

شواهد ساختاری و مغناطیسی هوایی بر شکل‌گیری گسلش پنهان شوسف در فراگام گرفتاری نه خاوری - اسماعیل آباد (خاور ایران)

محمدامیر علیمی^۱، محمد مهدی خطیب^۲، خالد حسامی آذر^۳ و محمود رضا هیهات^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

^۳ دانشیار، پژوهشکده بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۴ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۱/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۷/۰۷

چکیده

وجود آرایه‌ای از گسل‌های راستالغز نردبانی در خاور ایران سبب شکل‌گیری خم یا فراگام‌های رهایی و گرفتاری می‌شود که در مواردی، در بخش‌های تراکشی یا ترافشاری این ساختارها، گسل‌ها پنهان هستند. این موضوع در فراگام گرفتاری چپ‌گام نه خاوری - اسماعیل آباد بررسی شده است. در ساختار عرضی مرتبط با این فراگام وجود دگرریختی فشارشی به صورت چین‌خوردگی و بالاآمدگی رسوبات نوژن پسن، کواترنر و عهد حاضر، عملکرد گسل شوسف را به صورت راندگی نهان و کور آشکار می‌کند. پردازش نقشه‌های بی‌هنجاری مغناطیسی وجود خطواره مغناطیسی شوسف را نشان می‌دهد که انطباق خوبی با گسل شوسف و قطعات نهان آن دارد. همچنین با رسم مقاطع GPS نفاضلی عمود بر راستای پرتگاه گسل شوسف به بررسی بخش پنهان آن پرداخته شده است. در این پژوهش با استفاده از نقشه‌برداری ریخت‌شناسی سطحی، روش میانه مخروط افکنه و تصاویر ماهواره‌ای، جاماندگی افقی و قائم تجمعی مرتبط با زمین‌ساخت فعال کواترنری روی گسل شوسف محاسبه شده است که میانگین آن به ترتیب ۹۲ و ۴/۲۵ متر به دست آمد. تحلیل بردار سرعتی ایستگاه ژئودینامیکی نه‌بندان بر گسل شوسف، فرگشت ساختار عرضی فراگام در عهد حاضر را به صورت بالاآمدگی همراه با جابه‌جایی چپ‌بر نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: GPS نفاضلی، خاور ایران، دگرریختی ترافشاری، راندگی پنهان، فراگام گرفتاری.

*نویسنده مسئول: محمد امیر علیمی

E-mail: malimi@birjand.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

شدت پتانسیل زمین‌لرزه‌های آینده در نواحی گسلی راستالغز فعال مهم است (Ben-Zion et al., 2012). اهمیت موضوع آنجا بالا می‌رود که در مواردی رشد خم‌های گرفتاری در طول گسل اصلی صورت می‌گیرد و با رشته‌کوه‌های مجاور یکی می‌شوند و کمتر به صورت خاص قابل شناسایی هستند.

دلیل اهمیت مطالعه این ساختارها در خاور ایران، وجود سامانه‌ای از گسل‌های راستالغز فعال است که ایجاد مناطق کششی و فشارشی میان آنها، خم‌ها یا فراگام‌های رهایی و گرفتاری را سبب شده و ممکن است به صورت پنهان فعالیت کنند. مطالعه لرزه‌زمین‌ساختی زمین‌لرزه‌های مخرب، اهمیت الگوی خم‌های گرفتاری فعال را خاطر نشان می‌کند که تعدادی از آنها عبارتند از:

- خم گرفتاری بم که در کواترنر پسن فعالیت داشته، مرتبط با گسل‌های اصلی غوک-سبزواران است. کانون سطحی زمین‌لرزه ۲۰۰۳ بم با بزرگی (M_w) ۶/۶ در این خم گرفتاری واقع شده است (Cunningham & Mann, 2007). مطالعه تصاویر ماهواره‌ای Aster3D نیز وجود خم گرفتاری متأثر از بخش فشاری سامانه گسلی راست‌گام (Step right) به طول ۶۰ کیلومتر میان بروات و بم را تأیید می‌کند (Fu et al., 2004).
- خم گرفتاری پورنگ، در راستای گسل راستالغز راست‌بر پورنگ (قلعه سرخ)، در خاور ایران که طی زمان سنوزویک فعالیت داشته و به عنوان یک خم کهن معرفی شده است (Walker & Jackson, 2004).

- الگوهای شکست در آبرفت‌های کواترنر در زمین‌لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض با بزرگی (M_w) ۷/۲، در راستای گسل راستالغز چپ‌بر دشت بیاض، ساختارهای خم گرفتاری و رهایی را نشان می‌دهد (Tchalenko & Ambraseys, 1970).

- زمین‌لرزه‌های ۱۹۰۶ سانفرانسیسکو کالیفرنیا با بزرگی (M_w) ۷/۹ (Zoback et al., 1999)؛ انسی مصر با بزرگی (M_w) ۵ (Courboulex et al., 1999) و ۱۹۹۹ دوزه ترکیه با بزرگی (M_w) ۷/۱ (Duman et al., 2005) در فراگام‌های گرفتاری هسته‌بندی و ایجاد شده‌اند.

پهنه ساختاری سیستان (خاور ایران) شامل سامانه‌های بسیاری از گسل‌های راستالغز موازی و پلکانی بوده که قرارگیری آن به عنوان پهنه انتقالی در مرز برخوردی بلوک‌های لوت و افغان (هیلمند) مکان مناسبی برای ایجاد خم‌ها یا فراگام‌های رهایی و گرفتاری (Releasing and restraining bend or stepover) فراهم ساخته است.

خم‌ها یا فراگام‌های رهایی و گرفتاری اشکالی هستند که به طور معمول در سامانه‌های گسلی راستالغز درون قاره‌ای فعال و کهن یافت می‌شوند (Crowell, 1979; Mann et al., 1985; Bürgmann, 1991; Wakabayashi et al., 2004; Ben-Zion et al., 2012; Dooley & Schreurs, 2012). خم‌ها یا فراگام‌های گرفتاری در امتداد گسل‌های راستالغز و یا در پایانه‌شان جایی که جهت (Sense) گام خم یا فراگام مخالف سوی برش گسل (راست‌بر یا چپ‌بر) باشد شکل می‌گیرند. در چنین ساختاری جابه‌جایی در امتداد سامانه گسلی راستالغز سبب ایجاد همگرایی مایل یا ترافشارش در محل خم می‌شود که نتیجه آن نواحی برخاسته و گسل خورده است (Curtis, 1999).

شناسایی خم‌ها یا فراگام‌های گرفتاری بین قطعات گسلی امتدادلغز مهم است چرا که ناپیوستگی‌های هندسی و تغییر سوی گسل‌های اصلی با ایجاد این ساختارها مناطق مقاومی را شکل می‌دهند که لغزش‌های لرزه‌زا (Seismogenic slip) را متوقف و یا از ایجاد آن جلوگیری می‌کنند (Das & Aki, 1977; King & Yielding, 1983; King, 1986). به عبارت دیگر در هنگام رخداد زمین‌لرزه، گسترش شکست در پشت این مناطق مقاوم متوقف می‌شود و می‌تواند به صورت سدهایی در برابر رشد زمین‌لرزه‌ها رفتار کند (King & Nebelek, 1985; Sibson, 1985; Barka & Kadinsky-Cade, 1988). همچنین این مناطق با تمرکز تنش، ممکن است محلی برای شروع و نمو زمین‌لرزه‌های اصلی آماده سازند (Shaw, 2006). بنابراین مستند کردن این موضوع که آیا خم گرفتاری خاص ممکن است به عنوان سد لرزه‌ای در آینده رفتار کند یا خیر ضروری به نظر می‌رسد و در ارزیابی

۲- زمین‌شناسی، گسلش فعال و لرزه‌خیزی گستره شوسف

روند شمال باختر- جنوب خاور صورت می‌گیرد که به‌عنوان راندگی‌های پایانه‌ای گسل اسماعیل‌آباد شناخته می‌شوند (Walker & Khatib, 2006).

لرزه‌خیزی در خاور ایران در امتداد گسل‌های راستالغز دربرگیرنده بلوک‌های به‌نسبت پایدار بی‌لرزه‌لوت و افغان تمرکز دارد و یا در ارتباط با گسل‌های راندگی اریب پایانه‌ای گسل‌های راستالغز هستند (Berberian, 2014). با این وجود در امتداد گسل‌های نه‌خاوری و باختری زمین‌لرزه‌تاریخی و دستگامی بزرگی ثبت نشده است. البته نبود زمین‌لرزه‌های تاریخی ثبت‌نشده نشانه نبود فعالیت لرزه‌ای در امتداد این گسل‌ها نیست. نبود زمین‌لرزه‌های تاریخی می‌تواند وابسته به دورست بودن و جمعیت پراکنده منطقه یا دوره بازگشت طولانی زمین‌لرزه باشد. اگر فاصله دوره بازگشت زمین‌لرزه برای این گسل‌ها چند هزار سال باشد در نتیجه کرنش در امتداد آنها در حال انباشته شدن است زیرا کسری لغزش زمین‌ساختی صفحات به‌وسیله زمین‌لرزه آزاد نمی‌شود (Berberian & Yeats, 1999). با این توضیح گسل‌های فعال نه‌خاوری و باختری تهدید اصلی آینده در منطقه هستند.

در منطقه مورد مطالعه زمین‌لرزه‌های با بزرگی بالای ۵ به‌همراه سازوکار کانونی آنها در جدول ۱ و شکل ۲-ب آمده‌اند.

زمین‌لرزه نهبندان در ۸ مارس ۱۹۲۸ میلادی با بزرگی (M_w) ۵/۵ در خاور نهبندان و باختر نه‌خاوری رخ داد که ممکن است در اثر فعالیت نه‌خاوری ایجاد شده باشد. زمین‌لرزه لاخ‌کوه در ۱۵ مارس ۱۹۹۰ با بزرگی (M_w) ۵/۲ در جنوب لاخ‌کوه سفید و گرمه (۲۳ کیلومتری شمال خاور نهبندان)، یعنی جایی که گسل نه‌خاوری به سوی شمال خاور انحراف می‌یابد، رخ داد. سازوکار کانونی زمین‌لرزه فعالیت راستالغز راست‌بر گسل نه‌خاوری در راستای شمال-شمال خاوری را نشان می‌دهد.

توالی از پنج رخداد لرزه‌ای با بزرگی‌های (M_w) ۶/۲-۵/۵ در فوریه ۱۹۹۴، در جنوب منطقه (سفیدابه) رخ داد. مشاهدات صحرائی، تصاویر ماهواره‌ای و لرزه‌شناسی نشان دادند که سامانه گسلی سفیدابه وابسته به فعالیت گسلش کور با روند شمال باختری- جنوب خاوری است (Berberian et al., 2000) که در واقع اریب‌های پایانه شمالی گسل راستالغز راست‌بر زاهدان است.

دو زمین‌لرزه ۲۰ ژوئن ۱۹۹۷ و ۱۰ آوریل ۱۹۹۸ به ترتیب با بزرگی‌های (M_w) ۵/۶ و ۵/۸ در شمال منطقه روی داده‌اند که به گسل راستالغز راست‌بر پورنگ (قلعه سرخ) نسبت داده می‌شوند (شکل ۱-ب؛ Walker & Khatib, 2006). همچنین به نظر می‌رسد که رخداد لرزه‌ای چاه‌خو در ۲۱ نوامبر ۲۰۱۱ با بزرگی (M_w) ۵/۰ نتیجه فعال شدن پایانه جنوبی این گسل باشد.

زمین‌لرزه چاه‌داشی در ۲۳ اکتبر ۲۰۰۰ با بزرگی (M_w) ۵/۳ در جنوب کوه‌بزرگ (۲۲ کیلومتری باختر نهبندان) رخ داد. با در نظر گرفتن سازوکار کانونی زمین‌لرزه، می‌توان فعالیت اریب نه‌باختری را در راستای شمال-شمال باختری و به‌صورت وارون با مؤلفه راست‌بر در نظر گرفت.

