

ارزیابی لرزه زمین ساختی راندگی ها و پهنه های گسلی پنهان در گستره مختاران - خاور ایران

محمد امیر علیمی

دانشجوی دکتری زمین شناسی، گرایش زمین ساخت، دانشگاه بیرجند

محمد مهدی خطیب

استاد، گروه زمین شناسی، دانشگاه بیرجند

خالد حسامی آذر

دانشیار، پژوهشکده بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

محمود رضا هیهات

استادیار، دانشگاه بیرجند، گروه زمین شناسی

تاریخ پذیرش: ۹۳/۵/۳

تاریخ دریافت: ۹۳/۲/۱۹

malimi@ut.ac.ir

چکیده

دگرریختی فعال گستره مختاران (خاور ایران) با راندگی های کور پایانه ای گسل راستالغز اسماعیل آباد و سامانه گسلی راستالغز گیو- مختاران شناخته می شود که در جنوب کوهستان باقران با روند شمال باختر پراکنده شده اند. توزیع مکانی رو مرکز زمین لرزه ها در نمودار گل سرخی منتج شده از تحلیل فرای فعالیت سامانه چین گیو و نیز وجود روندهای خاوری- باختری را تایید می کند. مقایسه نقشه های بعد برخالی گسلهای فعال و رو مرکز زمین لرزه ها نشان از فعالیت سرچشمه لرزه زای خطی در راستای شمال باختر- جنوب خاور دارد. مطالعه نقشه مقدار b ، شکل گیری تنشگاه در انتهای ارباب های پایانه ای و قطعاتی از سامانه چین گیو را محتمل می سازد. در ارزیابی دگرریختی فعال و خطر لرزه ای منطقه بایستی عملکرد گسل های پی سنگی خاوری- باختری (برش چپ بر و چرخش) در نظر گرفته شود.

کلمات کلیدی: پهنه گسلی فعال پنهان، راندگی کور، ارباب پایانه ای، گسل پی سنگی، بعد برخالی.

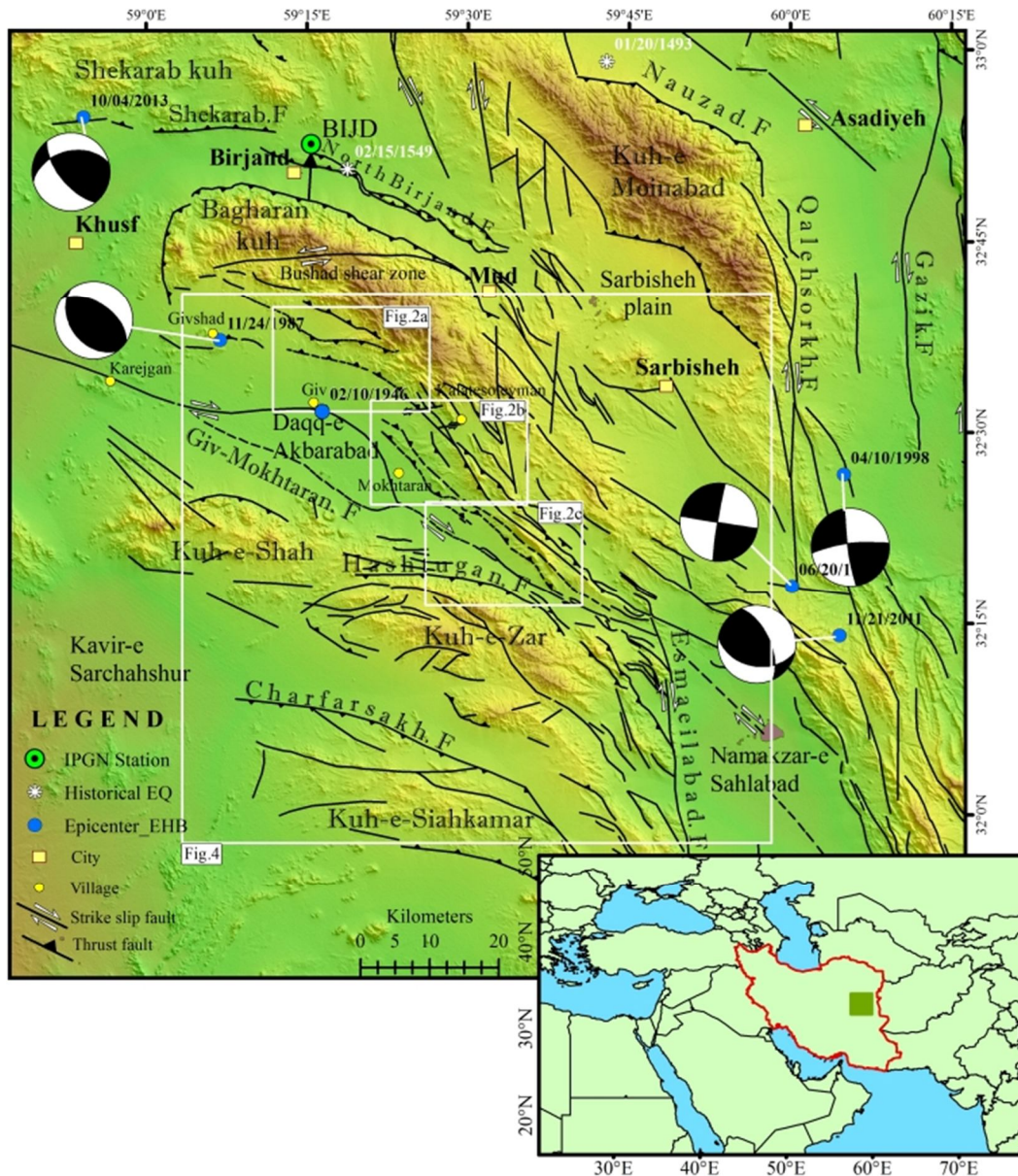
مقدمه

رخدادهای زمین لرزه ای بدون دگرریختی سطحی در مطالعات لرزه زمین ساختی و همچنین تحلیل سرچشمه های لرزه را از اهمیت زیادی برخوردار است. به طوری که پیش از این مطالعه راندگی های لرزه زای کور در کمربند چین خورده زاگرس با معرفی رویدادهای لرزه ای مخرب مرتبط با این گسلها صورت گرفته است (Berberian, 1995). همچنین در خاور ایران شکست هایی از فعالیت راندگی های کور در رخدادهای لرزه ای شهداد ۱۹۹۸، طیس ۱۹۷۸، فردوس ۱۹۶۸، بزم ۲۰۰۳ (Walker et al., 2003; Jackson et al., 2006) و سفیدابه ۱۹۹۴ (Berberian et al., 2000) معرفی شده اند. خاور ایران تحت تاثیر همگرایی مایل بین بلوک های ایران مرکزی و افغانستان می باشد به طوری که دگرریختی فعال امروزی در این منطقه به وسیله گسل های راستالغز راست بر شمالی- جنوبی و راندگی هایی با امتداد شمال باختری در پایانه آنها کنترل می شود (Berberian et al., 2000). ناحیه مختاران در خاور ایران، بین عرض ۳۳-۳۲ شمالی و طول ۶۰-۵۹ خاوری (شکل ۱)، در جنوب رشته کوه باقران واقع است این رشته کوه مجموعه سنگی زمین ساختی آمیزه فیولیتی با قطعاتی از سنگ کره اقیانوسی و نهشته های پلاژیک آذر آواری و آواری از اواخر کرتاسه تا کواترن بوده که تحت تاثیر یکی از ارباب های گسل راستالغز راست بر اسماعیل آباد- نه باختری قرار گرفته است (شکل ۱). دگرریختی فعال در این ناحیه بوسیله چین خوردگی مرتبط با راندگی های کور در واحد های نئوژن و کواترن پسین به موازات حاشیه جنوبی رشته کوه باقران و گسل راستالغز راست بر گیو- مختاران به موازات آن در دشت نمود

دارد (اشکال ۱ و ۲). وجود رخدادهای زمین لرزه ای با روند خاوری- باختری و فقدان ساختارهای لرزه ای مرتبط با آن می تواند بیانگر به سطح نرسیدن گسل های پی سنگی باشد. مطالعه فعالیت لرزه ای این نوع گسل ها دشوار است چرا که سطح زمین را قطع نمی کنند یا توسط آبرفت پوشیده می شوند اما استفاده از داده های مغناطیس هوایی در کنار داده های لرزه ای و دورسنجی می تواند نقش مهمی در شناسایی و مطالعه گسل های پی سنگی در منطقه و ارتباط آنها با عارضه های ساختاری اصلی و ناحیه ای داشته باشد. هدف این تحقیق بررسی فعالیت راندگی های کور و شناسایی گسل های پی سنگی با استفاده از شواهد ریخت زمین ساختی، داده های لرزه ای و زمین مغناطیس هوایی و ارتباط آنها با عارضه های سطحی احتمالی در ناحیه مختاران می باشد. موضوع مذکور از این جهت اهمیت دارد که تاکنون قبل از رخدادهای زمین لرزه، ارزیابی لرزه زمین ساختی گسل های پنهان فعال کمتر توجه شده است.

گسلش فعال و لرزه خیزی در ناحیه مختاران

توزیع گسلش فعال در ناحیه مختاران و پیرامون آن مرتبط با انتقال گسلش راستالغز راست بر شمالی- جنوبی به گسلش راستالغز چپ بر خاوری- باختری در خاور ایران است (Walker and Khatib, 2006). تغییر الگوی گسلش از شمالی - جنوبی در گسل راستالغز اسماعیل آباد به سامانه راندگی پراکنده با روند شمال باختر- جنوب خاور مختاران صورت می گیرد که به عنوان راندگی های پایانه ای گسل اسماعیل آباد شناخته می شوند (Walker and Khatib, 2006). بررسی زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی ثبت شده در منطقه نشان از فعالیت مخرب هر دو نوع ساز و کار مذکور دارد (جدول ۱).



