه باید بلافاصله پس از رابطه و به ترتیبی که در رابطه نوشته شدهاند، معرفی گردند. معرفی متغیرها در متن اصلی مقاله، باید با قلم Times New Roman با اندازه ۱۱ و ایتالیک صورت پذیرد.

۵-نتیجهگیری

وجود بخش جمع بندى و نتيجه گيرى پس از متن اصلى مقاله الزامى است.

تشكر وقدرداني

ارائهی این بخش الزامی نیست و در صورت نیاز در جایگاه خود به کار می رود.

مراجع

مراجع می ایست در انتهای جمله و یا مطلب استفاده شده در داخل پرانتز به همراه نام نویسنده و سال انتشار آن نوشته شود.

پيوستھا

ارائهی این بخش الزامی نیست و در صورت نیاز در جایگاه خود به کار میرود.

منابع

نمونهای از ذکر پایان نامه فارسی به عنوان منبع: ذاکـر، ه، ۱۳۸۵. رسـوبگذاری کانالهـای لایروبـی شـدهی بنـادر تحـت اثر مـوج و جریان جزر و مدی، رسـاله دکتری اقیانوسشناسـی، دانشـگاه تربیـت مدرس. حسنی پاک،ع، ۱۳۸۹. زمین آمار (ژئواستاتیستیک)، دانشگاه تهران.

نمونه ای از ذکر مقاله به عنوان منبع :

Mulchrone, K. F and Grogan, S., De, P., 2005. The relationship magmatic tiling , fluid flow and crystal fraction. Journal of Structural Geology 27, 179-197.

نمونهای از ذکر کتاب انگلیسی به عنوان منبع

Ramsay, J, G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, New York.

نوع قلم	اندازه	نام قلم	توضيح
پر رنگ	18	فارسی مقاله B zar	
پررنگ	١٢	B zar	نام و نام خانوادگی
ناز ک	٨	B zar	آدرس كوتاه نويسندگان
نازک	٨	Times New Roman	پست الكترونيكي نويسندگان
پررنگ	١٢	B zar	عنوان بخش ها
پررنگ	١٢	B zar	عنوان زيربخشها
نازک	١٠	B zar	متن چکیده فارسی و واژه های کلیدی
ناز ک	١٠	Times New Roman	متن چکیده انگلیسی و واژه های کلیدی و مراجع انگلیسی
نازک	١٢	B zar	متن اصلی
نازک	١٠	Times New Roman	واژه های انگلیسی داخل متن مقاله
ناز ک	١٠	B zar	زيرنويس فارسى
نازک	٩	Times New Roman	زیرنویس انگلیسی
پررنگ	١٠	B zar	عنوان جداول، اشکال و نمودارها
پررنگ	٩	B zar	عنوان ستون های جداول
نازک	١٠	B zar	متون فارسى دورن جداول
نازک	٨	Times New Roman	متون انگلیسی درون جداول
نازک	11	B zar	مراجع فارسى
نازک	۱۰	B zar	شماره صفحات

در صورت عدم رعایت موارد بالا، مقاله به نویسنده بر گردانده می شود.

پژوهشگران مقالات خود را از طریق سایت tectonics.birjand.ac.ir ارسال نمایند.



فصلنامه زمین ساخت زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

فهرستمقالات

۵	نگرشی نوبر فرانهادگی برش راست گرد بر گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال باختر بلوک لوت
	زهرا سودمند، سعید معدنی پور، رضا نوزعیم
10	مدل سازی تجربی تغییرات کوتاه شدگی در ارتباط با ضخامت متفاوت سری نمکی هرمز، زاگرس بابک سامانی، عباس چرچی، سید یوسف موسوی
29	نقش رژیم تکتونیکی ترافشارشی در شکل گیری منطقه بی بی مریم در بخش شمالی زمیندرزسیستان، شرق ایران سکینه صمیمی،ابراهیم غلامی، محمد مهدی خطیب، سعید معدنی پور، فرانک لیسکر
۴۳	ا ثرات خشک شدن دریاچه ارومیه بر تغییر ضرایب لرزهخیزی آذربایجان بهزاد زمانی ق، زهرا حنیفی، ابراهیم اصغری کلجاهی
٥٣	ارزیابی خطر زمین لرزه ـ گسلش در منطقه کرمان ـ رفسنجان (جنوب خاور ایران) احمدرشیدی
41	م فهوم ساختاری حریم گسل های فعال با رویکردی بر مطالعات جهانی محمد مهدی خطیب، پویا صادقی فرشباف

سخنسردبيـر

با استعانت از خداوند متعال و به یاری پژوهشگران گرانقدر و تلاش همکاران محترم، اکنون هشتمین شماره از فصلنامه زمین ساخت به چاپ میرسد. پیشرفت روزافزون علوم ضرورت ارائه نتایج حاصل از پژوهش ها و تحقیقات زمین شناسی برای استفاده محققان و علاقهمندان را ایجاب کرده است. در این راستا، فصلنامه های تخصصی، نقش کلیدی و اساسی در فرایند ثبت، نشر و ارتقای سطح این پژوهش ها و نیز ایجاد بستر مناسب برای توسعه ارتباط میان پژوهشگران عرصه زمین شناسی، داشتهاند. فصلنامه زمین ساخت، ناشر یافته های پژوهشگران و محققان زمین شناسی کشور است که در راه کسب مرجعیت علمی تلاش می کند. حاصل کار گروه شورای نویسندگان و همکاران بصورت حداقل ۴ شماره در سال منتشر می شود.

ضمن قدردانی و سپاسگزاری از محققین و نویسندگانی که حاصل تلاش و زحمات خود را توسط این نشریه در اختیار جویندگان علم قرار میدهند، از دیگر دانش پژوهان و مشتاقان علم و معرفت نیز دعوت مینمایم که با ارسال مقالات علمی خود، ما را یاری نمایند.

محمدمهدی خطیب/ زمستان ۱۳۹۷



فصلنامه زمین ساخت زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

نگرشی نو بر فرانهادگی برش راست گرد بر گرانیت میلونیتی ده زمان، گستره کوه سرهنگی، شمال باختر بلوک لوت

زهرا سودمندا، سعید معدنی پور*ا، رضا نوزعیم

۱- کارشناسی ارشد زمین شناسی، گروه زمینشناسی، دانشگاه تربیت مدرس. ۲- استادیار، دانشکده علوم پایه،گروه زمینشناسی، دانشگاه تربیت مدرس. ۳- استادیار، دانشکده زمینشناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران.

تاریخ دریافت: ۲۳/ ۰۴/ ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۲۰/ ۱۲/ ۱۳۹۸

\$\$\$\$\$

چکیدہ

توسعه بر گوارگی میلونیتی با راستای میانگین جنوب شرقی S) 26 (E و با شیب حدود °۰۸ به سمت شمال شرق از ساختارهای شاخص گرانیت میلونیتی ده زمان به سن تقریبی ۵۵۷–۵۹۱ در پهنه برشی کوه سرهنگی با راستای °Ev۰N در شمال باختر بلوک لوت است. موقعیت خطواره کشیدگی با میانگین زاویه افتادگی °۳۵ به سمت شرق تا جنوب شرقی و همچنین ریزساختارهای ثبت شده در آن (بهویژه بلورهای فلدسپار)، مؤید برش غالب راستالغز چپ گرد با اندکی مؤلفه فشارشی است. برش چپگرد احتمالاً اندکی پس از جایگیری توده های گرانیتی و در دمای ۳۰۰ الی ۵۰۰ درجه سانتی گراد در بازه زمانی کامبرین آغازین روی داده است. بررسی های تکمیلی و یافته های نوین در این پژوه ش در خصوص نشانگرهای سوی برش ثبت شده در بلورهای کوار تز و میکا بیانگر فرانهادگی قابل توجه برش راستالغز راست گرد در روی برش قدیمی چپ گرد است. با توجه به نبود داده های سنی رادیومتریک از میلونیتهای منطقه اظهار نظر قطعی در خصوص زمان برش دشوار است اما با توجه به شواهد چینه شناسی و ساختاری موجود در پهنه کوه سرهنگی، این برش جوانتر احتمالاً در زمان کرتاسه ای توجه به شواهد چینه شناسی و ساختاری موجود تکامل زمین ساختی منطقه کوه سرهنگی که در آن نوع برش به دفعات تغییر کرده است. این تغییر سوی برش با چارچوب تکامل زمین ساختی منطقه کوه سرهنگی که در آن نوع برش به دفعات تغییر کرده است. این تغیر سوی برش با چارچوب تکامل زمین ساختی منطقه کوه سرهنگی که در آن نوع برش به دفعات تغییر کرده

کلید واژهها: فرانهادگی، ریزساختار، گرانیت میلونیتی ده زمان، کوه سرهنگی، بلوک لوت.

^{*} نویسنده مسئول: Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir

۱-مقدمه

ایران مرکزی محصور بین رشته کوههای البرز و زاگرس است. پهنه زمین ساختی کاشمر-کرمان بین بلوک طبس و یزد ازجمله زیرپهنههای برشی شکلپذیر (Ductile shear Zones)آن بوده و حاوی برونزد سنگهای آذرین و دگرگونی پرکامبرین بالایی که دستخوش دگرشکلی شدیدی است (شکل ۱).

منطقه کوه سرهنگی (هوشمندزاده و نبوی، ۱۳۶۵) بهعنوان بخشی از ارتفاعات ایران مرکزی بهصورت یک پهنه برشی راستالغز با راستای NV·Eدر بخش شمال شرقی پهنهی زمین ساختی کاشمر-کرمان قرار دارد (اشکال ۱ و ۲). از نظر سنگشناسی در منطقه انواع سنگهای آذرین، رسوبی و دگرگونی بهشدت دگرریخت شده، که طی مراحل مختلف کوهزایی بهوجود آمدهاند، با آرایش نواری و بهصورت دوگانههای راستالغز قابل مشاهدهاند (شکل ۲). محدوده ده زمان در شمال شرق این گستره، در جنوب غرب شهرستان بردسکن متشکل از دو توده گرانیتی، توفهای دگرگون شده و اسلیت-فیلیت است. در مطالعات تعیین سن که به روش رادیومتریک بر روی تو ده های گرانیتی ده زمان انجام شده، محدوده سنی حدود ۵۵۰ میلیون سال(کامبرین آغازین) را برای آن تعیین نموده است (Rossetti et al., 2015 and Hajimirzajan et al., 2019) سازو کار برش در گرانیت میلونیت ده زمان بر اساس مطالعات ریزساختاری در مطالعات نوزعیم، ۱۳۹۱ بهصورت چپگرد

معرفی شده است. در این مطالعه ضمن بررسی دقیق ریز ساختاری بر روی این گرانیت میلونیتی علاوه بر شناسایی شواهد برش چپ گرد قدیمی، شواهدی از برش راست گرد جوان که بر روی برش قدیمی فرانهاده شده، معرفی شده است.

۲-روش تحقيق

پهنههای برشی دارای میزان بالایی از کرنش برشی بوده و براثر دگرریختی حاصل از آن ریزساختارهای بازگوکننده شرایط دگرریختی پدید می آیند. بررسی سازوکارها و فرآیندهایی که در مقیاس دانههای سنگ و شبکه بلوری کانیها روی میدهند و به تغییرات ماکروسکوپی منجر می شوند، همراه با بررسی هندسه و ماهیت ریزساختارهای موجود در ساختار غالب منطقه یعنی میلونیتها و ارتباط آنها با یکدیگر در پاسخ به ابهامات مرتبط با نوع دگرریختی حاکم، جهت برش و میزان تنش و کرنش مرتبط با آن بسیار سودمند است (Passchier and Trouw, 2005).

در این پژوهش ضمن بررسی شواهد صحرایی و اندازه گیری موقعیت هندسی بر گواره میلونیتی و خطواره کششی، تعداد ۵۱ عدد نمونه جهت دار از نقاط مختلف گرانیت میلونیتی ده زمان برداشته شد و ضمن تهیه مقاطع نازک جهت دار (به موازات خطواره کششی و عمود بر بر گوارگی میلونیتی) از آنها، شواهد ریز ساختاری بر اساس دستورالعمل مطالعات ریز ساختاری اشاره شده توسط Passchier and Trouw, 2005 مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۱. نقشه زمین ساختی پهنه زمین ساختی کاشمر-کرمان (Ramezani and Tucker, 2003). مستطیل قرمزرنگ موقعیت پهنه برشی کوه سرهنگی را نشان میدهد.



شـکل ۲. نقشـه سـاده زمینشناسـی و سـاختاری پهنـه برشـی کوه سـرهنگی و جایـگاه منطقـه موردمطالعـه در آن (برگرفتـه از نوزعیـم، ۱۳۹۱).

زمینشناسی منطقه ده زمان

در محدوده ده زمان از سمت شمال غرب به سمت جنوب شرقی، واحدهای سنگی زبر کوه، گرانیت های به شدت میلونیتی شده ده زمان، اسلیت های چین خورده پر کامبرین و واحدهای رسوبی پر کامبرین عموماً با همبری گسلی در کنار همدیگر قرار گرفته اند (شکل ۳). در محدوه ده زمان دو توده گرانیتی با ماهیت بیوتیت سینو گرانیت (با رنگ نسبتا تیره) و سینو گرانیت (به رنگ روشن) با مرزهای کاملا واضح وجود دارد (2019, اور نگ روشن) با مرزهای کاملا واضح وجود دارد (2019, اور به ترتیب سن حدود ۴,۰ ±۲۰۵۵ به روش سری اورانیم سرب به ترتیب سن حدود ۴,۰ ±۴٫۷۵۵ به نوب به دو توده گرانیتی بر گواره میلونیتی به خوبی در راستای تقریبی ۲۹۶۹ و با شیب حدود ۸۰ درجه به سمت شمال شرق توسعه یافته است (شکل ۴). بر مبنای شواهد ریز ساختاری تشکیل ساختار میلونیتی ده زمان طی سازو کار برشی چپ گرد صورت گرفته است و بر اساس

ریزساختارهای بلورهای کوارتز و فلدسپار، دمای د گرریختی گرانیت ده زمان ۰۰۵–۰۳ درجه سانتی گراد بر آورد شده و بهصورت یک میلونیت دما پایین (-Low grade Mylon) است. نوزعیم، ۱۹۹۱ و رحیمی، ۶۹۳۱ در بررسی شواهد ساختاری و ریز ساختاری منطقه بیان می کند که ده زمان تحت برش راست گرد قرار گرفته و میلونیت های آن درجه پایین است.

از دیدگاه پتروژنز مطالعات ژئوشیمیایی انجام گرفته در منطقه مورد مطالعه، عموماً گرانیتهای محدوه ده زمان را از نوع کالک آلکالن، نوع اتا S& و به صورت گرانیت VAG و در مواردی VAG-SYN.Col.G معرفی نموده اند (رجوع شود به: نوزعیم و همکاران، VAG:2015؛1394 و مورعه مطالعات فوق بر اینکه گرانیتهای ده زمان مرتبط با کوهزایی و فرورانش اقیانوس پروتو تیس هستند هم نظر می باشند.



شـکل ۳. نقشـه سادهشـده زمینشناسـی سـاختاری گرانیت ده زمان در پهنه برشـی کوه سـرهنگی در UTM Zone 40N (با تغییرات از نوزعیم، ۱۳۹۱).



شکل ۴. الـف) تصویر اسـتریوگرافیک بر گوار گـی میلونیتی و نمودار کنتوری قطـب بر گوار گی، ب) نمودار کنتـوری قطب خطواره کششـی در گرانیت میلونیتی ده زمان.



شکل ۵. مشاهدات ساختاری در منطقه؛ الف) چین شکنجی در بر گوار گی میلونیتی، گرانیت روشن ده زمان، ب) بر گوار گی و خطواره میلونیتی بر روی آن، پ و ت) گرانیت روشن و نیمهروشن ده زمان، ج) لیتولوژی دولومیت (Dol) و گرانیت (Gr) در مجاورت کانسار آهن (Fe)، دولومیتهای برش یافته سازند سلطانیه درون متاتوفها همراه با لنزهای آهندار، د) اسلیتهای منطقه دارای رگههای کوارتز، حروف اختصاری کانیها با اقتباس از (Whitney and Evans, 2010).

در گرانیت ده زمان بر گوارگی میلونیتی به صورت پرشیب توسعهیافته و شواهد دگرریختی شکل پذیر در آن مشهود است. چین خوردگی بر گوارگی گاه به شکل نوار شکنجی نیز مشاهده می شود (شکل ۵، الف). راستای میانگین برگواره میلونیتی در منطقه ۶۶۲°F, ۸۰°N است و زاویه افتادگی خطواره کشیدگی روی بر گوارگی میلونیتی حدود ۵۳ و میل محور چین های شکنجی حدود ° ۷۵ به سمت شرق و جنوب شرقی است (شکل ۵، ب). لازم به ذکر است که بر گوارگی میلونیتی در تمام توده گرانیتی قابل مشاهده نیست. از جمله شواهد کاه ش درجه میلونیتی در لنزهای ۳- شواهد صحرایی و میکروسکوپی ریزساختارهای نشانگر برش در پهنه برشی ده زمان

۳-۱) شواهد ساختاری -صحرایی زمینشناسی ساختاری گرانیت میلونیتی ده زمان

در بخش جنوب شرقی ده زمان گسلهای راستالغز با شیب نزدیک به قائم و با روند عمومی N-NE بوده و زاویه افتادگی خطواره کششی در آنها از ۴۰ درجه به سمت شمال شرقی-جنوب غربی تا حالت افقی متغیر است. طول گسلهای نمایش دادهشده در شکل (۳) حدود ۵ کیلومتر است.

میلونیتی تودهای یا متورق دیده میشود. بهویژه در توده گرانیتی تمام سفیدوش به علت تغییر در ترکیب کانیشناسی سنگ، در بخشهایی که میزان کانیهای فیلوسیلیکاته چون میکا کاهش داشته و درصد کوارتز و فلدسپار افزایش مییابد، از گسترش بر گوارگی کاسته شده و گاه قابل مشاهده نیست.

رگههای کوارتز ظهور گستردهای در سمت جنوب شرق ده زمان دارند که عموماً بهموازات برگوارگی با راستای تقریبی شرقی- غربی قرارگرفتهاند (شکل ۵، د). از مهم ترین ساختارهای پیرامون گرانیت ده زمان وجود راندگیهای بی ریشه ا از سیلورین و گرانیت ده زمان است. با توجه به لیتولوژی موجود در ناحیه ده زمان در زمان اعمال تنش، گرانیتها و دولومیتها که نسبت به اسلیتها گرانروی بیشتری دارند، تکه تکه شده و بهصورت برشیافته در آمدهاند (شکل ۵، ج).

اخیراً بر اساس یافته های نوین میانگین سن گرانیت های منطقه کوه سرهنگی به روش اورانیوم-سرب، ۵۶۰ میلیون سال بر آورد شده است. بر پایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرایی، در منطقه ده زمان برونزدهای گسترده ای از واحدهای آتش فشانی آهن دار سیلورین (نوزعیم، ۱۳۹۱) وجود دارد که در حال حاضر کانسار آهن آن استخراج می شود (کانسار آهن ده زمان یا الله آباد) (نوزعیم و همکاران، ۱۳۹۳) (شکل ۵، ج). این مطالعه با بررسی شواهد ریز ساختاری و میکروسکوپی به تعیین سوی برش در مرحله نهایی دگرریختی^۲ می پردازد. در نهایت با در نظر گیری مجموعه شواهد و بر اساس مهم ترین نشانگرهای برش، نیز آمار گیری تقریبی از ریز ساختارهای شاهد بر برش راست و چپ، تعیین سوی برش صورت می گیرد.

۲-۳) شواهد میکروسکپی

طی مطالعات ریزساختاری و میکروسکپی نمونههای جهتدار منطقه جهت تعیین سوی برش، بررسی و شاهدی از ساختارهای نشانگر برش در بلورهای کوارتز، فلدسپار و میکا ارائه گردیده است. در این میان از انواع ریزساختارها، موارد مشاهده شده در برش های منطقه شامل بر گوارگی مایل، ساختارهای دومینو، جهت گیری پورفیروکلاستها، نوارهای برشی C-S وC-S، ساختارهای زیگموئید، میکا ماهی وبیوتیت ماهی است. دربرش های مذکور پورفیروکلاستهای فلدسپار دارای شکستگی و کاتاکلاست بوده، عموماً کوارتزها بافر آیندهای کریستال پلاستیک دگرریخت می شوند. فلدسیارها حالت کاتاکلاستی تری از خود نشان

داده بدین صورت که در آنها اجزاء گوشه دارتر با اندازه های مختلف و حاشیه های بریده شده در داخل خمیره دانه ریز قرار دارند. در برخی قطعات بزرگ و یا پورفیرو کلاست ها، گسستگی های جوش خورده توسط بلورهای ریزدانه جدید حاصل از باز تبلور دیده می شوند. بلورهای فلدسپار خاموشی موجی داشته و بیانگر شدت دگرریختی کم تر است (شکل ۵، د). این کانی ساختارهای نامتقارن چون زیگما و زیگموئید، ساختارهای دومینو تشکیل می دهند. همبری بلورهای قدیمی و کم تر دگریخت شده، نامنظم و در بلورهای جدید به حالت گرد است. مرزها دارای فرورفتگی های مضرسی ریز بوده و از حالت زاویه دار خارج شده،ناه داند.

دگرریختی در بلورهای کوارتز به شکل تحلیل رفتگی و انحنای مشخص در مرز بلورها، دانههای تجدید تبلوریافته در بسیاری موارد به صورت تجمعات پلی گونال دیده می شوند. این بلورها از نظر اندازه در شت تر از newgrain های فلد سپاری هستند و اندازه آنها غالباً در محدوده ۵۰ میکرون است. در فابریکهای دارای باز تبلور دینامیکی موضعی، دانههایی با ناندازه برابر دیده می شوند که در بین دانههای بزرگتر دارای ناشی از دگر ریختی و باز تبلور در یک تنش تفریقی است. در این کانی شواهد برشی همراه با باز تبلور چون ساختار زیگما این کانی شواهد برشی همراه با باز تبلور چون ساختار زیگما یه چشم می خورد (شکل ۶،پ، ج، د). نیز ساختارهایی چون میده می شود. حضور نسبتاً گسترده ساختارهای نامتقارن می کند (شکل ۵، پ، ت و شکل ۶، پ، ت، ج، د).

۳-۲-۱-شواهد برش چپ گرد

در گرانیت میلونیتی ده زمان ساختارهای دومینو که به دو صورت همسو و ناهمسو با برش تشکیل شدهاند، به صورت قطعات مجاور هم یا جداشده دیده می شوند.این ساختار در قطعات فلدسپاری به دو صورت هم شیب (شکل ۵، الف) و نا هم شیب (شکل ۵، ب) به صورت برش چپبر مشاهده می شوند. در نوع نا هم شیب جهت افتاد گی بلو که او جهت برش خلاف هم بوده و در نوع هم شیب یکسان است. در برخی از دومینوها میان دو بلو ک فاصله افتاده و فضای ایجاد شده با ریزدانه هایی از فلدسپار پر شده است (شکل ۵، ب). گاه زاویه قرار گیری آن ها با بر گوار گی عمومی پر شیب (شکل ۵، ب) و گاه کم شیب (شکل ۵، الف) است.

^{1.} Rootless Thrust

^{2.} Finite deformation

در نمونههای منطقه مورد مطالعه نیز ریزساختار زیگما در ساختار هسته-گوشته مشخصی تشکیل دهد (شکل ۵، پ، ت). در ساختار زیگمای کوارتز زمینه سرشار از کانی مسکویت و کوارتز ۶، پ، ج، د). به ویژه در بلورهای کوارتز دنباله های باز تبلور یافته بوده که در افزایش میزان پوشش مؤثر است (شکل ۶، د). در آن بهوضوح قابل تشخیص اند. اگر دمای باز تبلور افزایش یابد، زیگمای فلدسپار به دلیل غنی بودن زمینه از کوار تز ضمن تشکیل بلورهای تجدید تبلوریافته در دنباله نیز درشت اندازه خواهند بود ریزدانههای جدید پوشش چندانی به چشم نمیخورد (شکل ۵، پ، ت). این ساختار در بلورهای کانی کوارتز بهصورت راستبر

گرچه در اکثر موارد برگوارگیهای مورب موجود برش شده و از طرف دیگر افزایش میزان تغییر شکل بهدور از هسته را 🦷 راست گرد را نشان میدهند، گاه بهصورت چپ-گرد نیز ديده مي شوند (شكل ۵، پ، ت ، شكل ۶، الف، ت). همچنین جنس بیشتر پورفیروکلاستها فلدسپاری میباشند

بلورهاي كوارتز و فلدسپار ديده مي شود (شكل ۵، پ، ت و شكل (شکل ۶، د). گرچه در پوشش ها اندازه دانهها متغیر است، اما این مقادیر در آنها از داخل به خارج پوشش کاهش مییابد و در بلورهای فلدسپاری عموماً چپبر است. که دلیلی است بر این که پوشش توسط چرخش زیردانه ایجاد نشان میدهد. دانهریز بودن زمینه در تشکیل این نوع ریزساختار داراي اهميت است. اگر زمينه از جنس پورفيرو كلاست باشد و يا کاني که در پاسخ به برش مقاومت چنداني نداشته باشد مي تواند که همسويي با برش چپ گرد را نشان مي دهند (شکل، د).



شکل۶. شواهد برش چپگرد، الف و ب) برش چپگرد در ساختار دومینو فلدسپار، افتادگی بلوکها نیز بهصورت چپگرد است، **پ و ت) سوگیری چپ گرد ساختار زیگما در فلدسپار، ج) کلیواژ نوار برشی چپ گرد، د) جهت گیری پورفیرو کلاست.های فلدسپار.**

۲-۲-۲- شواهد برش راست گرد

ریز ساختار کلیواژ نوار برشی از مطمئن ترین شواهد تعیین کننده نوع و سوی برش، در مقاطع ناز ک منطقه به وفور دیده می شود. غالب کلیواژهای برشی مشاهده شده S-D و S-D⁴ به صورت راست گرد و در موار دبسیار معدودی چپ گرد دیده شدند. در مقاطع ناز ک منطقه مشخص ترین نوارهای برشی در نمونه های دارای میکای فراوان به هر دو شکل نوارهای برشی S-D و S-D⁴ دیده می شود. این نوارها دارای برش راست بر و با زوایای نسبتاً پرشیبی نسبت به بر گوار گی قرار دارند (شکل ۷۰الف، ب).

در برش های نازک نیز در مقیاس کوچک تر نوارهای سرشار از کوار تز مشاهده گردید.اکثر این باندها زاویه ۲۴ تا ۶۶ درجه با حاشیه بر گوار گی می سازند (شکل ۷،الف).

ریزساختارزیگموئیددر گرانیتدهزمان در کانی کوارتز وفلدسپار نمود یافته، بدین صورت که در کوارتز هسته مرکزی پلی گونال و در فلدسپارها تک بلوری است. لنزهای مذکور در کوارتزها کمتر و در

فلدسپارها بیشتر به چشم می خورند. اکثر جهت گیری لنزها در مقاطع به صورت راست بر دیده می شود (شکل ۷، پ، ت).

میکا ماهی های منطقه مورد مطالعه بسیار ریزدانه بوده و عموماً نشاندهنده برش راست هستند. ماهی بیوتیت از موارد نادری است که در یک نمونه از منطقه و بیشتر دارای برش چپ بر دیده شد. زاویه قرار گیری میکاماهی ها نسبت به راستای برش بسیار کوچک بوده و در اکثر برش ها از تشکیل دهنده های اصلی زمینه می باشند (شکل ۷ د). در مقاطع برشی موجود از گرانیت ده زمان، ضمن وجود شواهد ریز ساختاری که مجموعاً غلبه برش چپ یا راست را در بر خی مقاطع نشان می دهند، در مواردی نیز شواهد هر دو نوع برش هم زمان و مجاور یکدیگر مشاهده می شوند (شکل ۵، ب، د).

با توجه به وجود انواع ریزساختارهای نشانگر برش به دو صورت چپ گرد و راست گرد و با بررسی آماری از تمام شواهد موجود سمتوسوی دو نوع برش به بررسی و تحلیل شواهد پرداخته می شود.



شکل۲. شواهد برش راست گرد، الف و ب) بر گوار گی مورب، پ و ت) ریزساختار زیگموئید کانی فلدسپار و زیگموئید پلی-گونال کوارتز دارای برش راست گرد، ج و د) ساختار زیگما در کوارتز، در هر دو شکل بلورهای تجدیدتبلوریافته در بخش پوشش دیده می شود.

بحث

فرا نهادگی برش در میلونیتها امری نادر و کمیاب است. بهدلیل اينكه بعداز سرد شدن توده ميلونيتي، كرنش خميري در آن متوقف شده و ادامه کرنش به صورت شکنا در آن ادامه پیدا می کند. امام اگر دماي توده ميلونيتي به بيش از ۰۵۲ درجه سانتي گراد برسد و يا كمتر از آن تنزل پيدا نكند، شواهد برش هاي جوان تر مي تواند در آن تشکیل و فرا نهاده شود. نمونه این رویداد ساختاری توسط Trouw and Passchier, 2010 گزارش شده است. در گرانیت میلونیتی ده زمان با توجه به مجموعه شواهد موجود و ارائهشده از ریز ساختارهای ثبت شدەدر آن،مجموعاً سو گيرىبر گوارەمىلونىتى نسبت بەمرزھاي پهنه برشي كوه سرهنگي و ده زمان و همچنين ريزساختارهاي ثبت شده بویژه در بلورهای فلدسپار؛ موید تاثیر چپبر اولیه در تشکیل ساختار میلونیتی ده زمان است. اما با بررسی دقیقتر نمو نه های جهت دار مي توان شواهد برش راستگرد را در ميلونيتها پرميكا و غني از كوار تز مشاهده کرد. نظر به اینکه کانی کوارتز عموماً بصورت بلورهای درون گرانیت و رگههای موازی با بر گواره میلونیتی و از ساختارهای جوان شکل گرفته در مراحل پایانی تغییرشکل منطقه است و از طرفى ديگر فلدسپارها به عنوان كانى با مقاومت برشى بالاتر، داراى شواهد تغيير شكلي شكنا و بنابراين از ساختارهاي ثبت كننده شواهد قديمي تر،امكان فرانهادگى برش راست بر روى برش چپ گر د مطابق بامطالعات پیشین صورت گرفته در منطقه قابل مشاهده است (نوزعیم، ۱۹۳۱)؛ اما از دیدگاه جنبشی و سوی برش در میلونیت ده زمان بر اساس مطالعات نوزعيم، ۱۹۳۱، نوزعيم، همكاران، ۳۹۳۱ و Rosset ti et al.,2015 دگرريختي غالب حاکم بر گرانيت ميلونيتي ده زمان بهصورت ترافشارشي چپ گرد است که شواهد برشي مربوطه بيشتر در ساختاری مرتبط با بلورهای فلدسپار محفوظ مانده است. شواهد برش چپگرد علاوه بر ریزساختارهای حفظشده در بلورهای فلدسپار در آرایش کلی بر گوارگی میلونیتی نسبت به مرزهای پهنه برشی نیز قابلرهگیری است. شواهد ارائهشده در پژوهش پیش رو بهویژه در رگهها و باندهای غنی از کوارتز که نسبت به بلورهای فلدسپار به دگرریختی حساس ترند؛ شواهد برش راست گرد کاملاً مشهود و درخور تأمل است. وجود رگههای سیلیسی که در آنها برش راست گرد ثبت شده است، بیانگر تراکششی برش راستگرد فرا نهاده شده و جوان تر در گرانیت میلونیتی ده زمان است. در خصوص زمان رویداد دو برش مذکور بدون در دست داشتن دادههای تعیین سن رادیومتر ک(Ar/Ar) از میلونیت های منطقه دشوار است. ولی با توجه به مجموع شواهد ساختاري و ريز ساختاري و همچنين اطلاعات هندسی-جنبشی ارائه شده از منطقه کوه سرهنگی توسط نوزعیم،

۱۹۳۱؛ به احتمال زیاد می توان برش ترا فشارش چپگرد اولیه را اند کی پس از ماگماتیسم گرانیتی در بازه زمانی حدود ۶۵ میلیون سال و در دمای حدود ۳۰ الی ۵۰ درجه سانتی گراد و مرتبط با فرورانش مورب اقیانوس پر تو تتیس (نوزعیم، 1391؛ 2015; 1391 Rossetti et al., 2015؛ 1391) دانست. بر اساس شواهد ساختاری و چینه شناسی موجود در پهنه برشی کوه سرهنگی (۱۹۳۱، نوزعیم) برش ترا کششی راستگرد فرا نهاده شده می تواند با شروع بر خورد ورقه میندج -سیر جان و زاگرس مرتفع بصورت ساختارهای فشارشی ثبت شده است و با توجه به زاویه قرار گیری پهنه برشی کوه سرهنگی نسبت به جهت همگرایی دو ورق ایران مرکزی و عربستان، بصورت ترا کششی راستگرد در میلونیت ده زمان ثبت شده است.