مطالعه نقشه رومرکز زمین‌لرزه‌های دستگامی منطقه با بزرگی بالای ۴ نشان از فعالیت گسل‌های راستالغز اصلی شناخته‌شده و پایانه آنها دارد (شکل ۲-ب). همچنین بررسی خردلرزه‌ها در فاصله زمانی ۲۰۱۳-۲۰۰۶ (برگرفته از IGUT آزادسازی انرژی در راستای سامانه گسلی یادشده را تأیید می‌کند و تمرکز خردلرزه‌ها در راستای روندهای گسلی شمال باختر- جنوب خاور را آشکار می‌سازد. این تمرکز در بخش فشارشی ناشی از جنبش راست‌بر گسل اسماعیل‌آباد (شمال باختر منطقه)، نشان از فعالیت راندگی‌های پایانه‌ای این گسل در بخش شمالی دارد (شکل ۲-ج).

۳- شواهد شکل‌گیری خم و فراگام گرفتاری نه- اسماعیل‌آباد

الگوی دگرشکلی چیره در گستره شوسف، متأثر از سامانه گسلی راستالغز اصلی شمالی-جنوبی است. بردار سرعتی در ایستگاه نهبندان (NEBA) از شبکه IPGN

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ساختاری سیستان و در مرز میان بلوک‌های لوت و افغان در خاور ایران واقع است. این پهنه باریکه‌ای از سنگ‌کره تیتیس جوان است که در پالتوسن و سنوماین (۸۹Ma-۵۵) تحلیل رفته و در طی دوره اتوسن در اثر برخورد قاره‌ای فرارونده شده است. در کرتاسه پسین (Late cretaceous) تا تشریری سنگ‌های پهنه زمین‌درز سیستان امروزی، دو بلوک ساختاری قاره‌ای مجزا یعنی بلوک لوت در باختر و بلوک افغان در خاور را از هم جدا می‌کردند. کافت‌شدگی (گروه کافتی چشمه استاد) در کرتاسه پسین، این دو بلوک را با ایجاد حوضه اقیانوسی کوچک جدا کرد و با فرورانش شمال خاوری، این حوضه شروع به بسته شدن کرده و در زمان اتوسن میانی برخورد صورت گرفت. گسترش گسل‌های راستالغز شمالی- جنوبی پس از میوسن (post Miocene) اشاره به تأثیر برخورد میوسن- پلیوسن میان صفحات عربی اوراسیا دارد (Berberian & King, 1981).

دگربرختی فعال خاور ایران توسط گسل‌های راستالغز راست‌بر شمال-شمال باختری یا شمالی- جنوبی و نیز راندگی‌های پایانه‌ای آنها با روند شمال باختری- جنوب خاوری کنترل می‌شود (Berberian et al., 2000). گسل‌های راستالغز راست‌بر نه و کهورک در خاور و نایبند، غوک و سبزواران در باختر جداکننده بلوک لوت از بلوک‌های افغان و ایران مرکزی هستند (شکل ۲-الف). برش راست‌بر بین بلوک‌های افغان و ایران مرکزی با نرخ لغزش ۱۶-۱۳ mm/year در راستای گسل‌های یادشده برآورد شده است (Walker & Jackson, 2002; Meyer & Le Dortz, 2007; Walker et al., 2010).

در گستره شوسف دگربرختی‌های موجود ناشی از عملکرد گسل‌های اصلی شمالی-جنوبی نه‌باختری، نه‌خاوری و اسماعیل‌آباد است. این دگربرختی به‌صورت ایجاد راندگی‌های پایانه‌ای در انتهای گسل‌های نه- اسماعیل‌آباد (شکل‌گیری اریب‌های چهارفرسوخ، سهل‌آباد و بیرجند) (خطیب، ۱۳۷۷) نمود دارد (شکل ۱-الف). گسل‌های فعال نه‌باختری و نه‌خاوری با امتداد شمالی- جنوبی، به طول ۲۰۰ کیلومتر، سازوکار اصلی راستالغز راست‌بر دارند که در برخی نقاط مؤلفه فشاری نیز به این جنبش افزوده می‌شود. این گسل‌ها در حاشیه خاوری بلوک لوت واقع شده و از منشورهای افزایشی به‌شدت دگربرخت شده سیستان عبور می‌کنند (Berberian, 1976). نرخ لغزش هولوسن در نه‌خاوری ۲/۵-۱/۷۵ mm/year و در نه‌باختری ۵-۰/۱ mm/year اندازه‌گیری شده است (Meyer & Le Dortz, 2007). داده‌های نوین GPS نرخ لغزش راستالغز امروزی را 0.6 ± 0.5 mm/year برای گسل‌های خاور لوت (کهورک، نه، آواز-گزیک و آبیز) نشان می‌دهد (Walpersdorf et al., 2014). در حالی که نرخ لغزش زمین‌شناسی در هولوسن برای این گسل‌ها 4 ± 8 mm/year برآورد شده است (Meyer & Le Dortz, 2007; Le Dortz et al., 2009). گسل نه‌خاوری در محل لاخ‌کوه گرمه (LKG) به سوی شمال خاور تغییر مسیر داده و در ادامه سرشاخه‌های آن در افضل‌آباد منشعب می‌شود. شماری از خردگسله‌های نه‌خاوری نیز در لاخ‌کوه سفید (LKS) به سوی شمال گسترش می‌یابد (شکل ۱-ب). در این کوهستان و در باختر گسل نه‌خاوری آمیزه فیولیتی شامل پریدوتیت، گابرو، بازالت، دیاباز و رسوبات پلاژیک با سن کرتاسه‌بالایی رخنون دارد. به‌نظر می‌رسد نفوذ همین ساختارهای پوسته‌ای از پیش موجود بر امتداد گسل راستالغز در حال رشد نه‌خاوری، سبب ایجاد انحراف آن از خط مستقیم شده است (شکل ۱).

گسل راستالغز راست‌بر اسماعیل‌آباد با هندسه چیره N-S, 75W، به طول ۳۴/۲ کیلومتر، به‌صورت چپ‌گام نسبت به گسل نه‌باختری واقع شده است. این گسل شامل ۷ قطعه گسلی بوده که آرایش آنها به‌صورت راست‌گام و چپ‌گام سبب ایجاد مناطق فشاری و کششی می‌شود (اسدی، ۱۳۹۱). در انتهای شمالی گسل اسماعیل‌آباد تغییر الگوی گسلش از شمالی- جنوبی به سامانه راندگی مختاران با

می‌پیوندند (Zhang et al., 1989; Mcclay & Bonora, 2001) ولی ساختار عرضی در فراگام نه خاوری- اسماعیل آباد با انتهای گسل‌های راستالغز اصلی پایان نیافته است و این گسل‌ها ادامه دارند (شکل ۲- الف). بنابراین به نظر می‌رسد عنوان پایانه گسلی برای این بخش محتمل نیست. افزون بر این در نقشه‌های زمین‌مغناطیس‌هواپی شواهدی از خطواره‌های مغناطیسی در شمال و جنوب گسل عرضی شوسف وجود دارد که می‌توانند دیگر گسل‌های رشد یافته در این فراگام باشند (شکل ۸).

۵- ساختارهای عرضی در فراگام گرفتاری نه خاوری- اسماعیل آباد

۵-۱. قطعه گسلی شوسف

در حد فاصل گسل‌های نه و اسماعیل آباد کوتاه‌شدگی پوسته‌ای به صورت توپوگرافی‌های بالاآمده نمود دارد. کوهستان هوری با ارتفاع بیشینه ۲۷۰۸ متر از سطح تراز دریا در جنوب و باختر شهرستان شوسف واقع است و شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های سخت‌شده، آهک و مارن دگرگون‌شده پالئوژن (فلیش) و سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری نئوژن است (شکل ۱). در جنوب این کوهستان در کوه‌چشمه (KCH) سنگ‌های الترامافیکی و افیولیتی به سن کرتاسه دیده می‌شود. مرز این کوهستان و دشت به صورت گسلی از کنگلومراهای سخت نشده نئوژن و نیز رسوبات ماسه‌ای کهن در مخروط‌افکنه‌های Qt_1 جدا شده است (شکل‌های ۱ و ۴- الف). در پیشانی کوهستان هوری مخروط‌افکنه‌های آبرفتی بر پایه نوع واحدها به دو دسته تقسیم می‌شوند. مخروط‌افکنه‌های جوان (Qt_1) که به همراه مخروط‌افکنه‌های کهن (Qt_1) نمایان شده‌اند. در همسایگی شهر شوسف، در نیمرخ حاصل از برش جاده‌ای گسل خوردگی در رسوبات مخروط‌افکنه‌ای نئوژن و Qt_1 دیده می‌شود. شکل‌گیری ساختار گلواره در رسوبات نئوژن نشان‌دهنده عملکرد راستالغز گسل به صورت محلی است که توسط گسلی با سازوکار وارون (گسل شوسف) قطع می‌شود (شکل ۵- الف). قطعه گسلی شوسف، گسلی وارون با مؤلفه چپ‌بر بوده که هندسه آن در واحدهای Qt_1 , N290, 35 NE اندازه‌گیری شده است. تحلیل بردار سرعتی شبکه ژئودینامیک خاور کشور در ایستگاه نهبندان (NEHB)، فشارش و برش چپ‌بر روی این گسل را توجه می‌کند (شکل ۳- الف). اثر این قطعه گسلی در تصاویر ماهواره‌ای نیز مشهود بوده و با روند شمال باختری پس از گذر از کوهستان هوری با زاویه‌ای حدود ۹۰ درجه به گسل اسماعیل آباد می‌پیوندد. گفتنی است پیوند یادشده به انتهای گسل اسماعیل آباد نیست و این گسل به سوی جنوب ادامه دارد (شکل‌های ۱ و ۳- الف). ۱۶ کیلومتر از گسل شوسف واحدهای پالئوژن و نئوژن کوهستان هوری و ۶ کیلومتر مخروط‌افکنه‌های Qt_1 پیشانی کوهستان را قطع می‌کند و جاماندگی افقی و قائم آن به روشنی در تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات صحرایی قابل شناسایی است (شکل ۴- الف). شکل‌گیری چین‌هایی با رانش به سوی جنوب باختری در واحدهای سخت نشده Qt_1 نشان‌دهنده فعالیت کواترنری گسل شوسف است (شکل ۵- ب).