شکل ۱. نقشه عارضه نگاری SRTM ۹۰ متر ناحیه مختاران که پهنه های گسلی فعال به همراه ساز و کار کانونی زمین لرزه های مخرب در آن نمایش داده شده است (مراجع در جدول ۱). بردار سرعتی ایستگاه GPS دائمی بیرجند (BIJD) ۷ میلیمتر در سال در جهت N09E می باشد.

جدول ۱. زمین لرزه های تاریخی و دستگاهی ثبت شده در گستره مختاران و پیرامون آن.

تاریخ	زمان	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق	مرجع رومرکز	بزرگی (Mw)	امتداد	شیب	ریک	مرجع سازو کار کانونی	گسل مسبب
۱۴۹۳/۰۱/۲۰	؟		نوزاد		۱	؟					نوزاد
۱۵۴۹/۰۲/۱۵	؟		بیرجند، خاور قاین		۲ا	۶/۷					شمال بیرجند
۱۹۴۶/۰۲/۱۰	۱۳:۱۳	۳۲/۵۵	۵۹/۲۶	۳۳	۳	۴					گیو
۱۹۸۷/۱۱/۲۴	۱۱:۲۳	۳۲/۶۴	۵۹/۱۰	۲۵	۳	۵/۳	۳۰-۳	۵۳	۷۷	۲	گیوشاد
۱۹۹۷/۰۶/۲۰	۱۲:۵۷	۳۲/۳۱	۵۹/۹۸	۲۴	۳	۴/۹	۱۸۹	۸۷	-۱۷۹	۳	چاهخو
۱۹۹۸/۰۴/۱۰	۱۵:۰۰	۳۲/۴۵	۶۰/۰۶	۷	۳	۵/۸	۱۷۸	۸۱	۱۷۶	۴	پورنگ
۲۰۱۱/۱۱/۲۱	۰۱:۵۶	۳۲/۰۵	۵۹/۹۲	۱۲/۶	۴	۵	۳۳۶/۱۰۱	۶۲/۴۳	۱۲۴/۴۳	۱	؟
۲۰۱۳/۱۰/۰۴	۱۸:۱۷	۳۲/۹۴	۵۸/۹۰	۱۰	۳	۴/۴	۲۵۶/۱۴۱	۴۶/۶۶	۳۵/۱۳۰	۵	شکراب

زمین لرزه ها از قانون توانی پیروی می کند و هندسه برخالی ابزار آماری مناسبی برای به کمیت در آوردن این موضوعات می باشد. (e.g. Hirata, 1989; Sherman and Gladkov, 1999; Dimri, 2000; Teotia and Kumar, 2007; Manighetti et al., 2009; Xua et al., 2010; Zhao et al., 2011; Alvarez-Ramirez et al., 2012) بعد برخالی یا بعد ظرفیتی توزیع مکانی گسل ها عبارتست از درجه بی نظمی چگالی گسل که توسط پوششی از یک شبکه منظم اندازه گیری می شود (Rodríguez Pascua et al., 2003). گویاترین طریقه تعیین بعد برخالی گسل ها، روش مربع شمار است (Turcotte, 2004) که در نرم افزارهای Matlab و GIS نیز کارآمد می باشد.

در این روش چون الگوی مکانی گسلها برخالی هستند ارتباط بین اندازه شبکه و طول وجه آن از قانون توانی پیروی می کند (Wang, 2012). از این رو منطقه گسلیده شبکه بندی و تحلیل ها بر اساس نمودار لگاریتمی- لگاریتمی از تعداد مربع های حاوی ساختار (در اینجا گسل) (Ns) بر حسب اندازه شبکه بکار گرفته شده (S) و یا عکس آن 1/S صورت می گیرد. بوده و با D_f نمایش داده می شود. برای این منظور، گسل های فعال مستعد یعنی گسل هایی که جهت گیری آنها بر جهت تنش امروزی منطبق است (Rodríguez Pascua et al., 2003) و نیز گسل های کواترن از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ بیرجند، مختاران، سهل آباد، ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند و تصاویر ماهواره های استر با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ استخراج و لایه رستری آن تهیه و در نرم افزار GIS پردازش شد.

برای محاسبه بعد برخالی رویداد های لرزه های از روش انتگرال همبستگی D_s ، که به طور گسترده در لرزه شناسی و توزیع مکانی پس لرزه ها کاربرد دارد، استفاده می شود (Bhattacharya et al., 2002). این روش همبستگی مکانی بین هر نقطه در مجموعه برخال بوده و به روش مربع شمار (بعد ظرفیتی) ترجیح داده می شود زیرا به تغییرات کوچک خوشه بندی رویدادها بسیار حساس تر است (Kagan and Knopoff, 1980; Hirata, 1989). همچنین به لحاظ محاسبات از دیگر روش ها ساده تر است. Procaccia, (Forrest and Witten, 1979; Grassberger and Legrand et al, 1996) بعد برخالی توزیع مکانی رو مرکز زمین لرزه ها از رابطه ارائه شده توسط (Grassberger and Procaccia 1983) محاسبه شده است:

$$C(r) = 1/N(N-1), N(R < r)$$

که در آن، $N_{(R < r)}$ ، تعداد جفتهای (X_i, X_j) با جدایشی کوچک تر از r است. بعد همبستگی (D_s) عبارت خواهد بود از: $C(r) \sim r^{-D_s}$ که با ترسیم $C(r)$ نسبت به r در نمودار لگاریتمی- لگاریتمی بعد برخالی یا بعد همبستگی D_s را از شیب نمودار با برازش خط به روش کمترین مربعات به دست می آوریم. فاصله (r) بین دو رویداد (θ_1, φ_1) و (θ_2, φ_2) با رابطه مثلثاتی کروی توسط Hirata (1989) عرضه شده است:

$$r = \cos^{-1}(\cos \theta_1 \cos \theta_2 + \sin \theta_1 \sin \theta_2 \cos(\varphi_1 - \varphi_2))$$

که در آن θ_1 و θ_2 عرض های جغرافیایی و φ_1 و φ_2 طول های جغرافیایی رویدادهای ۱ و ۲ هستند.

گسل های فعال در گستره مختاران ارتباط نزدیکی با ساختارهای زمین شناسی قدیمی دارد به طوری که در تصاویر ماهواره ای چین خوردگی های مرتبط با گسلش در واحد های نئوژن، به موازات جنوب رشته کوه باقران نمایان شده اند. اینها چین های مرتبط با گسلش هستند که به سمت کوهستان شیب دارند و به سامانه چین خوردگی گیو معروف اند (Walker and Khatib, 2006). این سامانه شامل قطعات سلم آباد، مختاران و کوه بازو است که با چین خوردگی و کج شدگی لایه های گراول به سن کواترن پسیو و لایه های مارن (نئوژن)، در بخش باختری روند خاوری- باختری و در بخش مرکزی و خاوری روند شمال باختر- جنوب خاور دارد (اشکال ۲- الف- ج) که به موازات ساختارهای قدیمی در رشته کوه باقران می باشد. قطعه خاوری در کوه بازو به پایانه گسل راستالغز راست بر شمالی- جنوبی اسماعیل آباد می پیوندد.

سامانه چین خوردگی گیو توسط راندگی هایی با شیب به سمت جنوب و شمال ایجاد شده اند. این راندگی ها در بخش هایی به صورت کور عمل کرده و در بخش هایی که بیشتر راندگی های پشتی، گسل اصلی است به سطح رسیده و به صورت پرتگاه های گسلی گراول های آبرفتی را بریده و نمایان شده اند (شکل ۲- ب). گرایش چین خوردگی در قطعه باختری به سمت شمال و در قطعات دیگر به سمت جنوب باختری می باشد (اشکال ۲- الف- ج).