۴-نتیجه گیری

برداشتهای ساختاری انجامشده بر روی گرانیت میلونیتی ده زمان، حاکی از گسترش برگوارگی با راستای میانگین E°۲۶S. ۸۰°N است و زاویه افتادگی خطواره کشیدگی روی بر گوارگی میلونیتی حدود °۵۳ و میل محور چین های شکنجی حدود ° ۵۷ به سمت شرق و جنوب شرقي است. شيب زياد بر گواره ميلونيتي، ميل کم خطواره کششی و میل نسبتاً زیاد محور ریزچینهای شکنجی موجود بر روی بر گواره میلونیتی و وجود ر گههای اندک موازی با بر گوارگی مبین حاکم بودن سازو کار غالب راستالغز در منطقه است. موقعیت هندسی برگوارگی میلونیتی نسبت به پهنه برشی کوه سرهنگی و همچنین ریز چین ها و شواهد برشی ثبت شده در بلورهای فلدسپار مؤيد برش غالب راستالغز چپ گرد قديمي در منطقه است اما شواهد ریزساختاری حفظشده و ثبتشده در بلورها ورگههای کوار تز نشان گر فرانهاده شدن برش راست گر دبر روی برش چپ گر د قديمي تراست. در خصوص زمان رويداد برش راست گرد مذكور، سن راديومتريك در اختيار نيست ولي براساس اطلاعات ساختاري و چینه شناسی منطقه، احتمالا برش راست گرد در زمان کر تاسه-پالئوسن روی داده است. این رویداد ساختاری در صورت صحت زماني مي تواند در اثر همگرايي ورقه عربي و ايران مركزي (كوهزاد همزمان بالاراميد) و تأثير متقابل آن بر گسل هاي ايران مركزي نسبت داد. درصورت تعیین سن رادیومتریک ساختارهای برش های ثبت شده در میلونیت ده زمان به روش(Ar/Ar)، یافتههای این یژوهش میتواند کمک درخور توجهی به درک روابط ساختاری، ریز ساختاري و همچنين تغيير رژيم زمين ساختي حاكم در ايران مركزي نمايدو همچنين مي تواند به عنوان الگوي براي مطالعه در ساير تو ده هاي مېلونېتى باشد.

منابع فارسي

- سهندی م.ر.، قاسمی م.ر.، اختیارآبادی ی.، ۱۳۸۹. نقشه زمين شناسي ۱/۱۰۰۰۰ قاسم آباد، سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني كشور.
- صفری، م.، ۱۳۸۱. یترولوژی و ژئوشیمی تودههای ماگمایی 4 کوه سرهنگی، با نگرشی بر پتانسیل اقتصادی منطقه. پایاننامه كارشناسي ارشد گرايش يترولوژي، دانشكده زمين شناسي، 💉 رضا نوزعيم، محسن نصر آبادي، محمد محجل، على يساقي.، دانشگاه تربیت معلم تهران.
 - 🖉 رحيمي دهگلان، ف.، ۱۳۹۶. بررسي ساختاري و تحليل شرايط دگرریختی در ناحیه قاسمآباد، جنوب باختر کاشمر. پایاننامه کارشناسی ارشد گرایش زمینساخت، دانشکده زمینشناسی، سازمان زمين شناسي کشور. 🖉 نوزعیم، ر.، ۱۳۹۱. تحلیل دگر ریختی گستره کوه سرهنگی

000000

تهران.

بيست و دوم، شماره ۱.

ششم، صفحه ۱۷۹–۱۹۹.

References

 \triangleright Hajimirzajan, H., Homam, M., Malekzadeh Shafaroudi, A., Hidarian Shahri, M., Santos, J. F., (2019). Geochronological and geochemical characteristics of the Deh-zaman intrusive and volcanic rocks (NE Iran): Implication for a Cadomian magmatism. Periodico di Mineralogia, 88, 33-56.

در شمال باختر بلو ک لوت، رساله دکتری، دانشگاه تربیت مدرس،

۷ نوزعیم، ر.و همکاران، ۱۳۹۳.تحلیل ساختاری و تعیین شرایط

باختر بلوک لوت ،مجله بلورشناسي و کاني-شناسي ايران، سال

دگرشکلي يهنه برشي کوه سرهنگي در گرانيت ده زمان، شمال

۱۳۹۴: کانی شناسی، پتر وژنز و تفسیر جایگاه تکتونیکی گرانیتهای

منطقه كوه سرهنگم (شمال غرب بلوك لوت). يترولوژي، سال

🖉 هوشمندزاده، ع و نبوی، م.ح., ۱۳۶۵. نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ پهنههای

د گونی ایران، انتشارات ساز مان زمین شناسی کشور.

- \triangleright Nozaem, R., Mohajjel, Rossetti, F., Della Seta, M., M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F., Eliassi, M., (2013). Post-Neogene right-lateral strike-slip tectonics at the northwestern edge of the Lut-Block (Kuh-e-Sarhangi Fault), Central Iran. Tectonophysics, 589 p 220-233.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., (2005). Microtectonics. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

- Ramezani, J., Tucker, R. D., (2003). The Saghand \geq region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of science, 303, 7, 622-665
- \triangleright Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vingnaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M., Theye, T., (2015). Tectonic setting and geochronology of the Cadomian(Ediacaran-Cambrian) magmatism in Central Iran, kuh-e-Sarhangi region (NW Lut Block), Journal of Asian Earth Sciences, 102, 24-44.
- Whitney, D.L., Evans, W.E., 2010. Abbreviations for \geq names of rock-forming minerals. American Mineralogist, Volume 95, pages 185–187.



فصلنامه زمین ساخت زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

مدلسازی تجربی تغییرات کوتاه شدگی در ارتباط با ضخامت متفاوت سری نمکی هرمز، زاگرس

بابک سامانی'*، عباس چرچی'، سید یوسف موسوی"

۱– دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز . ۲– استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز. ۳– دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز.

تاریخ دریافت: ۲۶/ ۰۳/ ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۱۹/ ۱۲/ ۱۳۹۸

\$\$\$\$\$

چکیدہ

مدل سازی تجربی یکی از راهکارهای کاربردی در فهم فرآیندهای پیچیده زمین ساختی به ویژه در ساختارهای به شدت پیچیده نمکی است. در این مطالعه، با استفاده از یک مدل ساز جعبه ماسه آنالوگ، نقش تغییرات ضخامت سری نمکی هرمز بر روی میزان کوتاه شدگی زاگرس، با توجه به چگالی پایین و خزش نمک شبیه سازی شده است. در این مطالعه پهنه ساختاری زاگرس بر اساس حضور یا عدم حضور ساختارهای نمکی و ضخامت متفاوت سری نمکی هرمز به سه بخش لرستان، پهنهی مرکزی و فارس تقسیم گردیده است. بر این اساس بخش غربی منطقه فاقد حضور سری نمکی هرمز بوده و به طور تدریجی به سمت سیستم گسلی قطر –کازرون بر ضخامت آن افزوده شده و در شرق این سیستم گسلی ضخامت سری نمکی هرمز بوده و به طور تدریجی حداکثر خود می رسد. برای هر کدام از این بخش ها یک مدل طراحی گردید و در این مدل ها ضخامت متفاوت سری نمکی مرمز بوده و به طور تدریجی پراکنش خود می رسد. برای هر کدام از این بخش ها یک مدل طراحی گردید و در این مدل ها ضخامت متفاوت سری نمکی مرمز بوده و به طور تدریجی پراکنش ساختارهای نمکی و رفتار خزشی آن مورد توجه قرار گرفته است. در نهایت یک طرح شماتیک کلی برای توضیح وجود و پراکنش ساختارهای نمکی در زاگر س پیشنهاد گردید. بر اساس این طرح کلی، سیستم گسلی قطر –کازرون یک عامل مهم در به این ساختارهای نمکی در زاگر س پیشنهاد گردید. بر اساس این طرح کلی، سیستم می این مکی در این دو دارند، ولی تغییرات جانبی ضخامت نمکی در قاعده است. به گونه ای که در بخش شرقی آن ساختارهای نمکی در دادن می شری و

کلید واژهها: مدلسازی تجربی، زمینساخت نمک، نمک هرمز، سیستم گسلی قطر-کازرون، زاگرس.

^{*} نويسنده مسئول: b.samani@scu.ac.ir

مقدمه

استفاده از دادههای صحرایی، به تنهایی نمیتواند در فهم فرآیندهای پیچیده تکامل ساختاری و ژئودینامیکی در زمین شناسی راهگشا باشد. بر این اساس استفاده از یک مدل تجربي مي تواند به محققين اين رشته كمك كند (,,Ritter et al 2018) به منظور آزمایش سیستمهای بزرگ و پیچیده، معمولاً دانشمندان از یک سیستم مشابه در ابعاد کو چکتر استفاده می کنند، به این سیستمهای مشابه مدل گفته می شود. به طور معمول استفاده از چنین مدل هایی به منظور صرفه جویی در منابع، ابزارها و زمان صورت می گیرد(David and Nolle, 1982). استفاده از مدل ها، بهویژه مدلهای تجربی در زمین شناسی بسیار متداول است. در حقیقت از زمان ویلیام اسمیت (۹۳۸۱–۹۶۷۱)، زمینشناسان زیادی علاقهمندی خود به این مدل ها و مدل سازی را نشان دادهاند (Schellart and Strak, 2016). زمین شناسان معمولاً از مدل های تجربی آنالوگ برای آزمایش عوامل طبیعی درگیر در بهوجود آمدن و تغییر ساختارها و فرآیندهای زمین شناسی استفاده مي کنند.

Bonini et al., 2003; Corti et al., 2010; Daniel, 2013;) Deng et al., 2019; Dooley and Schreurs, 2012; Merten et al., 2006; Nabavi et al., 2017; Waf et al., 2016; Well-.(mann et al., 2014)

به طور کلی مدل هایی که توسط جعبه ماسه آنالوگ اجرا می شوند از مهمترین ابزارها برای شبیه سازی ساختارهای زمین شناسی بوده، و بطور خاص در فر آیندهای زمین ساختی مورد استفاده قرار گرفته اند (Ritter et al., 2017). وقوع چین خورد گی، گسلش و شکستگی در نتیجه کوتاه شدگی پوسته شکننده امری بدیهی بوده که بررسی زمانی و تغییرات چنین ساختارهایی در طول زمان به فهم کینماتیک مناطق د گر شکل شده کمک خواهد نمود. استفاده از مدل های همگن نتایج را قابل پیش بینی و متفاوت تر از ساختارهای طبیعی نشان می دهد. از این رو بهتر است تا حدودی تاثیر برخی ناهمگونی های طبیعی را بر روی مدل اعمال نماییم تا ماتیج حاصل با شرایط طبیعی مشابه تر گردد (,. Bonanno et al.

در میان تمام ساختارهای زمین شناسی آنهایی که با رفتار نمک درگیر هستند دارای بیشترین پیچیدگی میباشند. این پیچیدگی بر اثر دو ویژگی مهم نمک بوجود می آید: چگالی پایین و رفتار غیر قابل تراکم نمک در پاسخ به وزن زیاد طبقات بالایی که به صورت خزش دیده می شود. این دو ویژگی سیستم های نمکی را

پیچیده نموده و پیشبینی رفتار آنها را سخت مینمایند (-Jack) son and Hudec, 2017). همراهی لایههای نمکی با ساختارهای زمین شناسی فهم عوامل کینماتیکی چنین ساختارهایی را سخت میکند؛ به عبارت دیگر: وجود نمک در زمین شناسی منطقه تقریباً همیشه گمراه کننده است.

وجود نمک و تأثیر چگالی و رفتار متفاوت آن تأثیر به سزایی بر میزان کوتاه شدگی خواهد داشت (,Jackson and Hudec) باز این رو در این مطالعه تأثیر ضخامت متفاوت نمک (2017)، از این رو در این مطالعه تأثیر ضخامت متفاوت نمک برروی تغییرات کوتاه شدگی در زاگرس با استفاده از آزمایش چعبه ماسه آنالوگ مورد بررسی قرار گرفته است. در این پژوهش در پی پاسخ این سؤالها خواهیم بود: چگونه تغییرات جانبی ضخامت نمک بر روی کوتاه شدگی زاگرس اثر گذاشته است؟ نقش سیستم گسلی قطر-کازرون در ایجاد تغییرات جانبی ضخامت نمک چه بوده است؟ اختلاف ضخامت لایههای نمکی چه اثری بر روی توپو گرافی و تراکم ساختارها در منطقه دارد؟ برای پاسخ به این سؤالها چندین مدل مورد آزمایش قرار گرفت برای پاسخ به این سؤالها چندین مدل مورد مطالعه و مرز میانی مورد بررسی قرار دهیم.

مهم ترین فرضیات موجود در این پژوهش عبار تند از:

۱. سری نمکی هرمز از غرب به شرق دچار تغییرات ضخامت شده است، بهطوری که در غرب کمترین مقدار ضخامت و قسمتهای شرقی بیشترین ضخامت را دارا میباشند. هرچند این موضوع در بسیاری از مطالعات مورد توجه قرار گرفته است اما تاکنون به عنوان یک حقیقت از ویژگیهای زمین شناختی زاگرس مورد اتفاق نظر نمیباشد.

۲. از آنجایی که همگرایی زاگرس تحت تأثیر یک حرکت قیچی (movement Sphenochasm) مانند بوده و قطب اولر آن در ناحیهای در شمال آفریقا قرار می گیرد (قطب اولر صفحات آفریقا–عربستان در ۱۹٬۱۳ (E°۷٬۶۲ ای۵۵۵) (Westaway)، بنابراین در نواحی مختلف مقدار کوتاه شدگی به طور طبیعی متفاوت است، این اثر در کنار کوتاه شدگی های محلی ناشی از دگر شکلی درون کمربند زاگرس و تغییرات ضخامت سطح جدایشی نمکی هرمز در قاعده، اختلاف مقادیر کوتاه شدگی در منطقه را برجسته تر نموده است.

به منظور آزمایش این فرضیات چندین مدل تجربی بر اساس واقعیتهای زمینشناسی منطقه مورد مطالعه در برخی نواحی کمربند کوهزایی زاگرس طراحی گردید. هدف از این مطالعه، مقایسه مدلها با زمینشناسی منطقه، بر اساس وجود ساختارهای

طبيعي و ساختارهايي است كه در مدل به وجود آمدهاند.

جایگاه ساختاری و زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمربند چین-راندگی زاگرس (Zagros fold-thrust belt) میباشد. تصور میشود این کمربند کوهزایی روی سری نمکی هرمز قرار گرفته باشد، و از برخورد صفحه عربی و ایران به وجود آمده است(Alavi, 2007). مرز شمال غربی زاگرس گسل امتدادلغز آناتولی شرقی واقع در جنوب شرق ترکیه در نظر گرفته شده است و مرز جنوب شرقی آن خط عمان است. این مرز توسط فعالیت شدید لرزهای، آنومالی های گرانشی منفی، تغییرات ناگهانی رخساره ها در واحدهای چینه شناسی فانروزوئیک، تغییر در الگوهای ساختاری، و تغییر پوسته قارهای زیر کمربند زاگرس به پوسته اقیانوسی در زیر منشور برافزایشی مکران تشخیص داده شده است (2007; McQuarrie).

کمربند کوهزایی زاگرس در ایران از شمال غرب به جنوب شرق به سه پهنه لرستان، پهنه مرکزی و پهنه فارس قابل تقسیم میباشد (Farzipour-Saein et al., 2013). در این مطالعه به منظور مدلسازی رفتار سیستم گسلی قطر-کازرون فرض بر این است که پهنه مرکزی زاگرس به وسیله سیستم گسلی قطر-کازرون به دوبخش شرقی و غربی تقسیم شده است.گسل قطر-کازرون با طول تقریبی ۴۵۰ کیلومتر، به علت همگرایی مایل صفحات عربی و ایران در طی برخورد، به عنوان یک مرز بین صفحات عربی و ایران در طی برخورد، به عنوان یک مرز بین نواحی مجاور هم در دگرشکلی فعال زاگرس دارای اهمیت بسیار زیادی است (یاه و عال زاگرس دارای اهمیت بین مطالعه مورد توجه قرار گرفته است و آن فقدان ساختارهای نمکی رخنمون یافته در بخشهای غربی گسل قطر-کازرون و فراوانی چنین ساختارهایی در نواحی شرقی آن است.

پوشش رسوبی پی سنگ در بخشهای مختلف زاگرس یکسان نبوده و ضخامت این پوشش رسوبی در بخشهای لرستان در حدود ۶ الی ۱۱ کیلومتر، در نواحی مرکزی حدود ۷/۵ الی ۱۱/۳ کیلومتر و در پهنه فارس در حدود ۵ الی ۱۰ کیلومتر میباشد. جدول ۱ ضخامت پوشش رسوبی به تفکیک زمانی در هر یک از بخشهای نام برده را نشان میدهد (Alavi, 2007). بر اساس جدول شماره ۱ در قاعده ستون چینه شناسی، سازندهای پالئوزوئیک و قدیمی تر از آنها قرار می گیرند، مهم ترین افق این بخش در این مطالعه سری نمکی هرمز است که در بخشهای

با توجه به سیمای ساختاری زاگرس، یک اتفاق نظر عمومی وجود دارد که پوشش رسوبی در امتداد تبخیریهای اینفراکامبرین سازند هرمز از پیسنگ جدا شده است، که تغذیه کننده دیاپیرهای بزرگ در منطقه فارس میباشد..(.,Bigi et al 2018) با وجود اینکه قبلاً عقیده بر این بود که نمک هرمز قدیمی ترین واحد رسوبی کمربند زاگرس است، مقاطع لرزهای جدید با وضوح بالانشان دادهاند ضخامت قابل توجهی از طبقات پیش از هرمز به طور مستقیم بر روی پیسنگ شکافدار پر کامبرین قرار گرفتهاند (Hassanpour et al., 2018).

مطالعات صورت گرفته بر اساس مقاطع عرضی متعادل شده (Balanced cross section) و دادههای حاصل از شبکههای (GPS نشان می دهد که مقادیر کوتاه شدگی در بخش های مختلف (Alavi, نشان می دهد که مقادیر کوتاه شدگی در بخش های مختلف (2007; Austermann and Iaffaldano, 2013; Mouthereau et al., 2007; Tavakoli et al., 2008; Walpersdorf et al., (2006). مقادیر کوتاه شدگی در بخش های مختلف زاگرس بر اساس نتایج مطالعات صورت گرفته در جدول ۲ ارائه شده است.

لرستان (معادل مدل نوع I)	سیستم گسلی کازرون (معادل مدل نوع II)	فارس (معادل مدل نوع III)	سن زمینشناسی
1800-8000	۸۰۰-۴۲۵۰	147	سنوزوئيك
2000-0202	140. -0.0.	1800-8100	مزوزوئيك
19	Y	14.1-140.	پالئوزوئيک و قديمي تر
۵۹۵۰-۱۰۷۵۰	۵۷۵۰–۱۱۳۰۰	۵۱۵۰-۹۹۰۰	مجموع

جدول۱- خلاصه ضخامت ستون چینه شناسی زاگرس در مناطق مورد مطالعه (براساس مطالعه Alavi, ۲۰۰۷).

منابح	نرخ کوتاهشدگی(mm/yr.)	ناحيه
(Alavi, 2007; Allen et al., 2004; Walpersdorf et al., 2006)	۱۸	
(Austermann and Iaffaldano, 2013)	۲.	له ستان (معادل
(Mouthereau et al., 2007)	۲۸	مدل نوع I)
(Talebian and Jackson, 2004)	۱۸–۳۰	
(Authemayou et al., 2005)	۱.	الحريبة الم
(Hessami et al., 2006)	٨-١٢	کازرون (معادل
(Authemayou et al., 2009; Walpersdorf et al., 2006)	* 1	مدل نوع II)
(Allen et al., 2004)	۲۲	
(Authemayou et al., 2009)	۲۳	
(Austermann and Iaffaldano, 2013; Walpersdorf et al., 2006)	۲۵	فارس (معادل مدل
(Alavi, 2007)	٢٨	نوع III)
(Talebian and Jackson, 2004)	77_ 7 4	
(Mouthereau et al., 2007)	۳۵	

جدول۲- خلاصه مقادیر کوتاه شدگی در نواحی مختلف زاگرس و نواحی مطابق آنها براساس مطالعات پیشین



آمادهسازي مدل و انتخاب مواد

به منظور شبیهسازی منطقه بر اساس توضیحات فوق، ناحیه به سه زون تقسیم گردید (شکل ۱). تقسیم بندی این نواحی بر اساس تغییرات ضخامت لایههای نمک صورت گرفته است، و زونها از قرار زیر هستند:

۱. قسمت غربی که فاقد نمک یا دارای مقدار ناچیزی نمک در قاعده است (مدل نوع I).

۲. قسمت میانی که شامل گسل امتداد لغز اصلی است (نماینده گسل قطر-کازرون؛ مدل نوع II).

۳. قسمت شرقی که شامل لایه ضخیم نمک در قاعده است (مدل نوع III).

شرایط اجرای مدل در هر بخش در جداول ۳ و ۴ ارائه شده است، برای اجرای مدل تجربی، سه مدل جعبه ماسه آنالوگ مختلف طراحی شد، جزئیات مدلها در یک طرح شماتیک در شکل ۲ نشان داده شده است. توصیف جزئیات مدلها و نواحی تقریبی متناظر آنها در جدولهای ۳ و ۴ درج گردیده است. جعبه ماسه مورد استفاده دارای ۲۰ سانتیمتر عرض و ۲۴ سانتیمتر طول در قاعده بوده و با لایه هایی با ضخامت کلی کمتر از ۵ سانتیمتر از لایه هایی متشکل از رزین جامد تبادل یونی (از اینجا به بعد رزین) و ماسه کوارتزی خشک پر گردیده (ضخامت متوسط ۴/۸ سانتیمتر). آهنگ حرکت فک متحرک جعبه ماسه در تمامی مدلهای اجرا شده به طور نسبی یکنواخت است.

وتاەشدگى %	مقدار کر km	طول نهایی (km)	طول اوليه (km)	مدل معادل	ناحيه
۲۹/۳		149	X 11	Ις.;	ا ستان
۳۰/۲	VY/0	194/0	۲۴.	نوع II	سیست ہ گسلی کازرون
۲۷	٩۴	۳۴л	FFY	نوع III	<u>ي</u> فارس

جدول ۳- کوتاهشدگی کلی زاگرس طبق مطالعه(Alavi, 2007)و مدل های مطابق آنها در این مطالعه.

جدول۴- خلاصه شرایط مدلهای مورد استفاده در این مطالعه.

ساير ويژگىھا	تعداد مراحل	طول کل (mm)	ضخامت کل (mm)	مدل
بدون حضور نمک	v	41.	40	نوع I
ضخامت کم نمک در قاعدہ	v	۴۷.	۴۵	نوع II غرب
ضخامت زیاد نمک در قاعده	v	۴۷.	۴۵	نوع II شرق
ضخامت زیاد نمک در قاعده	v	۴۷.	40	نوع III



شکل۲- طرح شماتیکی از مدلهای اجرا شده، هیچ لایه رزینی در قاعده مدل نوع ادیده نمیشود، مدل نوع II به دو بخش تقسیم شده است که در بخش غربی یک لایه نازک رزین وجود دارد و در بخش شرقی طبقه رزینی ضخیم است، و در مدل نوع III تمام قاعده یک لایه ضخیم رزین است. پیکان قرمز نشاندهنده جهت حرکت نسبی مدلها است.

بر اساس رئولوژی مواد آنالوگ، در فرآیند مدلسازی مواد را به منظور شبیهسازی فرآیندهای مدنظر انتخاب می نمایند، Schellart and Strak, 2016 برخی مواد متداول که توسط مطالعات مختلف مورد استفاده قرار گرفتهاند را مورد بررسی قرار دادهاند، آنها مواد را به دو دسته اصلی تقسیم نمودهاند: ۱. مواد شکننده و ۲. مواد ویسکوز خطی که به طور رئولوژیکی به چهار صورت: ویسکوز خطی که به می شوند (-Schel Schel). ویسکوپلاستیک و شکل پذیر پیچیده دیده می شوند (-lart and Strak, 2016).

قاعده اساسی در مدلسازی آنالوگ، که یکی از چالشهای بزرگ برای تجربیات آزمایشگاهی نیز به شمار میرود، انتخاب و کالیبراسیون موادی است که از لحاظ هندسی، کینماتیکی، دینامیکی و رئولوژیکی با همتایان طبیعی خود قابل مقایسه باشند. کاربرد معیار مشابهت باعث تشخیص مواد آنالوگ متناسبی می گردد که تحت شرایط آزمایشگاهی بتوانند به بهترین وجه ممکن فر آیندهای طبیعی را شبیهسازی نمایند. از این رو، نکته کلیدی برای مدلسازی، اطلاعات کافی از ویژگی های رئولوژیکی مواد مورد استفاده در آزمایشگاه است، به طوری

که تا حد ممکن با شرایط سیستم طبیعی خوانایی داشته باشند (Brizzi et al., 2016).

به منظور شبیه سازی سری نمکی هرمز در قاعده، از رزین استفاده شد که به طور گستر ده ای در فرآیند تصفیه آب استفاده می گردد (Dow Chemical Company, 1999)، دلیل استفاده از این ماده بنابر دو خصوصیت رزین است: اول چگالی پایین و دوم گردشدگی ذرات آن (شکل ۳). در شکل ۳ رزین با ماسه کوار تیزی خشک مقایسه شده است. همانطور که در شکل دیده می شود، ذرات رزین گرد شدگی بالایی دارند و اندازه خیلی بزرگتری نسبت به ذرات ماسه دارند (برای جزئیات بیشتر به جدول ۵ مراجعه شود)، برای مقایسه، ویژگی های نمک طعام نیز ارائه شده است.

برای طبقات بالایی از ماسه کوارتزی خشک استفاده شده است (برای بررسی ویژگیها جدول ۵ را ببینید). این ماده بهطور گستردهای برای شبیهسازی پوسته شکننده فوقانی توسط زمینشناسان مورد استفاده قرار گرفته است (Strak, 2016).

جدول۵- ویژگیهای مواد مورد استفاده در این مطالعه. ویژگیهای نمک طعام فقط برای مقایسه ذکر شده است.

چگالی (g/mm³)	اندازه ذرات (mm)	ماده
۱/۰۵	•/Y۵-•/۵•	رزين
۱/۸۰	•/• 9 -•/Y۵	ماسه کوارتزی خشک
1/44	•/\•_•/Y•	نمك طعام

مقياس

بعد از مطالعات (King Hubbert, 1937) بسیاری از زمین شناسان روش هایی را برای مقیاس بندی مدل های تجربی آنالوگ ابداع نمودند. این مقیاس بندی معمولاً براساس هندسه، کینماتیک و دینامیک پدیده و مدل مورد مطالعه صورت می گیرد (Schellart and Strak, 2016). تعریف مقیاس مناسب برای سیستم در طی تحقیق، در واقع مرحله اساسی برای طراحی یک مدل آزمایشگاهی است به طوری که می تواند نتایج آزمایش را شدیداً تحت تأثیر خود قرار دهد (Brizzi et al., 2016). به طور فرضی چگالی متوسط پوسته فوقانی حدود cp (۳۰,۲ هر ۲۰۲۶، و چگالی سنگ نمک

حدود ۳cm/g ۴۰,۲ = ۹۲ (برای هالیت خالص است (Jackson) (برای هالیت خالص است (and Hudec, 2017) چگالی ماسه کوارتزی خشک استفاده شده در این مطالعه

 $\frac{\rho_c}{\rho_n} = \frac{\rho_s}{\rho_r} \Rightarrow \frac{2.70}{2.04} = \frac{1.80}{\rho_r} \Rightarrow \rho_r = 1.36 \frac{g}{cm^3}$

حدود ۳cm/g ۰۸,۱ =ps است، بنابراین براساس رابطه زیر چگالی مادهای که باید نماینده لایه نمکی قاعده باشد چیزی حدود ۳cm/g ۶۳,۱ =pr میباشد: آشکارا معلوم است که این عدد با چگالی پودر نمک همانطور که از نتایج مطالعات Alavi, 2007 و جدول ۳ به منظور برجسته سازی چگالی پایین لایه های قاعده ای نمک برداشت می شود، عرض متوسط اولیه زاگرس چیزی در حدود ۳۰۰ کیلومتر بوده است، بنابراین با طول مدل مورد استفاده در این مطالعه که ۷۴ سانتیمتر است، به طور هندسی زاگرس در مقیاس ۱/۰۰۰۰۴ شبیهسازی گردیده است، بنابراین در این مدل هر ذره رزین نشاندهنده ۲۳-۶۱ متر روی زمین است.

طعام همخوانبي دارد (Anval Valves PVT LTD, 2015) ، ولي و خزش آن از رزین با ذرات خوب گرد شده استفاده گردید (شکل ۳) که دارای چگالی ۳cm/g ۵۰,۱ است.



شکل ۳- مقایسه بین ماسه کوارتزی خشک، رزین و نمک طعام. به گردشدگی ذرات رزین توجه گردد.



شکل۴ - مقایسه بین مقطع عرضی مدلهای نوع I و نوع III

كينماتيك مدل وبحث

به منظور شبیه سازی الگوی ساختارهای نمکی در زاگرس با توجه به وجود یا عدم وجود لایه قاعدهای نمک، منطقه مورد مطالعه به سه ناحیه تقسیم شد و برای هر ناحیه مدلسازی صورت پذیرفت، مدل ها در آزمایشگاه مدل سازی دانشکدهی

علوم زمین دانشگاه شهید چمران اهواز اجرا گردیدند (به منظور مقایسه مدل ها با همدیگر تصاویر مراحل مختلف در کنار هم قرار داده شدهاند، همچنین مدل ها براساس تغییرات زمانی به سه بخش مرحله اولیه، مرحله میانی و مرحله نهایی تقسیم شدهاند (اشکال ۴ و ۵):



شکل ۵- مقایسه بین مقطع عرضی مدلهای نوع Ⅱ در دو بخش شرقی و غربی. به شباهت الگوها و همچنین اختلاف در میزان ارتفاع بیشینه مدلها توجه گردد.

م**دل نوع** ا

در این مدل، فرض بر آن است که ضخامت سری نمکی هرمز آنقدر کم است که می توانیم آن را حذف نماییم. در شکل ۴ این مدل در کنار مدل نوع III دیده می شود. در این شکل که مقطع عرضی مدل را نشان می دهد تنها از لایه های ماسه خشک استفاده شده است. این کار به منظور شبیه سازی

مناطقی از زاگرس صورت پذیرفت که فاقد ساختارهای نمکی مربوط به سری هرمز هم به صورت مدفون و هم به صورت رخنمونیافته می باشند. با اجرای این مدل ساختارهای گسل راندگی و همچنین چینهای مرتبط با گسلها تشکیل گردیدند. همچنین در این شکل این مدل با مدل نوع III قابل مقایسه است، که تفاوت آنها در ادامه بیشتر مورد توجه قرار خواهد گرفت.

مدل نوع ا

این مدل در لایه قاعده به صورت عمودی از شمال به جنوب به دو بخش تقسیم شده است، قسمت غربی دارای مقدار ناچیزی رزین (به عنوان نماینده سری نمکی هرمز در قاعده زاگرس به عنوان یک سطح جدایشی) بوده، و بخش شرقی دارای لایه ضخیمی از رزین می باشد. در شکل ۵ دو قسمت این مدل در کنار همدیگر دیده می شوند. در این شکل قسمت های شرقی و غربی دارای اختلاف قابل توجهی در ساختارهای ایجاد شده هستند. این اختلاف به علت تفاوت در ضخامت لایه رزینی در قاعده مدل به وجود آمده است. همچنین ساختارهای راندگی و چینهای مر تبط با گسلی که در این مدل به وجود آمده اند به علت وجود اختلاف در ضخامت لایه رزینی ساختارها، میزان ار تفاع بیشینه، تراکم و تعداد ساختارهای چین و گسلی شکل گرفته و میزان کو تاه شد گی نیز متفاوت است. تفاوت مقاد بر گر

به خوبی از روی تصاویر سطحی (شکل ۶) و تفاوت در تعداد و تراکم ساختارهای گسلی قابل مشاهده هستند همچنین در شکل ۷-ب اختلاف میزان ارتفاع بیشینه در مراحل مختلف به طور واضحی دیده می شود، این اختلاف ارتفاع با شکل ۷-الف که مربوط به دو مدل I و III است، قابل مقایسه می باشد.

مدل نوع 💷

این مدل معادل ناحیه فارس زاگرس در نظر گرفته شده است، بهطوری که در این مدل از یک لایه ضخیم رزین به عنوان سری نمکی هرمز استفاده گردیده است (شکل ۴). در این مدل تشکیل ساختارهای رخنمون یافته نمکی به خوبی قابل مشاهده میباشند، بهطوری که در مرحله میانی شروع رخنمون لایههای زیرین دیده می شود و در مراحل نهایی ساختارهای نمکی در سطح نیز دیده می شوند.