۵-۲. قطعه گسلی پنهان حسین آباد و تعیین خط اثر آن با استفاده از مقاطع

توپوگرافی

ادامه گسل شوسف در پیمایش به سوی جنوب خاور در دشت حسین آباد ناپدید می‌شود (شکل ۴- ب) ولی مشاهدات صحرایی وجود آشفستگی توپوگرافی در رسوبات Qt_1 را به طول ۶ کیلومتر نشان می‌دهد و وجود گسل پنهان در این منطقه را محتمل می‌سازد. به منظور تعیین دقیق خط اثر قطعه گسلی پنهان حسین آباد با کمک GPS دوسامدی مدل لایکا (شکل ۵- ج)، ۱۲ مقطع توپوگرافی عمود بر اثر گسلش احتمالی پیمایش شد (شکل‌های ۶- ب و ۷). این مقاطع که با عبور از امتداد اثر گسل از فرودیواره به فرادیواره رسم شده‌اند، به طور مستقیم تغییرات توپوگرافی را اندازه‌گیری می‌کنند. این تغییرات در نزدیکی گسل با ایجاد آشفستگی و تغییرات ارتفاعی در مقطع توپوگرافی مشهود است که با رسم آنها محل دقیق اثر گسلی قابل

(Iranian Permanent Global Positioning System Network) خاور ایران مقدار ۸ mm/year را در راستای N26E نشان می‌دهد (سازمان نقشه‌برداری کشور، ۱۳۹۰) که نشان از رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی در منطقه دارد (شکل ۳- الف). بنابراین آرایش موازی و نردبانی این سامانه گسلی و تنش مایل حاکم بر منطقه مکان مناسبی برای تشکیل خم‌ها یا فراگام‌های رهایی و گرفتاری فراهم ساخته است. بررسی ساختارهای شکل گرفته در دگرریختی تراکششی و ترافشارشی حاصل از این عملکرد، در مواردی سبب شناسایی پهنه‌های گسلی راستالغز نهان می‌شود؛ مانند فرونشست لوزی شکل سهل آباد (شمال شوسف) که نشان از یک فراگام رهایی دارد (رئیس‌السادات و همکاران، ۱۳۹۱). در این فرونشست گسل راستالغز راست بر سهل آباد در زیر پوششی رسوبی و تبخیری مدفون شده است (شکل ۲). همچنین شواهد ریخت‌زمین‌ساختی کوتاه‌شدگی پوسته‌ای (به صورت راندگی و چین‌خوردگی) بین گسل‌های نه- اسماعیل آباد اشاره به شکل‌گیری خم و فراگام گرفتاری نه- اسماعیل آباد دارد که در ادامه بحث می‌شود.

۴- ساختار خم و فراگام گرفتاری نه- اسماعیل آباد

در یک رده‌بندی ساده ساختارهای مرتبط با خم‌ها یا فراگام‌های گرفتاری عبارتند از: الف) گسل‌های راستالغز اصلی یا گسل‌های مرزی که به عنوان پهنه‌های جابه‌جایی اصلی (Principal displacement zones) یا PDZs شناخته می‌شوند؛ ب) ساختارهای عرضی (Transverse structures) که مسئول انتقال لغزش میان پهنه‌های جابه‌جایی اصلی در دو سوی فراگام هستند (Wakabayashi et al., 2004).

از جمله عوامل ایجاد این ساختارها انحراف از خط مستقیم گسل‌های راستالغز است که این امر در اثر نفوذ ساختارهای پوسته‌ای از پیش موجود بر امتداد گسل در حال رشد و نیز قفل‌شدگی گسل حاصل می‌شود و خمش اثر گسل را به دنبال دارد (Bridwell, 1975). همچنین فرگشت خم‌ها در محل پیوند آرایه‌های نردبانی در پهنه‌های برشی در حال نمو و نیز در پوسته‌های ناهمگن با ساختارهای پی‌سنگی از پیش موجود به اثبات رسیده است (Cunningham & Mann, 2007). سامانه گسلی راستالغز راست بر نه- اسماعیل آباد با روند چیره شمالی- جنوبی و آرایش چپ‌گام، گسل‌های مرزی خم و فراگام نه- اسماعیل آباد را تشکیل می‌دهند. گسل‌های نه‌باختری- اسماعیل آباد با آرایش نردبانی چپ‌گام و فشارش مایل محلی (N26E) عامل دگرریختی ترافشارشی و شکل‌گیری خم گرفتاری در کوهستان هوری است (شکل ۳). در خم گرفتاری نه‌باختری- اسماعیل آباد عواملی چون وجود ساختارهای پی‌سنگی از پیش موجود مانند سنگ‌های الترامافیکی کرتاسه در محل کوه‌چشمه (KCH)، جدایش کم میان پهنه جابه‌جایی اصلی و نرخ لغزش بالاتر گسل نه‌باختری نسبت به نه خاوری منجر به شکل‌گیری ساختار عرضی (کوهستان هوری) از زمان پالئوژن میان گسل‌های اصلی شده است. همچنین در محل لاخ کوه‌گرمه (LKG) و لاخ کوه‌سفید (LKS) نفوذ ساختارهای پوسته‌ای از پیش موجود (آمیزه افیولیتی کرتاسه) بر امتداد گسل راستالغز در حال رشد نه خاوری باعث انحراف آن از خط مستقیم شده است. با ادامه روند همگرایی در کواترنز فراگام گرفتاری نه خاوری- اسماعیل آباد تکامل می‌یابد؛ به گونه‌ای که کوتاه‌شدگی پوسته‌ای در میان این سامانه گسلی با نمود توپوگرافی برجسته و شکل‌گیری گسل‌های وارون و چین‌خوردگی آشکار می‌شود. گسل وارون شوسف به صورت قطعه گسلی شوسف، قطعه گسلی پنهان حسین آباد و چین‌های منفرد مرتبط با راندگی کور ساختار عرضی این فراگام را شکل می‌دهد. الگوی یادشده در سامانه گسلی نه- اسماعیل آباد، منطبق با سازوکار شکل‌گیری خم و فراگام گرفتاری در امتداد گسل‌های راستالغز راست‌بر است (شکل ۳- ج) (Keller & Pinter, 2002).

پژوهش‌ها نشان می‌دهد در مواردی فراگام‌های گرفتاری با خم‌های گسلی و اریب‌های گسل‌های اصلی به صورت پیوسته رشد کرده و در عرض فراگام به هم

مرتبه بالاتر سیگنال تحلیلی در حوزه بسامد (شکل ۸-ج) استفاده می‌شود تا عرض بی‌هنجاری باریک‌تر شود (Hsu et al., 1998).

خطواره‌های مغناطیسی را می‌توان با جستجوی نواحی خطی و باریک دارای مغناطیس پایین (رنگ آبی) یا بالا (رنگ بنفش)، قطع ناگهانی در ژرفای منابع مغناطیسی، پله‌های مغناطیسی، ناپوستگی یا جابه‌جایی آشکار و تند در نقشه‌های مغناطیس‌هوایی مشخص کرد (Korhonen et al., 2004). بدین ترتیب با در نظر گرفتن موارد بالا، خطواره‌های مغناطیسی شوسف (Shusf.LM)، زهاب (Zahab.LM)، لیک (Labak.LM)، گوش (Ghosh.LM)، گوند (Gavand.LM) و ناسفند (Nasfand.LM) شناسایی شدند که در نقشه شدت میدان مغناطیسی کل منطقه آمده است (شکل ۸-د). طول خطواره‌های یادشده به ترتیب ۳۳، ۵۵، ۱۳، ۱۹، ۲۶ و ۲۲ کیلومتر برآورد می‌شود. در این پژوهش از آوردن خطواره‌های مغناطیسی که گسل اصلی آن معرفی شده (مانند نه خاوری و...) و نیز توده‌های سنگی کهن خودداری شده است. با تلفیق اطلاعات دورسنجی و زمین‌پیمایی منطقه با اطلاعات زمین مغناطیس‌پهروشنی مشخص است که خطواره مغناطیسی شوسف همخوانی خوبی با گسل شوسف و به‌ویژه قطعات پنهان آن دارد. از سویی خطواره‌های مغناطیسی در شمال و جنوب گسل شوسف نیز می‌توانند از دیگر گسل‌های عرضی موجود در فراگام گرفتاری نه-اسماعیل آباد باشند.

۷- محاسبه جاماندگی (Offset) و جابه‌جایی (Displacement) گسل شوسف

یکی از راه‌های ارزیابی خطرات لرزه‌ای و درک زمین‌ساخت قاره‌ای فعال تعیین مقدار لغزش کواترنری، نرخ لغزش، بیشینه جابه‌جایی‌های هم‌لرز و دوره‌های بازگشت لرزه‌ای برای گسل‌های فعال است (Sieh & Jahn, 1984; Sieh, 1978).

در منطقه مورد مطالعه، محاسبه جاماندگی گسل شوسف با استفاده از عوارض زمین‌ریخت‌شناسی مانند جابه‌جایی رودخانه و مخروط‌افکنه‌های آبرفتی صورت گرفته است. جاماندگی‌های تجمعی افقی و قائم به‌وسیله نقشه‌برداری سطوح ریخت‌شناسی محاسبه شده که برای این منظور با استفاده از GPS دوسامدی نوع لایکا سه نوع مقطع متفاوت پیمایش شده است:

- ۱) مقاطع عمود بر پرتگاه گسلی
- ۲) مقاطع موازی با اثر گسل روی هر دو سمت پرتگاه گسلی (بخش‌های بالارود و پایین‌رود).
- ۳) مقاطعی در مسیر نهرها و رودخانه‌ها از بالارود به پایین‌رود به گونه‌ای که از اثر گسل عبور کند.

پس از پیمایش، داده‌ها در نرم‌افزار LGO پردازش و نمودارها در نرم‌افزار Grapher رسم شده‌اند. جاماندگی‌های قائم از مقاطعی عمود بر پرتگاه گسلی برآورد شده است. از دید تئوری پوش‌هایی که بر نشیب توپوگرافی فرادیواره و فرودیواره رسم می‌شوند موازی هستند. جاماندگی قائم در مطالعات زمین‌ساختی فعال از فاصله قائم میان دو پوش نشیب به‌دست می‌آید (Avouac, 1993; Carretier et al., 2002). شکل ۹-الف). در مواردی که دو پوش کاملاً موازی نباشند، اندازه‌گیری نزدیک به محل پرتگاه گسلی صورت می‌گیرد.

با استفاده از مقاطع رسم شده در دشت حسین آباد (واحد های Q_1 و رسوبات آبرفتی عهد حاضر) محدوده جاماندگی قائم گسل میان ۰/۲۴ تا ۳/۲۳ متر در تغییر است که از جنوب خاور به سوی شمال باختر افزایش می‌یابد (شکل ۹-ب). از میانگین جاماندگی تجمعی ۱۲ مقطع مقدار ۹۷ سانتی‌متر به دست می‌آید. پرتگاه گسلی شوسف در مخروط‌افکنه‌های Q_1 پهروشنی در تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات صحرائی آشکار است (شکل‌های ۳-ب و ۵-ج) و بالاآمدگی فرادیواره گسل و جابه‌جایی افقی در رودخانه‌ها قابل بررسی است. از آنجا که شکل مخروط‌افکنه در

شناسایی می‌شود. در این مقاطع برخاستگی بخش فرادیواره گسل آشکار است و نشان از فعالیت گسل وارون در منطقه دارد که با توجه به هم‌راستا بودن با گسل وارون شوسف، ادامه این گسل را خاطر نشان می‌کند.

۵-۳. چین‌خوردگی حسین آباد در واحد های نئوژن

در انتهای جنوب‌خاوری گسل پنهان حسین آباد چین‌خوردگی‌هایی به طول ۱/۴ و ۲/۲ کیلومتر و هم‌راستا با آن در واحدهای نئوژن شکل گرفته‌اند که نوعی چین مرتبط با گسلش هستند (شکل ۶-الف). مقطع عرضی عمود بر محور چین برخاستگی بخش شمال‌خاوری نسبت به جنوب باختری را نشان می‌دهد که همان فرادیواره گسل کور (Blind fault) است (شکل ۶-الف).

چین‌های مرتبط با گسلش در پایانه گسل‌های راندگی شکل می‌گیرند؛ چرا که جابه‌جایی در بخش مرکزی گسل راندگی بیشتر است و به سوی پایانه کم می‌شود. به عبارتی دگرریختی در این بخش متمرکز شده و چین‌خوردگی به‌صورت جانبی با امتداد گسل در نقشه یا در مقطع قابل مشاهده است. این چین‌ها در ادامه با تمایل محورشان به سوی جنوب با گسل نه خاوری پایان می‌یابند.