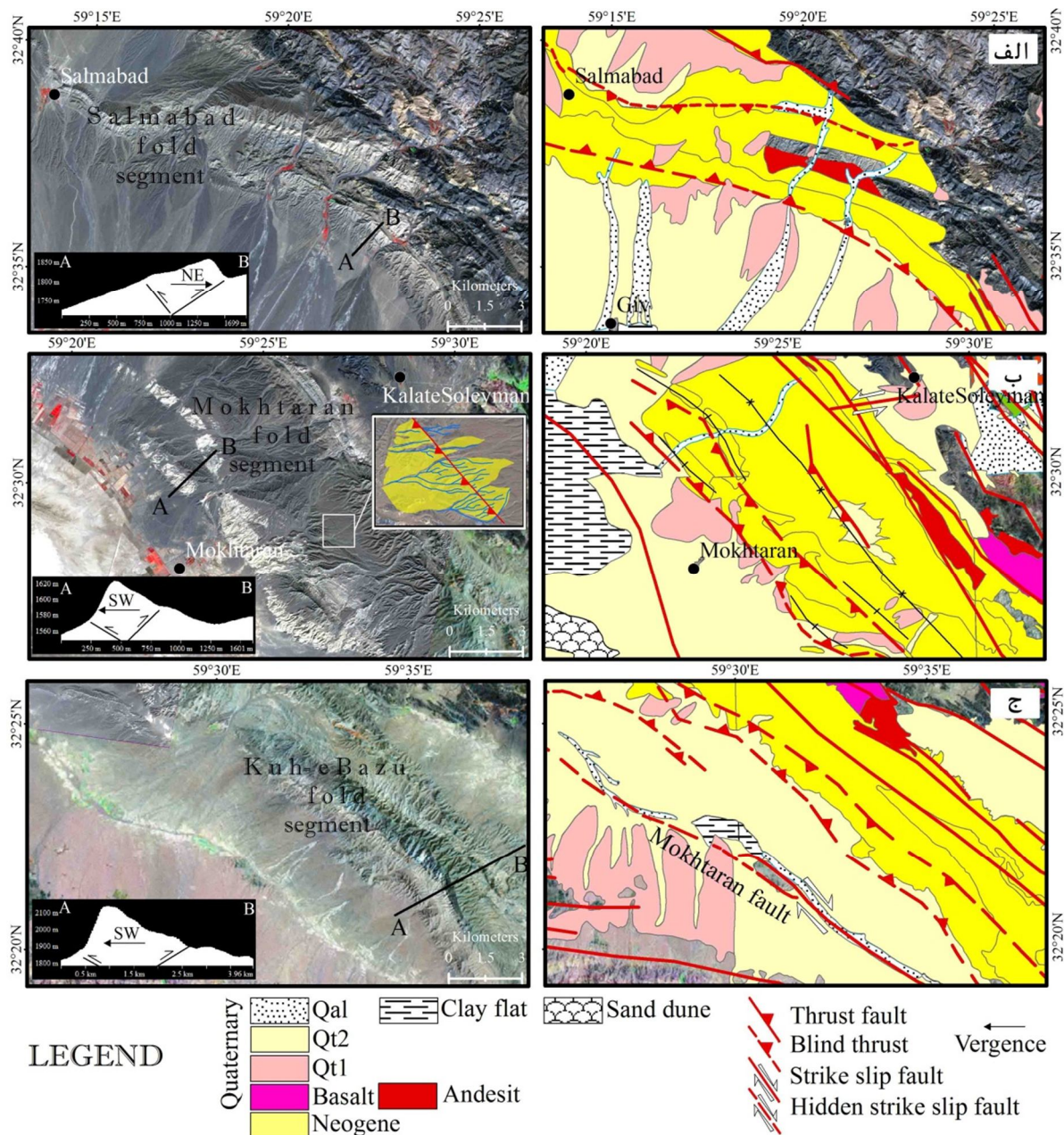
در جنوب سامانه چین خوردگی گیو و به موازات آن، سامانه گسلی راستالغز راست بر گیو- مختاران قرار دارد که با روند شمال باختر- جنوب خاور به گسل اسماعیل آباد می پیوندد. رخنمون پرتگاههای گسلی این سامانه در قطعات شمال باختری از مختاران تا کارجان مشهود بوده که با مولفه فشارشی همراه است (زمانی بابهگری و همکاران، ۱۳۸۸). بخشهایی از قطعات جنوب خاوری در سطح نمود نداشته و در زیر کفه های نمکی و ماسه های بادی دق اکبر آباد و رسوبات عهد حاضر در دشت پیرامون مدفون شده اند (شکل ۱). آخرین فعالیت مخرب این گسل در سال ۱۹۴۶ میلادی بوده که باعث تخریب روستای گیو شده است (ترابی زاده، ۱۳۸۱). کوهستان باقران توسط پهنه های برشی افیولیتی کرتاسه (نظیر پهنه برشی چپ بر بوشاد و گسل های چپ بر کلاته سلیمان) در روند خاوری- باختری بریده و گاه آثار دگرشکلی آنها در رسوبات کواترن پسیو در حاشیه جنوبی کوهستان نمود دارد (Walker and Khatib, 2006) (اشکال ۲- ب) بنابراین در مطالعات زمین ساخت فعال ناحیه علاوه بر سامانه چین گیو و سامانه گسلی گیو- مختاران، روند های خاوری- باختری نیز بایستی مد نظر قرار گیرند.

روش انجام کار و داده ها

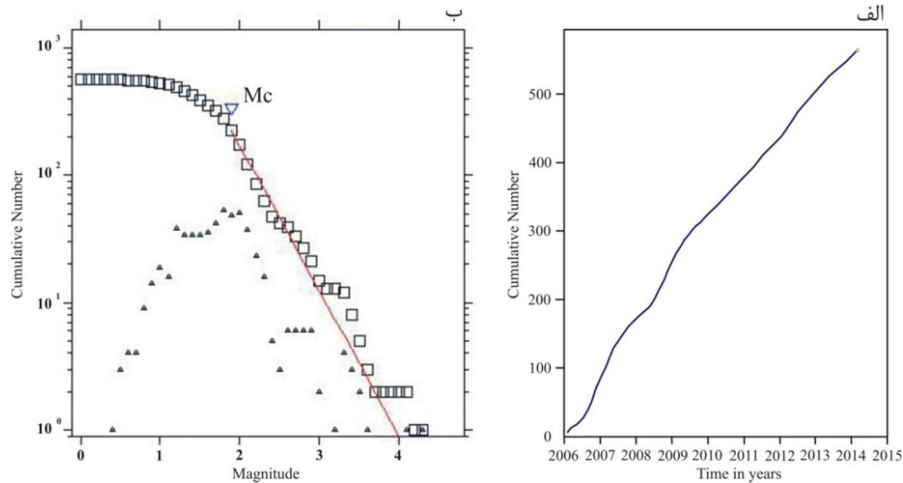
در این تحقیق الگوی توزیع مکانی گسل ها و رو مرکز زمین لرزه ها، با هندسه برخالی و روش فرای (Fry, 1979) تحلیل شده اند. هندسه برخالی شاخه ای از علم ریاضیات بوده که بر خلاف هندسه اقلیدسی، که تنها بیان کننده بعد صحیح (۰، ۱، ۲، ۳) اشکال می باشد، در به کمیت در آوردن رفتارهای آشوبگرانه در طبیعت مناسب است و سه ویژگی اشکال طبیعی یعنی بعد غیر صحیح، خود مانایی (جزء نماینده ای از کل)، پیچیدگی در مقیاس میکروسکوپی را بخوبی بیان می کند (Mandelbrot, 1967). با استفاده از هندسه برخالی می توان شکل موضوعات نامنظم زمین شناسی نظیر فراوانی و اندازه ذرات تشکیل دهنده سنگ ها، گسل ها، شکستگی ها، زمین لرزه ها، آتشفشان ها، ذخایر معدنی و میدان های نفتی را که ظاهراً توصیفی هستند با تعیین بعد برخالی بصورت کمی در آورد (Turcotte, 2004). این بعد به سهولت از نمودار قانون توانی لگاریتم تعداد تجمعی موضوعات به لگاریتم اندازه آنها بدست می آید. محققین زیادی نشان داده اند که توزیع مکانی گسلها و

تجمعی زمین لرزه های ثبت شده را نشان می دهد. روند نسبتا یکنواخت منحنی تجمعی، شهادی بر ثبت پیوسته و بدون اشکال داده هاست و از کیفیت مناسب فهرست مورد استفاده خبر می دهد. (شکل ۳-ب) پراکندگی تجمعی و حدفاصل را برای این زمین لرزه ها نشان می دهد. همان گونه که دیده می شود در بزرگای کمتر از ۱/۹ زمین لرزه ها به طور کامل ثبت نشده اند و بنابراین نمی توان از آنها در مطالعه لرزه خیزی ناحیه استفاده کرد. روش های آماری به کار گرفته شده در بالا همگی در قالب نرم افزار Z-Map (Wiemer, 2001) اجرا شده اند.

بمنظور تعیین بعد برحالی لرزه ای گستره مختاران تمامی زمین لرزه های با بزرگی ناتلی بیش از ۱/۹، که معرف آستانه کامل بودن داده ها (M_c) است، از فهرست اطلاعاتی موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در بازه زمانی ابتدای ۲۰۰۶ تا مارس ۲۰۱۴ استخراج شد. در این فهرست تعداد زمین لرزه ها ۹۰۹ رویداد است که پس از حذف خوشه های لرزه ای با استفاده از الگوریتم روزنبورگ، ۱۹۸۵ از ۸۸۴ رویداد باقی مانده در بررسی لرزه خیزی استفاده شد. خوشه های لرزه ای پیش لرزه ها و پس لرزه ها یا توفان های لرزه ای هستند که در مطالعات لرزه خیزی، متغیر های لرزه خیزی را از مقدار واقعی منحرف می کنند (Öncel and Wyss, 2000). (شکل ۳-الف) تعداد



شکل ۳. تصاویر ماهواره استر از سامانه چین گیو و راندگی های کور مسیب آن، به همراه واحد های کوئرتنر و نوژن نشان داده شده است. الف- قطعه چین سلم آباد با گرایش به سمت شمال خاور. ب- قطعه چین مختاران با گرایش به سمت جنوب باختر. در بخشی از این چین که با کادر نشان داده شده، راندگی پشتی در واحد های Qt2 به سطح رسیده است. ج- قطعه چین کوه بازو با گرایش به سمت جنوب باختر. در این تصویر گسل راستالغز راست بر مختاران به موازات راندگی های کور نمایان است.



شکل ۳ الف. تعداد تجمعی زمین لرزه های ثبت شده در فهرست اطلاعاتی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بر حسب زمان از ابتدای ۲۰۰۶ تا مارس ۲۰۱۴ روند تقریباً یکنواخت منحنی تجمعی شاهدهی بر ثبت پیوسته و بدون اشکال داده ها است و از کیفیت مناسب فهرست اطلاعاتی مورد استفاده خبر می دهد. ب- منحنی گوتنبرگ-ریشتر: پراکندگی تجمعی (مربع ها) و حدفاصل (مثلث ها) برای تمام زمین لرزه های موجود در فهرست اطلاعاتی. در بزرگای کمتر از ۱/۹ (که با M_c نشان داده شده است) زمین لرزه ها به طور کامل ثبت نشده اند. مقدار b برابر ۱/۱۴ و مقدار a مربوط به پراکندگی تجمعی ۴/۴۴ است.

مغناطیسی استفاده شده، حاصل برداشت های هوایی شرکت تگزاس هوستون آمریکا در سال های ۱۹۷۷-۱۹۷۵ با فاصله بین خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر و فاصله بین خطوط کنترل عمود بر پرواز ۴۰ کیلومتر است در نرم افزار اوسیسی مونتاژ تولید شده شرکت ژئوسافت پردازش شده اند. بدین ترتیب که ابتدا با ورود مجموعه اطلاعات منطقه از قبیل ارتفاع از سطح دریا، سال برداشت داده، طول و عرض جغرافیایی به نرم افزار اوسیسی مونتاژ اثر مغناطیسی میدان مرجع وابسته به میدان جاذبه زمین را از داده ها حذف تا شدت میدان مغناطیسی کره زمین و مولفه های میدان در آن بدست آید و تصحیح منطقه ای صورت پذیرد. سپس صافی های های برگردان به قطب، مشتق قائم مرتبه اول و دوم، مشتق افقی مرتبه اول و دوم در راستای X و Y ، سیگنال تحلیلی، مشتق قائم مرتبه دوم سیگنال تحلیلی و ادامه فراسو اعمال و بر اساس اصول زیر، اقدام به شناسایی و تفکیک خطواره های مغناطیسی و ترسیم آنها در محیط GIS شده است. در نقشه های مغناطیس هوایی، نواحی خطی و باریک دارای مغناطیس پایین (رنگ آبی) یا بالا (رنگ بنفش)، قطع ناگهانی در عمق منابع مغناطیسی، پله های مغناطیسی، ناپیوستگی یا جابجایی واضح و تند در ناهنجاری های مغناطیسی، مناطق دگرشکلی را مشخص می کنند (Korhonen et al., 2004). در نهایت خطواره های استخراجی با در نظر گرفتن اطلاعات ریخت زمین ساختی و دورسنجی منطقه، مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفته است.