شکل۶- مقایسه بین توپوگرافی تشکیل شده در مدلهای اجرا شده در مطالعه، به اختلاف الگوهای تشکیل شده توجه گردد، بهویژه ظهور ساختارهای شبیه گنبدهای نمکی رخنمون یافته در مرحله ۶ مدل نوع III، همچنین اختلاف در شکل گسلهای مدل نوع II بهطوری که در بخش شرقی و غربی مقادیر مختلفی از کوتاه شدگی دیده میشود

رفتار تراکم ناپذیر نمک، در مدل با افزایش ارتفاع جبران می گردد. همچنین مقایسه بین ارتفاع بیشینه بین قسمتهای غربی (دارای لایه ینمکی کم ضخامت) و شرقی (دارای لایه ی ضخیم نمکی) در مدل نوع II نشان می دهد که، مدل دارای لایه ی نمکی ضخیم دارای ارتفاع بیشتری نسبت به مدل دارای لایه ی نمک کم ضخامت است (نمو دار شکل ۷-ب).

یک مقایسه بین ارتفاع بیشینه مدل نوع I (بدون نمک) و مدل نوع III (دارای نمک) در نمودار شکل ۷-الف صورت گرفته است، مدلها با ضخامت مشابه شروع شدهاند، مدل نوع III نسبت به مدل نوع I افزایش ارتفاع بیشتری را نشان می دهد. در مدل نوع III به علت چگالی پایین رزین و گردشدگی بالای ذرات آن، لایه با چگالی پایین قاعدهای تمایل به صعود پیدا می کند، این بدین معناست که



شکل ۷-الف- مقایسه بین ارتفاع بیشینه مدل نوع I (بدون نمک) و مدل نوع III (دارای نمک)، آغاز آزمایش با ضخامت مساوی، مدل دارای نمک نشان دهنده ارتفاع بیشتری نسبت به مدل بدون نمک است. ب- مقایسه بین ضخامت بیشینه مدل نوع II در بخش غربی (دارای لایهی نمک کم ضخامت) و بخش شرقی (دارای لایهی ضخیم نمکی)، آزمایش با ضخامت یکسان شروع شده، مدل دارای لایهی ضخیم نمکی نشان دهنده ارتفاع بیشتری نسبت به مدل دارای لایهی نمکی کم ضخامت است.

قابل انکار میباشد. بر اساس مطالعات Bahroudi and Koyi شدگی در بخش های مختلف میباشد. آنها در مطالعات خود 2003)) و (Sherkati et al (2005) نقش نمک در رژیم های نشان دادند که کوتاه شدگی در رسوبات فوقانی نمک، همراه تکتونیکی نازک پوسته به صورت تفاوت در مقادیر کوتاه با تکامل برخی ساختارهای گسلی عرضی همراه خواهد بود

که گسل های حاصله به نوبه خود نقش مهمی در مقادیر متفاوت کوتاه شدگی بازی خواهند نمود. در مدلسازی های صورت گرفته در این مطالعه نقش تکتونیک ضخیم پوسته و کوتاه شدگی همزمان نمک و رسوبات فوقانی مورد توجه قرار گرفته است. نتایج نشان دهنده تأثیر ضخامت نمک بر میزان کوتاه شدگی های متفاوت میباشد.

شکل ۸نشان دهنده یک مقطع عرضی از زاگرس بوده که از غرب به شرق دربر گیرنده مناطق لرستان، فروافتادگی دزفول، سیستم گسلی قطر-کازرون و فارس میباشد. در این مقطع پس از گسل قطر-کازرون یک اختلاف ناگهانی ارتفاع دیده میشود؛ همچنین بیشینه ارتفاع در بخش فارس دیده می شود. مقایسه این مقطع با مدل های اجرا شده حاکی از بیشتر بودن ارتفاع میانگین در بخش های فارس و به ویژه در مناطقی است که بیشترین تمرکز گنبدهای نمکی در آنجا وجود دارد.

پس از مطالعه مدلها و در کنار هم قرار دادن و مقایسه مدل نهایی با زمین شناسی منطقه، نتیجه گرفته شد که مدل نهایی می تواند به صورت طرح شماتیکی باشد که در شکل ۹ نشان داده شده است. بخش مهمی از این شکل در نتیجه مطالعات سطحی و زیر سطحی صورت گرفته توسط محققین پیشین بوده است و در اینجا جهت پررنگ کردن نقش گسل کازرون در ایجاد ضخامت متفاوت نمک ارائه شده است.

در این مدل لایه های فوقانی در منطقه حذف شده و تنها لایه های سری نمکی هرمز نشان داده شده اند. همان طور که در طرح شماتیک شکل ۹ نشان داده شده است، در ابتدایک لايه گوه مانند از نمك هرمز اوليه وجود داشته، با توجه به اینکه پیش از برخورد زاگرس در زمان کرتاسه (Alavi, 2007)، پیسنگ در ناحیهای که امروزه تحت عنوان سیستم گسلی قطر-كازرون مىشناسىم شكسته شده است، اين شكستگى باعث شده که نمک هرمز بر اثر بالا آمدگی منطقه در بخش شرقى برجستگى بيشترى پيدا كند. در ادامه برخورد، ساختارهاي نمكى تكامل يافته و بلوغ بيشترى يافتهانـد. ايـن پديـده باعـث بهوجود آمدن ساختارهاي عظيم نمكي مدفون و رخنمون يافته در بخش شرقي گسل قطر-كازرون شده است. با وجود مقدار ناچیزی نمک در بخش غربی این گسل تنها چند ساختار مدفون در نواحی مجاور در نزدیکی بخش غربی گسل قطر-کازرون به وجود آمده است. اثر این اختلاف ضخامت نمک را می توان در طول موج ساختارهای زمین شناختی زاگرس مشاهده نمود. بهطوری که مشابه آنچه که در شکل ۶ دیده می شود طول موج ساختارهای زاگرس در لرستان بهمراتب کمتر از طولموج ساختارهای ناحیه فارس است. این موضوع می تواند ناشی از خاصیت تراکم ناپذیری نمک باشد که در زیر ناحیه فارس دارای بیشترین ضخامت خود می باشد.



شکل ۸- مقطع عرضی از زاگرس که از غرب به شرق شامل لرستان، فروافتادگی دزفول، سیستم گسلی قطر-کازرون و فارس میباشد. به اختلاف ناگهانی ارتفاع پس از گسل قطر-کازرون و همچنین بیشینه ارتفاع در بخش فارس توجه شود.



شکل ۹- مدل نتیجه گیری شده از این مطالعه؛ پس از مطالعه تمامی مدلها و در کنار هم قرار دادن نتایج میتوان به نقش گسل پیسنگی در برجسته تر شدن نقش اختلاف ضخامت لایه نمکی قاعدهای پیبرد، بهطور که در ناحیه غربی بهجز چند ساختار مدفون کوچک، اثری از ساختارهای عظیم نمکی یافت نمیشود، این ساختارها در قسمت شرقی به وفور دیده میشوند.

نتيجه گيري

برخی از مهم ترین نتایج این پژوهش را می توان به صورت زیر ارائه نمود:

۱. به نظر میرسد ضخامت سری نمکی هرمز در بخشهای زاگرس به عنوان عواه مختلف زاگرس یکسان نبوده و این تغییر ضخامت در میزان نباید نادیده گرفت.
توسعه ساختارهای نمکی در بخشهای مختلف تأثیر گذار بوده
۲. بر اساس نتایج این است. هرچند در توسعه ساختارهای نمکی عوامل مهم دیگری همچون چینها و تراکم همچون ضخامت میرون ضخامت میرون ضخامت میرون میزان میرون میزان میرون میزان میرون میزان میرون میر

۲. ساختارهای گسلی قدیمی و پی سنگی در تحولات حوضه رسوبی تأثیرات مهمی داشته و در برخی موارد مؤلفههای حرکتی قائم گسلها بر میزان ضخامت متفاوت رسوبات تأثیر گذار میباشد. از این رو احتمالاً میتوان برخی از گسلهای پی سنگی زاگرس را به عنوان عامل مهمی در ضخامت متفاوت سری نمکی هرمز در بخش های مختلف زاگرس دانست.

۳. براساس نتایج این پژوهش و مطالعات پیشین، اختلاف

در میزان کوتاه شدگی در زاگرس شدیداً در ارتباط با اختلاف در ضخامت سری نمکی هرمز در بخش های مختلف میباشد. با این وجود نقش گسل های عرضی زاگرس به عنوان عواملی در کوتاه شدگی های متفاوت را نباید نادیده گرفت.

۴. بر اساس نتایج این پژوهش اختلاف در طول موج ساختارهایی همچون چینها و تراکم ساختارهای راندگی و گسل ها را می توان در ار تباط با تأثیر ضخامت متفاوت سری نمکی هرمز در نواحی مختلف زاگرس دانست. همچنین نقش ضخامت متفاوت سری نمکی هرمز بر الگوی ساختاری تأثیر به سزایی داشته که توسط محققین مختلف به اثبات رسیده است.

قدردانی

بدین وسیله نویسندگان مقاله از حمایت های مالی و معنوی صورت گرفته توسط معاونت پژوهش و فناوری دانـــــشگاه شهیـد چـمران اهواز در قـــالب پـــژوهانه (GN: SCU.EG98.341) در انجام این پژوهش کمال تشکر و قدردانی را مینمایند. References

- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. Am. J. Sci. 307, 1064–1095. https://doi. org/10.2475/09.2007.02
- Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganisation of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tectonics 23, 1–16. https://doi.org/ doi:10.1029/2003TC001530
- Anval Valves PVT LTD, 2015. Bulk Density Chart. Géotechnique 29, 47–65. https://doi.org/10.6088/ ijes.2012030133002
- Austermann, J., Iaffaldano, G., 2013. The role of the Zagros orogeny in slowing down Arabia-Eurasia convergence since I5 Ma. Tectonics 32, 351–363. https://doi.org/10.1002/tect.20027
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Benedetti, L., Malekzade, Z., Claude, C., Angeletti, B., Shabanian, E., Abbassi, M.R., 2009. Quaternary slip-rates of the Kazerun and the main recent faults: Active strike-slip partitioning in the Zagros fold-and-thrust belt. Geophys. J. Int. 178, 524–540. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04191.x
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzade, Z., Abassi, M., 2005. Role of the Kazerun fault system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran). Comptes Rendus Geosci. 337, 539–545. https:// doi.org/10.1016/j.crte.2004.12.007
- Bigi, S., Carminati, E., Aldega, L., Trippetta, F., Kavoosi, M.A., 2018. Zagros fold and thrust belt in the Fars province (Iran) I: Control of thickness/rheology of sediments and pre-thrusting tectonics on structural style and shortening. Mar. Pet. Geol. 91, 211–224. https://doi. org/10.1016/j.marpetgeo.2018.01.005
- Bonanno, E., Bonini, L., Basili, R., Toscani, G., Seno, S., 2017. How do horizontal, frictional discontinuities affect reverse fault-propagation folding? J. Struct. Geol. 102, 147–167. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.08.001
- Bonini, M., Corti, G., Sokoutis, D., Vannucci, G., Gasperini, P., Cloetingh, S., 2003. Insights from scaled analogue modelling into the seismotectonics of the Iranian region. Tectonophysics 376, 137–149. https:// doi.org/10.1016/j.tecto.2003.07.002
- Brizzi, S., Funiciello, F., Corbi, F., Di Giuseppe, E., Mojoli, G., 2016. Salt matters: How salt affects the rheological and physical properties of gelatine for analogue modelling. Tectonophysics 679, 88–101. https://doi.org/ https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.021
- Cello, G., Tondi, E., Van Dijk, J.P., Mattioni, L., Micarelli, L., Pinti, S., 2003. Geometry, kinematics and scaling properties of faults and fractures as tools for modelling geofluid reservoirs: examples from the Apennines, Italy. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 212, 7 LP – 22. https:// doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.02
- Corti, G., Ranalli, G., Sokoutis, D., 2010. Quantitative modelling of geological processes. Tectonophysics 484, 1–3. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.

tecto.2009.09.004

- Crook, A.J.L., Willson, S.M., Yu, J.G., Owen, D.R.J., 2006. Predictive modelling of structure evolution in sandbox experiments. J. Struct. Geol. 28, 729–744. https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.02.002
- Dana, S., Almasian, M., Soltani, M., Kamel, S.R., 2015. Structural Analysis of a Segment in Qatar-Kazerun Fault Using Satellite Images of Landsat 8. Open J. Geol. 05, 499–513. https://doi.org/10.4236/ojg.2015.57046
- Daniel, J., 2013. Structural Geology and Geomechanics : New Frontiers for Basin Modelling *. AAPG Hedb. Conf. Pet. Syst. Model. Past, Plan. Futur. 120110.
- Bahroudi, A., Koyi, H.A., 2003. Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. Journal of the Geological Society; 160 (5): 719–733. doi: https://doi.org/10.1144/0016-764902-135.
- David, F.W., Nolle, H., 1982. 1 Introduction: Modelling Based on Conditions of Similarity, in: David, F.W., Nolle, H.B.T.-E.M. in E. (Eds.), . Butterworth-Heinemann, pp. 1–2. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-408-01139-6.50005-9
- Deng, H., Koyi, H.A., Zhang, J., 2019. Modelling oblique inversion of pre-existing grabens. Geol. Soc. London, Spec. Publ. SP487.5. https://doi.org/10.1144/sp487.5
- Dooley, T.P., Schreurs, G., 2012. Tectonophysics Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics : A review and new experimental results. Tectonophysics 574–575, 1–71. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.030
- Dow Chemical Company, 1999. Ion exchange resins. Met. Finish. 97, 69–70. https://doi.org/10.1016/S0026-0576(00)81191-5
- Farzipour-Saein, A., Nilfouroushan, F., Koyi, H., 2013. The effect of basement step/topography on the geometry of the Zagros fold and thrust belt (SW Iran): an analog modeling approach. Int. J. Earth Sci.
- Hans, T., Tectonic, R., Mulugeta, G., 1988. Modelling the geometry of Coulomb thrust wedges. J. Struct. Geol. 10, 847–859. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90099-5
- Hassanpour, J., Jahani, S., Ghassemi, M.R., Alavi, S.A., Zeinali, F., 2018. Evolution of the Karebas Fault System and adjacent folds, central Zagros fold-andthrust belt, Iran: Role of pre-existing halokinesis (salt sructures and minibasins) and detachment levels. J. Asian Earth Sci. 164, 125–142. https://doi.org/10.1016/j. jseaes.2018.06.024
- Hessami, K., Nilforoushan, F., Talbot, C.J., 2006. Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. J. Geol. Soc. London. 163, 143– 148. https://doi.org/10.1144/0016-764905-031
- Hobbs, R., Tong, C.H., Pye, J., 2003. Modelling and processing of 3D seismic data collected over the overlapping spreading centre on the East Pacific Rise at 9° 03' N. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 212, 251 LP – 259. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.16
- Jackson, M.P.A.P.A., Hudec, M.R.R., 2017. Salt tectonics :

principles and practice. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.

- Jahani, S., Hassanpour, J., Mohammadi-firouz, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., Alavi, S.A., Soleimany, B., Belt, T., Jahani, S., Hassanpour, J., Mohammadi-firouz, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., Alavi, S.A., Soleimany, B., 2017. Salt tectonics and tear faulting in the central part of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Mar. Pet. Geol. 86, 426–446. https://doi.org/ https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.003
- King Hubbert, M., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Bull. Geol. Soc. Am. 48, 1459–1520. https://doi.org/10.1130/ GSAB-48-1459
- Marques, F.G., Cobbold, P.R., Marques, G., 1995. Development of highly non-cylindrical folds around rigid ellipsoidal inclusions in bulk simple shear regimes: natural examples and experimental modelling. J. Struct. Geol. 17, 589–602. https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)00081-A
- McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. J. Struct. Geol. 26, 519–535. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.009
- Merten, S., Smit, W.G., Nieuwland, D.A., Rondeel, H.E., 2006. Analogue modelling of a reactivated, basement controlled strike-slip zone, Sierra de Albarracín, Spain: application of sandbox modelling to polyphase deformation. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 253, 135 LP – 152. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.253.01.07
- Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T., Kargar, S., 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: The Zagros Folded Belt (Fars, Iran). Tectonics 26. https://doi.org/10.1029/2007TC002098
- Nabavi, S.T., Alavi, S.A., Frehner, M., Paper, C., 2017. 3D FE-modelling of inclined, brittle-ductile transpression. 15th Swiss Geosci. Meet.
- Pollastro (compiler), R.M., Persits, F.M., Steinshouer, D.W., 1997. Map Showing Geology, Oil and Gas Fields, and Geologic Provinces of Iran, Open-File Report. https://doi.org/10.3133/ofr97470G
- Ritter, M.C., Rosenau, M., Oncken, O., 2017. Growing Faults in the Lab: Insights Into the Scale Dependence of the Fault Zone Evolution Process. Tectonics 37, n/a--n/a. https://doi.org/10.1002/2017TC004787
- Ritter, M.C., Santimano, T., Rosenau, M., Leever, K., Oncken, O., 2018. Sandbox rheometry: Co-evolution of stress and strain in Riedel– and Critical Wedge– experiments. Tectonophysics 722, 400–409. https://doi. org/10.1016/j.tecto.2017.11.018
- Schellart, W.P., Strak, V., 2016. A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments. J. Geodyn. 100, 7–32. https:// doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.009
- Sherkati, S., Molinaro, M., de Lamotte, D. F., Letouzey, J., 2005. Detachment folding in the Central and

Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. Journal of Structural Geology. 27 (9), 1680-1696. https://doi. org/10.1016/j.jsg.2005.05.010.

- Skar, T., Beekman, F., 2003. Modelling the influence of tectonic compression on the in situ</ em> stress field with implications for seal integrity: the Haltenbanken area, offshore mid-Norway. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 212, 295 LP – 311. https://doi. org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.20
- Talebian, M., Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophys. J. Int. 156, 506–526.
- Tavakoli, F., Walpersdorf, A., Authemayou, C., Nankali, H.R., Hatzfeld, D., Tatar, M., Djamour, Y., Nilforoushan, F., Cotte, N., 2008. Distribution of the right-lateral strike– slip motion from the Main Recent Fault to the Kazerun Fault System (Zagros, Iran): Evidence from present-day GPS velocities. Earth Planet. Sci. Lett. 275, 342–347.
- Tentler, T., Temperley, S., 2003. Segment linkage during evolution of intracontinental rift systems: insights from analogue modelling. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 212, 181 LP – 196. https://doi.org/10.1144/GSL. SP.2003.212.01.12
- ➢Uexner, 2005. Analogue Modelling of Flanking Structures. Universität Wien. https://doi.org/10.3929/ ethz-a-005024011
- Van Wees, J.D., Orlic, B., Van Eijs, R., Zijl, W., Jongerius, P., Schreppers, G.J., Hendriks, M., Cornu, T., 2003. Integrated 3D geomechanical modelling for deep subsurface deformation: a case study of tectonic and human-induced deformation in the eastern Netherlands. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 212, 313 LP – 328. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.212.01.21
- Waf, L., Godin, L., Harris, L.B., Kontopoulou, M., Waffle, L., Godin, L., Harris, L.B., Kontopoulou, M., 2016. Rheological and physical characteristics of crustalscaled materials for centrifuge analogue modelling. J. Struct. Geol. 86, 181–199. https://doi.org/https://doi. org/10.1016/j.jsg.2016.02.014
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J., Masson, F., 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). Geophys. J. Int. 167, 1077–1088.
- Wellmann, J.F., Finsterle, S., Croucher, A., 2014. Integrating structural geological data into the inverse modelling framework of iTOUGH2. Comput. Geosci. 65, 95–109. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.10.014
- Westaway, R., 2003. Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean updated. Turkish J. Earth Sci. 12, 5–46.



فصلنامه زمین ساخت زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

نقـش رژیـم تکتونیکـی ترافشارشـی در شـکل گیـری منطقـه بـی بـی مریـم در بخش شـمالی زمیندرزسیسـتان، شـرق ایران

سکینه صمیمی'، ابراهیم غلامی'، محمد مهدی خطیب'، سعید معدنی پور'، فرانک لیسکر"

۱- گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.
۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
۳- گروه علوم زمین، دانشگاه بریمن، بریمن، آلمان.

تاریخ دریافت: ۲۴/ ۶/ ۱۳۹۸ تاریخ یذیرش: ۰۳/ ۰۱/ ۱۳۹۹

\$\$\$\$\$

چکیدہ

صفحات گسلی نزدیک به قائم با خش لغزهای تقریباً افقی و انطباق این داده ها با داده های ناهمسانگردی مغناطیس پذیری، یک رژیم ترافشارشی غالب امتدادلغز راستگرد با مؤلف معکوس را در منطقه بی بی مریم نشان می دهد. مجموعه چین های با آرایش پلکانی و چین های دو سویه پلانژ با نشانگر های لغزشی مانند راندگی ها و دوپلکس ها در یال های چین خورد گی ها نیز وجود دگر شکلی ترافشارشی را تأیید می کنند. همراهی دگرسانی گرمابی با ترافشارش، شرایط ایده آلی برای فعالیت مجدد شکستگی های برشی در سنوزوئیک پایانی فراهم نموده که آن ها آخرین فاز فعالیت تکتونیکی در منطقه را ثبت کرده اند. مجموعه ای از شکستگی های برشی در سنوزوئیک پایانی فراهم نموده که آن ها آخرین فاز فعالیت تکتونیکی در منطقه را ثبت کرده اند. پلیو کو اترنری ساز گار است؛ نتایج حاصل از تحلیل گسل ها جهت تنش فشارشی (۵۱) را به صورت ۱۵۵ مشخص می کنند که با رژیم تنش طی پلیو کو اترنری ساز گار است؛ نتایج حاصل از تحلیل گسل ها جهت تنش فشارشی (۵۱) را به صورت ۱۵۵ می کنند که با رژیم تنش طی پلیو کو اترنری ساز گار است؛ نتایج حاصل از تحلیل گسل ها جهت تنش فشارشی (۵۱) را به صورت ۲۵ ایم را تیک در امتداد گسل ها رخنمون پلیو کو اترنری ساز گار است؛ نتایج حاصل از تحلیل گسل ها جهت تنش فشارشی (۵۱) را به صورت ۲۵ ایم را به مورت ۱۵ و در با رژیم تنش طی می میوسن میانی – پایانی منطبق می باشد. همچنین در این منطقه توده های گرانیتوئیدی در امتداد گسل ها رخنمون طول ۱۸۶ ممکن است به طور مؤثری بر روی فرایش این توده های گرانیتوئیدی در منطقه بی می مریم و در نیجه شمال SSZ طی سنوزویک تأثیر گذاشته باشد. شواهد صحرایی نشان می دهند که فرایش توده های گرانیتوئیدی در این منطقه زودتر از زمان الیگومیوسن رخ نداده است.

كليد واژه، سيستم گسلى نهبندان، گرانيتوئيد، فرايش، رژيم ترافشارشى، زميندرز سيستان.

^{*} نويسنده مسئول: Egholami@birjand.ac.ir

۱-مقدمه

زمیندرز سیستان (SSZ) با راستای کلی شمالی- جنوبی در شرق ایران یک کمربند کرتاسه- ترشیری میباشدکه بخشی از کمربند آلب– هيماليا محسوب مي شود (Tirrul et al., 1983) (شکل ۱). این رشته کوهها همچنین بهعنوان رشته کوههای شرق ایران نیز قطع و جابهجایی واحدهای سنگی زمیندرز سیستان شده است (-Ber محسوب مي شوند (Stocklin, 1968)، كه بلوك لوت را از بلوك berian et al., 2000). همگرايي مايل بخش مركزي ايران به سمت افغان در شرق ایران جدا کرده است (شکل ۱). زمیندرز سیستان یک 💿 بلوک افغان موجب فعالیت این مناطق برشی با روند غالب شمالی-منطقه فرورانش پيچيده را در بر مي گيرد، که شواهدي از بسته شدن جنوبي شده است (Vernant et al., 2004; Walker et al., 2002 اقبانوس نئو تتيس در اثر همگرايي بين بلوك لوت و خرده قاره افغان

را نشان مي دهد (Camp et al., 1982; Tirrul et al., 1983). يک مجموعهای از گسل های امتدادلغز با راستای کلی شمالی-جنوبی در طول حاشيه شرقي بلو ک لوت در زميندرز سيستان شکل گرفته است (Walker et al., 2004)؛ که گسلش امتدادلغز راستگر د فعال موجب and 2004) (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه تکتونیکی ایران و مناطق همجوار.a) مستطیل مشکی رنگ مکان زمیندرز سیستان (SSZ) در شرق ایران را نشان میدهد. b) مکان کمپلکس های نه، ر توک و حوضه سفیدابه در SSZ (اقتباس از 2013, Bröcker et al., 2013 با تغییرات). C) مکان منطقه بیبی مریم (شکل ۲) بر روی مدل ارتفاعی رقومی نشان داده شده است. همچنین سیستم گسلی نهبندان با خطوط سفید رنگ و محدوده زمیندرز سیستان با خط مشکی ممتد در تصویر نمایش داده شده است.

2016; Corti et al., 2003; Meyer et al., 2014 and Neubauer et al., 1995) خيلي مورد توجه و اهميت قرار دارند. فعالبت گسل ها و مجاورت آن ها با تودهای نفوذی یک فرصت بسیار مناسبی برای مطالعهی نقش فعالیتهای تکتونیکی در شکل گیری بخش شمالی زمیندرز سیستان (SSZ) و همچنین فرایش اين توده ها طي سنو زوئيک فراهم مي کند. این پژوهش بر روی منطقه بیبی مریم در بخش شمال زمیندرز

1. continental indentation

2. metamorphic core complex

مناطق گسلی امتدادلغز در مقیاس قارمای در مرزهای ورقهای همگرا بهعنوان سیماهای تکتونیکی مشترکی دیده میشوند که حاصل همگرایی مایل و تورفتگی قارمای' هستند (برای مثال، Storti et al., 2003) ؛ كه امروزه، بهدليل ارتباط نزديك اين مناطق گسلے ، با تو دہ ہای نفو ذی گر انیتو ئیدی (بر ای مثال Cao et (al., 2016; Paterson et al., 1999; Rosenberg et al., 2007 و هسته های د گر گونی ^۲ در جه حرارت بالا (برای مثال ,Cao et al., ا سیستان متمر کز شده است (شکل ۱b). مجاورت گسل ها با توده های نشده ی پیش کمان ماستریشین تا ائوسن می باشد (برای مثال Tirrul et نفوذی بیبی مریم در این منطقه، امکان بررسی عملکرد گسل،ها وفرايش اين تودهها طي سنوزوئيك را فراهم ميكند. اين منطقه مشتمل بر بقایای افیولیتی، رسوبات دریایی، سنگ های د گر گونی و سنگهای ماگمایی غالباً آتشفشانی و برخی تودههای نفوذی(کرتاسه بالايي- پالئوسن؟) ميباشد (شكل ٢). در اين منطقه بيشتر واحدهاي سنگی بهوسیله شاخههای سیستم گسلی نهبندان (NFS) محدود شدهاند. در اینجا از ویژگیهای هندسی و جنبشی عناصر ساختاری براي در ک نقش فرايندهاي زمين ساختاري در شکل گيري اين منطقه در زمیندرز سیستان استفاده شده است.

۲-جایگاه زمین شناسی و تکتونیکی زمیندرز سیستان

اقیانوس سیستان در کرتاسه پایانی شکل گرفته (,,Tirrul et al 1983) و در کرتاسه پایانی و یا ائوسن بسته شده است (,, Camp et al .(1982; Tirrul et al., 1983; Zarrinkoub et al., 2010 and 2012 زمیندرز سیستان را میتوان به سه بخش اصلی تقسیم نمود (شکل b1). (b) کمپلکس نه در غرب، که شامل فلیش های کرتاسه پایانی تا ائوسن و مقداري مواد افيوليتي است؛ (ii) کميلکس رتوک در شرق، که شامل فلیش های کر تاسه و سنگ های افیولیتی به همراه ملانژ های دگر گونی می باشد؛ (iii) حوضه سفیدابه، که بهصورت ناپیوسته بر روي کمپلکس هاي نه و رتو ک قرار گرفته و شامل رسويات د گرگون



کمپلکس نه شواهدی از گسترش فرورانش به سمت شرق را Camp et al., 1982; Saccani et al., است (رخود ثبت کرده است) 2010 and Tirrul et al., 1983)؛ منطقهي بيبي مريم نيزدرون اين كمپلكس واقع شده است (شكل ٢). كمپلكس نه، يك كمربند چين خورده-رانده شامل افيوليت هاي نابر جاي كرتاسه بالايي، سنگ هاي دگرگونی درجه حرارت پایین، آهکهای آبهای کم عمق، ماسه سنگهای توربیدایتی دریایی عمیق ائوسن-الیگوسن و نفوذیهای ائوسن – الیگوسن که در شمال زمیندرز سیستان جایگیری کردهاند، مى باشد (Camp et al., 1982; Mohammadi et al., 2016 a; Pang (et al., 2012; Tirrul et al., 1983 and Zarrinkoub et al., 2012 در مخش مرکزی کمیلکس نه، تودههای گرانیتوئیدی در منطقه بیبی مریم جایگیری کردهاند که با مدلی که ارتباط بین جایگیری گرانیتوئید و فرورانش مایل درون قارمای نئو تتیس طی کرتاسه پایانی که قبلاً در این بخش از SSZ تشخیص داده شده، را مطرح می کند، ساز گار است (Etemadkhah et al., 2015). هر چند که مطالعات این محققین بر مبنای داده های U-Pb می باشد که سن 5/71 ± ./Ma 6/ براي اين تودهها نشان مي دهد(Zarrinkoub et al., 2011) اما گروهي ديگر از محققين سن Ma 1/2 ±6/58 (Delavari et al., 2014) را به عنوان سن جایگیری تو دہ نفو ذی ہے ہے مریم ارائہ کر دہاند.



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه بیبی مریم (بر مبنای داده های صحرایی و نیز AlaviNaini et al., 1989). موقعیت توده گرانیتوئیدی لوزی گون بی بی مریم (با نماد Gr) در نقشه و مقطع ساختاری نشان داده شده است. دو مرز گسلی بین توده گرانیتوئیدی و واحدهای سنگی مجاور به خوبی در نقشه و مقطع ساختاری نمایان می باشد.

بررسیهای انجام شده بر روی منشأ مواد تخریبی در ماسه سنگهای توربیدایتی ائوسن – الیگوسن در کمپلکس نه در بخش جنوبیSSZ منجر به تخمین سنهای پروتولیت از کرتاسه پایانی تا Mohammadi et al., 2016) (Ma 115-50) بیشنهاد می دهد d)؛ تلفیق سنهای J-Pb و دادهای ایزوتوپ Hf پیشنهاد می دهد که سنگهای پروتولیتی متعلق به جزایر قوسی درون اقیانوسی که سنگهای پروتولیتی متعلق به جزایر قوسی درون اقیانوسی نرتاسه پایانی هستند که به درون یک کمان قارهای انتقالی ائوسن انتقال یافتهاند، (Mohammadi et al., 2016). شمال زمیندرز سیستان شامل تنوعی از تودهای نفوذی، سنگهای آتشفشانی، نیمه آتشفشانی و ولکانو کلاستیکها با سنهای کرتاسه پایانی تا کواترنری می باشد (برای مثال، 2012, Richards et al., 2012)؛

برخى نويسندگان اين تنوع سنگي را به مرحله پاياني بسته شدن زميندرز سيستان مرتبط مىدانند (,.Camp et al., 1982; Pang et al., 2012 and Walker et al., 2009). سن های ۲۹٬۰۰Ar نشان داده است که ماگماتیسم به طور نیمه پیوسته از ائوسن میانی در ۴۶ Ma ~ تا الیگوسن پایانی در ۲۵ Ma ~ تداوم داشته است (.) Pang et al 2013). گرانیتوئید بیبی مریم شامل چندین توده نفوذی است که درون واحدهای سنگی محدود شده با گسل ها، رخنمون یافتهاند. این گسل ها بهعنوان شاخههایی از سیستم گسلی نهبندان با راستای کلی شمالی- جنوبی و طول تقریبی ۷۵۰ km محسوب می شوند که در شرق بلوك لوت واقع شدهاند. مطالعات پيشين پيشنهاد ميدهند كه بیشتر دگرشکلی در SSZ در اثر عملکرد گسلش N-S یا -NNW SSE امتدادلغز راستگرد همراه با گسل.های معکوس NW-SE و برخی گسل های E-W امتدادلغز چیگرد رخ داده است (برای مثال.e.g Berberian et al., 1999 and 2000; Walker et al., 2009; Walker et al., 2004; Walker et al., 2006; Fattahi et al., 2015 and Samimi et al., 2017). مطالعات اخير تنش ديرينه در شرق ايران، یک تغییر محسوسی در رژیم تنش شرق ایران طی سنوزوئیک پایانی، با سه جهت تنش فشارشی (٫o٫)، از N •۹۰⁰طی میوسن میانی- پایانی به N ۰۶۰⁰ طی پلیوسن و N ۰۲۵⁰ طی پلیو کواترنری برآورد می کند، که نشاندهنده ی یک چرخش پات ساعتگرد ۶۵⁰~ تنش ر کمتر از Myr۱۰ می باشد (Jentzer et al., 2017).