۶- شناسایی گسل پنهان شوسف با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی

در این مطالعه برای تأیید وجود گسل پنهان شوسف افزون بر شواهد ریخت‌زمین‌ساختی یادشده، از داده‌های مغناطیس‌هوایی بهره برده شده است. داده‌های مورد استفاده برداشت‌های مغناطیس‌هوایی شرکت تگزاس هوستون (Houston Texas) آمریکا در سال‌های ۱۹۷۷-۱۹۷۵ با فاصله میان خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر و فاصله میان خطوط کنترل عمود بر پرواز ۴۰ کیلومتر است که پس از تصحیح منطقه‌ای و اعمال صافی‌های لازم در نرم‌افزار اوسیس مونتاژ (Oasis montaj) شرکت ژئوسافت (Geosoft) مورد تفسیر قرار گرفته‌اند.

ابتدا تصحیح منطقه‌ای داده‌ها با حذف اثر مغناطیسی میدان مرجع وابسته به میدان جاذبه زمین (International Geomagnetic References Field: IGRF) انجام شد و سپس برای گستره شوسف صافی برگردان به قطب (Reduction to pole) با استفاده از زاویه میل (Inclination) ۴۸/۹۶ درجه و انحراف مغناطیسی (Declination) ۲/۶۳ درجه و میانگین IGRF برابر ۴۷۳۳۳ نانوتسلا صورت گرفت. این صافی میدان مغناطیسی را 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 می‌کند. بر داده‌هایی که برگردان به قطب شده‌اند، مشتقات افقی مرتبه اول و دوم (First and second horizontal derivative) در راستای Y اعمال شد (شکل ۸-الف). در ادامه صافی بالاگذر (High pass) مشتق اول و دوم قائم بی‌هنجاری‌های بزرگ (بی‌هنجاری‌های دارای طول موج بلند و بسامد پایین) که مربوط به منابع ژرف هستند روی بی‌هنجاری‌های کوچک از بین روند و بی‌هنجاری‌های کوچک و محلی به‌خوبی نمایان شوند (Silva et al., 2003). در عمل مشتق قائم عرض بی‌هنجاری‌ها را باریک‌تر و موقعیت آنها را با دقت بیشتری مشخص می‌کند (Cooper & Cowan, 2004). صافی سیگنال تحلیلی از دیگر صافی‌های لبه‌ای اعمالی بر داده‌هاست که ترکیبی از شیب افقی و قائم داده‌های میدان پتانسیل بوده و بیشینه مقدار آن روی لبه‌های توده قرار می‌گیرد (Nabighian, 1972 & 1974). مزیت استفاده از این روش وابسته نبودن اندازه سیگنال تحلیلی به مشخصات بردار مغناطیس‌شدگی توده و همچنین بردار مغناطیس زمین است (Roest et al., 1992). با این حال هنگامی که توده‌های سبب‌شونده با فراسنج‌های متفاوت در کنار هم قرار گیرند، تفکیک میان مرز تودها صورت نمی‌گیرد (Grauch & Cordell, 1987). برای حل این مشکل از مشتقات قائم

جدید میانه جاماندگی افقی گسل شوسف ۷۹/۵ متر تعیین شد (شکل ۱۳- الف). از تصاویر ماهواره‌ای برای کامل شدن جزئیات نقشه‌برداری اثر گسل و جاماندگی‌های افقی چپ‌بر رودخانه استفاده شده است. در این روش جاماندگی افقی تجمعی زمین‌شناسی وابسته به فعالیت گسل ۱۰۱ متر به دست آمد (شکل ۱۳- ب).

۸- نتیجه‌گیری

سامانه برشی راست‌بر نه خاوری- اسماعیل‌آباد با ایجاد فراگام گرفتاری سبب دگرریختی ترافشارشی در منطقه شوسف شده که نتیجه آن شکل‌گیری گسل شوسف به صورت آشکار و نهان است. تحلیل بردار سرعتی شبکه ژئودینامیک خاور ایران در ایستگاه نهندان روی گسل شوسف عملکرد فشارش همراه با مؤلفه چپ‌بر را نشان می‌دهد که اندازه‌گیری‌های میدانی نیز آن را تأیید می‌کند. میانگین میزان جاماندگی افقی و قائم تجمعی حاصل از این عملکرد در کوتاه‌تر به ترتیب ۹۲ و ۴/۲۵ متر به دست آمد. وجود چین‌های منفرد نئوژن مرتبط با گسلش، آشفستگی و تغییرات ارتفاعی در مقاطع توپوگرافی پیمایشی در واحدهای Q_1 ، Q_2 و رسوبات عهدحاضر در دشت حسین‌آباد و وجود بی‌هنجاری‌های مغناطیسی خطی در ادامه بخش آشکار گسل شوسف، تداوم این گسل به صورت نهان را اثبات می‌کند. این پژوهش نشان می‌دهد که تحلیل ریخت‌زمین‌ساختی گسل‌های فعال به همراه نقشه‌های مغناطیس‌هوایی می‌تواند در شناسایی گسل‌های پنهان و مناطق مستعد زمین‌لرزه‌های بزرگ در پیرامون مناطق شهری کارآمد باشد.

سپاسگزاری

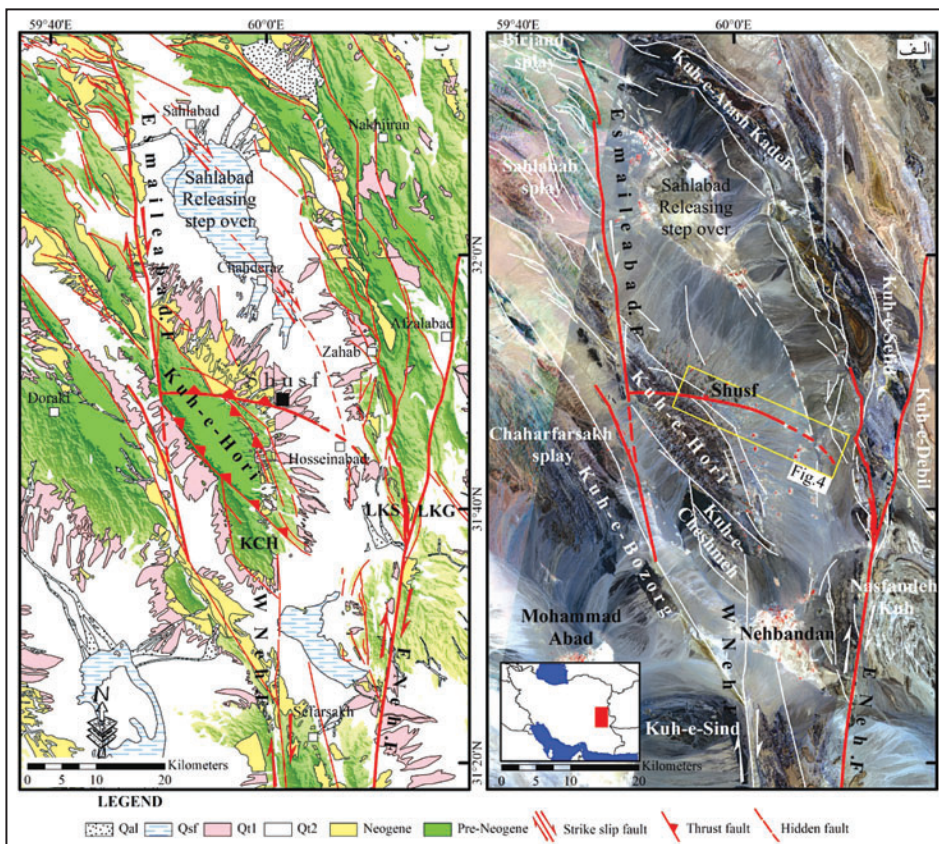
از گروه زمین‌شناسی دانشگاه بیرجند که امکانات این پژوهش را فراهم آورده‌اند و از آقایان رضا پیلوه و برای همکاری در مطالعات صحرایی و مهندس حسام یزدان‌پناه برای نظرات ارزنده‌شان در انجام این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

این بخش به‌خوبی حفظ شده است جابه‌جایی امتدادی و شیب‌لغز گسل از روش تصحیح نشیب و جاماندگی افقی از روش گرافیکی پژوهش شده است. به‌منظور تعیین جابه‌جایی امتدادی و شیب‌لغز واقعی در گسل شوسف، در ۴ ایستگاه نشیب محلی مخروط‌افکنه موازی با گسل و نیز جابه‌جایی شیب‌لغز ظاهری با کمک GPS دوسامدی با دقت سانتی‌متر تعیین شد (شکل ۱۱) و با استفاده از روش تصحیح نشیب میان آنها دو به دو روابط زیر اعمال شدند که نتایج در جدول ۲ آمده است. زمانی که مخروط‌افکنه آبرفتی توسط گسل بریده می‌شود، جابه‌جایی کل به دو بخش جابه‌جایی راست‌لغز (dh) و شیب‌لغز (dz) تقسیم می‌شود. در روش تصحیح نشیب، اگر نشیب محلی مخروط‌افکنه موازی با گسل (β) و نیز جاماندگی شیب‌لغز ظاهری (h) در دو نقطه اندازه‌گیری شود محاسبه جابه‌جایی راست‌لغز و شیب‌لغز امکان‌پذیر می‌شود (Regard et al., 2005؛ شکل ۱۰- ج).

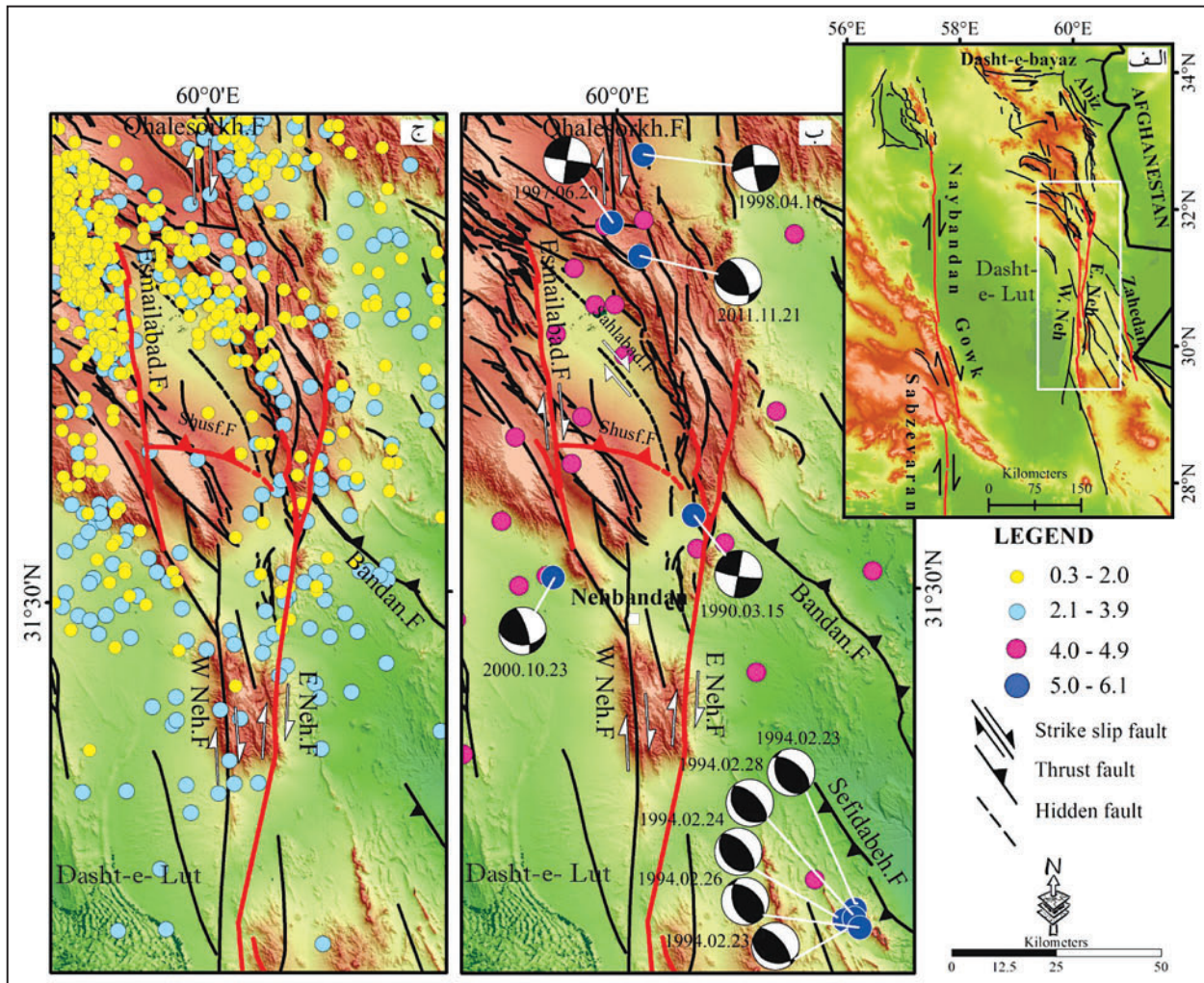
$$dh = \frac{h_1 - h_2}{\tan\beta_1 - \tan\beta_2}, dz = \frac{h_1 \tan\beta_2 - h_2 \tan\beta_1}{\tan\beta_2 - \tan\beta_1}$$

جابه‌جایی شیب‌لغز واقعی محاسبه شده در روش تصحیح نشیب محدوده‌ای میان ۳/۷ تا ۴/۵ متر دارد. میانگین جابه‌جایی شیب‌لغز گسل شوسف ۴/۲۵ متر به دست می‌آید. در این روش جابه‌جایی افقی گسل از جابه‌جایی قائم اندازه‌گیری می‌شود که محدوده‌ای میان ۲/۲ تا ۴/۵ متر دارند. از این رو میانگین جابه‌جایی راست‌لغز گسل شوسف ۳/۶ متر برآورد می‌شود.