بحث

همانطوری که ذکر شد گسل های فعال در مختاران ارتباط نزدیکی با ساختارهای زمین شناسی قدیمی دارند. رشته کوه های باقران، زر و سیاه کمر از لحاظ ساختاری اریب های پایانه ای گسل های اسماعیل آباد و نه باختری بوده و به زمان کرتاسه بالایی و پالئوژن تعلق دارند. رشته کوه باقران با سیمای اریب خمیده، به صورت مرزهای گسلی با دشت در شمال و جنوب نمود دارد. به موازات پیشانی کوهستان چین های هم لرز گیبو شکل گرفته اند که عامل اصلی چین خوردگی و رشد آنها به سمت دشت مجاور راندگی های کور هستند. نقشه پراکندگی و چگالی زمین لرزه های روی داده در منطقه نیز فعالیت سامانه چین خورده گیبو و راندگی های پیشانی کوهستان باقران را تایید می کند (شکل ۴-الف-ب).

در گام بعدی این پژوهش بمنظور بررسی تغییرات محلی تنش منطقه، از فراسنج لرزه ای مقدار b بهره برده ایم. این فراسنج شیب خط در نمودار پراکندگی فراوانی-بزرگی می باشد که از رابطه بازگشتی گوتنبرگ-ریشتر $\log(N) = a - bM$ بدست می آید. در این رابطه، N تعداد زمین لرزه ها با بزرگای M یا بزرگ تر از آن، a و b فراسنج های لرزه خیزی نامیده می شوند. برای محاسبه مقدار b از رابطه بیشینه احتمال اوتسو، ۱۹۶۵ استفاده شده است:

$$b = \log_{10} e / (\bar{M} - M_c)$$

که در آن، \bar{M} بزرگای میانگین و M_c کمترین بزرگای بکار رفته است. بدین منظور با استفاده از نرم افزار Zmap در گستره مختاران شبکه ای به ابعاد ۰/۰۲ درجه در ۰/۰۲ درجه ایجاد گردید و برای محاسبه مقدار b هر مربع، به روش بیشینه احتمال، از حداقل نزدیک ترین ۲۵ زمین لرزه ای که با بزرگی بیشتر از M_c شبکه و در شعاع ۲۰ کیلومتری هر گره قرار دارد استفاده شده است. انتخاب این شعاع و حجم نمونه به روش شبیه سازی تصادفی (Wiemer and Wyss, 2002) انجام گرفت. برای تعیین مقدار بزرگی کاملی (M_c) در این تحقیق از روش EMR (Woessner and Wiemer, 2005) بهره برده ایم. به علت ناکافی بودن تعداد زمین لرزه های ثبت شده در منطقه ای به گستردگی مختاران و نیز محدودیت در انتخاب شبکه، این اشکال که کلیه روندهای فعال در نقشه برخالی زمین لرزه ها نمود نیابد وارد است لذا جهت تحلیل توزیع مکانی رو مرکز زمین لرزه ها از روش فرای نیز بهره گرفته ایم. تحلیل فرای روشی هندسی برای درک همبستگی مکانی موضوعات نقطه ای است که جهت تعیین تنش در سنگها به کار می رود. در این روش ابتدا رو مرکز زمین لرزه ها به نقشه در آمده و به وسیله یک سری خطوط مرجع موازی علامت گذاری می شود. سپس یک برگ کالک که خطوط شمالی-جنوبی و خاوری-باختری روی آن مشخص است به موازات خطوط مرجع در نقشه بر روی هر نقطه رو مرکز گذاشته و بقیه نقاط به کالک منتقل و مراحل برای کلیه نقاط تکرار می شود (شکل ۵-الف-د). با این روش می توان روندهای غالب رو مرکز زمین لرزه ها را با ترسیم نمودار گل سرخی به نمایش در آورد. در این تحقیق برای ترسیم نمودار گل سرخی رو مرکز زمین لرزه ها از نرم افزار در دسترس آزاد Dotproc نوشته Kuskov (<http://www.kuskov.com>) استفاده شده است.

برای شناسایی گسل های پی سنگی گستره مختاران از داده های مغناطیس هوایی پردازش شده بهره برده ایم. در این تحقیق داده های

خطی دارد همچنین D_s در بخش انتهایی قطعه چین سلم آباد (در ۵ کیلومتری شمال زمین لرزه ۱۹۸۷ گیوشاد) بالا است. مناطق با D_s ۰-۰/۵ نیز نشانه این است که رو مرکز زمین لرزه ها بیشتر ویژگی خوشه شدگی و نقطه ای دارند. مقایسه ابعاد برخالی گسلش و لرزه خیزی بما این امکان را می دهد که مشخص کنیم فعالیت کنونی و گذشته گسلها در حال تعادل هستند یا نه چرا که زمین لرزه ها فعالیت امروزی و گسل های منطقه در زمان های گذشته شکل گرفته اند (Sherman and Gladkov, 1999). از این رو مقایسه مقادیر D_f و D_s در گستره مختاران نشان می دهد که این مقادیر در قطعات گسلی پایانه ای نزدیک به گسل اسماعیل آباد هر دو بالا و تقریباً یکسان می باشد که حاکی از تعادل در فعالیت کنونی و گذشته گسلها دارد.

مقایسه نقشه های ۶- الف و ب نشان می دهد در مناطقی، گسل های فعال شناخته شده از خود شواهد لرزه ای نشان نداده اند و یا توزیع لرزه خیزی با گسلها هماهنگی ندارد در این موارد همواره دو احتمال وجود دارد: حالت اول اینکه گسل های فعال منطقه به صورت خزش انرژی انباشته شده را به تدریج آزاد می کند و یا در حالت دوم انرژی ناشی از جابجایی بلوک های دو سوی گسل، در محل تنشگاه (asperity) ها در طول گسل تجمع می یابد. بر اساس تئوری تنشگاه (Aki, 1984) تنها بخش هایی از صفحه گسل که اصطلاحاً قفل شده اند محل تمرکز و انباشته شدن تنش هستند. در این بخش ها کرنش ناشی از تنش وارد به صفحه گسل، بیشینه است و گسل ها بیشترین مقاومت را در برابر تنش تجمع یافته در این مناطق از خود نشان می دهند. بر پایه این نظریه زمین لرزه های بزرگ به دنبال گسیختگی تنشگاه ها و آزاد شدن تنش تجمع یافته در آنها به وجود می آیند و در نتیجه مقدار b در آنها پایین است (Wiemer and Wyss, 2002) ($b < 0.6$). با این توضیح می توان نتیجه گرفت که در بخش انتهایی کوهستان زر که مقادیر D_f بیشتر از D_s و مقدار b نیز پایین (۰/۳) است انتظار ایجاد تنشگاه را داریم این شرایط در بخش انتهایی کوهستان سیاه کمر نیز صادق است.

فراسنج مقدار b با لرزه خیزی ناحیه در ارتباط بوده و رابطه بین فراوانی زمین لرزه ها و بزرگی آنها را بیان می کند. به عبارت دیگر هر چه مقدار b کمتر باشد نمایانگر آن است که نسبت زمین لرزه های بزرگ به کوچک در ناحیه بیشتر و یا متوسط بزرگای زلزله های رویداده در ناحیه بیشتر است. در نتیجه مقدار b با میزان تنش تجمع یافته در ناحیه به طور معکوس مرتبط است (Wiemer and Wyss, 2002). شکل ۶- ج نشان می دهد که مقدار b به سمت پایانه ها کاهش یافته و با تحلیل جنبشی پایانه بودن که می بایستی با تجمع کرنش بیشتر و لرزه خیزی بیشتر همراه باشد هم خوانی دارد اما مقدار آن در سراسر پایانه یکسان نیست زیرا فراسنج b می تواند توسط مشخصه های فیزیکی مختلفی تحت تاثیر قرار گیرد. از این مشخصه ها می توان به غیرهمگن بودن مواد در صفحه گسل، میزان شکستگی ها و سطح

و گیوشاد، مقادیر D_s و b هم خوان هستند و در بخشهایی از پایانه ها عدم انطباق بین این مقادیر وجود دارد. هیچ شاهد مشخصی مبنی بر این که مقدار D_s و b باید مرتبط باشند وجود ندارد چرا که آنها توسط ویژگی های لرزه خیزی متفاوتی کنترل می شوند (Barton et al., 1999) با وجود این ارتباط بین دو کمیت D_s و b به صورت مثبت و منفی در داده های زمین لرزه های طبیعی (Hirata, 1989, Henderson and main, 1992; Henderson et al., 1994; Öncel et al., 1995 Hirata et al., 1987; Meredith et al., 1990; Trifu et al., 1993; Volant and Grasso, 1994) و در مدل های فیزیکی (Hirata and main, 1992) گزارش شده اند. عوامل موثر در ارتباط منفی این دو کمیت در غیر یکنواختی فهرست داده (Barton et al., 1999)، تغییر در دقت تعیین محل

توزیع مکانی رو مرکز زمین لرزه ها در نمودار گل سرخی منتج شده از تحلیل فرای نشان می دهد که بیشتر زمین لرزه ها در روند شمال باختر- جنوب خاور روی داده اند که با روند ساختارهای منطقه هم خوانی دارد علاوه بر این روند خاوری- باختری توزیع مکانی رو مرکز زمین لرزه ها نیز حائز اهمیت است که می تواند وجود احتمالی ساختارهای فعال با این روند را قوت بخشد (شکل ۵-ه).