۳- الگوی تکتونیکی تودههای نفوذی گرانیتوئیدی در زمیندرزسیستان

مراحل نهایی بسته شدن اقیانوس سیستان و تشکیل زمیندرز با فعالیتهای آتشفشانی آلکالن و کالک آلکالن کرتاسه پایانی تا سنوزوئیک پایانی و نفوذیهای آذرین کوچک همراه بوده

Camp et al., 1982; Pang et al., 2012 andWalker et) است (al., 2009). یک مثال از این رخنمون های گرانیتوئیدی، در منطقه بیبی مریم میباشد.

توده نفوذی بیبی مریم در بخش مرکزی SSZ منطقهای به وسعت۲۸ ×۲ تا ارتفاع ۲۲۰۰ متر را پوشش میدهد. این توده شامل تونالیتها، گرانودیوریتها و گرانیتها میباشدکه درون واحدهای مافیک و الترامافیک میزبان نفوذ کردهاند (Delavari et al., 2014). دادههای سن سنجی U-Pb بحث برانگیز اخیر، سنV1/۵±./۶ Ma (کرتاسه Etemadkhah et al., 2015 and Zarrinkoub et al.,) (ياياني) Delavari et al.,)(پا 1/2 ±6/58 يا 1/2 ±6/58 يا 2011) يا 1/2 ±6/58 2014) را بەعنوان سىن جايگيرى تودە نفوذى بىبى مريم ارائه کردهاند. نقشههای زمین شناسی منتشر شده و شواهد صحرایی این پژوهش نشان میدهد که این توده توسط گسل هایی محصور شده که آن ها مرز این توده نفوذی با سنگهای اطراف که شامل واحدهای رسوبی- آتشفشانی ترشیری و افیولیتی را تشکیل میدهند (شکل ۲). در برخی بخشهای بیرونی تر توده نفوذی بیبی مریم در اثر عملکرد گسل ها، بر گوار گی میلونیتی شکل گرفته است (Delavari et al., 2014). از دیدگاه ساختاری، توده بیبی مریم درون یک منطقه گسلی قرار گرفته است که هندسهای لوزی گون با محور بلند NW-SE از خود نشان میدهد (شکل ۲). فعاليت ييشرونده امتدادلغز در مناطق گسلي موجب توسعه شکستگی ها ریدل درون این مناطق می شود (,,Bartlett et al 1990 , 1991 and Martel , 1990). به عـلاوه، يكي از مشـاهدات مهـم صحرایی، عدم وجود قطعات گرانیتوئیدی بیبی مریم در واحد كنگلومراي اوليگوميوسن غرب/ جنوب غرب اين توده می باشد (واحد Omc در شکل ۲).

۴-تحلیل ساختاری منطقه بیبی مریم

۴-۱- تحلیل هندسی و جنبشی گسل ها

خصوصیات هندسی صفحات گسلی در مطالعات میدانی این پژوهش بر مبنای خش لغز، رویههای نرم و زبر، شکستگیهای ریدل، بازشدگیهای کششی، پلههای کانیایی، برگوارگی SC و دیگر نشانگرهای تکتونیکی، جهت حرکت در گسل ها اندازه گیری شده است(شکل C-۳ ۳). تحلیل جنبشی دادههای گسلی با استفاده از برنامه FaultKin انجام شده است که در این برنامه محورهای P و T برای



شکل a,b,c).۳ گسل های امتدادلغز پرشیب با مؤلفه شیب لغزd. .) تحلیل جنبشی صفحات گسلی با استفاده از برنامه FaultKin، بر اساس موقعیت صفحات گسلی، خش لغز و جهت حرکت (Allmendinger et al. 2001) در واحد پالئوسن منطقه بیبی مریم.محورهای اصلی تنش در شکل برابر هستند با 1: تنش کمینه (σ۳) ، ۲: تنش متوسط (σ۲) و ۳: تنش بیشینه (σ۱). میانگین محورهای P و T بهترتیب با محورهای کوتاه شدگی جزعی (S۳) و کشیدگی جزعی (S۱) تقریباً برابر هستند.

جهت حرکت اندازه گیری می شود (Allmendiger et al. 2001). به دست آمد (شکل dt). محورهای کرنش جزعی، حرکات برای مجموعهای از گسل ها، میانگین محور های P و T با جهات کو تاه شدگی جزعی و کشیدگی جزعی که به تر تیب محورهای ۶۳ و ۶۱ نامیدہ می شوند، تقریباً برابر ہستند.

تحلیل دادههای برداشت شده در واحد یالئوسن (واحدPec در شکل ۲) در این یهنه گسلی منجر به حل صفحه گسل نهایی ۳ بهصورت صفحات گسلی تئوریک با امتداد E۴۰N و W۵۰N و شیب نزدیک به قائم شد. همچنین محورهای P وT بهطور کلی به ربعهای خاصی محدود شدند که بر اساس آن جهت گیری مؤلفه امتدادلغز آنها چیگرد می باشد (برای مثال، شکل ۴). محورهای کرنش جزعی⁵ برابر با کوتاه شدگی ENE-WSW بنابراین می توان آنها را به عنوان گسل های ناهمسو^ه با گسل های یا میل تقریباً افقی (محور P میانگین:۰۸۵⁰/۰۷⁰⁾ و کشیدگی اصلی در نظر گرفت.

هر گسل برمبنای جهت گیری گسل، جهت گیری خطواره لغزشی و NNW-SSE با میل تقریباً افقی (محور T میانگین: ۱۷۶⁰/۱۱⁰) امتدادلغز راستگرد در طول صفحات گسلی با امتداد کلی -NE SW و حرکات امتدادلغز چیگرد در طول صفحات گسلی با امتداد کلی NW-SE را نشان می دهند.

بهطور کلی واحدهای سنگی کرتاسه تا یلیستوسن در منطقه NNE-SSW بیبی مریم توسط گسل هایی با راستای کلی متأثر شدهاند. این گسل های اصلی در برخی بخش ها با تعدادی گسل های فرعی با راستای کلی WNW-ESE همراه هستند که

- 3. final fault plane solution
- 4. infinitesimal strain axes
- 5. Antithetic faults

^{1.} infinitesimal shortening

^{2.} infinitesimal extension



شکل ۴. لنزهای گسلی با مکانسیم غالب راندگی و مؤلفه امتدادلغز چپگرد در منطقه که درون مناطق گسلی امتداد لغز شکل گرفتهاند. این گسلها موجب رخنمون واحدهای مافیک و الترامافیک بر روی سطح شدهاند.

۲-۴-آنالیز شکستگیهای پر شده

صفحات شکستگی برداشت شده در چندین ایستگاه مختلف بر روی نیم کره پائینی شبکه هم مساحت، وجود دو دسته اصلی شکستگی با راستای کلیN-S و NE-SW را تأیید می کند (برای کشش NW-SE را نشان میدهند (شکل c,d۵).

مثال، شکل ۵). اکثر این شکستگیهای پرشده شواهدی از لغزش تعداد زیادی پهنههای لیستونیتی، منیزیتی و نیز دیگر شکستگیها 🦷 را در خود ثبت کردهاند. بر مبنای شواهد جنبشی و پرشدگی این در منطقه بیبی مریم مشاهده شد. بیشتر این شکستگیها بهطور شکستگیها، می توان این دو دسته شکستگی با روند NE- و NE-خطی و به موازات زون های گسلی در واحدهای کرتاسه و پالئوسن SW را از نوع شکستگی های برشی (shear fractures) معرفی شکل گرفتهاند و جهت گیری هندسی مشابهی با آنها دارند. پلات نمود (شکل ۵). از آنجا که نمیساز زاویه حاده بین این دو دسته شکستگی معرف تنش بیشینه اصلی (۵٫) می باشد، در اینجا مقدار σ, برابر با [°]N۰۲۵°است. بنابراین این دو دسته شکستگی جهت



شکل ۵. دو دسته شکستگی برشی (a) با امتداد NE-SW و (b) N-S/ (ه، در منطقه بیبی مریم. (b, d) نیمساز زاویه حاده شکستگیها تنش اصلی بیشینه (σ۱) را نشان میدهد.
چین خوردگی های بسیاری در مقیاس های متفاوت و با روند بیشتر چینخوردگیها در این منطقه در واحدهای فیلیشی محوری NNW-SSE در مجاورت گسلهای NE-SW شکل الگوی پلکانی دارند (بخشNE شکل ۲). چین خوردگی مجدد و چین های بر گشته نیز در برخی بخش های منطقه دیده شدند (شکل ۲ و۷). به علاوه در برخی بخش ها چین خورد گی ها با زاویه ۳۰⁰ نسبت به امتداد گسل ها دیده می شوند (شکل ۸). همچنین دستهی محدودتری از چینهای برگشته با روند محوري کلي NE-SW به طور محلي در بخش جنوب خاوري در بخش شمال خاوری منطقه در واحدهای پالئوسن و ائوسن، منطقه شکل گرفتهاند (شکل های ۲ و b۷).

۴-۳-تحلیل چین خورد گی ها در منطقه

كرتاسه، ماسه سنگ و سنگ آهـك پالئوسـن اندازه گيـرى گرفتهانـد كـه اكثـراً تحـت تأثيـر ايـن گسـل.ها قـرار گرفتهانـد و شدهاند(KPf و Pec در شکل ۲). رونـد محـوري اين چين ها بهطور کلی NW-SE میباشد که برخبی از این ساختارهای چین خورده دارای پلانژ دو سویه (double plunge) به سمت NW و SE هستند واغلب در پالهای خود اثری از لغزش مشاهده می شود (شکل ۶). آنالیز داده های چین خورد گی بر مبنای قطب صفحات محوری، به طور کلی راستای تنش اصلی بیشینه را NE نشان می دهد.



شکل a.۶) مثالی از الگوی چین خوردگی در تصویر ماهواردای منطقه b.) بخش شمالی چین دو سویه پلانژ با روند محوری.NW c) وجود دوپلکس با سوی رانش به سمت SW در بخش جنوبی چین دو سویه پلانژ. (d بودیناژ شکل گرفته در لایههای ماسه سنگی.



شکل ۷. توالی یک چین باز و یک چین برگشته با روند محوری NE .b) چین برگشته با روند محوری SE که یالها در پهنه گسلی مجددا چين خوردهاند.

۳۶ | فصلنامه زمین ساخت، سال دوم، شماره ۸، زمستان ۹۷



شکل ۸. تصویر ماهواردای یک منطقه گسلی امتدادلغز راستگرد همراه با نمایش موقعیت لایههای آهکی بودین شددی ائوسن و مکان تصویر b و c. b) صفحه گسلی در آهک ائوسن که سازو کار امتدادلغز راستگرد با مؤلفه معکوس نشان میدهد. c) چین شکل گرفته با زاویه ۳۰~ نسبت به امتداد زون گسلی امتدادلغز راستگرد.



شکل ۹. (a) رز دیاگرام امتداد صفحات گسلی در منطقه بیبی مریم. (b) کنتور دیاگرام قطب صفحات گسلی در این منطقه. (c) کنتوردیاگرام خطوارههای لغزشی برداشت شده از صفحات گسلی در منطقه بیبی مریم که غالباً نیمه افقی هستند (۳۰<).

۴-۵-شواهدغالب بودن برش راست بر در منطقه بی بی مریم صفحات گسلی پر شیب با امتداد غالب NNE-SSW در منطقه نزدیک به قائم همراه با برش و گوژها در پهنههای گسلی دیده می شوند (شکل b۹ و جدول ۱). در ۲۴ ایستگاه، نشانگر های لغز شی که در صفحات گسلی بهصورت خش لغز، خطوط برجسته' و شيارهاي گسلي ' نمايان شده بودند، اندازه گيري شدند. موقعیت هندسی صفحات گسلی برداشت شده حاکی از وجود

در این منطقه بیشتر صفحات گسلی به صورت پرشیب و گاهاً بی بی مریم است (شکل a, b۹). اکثر (۷۵~٪) خطواره های لغزشی برداشت شده روی صفحات گسلی، نیمه افقی هستند (۳۰⁰)، که این شواهد نشانگر وجود یک حرکت امتدادلغز غالب در راستای گسل های با راستای کلیNNE-SSW در منطقه بیبی مریم میباشد (شکل های c و ۱۰).

1. slickenside

2. grooves

Fault Name	Geometry Of Fault (Strike,Dip)	Slickenline Orientation (Plunge,Trend)	Kinematic Of Fault	Lithology, Age	Latitude Longitude
SA10	N47E,70NW	19,234	dextral strike slip fault with reverse component	Magnesite zone ?	31°52'56.00"N 60°12'25.40"E
SA11	N30W,55SW	20,165	dextral strike slip fault with reverse component	Sandstone Eocene	31°52'48.10"N 60°12'50.90"E
SB3	N10E,65SE	9,186	dextral strike slip fault with normal component	listvenite zone ?	31°52'46.80"N 60° 9'42.20"E
Sh2	N85W,68SW	17,88	dextral strike slip fault with normal component	Limestone Eocene	31°51'50.80"N 60°16'56.30"E
SI1	N25E,84SE	33,029	dextral strike slip fault with normal component	Limestone Eocene	31°52'44.90"N 60°14'12.60"E
SI2	N05W,75SW	10,178	dextral strike slip fault with reverse component	Limestone Eocene	31°52'45.50"N 60°14'12.30"E
Sj2	N45E,70NW	31,238	dextral strike slip fault with reverse componen	Sandstone Paleocene	31°54'8.50"N 60°16'31.60"E
Sj3	N34E,45NW	10,224	dextral strike slip fault with reverse componen	listvenite zone ?	31°54'49.50"N 60°16'28.00"E
Sj4	N30E,75NW	19,215	dextral strike slip fault with reverse componen	listvenite zone ?	31°54'49.70"N 60°16'28.20"E
SK1	N45W,85NE	31,312	dextral strike slip fault with reverse componen	Limestone Paleocene	31°48'59.60"N 60°15'14.40"E
SK2	N40E,65NW	00,40	dextral strike slip fault	Sandstone Paleocene	31°48'59.10"N 60°15'14.20"E
Y13	N00E,80	29,186	dextral strike slip fault with reverse componen	Magnesite zone ?	31°52'55.60"N 60°12'25.00"E
Y19	N15W,75SW	10, 342	dextral strike slip fault with reverse componen	Limestone Paleocene	31°53'21.50"N 60°20'17.10"E
Y24	N25E,85NW	24.023	dextral strike slip fault with normal component	Magnesite zone ?	31°47'8.90"N 60°14'30.50"E

جدول ۱: مشخصات هندسي و جنبشي برخي گسل هاي منطقه بيبي مريم.



شکل a.۱۰) جابهجایی لایه آهکی پالئوسن به سمت راست بهوسیله یک گسل امتدادلغز راستگرد. b) دید از نقشه بر گوارگی S-C در منطقه برشی که حرکت راستگرد را بهخوبی نشان میدهد.

۵-بحث

AMS مقایسه نتایج تحلیل گسل ها با داده های

ناهمسان گردی مغناطیس یذیری (AMS) یک ابزار پتروفابریکی میباشد که میانگین جهت گیری توزیعی کانی ها و نیمه فابریک ها در نمونه سنگ را نشان می ده. (Borradaile and Jackson, 2010). كەعنوان يىك بیضوی بزرگ، با محورهای حساسیت بیشینه، متوسط و کمینه (k1, k2, and k3) توصیف می شود. در بسیاری از مناطق دگر شکل شده جهات محور های AMS بک انطباق خوبی با جهات محورهای اصلی استرین نشان میدهد (-Bor radaile and Jackson, 2010, Parés et al. 1999). مطالعات AMS در منطقه بیبی مریم خطوارگیهای مغناطیسی نیمه افقی (۱۶۷/۰۳: محور kl) و بر گوارگی های مغناطیسی پرشیب (قطب بر گوار گی ها: ۰۷۷/۰۵: محور k3) را نشان داده است (Etemadkhah et al., 2015). در این مطالعه محور استرین کمینه با موقعیت میانگین محورT : ۱۷۶⁰/۱۱⁰ از تحلیل گسل ها به دست آمده است (شکل d3)، که با خطوار گی های کشیدگی^۳ با روند محور k، ۱۶۷⁰ حاصل از داده های AMS مطالعات ييشين سازگاري خوبي نشان مي دهد (Etemadkhah et al., 2015). خطوار کی های نیمه افقی و بر گوار کی های پرشیب نشانگر رژیم تکتونیکی ترافشارشی چرخشی ٔ می-باشد (Tikoffetal., 1997).

۵-۲-تحلیل کلی عناصر ساختاری و فرایش تودههای گرانیتی

مطالعات صحرایی در این پژوهش نشان دادند که عناصر ساختاری اصلی بزرگ مقیاس در منطقه مورد مطالعه شامل گسلهای امتدادلغز با امتداد کلی NNE-SSW میباشند، که تحلیلهای کینماتیکی، سازوکار غالب امتدادلغز راست بر با مؤلفه معکوس را برای این گسلها نشان میدهد.

تحلیل محورهای کرنش جزعی برای صفحات گسلی پالئوسن در منطقه، کوتاه شدگی ENE-WSW با میل تقریباً افقی (محور P میانگین:۹۵/۰۷⁰ د کشیدگی NNW-SSE

با میل تقریباً افقی (محور T میانگین: ⁰ ۱۱۷⁹ ۱۷۶) را نشان میدهد. این نتایج با داده های AMS مطالعات پیشین (روند محوری خطوارگی های کشیدگی: ¹۶۷۷) سازگار است. همچنین نتایج این پژوهش با مطالعات پالئواسترس که جهت تنش بیشینه (σ,) را طی میوسن میانی-پایانی برابر با ۹۰⁰ ۹۱. معرفی میکند، سازگاری خوبی نشان میدهد (al., 2017).

ساختارهای چین خوردگی در مقیاس های مختلف در این منطقه مورد بررسی قرار گرفتند که بهطور کلی می-توان آنها را بر مبنای موقعیت محوریشان به دو گروه تقسيم كرد: گروه اول، چين خوردگي هايي با روند محوري NW-SEتا NNW-SSE که در یک الگوی یلکانی نسبت به هم قرار گرفتهاند. معمولاً چینخوردگیهای همراه با گسل های امتدادلغز الگوی پلکانی نشان میدهند که نسبت به جهت اصلی برش مایل هستند (Sylvester, 1988). الگوی قرار گیری این چین خورد گی های NW-SE مؤید عملکرد سیستم امتدادلغز راست بر شاخههای سیستم گسلی نهبندان و حاکمیت رژیم ترافشارشی غالب در منطقه مورد مطالعه میباشد. این گروه از چین خوردگیها همزمان با عملکرد برش ساده در چنین سیستمی شکل گرفتهاند و یا حاصل چین خوردگی مکرر °بر روی چین های قدیمی با روند محوری N-S میباشند که بهوسیله رژیم تنش پلیوسن متأثر شدهاند. گروه محدودی از چین خورد گی ههای به روند NE-SW نیز در بخش جنوب خاوری منطقه مشاهده شد، که آنها با رژیمهای شناخته شده سازگار نیستند. احتمال میرود که محور این چین خوردگیها تحت تأثیر عملکرد گسلها دچار چرخش شده باشد.

وجود آثار لغزش و دوپلکسها در یالهای چینها تأیید کننده مکانیسم چین خوردگی خمشی-لغزشی^{*} در این منطقه می باشد (برای مثال شکل ۴۴). همچنین انحنا و پلانژ دوسویه محور اکثر چینها نشان دهنده وجود یک دگر شکلی پیشرونده ترافشارشی حاکم بر منطقه است. از دیگر ساختارهای متداول در رژیم ترافشارشی، ساختارهای گل مانند

^{1.} Anisotropy of magnetic susceptibility

^{2.} sub-fabrics

^{3.} stretching lineations

^{4.} wrench dominated transpressional regime

^{5.} Superimposedfold

^{6.} flexural-slip folding

میباشد که در زمیندرزسیستان به وفور گزارش شده است (برای مثال et al., 2018Nabavi). همچنین، در منطقه بیبی مریم فابریکهای دگرشکلی در نتیجهی فعالیت گسلها در بخش خارجی توده نفوذی شکل گرفتهاند (Etemadkhah et). (al., 2015; Delavari et al., 2014).

علاوه بر ساختارهای مذکور، دیگر ساختارهای موجود در منطقه از قبیل شکستگیهای پر شده نیز نشانگرهای جنبشي قابل اطميناني محسوب مي شوند؛ زون هاي ليستونيتي و منیزیتی فراوانی در منطقه بیبی مریم مشاهده میشود. دگرسانی هیدروترمال در رژیم ترافشارشی، شرایط ایدهآلی برای دوباره فعال شدن شکستگیهای برشی موجود را در اواخر سنوزوئیک فراهم میکند. بهطور کلی در میدان تنش، وجود شکستگیهایی با جهت گیری مناسب برای برش مجدد، شکل گیری هر گونه شکستگی برشی جدید را محدود می کند (Jaeger et al., 1979, Secor et al., 1965, Sibson et می کند al., 2000, Sibson et al., 2017). در این منطقه گروه غالب شکستگیهای برشی، منعکس کننده تنش بیشینه ٫٫ در جهت N •۲۵⁰ و بنابر این کشش در جهت NW-SE هستند که کاملاً منطبق با رژیم تنش پلیو کواترنری در خاور ایران می باشد. بنابراین این ساختارها نشانگر جدیدترین فاز فعالیتهای تکتونیکی در منطقه مورد مطالعه میباشند.

همگرایی مایل ایران مرکزی به سمت بلوک افغان را موجب فعالیت زون برشی راستگرد با راستای غالب N-S در خاور ایران می دانند (al., 2002; Walker et al., 2004 مؤثری کنترل کننده هندسه و جنبش ساختارها در کوههای شرق ایران و خصوصاً زمیندرز سیستان میباشند(Walker) Walker)با اتصال شکستگیهای ریدل درون مناطق تسلی امتدادلغز پیشرونده، ساختارهای لنزی شکل درون این مناطق تشکیل می شود (-Nayor et al., 1986 and Wood) میبا توده نفوذی بیبی مریم را به اتصال شکستگیهای ریدل توده نفوذی بیبی مریم را به اتصال شکستگیهای ریدل مرتبط دانست. به علاوه، هندسه ی اوزی شکل تودهی نفوذی بیبی مریم تأیید کننده ی ارتباط بین فعالیت گسلها و

فرایش این پلوتون میباشد. رابطه یفنایی گسلهای -NW SE با تودههای گرانیتوئیدی میتواند حاکی از نقش مهم فعالیت های تکتونیکی در فرایش و رخنمون این توده ها طی سنوزوئیک باشد. همچنین، عدم وجود قطعات گرانیتوئید در ترکیب واحد کنگلومرایی (OMc) مجاور توده نشان میدهد که فرایش توده گرانیتوئیدی بیبی مریم نباید زودتر از زمان الیگو – میوسن شروع شده باشد.

۶-نتیجه گیری

وجود دگرشکلی پیشرونده ترافشارشی بهوسیلهی تحلیل ساختاري عناصر ساختاري، همچون چين ها و گسل ها در اين منطقه تأیید شده است. شواهد لغزش و وجود دویلکس ها در یال،ای چین،ها، مکانیسم خمشی- لغزشی چینخوردگی را در منطقه تأييد مي كند؛ پلانـژ دوسويه و انحناي محور چين ها همگي تأييد كنندهي وجود يك رژيم ترافشارشي غالب بر منطقه است. همچنین صفحات گسلی تقریباً قائم، خطواره ها و خش لغزهای تقریباً افقی نیز نشانگر مکانیسم حرکتی غالب امتدادلغز راستگرد برای گسل های تقریباً N-S هستند که مؤيد دگرشكلي ترافشارشي حاكم بر منطقه ميباشند. در اين منطقه مجموعهای از شکستگیهای برشی، آخرین فاز فعالیت تکتونیکی را نشان میدهند؛ که همراهی رژیم ترافشارشی و دگرسانی هیدروترمال، شرایط ایده آلی برای فعالیت مجدد این شکستگیها در سنوزوئیک پایانی ایجاد کرده است. همگی این ساختارها تأیید کنندهی نقش فرایندهای تکتونیکی در شکل گیری بخش شمالی زمیندرزسیستان میباشد. نتایج تحلیل گسلها، راستای تنش بیشینه (٫٥)را N ۰۸۵⁰ نشان میدهد که با رژیم تنش حاکم بر زمان میوسن میانی-پایانی انطباق دارد و همچنین مجموعهای از شکستگیهای برشی، راستای تنش بیشینه (٫) را ۲۵⁰N نشان میدهند که با رژیم تنش یلیو کواترنری ساز گار است. بر اساس فعالیت همزمان گسلها و ارتباط فضایمی گسلهای NW-SE با توده گرانیتوئیدی بیبی مریم، می توان نقش فعالیت های تکتونیکی را به عنوان عاملی مهم در فرایش و رخنمون توده های نفوذی طي سنوزوئيك ييشنهاد نمود.

References

AlaviNaini, M., and Lotfi M.,1989. Geological map of Nehbandan square (scale: 1/100000), Geol. Surv. Iran.

➤ Allmendinger, R. W., Marrett, R. A., and Cladouhos, T. T., 2001.FaultKinWin: a program for analyzing fault slips data for WindowsTM computers.

Bartlett, W.L., Friedman, M., and Logan, J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX.Wrench faults in limestone layers," Tectonophysics 79, 255–277.

➢ Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M., and Priestley, K.,2000. The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: Blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone.Geophys. J. Int., 142(2), 283–299.

➢ Berberian, M. and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 120–139.

Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., Salimi,Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Lithos 170-171, 17–34.
 Borradaile, G. J. and Jackson, M., 2010. Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM). J. Struct. Geol. 32:1519–1551.

> Camp, V.E. and Griffis, R.L., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 15, 221–239.

Cao, Sh. and Neubauer, F., 2016. Deep crustal expressions of exhumed strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries. Earth Sci. Rev., 162, 155–176.

Corti, G., Bonini, M., Innocenti, F., Manetti, P., Conticelli, S., and Sokutis, D., 2003. Analogue modeling of continental extension: a review focused on the relationships between patterns of deformation and the presence of magma. Earth Sci. Rev. 63, 169–247.

Delavari, M., Amini, S., Schmitt, A.K., McKeegan, K.D., and Harrison, T.M., 2014. U–Pb geochronology and geochemistry of Bibi-Maryam pluton, eastern Iran: Implication for the late stage of the tectonic evolution of the Sistan Ocean. Lithos 200–201, 197–211.

Etemadkhah, Z., Khatib, M. M., Zarrinkoub, M.H., 2015. Late Cretaceous evolution of the northern Sistan suture zone, eastern Iran: Implications of magnetic fabrics and microstructures in the Bibi Maryam granitoid. Journal of Earth System Science, Volume 124, Issue 3, 631-642.

➢ Fattahi, M., Walker, R., Khatib, M.M., Zarrinkoub, M., and Talebian, M., 2015. Determination of sliprate by optical dating of lake bed sedimentary from the Dashte-E-Bayaz fault, NE Iran.Geochronometria 42.148-157.

➤ Jaeger, J. C., Cook, N.G.W., 1979.Fundamentals of rock mechanics.3rd edn.Chapman & Hall, London, p

593.

➢ Jentzer, M., Fournier, M., Agard, P., Omrani, J., Khatib, M. M., and Whitechurch, H., 2017. Neogene to Present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics. Tectonics, 36,321–339.

Martel, S. J., 1990. Formation of compound strikeslip fault zones, Mount Abbot quadrangle, California. Journal of Structural Geology, 12, 869–882.

Meyer, S. E., Passchier, C.W., Abu-Alam, T., Stüwe, K., 2014. A strike-slip core complex from the Najd fault system, Arabian shield. Terra Nova 26, 387–394.

Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P., and Ruh, J., 2016a. U-Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: Implication for closure of the South Sistan suture zone. Lithos, 248, 293–308.

Mohammadi, A., Burg, J. P., and Winkler, W., 2016b. Detrital zircon and provenance analysis of Eocene–Oligocene strata in the South Sistan suture zone, southeast Iran: Implications for the tectonic setting. Lithosphere, 8, 6, 615-632.

➢ Nabavi, S.T., Alavia, S.A., Mohammadi, S., and Ghassemi, M.R.,2018. Mechanical evolution of transpression zones affected by fault interactions: Insights from 3D elasto-plastic finite element models. Journal of Structural Geology, 106, 19–40.

➢ Naylor, M.A., Mandl, G., and Sijpesteijn, C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. Journal of Structural Geology 8, 737−752.

➢ Neubauer, F., Dallmeyer, R.D., Dunkl, I., Schirnik, D., 1995. Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor.Tectonophysics, 242, 79–89.

➢ Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi S. S., Chiu, H. Y., Chu, C. H., Lee, H. Y., and Lo, C. H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the LutSistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. Lithos 180–181,234–251.

➢ Pang, K.N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Yang, H.M., Chu, C. H., Lee, H. Y., Lo, C. H., 2012. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut–Sistan region, eastern Iran.Chem. Geol. 306– 307, 40–53.

> Parés, J. M., van der Pluijm, B.A., Turell, J.D., 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain).Tectonophysics 307:1–14.

Paterson, S. R., Schmidt, K.L., 1999. Is there a close spatial relationship between faults and plutons?. J. Struct. Geol. 21, 1131–1142.

➤ Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Razique, A., Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc matu-

rity, high magmatic water content, and porphyry Cu \pm Mo \pm Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. Economic Geology 107, 295–332.

Rosenberg, C. L., Medvedev, S., Handy, M., 2007. Effects of melting on faulting and continental deformation. In: Handy, M.R. (Ed.), Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth. MIT Press, Cambridge/ MA, 357–402.

Saccani, E., Delavari, M.,Beccaluva, L., and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandanophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. Lithos 117, 209–228.

Samimi, S. and Gholami, E., 2017. Geometric and Kinematic Analysis of Structural Elements along North Front ofBagharanKuh Mountain, NE Iran.Geotectonics, 51, 2, 192–208.

➢ Secor, D. T., 1965. Role of fluid pressure in jointing. Am. J. Sci. 263, 633–646.

Sibson, R. H., 2000. A brittle failure mode plot defining conditions for high-flux flow.Econ. Geol. 95, 41–48.
 Sibson, R.H., 2017. Tensile overpressure compartments on low-angle thrust faults. Earth, Planets and Space 69,113, 1-15.

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.

J Storti, F., Holdsworth, R.E., and Salvini, F., 2003. Intraplatestrike-slip deformation belts.Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 210, 1–14.

J Sylvester, A. G., 1988. Strike-slip faults. Geol. Soc. Am. Bull. 100, 1666–1703.

➤ Tikoff, B., and Greene, D., 1977. Stretching lineations in transpressional shear zones: an example from the Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Structural Geology, 19, 29–39.

➤ Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J., and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran.Geological Society of America Bulletin 94, 134–150.

> Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi,

M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakolim, F., and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman.Geophysical Journal International, 157, 381–398.

➢ Walker, R., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M. M., Marsh, N., and Zarrinkoub, M. H., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran.Geophysical Journal International 177, 783–805.

➢ Walker, R. and Jackson, J., 2002. Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran: a major intra-continental strike–slip system. Journal of Structural Geology, 24, 1677–1698.

➤ Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. Tectonics, v. 23, TC5010.

➤ Walker, R. T. and Khatib, M. M., 2006. Active faulting in the Birjand region of NE Iran: Active faulting at Birjand in NE Iran. Tectonics, 25, TC4016.

➢ Woodcock, N. H., Schubert, C., 1994. Continental strike slip tectonics. In Continental Deformation.ed. P.L.Hancock.Pergamon Press, Oxford, 251-263.

➢ Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Chiu, H. Y., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M., and Lin, I. J., 2010. Zircon U−Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyanmagmatic and tectonic evolution in eastern Iran.Abstract to GSA Conference on 'Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in Eurasia–Africa–Arabia', Turkey, P. 520.

Zarrinkoub, M. H., Chung, S. L., Mohammadi, S. S., and Khatib, M. M., 2011. Geochemistry, petrology and zircon U–Pb dating for Bibi Maryam granitoid, NE of Nehbandan, east of Iran. Journal of Economic Geology (in Persian), 3, 15–27.

Zarrinkoub, M.H., Pang, K. N., Chung, S.L., Khatib, M. M., Mohammadi, S.S., Chiu, H. Y., and Lee, H.Y., 2012. Zircon U– Pb ages and geochemical constraints on the origin of the Birjandophiolite, eastern Iran.Lithos 154 392–405.



فصلنامه زمین ساخت زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

اثرات خشک شدن دریاچه ارومیه بر تغییر ضرایب لرزه خیزی آذربایجان

بهزاد زمانی ق"* ، زهرا حنیفی"، ابراهیم اصغری کلجاهی"

۱ دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
 ۲ - کارشناس ارشد تکتونیک، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
 ۳ - دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.