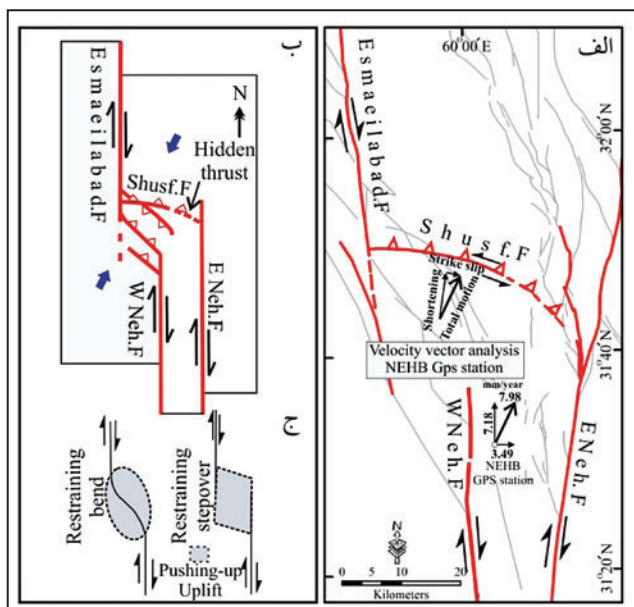
به‌منظور تعیین جاماندگی زمین‌شناسی (geological offset) افقی گسل شوسف به صورت مستقیم، از روش گرافیکی بهره گرفته شد. در این روش، در بخش‌هایی که شکل مخروط خوب حفظ شده با کمک GPS دوسامدی، در بخش‌های بالارود (P_{up}) و پایین‌رود (P_{down}) مقاطعی به موازات پرتگاه گسلی پیمایش شده و انطباق توپوگرافی آنها صورت گرفته که در شکل ۱۲ آمده است. جاماندگی امتدالغز گسل شوسف با استفاده از روش گرافیکی ۹۱/۶ متر به دست آمد. با توجه به مرزهای خوب حفظ شده مخروط‌افکنه در این منطقه، با استفاده از روش



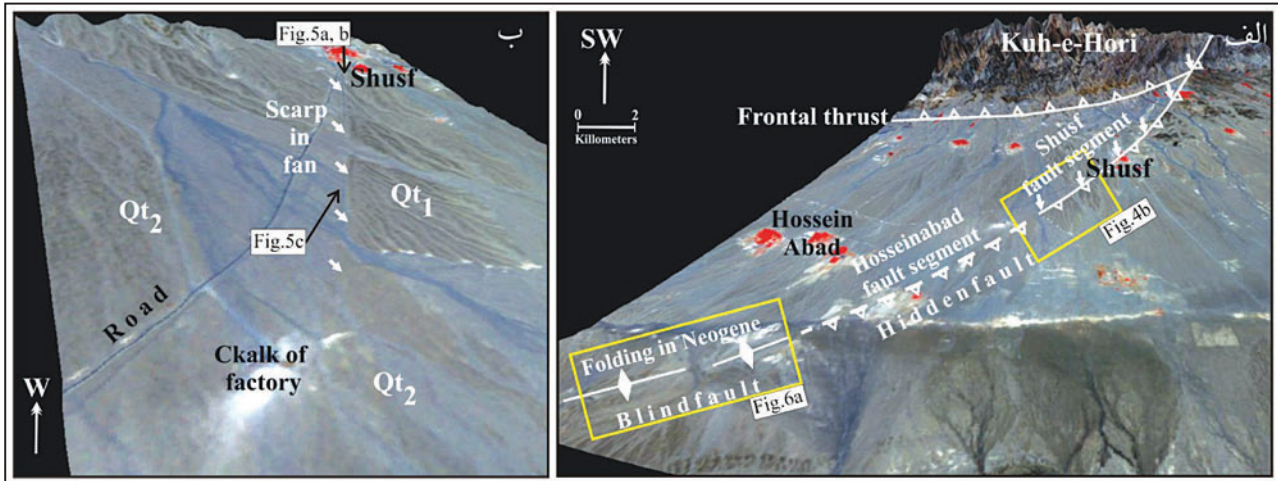
شکل ۱- الف) تصویر ماهواره‌ای Aster از گستره شوسف. بخشی از ارب‌های پایانه‌ای چهارفرسخ، سهل‌آباد و بیرجند در سوی چپ تصویر مشخص است. کادر زرد رنگ موقعیت گسل شوسف را به عنوان ساختار عرضی فراگام نه خاوری- اسماعیل‌آباد نشان می‌دهد؛ ب) نقشه ساده شده واحدهای سنگ‌شناسی و پاره‌ای از گسل‌ها برگرفته از نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ بیرجند، دهسلم، زابل و گزیک (GSI, 1983; 1990) و لاکوه‌گرمه (LKS) و لاکوه‌گرمه (LKG) در جنوب خاور و کوه‌چشمه (KCH) در جنوب شوسف واقع‌اند که از واحدهای آمیزه افیولیتی به سن کرتاسه تشکیل شده‌اند.



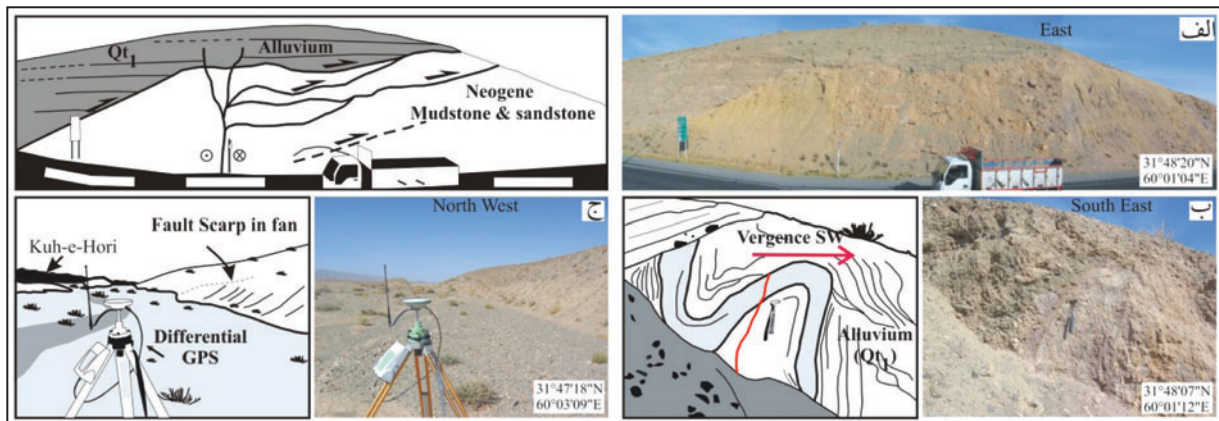
شکل ۲- الف) سامانه گسلی سیستم و نایند مرزهای خاوری و باختری بلوک لوت را تشکیل می‌دهند. کادر سفید رنگ موقیعت گستره شوسف در سامانه گسلی سیستم را نمایش می‌دهد؛ ب) زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده با بزرگی بالای ۴. دوایر آبی کانون سطحی زمین لرزه‌های بزرگ‌تر از ۵ به همراه سازوکار کانونی آنها را نشان می‌دهد (ماخذ: جدول ۱)؛ ج) رویدادهای خردلرزه‌ای در فاصله زمانی ۲۰۱۴-۲۰۰۶ (IGUT) نشان از فعالیت سامانه‌های گسلی شمالی- جنوبی و پایانه‌های آنها در گستره مورد مطالعه دارد. خطوط سیاه گسل‌های فعال در منطقه و خطوط سرخ سامانه گسلی مورد نظر در این پژوهش بوده که سبب ایجاد فراگام گرفتاری نه خاوری- اسماعیل‌آباد شده است.



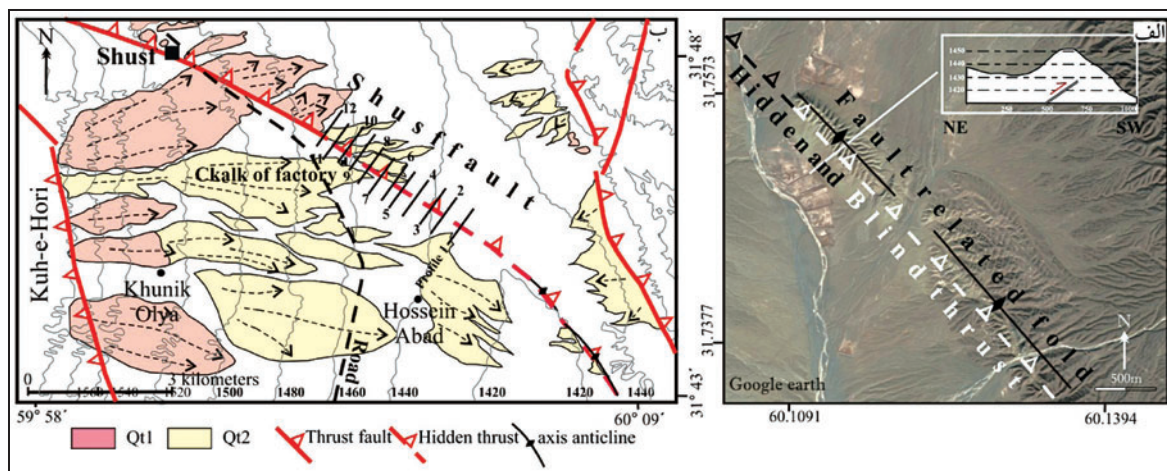
شکل ۳- الف) نقشه سامانه گسلی نه- اسماعیل‌آباد. بردار سرعتی شبکه ژئودینامیک خاور کشور در ایستگاه نهبندان (NEHB)، سمت شمال خاور را نشان می‌دهد؛ همچنین تحلیل بردار سرعتی یادشده، فشارش و برش چپ‌بر را روی گسل شوسف توجیه می‌کند؛ ب) الگوی زمین‌ساختی گستره شوسف. گسل‌های چپ‌گام راست‌بر نه باختری- اسماعیل‌آباد ایجاد خم گرفتاری و گسل‌های چپ‌گام راست‌بر نه خاوری- اسماعیل‌آباد ایجاد فراگام گرفتاری می‌کنند که بخشی از ساختار عرضی شکل گرفته در این فراگام به صورت گسلش پنهان و کور است. پیکان‌های آبی رنگ سوی فشارش ناحیه‌ای را نشان می‌دهند؛ ج) انطباق سامانه گسلی نه- اسماعیل‌آباد با سازوکار شکل‌گیری خم و فراگام گرفتاری در امتداد گسل‌های راست‌الغز راست‌بر (Keller & Pinter, 2002).