در محاسبه بعد برخالی گسلها و رو مرکز زمین لرزه ها، به شرط انتخاب ابعاد یکسان در شبکه مربع شمار، می توان نتایج آن دو را مقایسه کرد برای این منظور گستره مختاران به مربعات ۰/۰۴ درجه در ۰/۰۴ درجه تقسیم بندی (۱۶۳۶ مربع در گستره) و یک هم پوشانی ۰/۰۲ درجه نیز اعمال گردید. سپس در هر مربع بعد برخالی گسلها به روش مربع شمار و بعد برخالی رومرکز زمین لرزه ها به روش انتگرال همبستگی محاسبه و عدد به دست آمده به مراکز مربعات نسبت داده شد و نقشه های توزیع برخالی به صورت لایه های جداگانه رسم گردید. طراحی شبکه و محاسبات در نرم افزارهای Arc Map و Matlab انجام گرفته است. در ادامه یادآور می شود که اندازه شبکه استفاده شده در این مطالعه (شعاع حدود ۵ کیلومتر) در حد پایینی عدم قطعیت رو مرکز زمین لرزه ها (حدود ۵ تا ۲۰ کیلومتر) است بنابراین می پذیریم که خطای مکان یابی رو مرکزها می تواند تاثیری بر کیفیت بانک داده در این مطالعه داشته باشد.

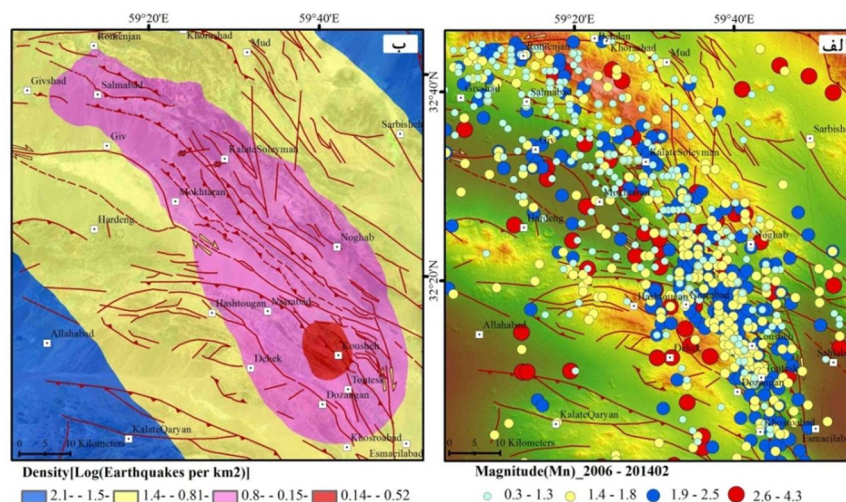
نقشه پربندی بعد برخالی گسلها (D_f) در شکل ۶- الف نشان می دهد که D_f در سامانه چین گیو و در بخش هایی از کوهستان زر افزایش یافته و نزدیک عدد یک یا بیشتر از آن است که بیانگر وجود گسلش پیوسته و خطی بوده و مکان مناسب برای تجمع انرژی و آزاد شدن آن در آینده می باشد. به نظر می رسد در گستره مختاران، مرز واحد های قدیمی با واحدهای جوانتر، شدت شکستگی و بعد برخالی افزایش یافته است. در اینجا یادآور می شود که جنس، سن و رخنمون واحدها از عوامل تاثیرگذار در تعیین شدت شکستگی می باشد. وجود نهشته های آبرفتی و دق های نمکی در دشتهای مجاور کوهستان، نظیر دشت مازان، بعثت جنس شکل پذیر و سن پایین آنها (Qt_1 و Qt_2) و گاها مدفون شدن گسل های پی سنگی با رسوبات کواترنر، باعث حضور گسلهای کمتر و کاهش عدد بعد برخالی شده است که نشان دهنده گسلیده شدن کمتر این نواحی نمی باشد. در این زمان بعد همبستگی زمین لرزه ها (D_s) ترجیح داده می شود چرا که تخمین بهتر و قوی تری از بعد برخالی محل های زمین لرزه ها خواهیم داشت (Hirata, 1989; Main, 1992).

نقشه پربندی بعد برخالی رو مرکز زمین لرزه ها (D_s) در شکل ۶- ب نشان می دهد که توزیع گسترده زمین لرزه ها در طول صفحات گسلی با روندهای شمال باختر- جنوب خاور، سبب افزایش نسبی مقدار D_s شده است. این مناطق با D_s حدود ۱/۳- ۰/۹ نشان از فعالیت سامانه گسلی گیو به صورت تنش برشی موجود در ناحیه اشاره کرد. همچنین برخی مطالعات دیگر نشان داده است که b می تواند با تغییر لرزه خیزی ناحیه و به خصوص تحت تاثیر خوشه های لرزه ای رویداده در ناحیه تغییر کند، هرچند که مقدار متوسط b در یک ناحیه بزرگ همیشه مقداری نزدیک به ۱ است اما برای مقیاس های کوچک تغییرات زیادی نشان می دهد (Ogata et al., 1991; Wiemer and Wyss, 1997). شاید بتوان مهمترین عامل تغییرات b در گستره مختاران را ناهمگن بودن مواد پوسته ای (وجود آمیزه های افیولیتی و رسوبات فلیشی) عنوان کرد.

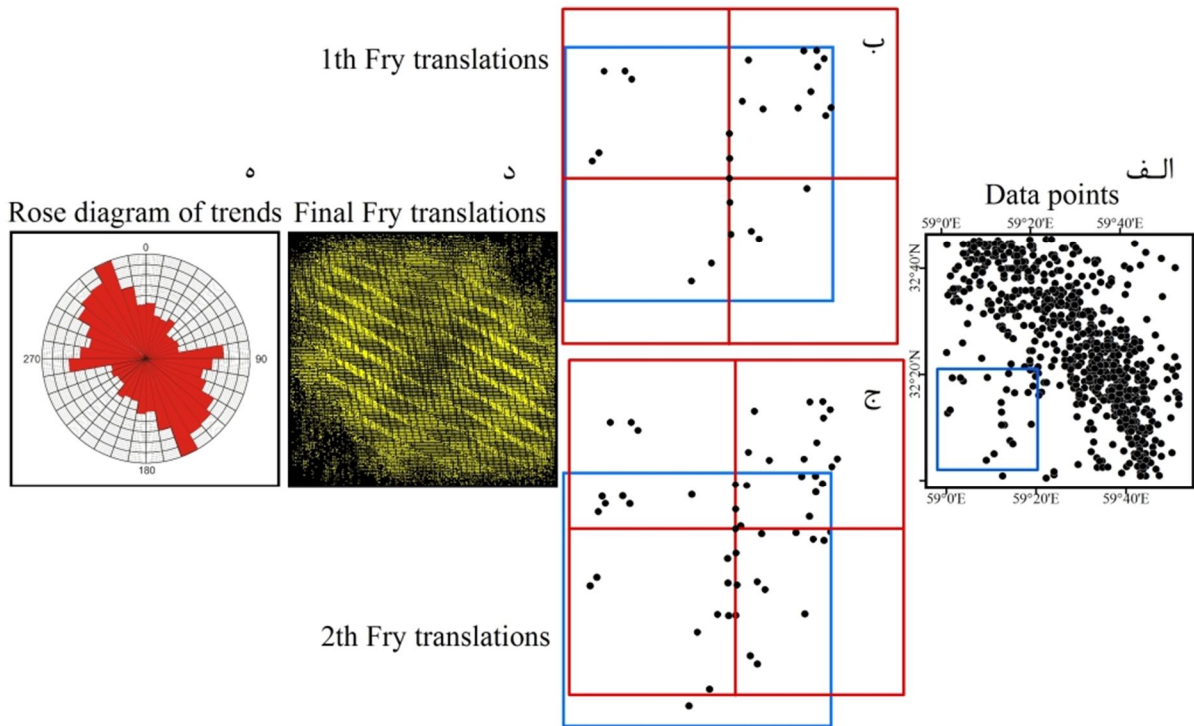
مقایسه نقشه های ۶- ب و ج نشان می دهد که تنها در قطعات سلم آباد و مختاران از سامانه چین گیو و نیز وصله هایی در حوالی نوغاب، کلاته سلیمان

و بیشینه مقدار آن روی لبه های توده قرار می گیرد (Nabighian, 1972, 1974). مزیت استفاده از این روش وابسته نبودن اندازه سیگنال تحلیلی به مشخصات بردار مغناطیس شدگی توده و همچنین بردار مغناطیس زمین است (Roest et al., 1992). اگر روی داده هایی که عملیات برگردان به قطب روی آنها صورت گرفته است، صافی سیگنال تحلیلی اعمال شود، منحنی سیگنال تحلیلی تصحیح می شود و پیک سیگنال تحلیلی دقیقاً روی بی هنجاری مورد نظر قرار خواهد گرفت (Bilim and Ates, 2003). با این حال هنگامی که توده های سبب شونده با پارامترهای متفاوت در مجاورت هم قرار گیرند، تفکیک بین مرز تودها صورت نمی گیرد (Grauch and Cordell, 1987). برای حل این مشکل با توجه به اینکه مشتق قائم عرض بی هنجاری ها را باریک تر می کند، از مشتقات قائم مرتبه بالاتر سیگنال تحلیلی در حوزه بسامد استفاده می کنیم (Hsu et al., 1998). در این زمینه بهترین مرتبه مشتق قائم، مرتبه دوم سیگنالی است. با این روش خطواره های میغان و اسکا به وضوح آشکار می گردند (شکل ۷-د). بر اساس اصولی که قبلاً ذکر شد خطواره های مغناطیسی سلم آباد (SAL.LM)، سربیشه (SAR.LM)، هردنگ (HAR.LM)، معروفان (MAR.LM)، دهک (DHK.LM)، بصیران (BSN.LM)، میغان (MEG.LM) و اسکا (OSK.LM) با روند خاوری- باختری شناسایی شده اند (شکل ۸). اما هدف اصلی این نوشتار یافتن شهادی بر فعالیت مجدد خطواره های پی سنگی در کوتاه تر و عهد حاضر و برقراری ارتباط بین پهنه های لرزه ای فعال با این خطواره ها می باشد. رسیدن به این هدف از دو راه امکان پذیر است: الف- بررسی روندهای خطی پهنه های لرزه ای و در یک ردیف قرار گرفتن ظاهری آنها با ساختارهای پی سنگی که به صورت روند غالب خاوری- باختری در نمودار گل سرخی توزیع مکانی رو مرکز زمین لرزه ها مشهود است (شکل ۵-ه). ب- استفاده از شواهد ریخت زمین ساختی که به طور خاص فعالیت اخیر خطواره هردنگ را اثبات می کند. خطواره هردنگ (HAR.LM) به طول تقریبی ۶۹ کیلومتر، در باختر، انتهای اریب پایانه ای هشتوگان در کوه شاه را قطع کرده و در خاور با گذر از دشت مختاران و کوه بازو، رسوبات آبرفتی (Qt₂) را در جنوب روستای گلندر تحت تاثیر قرار داده که موقعیت آن در (شکل ۸) نشان داده شده است. در این مکان در تصاویر ماهواره ای و مشاهدات صحرایی شهادی از انحراف چپ بر آبراهه در مخروط افکنه های Qt₂ وجود دارد همچنین در ادامه این امتداد، صفحه گسلی با موقعیت N80E, 75SE در واحد های التراباز یکی کرتاسه فوقانی اندازه گیری شده است (شکل ۹).