تاریخ دریافت: ۰۷/ ۰۵/ ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۱۵/ ۰۱/ ۱۳۹۹

\$\$\$\$

چکیدہ

در این پژوهش با توجه به خشک شدن دریاچه ارومیه و باربرداری گسترده در سطح پوسته، به بررسی تغییرات ضریب لرزه خیزی d و افزایش احتمالی زلزله خیزی منطقه در بازه های زمانی قبل (۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴) و بعد از کاهش (۲۰۰۶ تا ۲۰۰۷) سطح آب دریاچه ارومیه پرداخته شده است. بررسی تغییرات پارامتر لرزه خیزی d مابین سال های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، کاهش مقدار ضریب d و افزایش تنش در منطقه را بیان می کند. همچنین نمودار مقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه نیز نمایانگر میزان افزایش تنش در منطقه را بیان می کند. همچنین نمودار مقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه نیز نمایانگر میزان افزایش لرزه خیزی در منطقه همزمان با کاهش سطح آب در دریاچه ارومیه است. بررسی شعاع تأثیر تغییرات ضریب d نشانگر احتمال تأثیر پذیری زلزله ۶/۴ سال ۱۳۹۱ اهر و ورزقان و زلزله های ۷/۴ سال ۱۳۹۰ وان ناشی از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باربرداری حاصل از آن در حدود ۲۰۰۰ هم

کلید واژهها: دریاچه ارومیه، پارامتر لرزهخیزی b، زلزله القایی.

^{*} نويسنده مسئول: b.zamani@tabrizu.ac.ir

مقدمه

آذربایجان احیهای در شمال غرب ایران است که دگرشکلی و لرزهخیزی شدیدی دارد و میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در شرق و بافاصله از آن زاگرس در جنوب قرارگرفته است. مطالعات اخیر وارون تنش در منطقه شرق آذربایجان (ایران) بااستفاده ازفو کال مکانیسم زمینلرزهها و دادههای صحرایی نشان میدهد که منطقه تحت کوتاهشدگیهای N-S تا-NE- SW (N018) ودگرشکلیهای امتدادلغز -Kelt & Shahrabi, 1986) آمريكا است (NE- SW (N287- and N155). Masson, 2014). فلات آذربايجان) شرقى (از شمال با قفقاز کوچک، از شرق بایی سنگ خزر جنوبی و از جنوب و غرب با بلوک ایران مرکزی، مرزهای همگرا تشکیل داده و در برخورد است. بهطور کلبی می توان چنین گفت که آذربایجان شرقی از نظر مرزهای زمین ساختی درمیان چهار گسل امتدادلغز اصلي قرار گرفته است. اين چهار خطواره محدودهاي لوزي به وجود مي آورند كه فلات آذربايجان شرقي در آن قرار گرفته است (زمانی، ۱۳۹۲). (Zamani (2017) به منظور شفافسازی تبدیل به نمکزارشد (شکل ۱). روابط بين وضعيت تنش و تكتونيك در منطقه شرق آذربايجان با استفاده از الگوى تنشبه ساخت مدل تكتونيك تجربي بخش

مرکزی فلات آذربایجان ایران پر داخته است. دریاچه ارومیه در شمال غربی ایران (آذربایجان) دارای مساحت تقریبی ۶۰۰۰ کیلومترمربع، طولبی بین ۱۲۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و عرضی بین ۲۰ تا ۵۰ کیلومتر و میانگین ژرفای آن ۶ متراست. در این دریاچه ۱۰۲ جزيره كوچك و بزرگ وجود دارد (شهرابي، ۱۳۷۳). درياچه اروميه، بزرگترين و شورترين درياچه دائمي ايران و یکی از دریاچه های فوق اشباع از نمک دنیا (آقانباتی، ۱۳۸۳ و شهرابی، ۱۳۷۳) و قابل مقایسه با دریاچه بزرگ نمک ا

وضعیت ثابت دریاچه ارومیه بعد از سالهای ۱۳۷۵ تقریباً سیرقهقرایی به خود گرفت و از سال ۱۳۸۰ سیرنابودی آن شتاب خیره کنندهای گرفته و در عرض ۱۰ سال قسمت اعظم آن به خشکی گرایید. پهنه عظیمی به وسعت تقریبی ۵ هزار کیلومترمربع بامیزان آب نزدیک به ۲۰ میلیاردمترمکعب که دریاچه ارومیه نامیده می شد در اثر گسترش روزافزون و غیراصولی کشاورزی، خشکسالی، سدسازی وجادهسازی





شکل ۱. تغییرات سطح دریاچه ارومیه بین سال های ۱۳۷۴ تا ۱۳۹۶ (ستاد احیا دریاچه ارومیه (۱۳۹۵)، سایت اینترنتی www.urmialake.ir).

- سلماس پرداختهاند که این زون گسلی از گسل های شمال مراغه(NMF)، آهوق(AF)، داشکسن (DF)، شرق دریاچه سنگ پی دریاچه را نهشتههای سخت شده کرتاس هپايينيوآهكهاي مارنيميوسن(سازندقم) تشكيل ميدهـد و ضخامت نزدیک به ۳۵ تا ۴۰ متر از نهشته های نرم دریاچه ای برروی آنها قرار گرفته است (شهرابی، ۱۳۶۰). در تقسیمبندی

به نظر بسیاری از زمین شناسان این دریاچه به صورت یک ناحیه فرونشسته زمین ساختی در پستترین فرونشست آذربایجان است که در اثر عملکرد گسل شمال تبریز در شرق ارومیه (ELF) تشکیل شده است. و گسل ارومیه (زرینه رود) در غرب ایجاد شده و اطراف آن را کوههای مرتفع باارتفاع بیش از ۲۰۰۰ مترفراگرفته است (شهرابی، ۱۳۷۳). در تازهترین مطالعات انجام شده در این منطقه (2018), Taghipour et al به معرفی زون گسلی مراغه

آقانباتی دریاچه ارومیه در پهنه مرکزی از پهنههای رسوبی-ساختاری قرار می گیرد (آقانباتی، ۱۳۸۳). این دریاچه، یکی از حوضههای پیش کمانی ناشی از برخورد خرده ورق ایران مرکزی در همگرائی مورب با ورق عربستان و ایران مرکزی است(Alavi, 1991) و از نظر ساز و کار زمین ساختی تشکیل، دریاچه ارومیه یک فرو افتادگی فشارشی میباشد (حنیفی، ۱۳۹۷).

بهطوركلى رويدادهاى لرزهاى القايم، زمينلرزههايمي را توصيف مي كند كه به طريقي در ارتباط با فعاليت هاي انسانی روی پوسته زمین میباشند، که در دهههای اخیر به علت فعالیت زیاد انسانی در زمین با چنین پدیده هایی مواجه هستیم. این رویدادهای لرزهایی بهطور کامل انسانزاد میباشند (زمین لرزههای القا شده) یا اینکه در مناطق زمین ساختی فعال در اثر تغییرمصنوعی وضعیت کلی تنش روی میدهند (زمین لرزههای چکانشی).این حرکات معمولاباآشفتگی و بر هم زدن موازنه طبيعت همراه بوده و نسبت مستقيمي بين این زمین لرزههاو فعالیتهای انسانی وجود دارد (برگی، ۱۳۸۲). زلزلههای القایبی از نظرطبیعت رخداد، در شمار زلزلههای تکتونیکی میباشند و از این نظر تشخیص قطعی القايبي بودن برخبي زلزلههاي متوسط ويا بزرگ كار دشواري است (Simpson et al., 1988). تنش های حاصل از بار گذاری یا باربرداری میتوانند باعث تحریک گسلهایی شوندکه متأثر از تنشهای زمین ساختی ناحیه ای در آستانه جنبش قرار دارند. از دیدگاه لرزهخیزی (بررسی امکان وقوع زلزله در منطقه)، هر نوع بارگذاری یا باربرداری بیش از ۲۰۰ میلیون مترمکعب ممکن است به زلزله القایم بینجامد (زارع، ۱۳۹۳). خشک شدن دریاچه ارومیه (که حجم متوسط آن بین ۱۲ الی ۳۳ میلیاردمترمکعب به ترتیب در زمان های کم آبی و پرآبی برآورد میشود) و بهعلاوه برداشت بیرویه و کاهـش حجـم سفرههای آب زیرزمینی (حـدود ۷۵ میلیـارد مترمکعب) در اطراف دریاچه ارومیه با باربرداری گسترده در سطح پوسته همراه بوده است، که می تواند سبب بهم خوردن تعادل ایزوستاتیکی و تغییر در وضعیت کلی تنش در منطقه و بروز زلزله شود. و این تغییرات تنش ناشی از بارگذاری و باربرداری، در زیر و نواحی پیرامون دریاچه ارومیه ممکن است باعث به جلو انداختن زلزله های طبیعی یا تشدید آنها شده باشد. سرزمین آذربایجان به عنوان یکی از مناطق

لرزه خیز کشور تا کنون زمین لرزه های متعددی را تجربه کرده است. وجود گسل های فعال در این منطقه مهمترین دلیل وقوع این رویدادهای طبیعی می باشد. در این پژوه ش باتوجه به خشک شدن دریاچه ارومیه و با باربرداری گسترده در سطح پوسته، به بررسی زلزله های القایی ناشی از خشک شدن دریاچه ارومیه (با تأکید بر تغییرات ضریب لرزه خیزی d) و افزایش زلزله خیزی منطقه پرداخته شده است. شایان ذکر است که تاکنون تغییر رفتار لرزه ای منطقه (با بررسی تغییرات ضریب لرزه خیزی ار ارتاط باکاه ش و یا افزایش آب دریاچه ارومیه بررسی نشده است.

مواد و روشها

۱ – دادەھا

به منظور بررسی اثر کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری حاصل از آن بر روی پارامتر b و افزایش زلزله خیزی منطقه، دادههای تغییرات حجم و سطح آب دریاچه در بازه زمانی ۱۳۴۵ تا ۱۳۹۶ شمسی از سایت آب منطقهای (آذربایجان غربی و شرقی) و دادههای زمین لرزههای رخ داده در پهنه دریاچه ارومیه از بانکهای اطلاعاتی زمین لرزهای معتبر (دادههای مرکز ISC از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۷ به شعاع ۲۵۰ کیلومتر و مرکز لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از سال

۲-یکپارچه سازی دادههای لرزهای

برای محاسبه پارامتر b در پهنه دریاچه ارومیه از دادههای مرکز ISC از سال ۱۹۹۰ تا ۲۰۱۷ به شعاع ۲۵۰ کیلومتر استفاده شد. برای یکسانسازی دادهها تمام واحدهای ثبت شده را (مانند _M، _M و... واحدهای مختلف ثبت بزرگی زمین لرزه که در رابطه تعیین بزرگی زلزله متفاوت است) Shahvar et al یب بزرگی زلزله متفاوت است) با بهره گیری از روابط مناسب تبدیل بزرگا الله متفاوت است) که دادههای زروابط مناسب تبدیل بزرگا الله متفاوت است) مقداری برایشان ثبت شده دارای مقدارهای غیر واقعی بودند یا مقداری برایشان ثبت نشده بود از بانک دادهای حذف شدند. با توجه به اینکه دوره آماری جمع آوری دادهها طولانی بوده نرمالیزه کردن بانک دادهای، دادههای با بزرگای کمتر از ۳ و دقت ثبت زلزلهها به مرور زمان افزایش یافته است. برای نرمالیزه کردن بانک دادهای، دادههای با بزرگای کمتر از ۳ مودار زمان – فراوانی زمین لرزهها با نرم افزار طAMS که

1. compressional deppresion

توسط (Wiemer (2001) نوشته شده، محاسبه و رسم شد و نمودار تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه به همراه لرزه خیزی منطقه با نرم افزار SPSS رسم شده است.

از داده های مرکز لرزه نگاری کشوری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران از سال ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۷ برای رسم الگوی پراکندگی پیش لرزها و پس لرزه های زمین لرزه اهر و ورزقان استفاده شده است.

رابطه بزرگا و فراوانی زمین لرزهها (محاسبه ضریب b)

یکی از پارامترهای زلزلهشناسی که برای توصیف یک مجموعه از زمین لرزهها به کار میرود، ضریب d در رابطه فراوانی- بزرگای زمین لرزهها است. بزرگای زمین لرزهها دارای یک توزیع براساس قانون توانی ^۱ هستند که می توان Gutenberg یک و تنبرگ – ریشتر بیان کرد (Gutenberg Ti را برمبنای رابطه گو تنبرگ – ریشتر بیان کرد (and Richter, 1949 توزیع فراوانی زمین لرزهها را می توان تحت رابطه ساده زیر با بزرگای آنها مرتبط دانست: $\log N = a - b M$

که در آن، N تعداد زمین لرزههای دارای بزرگای بزرگتر و یا مساوی M و aو d ضرایب ثابت هستند. مقدار ضریب a به مدت زمان مشاهده، ابعاد محدوده مورد بررسی و میزان لرزهخیزی منطقه بستگی دارد و ضریب d با نسبت زمین لرزههای دارای بزرگای کم به زمین لرزههای دارای بزرگای زیاد در ارتباط است. (Utsu (1965) به این نتیجه رسید که محاسبه ضریب است: روش بیشترین احتمال² تقریب بهتری برای این ضریب است:

$$b=\frac{\log e}{M-M_c}$$

که در آن M بزرگای میانگین و M_cM_c کمترین بزرگای به کار رفته است. ضریب b معمولاً بین ۰/۵– ۱/۵ بسته به شرایط زمین ساختی و فعالیت لرزهخیزی منطقه مورد بررسی تغییر می کند که اغلب در حدود ۰/۷ الی ۱ قرار دارد (Gupta et al., 1972).

فاکتورهای مؤثر بر تغییر مقدار ضریبb

فاکتورهای زیادی در تغییر مقدار ضریب b مؤثر هستند. افزایش ناهمگنی مواد یا افزایش چگالی ترکها و شکستگیها (،Mogi 1962) منجر به ضریب b بزرگ می شود؛ در حالی که افزایش در تنش برشی اعمال شده و یا افزایش در تنش مؤثر (Wyss, 1973)

می تواند منجر به ضریب b کوچک در منطقه شود. در نتیجه مقدار b با میزان تنش تجمع یافته در منطقه بهطور معکوس مرتبط است Wyss, 1973; Scholz, 1968). تغييرات دمايي (& Latham, 1970) نيز مي توانند سبب تغييراتي در ضريب b شود. افزایش گرادیان حرارتی ممکن است باعث افزایش در ضریب b شود. همچنین بعضی از بررسیها نشان میدهند که ضریب b برای زمین لرزههای کوچک و بزرگ متفاوت است (Hamilton and McCloskey, 1997). زمان كوتاه نمونهبرداري مي تواند در مورد زلزلههای کوچک ضریب b خوبی را بهدست آورد ولی در مورد زلزلههای بزرگ چنین نیست. فوج زمین لرزهها که نشانگر انحراف زیادی از مقدار b=۱ می باشند اغلب دارای مقدار ۲٫۰٥=b هستند. پس لرزهها و پیش لرزهها به ترتیب مقدار b بالا و پایین را نشان میدهند. برای مثال b=۰٫۰ در پیش لرزههای زلزلههای چینگ ۱۹۷۵ در حالی که برای پس لرزهها مقدار b+۰٫۹= (1972) نشان دادند که برای زمین لرزههای القایی Gupta et al., سدها مقادیر ضریب b پیش لرزهها با مقادیر این ضریب در پس لرزهها مشابه بوده و هر دوي آنها از مقادير ضريب b ناحيه بيشتر هستند. مطالعات پژوهشگران نشان میدهد در سیستمهای گسلی نرمال (کششی)، مقدار b بیشتر از یک و در سیستمهای امتداد لغز و رورانده، مقدار b کمتر از یک است (Schorlemmer et al., 2005). وجود رابطه معكوس بين ميزان پارامتر لرزهخيزي b و ناهنجاری گرانشی بوگه توسط برخی محققین ذکر شده است. خان و همکاران (۲۰۰۶) با مطالعه بر روی ۴ زون لرزهای متفاوت در فلات شیلینگ^۳ هندوستان، دریافتند که در نواحی دارای پارامتر لرزهخیزی b کم، میزان ناهنجاری گرانشی بوگه مثبت بوده و در نتیجه در این نواحی ضخامت پوسته کم و موهو دچار بالا آمدگی شده است و بالعکس در نواحی که میزان b بالاست، ناهنجاری گرانشی بو که پایین و منفی و در نتیجه پوسته ضخيمتر است (Khan & Chakraborty, 2006) .

نتايج

۱- تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزه خیزی منطقه همانطور که در شکل (۲) مشاهده می شود منحنی تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۵ به بعد افت شدیدی را نشان می دهد و هم زمان با آن افزایش قابل توجهی هم در فراوانی زمین لرزه ها بر روی نمودار دیده می شود. همچنین با مقایسه توزیع مراکز سطحی زمین

^{1.} power-law distribution

^{2.} Earthquake swarms

^{3.} Shilling

لرزه ها با بزرگای بالاتر از ۳، در بازه های زمانی قبل (۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴) 🦷 زمین لرزه ها را افزایش داده است. و بعد از کاهش (۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷) سطح آب دریاچه ارومیه به ترتیب در شکل های۴ و۵ مشخص شد که رخدادهای لرزمای در زمان بعد از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه افزایش یافته است. این موضوع مي تواند دلايل مختلفي داشته باشد. يكي از دلايل افزايش ناگهاني در فراوانی زمین لرزهها،که از سال ۲۰۰۵ به بعد (بعد کاهش سطح آب دریاچه) در منطقه اتفاق افتاده، این است که به مرور زمان تعداد ایستگاهها و دقت لرزه نگارها افزایش یافته و کاتالوگ زمین لرزهها کاملتر شده است. در نتیجه تعجبی ندارد که شمار زلزلهها از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ (بعد کاهش سطح آب دریاچه) به میزان چشمگیری افزایش یابد. بهعلاوه در این بازه زمانی در منطقه شاهد وقوع زمین لرزههای ۲۰۱۲ اهر –ورزقان با بزرگای ۶/۴ و ۶/۲ و ۲۰۱۱ وان ترکیه با بزرگای ۷/۱ در مقیاس امواج درونی در منطقه هستیم که فراوانی

یکی دیگر از دلایل احتمالی افزایش در فراوانی زمین لرزهها، که از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه در منطقه اتفاق افتاده، می تواند باربرداری ۲۰ میلیارد تن آب (شکل ۳) ناشی از کاهش سطح آب دریاچه باشد، که سبب به هم خوردن تعادل ایزوستاتیکی منطقه شده و عکس العمل زمین در جهت رسیدن به تعادل مجدد، باعث آزاد شدن تنش و بروز زلزله می شود. به علاوه آریامنش (۱۳۹۱) در پژوهش خود، به ارتباط کاهش آب دریاچه ارومیه در سالهای اخیر با تعداد و بزرگی زمین لرزههای رویداده در منطقه آذربایجان پرداخته است و نتایج حاصل از این پژوهش نیز نشان دهنده افزایش نسبی تعداد زمین لرزهها در سالهای اخیر در این منطقه می باشد.



شکل۲: منحنی تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه به همراه لرزهخیزی منطقه



شـکل ۳. نمـودار تغییـرات حداقـل و حداکثـر و میانگیـن حجـم دریاچـه ارومیه (سـایت اینترنتـی آب منطقـهای آذربایجان شـرقی، .http://www.azarwater 1898



شکل۴: توزیع مراکز سطحی رخدادهای لرزهای با بزرگای بالاتر از ۳ در قبل از کاهش سطح آب دریاچه (۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴).



شکل۵: توزیع مراکز سطحی رخدادهای لرزهای با بزرگای بالاتر از ۳ در بعد از کاهش سطح آب دریاچه (۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷) و **میکان بزرگتریین زمین لرزههای ثبت شده با سیتاره مشیخص شده است.**

۲- اثر کاهش آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن در بین سال های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ میلادی نشانگر مقدار ۱/۴ بر يارامتر b منطقه

است. این امر کاهش مقدار ضریبb بین سالهای ۲۰۰۵ با استفاده از داده های لرزهای بازه زمانی (۱۹۹۰ – ۲۰۱۷ تا ۲۰۱۷ و افزایش تنش در منطقه را بیان می کند (جدول ۱). میلادی) و پس از پالایش و یکسانسازی دادهها (۱۱۸۷ داده سطح آب دریاچه ارومیه از سال ۲۰۰۵ به بعد دچار افت مربوط به زلزله های بزرگتر از MB=۳ ریشتر)، محاسبه ضریب شدیدی شده، به طوری که ۸۵ درصد از آب دریاچه خشک لرزه خیزیb در رابطه گوتنبر گ-ریشتر نشان دهنده مقدار شده است. خشک شدن دریاچه ارومیه (که حجم متوسط ضریب b (۰/۸) از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ میلادی در منطقه (شعاع آن بین ۱۲ الی ۳۳ میلیارد متر مکعب به ترتیب در زمان های ۱۵۰ کیلومتری دریاچه ارومیه) است. در حالی که ضریبb کم آبی و پرآبی بر آورد می شود) و به علاوه برداشت بی-

ارومیه و باربرداری حاصل از آن است. بنابراین تأثیر کاهش

آب دریاچه و باربرداری حاصل از آن بر کاهش پارامتر b و

افزایش تنش در منطقه بین سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ در منطقه

رویه و کاهش حجم سفرههای آب زیرزمینی (حدود ۷۵ و تنش افزایش یافته است، که هم زمان با کاهش آب دریاچه میلیارد مترمکعب) در اطراف دریاچه با باربرداری گسترده در سطح پوسته همراه بوده است که می تواند سبب به هم خوردن تعادل ایزوستاتیکی و تغییر در وضعیت کلیت نـش در منطقه و بروز زلزله شود. همان طور که در بالا ذکر شد دور از انتظار نیست. مقدار ضریب b بین سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ در منطقه کاهش

b-value	زمان (سال)			
1.4	1990-2004	قبل از کاهش سطح آب دریاچه		
0.8	2005-2017	بعد از کاهش سطح آب دریاچه		

جدول ۱: مقادیر ضریب b قبل و بعدکاهش سطح آب دریاچه

۳- شعاع تأثیر کاهش سطح آب دریاچه ارومیه بر یوسته با مقایسه تغییرات یارامتر b در فواصل مختلف از دریاچه

ضریب b با لرزهخیزی منطقه در ارتباط بوده و رابطه بین فراوانی زمینلرزهها و بزرگی آنها را نشان میدهد. به عبارت دیگر هرچه مقدار b کمتر باشد، نمایانگر آن است که نسبت زمین لرزههای بزرگ به کوچک در ناحیه بیشتر و یا متوسط بزرگای زلزلههای رویداده در منطقه بیشتراست. در نتیجه مقدار b با میزان تنش تجمعي افته در منطقه به طورمعكوس مرتبط است (Wyss,) براى. براى: Scholz, 1968; Wiemer and Wyss, 2002. بررسی شعاع تأثیر کاهش سطح آب دریاچه ارومیه بر پوسته در فواصل مختلف از دریاچه به ترتیب فواصل ۸۵ تا ۱۱۰ کیلومتر بهطور منظم و بدون رومرکز زمین لرزههای اهر – ورزقان و وان انتخاب شده و فاصله ۱۵۰ کیلومتری شامل رومر کز زمین لرزه اهر – ورزقان و فاصله ۲۵۰ کیلومتری شامل هر دو رویداد زمین لرزه اهر -ورزقان و زمین لرزه وان می شود. همچنین محاسبه مقادیر b برای شعاعهای مختلف برای بررسی تأثیر پذیری دریاچه با فاصله گرفتن از محل بارگذاری انجام شده است. با مقایسه مقادیر ضریبb برای فاصلههای ۸۵، ۱۱۰، ۱۵۰، ۲۵۰ کیلومتری از دریاچه ارومیه با مرکزیت جزیره اسلامی برای بازههای زمانی

۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷، هم زمان با قبل و بعد از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، مشخص شد، مقدار b در فاصله ۸۵ کیلومتری مابین سال،های ۱۹۹۰ تا ۲۰۰۴ (قبل از کاهش سطح آب دریاچه) ۸/۰ بوده که با فاصله گرفتن از دریاچه برای فواصل ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتری افزایش یافته و این مقادیر نزدیک به هم است. بدین معنی که در فاصله نزدیک تر تعداد زمین لرزههای کوچک تر نسبتاً کمتر و میزان تنش بیشتر است و ممکن است این تنش بالا و b کوچک در فاصله ۸۵ کیلومتری، بر اثر بار حاصل از آب دریاچه باشد. مقدار b درفاصله ۸۵ کیلومتری بین سال های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ (بعد از کاهش آب)۱/۴۵ بوده که بافاصله گرفتن از دریاچه در منطقه کاهش یافته و تقریبا ثابت است. که این امر بیانگر کاهش تنش و متمرکز شدن زمین لرزههای با بزرگای کوچکتردر اطراف دریاچه و افزایش تنش با فاصله گرفتن از آن در منطقه است (جدول ۳–۳). به نظر میرسد افزایش پارامتر b و کاهش تنش در فاصله ۸۵ کیلومتری از دریاچه و کاهش پارامتر b و افزایش تنش در فواصل ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از دریاچه در بازه زمانی بین سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ که هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه و باربرداری حاصل از آن است، از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن متأثر شده باشد.

جدول۲: مقایسه مقادیر ضریب b قبل و بعد از کاهش آب دریاچه ارومیه در فواصل مختلف

بعد کاهش سطح آب دریاچه	قبل کاهش سطح آب دریاچه	شعاع (km)
1.45	0.8	85
0.6	1.6	100
0.6	1.7	110
0.8	1.4	150
0.9	1.1	250

در ادامه همچنین با توجه به وقوع دو زمین لرزه بزرگ وان ترکیه و میدهد و با تعداد زیادی پس لرزه الاستیک همراه است. اهر -ورزقان در منطقه در بازه زمانی ۲۰۱۱ تا ۲۰۱۲ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، به منظور بررسی تأثیر این پدیده به صورت ایجاد زلزلههای القایی، نحوه و روش های شناسایی زمین لرزههای القايي در اين پژوهش مورد بررسي قرار گرفت. بررسي الگوي پيش رخ خواهد داد. لرزهها وپس لرزهها یکی از مهم ترین شیوههای شناسایی زمین لرزه-های القایی است. (Mogi (1963 برای این منظور الگوی پیش لرزهها تنش های اعمال شده در مناطق مشخصی تمرکز داشته و یکنواخت وپس لرزهها را به سه دسته مطابق شکل۶ طبقهبندی کرد و این الگوها را با زمین لر زه های طبیعی مقایسه کر ده است. اختلاف میان این سهم دلدر وضعیت ساختاری مواد و پراکندگی فضایی تنشرها به صورت زير است: نوع ۱) در حالتي كه مواد همگن بوده و تنش ها به صورت القايي، بويژه در سدها (Gupta et al., 1972) مشخص كردكه اين یکنواخت اثر می کنند، زمین لرزه اصلی بدون هیچ پیش لرزهای رخ زمین لرزه ها از الگوی نوع ۲ (Mogi (1963) پیروی می کنند.

نوع۲) زماني که مواد، ساختاري به نسبت ناهمگن باشند و يا تنش-هاى اعمال شده يكنواخت نباشند، لرزههاى الاستيكى كوچكى ييش از زمین لرزه اصلی رخ میدهد و پس از آن تعداد زیادی پس لرزه

نوع ۳) در حالتي که ساختار مواد بهطور کامل ناهمگن بوده و يا نباشند، بزرگای زمین لرزه اصلی در ابتدا زیاد شده و پس از گذشت مدت زمانی کاهش می یابد. در سالهای زیادی، مطالعات مختلف انجام گرفته بر روی الگوی پیش لرزهها و پس لرزههای زمین لرزههای



شـکل۶: الگوهـای مختلـف پراکندگـی پیـش لرزهها و پسلرزهها همـراه با زمـان و رابطه آنها بـا نوع سـاختار مواد تشـکیل دهنده محيط و نحوه پراکندگی تنشهای خارجی اعمالی(Mogi, 1963).

با بررسی الگوهای لرزهای زمین لرزههای اهر – ورزقان الگوها به خوبی از الگوی زمین لرزههای القایی پیشنهادی (شکل ۷) و وان ترکیه (شکل ۸) ملاحظه می گردد که این (Mogi (1963) تبعیت می کنند.



شکل۲: الگوی زمان- فراوانی زمین لرزههای اهر - ورزقان



شکل۸: الگوی زمان- فراوانی زمین لرزههای وان

نتيجه گيري

مهم ترین نتایج بهدست آمده به شرح زیر است:

۱- بررسی تغییرات پارامتر لرزه خیزی b مابین سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه ارومیه، کاهش مقدار ضریب b و افزایش تنش در منطقه را بیان می کند که ممکن است از کاهش سطح آب دریاچه و باربرداری حاصل از آن در حدود ۲۰ میلیارد تن متأثر شده باشد.

۲- به نظر میرسد افزایش پارامتر b و کاهش تنش در فاصله ۸۵ کیلومتری از دریاچه و کاهش پارامتر b و افزایش تنش در فواصل ۱۰۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از دریاچه در بازه زمانی بین سالهای ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۷ که هم زمان با کاهش سطح آب دریاچه است، از کاهش سطح آب دریاچه ارومیه و باربرداری ناشی از آن در حدود ۲۰ میلیارد تن متأثر شده باشد و این تغییرات تنش ناشی از باربرداری، در زیر و نواحی پیرامون دریاچه ارومیه ممکن است باعث به جلو انداختن زلزلههای طبیعی یا تشدید آنها شده باشد. مانند زمین لرزه سال ۲۰۱۲ اهر – ورزقان با بزرگای ۶/۴ و زمین لرزه سال ۲۰۱۲ وان با

بزرگای ۷/۴، که نیازمند مطالعهای جامع تر با داده های کافی می باشد.

۳- نمودارمقایسه تغییرات سطح آب دریاچه ارومیه و لرزهخیزی نیز نمایانگر میزان افزایش لرزهخیزی در منطقه هم زمان با کاهش آب در دریاچه هست که یکی از دلایل آن می تواند کاهش سطح تراز آب در دریاچه ارومیه وبه هم خوردن تعادل پوسته بر اثر باربرداری (۲۰ میلیارد تن) ناشی از آن باشد.

۴- در این مطالعه با بررسی الگوی پیش لرزهها و پس-لرزهها برای هر یک از زمین لرزههای ۲۰۱۲ اهر-ورزقان و ۲۰۱۱ وان ترکیه ملاحظه می گردد که این الگوها به خوبی از الگوی زمین لرزههای القایی پیشنهادی Mogi (1963) تبعیت می کنند.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت وزارت علوم، تحقیقات و فنآوری و دانشگاه تبریز تهیه شده است که به این نحو سپاسگزاری می گردد.

منابع

- آریامنش،م.، ۱۳۹۱، بررسی نقش کاهش آب دریاچه ارومیه در زلزلههای منطقه آذربایجان، همایش ملی آسیب شناسی و برنامه ریزی اثرات زلزله، دانشگاه پیامنور استان آذربایجان شرقی-هریس ص۷۲.
- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳ ، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ سوم، ۵۸۶ صفحه.

- حنیفی، ز.، ۱۳۹۷، مطالعه ساز و کار زمین ساختی تشکیل دریاچه ارومیه و بررسی زلزلههای القایی احتمالی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.
- ازارع، م.، ۱۳۹۳، مجموعه و مذاکرات سمینار، گذشته، حال، آینده دریاچه ارومیه، انتشارات فرهنگستان علوم.

 Shahvar, M.P., Zare, M., and Castellaro, S., 2013, A unified seismic catalog for the Iranian plateau (1900-2011). Seismological Research Letters, 84, 233-249.
 Simpson, D.W., Leith, W.S. and C.H. Scholz, 1988,

Two types of reservoir induced seismicity, Bulletin of Seismological Society of America, 78(6): 2025–2040.

Taghipour, K., Khatib, M., Heyhat, M., Shabanian, E., Vaezihir, A., 2018, Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: The Maragheh and Salmas fault zones, 742–743, 15-33.

Utsu, T., 1965, A method for determining the value of b in the formula logN=a-bM, showing the frequency-magnitude relation for earthquakes, Geophy.Bull., Hokkaido uni.13, 99-103.

Warren, N. W. and Latham, G. V, 1970, to volcanic seismicity, Journal of Geophysical Research, 75,4455-4464.

➤ Wiemer, S, 2001, A software package to analyze seismicity: ZMAP, Seismol. Res. Lett, 72, 373-382.

Wiemer, S. and Wyss, M, 2002, Mapping spatial variability of the frequency magnitude distribution of earthquakes., Adv. Geophys. 45, 259–302.

➢ Wyss, M, 1973, Towards a physical understanding of earthquake frequency distribution, Geophys. J., R., Astr. Soc., 31, 341-359.

Zamani, B., 2017, Experimental tectonic modelling of East (Iranian) Azerbaijan, inferred from stress pattern, Model. Earth Syst. Environ, 3, 605–613.

➤ Zamani, B., Masson, F., 2014, Recent tectonics of East (Iranian) Azerbaijan from stress state reconstructions. Tectonophysics, 611, 61-82.