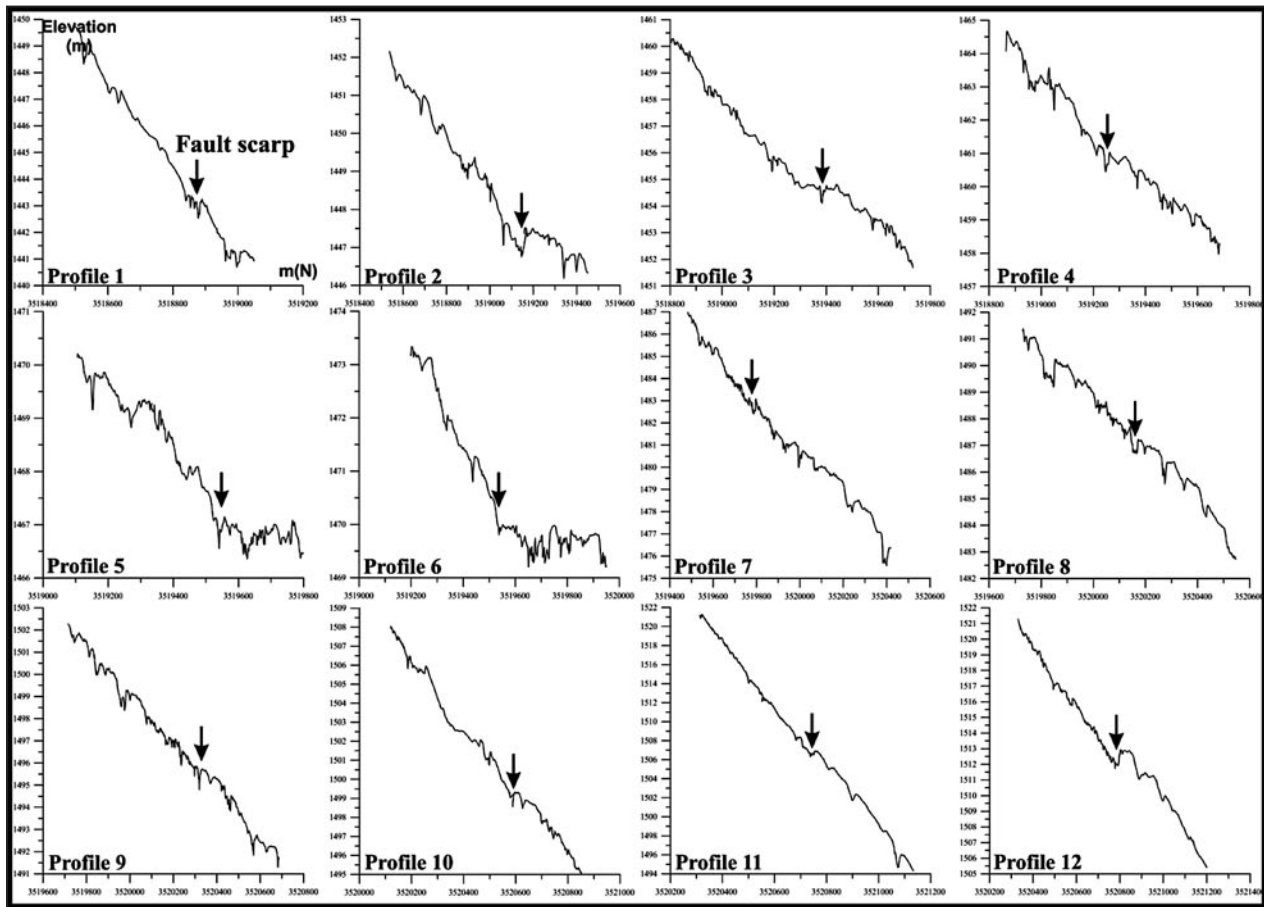
شکل ۴- الف) تصویر ماهواره‌ای Aster3D از گستره شوسف. در این تصویر اثر پرتگاه قطعه گسلی شوسف به صورت بریدگی در کوهستان و مخروط افکنه قدیمی (پیکان سفید) و نیز قطعات پنهان و کور راندگی شوسف مشخص شده است؛ ب) پرتگاه گسلی شوسف در تصویر ماهواره‌ای به صورت بریدگی در مخروط افکنه قدیمی (Qt₁) نمایان است (پیکان سفید).



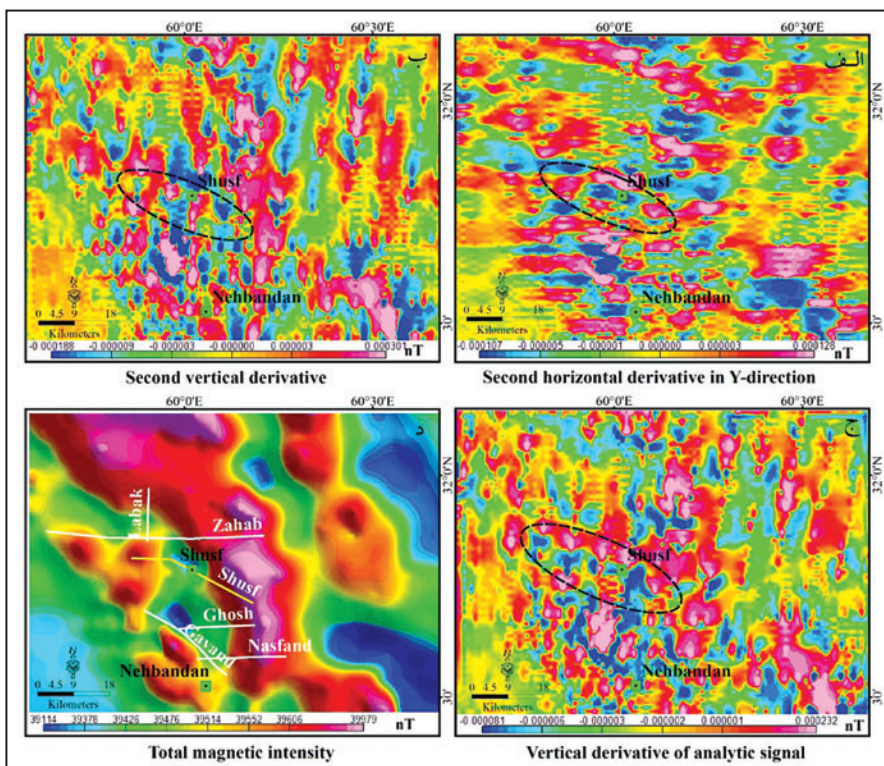
شکل ۵- الف) مقطعی از گسل شوسف در برش رسوبات مخروط افکنه‌ای در جاده شوسف- نهندان. گسل راندگی شوسف در واحدهای Qt₁، 35 NE، N290، اندازه‌گیری شده است. شکل‌گیری ساختار گلواره در رسوبات نوژن و قطع راندگی شوسف نشان از فعالیت امتدادلغز گسل به صورت محلی دارد؛ ب) چین خوردگی در واحدهای Qt₁ که سوی رانش جنوب باختری را نشان می‌دهد؛ ج) نمایی از پرتگاه گسلی شوسف در رسوبات مخروط افکنه Qt₁ (GPS تفاضلی به عنوان مقیاس). موقعیت شکل‌های بالا در تصویر ماهواره‌ای شکل ۴- ب آمده است.



شکل ۶- الف) در تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث، چین خوردگی مرتبط با گسل و راندگی کور، در پایانه جنوب خاوری راندگی پنهان شوسف نشان داده شده است. در مقطع عرضی عمود بر محور چین بر خاستگی بخش شمال خاوری نسبت به جنوب باختری آشکار است که این بخش فرادایره راندگی کور است؛ ب) موقعیت گسل شوسف و وضعیت مقاطع توپوگرافی (۱۲-۱) به صورت عمود بر بخش پنهان گسل شوسف نشان داده شده است. این مقاطع به منظور تعیین محل دقیق اثر گسل در واحدهای Qt₂ و رسوبات آبرفتی عهد حاضر در دشت حسین آباد، رسم شده‌اند.

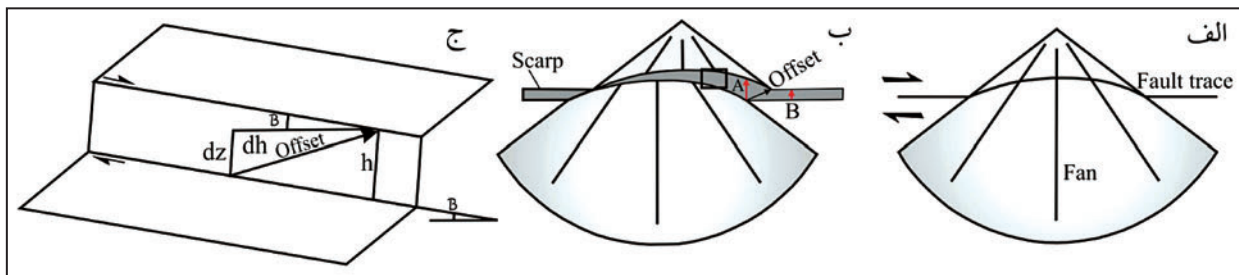
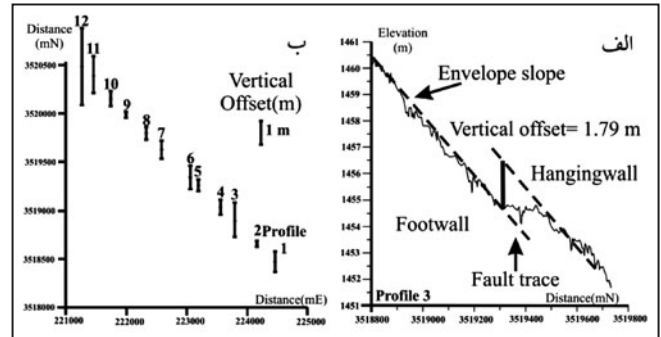


شکل ۷- مقاطع توپوگرافی عمود بر گسل شوسف در دشت حسین آباد که با کمک GPS دو بسامدی رسم شده‌اند. از این مقاطع برای تعیین موقعیت دقیق اثر گسل استفاده شده است. تغییرات توپوگرافی در نزدیکی گسل با ایجاد آشفتگی و تغییرات ارتفاعی مشهود است. محدوده جاماندگی قائم گسل در این مقاطع میان ۰/۲۴ تا ۳/۲۳ متر در تغییر بوده که در شکل ۶- ب آمده است.