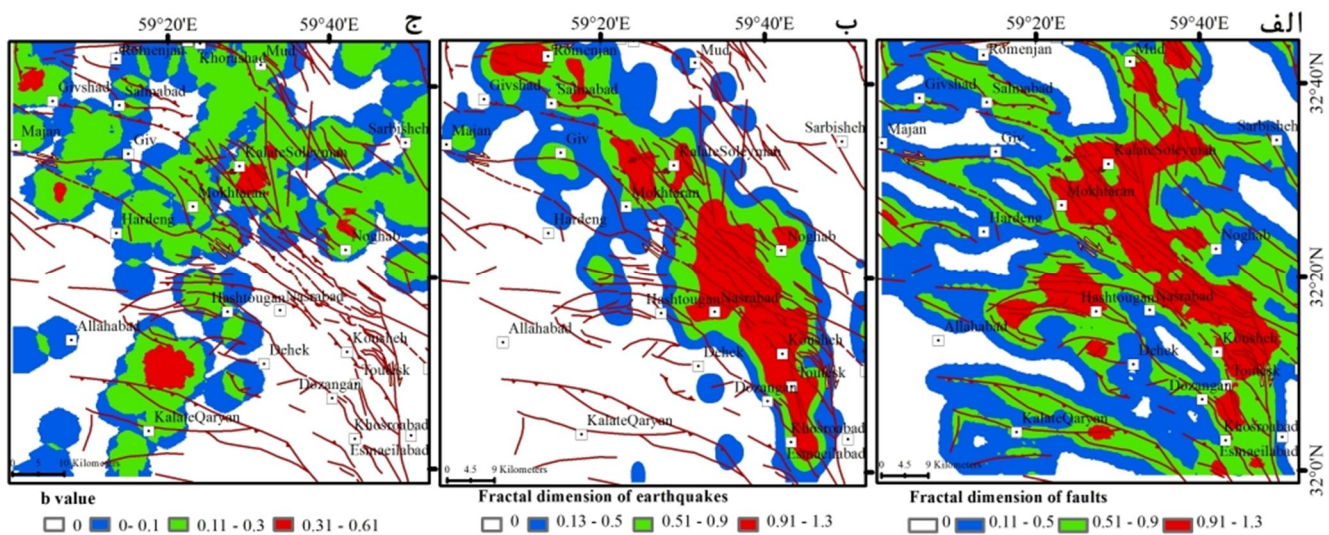
زمین لرزه ها (Hirata, 1989)، تغییرات آرایش دستگاهی (Öncel et al., 1995) و وجود مسائل حل نشده در فهرست داده (Wiemer et al., 1998) ذکر شده اند. از آنجایی که شناسایی ارتباط بین لرزه خیزی درون صفحه ای و زمین ساخت پی سنگی منجر به ارزیابی مجدد خطرات لرزه ای در یک منطقه می گردد (Boyce and Morris, 2002) در گام بعدی این پژوهش اقدام به تهیه نقشه گسلهای پی سنگی در گستره مختاران نموده ایم. بدین منظور در نقشه های مغناطیس هوایی ناحیه پس از تصحیح منطقه ای صافی های زیر اعمال شده است. ابتدا میدان مغناطیسی با استفاده از صافی برگردان به قطب، از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین مایل و شیبدار است به قطب مغناطیسی یعنی جایی که میدان القایی قائم است منتقل می شود زیرا اگر میدان زمین مایل باشد شکل بی هنجاری های مغناطیسی که به صورت القایی به وجود آمده اند نسبت به منابع به وجود آورنده در اثر القای مغناطیسی بر روی منبع خودشان قرار می گیرند. اعمال این صافی در ناحیه مختاران با استفاده از زاویه میل، ۷۳/۲۱ درجه و انحراف مغناطیسی ۱۰/۱۰ درجه و میانگین IGRF برابر ۵۲۴۱۵ نانوتسلا صورت گرفت (شکل ۷-الف). پس از اعمال صافی برگردان به قطب، صافی بالاگذر مشتق اول و دوم قائم بر داده ها اعمال شده است (شکل ۷-د). این صافی برای حذف اثرات ناحیه ای با طول موج بلند و تداخل بین بی هنجاری های مجاور استفاده می شود. مشتق قائم در واقع یک صافی بالاگذر است زیرا بسامدهای بالا را نسبت به بسامدهای پایین افزایش می دهد. در نتیجه اثر بی هنجاری های بزرگ (بی هنجاری های دارای طول موج بلند و بسامد پایین) که مربوط به منابع ژرف هستند بر روی بی هنجاری های کوچک از بین رفته و بی هنجاری های کوچک و محلی به خوبی نمایان می شوند (Silva, 2003; Neawsuparp et al., 2005). بدین ترتیب در عمل مشتق قائم عرض بی هنجاری ها را باریک تر و موقعیت بی هنجاری ها را با دقت بیشتری مشخص می کند (Cooper and Cowan, 2004). سپس مشتقات افقی برگردان شده به قطب مرتبه اول و دوم در راستای X (برای شناسایی خطواره های مغناطیسی شمالی- جنوبی) و راستای Y (برای شناسایی خطواره های مغناطیسی خاوری- باختری) بر داده ها اعمال شد (شکل ۷-ب-ج). بهره گیری از صافی ادامه فراسو بی هنجاری های ایجاد شده در اثر منشأهای کم عمق را بیشتر از بی هنجاری های عمیق تضعیف می کند (Bonilla et al., 1984) در عمل منشأهای عمیق تر با وضوح بهتری دیده می شود و بی هنجاری کم عمق و سطحی در آن از بین می روند (شکل ۷-ه). صافی سیگنال تحلیلی از صافی لبه ای دیگر اعمالی بر داده ها است که ترکیبی از گرادیان افقی و قائم داده های میدان پتانسیل بوده



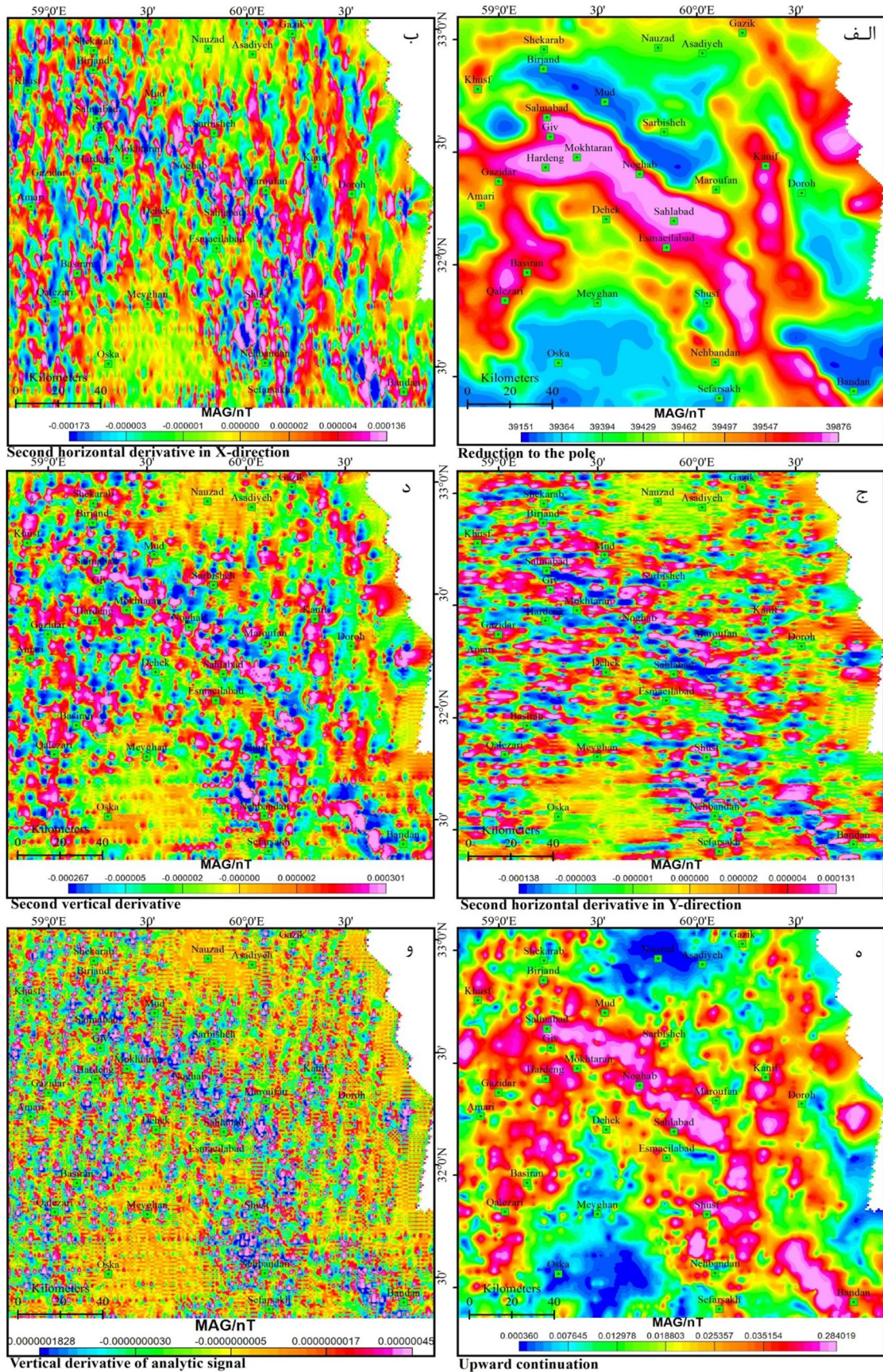
شکل ۴. الف- توزیع رو مرکز رویدادهای لرزه ای در گستره مختاران در بازه زمانی ۲۰۱۴-۲۰۰۶ ب- نقشه چگالی رو مرکزها در شکل الف که با روند شمال باختر- جنوب خاور هم راستا با سامانه چین خورده گیو می باشد.