- زمانی قره چمنی، ب. ، ۱۳۹۲ ، مدل زمین ساخت فلات آذربایجان (شمال گسل تبریز و جنوب ارس)، مجله علوم زمین، شماره ۸۷، صفحه ۴۱ تا ۵۰.
- ♦ سایت اینترنتی آب منطقهای آذربایجان شرقی، ۱۳۹۶، //: http:// www.azarwater.ir
- ♦ ستاد احیا دریاچه ارومیه، ۱۳۹۵، سایت اینترنتی .www.
 .urmialake.ir

References

Gupta, H., K., Rastogi, B., K., and Hari Narain, 1972, Common features of the reservoir associated seismic activities, Bull.Seis.Soc.Am.62, 481- 492.

Gutenberg, B. and Richter, C. F., 1949, Seismicity of the Earth, Princeton Univ. Press Cambridge UK, 324. Hamilton, T. and McCloskey, J., 1997. Breakdown in power-law scaling in an analogue model of earthquake rupture and stick-slip. Geophys. Res. Lett. 24, 465–468.
 Kelts, K. and Shahrabi, M., 1986. Holocene sed-imentology of hypersaline Lake urmia, Nortwestern Iran, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 54.

Khan, P. K. and Chakrborty, P. P., 2006, The seismic b-value and its correlation with Bouguer gravity anomaly over the Shillong Plateau area: Tectonic implications. Journal of Asian Earth Science 29, 136-147.
 Mogi, K., 1962, Study of elastic shocks caused by fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquake phenomena, Bull.Earthquake Res. Inst. 40, 125-173.

Mogi, K., 1963, Some discussions on aftershock, foreshocks and earthquake swarms the - fracture of semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (third paper),
 Bull. Earthquake Res.Inst. 41, 615-658.

Scholz, C., H., 1968, The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, Bull. Seis. Soc. Am.58, 399-415.

Schorlemmer, D., Wiemer, S. and Wyss, M., 2005, Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes, Nature, 437, 539- 542.



فصلنامه زمین ساخت زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

ارزیابی خطر زمین لرزه _ گسلش در منطقه کرمان _ رفسنجان (جنوب خاور ایران)

احمد رشيدي

استادیار، پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله.

تاریخ دریافت: ۱۹/ ۰۳/ ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۰۳/ ۰۹/ ۱۳۹۸

چکیدہ

منطقه مورد بررسی دارای شواهد ریخت زمین ساختی است که به خوبی به همراه رخدادهای لرزهای، باز گوکنده فعالیت جوان زمین ساختی میباشد. در این مطالعه گسلهای موجود بر پایه شواهد زمین شناختی و لرزهای رده بندی شده اند، که با استناد به آنها، نقش هر دسته یا سامانه گسلی، در لرزه خیزی و اهمیت آن در بر آورد خطر لرزهای، آشکار گردیده است. مطالعات نوزمین ساختی و ریخت زمین ساختی این مطالعه، وجود گسل های بسیار جنبایی را نشان می دهد که تاکنون فعالیت حال حاضر تعدادی از آنها گزارش نشده است. گسل های زمینلرزه ای فعال شناسایی شده، رسوبات کواترنر را قطع کرده اند و تعدادی از آنها مسبب زمین لرزه دستگاهی بوده اند.

براساس نقشه بدست آمده از میزان پراکندگی شکستگی ها در منطقه، بیشترین میزان شکستگی در بخشهای جنوبی گسل کوهبنان و شاخههای فرعی آن، پایانه شمالی گسل گوک و پایانه جنوبی گسل نایبند، در امتداد گسل جرجاک و بردسیر دیده میشود. این میزان شکستگی مرتبط با پهنههای گسلی برشی و فشاری موجود در منطقه هستند که با زمین لرزههای کوچک و بزرگ زیادی همراه میباشند.

كليد واژدها: تكتونيك فعال، ريخت زمين ساخت، نرخ لغزش، شدت شكستكي، جنوب خاور ايران.

^{*} نویسنده مسئول: rashidi@iiees.ac.ir

۱_مقدمه

گستره مورد بررسی بین عرض جغرافیایی "۳۰ تـا ۴۰ درجه گسلش حائز اهمیت است. شمالی و طول جغرافیایی ۵۶° تما '۳۰۰ ۵۸ درجه خاوری در محدوده نقشههای ۱/۲۵۰۰۰ کرمان و رفسنجان واقع شده بررسی گسلهای اصلی نمیشود بلکه توزیع دگرشکلی در است (شکل۱). گسلهای پی سنگی و فعال مهمی در این محدوه قرار دارند که دگرشکلی منطقه تحت تأثیر فعالیت که در این مطالعه مورد توجه قرار می گیرد. آنها و شاخههای فرعبی آنها کنترل می شود. عمده گسل های مهم منطقه روند شمال، شمال باختر _جنوب، جنوب خاور دارنـد (شـكل او٢). در اثـر فعاليـت ايـن گسـل ها، مناطق شـديداً خرد شدهای در بخشهای مختلف این ناحیه ایجاد شده است. با توجه به شکستگیهای منطقه و پراکنش جمعیتی گسل ها بر یکدیگر است.

> 64° 60° High Zagros mountains (Arabia-Eurasia suture) Caspian Sea Major deforming mountain belts Kopeh Dagh Low elevation deserts or depressions Afghanistar Iranian plateau Helmand Basin Dasht-e-Margo Limit of Urumiyeh-Dohktar volcanic zone Bazman active volcano Pakista Taftan active volcano 28 Soltan active volcano

شکل(۱): شکل شماتیک از یهنه های ساختاری ایران. کادر آبیرنگ محدوده مورد مطالعه را نشان می دهد.

1-1-موقعيت زمين ساختي منطقه مورد مطالعه

خرد قاره ایران مرکزی است که تاکنون متأثر از بسیاری دگرشکلی پیشرونده در راستای پهنه های امتدادلغز راستگرد رخدادهای زمین ساختی بوده است. خرد قارهٔ ایران مرکزی شمالی - جنوبی و یهنه های فشاری - برشی شمال باختری -قابل تقسيم به بلوك لوت، فرازمين شترى، فرونشست طبس، جنوب خاورى است. فرازمیـن کلمـرد، بلـوک پشـتبادام، فروافتادگـی بیاضـه ـ بردسير و بلوك يزد است (Stocklin, 1968). محدوده مورد و مناطق ييرامون آن صورت يذيرفته عبارت اند از: بر آورد مطالعه بخشی از بلوک لوت و بلوک طبس را شامل می شود. نرخ لغزش گسل های پیرامون بم و کاربرد آن در ارزیابی عملكرد كسل هاى امتدادلغز در منطقه، باعث شكل گيرى خطر زمين لرزه (طالبيان و همكاران، ١٣٨٨)، الكوى خوشهاى

عناصر ساختاری مرتبط با فعالیت آنها شده است. مطالعات از دیدگاه زمین ساختی، منطقه مورد مطالعه بخشی از حاصل از تحلیل ساختاری این منطقه حاکی از ایجاد

موجود در امتداد شکستگیها، بررسی خطر زمینلرزه ـ

بررسی برهمکنش گسلها و توان لرزهخیزی منطقه تنها شامل

بلوک های پوستهای توسط گسل های فرعی نیز کنترل می شود

از آنجا که مطالعه اساسی در ارزیابی خطر زمینلرزه ـ گسلش در منطقه مورد مطالعه صورت نگرفته است، هدف

از ارائه این مقاله معرفی ویژگی های سرچشمه های لرزه زا،

تخمين جابجايي وبرخاستگي بر روي آنها و تأثير برهمكنش

از جمله مطالعات زمین ساختی که در منطقه مورد مطالعه

از اینرو پراکندگی گسلش فعال که باعث استنتاج نقش

این گسل ها در تکتونیک ناحیه ای شده است همچنین اینکه

چگونه گسل ها درمنطقه در تجمع کرنش ناحیهای بر روی

جهت پی بردن به ساختار و جنبش عصر حاضر گسل های منطقه از شواهد ژئومورفولوژی استفاده شد. به کمک مطالعه

شواهد ژئومورفولوژی میتوان به نوع و میزان فعالیت قسمتهای مختلف پهنه گسلی پی برد. از اینرو عکسهای

هوایی ۱/۵۰۰۰ سازمان نقشهبرداری کشور، ۱/۵۰۰۰ سازمان

جغرافیایی نیروهای مسلح کشور، تصاویر ماهوارهای از جمله: Aster, Landsat, Etm, IRS, Google Erath، نقشههای

زمین شناسی، توپو گرافی مورد بررسی واقع شدند. در ادامه در

بازدیدهای میدانی شواهدی دال بر فعالیت گسل های منطقه

نيز مورد شناسايي و ارزيابي قرار گرفت.

رخداد زمین لرزه های یارینه بر روی گسل گلباف (بصیری لرزه درمنطقه است. و همکاران، ۱۳۹۲)، ارتباط موقعیت گسل های پهنه لوت با رونـد سیسـتم،های شکسـتگی (Kronberg, 1983)، شکسـتگی مجدد بر روی گسل مسبب زمین لرزه ۱۹۸۱ و تکتونیک فعال سیستم گسلی گوک (Berberian et al., 2001)، مطالعات یکدیگر تأثیر می گذارند، مورد بررسی قرار گرفت (شکل۲). لرزهشناسمی، ریخت زمین ساختی راندگی داهوئیه زرند بعد از زمین لرزه ۲۰۰۵ (Talebian et al., 2006)، نرخ لغزش بر روی سامانه گسلی نهبندان و گسل نای بند در بازه زمانی کواترنر (Walker et al., 2009)، برش راستگرد در ایران مرکزی و خاوری و تغییرات جنبشی در زون برخوردی عربی ـاوراسیا (Allen etal., 2011)، آهنگ لغـزش ۱/۹-۱/۳ میلی متر در سـال برای گسل نای بند با انجام مطالعات ریخت زمین ساختی و پارينيه لرزه شناختي (Foroutan et al., 2014).

1_2_روش انجام کار



تعيين گسلش فعال اولين قدم مفيد جهت تعيين خطر زمين

شکل۲: نقشه روکانون سطحی زمین لرزههای محدوده مورد بررسی به همرا گسلهای فعال. موقعیت تصویر را در شکل (۱) ببینید.

۲_ىحث

از آنجا که حرکت زمین در امتداد گسل ها در بسیاری موارد با زمین لرزه همراه است، مطالعه گسل های جنبا پایه ای برای بررسی های لرزه زمین ساختی در محدوده مورد بررسی است. در فلات ایران به دلیل تراکم بالای گسل های جنبا از یک طرف و دقت پایین داده های لرزهای از طرف دیگر، منشأ برخبی از زمین لرزه ها به بیش از یک گسل ارتباط داده شده است. علاوه بر این، فقدان نقشه گسلها باعث عدم توانایی در تطبیق داده های لرزهای با گسلش جنبا شده است. از این رو ایـن مقالـه بـه بررسـی گسـلش جنبـا (در راسـتای تهیـه نقشـه

ساختاری) و میزان تراکم شکستگی در بخش های مختلف منطقه كرمان _ رفسنجان مي پردازد.

1-1- گسلهای مهم موجود در گستره مورد بررسی

۲_۱_۱_سیستم گسل نایبند

در دهههای اخیر، گسلهای موجود در باختر پهنه لوت فعالیت چشمگیری از خود نشان دادهاند بهطوری که عامل رخداد تعدادی زمین لرزه مخرب بوده اند (,Rashidi et al. 2019; Walker et al., 2010; Fattahi et al., 2011). گسل نایبند با طولی در حدود ۳۵۰ کیلومتر و راستای شمالی - جنوبي اصلي ترين گسل موجود در باختر لوت است كه با است (شكل ۳: الف). در پايانه جنوبي گسل نايبند مخروط شيب نزديك بـه قائـم، جـدا كننـده پهنـه لـوت از پهنـه طبـس میباشد. از جمله شواهد فعالیت گسل نایبند می توان به وجود افرازهای گسلی در رسوبات آبرفتی، چشمههای آب گرم در راستای گسل، رخنمون دایکهایی از مواد آتشفشانی در رسوبات آبرفتي، انحراف مسير آبراههها، بريدگي مخروط افکنهها و تراورتنزایی اشاره کرد. در شکل (۳: الف) اثر خطی و برش خوردگی آبرفتها در امتداد گسل نایبند قابل مشاهده روستاهای پیرامون آن است.

افکنه های جوانبی وجود دارند که مکان مناسبی برای بررسی شواهد نوزمین ساخت از گسل نایبند است. در این محدوده مقدار جابهجايبي مسير آبراههها و برش مخروط افكنهها از ۲۰۰ متر تا ۱۰۰۰ متر اندازه گیری شد (شکل۳: ب). شواهد ژئومورفولوژي در بخش جنوبي گسل نايبند، نشان از فعاليت عصر حاضر این گسل و خطر لرزهخیزی آن برای شهرها و



شکل۳: الـف) اثـر سطحی گسـل نایبنـد در آبرفتهـا. ب) جابهجایی راسـتگرد و بریده شـدن مخـروط افکنههـا در پایانـه جنوبی گسل نایبند. در حال حاضر مخروط افکنه های جدید محل عبور آبراهه ها می باشند.

نايبند و گسل باختر نايبند است. در زير ويژگيهاي زمين ساختی این دو شاخه گسلی مورد بررسی قرار گرفته است.

۲_۱_۱_۱ گسل خاور نایبند

یکی از شاخههای هم سوبا گسل نایبند است. راستای شمالخاور - جنوب باختر و درازایی بیش از ۸۰ کیلومتر دارد.

گسل نایبند دارای دو شاخه گسلی بنامهای گسل خاور از دو قطعه گسلی همیوشان با آرایش یله به راست تشکیل شده است (شکل۴). گسل خاور نایبند مخروط افکنه موجود در مسير خود را به مقدار ۵۰۰ متر بريده و جابه جا كرده است. آبراهه های موجود در آن مخروط افکنه نیز جابه جا شده اند (شکل۴). این گسل با وجود قطع رسوبات کواترنری از لحاظ لرزه خيزي فعاليت چنداني نداشته و مي توان آن را جزء گسل ها با سابقه لرزه خيزي كم به حساب آورد.



شکل ۴: الف) جابه جایی راستگرد ۵۰۰ متری مخروط افکنه و آبراهه ها در امتداد گسل خاور نایبند. ب) اثر گسل خاور نایبند و جابه جایی آبراهه ها از نمای نزدیک تر (Rashidi et al., 2018).

۲-۱-۱- گسل باختر نایبند

راستای شمال باختر -جنوب خاور درازایی حدود ۴۰ کیلومتر (شکل۵: پ). بر روی فرادیواره گسل باختر نایبند چندین شاخه دارد (سهندی و رحیم زاده، ۱۳۷۰) و از دو قطعه اصلی با آرایش گسلی دیگر دیده می شوند که واحدهای سنگی را به میزان ۱ پلکانی پله به راست تشکیل شده است (شکل۵: الف). در امتداد کیلومتر بریده و جابهجا کردهاند (شکل۵: ت).

گسل اثر خطی آن دیده می شود (شکل۵: ب). در اثر حرکت یکی از شاخههای هم سوبا گسل نایبند است. این گسل با راستگرد، آبراهههای موجود دچار جابهجایی راستگرد شدهاند



شکل۵: الف) موقعیت گسل باختر نایبند. ب) اثر سطحی گسل در قطعه شمالی. پ) جابه جایی راستگرد ۵ تا ۲۰ متری آبراهه ها در قطعه جنوبی. ت) جابه جایی راستگرد ۱ کیلومتری واحدهای سنگی بر روی فرادیواره گسل باختر نایبند توسط چندین شاخه گسلی همسو.

طوری که در دهه های اخیر، قطعات شمالی با زمین لرزه های بزرگی همراه بوده است. زمین لرزه های ۱۹۴۸ گوک، ۱۹۶۹ سیرچ، ۱۹۸۱ گلبافت و سیرچ، ۱۹۸۹ جنوب گلبافت، ۱۹۹۸ فندقا و چهار فرسخ در نتیجه حرکت در راستای این گسل اتفاق افتاده اند. زمین لرزه ۱۹۸۱/۷/۲۸ سیر چ با بزرگای ۷/۱، بزرگترین زمین لرزه رخ داده در امتداد گسل گوک و یکی از بزرگترین زمین لرزههای ایران به حساب می آید. آثار گسیختگی این زمین لرزه هنوز به خوبی در منطقه رخداد زمین لرزه قابل مشاهده می باشد (شکل ۶).

۲-۱-۲ گسل گوک (گلباف) پهنه گسلی گوک با راستای شمالی ـ جنوبی در باختر بلوک لوت واقع شده و درازای حدود ۱۶۰ کیلومتر دارد. این گسل با زاویه شیب نزدیک به قائم و آرایش پلکانی در تمام مسير خود واحدهاي سنگي را برش داده است و حوضههاي کشش را ایجاد کرده است (شکل ۵: الف).

براساس مطالعات واكر و همكاران (Walker et al, 2010)، نرخ لغزش بر روی گسل گوک حدود ۰٫۷mm/y±۳٫۸ اندازه گیری شده است. این میزان نرخ لغزش در قطعات شمالی گسل گوک صرف انرژی لرزهای شده است. به



شکل9: الـف) حوضه کششی گلبـاف و یـا جنـوب گلبـاف در اثـر آرایـش پلکانـی گسـل گلبـاف. ب) آثـار گسـیختگی زمیـن لرزه ۱۹۸۱/۷/۲۸ سیرچ. جابه جایی راستگرد بندهای مزرعه کشاورزی در اثر رویداد زمین لرزه بخوبی قابل دیدن است.

شواهد ریخت زمین ساختی جابه جایی های مختلفی را در که این گسل با وجود تخلیه انرژی (در قطعات شمالی آن) در طي زمين لرزههاي چند دهـ اخير، هنوز پتانسيل ايجاد زمين لرزه مخرب در عصر حاضر را دارد.

امتداد گسل گوک نشان میدهد (شکل۷). این جابه جاییها تمام تمام پدیدههای ژئومورفیک را تحت تأثیر خود قرار داده است. شواهد موجود در امتداد گسل گوک نشان از این است



شـكل٢:(الف) جابه جايي ٣ كيلومتري واحدسنگي پليوسن بالايي و مخروط افكنـه (ب) جابـه جايـي ١٠٠ متـري آبراههها در امتداد گسل گوک.

۲_۱_۳_سیستم گسلی شهداد

گسل، گسلهای دیگری نیز در نهشتههای مذکور و در محدوده ميان اين گسل و گسل گو ک قابل رديابي است. به این مجموعه گسلها سیستم گسلی شهداد گفته می شود (شکل ۸). زمین لرزه ۲۹ آوریل سال ۱۹۱۱ میلادی با بزرگای Ms_o،٦_Ms در خاور چهار فرسخ و باختر گسل شهداد مکانیابی

در گستره خاور منطقه فعال و لرزهخیز گلباف ـ سیرچ، نهشتههای جوان چینخوردهای (تاقدیس،های مرتبط با گسل) تا حاشیه کویر لوت دیده می شوند. حد خاوری این چین خوردگی ها را گسل شهداد محدود کرده است. گسل شهداد دارای تحدیبی به سمت خاور می باشد. علاوه بر این گردیده است (Berberian et al., 2001).



شکل ۸: سیستم گسل شهداد به همراه گسل های پیرامون آن.

رسوبات دشت شهداد، نهشته های مولاس گونه نئوژن هستند که شدگی شدهاند بطوری که در قسمت های مختلف منطقه چین های دست کم ۳۵۰۰ متر ضخامت دارند و شامل لایه های مشخصی از مرتبط با گسل در مقیاسه ای ناحیه ای و محلی بوجود آمده اند (شکل ۹: مارن ژیپس دار، ماسه سنگ و کنگلومرا هستند. این رسوبات می- الف). ساختارهای فلس مانند نیز از جمله ساختارهایی هستند که در توانند افق های جدایش شکلپذیری در عمقهای کم به وجود 🛛 قسمتهای مختلف منطقه درون سیستم گسلی شهداد ایجاد شده-آورند(Mohajjel, 2009). در اثر فعالیت سیستم گسلی شهداد اند. شکل گیری این ساختارها باعث تکرار واحدهای سنگی بر روی رسوبات بر روی سطوح دتچمنت موجود در منطقه دچار کوتاه- یکدیگر، در قسمتهای مختلف منطقه شده است (شکل ۹: ب).



شکل۹: الـف) چین.های مرتبط با گسـل (یـا چین.های خم گسـلی) درون سیسـتم گسـلی شـهداد. موقعیـت گسـل.ها N35W,25SW است. ب) ساختارهای فلس مانند درون سیستم راندگی شهداد.

گسل شهداد در تمامی مسیر خود رسوبات کواترنر و و خط خش (R: 55SW) اندازه گیری شده بر روی آن گسل مخروط افکنهها را بریده و باعث کجشدگی و برخاستگی آنها شهداد از نوع راندگی با کمی مؤلفه امتدادلغز راستگرد است شده است. با توجه به موقعیت صفحه گسل (N15W,35SW) (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: موقعیت گسل شهداد N15W,35SW و ریک خط خش R:55SW اندازه گیری شده بر روی آن.

۲_۱_۴_ یهنه گسل کوه ملخ خورده

مسیر خود بریده است. مخروط افکنه های موجود در قسمت این پهنه گسلی با طولی حدود ۳۵ کیلومتر در باختر کوه ملخ جنوبی این گسل در اثر عملکرد راندگی، دچار برخاستگی شـدهاند. برخاسـتگی و راندگی ایـن مخـروط افکنههـا بوضـوح در امتداد این پهنه گسلی دیده می شود (شکل ۱۱). با وجود فعالیت لرزهای بالایی که در گستره شهداد ـ سیرچ روی میدهد، زمین

خورده قرار گرفته است. قسمت شمالي آن روند شمالي _جنوبي و مکانیزم غالب امتدادلغز راسـتگرد و قسـمت.های جنوبی تـر آن روند شمال باختر _جنوب خاور و مکانیزم غالب راندگی دارد (شکل۸). این پهنه گسلی، مخروط افکنهها و رسوبات آبرفتی را در سراسر لرزهای به این گسل نسبت داده نشده است.



شکل۱۱: آثارگسلش و برخاستگی در امتداد پهنه گسلی کوه ملخ خورده.

1_1_6_سیستم گسلی کوهبنان

مزینو از بلوک طبس در ایران مرکزی است که بهعنوان به گونهای که در برخی موارد مسیر رودخانه در کوهستان همراه یک یا لرزه خیز ترین رونده ای ساختاری در گستره استان با واحده ای سنگی و مخروط افکنه ها دچار جابه جایی شده اند. کرمان مطرح است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۱). سیستم گسلی به عنوان مثال در شکل(۱۲: ب) رودخانه و واحدهای سنگی کوهبنان از چند قطعه گسلی کوتاه و بلند تشکیل شده است متحمل حدود ۳/۳ کیلومتر جابه جایی راستگرد شدهاند. شواهد که این قطعات در انتهای خود به صورت همپوشان نسبت به ژئومورفیک، نشانگر آن است که گسل کوهبنان کنترل کننده بكديگ قرار گرفتهاند.

دشت سرازیر شدهاند، در محل گذر از گسل کوهبنان به سوی تو یو گرافی محدوده مورد مطالعه داشته است. این سیستم گسلی شمال باختر منحرف (شکل۱۲: الف) و متحمل جابهجایی فعال بوسیله زمین لرزه های بزرگ به همراه گسل های فرعی با راستگرد ۱۰۰ متر تا ۱/۵ کیلومتر شدهاند. در مقیاس کمی روند و سازو کار مختلف مشخص می باشد.

بزرگتر، رودخانههایی که از میان کوهستان به سمت دشت این سیستم گسلی، جنوبی ترین بخش زیر بلوک راور - جریان می یابند جابه جایی بیشتر و آشکارتری را نشان می دهند، وضعيت زمين ساختي اين قسمت از منطقه است. لـذا فعاليت آن در منطقه شمال خاور شهر زرند، آبراهههایی که به سوی نقش مهمی در شکل گیری وضعیت ریخت زمین ساختی و



شکل۱۲: الف) جابهجایی راستگرد ۱۰۰ متر تا ۱/۵ کیلومتری آبراههها. ب) جابهجایی ۳/۳ کیلومتری واحدهای سنگی و آبراهه.

۲_۱_۵_۱ گسل داهوئیه

گسل داهوئیه یکی از شاخههای فرعی گسل کوهبنان با طولی بیش از ۱۵ کیلومتر است. جهت شیب گسل به سمت شمال و مقدار آن در طول مسیر متفاوت است. هندسه آن از یک گسل معکوس بزرگ آن به طور واضح، در سطح قابل مشاهده است (شکل ۱۳).پیش از این زاویه با کمی مؤلفه راستالغز پیروی میکند. انتهای آن در بخش زمین لرزه، بر روی گسل داهوئیه زمین لرزه بزرگی ثبت نشده است.



شکل ۱۳: گسیختگی حاصل از زمیـن لـرزه ۱۳۸۳ داهوئیـه زرنـد. الـف) بخـش خـاوری گسـل داهوئیـه. ب) بخش باختری گسـل داهوئیـه (عکسها بر گرفتـه از گـروه لـرزه زمیـن سـاخت سـازمان زمین شناسـی و اکتشـافات معدنـی کشـور اسـت).

۲_۱_۶_گسل لَکر کوه

این گسل با درازایی حدود ۱۰۰ کیلومتر در خاور گسل راور قرار گرفته است. با توجه به شواهد ساختاري و مورفو تکتونيکي، گسل لكركوه از نوع امتداد لغز راستگرد همراه با مؤلفه معكوس است. اما افشانههای شمالی آن با موقعیت کلی EW,55S مکانیزم معکوس همراه با مؤلفه امتدادلغز راستگرد دارند (شکل ۱۴). در اثر عملکرد مجهت با آنها تغییر مسیر میدهد. مؤلفه معکوس، مي توان لکر کوه را به عنوان يک فرازمين فشاري در نظر گرفت بهطوري که سنگهاي پر کامبرين پسين، پالئوزوئيک و مزوزوئیک (از سمت جنوب باختری) بر روی واحدهای جوان تر (پلیوسن و کواترنر) رانده شدهاند. کانون زمین لرزه ۱۹ آوریل ۱۹۱۱ (Ms 2/6=) که با کشته شدن ۷۰۰ نفر همراه بوده به فعالیت این Berberian et al., 1984; Ambra-) گسل نسبت داده شده است seys and Melville, 1982). در اثر این زمین لرزه، شهر راور و تعدادی از دهستان های خاور آن ویران شدند.

در بخش شمالي گسل لكركوه (در اثر عملكرد مؤلفه راستگرد) ساختارهای فشاری مانند چینها و گسل های معکوس که می توان آنها را بهعنوان ساختارهای دم اسبی پایانه گسل لکرکوه در نظر گرفت، دیده می شوند. راستای این گسل ها از محل اتصال به گسل لكركوه به سمت باختر تغيير پيدامي كند به طوري كه محور چين ها نيز

باختری کمی خمیدگی داشته و راستای آن از E-W به NW-SE تغییر

مى يابد. اين قطعه گسلى مسبب زمين لرزه ١٣٨٣ داهوئيه زرند بوده

است. از ویژگی های گسل معکوس داهوئیه این است که گسیختگی

در امتداد گسل لکرکوه چهرههای ساختاری همچون برش و جابهجایی آبراههها، وجود سطوح فرسایش قدیمی (شکل۱۴: الف)، بُرش و کج شدگی مخروط افکنهها، برخاستگی نهشتههای كواترنرى (شكل ١۴: ب) و گسلش كواترنرى (شكل ١٤: ت) قابل شناسایی هستند.

زمین لرزههای ۱۰، ۲۱ و ۲۲ آذرماه ۱۳۹۶ به ترتیب به بزرگای ۶/۱، ۶/۱ و ۶/۱ در مقیاس MN (در عمق حدود ۱۰ کیلومتری زمین) در اثر فعالیت بخش جنوبی این گسل روی داده است.



شکل۱۴: الف) سیستم گسل لکر کوه به همرا چیـن خوردگیها. ب) جابهجایی، بـرش آبراههها و وجود سطوح فرسایش قدیمی در امتـداد گسل. پ) بُـرش و کـج شـدگی مخـروط افکنهها در اثـر حرکت راسـتگرد گسـلت) بـرش رسـوبات کواترنـری در امتداد قسـمت جنوبی گسـل لکرکوه.



شکل10: پهنه گسل لکر کوه در پایانه شمالی. موقعیت صفحه اصلی EW,555 و ریک خش لغز آن R:55 SE است.

۲_۱_۷ سیستم گسل راور

متفاوت دیده می شوند. این چین ها بیانگر به همریختگی شدید سيستم گسلي راور از جنوب خاور كويـر آبدوغـي آغـاز و باطولی در حدود ۱۷۰ کیلومتر تا جنوب خاور شهر راور ادامه زمین ساختی در اثر فعالیت پهنه های گسلی موجود در منطقه دارد. این سیستم گسلی به موازات سیستم گسلی لکر کوه می – می باشند (شکل۱۶). زمین لرزه ۲۰۱۲/۰۲/۲۷ راور (MN=5.4) باشد، اما در بخش های جنوبی در منطقه مورد مطالعه با سامانه در ۸ کیلومتری باختر گسل راور روی داده است. رومر کز این گسلی لکر کوه و کوهبنان به صورت همگرا در می آید (شکل۲ زمین لرزه و پس لرزه هه ای آن و همچنین رو کانون زمین لرزه های و ۱۴). بالاراندگی بلوک فرادیواره پهنه گسلی راور و لکر کوه ۱۵ ژانویه Ambraseys and Melville, 1982) (Ms=5.5) ۱۹۵۳) و الگوی ساختاری گلواره مثبت را در این ناحیه ایجاد کر ده است. ۱۰ نوامبر ۱۹۷۷ (mb=4.8) بر روی این گسل قرار دارد.

> 56°45 31°35' 56°45'

شکل۱۶: چینها با هندسه و اثر محوری متفاوت در امتداد گسل راور.

۲_۱_۸_گسل جرجافک

(از سوی جنوب باختر) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر (در گسل جرجافک با موقعیت N50W,45SW و درازای بیش شمال خاور) و در بخش های مرکزی و جنوب خاوری سبب

در سراسر گسل راور چین ها با هندسه مختلف و اثر محوري

از ۲۰۰ کیلومتر در جبهه شمالخاوری کوهستان داوران راندگی سنگهای پرکامبرین پسین کوه داوران (از سمت قرار دارد. این گسل از ۵ قطعه اصلی با آرایش پلکانی پله جنوب باختری) بر روی رسوبات کنگلومرای پلیوسن و به چپ تشکیل شده است (شکل ۱۷). گسل جرجافک در آبرفت های کواترنر شده است. بخش شمال باختری سبب رانده شدن سنگهای کرتاسه



شکل۱۷: گسلهای جرجافک، باغین، بردسیر به همراه گسلهای پیرامون آنها.

ویژگی های مورفوتکتونیکی گسل جرجاف ک که به راستگرد آبراهه ها به میزان حدود ۱۵۰ متر (بخصوص در روشنی رسوبات آبرفتی کواترنر را بریده است، بیانگر جبهه شمالی این کوهستان)، بُرش در مخروط افکنه ها، لرزه خیز بودن آن است. شواهدمورفولوژیکی گسل کج شدگی مخروط افکنه ها، تغییر در مسیر آبراهه ها جرجافک در مرز کوه با دشت (دشت زرند)، با جابه جایی همراه است (شکل ۱۸).



شکل۱۸: الف) موقعیت گسل جرجافک در شمال خاور رشته کوه داوران. ب) جابهجایی ۱۵۰ متری راستگرد آبراههها در قسمت شمال باختر گسل. ب) بُرش در مخروط افکنهها پ) کج شدگی مخروط افکنهها. ت) جابهجایی آبراههها در امتداد گسل.

۲_۱_۹_ گسل خاور کرمان

چهرههای ریختزمین ساختی آشکاری است (شکل ۱۹). رخدادهای لرزهای روی داده در این منطقه، نشان دهنده فعالیت

جوان زمین ساختی می باشد. این گستره دارای گسلهای مهمی همچون گستره ساختاری کرمان ـ سیرچ گسترهای لرزهخیز و دارای گسل خاور کرمان وبلبلوئیه است.چینخوردگیهای فراوان بااثر محوری NNW,SSE به وفور در منطقه دیده می شوند. محور این چین خور دگی-هازاویه کمی با گسل های اصلی منطقه می سازند (شکل ۱۹).



شکل۱۹: نقشه ساختاری از گستره کرمان ـ سیرچ و مناطق پیرامون آن.

گسل خاور کرمان با موقعیت N25W,65NE درازای حدود خاور کرمان (در قسمت جنوبی) ۹ متر است و در امتداد آن ۶۰ کیلومتر دارد. در نتیجه کار کرد آن، سنگهای تریاس (مانند تراورتن زائی انجام شده است (شکل۲۰). بررسی زمینلرزههای سازند شتری) و ژوراسیک (مانند آهک بادامو) بر روی دستگاهی این بخش از منطقه، نشان از فعالیت لرزهای نه چندان

سنگهای جوان تر کواترنر رانده شدهاند. عرض یهنه گسل زیاد این گسل است.