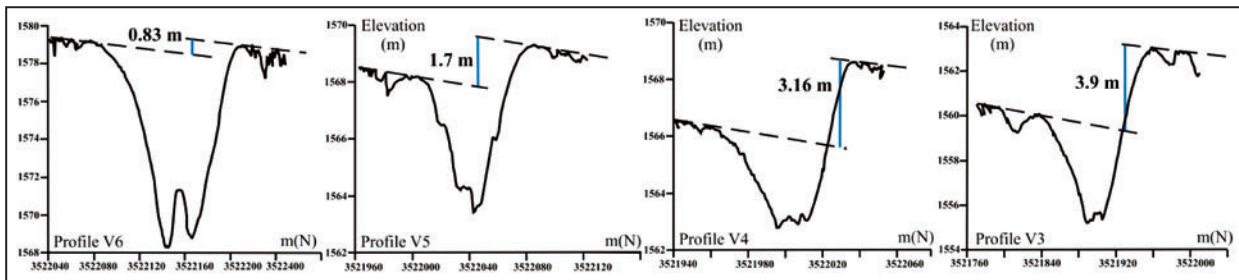


شکل ۸- الف تا ج) نقشه‌های مغناطیس هوایی گستره شوسف پس از تصحیح منطقه‌ای و اعمال صافی‌های لازم برای آشکارسازی خطواره مغناطیسی شوسف نشان داده شده است. این صافی‌ها عبارتند از: الف) مشتق افقی مرتبه دوم در سوی Y؛ ب) مشتق قائم مرتبه دوم؛ ج) مشتق قائم سیگنال تحلیلی؛ د) نقشه شدت میدان مغناطیسی کل که در آن خطواره‌های مغناطیسی منطقه نمایش داده شده‌اند (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود).

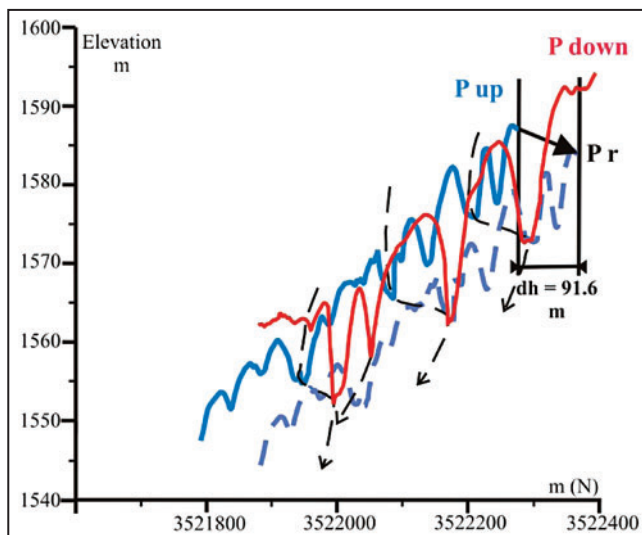
شکل ۹- الف) مقطع شماره ۳ اندازه‌گیری شده روی گسل شوسف. پوش‌های نشیب میانگین (خطوط منقطع) برای فرادیواره و فرودیواره گسل مشخص شده‌اند. فاصله قائم میان این دو پوش نشیب ۱/۷۹ متر است که همان جاماندگی قائم گسل در محل مقطع ۳ است. محل اثر گسل با پیکان مشخص شده است؛ ب) جاماندگی قائم گسل شوسف در دشت حسین‌آباد (واحدهای Q_2) با استفاده از مقاطع شکل ۷ محاسبه شده است. محدوده جاماندگی قائم گسل در این مقاطع میان ۰/۲۴ تا ۳/۲۳ متر در تغییر بوده و میانگین جاماندگی تجمعی ۰/۹۷ متر به دست آمده است.



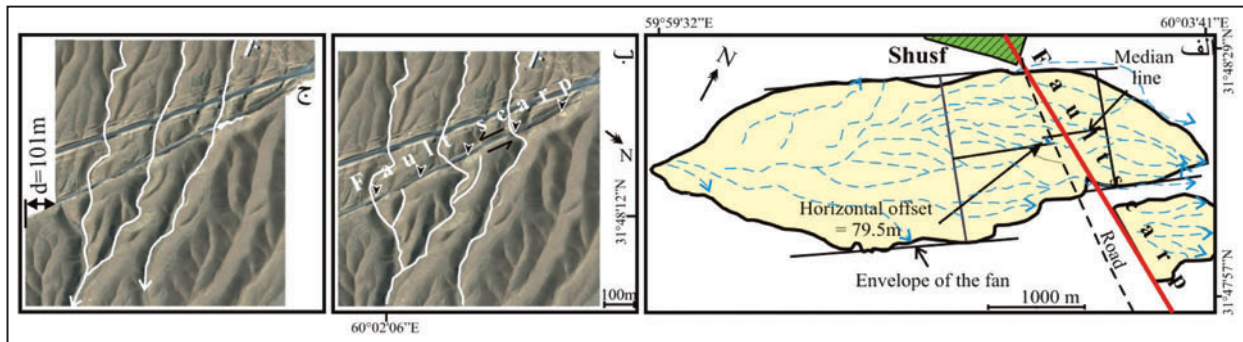
شکل ۱۰- الف) مخروط افکنه‌ای که اثر گسل آن را قطع کرده است؛ ب) اثر جابه‌جایی راست‌الغز راست‌بر روی جاماندگی قائم (Regardet et al., 2005). جابه‌جایی گسل بسته به توپوگرافی مخروط افکنه ایجاد ارتفاعات ظاهری می‌کند (A) که خیلی بیشتر از جابه‌جایی قائم واقعی (B) است؛ ج) مستطیل مشخص شده در شکل ب محاسبه جاماندگی در جایی که نشیب تصحیح شده است را نشان می‌دهد. جاماندگی قائم مشاهده شده h است که با دانستن جاماندگی افقی dh محاسبه جاماندگی قائم حقیقی dz امکان‌پذیر می‌شود.



شکل ۱۱- مقاطع توپوگرافی عمود بر پرتگاه گسلی شوسف در ایستگاه‌های V_3, V_4, V_5, V_6 چهارچوب مرجع در UTM40 N و ارتفاعات به متر از سطح تراز دریا اندازه‌گیری شده است. جاماندگی قائم (برحسب متر) به رنگ آبی و بر پایه فاصله قائم میان دو خط موازی، که پوش‌های رسم شده بر مخروط افکنه در بالا رود و پایین رود هستند، مشخص شده است.



شکل ۱۲- اندازه‌گیری جاماندگی راست‌الغز گسل شوسف به روش گرافیکی. نمودار، صفحه قائم موازی با اثر گسل را نشان می‌دهد. P_{up} (رنگ آبی ممتد) و P_{down} (رنگ سرخ) مقاطع مشاهده شده موازی با اثر گسل در بخش‌های بالا رود و پایین رود هستند. P_r (رنگ آبی منقطع)، P_{up} برگردان شده به موقعیت اولیه بوده که با بخش‌های بالا و پایین P_{down} منطبق شده است. فاصله افقی d بین P_{up} و P_r جاماندگی افقی وابسته به لغزش گسل را نمایش می‌دهد. خطوط منقطع مشکی آبراهه‌های جابه‌جا شده در این مقطع را نشان می‌دهد.



شکل ۱۳- الف) جاماندگی افقی گسل شوسف با روش میانه مخروط افکنه. در این روش ابتدا خطوطی مماس بر پهلوهای مخروط افکنه رسم و سپس کوتاه‌ترین فاصله میان آنها تعیین می‌شود. در نبود جاماندگی افقی میانه‌های مخروط افکنه در فرادواره و فرودواره باید در سطح گسل تقاطع داشته باشند و گرنه فاصله میان نقاط تقاطعی هر میانه در اثر گسل به عنوان جاماندگی در نظر گرفته می‌شود؛ ب) با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، جاماندگی افقی تجمعی گسل با روش بازسازی وارون رودخانه‌های قطع شده توسط گسل ۱۰۱ متر تعیین شده است.

جدول ۱- زمین لرزه‌های ثبت شده دستگاهی با بزرگی (M_w) بیشتر از ۵ در گستره مورد مطالعه. حل سازوکار کانونی زمین لرزه در شکل ۱ آمده است.

تاریخ	زمان	عرض شمالی	طول خاوری	زرفا	موج عمیق کانون سطحی	بزرگی M_w	امتداد	شیب	رنگ	CMT مرجع	گسل مسبب
۱۹۹۰/۰۳/۱۵	۰۰:۱۲	۳۱/۶۷	۶۰/۱۶	۱۵	۱	۵/۲	۱۹۰	۸۹	۱۷۲	۲	نه خاوری
۱۹۹۴/۰۲/۲۳	۰۸:۰۲	۳۰/۸۰	۶۰/۵۷	۷	۱	۶/۰۵	۱۴۳	۲۹	۹۶	۱	سفیدابه
۱۹۹۴/۰۲/۲۳	۱۱:۵۴	۳۰/۷۷	۶۰/۵۵	۱۵	۱	۵/۴۹	۱۰۸	۳۱	۶۲	۲	سفیدابه
۱۹۹۴/۰۲/۲۴	۰۰:۱۱	۳۰/۸۲	۶۰/۵۳	۱۰	۱	۶/۲	۱۵۵	۴۵	۱۱۰	۱	سفیدابه
۱۹۹۴/۰۲/۲۶	۰۲:۳۱	۳۰/۷۸	۶۰/۵۵	۵	۱	۵/۹۵	۱۴۶	۳۶	۱۰۷	۱	سفیدابه
۱۹۹۴/۰۲/۲۸	۱۱:۱۳	۳۰/۸۲	۶۰/۵۵	۶	۱	۵/۴۹	۱۲۲	۳۳	۷۸	۱	سفیدابه
۱۹۹۷/۰۶/۲۰	۱۲:۵۷	۳۲/۳۱	۵۹/۹۸	۲۴	۱	۵/۶	۱۸۹	۸۷	۱۷۹	۲	پورنگ
۱۹۹۸/۰۴/۱۰	۱۵:۰۰	۳۲/۴۵	۶۰/۰۶	۷	۱	۵/۸	۱۷۸	۸۱	۱۷۶	۲	پورنگ
۲۰۰۰/۱۰/۲۳	۰۶:۵۴	۳۱/۵۴	۵۹/۸۱	۱۵	۱	۵/۳	۳۴۳	۷۵	۱۲۸	۲	نه باختری
۲۰۱۱/۱۱/۲۱	۰۱:۵۶	۳۲/۰۵	۵۹/۹۲	۱۲	۲	۵	۳۳۶	۶۲	۱۲۴	۳	؟

مرکز کانونی سطحی از: (1) Engdahl et al., 1998; (2) IGUT

منابع حل صفحه گسلی از: (1) Berberian et al. (2000); (2) HRVD; (3) GCMT

جدول ۲- جابه‌جایی راستالغز و شیب لغز قائم واقعی گسل شوسف با استفاده از روش تصحیح شیب در ایستگاه‌های V_3 ، V_4 ، V_5 و V_6 (مخروط افکنه Qt_1) محاسبه شده است.

نام ایستگاه	موقعیت	جابه‌جایی شیب لغز ظاهری (h) به متر	شیب محلی (β) به درجه	برقراری روابط میان دو ایستگاه	جابه‌جایی شیب لغز واقعی (dz) به متر	جابه‌جایی امتداد لغز واقعی (dh) متر
V_3	31° 47' 49.5" N 60° 01' 59.0" E	۳/۹	۱۰	۳،۴	۴/۵	۳/۹
V_4	31° 47' 52.4" N 60° 01' 50.8" E	۳/۱۶	۲۰	۴،۶	۴/۵	۳/۷
V_5	31° 47' 53.7" N 60° 01' 47.7" E	۱/۷	۵۰	۳،۵	۴/۳	۲/۲
V_6	31° 47' 58.2" N 60° 01' 37.6" E	۰/۸۳	۴۵	۵،۶	۳/۷	۴/۵

جدول ۳- خلاصه روش‌های به کار گرفته شده در تعیین جاماندگی‌های افقی و قائم در گسل شوسف.