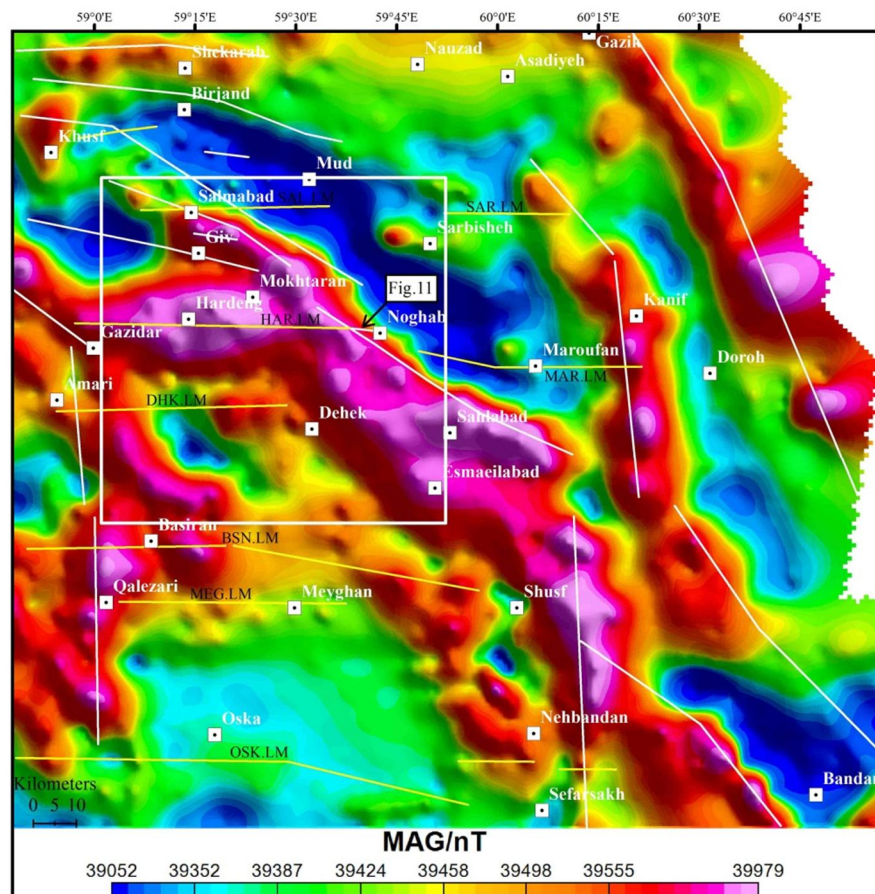
شکل ۵. الف-د- مراحل ایجاد نقشه فرای برای رو مرکز رویدادهای لرزه ای در بازه زمانی ۲۰۰۶-۲۰۱۴ در گستره مختاران. ه- نمودار گل سرخی روندهای توزیع مکانی رو مرکز زمین لرزه ها منتج شده از نقشه فرای.



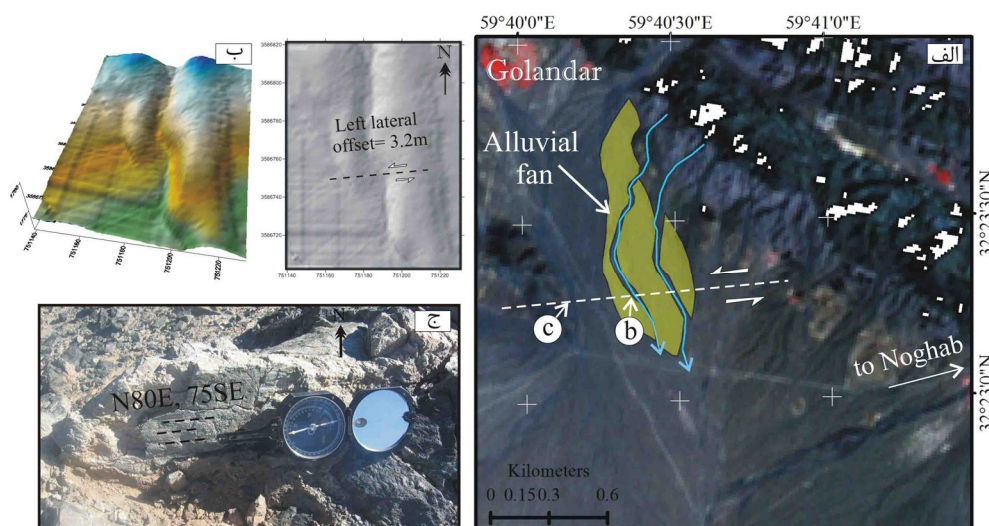
شکل ۶. الف- نقشه پربندی بعد برحالی گسل های کوتاهتر (D_f) ب- نقشه پربندی بعد برحالی رو مرکز زمین لرزه ها (D_s) ج- نقشه پربندی مقدار b در گستره مختاران. (جهت توضیح بیشتر به متن رجوع شود).



شکل ۷. الف- و- نقشه های مغناطیسی هوایی گستره مختاران و پیرامون آن پس از تصحیح منطقه ای و اعمال صافی های لازم جهت آشکار سازی خطواره های مغناطیسی نشان داده شده است. این صافی ها عبارتند از: الف- برگردان به قطب، ب- مشتق افقی مرتبه دوم در جهت X، ج- مشتق افقی مرتبه دوم در جهت Y، د- مشتق قائم مرتبه دوم، ه- ادامه فراسو، و- مشتق قائم مرتبه دوم سیگنال تحلیلی. (جهت توضیح بیشتر به متن رجوع شود).



شکل ۸. نقشه سایه دار شدت کل میدان مغناطیسی زمین در گستره مختاران (کادر سفید) و پیرامون آن. خطواره های مغناطیسی با رنگ سفید با گسل های شناخته شده در منطقه هم خوانی دارند که برای ساده کردن نقشه از مستند کردن همه آنها خودداری شده است. خطواره های مغناطیسی به رنگ زرد با روند غالب خاوری-باختری، مورد نظر این تحقیق می باشد. این خطواره ها عبارتند از: خطواره های مغناطیسی سلم آباد (SAL.LM)، سربیشه (SAR.LM)، هردنگ (HAR.LM)، معروفان (MAR.LM)، دهک (DHK.LM)، بصیران (BSN.LM)، میغان (MEG.LM) و اسکا (OSK.LM) (جهت توضیح بیشتر به متن رجوع شود).



شکل ۹. الف- تصویر ماهواره ای استر که انحراف چپ بر رسوبات مخروط افکنه ای در واحد های Qt_2 را در جنوب روستای گلندر نشان می دهد. ب- نقشه عارضه نگاری بخشی از آبراهه منحرف شده که با GPS دو فرکانسه برداشت شده است. جایجایی چپ بر آبراهه ۳/۲ متر است. ج- در باختر منطقه، صفحه گسلی با موقعیت N80E, 75SE در واحد های الترابازیکتی کرتاسه فوقانی آشکار است.