شکل ۲۰: الف) راندگی دولومیتهای سازند شتری بر روی نهشتههای آبرفتی کواترنر در امتداد گسل خاور کرمان. ب) پهنه گسلی خاور کرمان در قسمت جنوبی. در امتداد گسل سنگهای تراورتن دیده می شود.

۲_۱__۱ گسل بلبلوئيه

ناودیس در اثر عملکرد گسل متحل ۲/۵ کیلومتر جابهجایی راستگرد شده است. گسل بلبلوئیه و گسل خاور کرمان در پایانه جنوبی خود همگرا میباشند بهطوری که تشکیل گوه ساختاری فعال دادهاند. در اثر فعالیت آنها چین های متعددی مابین این دو گسل ایجاد شدهاند (شکل۲۱).

گسلی با راستای شمالی جنوبی و در ازای حدود ۳۰ کیلومتر است. این گسل افزون بر جابهجاییهای راستالغز راستگرد سنگهای ژوراسیک و کرتاسه، باعث فرازگیری آنها نیز شده است. در شکل (۲۱) جابه جایی راستگرد گسل بلبلوئیه نشان داده شده است. همان طور که دیده می شود یال خاوری



شکل ۲۱: الف) تصویر آستر از جابهجایی ۲/۵ کیلومتری یال خاوری ناودیس به همراه چین خورد گیهای موجود داخل گوه ساختاری گسل بلبلوئیه و گسل خاور کرمان. ب) نقشه زمین شناسی تصویر الف (بر گرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰ کرمان ـ عزیزان و همکاران (۱۳۷۸)).

با وجود مراکز جمعیتی روستایی و شهری فراوان در منطقه مورد جغرافیایی (GIS) به عنوان ابزا مطالعه، وقوع زمین لرزه شدید، خسارات جانی و مالی فراوانی شکستگی با استفاده از اطلاع را برای مردم این مناطق در بر خواهد داشت. همان طور که در این مطالعه از روش کریجینگ سال ۱۳۸۳ زلزله داهوئیه زرند خسارت زیادی را به وجود آورد، برای پهنه بندی استفاده شد. سایر گسل های فعال شناخته شده در این محدوده نیز می تواند برای ترسیم نقشه هم شد خسارت هایی را به بار آورد. لذا در راستای تحلیل خطر زمین لرزه در نرم افزار ArcGis به شکستگی - گسلش در منطقه، بررسی ار تباط داده های لرزه زمین ساختی و بعد از نرمال کردن شکستگ میزان تراکم شکستگی ضروری است. از این رو نقشه پهنه بندی هم مانطور که در شکستگ میزان تراکم شکستگی در منطقه تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. همان طور که در شکل ۲۰

3-نقشه تراكم شكستكي منطقه مورد مطالعه

یکی از مبانی پژوهشی در علم لرزه زمین ساخت، بر آورد میزان تراکم شکستگی در منطقه میباشد. سیستم اطلاعات

جغرافیایی (GIS) به عنوان ابزاری مفید برای پهنه بندی میزان تراکم شکستگی با استفاده از اطلاعات لرزهزمین ساختی می باشد. در این مطالعه از روش کریجینگ ساده در سیستم اطلاعات جغرافیایی برای پهنهبندی استفاده شد.

برای ترسیم نقشه هم شدت شکستگی، منطقه مورد مطالعه در نرم افزار ArcGis به شبکههای ۲۰ در ۲۰ تقسیم شد و سپس بعد از نرمال کردن شکستگیهای کواترنروماقبل کواترنر، نقشه هم شدت شکستگیها برای این گستره تهیه گردید (شکل ۲۳). همان طور که در شکل ۲۳، ملاحظه می شود، بیشترین شدت شکستگی در بخشهای جنوبی گسل کوهبنان و شاخههای فرعی آن (گسلهای داهوئیه، دهو)، پایانه شمالی گسل گو ک و پایانه جنوبی گسل نایبند، در امتداد گسل جرجاک و بردسیر مشاهده می شود.



شکل۲۳: نقشه تراکم شکستگیهای منطقه مورد پژوهش.

۴_نتیجه گیری

مطالعات نوزمين ساختي و ريخت زمين ساختي اين مطالعه، وجود گسلهای بسیار جنبایی را نشان میدهد که تاکنون آن در بر آورد خطر لرزهای، آشکار گردیده است. فعالیت حال حاضر تعدادی از آنها گزارش نشده است. گسل های زمین لرزهای فعال شناسایی شده در منطقه، رسوبات کواترنر را قطع کردهانـد و تعـدادي از آنهـا مسبب زمينلرزه بو دەانـد.

> بررسیهای زمینساختی این منطقه حاکی از ایجاد دگرشکلی پیشرونده در راستای پهنههای برشی _فشاریشمالی _جنوبيي و پهنههاي فشاري _برشي شـمال باختر _جنوب خاور است. در این مطالعه گسل های موجود در منطقه بر یایه شواهد

زمین شناختی و لرزهای ردهبندی شده است، که با استناد به آنها، نقش هر دسته یا سامانه گسلی، در لرزه خیزی و اهمیت

براساس نقشه تراكم شكستكمى بهدست آمده بيشترين ميزان تراكم شكستگي در بخش هاي جنوبي گسل كوهبنان و شاخههای فرعی آن، پایانه شمالی گسل گوک و پایانه جنوبی گسل نايبند، در امتداد گسل جرجاک و بردسير ديده مي شود. این میزان شکستگی مرتبط با پهنههای برشی ـ فشاری و فشاری _برشی موجود در منطقه هستند که با زمین لرزههای کوچیک و بے رگ زیادی همه اه می باشند.

زلزلەشناسىي و مهندسى زلزلە. 🖉 بربریان، م. و قریشی، م. و ارژنگ روش، ب. و مهاجر اشجعی، 🔍 سهندی، م. ر. و رحیم زاده، ف.، ۱۳۷۰. نقشه ۱۲۲۵۰۰۰ كرمان. سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني ايران. المالية مالية ماليمالية ماليمالية ماليمالية مالية مالية مالية مالية ماليمالية ماليمالية مماليية مماليية مماليية ماليممالي مالية ماليمماليممالية مال فريدى، محمد؛ حقيبور،نگارورضائيان،مهناز (١٣٨١). بررسيزمى نساختولرزهزمينساختبلو كطبس. گزارش طرح پژوهشي مصوب سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني كشور. 🗲 طالبيان، م. و طباطبايي، س. و فتاحي، م. قرشي،م. و بيت الهي، ع. و قلندرزاده، ع. و رياحي، م.ر.، ١٣٨٨. بر آورد نرخ لغزش گسلهای پیرامون بم و کاربرد آن در ارزیابی خطر زمين لرزه. فصلنامه علوم زمين، ٧٤، ١٥٩-١٤٩.

References

Allen, M., Kheirkhah, M., Emami, M. H. & Jones, S. J., 2011. Right- lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. Journal of Geophys, 1-20.

Ambraseys, N.N & Melvile, C, p., 1982. A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., & Kadjar, M.H., 1984. Field and teleseimic observations of the 1981 Golbaf-Sirch earhquakes in SE Iran. Geophys. J.R. astr. Soc, 77, 809-838.

Berberian, M., Jackson, J. A., Fielding, E., Parsons, B.E., Priestley, K., Qorashi, M., Talebian, M., Walker, R., Wright, T.J., & Baker, C., 2001. The 1998 March 14 Fandoqa earthquake (Mw 6.6) in Kerman province, southeast Iran: re-rupture of the 1981 Sirch earthquake fault, triggering of slip on adjacent thrusts and the active tectonics of the Gowk

fault zone. Journal of Geophysical, 146, 371-398.

 \geq Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Sloan, R., & Rasheedi, A., 2011. The structure and late Quaternary slip rate of the Rafsanjan strike-slip fault, SE Iran. Geosphere 7, 1174 - 1159

 \geq Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A.S., Le Dortz, K., Shokri, M.A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S., & M.J. Bolourchi., 2014. Late Pleistocene-Holocene right slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran. Journal of Geophys, 119(4), 3517-3560.

ا.، ۱۳۷۱. پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لر زه زمین ساخت و خطر ز مېن لږ زه ـ گسلش در گستره ي تهران و پېرامون، چاپ دوم. گزار ش شماره ۵۶، ۳۱۵ رویه، سازمان زمین شناسی کشور. 🖉 بصیری، م. و نظری، ح. و فروتـن، م. و سـلیمانی آزاد، ش. و شکری، م.ع. و طالبیان، م. و قرشی، م. و اویسی، ب. و بلورچی، م.ج. و رشیدی، ع.، ۱۳۹۲. شناسایی الگوی خوشه ای رخداد زمینلرزه های پارینه روی گسل گلباف، جنوب خاوری کرمان. فصلنامه علوم زمین،۸۷، ۱۸۰–۱۷۱. 🖉 زارع، م.، ۱۳۹۷. نقشـه لـرزه خیـزی ایران. پژوهشـگاه بینالمللی

Mohajjel, M., 2009. Thin-skinned deformation near shahdad, southeast Iran. Journal of Asian Earth Sciences. 36, 146-155.

 \geq Rashidi Boshrabadi, A., Khatib, M.M., Raeesi, M., Mousavi, S.M., & Djamour, Y., 2018. Geometric-kinematic characteristics of the main faults in the W-SW of the Lut Block (SE Iran). Journal of African Earth Sciences, 139, 440-462.

۶ Rashidi, A., Khatib, M.M., Nilfouroushan, F., Derakhshani, R., Mousavi, S.M., Kiyani, H., & Jamour, Y., 2019. Strain rate and stress fields in the West and South Lut block, Iran: Insights from the inversion of focal mechanism and geodetic data. Tectonophysics.766, 94-114.

Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of \geq Iran: a review. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull1229-1258, 52 .. Walker, R., Gans, P., Allen, M.B., Jackson, J., Khatib, M.M., Marsh, N., & Zarrinkoub, M., 2009. Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. Journal of Geophysical, 177, 783-805.

 \triangleright Walker, R.T., Talebian, M., Saiffori, S., Sloan, R.A., MacBean, N., & Ghassemi, A., 2010. Active faulting, earthquakes, and restraining bend development near Kerman city in southeastern Iran. Journal of Structural Geology. 32, 1046-1060

 \triangleright Walker, R. T., Talebian, M., Sloan, R. A., Rashidi, A., Fattahi, M., & Bryant, C., 2010. Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran, Journal of Geophys, 181, 221-228.

منابع


فصلنامه زمین ساخت زمستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۸

مفهوم ساختاری حریم گسلهای فعال با رویکردی بر مطالعات جهانی

محمد مهدی خطیب'، پویا صادقی فرشباف'*

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیر جند. ۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیر جند.

تاریخ دریافت: ۰۸/ ۱۱/ ۱۳۹۸ تاریخ پذیرش: ۲۳/ ۰۱/ ۱۳۹۹

چکیدہ

گسلهای فعال به عنوان گسلهای لرزهای با ایجاد تکانههای لرزهای و پدیداری گسیختگیهای سطحی، همه ساله خسارتهای زیادی را در گوشه و کنار جهان تحمیل می کنند و به دلیل تداوم تانسور تنشهای عامل، پتانسیل قابل توجهی را برای حرکتهای مجدد و متعاقباً بروز دوباره یخسارت و تلفات دارند. بنابراین شناخت این گسلها و مفاهیم مرتبط با آن تا اندازه ی زیادی در برنامه ریزی های کلان یک کشور مفید است. یکی از مهم ترین مفاهیم گسلهای فعال، حریم گسلی است. برای درک صحیح این مفهوم لازم است به مفاهیم دیگری همچون پر تگاههای گسلی، مهاجرت پر تگاهها، گسل کور، تکامل سیستم گسل، نقشههای چگالی، زون اجتناب، افشانههای گسلی و پارامترهای هندسی تعیین حریم از جمله مقدار جابه جایی قطعه ی گسل، طول بخش فعال گسل، زاویه ی شیب صفحه گسل، زاویه ی نشیب توپو گرافی، زاویه ی ریک بردار لغزشی بر موی گسل و ضریب واحدهای سنگی برش خورده در پهنه ی گسل توجه شود. در این تحقیق، با مروری بر این مفاهیم و مطالعات انجام شده در خاور ایران از جمله جابهر جایی چپگرد ۴۷۰ متری در مسیر گسل دشت بیاض، تلاش می شود تا مفهوم شفاف تری از حریم گسل که دربر گیرنده ی این تعاریف باشد ارائه شود.

کلید واژهها: گسل فعال، حریم، زون اجتناب، پارامترهای هندسی.

^{*} نويسنده مسئول: com.rocketmail@sadeghi.pouya

مقدمه

گسل های فعال قابل نقشه برداری یا گسل های لرزهای معمولاً قادر به ایجاد تکانههای شدید لرزه ای و پدیداری گسیختگی های سطحی هستند وبنابراین گسل هایی هستند که به احتمال زیاد در آینده حرکت مى كنند و باعث خسارت بالقوه مى شوند (Langridge and Ries 2017). زمین لرزههای مرتبط با گسیختگی سطحی معمولاً بزرگی 6.5 <M دارند. حد پایین برای گسیختگی سطحی ممکن است در برخي مناطق بالاتر باشد، به عنوان مثال بزرگاي M= 6.8 در مناطقي از گسل های معکوس، و حد پایین در سایر مناطق مانند مناطقی از آتشفشان های کششی که پوسته ناز ک تر است می تواند حدود =M 6.0 باشد. تعريف معمولي از يک گسل فعال در مناطقي مانند نيوزلند، تعريفي است که در ۱۲۸۰۰۰ سال گذشته گسل جابجايي داشته باشد. در عمل این تعریف در سطح جهانی مربوط به ابتدای آخرین دوره گرم (بین یخبندان) یعنی مربوط به تراس های دریایی و سطوح آبرفتی می شود که می تواند با «آخرین دوره بین دو یخبندان» یا ایزوتوپ دریایی مرحله ۵ (Barrell et al. 2011) مرتبط باشد. یکی از مهم ترین عوارض سطحي در رابطه با گسل هاي فعال، اسكارپ يا پرتگاه هاي گسلی است که در سال های گذشته بیشتر مورد مطالعه پژوهشگران قرار گرفته است (از جمله Langridge and Ries, 2017؛ -Seyitoğ lu et al. 2017). در این مطالعات به بررسی طرحهای مورفولوژیکی رایج مرتبط با تراست کور و چین خوردگی مرتبط با گسترش گسل و پرتگاههای گسلی پرداخته شد. این پدیده ها یک محدوده ې مشخص پيرامون خط گسل را درېر مې گېړند که بررسي آنها در شناخت زونهای گسلی کمک کننده است. (Kostrov (1974، با ارائه مفهومي كه بر اساس آن، در طول تكامل سيستم گسل، اندازه گسل از طریق پیوند با سایر گسل هاافزایش می یابد و این افزایش منجر به افزایش جابجایی می شود، بستری فراهم نمود تا رویکرد محاسبهی مقدار کرنش موجود در گسل بازنگری شود. این مفهوم با مدل سازی (1993) Cowie به منظور در ک ویژگی های تکاملی برای گسل های اصلی و فرعی توسعه یافت که طی آن تعامل با گسلهای مجاور تا ارتباط كامل و شكل گيري يك گسل بزرگ مورد تأييد قرار گرفت. به موازای این پژوهش،ها و با معلوم شدن گسترش طولی گسل.ها، مطالعات بر روی گسترش عرضی و همچنین شعاع تأثیر یک گسل منجر به تعاریف گوناگون از حریم گسل شد. مبنای این تعاریف در مطالعات گوناگون، از محاسبات آماري و شمارش تغيير شکل ها گرفته تا مورفولوژي و محاسبات هندسي و بر خاستگي بلو کها تغيير

می کرد. هرچند باتاتین (Batatian, 2002) در نهایت با استفاده از پارامترهای هندسی گسل، یک رابطه ی بر آورد کلی از حریم گسل را ارائه نمود، اما همچنان جای مفاهیمی مانند زون اجتناب گسلی و جبهه عقب نشینی که توسط پژوهشگرانی چون Langridge و همکاران (۲۰۰۶) مطالعه شده است به همراه مفاهیم کاربردی مانند افشانههای گسلی و مهاجرت پرتگاههای گسلی در اینگونه روابط خالی است. در این پژوهش با بررسی اجمالی مفاهیم یاد شده، تلاش شده است تا یک جمع بندی از تعریف حریم گسل ارائه شود.

۱- پرتگاه' گسل و حریم (زون') آن

یکی از مهمترین عوارض سطحی در رابطه با گسلهای فعال، اسکارپ یا پرتگاههای گسلی است. شکل ۱ مدلی از پیدایش اسکارپ در یک بخش از گسل فعال نرمال را نشان میدهد. شکل ۲ نیز مدلی از پیدایش اسکارپ در یک بخش از گسل فعال معکوس رانشان میدهد.



شکل ۱. مدل بلوک یک گسل نرمال (خط قرمز) که اخیراً گسیخته است. حرکت نسبی بلوک ها به صورت عمودی در جهت شیب صفحه گسل باعث افزایش ارتفاع پرتگاه گسل شده است.



شکل ۲. مدل بلوک از یک گسل معکوس یا رانده که اخیراً گسیخته شده است. حرکت بلوک ها به صورت عمودی و در جهت شیب صفحه گسل است. در این حالت، بلوک فرادیواره به روی بلوک فرودیواره به سمت بالا حرکت می کند. این نوع گسیختگی سطحی به دلیل جاذبه و فرسایش در ناحیه اسکارپ، مستعد سقوط در حین و پس از زمین لرزه است. چین خوردگی و گسل نرمال از ویژگی های رایج تغییر شکل در بلوک فرادیواره گسل های معکوس در مقیاس ناحیهای می باشد.

^{1.} Scarp

^{2.} Fault Zone

در عمل ممکن است این پرتگاه ها به صورت تکراری و در این پدیده را می توان در منطقه ی Ruahine نیوزلند مشاهده کنار یکدیگر قرار داشته باشند که در سطح زمین به صورت نمود که در جادهای قدیمی، اسکارپهای گسلی به صورت تپههای ملايم و تكرار شونده پديدار شوند. مثال آشكار از زوج تپههايي ديده مي شوند (شكل ۳).



شکل ۳. یک جفت اسکارپ گسلی مربوط به گسل پیشانی فعال در جاده Tukituki در نزدیکی محدوده Ruahine (شکل از Langridge و Ries، ۲۰۱۷). ارتفاع کل اسکارپ در این مکان ۶ متر است.

پر تگاه های گسلی مقدور نباشد، اما در عکس های هوایی این پنهان به صورت تپه) را زون گسلی در نظر می گیرند (شکل ۴). موضوع بهخوبی دیده میشود. در مطالعات اولیه، بیشترین

شاید از نزدیک تشخیص چنین پدیده ها و ارتباط آنها با 🛛 فاصله و محدوده ی بین اولین و آخرین پرتگاه (اعم از آشکار یا



شکل ۴. عکس هوایی مایل از منطقه ی گسلی Waipukurau به سمت رودخانه ی Tukituki (شکل از Langridge و 2017، 2017). زون گسل شامل مجموعهای از طاقدیس های موازی و پلهای (اسکارپ ها) مربوط به گسل های معکوس است که در سمت بالادست گسلهای معکوس تشکیل شدهاند.

در مورد گسل های تراستی پنهان و کور باید توجه داشت که را در آنچه که زون گسل نامیده می شود تغییر شکل می دهند معمولاً از نظر مورفولوژیکی، هندسه ی چین های مرتبط با گسترش (شکل ۶) و این زون اغلب به یک زون کم کرنش و پر کرنش گسل به صورت نامتقارن در دو طرف سطح گسل به گونه ای شکل تقسیم می شود (Childs et al. 2009 2008) (Childs et al. 2009 می گیرد که یال واقع در بلوک فرادیواره با شیب کمتر دارای پرفشار است که بیشتر جابه جایی و تغییر شکل ها آن در آن جای



شـکل ۵. تراسـت کـور ٔ و چیـن خوردگـی مرتبـط بـا گسـترش گسـل و طـرح هـای مورفولوژیکـی رایـج (Seyitoğlu et al.) ۲۰۱۷

۲-واحدهای ساختاری پیرامون گسل

در تعریف یک زون گسلی، ابتدا بایستی با اجزای یک گسل و تغییرات روتین سنگی که بهصورت عرضی از سطح گسل به سمت خارج قابل مشاهده هستند آشنا شد. شاید مهمترین و کلیدیترین مفهوم در این راستا، مفهوم هستهی گسل باشد.

گسلهای ایجاد شده در رژیم شکننده، حجم سنگ میزبان

(شکل ۶) و این زون اغلب به یک زون کم کرنش و پرکرنش تقسيم مى شود (Caine et al. 1996 1996؛ Wibberley et al.؛ 2008؛ 2009؛ Childs et al. 2009). هسته ی گسل نشانگر منطقه ی پرفشار است که بیشتر جابهجایی و تغییر شکل ها آن در آن جای گرفته است (Fredman و همکاران، 2007 ؛ Schultz و Fos-Braathen ؛ sen، 2008 و همكاران، 2009 Braathen و Berg، ؛ Bastesen و همكاران، 2013). متعاقباً، درجه بالاي تغيير شكل و موقعیت کرنش منجر به سنگهای تغییر شکل یافته و خرد شده واقع در هستهی گسل میشود که اطراف سطح(های) اصلي لغزش را احاطه كردهاند (Torabi و 2011 Berg). اين سنگها با همدیگر به عنوان سنگهای گسلی شناخته میشوند و معمولاً بافت و ساختار آنها در مقایسه با سنگ میزبان اصلی تغيير مىيابد (Sibson، 1977). هستەي گسل همچنين مىتواند شامل لنزهای تغییر شکل یا دست نخورده باشد که از سنگهای ديواره، سطوح لغزش داخلي، شكستگيها يا نوارهاي تغيير شكل بسته به سنگ شناسی سنگ های گسلی، منشاء می گیرند. هسته ی گسل می تواند از یک هسته با ضخامت چند میلی متر با یک سطح لغزش ساده تا منطقهای که حاوی چندین سطح لغزش و هستهای با شدت تغییر شکل و برش بالا باشد تا ضخامت چندین متر متفاوت باشد بطوري كه كه تنها قطعات سنگ ميزبان اصلي باقی مانده باشند.

1. Blind thrust



شـکل ۶. طرح کلی از چیدمان سـاختاری زون گسـلی (شـکل از Johannessen، 2017). به افزایش شـدت آسـیب و چگالی سـاختار تغییر شـکل به سـمت هسـتهی گسـل اصلی و اطراف هسـتههای گسـلهای فرعی واقع در زون آسـیب گسـل اصلی دقت شـود. جابجایی یک گسل بزرگ متصل شده را نمایش میدهد. در شکل ۸C و ۵، دو مرحله شبیه سازی Cowie و همکاران، ۱۹۹۳ حائز اهمیت است: نخست مرحلهای که قطعه های گسل^۱ تشکیل شدهاند و برخی از آنها به هم پیوند خوردهاند و دوم مرحلهی نهایی مدل سازی.

نکته قابل توجه، توزيع فضايبي گسلهاي اصلبي و فرعبي در آزمایش های Mansfield و Cartwright (2001) و Cowie و همکاران، ۱۹۹۳ بسیار مشابه است. همان طور که در شکل va-d نشان داده شده است. به نظر میرسد تحولات در مرحله اولیه شکل گیری گسل های بزرگ، موقعیت مکانی و تکامل گسل های آینده، با برخی از مناطقی که هیچ گونه گسل اصلي در آن ايجاد نمي شود، را کنترل مي کند. تکامل طولانبي مدت يك سيستم كسلى، نتيجهي اثرات تجمعي پیشرونده تاریخ لغزشی، یعنی وقوع زلزله، از هر گسل است. به طور کلی تصور می شود زمین لرزه های بزرگ باعث ایجاد تنش استاتیک و دینامیک در مناطق اطراف شوند (King و همكاران، 1994؛ Stein و همكاران، 1994؛ King و همكاران، 2014؛ Verdecchia و 2016 Carena). تغييرات تنش استاتیک، مناطقی از تنش منفی را ایجاد می کنند که همچنین بهعنوان مناطق سایهای و زون های تنشی مثبت شناخته می شوند.

۴-چگالی تغییر شکل

یکی از معیارهای تشخیص حریم گسل، محدوده ی تغییرات توپو گرافی ناشی از زمین لرزه های اخیر بصورت لنداسلایدها است. (2014) Xu، نشان دادند که هر دو شاخص درصد محدوده ی لنداسلایدها (LAP) و چگالی تعداد لنداسلایدها (LND) انطباق بسیار مثبت با زاویه نشیب توپو گرافی و انطباق منفی با فاصله از سطح گسیختگی و نیز فاصله از حوزه ی منفی با فاصله از سطح گسیختگی و نیز فاصله از حوزه ی رودخانه ها دارند. تحلیل های آماری دو متغیره ی ایشان نشان می داد که فاکتورهای تأثیر لنداسلایدهای ایجاد شده توسط زمین لرزه ها به ترتیب اهمیت شامل فاصله از سطح گسیختگی، زاویه ی نشیب، فاصله از آبراهه ها، لیتولوژی و PGA (بیشینه شتاب حرکات زمین) است. شکل ۹ مثال موردی از حریم قابل محاسبه ی گسل با استفاده از دو شاخص موردی از حریم قابل محاسبه ی گسل با استفاده از دو شاخص

شکل ۷ اجزای کلی واحدهای قابل تفکیک مرتبط با جابجایی یک گسل بزرگ حریم گسل در دو سمت سطح (های) گسل را از نظر لرزه شکل ۸۵ و ۵، دو مرحله شبر زمین ساختی به صورت خلاصه نشان می دهد. محدوده های حائز اهمیت است: نخست اصلی به ترتیب از سمت صفحه گسل به سمت خارج تشکیل شده اند و برخی از آن شامل ضخامت هستهی زون گسلی (که ممکن است مرحلهی نهایی مدل سازی. چندین صفحهی گسلی مجاور یکدیگر را دربر گیرد)، زون نکته قابل توجه، توزیع م چندین صفحهی گسلی محاور یکدیگر را دربر گیرد)، زون نکته قابل توجه، توزیع م آسیب و محدوده می سنگ بکر میزبان که خود شامل سه در آزمایش های Mansfield زیر محدوده ی بدون شکستگی های متقاطع، زیر محدوده ی بدون بدون شکستگی های متقاطع تا شعاع ۲ و زیر محدوده ی بدون مرحله اولیه شکل گیری گ



شـکل ۲. طرح شـماتیک از فاصله هـای قابل تفکیک از هسـته ی زون گسل (Fälth و Hökmark، ۲۰۱۷)

۳- تکامل سیستم گسل

گسلها تمایل به تغییر میدان تغییر شکل اطراف خود دارند (Valentini) و همکاران، ۲۰۱۷). در طول تکامل سیستم گسل، افزایش اندازه گسل از طریق پیوند با سایر گسلها منجر به افزایش جابجایی می شود که متناسب با مقدار کرنش موجود در گسل باشد (Kostrov، 1974). برای برجسته کردن الگوهای مکانی گسلهای اصلی و فرعی، شکلهای A و d نمودارهای ارائه شده توسط Mansfield و Cartwright و d نمودارهای ارائه شده توسط Mansfield و Cartwright و to به موارهای ارائه شده توسط انهایی نشان میدهند. مدل و و زرگیهای تکاملی مشابهی را برای گسلهای اصلی و فرعی به همراه آورد. شبیه سازی eow و همکاران (۱۹۹۳) انجام شده است توسعه اولیه سیستم گسلی نرمال از مرحله اولیه هستهای شامل تعامل با گسلهای مجاور تا ارتباط کامل و شکل گیری یک گسل بزرگ را تأیید کند. این مدل همچنین افزایش میزان

Mansfield and Cartwright (2001) analogue model



~At half of the timeline evolution of the experiment



~At end of the timeline evolution of the experiment

Cowie et al. (1993) numeric model



~At half of the timeline evolution of the simulation



~At end of the timeline evolution of the simulation



شکل ۸ تکامل سیستم گسل و مفهوم آن (شکل از Valentini و همکاران، ۲۰۱۷). (b ، a) مدل آنالوگ Mansfield و ۲۰۰۱) (۲۰۰۱ در دو مرحله مختلف آزمایش شامل مرحله ی میانی و انتهایی مدل سازی. مناطقی در اطراف گسلهای اصلی وجود دارد که احتمالاً بیش از یک گسل بزرگ ممکن است ایجاد نشود. (c) ، d) مدل سازی عددی که توسط cowie و همکاران، ۱۹۹۳ در دو مرحله متفاوت انجام شده است. این آزمایش ویژگی های تکاملی مشابه گسل های اصلی و فرعی را نشان می دهد. (f ، e) کاربرد مدل سازی آنالوگ و عددی تکامل سیستم گسلی برای ورودی منشاء گسل ارائه شده توسط Valentini و فرعی را نشان می دهد. جایی که احتمال توسعه سایر گسلها بعید است، رسم شده است که طول و نرخ لغزش منشاء گسل را محاسبه می کند. این منطقه ی بافر برای کاهش یا اصلاح نرخهای لرزه خیزی توزیع شدهی مورد انتظار بر اساس موقعیت یک نقطه لرزه خیزی توزیع شده با توجه به منطقهی بافر مفید است (جزئیات بیشتر در متن).

۵- محدوده ی اجتناب از گسل' منطقه ی عدم قطعیت گسل'باید تا حدودی از بهترین محل تخمین گسیختگی گسل فاصله داشته باشد. از آنجا که میزان عدم قطعیت از خط گسلی به خط گسل دیگر متفاوت است، تخمین زده می شود که منطقه تغییر شکل در فرادیواره می تواند دو برابر پهنای بلوک فرودیواره باشد (Langridge و همکاران بلوک فرادیواره نسبت به فرودیواره دو برابر فرض شده است. شکل ۱۰ یک مثال کلی از رابطه بین موقعیت ویژگی های گسل ترسیم شده و متعاقباً تعریف و معیارها و ابزار شناسایی محدوده های اجتناب از گسل را نشان می دهد.

۶- یارامترهای هندسی

بهطور کلی ارزیابی پهنهی عقبنشینی گسل بر اساس رابطهی (2002) Batatian محاسبه می شود که این رابطه ها با توجه به رابطه متغیرهای اهمیت سازه، میزان جابه جایی عمودی در هر زمین لرزه و شیب گسل و بیشترین ژرفای شمع هر ساختمان که در زمین فرو می رود به دست آمده است (شکل ۱۱).

U فاکتور بحرانی و نمایانگر میزان حساسیت سازه (مطابق جداول

گسل بر پايه جابه جايمي در هر	وجود)، D ميزان جابهجايي قائم
S=U (2D)	فروديواره
S=U (2D+F. $tan^{-1}\theta^{i}$)	فراديواره
S=U (2D+ F. tan ⁻¹ θ)	زون عقب نشينی (حريم گسل)

زمین لرزه برای گسل های شیب لغز اندازه، F بیشترین ژرفای پی یا شمع هر ساختمان که در زمین فرو می رود و ^{10 - t}an شیب گسل است.



چيـن (Xu، ۲۰۱۴).



شکل ۱۰. مثال کلی از یک زون اجتناب از گسل (اقتباس از (Langridge و همکاران ۲۰۰۶). زون شامل یک محل سطح بریدگی (Rupture)، عدم قطعیت و جبههی اجتناب از گسل است. این مدل برای یک گسل معکوس با شیب باختری با یک نسبت زونی ناتقارن ۲: ۱ در دوطرف سطح بریدگی است.

^{1.} Fault Avoidance Zone

^{2.} Fault Uncertainty Zone





همچنین بر پایهی تجربیات بهدست آمده از اندازه گیری حریم بیش از ده گسل زمین لرزهها در خاور ایران رابطه تجربی زیر بهدست آمده است:

که در آن حریم گسل در فرودیواره، مقدار جابه جایی قطعه گسل، طول بخش فعال گسل، زاویه شیب صفحه گسل، زاویه نشیب توپو گرافی، زاویه ریک بردار لغزشی بر روی گسل و ضریب واحدهای سنگی برش خورده در پهنهی گسل (۱ برای سنگهای سخت، ۱/۷۵ برای سنگهای سست، ۲/۵ برای رسوبات سخت نشده) است.

 $FZ = \left[D \times \frac{L \times tan\theta}{sin\delta}\right] 1/cosR \times Q$





بعنوان مثال بر این اساس، متغیر حریم گسل برای فرو دیوارهی گسل پیشوا برابر 13.76U محاسبه شده است (مجیدی، ۱۳۸۸).