گسل	موقعیت	روش	جاماندگی قائم اندازه‌گیری شده به متر	جاماندگی افقی اندازه‌گیری شده به متر
شوسف	رسوبات Qt_2 در دشت حسین آباد	مقطع توپوگرافی	۰/۹۷	
	مخروط افکنه (Qt_1) شوسف	تصحیح شیب	۴/۲۵	۳/۶
	مخروط افکنه (Qt_1) شوسف	گرافیکی		۹۱/۶
	رودخانه در مخروط افکنه شوسف	بازسازی وارون رودخانه در تصاویر ماهواره‌ای		۱۰۱
	مخروط افکنه شوسف	میانه مخروط افکنه		۷۹/۵

کتابخانه

- اسدی، م.، ۱۳۹۱- تحلیل ارتباط قطعات گسلی در گسل فعال اسماعیل آباد با روش های هندسی- جنبشی (خاور ایران)، پایان نامه کارشناسی ارشد، ۶۹-۴۱.
- خطیب، م. م.، ۱۳۷۷- هندسه پایانه گسل های امتداد لغز، پایان نامه دکتری، ۴۵-۱۸.
- رئیس السادات، ن.، زرین کوب، م. ح. و خطیب، م. م.، ۱۳۹۱- زمین ریخت شناسی و نحوه پیدایش پلایای سهل آباد- خاور ایران، مجله جغرافیا و توسعه، ۲۸، ۱۳۲-۱۱۵.
- سازمان نقشه برداری کشور (خراسان)، ۱۳۹۰- سومین گزارش تصویری شبکه IPGN خاور کشور تا پایان سال ۲۰۱۱ میلادی.

References

- Avouac, J. P., 1993- Analysis of scarp profiles; evaluation of errors in morphologic dating. *J. geophys. Res.*, V. 98, pp. 6745-6754.
- Barka, A. A. & Kadinsky-Cade, K., 1988- Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, V. 7, pp. 663-684.
- Ben-Zion, Y., Rockwell, T. K., Shi, Z. & Xu, S., 2012- Reversed-Polarity secondary deformation structures near fault stepovers. *Journal of Applied Mechanics*, V. 79, 031025-1.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, V. 18, pp. 210-265.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, V. 89, pp. 120-139.
- Berberian, M., 1976- Quaternary faults in Iran. In: Berberian, M. (Ed.), *Contribution to the Seismotectonics of Iran. Part II*. 39. *Geol. Surv. Iran*, p. 187-258.
- Berberian, M., 2014- Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau. Elsevier. pp. 421-430.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. 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.*, V. 142, pp. 283-299.
- Bridwell, R., 1975- Sinuosity of strike-slip fault traces. *Geology*. V. 3, pp. 630-632.
- Bürgmann, R., 1991- Transpression along the southern San Andreas Fault. Durmid Hill, California. *Tectonics* V. 10, pp. 1152-1163.
- Carretier, S., Ritz, J. F., Jackson, J. & Bayasgalan, A., 2002- Morphological dating of cumulative reverse fault scarps: examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. *Geophys. J. Int.*, V. 148, pp. 256-277.
- HRVD- Centroid moment tensor catalogue. Harvard University, Department of Geological Sciences, Cambridge, MA 02138, USA. globalcmt.org.
- Cooper, G. R. J. & Cowan, D. R., 2004- Filtering using variable order vertical derivatives. *Computer and Geosciences*, V. 30, pp. 455-459.
- Courboux, F., Deichmann, N. & Gariel J. C., 1999- Rupture complexity of a moderate intraplate earthquake in the Alps: the 1996 M5 Epagny-Annecy earthquake. *Geophys. J. Int.* V. 139, pp. 152-160.
- Crowell, J. C., 1979- The San Andreas fault through time. *Journal of the Geological Society of London*, V. 136, pp. 293-302.
- Cunningham, W. D. & Mann, P., 2007- *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. Geological Society, London, Special Publications, pp. 290.
- Curtis, M. L., 1999- Structural and kinematic evolution of a Miocene to recent sinistral restraining bend: the Montejunto massif, Portugal. *Journal of Structural Geology*, V. 21, pp. 39-54.
- Das, S. & Aki, K., 1977- Fault plane with barriers: a versatile earthquake model. *Journal of Geophysical Research*, V. 82, pp. 5658-5669.
- Dooley, T. P. & Schreurs, G., 2012- Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, V. 574-575, pp. 1-71.
- Duman, T. Y., Emre, O., Dogan, A. & Ozalp, S., 2005- Stepover and bend structures along the 1999 Duzce earthquake surface rupture, north Anatolian fault. *Turkey Bulletin of the Seismological Society of America*, V. 95, pp. 1250-1262.
- Engdahl, E. R., Van der 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*. V. 88, pp. 722-743.
- Fu, B., Ninomiya, Y., Lei, X., Toda, S. & Awata, Y., 2004- Mapping active fault associated with the 2003 Mw 6.6 Bam (SE Iran) earthquake with ASTER 3D images. *Remote Sens. Environ.* V. 92, pp. 153-157.
- GCMT- The Global CMT Project, Lamont Doherty Earth Observatory (LDEO), Columbia University, 61 Route 9W, P.O. Box 1000, Palisades, NY 10964-1000, USA. <http://globalcmt.org>.
- GSI, 1983- Geological Quadrangle Map of Gazik, 1:250,000. L8 *Geol. Surv. Iran*.
- GSI, 1990- Geological Quadrangle Map of Zabol, 1:250,000. L9 & M9 *Geol. Surv. Iran*.
- GSI, 1992a- Geological Quadrangle Map of Birjand, 1:250,000. K-8 *Geol. Surv. Iran*.
- GSI, 1992b- Geological Quadrangle Map of Dehsalm, 1:250,000. K9 *Geol. Surv. Iran*.
- Grauch, V. J. & Cordell, L., 1987- Limitations of determining density or magnetic boundaries from horizontal gradient of gravity or pseudogravity data, *Geophysics*, V. 52, pp. 118-124.

- Hsu, S. K., Coppers, D. & Shyu, C. T., 1998- High resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies, An enhanced analytic signal technique. *Geophysics*, V. 61, pp. 1947-1957.
- IGUT (Institute of Geophysics University of Tehran)- Catalog Online Data Set. <http://irsc.ut.ac.ir/bulletin.php>.
- Keller, E. A. & Pinter, N., 2002- Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape (2nd ed.). New Jersey: Prentice Hall.
- King, G. & Nabelek, J., 1985- Role of fault bends in the initiation and termination of earthquake rupture. *Science*, V. 228, pp. 984-987.
- King, G. C. P. & Yielding, G., 1983- The evolution of a thrust fault system: processes of rupture initiation, propagation and termination in the 1980 El Asnam (Algeria) earthquake. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, V. 77, pp. 915-933.
- King, G. C. P., 1986- Speculation on the geometry of the initiation and termination process of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structures, *PAGEOPH*, V. 124, pp. 567-584.
- Korhonen, K., Paanaen, M. & Paulamaki, S., 2004- Interpretation of lineaments from airborne geophysical and topographic data, Geological Survey of Finland.
- Le Dortz, K., Meyer, B., Sebrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourles, D., Talebian, M., Bateman, M. D. & Ghoraihi, M., 2009- Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International* V. 179.
- Mann, P., Draper, G. & Burke, K., 1985- Neotectonics of a strike-slip restraining bend system, Jamaica. Geological Society, London, Special Publications, V. 135, pp. 211-226.
- McClay, K. & Bonora, M., 2001- Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, V. 85, pp. 233-260.
- Meyer, B. & Le Dortz, K., 2007- Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*.
- Nabighian, M. N., 1972- The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: Its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, V. 37, pp. 507-517.
- Nabighian, M. N., 1974- Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms. *Geophysics*, V. 49, pp. 780-786.
- Neausparp, K., Charusiri, P. & Meyers, J., 2005- New processing of airborne magnetic and electromagnetic data and interpretation for subsurface structures in the Loei area, Northeastern Thailand. *Science Asia*, V. 31, pp. 283-298.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh. & Fegghi, Kh., 2005- Cumulative right-lateral fault slip across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, V. 162, pp. 177-203.
- Roest, W. R., Verhoef, J. & Pilkington, M., 1992- Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, V. 57, pp. 116-125.
- Shaw, B., 2006- Initiation propagation and termination of elastodynamic ruptures associated with segmentation of faults and shaking hazard. *Journal of Geophysical Research*, V. 111.
- Sibson, R. H., 1985- Stopping of earthquake ruptures at dilational fault jogs. *Nature*, V. 316, pp. 248-251.
- Sieh, K. & Jahn, R., 1984- Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 95, pp. 883-896.
- Sieh, K., 1978- Slip along the San Andreas fault associated with the great 1857 earthquake. *Seismol. Soc. Am. Bull.* V. 68, pp. 1421-1428.
- Silva, A. M., Pires, A. C. & McCaffery, A., 2003- Application of airborne geophysical data to mineral exploration in the uneven exposed terrains of the Rio Das Velhas greenstone belt. *Revista Brasileira de Geociencias*, V. 33, pp. 17-28.
- Tchalenko, J. S. & Ambraseys, N. N., 1970- Structural analysis of the Dashat-e - Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geological Society of America Bulletin*, V. 81, pp. 41-60.
- Wakabayashi, J., Hengesh, V. & Sawyer, L., 2004- Four-dimensional transform fault processes: progressive evolution of step-overs and bends. *Tectonophysics*, V. 392, pp. 279-301.
- Walker, R. & Jackson, J., 2002- Offset and evolution of the Gowk fault, SE Iran; a major intra-continental strike-slip system, *J. Struct. Geol.*, V. 24, pp. 1677-1698.
- Walker, R. & Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, V. 23, TC5010.
- Walker, R. & Khatib, M. M., 2006- Active faulting in the Birjand region of NE Iran. *tectonics*, V. 25, TC4016.
- Walker, R. T., Talebian, M., Sloan, R. A., Rasheedi, 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. *Geophysical Journal International*, V. 181, pp. 221-228.
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., Hatzfeld, D., Aghamohammadi, A., Bigot, A., Djamour, Y., Nankali, H. & Sedighi, M., 2014- Present-day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, V. 119, pp. 1-25.
- Zhang, P. Z., Burchfiel, B. C., Chen, S. & Deng, Q., 1989- Extinction of pull-apart basins. *Geology*, V. 17, pp. 814-817.
- Zoback, M., Jachens, R. C. & Olson, J. A., 1999- Abrupt along strike change in tectonic style: San Andreas fault zone, San Francisco Peninsula. *J. Geophys. Res.* V. 104, pp. 719-742.

Structural and Aeromagnetic Evidence for Formation of the Shusf Hidden Fault in East Neh-Esmaeilabad Restraining Stepmover (Eastern Iran)

M. A. Alimi ^{1*}, M. M. Khatib ², Kh. Hessami Azar ³ & M. R. Hayhat ⁴

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

² Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

³ Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

⁴ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Received: 2014 February 08

Accepted: 2014 September 29

Abstract

An array of en-echelon strike-slip faults in eastern Iran results in the formation of releasing and restraining bends or stepovers, within which some faults are hidden in the extensional and contractional parts of the structures. This is investigated in the East Neh-Esmaeilabad left-stepping restraining stepover. Transpressional deformation in the transverse structure associated with the stepover is expressed as folding and uplifting in the Late Neogene, Quaternary and recent deposits, revealing the Shusf fault as a hidden and blind thrust. Processing of magnetic anomaly maps shows the existence of the Shusf magnetic lineament, which consistently well correlates with the Shusf fault and its hidden segments. Also the hidden part of the fault was investigated by the differential GPS profiles constructed perpendicular to the trend of the Shusf fault scarp. In this study, we used surface morphology surveys, fan median method and satellite images to calculate the cumulative horizontal and vertical offsets related to the Late Quaternary active tectonics along the Shusf fault, measuring mean values of 92 and 4.25 m, respectively. Analysis of the velocity vector recorded in the Nehbandan geodynamic station across the Shusf fault indicates the present-day evolution of the stepover expressed as uplift and left-lateral displacement.

Keywords: Differential GPS, East Iran, Transpressional Deformation, Hidden Thrust, Restraining Stepover.

For Persian Version see pages 253 to 264

*Corresponding author: M. A. Alimi; E-mail: malimi@birjand.ac.ir.