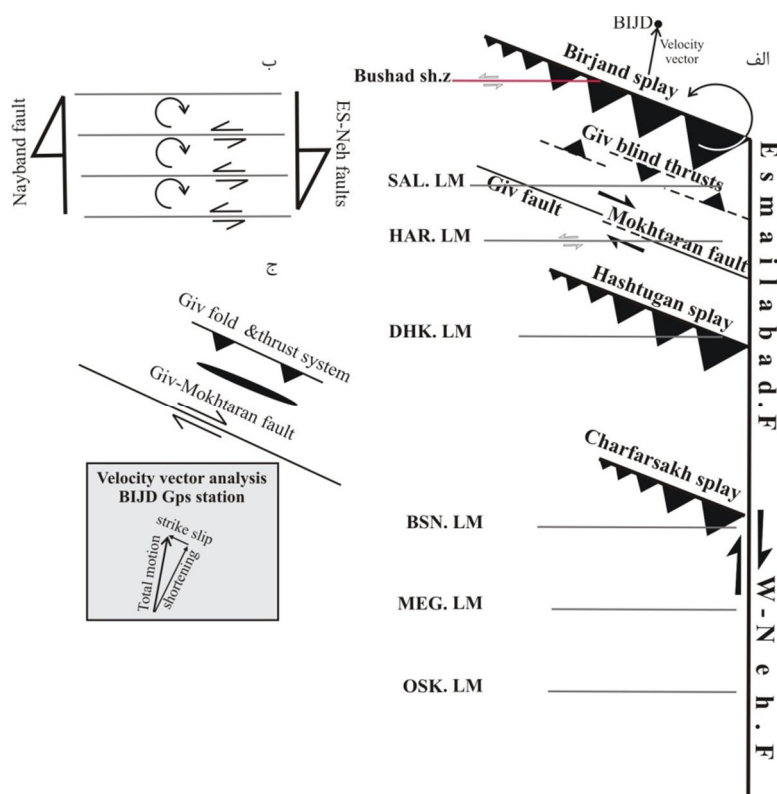
الگوی دگرشکلی فعال و نتیجه گیری

الگوی دگرشکلی غالب در این منطقه، متأثر از راندگی های پایانه ای گسل های امتداد لغز است (Walker and Khatib, 2006) که در مراحل مختلف فعالیت و رشد سامانه گسلی راست بر اسماعیل آباد- نه باختری، ارباب های چارفرسخ، هشتوگان و بیرجند، ایجاد شده اند (خطیب و شهریاری، ۱۳۷۷) (شکل ۱۰- الف). در واقع نتیجه تغییر مکانی در الگوی گسلش امتداد لغز راست بر شمالی- جنوبی اسماعیل آباد در جنوب، به راندگی های پراکنده خاوری- باختری شکراب در شمال، ایجاد ساختارهای انتقالی نظیر سامانه راندگی گیو است (Bayasgalan et al. 1999; Walker and Khatib, 2006). تحقیقات پیشین در خاور ایران همگرایی مایل بین بلوک های ایران مرکزی و افغانستان را تایید می کند (Berberian et al., 2000). همچنین بررسی ایستگاه Gps دائمی بیرجند، در فاصله ۴۸ کیلومتری شمال باختر مختاران، نشان می دهد بردار سرعتی در این بخش روند N09E را دارد که نسبت به روند کمربند دگرریختی در منطقه مایل است. از این رو با در نظر گرفتن ریخت زمین ساخت فعال در جنوب ارباب بیرجند (کوهستان باقران) نظیر چین خوردگی های هم لرز گیو و گسلش امتداد لغز راست بر گیو- مختاران که به موازات یکدیگر در جهت شمال باختر آرایش یافته اند و نیز تحلیل بردار سرعتی بر روی ساختارهای مذکور می توان الگوی جزء بندی واتنش را برای این بخش از خاور ایران عنوان کرد (شکل ۱۰- ج).

عملکرد سامانه برشی راست بر اسماعیل آباد- نه باختری در خاور و نایبند در باختر بلوک لوت بر سامانه خطواره های مغناطیسی خاوری- باختری ذکر شده می تواند ایجاد جنبش چپ بر و چرخش بلوک ها در جهت عقربه های ساعت کند (شکل ۱۰- ب) که بایستی در تحلیل دگرریختی فعال و خطر لرزه خیزی منطقه مد نظر قرار گیرند. بنابراین در گستره مختاران، دگرریختی های فعال نظیر چین های هم لرز مرتبط با راندگی های کور گیو و سامانه راستالغز راست بر گیو- مختاران نتیجه تکامل پایانه ای گسل امتداد لغز راست بر اسماعیل آباد و جزء بندی واتنش در این منطقه هستند. همچنین خطواره های مغناطیسی خاوری- باختری معرفی شده در این تحقیق به علت قرارگیری در سامانه برشی شمالی- جنوبی راست بر نه- نایبند می تواند خطرات لرزه ای ناشی از عملکرد چپ بر این گسل ها و چرخش بلوکی حاصله را قوت بخشد.

سیاسگزار

بدین وسیله از گروه زمین شناسی دانشگاه بیرجند که امکانات این پژوهش را فراهم آوردند و نیز از جناب دکتر غلامرضا نوروزی (گروه معدن دانشگاه بیرجند) در تفسیر نقشه های زمین مغناطیس و از مهندس محمد علی انواری (سازمان نقشه برداری شمال شرق کشور) برای در اختیار گذاردن اطلاعات شبکه ژئودینامیک شرق کشور (IPGN) قدر دانی می شود. از همکاری مهندس حمید معینی (کارشناس موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران) در برنامه نویسی رایانه ای و همراهی آقای رضا پیله ور در بازدید های صحرایی تشکر می شود.



شکل ۱۰. الف- الگوی ارباب پایانه ای گسلهای امتداد لغز (Walker & Khatib, 2006) به همراه خطواره های مغناطیسی خاوری- باختری شناخته شده در این تحقیق نمایش داده شده است. ب- الگوی چرخش بلوکی: عملکرد سامانه برشی اسماعیل آباد- نه باختری و نای بند بر خطواره های مغناطیسی خاوری- باختری شناخته شده در این تحقیق می تواند جنبش چپ بر و چرخش در جهت عقربه های ساعت را سبب شود. ج- الگوی جزء بندی واتنش، تحلیل بردار سرعتی منطقه بر روی ساختار های فعال موجود نشان از تقسیم واتنش کلی به دو مولفه امتداد لغز و فشاری دارد که به صورت ساختارهای چین و راندگی های موازی با گسل امتداد لغز نمود می یابد.

منابع

- تراپی زاده. ح.، ۱۳۸۱، بررسی لرزه زمین ساخت منطقه بیرجند با تاکید بر عملکرد گسل پویای گیو، پایان نامه کارشناسی ارشد. خطیب.م.م.، شهریاری.س.، ۱۳۷۷، هندسه پایانه گسل های امتداد لغز، پایان نامه دکتری، ص ۴۵-۱۸.
- زمانی بایگهری.م.، خطیب.م.م.، میراب شبستری، غ.ر.، ۱۳۸۸، ارزیابی دوره های فعالیت پاره های گسل گیو با استفاده از تراورتن های همزاد با زمین لرزه، پایان نامه کارشناسی ارشد.
- Aki.K., 1984, Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, *J. Geophys. Res.*, Vol:89, p: 5867-5872.
- Alvarez-Ramirez.J., Echeverria.J.C., Ortiz-Cruz.A., Hernandez.E., 2012, Temporal and spatial variations of seismicity scaling behavior in Southern México, *Journal of Geodynamics*, Vol:54, p:1- 12.
- Ambraseys.N.N. and Melville.C.P., 1982, A History of Persian Earthquakes, Cambridge Univ. Press, New York.
- Barton.D.J., Foulger.G.R., Henderson.J.R. and Julian.B.R., 1999, Frequency-magnitude statistics and spatial correlation dimensions of earthquakes at Long Valley caldera, California, *Geophys.J. Int.*, Vol:138, p:563-570.
- Bayasgalan.A., Jackson.J., Ritz. J.F., Carretier.S., 1999, Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance, *Tectonics*, Vol:18, p:394 – 411.
- Berberian.M., Yeats.R.S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol:89, p:120-139.
- Berberian.M, 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, Vol:241, p:193-224.
- Berberian.M., Jackson.J.A., Qorashi.M., Talebian.M., Khatib.M., 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.*, Vol: 142, p:283-299.
- Bhattacharya.p.M., Majumdar.R.K., Kayal.J.R., 2002, Fractal dimension and b-value mapping in northeast India, *Curr Sci*, Vol:82, 1486-1491.
- Bilim.F., Ates.A., 2003, Analytic signal inferred reduced to the pole data, *Blaken geophysical Society*, Vol:6, p:66-74.
- Bonilla.M.G., Mark.R.K., Lienkaemper.J.J., 1984, Statistical relation among earthquake magnitude, surface rupture length and surface displacement, *Bull. Seism. Am.*, Vol:74, p:2379-2411.
- Boyce.J.I. and Morris.W.A., 2002, Basement-controlled faulting of Paleozoic strata in southern Ontario, Canada: new evidence from geophysical lineament mapping, *Tectonophysics*, Vol:353, p:151- 171.
- Cooper.G.R.J., Cowan.D.R., 2004, Filtering using variable order vertical derivatives, *Computer and Geosciences*, Vol:30, p:455-459.
- Dimri.V.P., 2000, Fractal behavior of the earth system, Springer, Berlin.
- Engdahl.E.R., Vander Hilst.R., Buland.R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol:88, p:722-743.
- Forrest.S.R. and Witten.T.A., 1979, Long range correlation in smoke particle aggregates, *Journal of physics*, Vol:12, No:5, pp: 109-117.
- Fry.N., 1979, Random point distributions and strain measurement in rocks, *Tectonophysics* , Vol:60, p:89-105.
- Grassberger.P. and Procaccia.L., 1983, Measuring the strangeness of strange attractors, *Physica*, Vol:9, p:189-208.
- Grauch.V.J. and Cordell.L., 1987, Limitations of determining density or magnetic boundaries from horizontal gradient of gravity or pseudogravity data, *Geophysics*, Vol:52, p:118-124.
- Henderson.J.R. and Main.I.G., 1992, A simple fracture-mechanical model for the evolution of seismicity, *Geophys. Res. Lett.*, Vol:19, p:365-368.
- Henderson.J.R., Main.I.G., Pearce.R.G. and Takeya.M., 1994, Seismicity in north-eastern Brazil: fractal clustering and the evolution of the B-value, *Geophys.J. Int.*, Vol:116, p:217-226.
- Hirata.T., Satoh.T. and Ito.K., 1987, Fractal structure of spatial distribution of microfracturing in rock, *Geophys.J. R. Astron. Soc*, Vol:90, p: 369-374.
- Hirata.T., 1989, A Correlation between the b- value and the fractal dimension of earthquake, *Journal of Geophysical Research*, Vol:94, p:7507-7514.
- Hsu.S.K., Coppense.D., Shyu.C.T., 1998, High resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies, An enhanced analytic signal technique, *Geophysics*, Vol:61, p:1947-1957.
- Jackson.J., Bouchon.M., Fielding.E., Funning.G., Ghorashi.M., Hatzfeld.D., Nazari.H., Parsons.B., Priestley.K., Talebian.M., Tatar.M., Walker.R., Wright.T., 2006, Seismotectonic, rupture-process, and earthquake-hazard aspects of the 26 December 2003 Bam, Iran, earthquake. *Geophysical Journal International*, Vol:163, p:90-105.
- Kagan.Y.Y. and Knopoff.L., 1980, Spatial distribution of earthquakes: The two-point correlation function, *Geophys J*