وجود ساخت و ساز و هر گونه تأسیسات در محدوده ی اجتناب از گسل در زمان رخداد می تواند به شدت با ریسک بالایی همراه باشد (شکل ۱۲). Zhang و همکاران ۲۰۱۲ بصورت تجربی و بر اساس اندازه گیری پارامترهای رابطه ی S نشان دادند که معمولاً برای جابجایی های عمودی کم در صفحه گسل های با عرض کم، یک رابطه ی خطی با شیب حدود صفر دارای عرض از مبداء برقرار است در حالی که برای جابجایی های عمودی زیاد در صفحه گسل های عریض، یک رابطه ی خطی شیبدار و دارای عرض از مبداء برقرار می باشد (شکل ۱۳).



شکل ۱۲. اسکارپ گسلی و پیامد ساخت و ساز در محدودهی اجتناب. اسکارپ گسل معکوس در نتیجه زلزله چی-چی در سال ۱۹۹۹ تایوان که ناحیه گسیختگی گسل در قسمت میانی تا قسمت پایین اسکارپ اتفاق افتاده است. به کج شدن و تخریب ساختمانهای موجود در بلوک بالادست (فرادیواره) گسل توجه کنید.

مفهوم ساختاری حریم گسل های فعال با رویکردی بر مطالعات جهانی | ۷۹ 🤸



شـکل ۱۴. تغییـر هندسـه ی گسـل و افشـانه شـدن بـا عبـور از پی سـنگ به سـمت رسـوبات سسـت فوقانـی (اقتبـاس از Blumetti و هم کاران، ۲۰۱۳). زون های گسلی ممکن است به خودی خود و صرف ابه دلیل عملکرد افشانه های گسلی عریض شوند.

یافته است چراکه در قسمتهای شمالی اثر خطوط گسلی با وضوح می شود و بهنظر میرسد که فعالیتهای اولیه در گسل های موازی با گسل دشت بیاض، در منطقه گناباد رخ داده است (شکل ۱۷).



شکل ۱۵. تکرار اسکارپ های گسلی در نتیجه ی افشانه شدن گسل ها



شکل ۱۶. تصویر شماتیک از رشد افشانه ها در رژیم های فشارشی و ایجاد گوه های افزایشی (اقتباس از Tsuji و همـكاران، ۲۰۱۴). منطقـه آبـي نشـانگر زون شكسـتگي به خوبي توسعه يافته است.

1. Splay Faults

که در آن FZ حریم گسل در فرودیواره، D مقدار جابهجایی قطعه گسل، L طول بخش فعال گسل، B زاویه شیب صفحه گسل، کم قابل شناسایی است ولی به طرف جنوب اثر این خطوط شارپ تر «δ» زاويه نشيب توپوگرافي، R زاويه ريک بردار لغزشي بر روي گسل و Q ضریب واحدهای سنگی برش خورده در پهنهی گسل (۱ برای سنگهای سخت، ۷۵/۱ برای سنگهای سست، ۵/۲ برای رسوبات سخت نشده) است.

۷- افشانه شدن گسل

زمانی که گسل هااز پی سنگ به سمت سطح زمین گسترش می یابند، بەدلايل اختلاف جنس لايەھاي يوشش آبرفتى باسنگ ھاي و لايەھاي زىرىن ودرنتيجەبخش شدگى تنش درلايەھاي كم مقاوم، يكپارچگى سطح گسل تضعیف و انرژی در سطوح مختلف تفکیک میشود. عرض و یهنای این تفکیک بستگی به شدت شکستگی و بزرگی گسل یی سنگی و پارامتر های لغز شی از یکسو و اختلاف مقاومت دولایهی مجاور از سویی دیگر دارد. شکل ۱۴ نشان دهندهی مراحل افشانه شدن گسل،ها با عبور گسل اصلي از يي سنگ به سمت لايههاي رسويي فوقاني و تکوين زون گسلي در ارتباط بارشد افشانه هاي گسلي است. افشانهها ممکن است در سطح زمین به صورت پر تگاههای گسلی

دیده شوند که ممکن است با یدیده ی مهاجرت پر تگاه ها اشتباه گرفته شوند (شكل ۱۵).

در مناطق با رژیم تکتونیکی فشارشی و پیوسته مانند صفحه های فرورونده ي اقیانوسي، تداوم فشار و برخاستگي منجر به ايجاد پشته هاي برخاسته مي شود كه شامل دو الگوي تراستي در سمت فشارش و الگوى نرمال در مناطق دور تر (بەسمت خشكى) خواھد بود (شكل ١٤).

برخى مواقع مهاجرت گسل ها نشان دهنده ي فعاليت اوليه ي گسل است. به عنوان مثال، در بررسی تصاویر ماهواره ای، مطالعه خطوط گسلی در مرز بین تپه های شمالی خضری نشان می دهد که این گسل طى فرايندهاي متعدد حركتي،به موقعيت كنوني يهنه گسلي تغيير مكان



شکل ۱۷. مهاجرت عرضی گسل دشت بیاض

بر اساس مقاطع تهیه شده در شش ایستگاه، به طور میانگین جدیدترین سطح خود را در منطقه دشت بیاض ظاهر نموده مهاجرتی در حدود ۳۵۰۰ قابل تشخیص میباشد که در است (شکل ۱۸). این حالت، گسل به سمت جنوب خود مهاجرت کرده و



شکل ۱۸. مقاطع تهیه شده از مهاجرت گسل دشت بیاض

این منطقه در زمین لرزه ۱۹۶۸ به مقدار ۳٫۷ متر اندازه گیری شده است، انتظار می رود که حداقل ۱۲۷ زمین لرزه با ویژ گی زمین لرزه ۱۹۶۸ در اثر فعالیت گسل دشت بیاض رخ داده باشد.



شکل ۱۹. جابهجایی چپگرد رودخانه به میزان ۴۷۰ متر در منطقه خیدبس در مسیر گسل دشت بیاض بنابراین الگوی مهاجرت گسلی گسل دشت بیاض را می توان در دو گروه تعریف نمود: الگوی مهاجرت گسل در دشت و الگوی مهاجرت گسل در کوهستان (شکل ۲۰).

مهاجرت طولی در گسل دشت بیاض را با ایجاد 40 km شکستگی در طی دو زمین لرزه ۱۹۶۸ و ۱۹۷۹ می توان به وضوح مشاهده نمود، چراکه در طی زمین لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض، 400 شکستگی تا روستای کولی رخنمون پیدا کرده است، سپس آزاد شدن انرژی متمر کز شده در دو انتهای گسل باعث فعالیت مجدد گسل فردوس در قسمت غربی و گسترش طولی با 400 گسیختگی در زمین لرزه ۱۹۷۹ کولی- بنیاباد (مهاجرت طولی) در قسمت شرقی شده است. دارد، به طوری که بر اساس الگوی تغییرات تنش کولمب حاصل از زمین لرزه سال ۱۹۹۷ زیر کوه بر روی گسل های فعال منطقه، قسمت خاوری دشت بیاض به طور محدود در زبانه خیز تنش قرار دارد و امکان گسیختن سطوح گسلی فعال و ایجاد زمین لرزههای آتی در آنجا وجود دارد. یکی از شواهد مورفو تکتونیکی مشاهده شده در مسیر گسل دشت بیاض، وجود جابه جایی چیگرد رودخانه به میزان



از آنجا که بیشترین مقدار جابه جایبی گسل دشت بیاض در

شکل ۲۰. الگوی مهاجرت گسلی گسل دشت بیاض در الف) دشت و ب) کوهستان



شکل ۲۱. جابجایی چیگرد رودخانه ی سردر، طبس

دهندهی چگونگی گسترش گسلها و بریدن لایههای مارن و مشابه این مطالعه، در رودخانه ی سردر منطقه ی طبس نیز به گراولی است (شکل ۲۲). صورت جابهجایی چپگرد مشاهده می شود (شکل ۲۱). یک مطالعه ی ساختاری از مقطع عرضی در این ناحیه نشان



شکل ۲۲. مدل شماتیک ساختاری از برش عرضی منطقهی سردر، طبس

همان طور که در شکل ۱۷ نشان داده شده است، وقتی که گسل نسبت به گسل اولیه زیرمر تبه نیستند (Scholz، 2011). با توجه به شکل ۲۳، دو تیپ از ناسازگاری H و L در گسل اولیه میتواند رخ دهد خوانده می شوند. در شکل ۲۴ چهار احتمال برای گسل های شیب لغز نشان داده شده است: افشانههای H و L برای هر دو گسل معکوس و نرمال، به ترتیب، در بخش عمودی نشان دهندهی جهت گیری Scholz ، حداکثر تنش اصلی σ_1 است. در مورد گسل های امتدادلغز و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند که تقارن افشانههای L و H با توجه به گسل سان آندریاس مستلزم آن است که زاویه اصطکاک Ψ مشابه

قديمي (اوليه) در ميدان تنش، جهت گيري نامناسب داشته باشد، تفاوت تنش $(\sigma_1-\sigma_3)$ باید افزایش یابد تا گسل اولیه فعال شود. در یک نقطه که به تنش های بالا یا پایین تنش نرمال اشاره دارد. افشانه های مرتبط بحرانی، که در شکل ۱۷ نشان داده شده است، یک گسل جدید در با هریک نیز به نامهای افشانههای H و H-splays) و L-splays) زاويهي بهينه براي گسلش در ميدان تنش جديد با يک زاويهي α_0 نسبت به گس ل اولیه تشکیل می شود. گسل ثانویه جدیدی که از این طریق شکل گرفت توسط Scholz و همکاران (۲۰۱۰)، «گسل افشانه مر تبه اول» نامیده شد. زیر ابر خلاف گسل هایی توسط تمر کز تنش در انتها یا سایر بینظمیهای گسل اولیه ایجاد می شوند، این گسل ها در میدان تنش منطقهای رشد می کنند و لذا از نظر طول و یا نرخ لغزش، مشابه گسل اصلی هستند. بنابر این، این گسل ها هر چند ثانویه هستند اما بالغزش بر روی گسل اولیه و شکل گیری گسل های افشانه همان گونه

که در شکل ۲۵ نشان داده شده است باشد. آنها همچنین نشان دادند این وضعیت برای گسل های شیب لغز در توالی های رسوبی پیچیده تر که برای یک محدوده مناسب از مقاومت سنگ (چسبندگی)، زاویه است. در این حالت، مقاومت احتمالاً ناهمسانگرد است و مقاومت ^۵ بین افشانه و گسل اولیه باید در دامنهی ۱۲–۲۲ درجه باشد. کمتری در سطح لایه بندی نسبت به سطوح متقاطع وجود دارد. به طور



شکل ۲۳. نمودار مور با دو معیار شکست (Scholz) و همکاران، ۲۰۱۰): یک معیار اصطکاک برای لغزش روی یک گسل از قبل موجود؛ و یک معیار کولمب برای تشکیل یک گسل جدید در یک سنگ ایزوتروپی دست نخورده. محورها شامل محور تنش برشی T و تنش موثر نرمال σ هستند. زاویه اصطکاک برابر $\mu^{-1} = 1$ است و τ_0 . چسبند گی میباشد. شکل کوچک در بالا سمت راست نشان می دهد که چگونه میباشد. شکل کوچک در بالا سمت راست نشان می دهد که چگونه محورهای تنش) افزایش می یابد. شکل اصلی شرط تشکیل یک گسل افشانه (S) را در یک جهت گیری بهینه ی θ نشان می دهد. گسل افانه در یک زاویه ی α از گسل اولیه به گونه ای قرار دارد که دارای جهت گیری L یا H، به تر تیب برای تنش نرمال کم و زیاد است.

(a) thrust fault case (vertical section)







شکل ۲۴. مقطع عمودی نشان دهندهی پیکربندی گسلهای اولیه (P) و افشانهها (S) (S) و همکاران، ۲۰۱۱). (a) گسلهای معکوس (b) گسلهای نرمال

این وضعیت برای گسل های شیب لغز در توالی های رسوبی پیچیده تر است. در این حالت، مقاومت احتمالاً ناهمسانگرد است و مقاومت کمتری در سطح لایه بندی نسبت به سطوح متقاطع وجود دارد. به طور خاص، گسل های شیب لغز غالباً تو سط لایه هایی با مقاومت اصطکاک کمتر هدایت می شوند (د کولمنت'). گسل جدایشی د کولمنت ممکن است در ویژگی های ساختاری مانند پهنه های مرزی منطقه فرورانش شکل بگیرد. این مورد در شکل ۲۵ نشان داده شده است که در آن مقاومت اصطکاکی کمتری به گسل اولیه نسبت به گسل افشانه احتمالی حاکم است. مورد نشان داده شده یکی از مواردی است که در آن لغزش گسل اصلی با زاویه اصطکاک کمتری (* Ψ) در موقعیت L می باشد که در آن یک افشانه روی یک گسل با زاویه اصطکاک بالاتر (Ψ) با یک زاویه ی *⁰^m تشکیل می شود.



شکل ۲۵. مشابه با به شکل ۱۷، فقط لغزش گسل اصلی در زاویهی اصطکاک کمتر Ψ نسبت به گسل افشانه است. برای موردی که زاویهی اصطکاک یکسان باشد (خط چین)، زاویه بین گسل اولیه و افشانه ^{*00} بیشتر از ۵^Ω است (Scholz و همکاران، ۲۰۱۱).

در چنین شرایطی که زاویه اصطکاک داخلی کم باشد، همگام با لغزش در گسل اولیه، ممکن است گسل های افشانه با توجه به نرخ لغزش گسل اولیه در بازه های زمانی مختلف پدیدار گردند و مسبب زمین لرزه های کم عمق و خسارت های زیاد شوند. این سازو کار ممکن است توجیحی باشد برای مهاجرت زمین لرزه ها در ارتباط با شکل گیری افشانه های گسل اصلی. شواهد مربوط به چنین فعالیتی در گسل Dhelengpu در غرب تایوان دیده شده است که در زلزله M گسل Upp جی حی تایوان در سال ۱۹۹۹ گسیختگی داشته است (شکل S1). این گسل یک افشانه با شیب ۲۰ درجه به سمت خاور است و به د کولمنت Changa متصل می شود که لغزش بدون لرزه دارد (-Si moss

1. De'collements



شکل ۲۶. ارتباط مهاجرت زمین لرزهها با پیدایش افشانه های گسل در مقطع گسل Chelengpu تا یوان که در زلزله ۷٫۲ چی-چـی در سـال ۱۹۹۹ گسـیخته شـد و مرتبـط بـا د کولمنـت Changua اسـت (اقتبـاس از Simoes و همـکاران ۲۰۰۷؛ Scholz و همکاران، ۲۰۱۱).

بحث ونتيجه گيري

گسا ,های فعال با توانایی ایجاد تکانههای شدید لرزمای و پدیداری گسیختگیهای سطحی، دارای پتانسیل برای حرکتهای آینده و تحمیل خسارت میباشند. برتگاههای مرتبط با این گسل ها ممکن است به صورت تکراری به موازات یکدیگر قرار داشته باشند که در عکس های هوایی ايـن موضـوع بهخوبي ديده مي شـود. در مطالعات اوليه، بيشـترين فاصله و محدوده ي بيـن اولين و آخرين ير تگاه (اعم از آشـكار یا پنهان بهصورت تپه) را زون گسلی در نظر میگیرند. هندسهی چینهای مرتبط با گسترش گسلهای تراستی ینهان از نظر مورفولوژیکی به صورت نامتقارن در دو طرف سطح گسیختگی به گونهای است که یال واقع در بلوک فرادیواره با شیب کمتر دارای توسعه بیشتری نسبت بـه یـال مقابل خود دارد. بیشتر جابهجایی و تغییر شکلها در هستهی گسل جای گرفته است. بنابراین در کنار تشخیص عوارض ژئومورفولوژیکی، شناخت محدودههای ساختاری پیرامون هسته گسل در تعیین دقیقتر حریم گسل مهم است. این محدوده ها به ترتيب از سمت صفحه گسل به سمت خارج آن شامل محدودهی ضخامت هستهی گسل (که ممکن است چندین صفحهی گسلی مجاور یکدیگر را دربرگیرد)، زون آسیب و محدودهی سنگ بکر میزبان است. محدودهی سنگ بکر میزبان خود شامل سـه زیـر محدودهی بدون شکسـتگیهای متقاطع، زیر محدودهی بدون شکستگیهای متقاطع تا شعاع r و زیر محدودهی بدون شکستگیهای متقاطع تا شعاع 2r مىباشد. از آنجاكه تكامل طولانى مدت يك سيستم گسلى، نتیجهی اثرات تجمعی پیشرونده تاریخ لغزشی یعنی وقوع و همگام با لغزش در گسل اولیه، ممکن است گسل های

زلزله از هر گسل است، بنابراین شعاع بزر گترین رخدادهای لرزهای پیرامون گسلهای فعال از جمله موارد تعیین حریم گسل بهشمار خواهد آمد. دو شاخص درصد محدودهی لنداسلايدها (LAP) و چگالي تعداد لنداسلايدها (LND) نيز به دلیل انطباق بسیار مثبت با زاویه نشیب تو یو گرافی و انطباق منفی با فاصله از سطح گسیختگی و نیز فاصله از حوزهی رودخانه ها دو ابزار مفید در تقریب حریم گسل هستند زیرا تحلیل های آماری دومتغیره نشان داد که فاکتورهای تأثیر لنداسلايدهاي ايجاد شده توسط زمين لرزهها به ترتيب اهمیت شامل فاصله از سطح گسیختگی، زاویهی نشیب، فاصله از آبراهه ها، ليتولوژي و PGA (بيشينه شتاب حركات زمین) هستند. همچنین از آنجا که میزان عدم قطعیت از خط گسلی به خط گسل دیگر متفاوت است، به صورت تجربی منطقهی تغییر شکل در فرادیواره دو برابر پهنای تغییر شکل در بلوک فروديواره در نظر گرفته مي شود. ميزان جابه جايمي قائم گسل بر پایه جابه جایی در هر زمین لرزه برای گسل های شيب لغز و شيب گسل با توجه ارزيابي پهنه ي عقب نشيني گسل نیز دیگر پارامترهای مهم در تعیین حریم گسل هاست. افشانههای گسلی در میدان تنـش منطقـهای رشـد می کننـد و بنابراین طول و یا نرخ لغزشی مشابه با گسل اصلی دارند. از آنجاكه مهاجرت زمين لرزهها مي تواند در ارتباط با گستر ش افشانهها باشد، محدودهي افشانههاي مرتبه اول (كه توضيح آن داده شد) بایستی بهعنوان یکی از محدوده های مهم حریم گسل مورد توجه قرار گیرد. هرچند این وضعیت برای گسلهای شیب لغز واقع در توالیهای رسوبی پیچیده است

فعال، درصد محدودهی لنداسلایدها (LAP)، چگالی تعداد لنداسلایدها (LND)، پهنای منطقهی تغییر شکل در فرادیواره و فروديواره، ميزان جابهجايي قائم گسل، شيب گسل و محدوده افشانه های مرتبه اول ارزیابی شود. مطالعات انجام شده در خاور کشور نشان میدهند حریم گسل بهعنوان تابعی از مقدار جابه جايى قطعه گسل، طول بخش فعال گسل، زاويه شيب صفحه گسل، زاويه نشيب توپو گرافي، زاويه ريک

افشانه در بازههای زمانی مختلف پدیدار شوند و مسبب زمین لرزههای کم عمق و خسارتهای زیاد شوند.

بنابراین با جمعبندی دیدگاه ای گوناگون که هریک به نوعبي حريم گسل را مشخص مي کنند پيشنهاد مي شود که تعيين حريم گسل با توجه به بيشترين فاصلهي پرتگاههاي گسلی (اعم از آشکار یا پنهان بهصورت تپه)، پهنای محدودهی ضخامت هستهی گسل (که ممکن است چندین صفحهی گسلی مجاور یکدیگر را دربرگیرد)، پهنای زون بردار لغزشی بر روی گسل و ضریب واحدهای سنگی برش آسیب، شعاع بزرگترین رخداده ای لرزهای پیرامون گسل های خورده در پهنه ی گسلی است.

References

Barrell, D. J. A., Andersen, B. G., & Denton, G. H. (2011). Glacial geomorphology of the central South Island, New Zealand. GNS Science, New Zealand.

Bastesen, E., Braathen, A., & Skar, T. (2013). Comparison of scaling relationships of extensional fault cores in tight carbonate and porous sandstone reservoirs. Petroleum Geoscience, 19(4), 385-398.

Batatian, D., 2002- Salt Lake County Geologist, Minimum Standards for Surface Fault Rupture Hazard Studies, CHAPTER 19.75. Online: <u>https://library.municode.com</u>

Blumetti, A. M., Guerrieri, L., & Vittori, E. (2013). The primary role of the Paganica-San Demetrio fault system in the seismic landscape of the Middle Aterno Valley basin (Central Apennines). Quaternary International, 288, 183-194.

Braathen, A., Tveranger, J., Fossen, H., Skar, T., Cardozo, N., Semshaug, S. E., ... & Sverdrup, E. (2009). Fault facies and its application to sandstone reservoirs. AAPG bulletin, 93(7), 891-917.

Caine, J. S., Evans, J. P., & Forster, C. B. (1996). Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24(11), 1025-1028.

Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J. J., Bonson, C. G., Nicol, A., & Schöpfer, M. P. (2009). A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. Journal of Structural Geology, 31(2), 117-127.

Davis, K., Burbank, D. W., Fisher, D., Wallace, S., & Nobes, D. (2005). Thrust-fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, New Zealand. Journal of Structural Geology, 27(8), 1528-1546.

Fälth, B., Hökmark, H., & Munier, R. (2010). Effects of Large Earthquakes on a KBS-3 Repository: Evaluation of Modelling Results and Their Implications for Layout and Design. Svensk kärnbränslehantering (SKB).

Fredman, N., Tveranger, J., Semshaug, S., Braathen, A., & Sverdrup, E. (2007). Sensitivity of fluid flow to fault core architecture and petrophysical properties of fault rocks in siliciclastic reservoirs: a synthetic fault model study. Petroleum Geoscience, 13(4), 305-320.

Johannessen, M. U. (2017). Fault core and its geostatistical analysis: Insight into the fault core thickness and fault displacement (Master's thesis, The University of Bergen).

Kostrov, V. V. (1974). Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock. Izv. Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth, 1, 23-44. Langridge, R., Ries, W. (2017) Active Fault Mapping and Fault Avoidance Zones for Central Hawkes Bay District: 2013 Update (ang.). GNS Science Consultancy Report, 2014. [dostęp 2017-08-14].

Langridge, R., Villamor, P., & Basili, R. (2006). Earthquake Fault Trace Survey: Central Hawke's Bay District. GNS Science Consultancy Report 2006/98.

Scholz, C. H. (2011). First-order splay faults: dip-slip examples. Geological Society, London, Special Publications, 359(1), 313-318.

Scholz, C. H., Ando, R., & Shaw, B. E. (2010). The mechanics of first order splay faulting: The strike-slip case. Journal of Structural Geology, 32(1), 118-126.

Schultz, R. A., & Fossen, H. (2008). Terminology for structural discontinuities. AAPG bulletin, 92(7), 853-867.

Seyitoğlu, G., Esat, K., & Kaypak, B. (2017). The neotectonics of southeast Turkey, northern Syria, and Iraq: the internal structure of the Southeast Anatolian Wedge and its relationship with recent earthquakes. Turkish Journal of Earth Sciences, 26(2), 105-126.

Simoes, M., Avouac, J. P., & Chen, Y. G. (2007). Slip rates on the Chelungpu and Chushiang thrust faults inferred from a deformed strath terrace along the Dungpuna river, west central Taiwan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 112(B3).

Torabi, A., & Berg, S. S. (2011). Scaling of fault attributes: A review. Marine and Petroleum Geology, 28(8), 1444-1460.

Tsuji, T., Ashi, J., & Ikeda, Y. (2014). Strike-slip motion of a mega-splay fault system in the Nankai oblique subduction zone. Earth, Planets and Space, 66(1), 120.

Valentini, A., Visini, F., & Pace, B. (2017). Integrating faults and past earthquakes into a probabilistic seismic hazard model for peninsular Italy. Natural Hazards Earth System Sciences.

Wibberley, C. A., Yielding, G., & Di Toro, G. (2008). Recent advances in the understanding of fault zone internal structure: a review. Geological Society, London, Special Publications, 299(1), 5-33.

Xu, C., & Xu, X. (2014). Statistical analysis of landslides caused by the Mw 6.9 Yushu, China, earthquake of April 14, 2010. Natural Hazards, 72(2), 871-893.

Zhang, J. Y., Bo, J. S., Xu, G. D., & Huang, J. Y. (2012). Buildings Setbacks Research from Surface-Fault-Rupture Statistical Analysis. Applied Mechanics and Materials, 204, 2410-2418.



Structural Concept of Active Faults Territory with an Approach to Global Studies

Mohammad Mahdi Khatib¹, Pouya Sadeghi-Farshbaf²*

Professor of Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran
Postdoc Researcher of Geology Department, University of Birjand, Birjand, Iran

Abstract:

Active faults as seismic faults, cause a great deal of damage each year through the creation of seismic impulses and surface ruptures in different parts of the world. These faults, due to the persistence of tectonic stresses, have a significant potential for re-motions, which subsequently cause more casualties. Therefore, understanding these faults the concepts associated with them is very useful in the strategic planning of a country. One of the most important of these concepts is fault territory. The most important causes of earthquake damage are construction within the fault territory. To understand this concept, other concepts such as fault scarp, fault migration, blind fault, fault system evolution, density maps, avoidance zones, geometrical parameters, and fault splay are to be considered. In this study, with an overview of these concepts as well as studies conducted in the east of Iran including the 470 m left-lateral displacement along the Dasht-e Bayaz fault, we attempt to provide a clearer concept of fault territory that includes these definitions.

Keywords: Active Fault, Fault Territory, Avoidance Zones, Geometrical Parameters.

^{*} pouya.sadeghi@rocketmail.com.





Seismic hazard assessment-faulting in the Kerman-Rafsanjan region (southeast of Iran)

Ahmad Rashidi

Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

\$\$\$\$\$

Abstract:

The morphotectonic features and seismic assurances are some indicators for the study region as a neotectonic place. In this study, faults have been classified based on the seismic and tectonic evidences in which the role of each fault system and their importance in the seismic assessment that have been revealed. The analysis of morphotectonic in this region indicate the progressive deformation along the right lateral strike-slip zones with N-S striking and the pressure-shearing zones with NW-SE one.

The Neotectonic and Morphotectonic studies reveal so active faults which there are no report about their activities. These seismic active faults have cut the Quaternary sediments and also cause some earthquakes.

According to the fracture intensity map, the most fracturing (6.5-7) are observed in the south parts of Kuhbanan fault and its segments, the north Gowk segment, the south part of Nayband fault, and along the Jorjafk and Bardsir faults. These fracturing intensity are related to pressure-shear fault zones in this region where occurred many small to large earthquakes.

Keywords: Active Tectonics, Geomorphology, Slip Rate, Fracture Intensity, Southeast Iran.

^{*} rashidi@iiees.ac.ir.



Induced earthquakes due to the loss of Urmia Lake water (with reference to b-value variations)

Behzad Zamani G1*, Zahra Hanifi², Ebrahim Asghari-Kaljahi³

Associate Professor, Department of Earth Sciences, Tabriz University
M.Sc. in Tectonic, Department of Earth Sciences, Tabriz University.
Associate Professor, Department of Earth Sciences, Tabriz University.

000000

Abstract:

With regard to drying of Urmia Lake, and an extensive unloading from the earth's crust, due to the loss of water from the lake surface, the evaluation of b-value, and the probable increase of earthquakes, has been investigated in this study. The evaluation of b-value variations due to the loss of water from the lake's body, represents a decrease in b-value after water level dropping in the lake, subsequent unloading about 20 Milliard tones, and the increase of stress in the study area. Furthermore, the water level change-seismicity diagram, including 1990-2017 data, is clearly show an increase in seismicity and its relation with the lake water level. Research of the radius of the b-value variations have shown that Van M=7.5, 2011 earthquake and Ahar and Varzghan M=6.4, 2010, earthquakes, are the Induce earthquakes due to the loss of water of Urmia Lake. **Keywords:** Urmia Lake, b-value, induced earthquake.

^{*} b.zamani@tabrizu.ac.ir



Role of transpressive tectonic regime in configuration of Bibi-Maryam area in the north part of Sistan Suture Zone, eastern Iran

Sakineh Samimi¹, Ebrahim Gholami^{1*}, Mohammad Mahdi Khatib1,Saeed Madanipour², Frank Lisker³

1. Department of Geology, University of Birjand, Birjand, Iran

2. Department of Geology, TarbiatModares University, Tehran, Iran.

3. Department of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany.

\$\$\$\$\$

Abstract:

yportosina htiw etad eseht fo noitalerroc dna senilnekcils latnoziroh-bus htiw senalp tluaf lacitrev-bus ehT pils ekirts laretal thgir gnidulcni emiger evisserpsnart yltnanimoderp a setacidni ytilibitpecsus citengam fo egnulp elbuod dna nolehce-ne fo egalbmessa nA .aera mayraM-ibiB eht ni stnenopmoc esrever htiw stluaf noitamrofed evisserpsnart evissergorp smrfinoc sbmil rieht ni sexelpud sa hcus srotacidni pils htiw sdlof gnitavitcaer rof snoitidnoc laedi detaerc sah noisserpsnart htiw noitaretla lamrehtordyh gniynapmoccA .ereht eht fo stes ehT .ytivitca cinotcet fo esahp tsal eht drocer yeht taht semit ciozoneC etal gnirud serutcarf raehs yranretauQ-oilP eht htiw elbitapmoc si taht (1 σ) noisserpmoc fo noitcerid ° $\Delta \Lambda$ ·N a wohs sisylana stluaf fo stluser eht osla ;sserts era stluaf eseht taht stluaf gnola desopxe era seidob diotinarg eht ,oslA .aera eht ni enecoiM etal-elddim eht eht gnola ytivitca emiger evisserpsnart lartxeD .aera siht ni (SFN) metsyS tluaF nadnabheN eht fo sehcnarb mayraM-ibiB eht ni seidob diotinarg eht fo noitamuhxe ciozoneC etal eht no detceffa ylegral evah yam SFN evah tonnac seidob diotinarg eht fo noitamuhxe taht setacidni ecnedive dleiF .enoz erutus natsiS suht dna aera .aera siht ni necoiM-ogilO dedecerp

Keywords: Nehbandan Fault System, granitoid, exhumation, transpressive regime, SistanSuture Zone.

^{*} Egholami@birjand.ac.ir



Experimental Modelling of Shortening variation related to different thickness of Hormuz salt series, Zagros

Babak Samani^{1*}, Abbas Charchi², Seyed Yoseph Mousavi³

1. Associate Professor of Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz.

2. Assistant Professor of Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz.

3. MsC student of Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz.

Abstract:

The application of Experimental modeling is an important key to understanding the complex tectonic phenomena, specially the extremely complex salt structures. In this study, using an analogue sandbox modeler, the salt structures of Zagros and their effect on the general shortening of Zagros had been simulated, considering the low density and creep of the salt. The study area was divided into three subregions, according to the existence or the lack of salt structures and the thickness of Hormuz salt series. At the western part of the region the lack of salt series was assumed, and gradually the thickness of Hormuz salt series increases until it reaches the Qatar-Kazerun Fault System (KFS), then at the eastern part there is a thick layer of Hormuz salt series. For every subregion, a model was designed, considering the low density of salt and its creep. Finally, a schematic outline proposed to describe the existence and distribution of salt structures at Zagros. According to this outline the KFS is an important agent of general thickness changes at the base, because at its eastern part there is an abundance of salt structures, but conversely, at its western part except of a few buried small salt structures there is no sign of Hormuz salt structures.

Keywords: Experimental Modelling, Salt tectonics, Hormuz salt series, Qatar-Kazerun Fault System, Zagros.

^{*} b.samani@scu.ac.ir



Insights in to the overprinting of the dextral shearing on the Deh Zaman mylonitic granite, Kuh-e-Sarhangi Area, northwest edge of the Lut Block

Zahra Soudmand¹, Saeed Madanipour^{1*}, Reza Nozaem²

Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.
School of Geology, College of Science, University of Tehran, Iran.

\$\$\$\$\$

Abstract:

SE trending (S62E) and NE dipping (80NE) mylonitic foliation is the main structural feature developed in ~557-561Ma Deh-Zaman mylonitic granite in the N70°E trending Kuh-e-Sarhangi shear zone at the northwest of the Lut Block. 35° plunge of the stretching lineation on this mylonitic foliation in combined with micro-structural evidence, especially on feldspar crystals confirmed dominant sinistral shear with the little compressional component. Sinistral shear proposed to initiate after emplacement of the granitic body and deformed it at ~300-500°C during Early Cambrian. Our new and detailed microstructural analysis indicates considerable overprinting of dextral shear on the former older sinistral shear in the Deh-Zaman mylonitic granite. There is no radiometric age constraint on the timing of the shearing shift from sinistral to dextral kinematics; however, based on the structural and stratigraphic evidence, we propose post-Late Cretaceous- Paleocene age of the kinematic change. This shear sense change matches with Structural evolution of the Kuh-e-Sarhangi region in which sense of shear has been changed several times during its evolution.

Keywords: Overprinting, microstructure, Deh -Zaman mylonitic granite, Lut Block.

^{*} Madanipour.Saeed@Modares.ac.ir.