

بررسی تغییرات میدان تنش و نقش آن در دگرشکلی ساختار فراقان در زاگرس خاوری

سیدعباس عطاپور فرد^۱، علی یساقی^۲، مهناز رضائیان^۳ و اسماعیل شبانیان بروجنی^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۱/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۱/۲۴

چکیده

تاقدیس فراقان در شمال خاور کمان فارس قرار دارد و در این محل پوشش رسوبی به سبب برای ۱۰ کیلومتر روی سری هرمز دگرشکل شده است. این تاقدیس توسط گسل زاگرس مرتفع بریده شده است. با توجه به کم بودن مطالعات تنش دیرینه و تحلیل جنبشی ساختارها در شمال خاور کمان فارس در این نوشتار به تاریخچه تغییرات میدان تنش و نقش آن در تکامل ساختار فراقان پرداخته شده است. برای تعیین متغیرهای تنسور تنش کاهش یافته و تفکیک گسل های مربوط به هر فاز دگرشکلی شکننده، از روش وارون سازی؛ برای تعیین امتداد محور کوتاه شدگی بیشینه از استیلولیت ها و برای تعیین موقعیت تنش کمینه از رگه های کششی استفاده شده است. به منظور بررسی جهت های تنش اصلی زمان حاضر داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها نیز به روش برگشتی تحلیل شده اند. مطابق این بررسی، پیش از چین خوردگی در میوسن پسین سوی تنش اصلی حداکثر $N27^{\circ}-29^{\circ}E$ بوده و ترک های کششی در این زمان شکل گرفته اند. در اواخر میوسن میانی پوشش رسوبی تحت رژیم زمین ساختی فشاری (Compressional) و با سوی تنش اصلی بیشینه $N19^{\circ}E$ به صورت چین-های جدایشی (Detachment fold) و مرتبط با گسل (Fault related fold) دگرشکل شده است. در اواخر میوسن پسین و اوایل پلیوسن، پی سنگ در محدوده فراقان شروع به کوتاه شدگی کرده است که در این زمان رژیم زمین ساختی امتدادلغز و سوی تنش اصلی بیشینه $N4^{\circ}E$ است. در این زمان گسل زاگرس مرتفع فعال شده و ستون رسوبی و ساختارهای موجود را به طور کامل پرش داده است. در پلیوسن تحت رژیم زمین ساختی امتدادلغز سوی تنش اصلی بیشینه به طور موقت به $N25^{\circ}W$ تغییر یافته و گسل های امتدادلغز و واژگون موجود با سازوکار جدید فعال شده اند. بررسی داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها گویای این مطلب است که در زمان حاضر سوی تنش اصلی دوباره شمالی-جنوبی است.

کلیدواژه ها: تاقدیس فراقان، وارون سازی داده های خش لغز گسلی، رگه های کششی، استیلولیت، سازوکار کانونی زمین لرزه ها.

*نویسنده مسئول: علی یساقی

E-mail: yassaghi@yahoo.com

۱- پیش نوشتار

است. با توجه به پیچیدگی های ساختاری موجود در این محدوده، در این پژوهش سعی شده است با استفاده از داده گسل های خش دار، استیلولیت ها، ترک های کششی و تحلیل داده های سازوکار کانونی زمین لرزه ها، رخداد های زمین ساختی شکنا بازسازی؛ تغییرات متغیرهای تنسور تنش کاهش یافته در طول زمان بررسی و نقش آن در تکامل ساختار فراقان تحلیل شود.

گسلش و فعالیت گسل های موجود در هر محدوده تابعی از آرایش تنش های اصلی و نسبت مقادیر تنش های یاد شده است. تغییر آرایش و مقادیر تنش های اصلی ممکن است سبب تغییر رژیم دگربرخشی شود. بنابراین شناسایی فازهای دگرشکلی مختلف و تعیین سن آنها ابزار ارزشمندی برای بازسازی وقایع زمین ساختی شکناست (Angelier, 1989). چرخش خلاف ساعتی جهت همگرایی صفحه عربی به صورت ساعت گرد از ۵۶ میلیون سال پیش (شمال خاوری) تا کنون (شمالی)، سبب تغییر میدان تنش در نقاط مختلف زاگرس شده و در اثر آن دگرشکلی های مختلف به وجود آمده است (Mc Quarrier et al., 2003; Navabpour and Barrier, 2011; Navabpour et al., 2007, 2008, 2010 and 2011). برای تعیین چگونگی توزیع تنش و کوتاه شدگی حاصل از حرکت صفحه عربی به سوی ایران در نقاط مختلف زاگرس در طول زمان از داده های لرزه ای (Talebian and Jackson, 2004; Yaminifard et al., 2006) سامانه موقعیت یابی جهانی (GPS) (Vernant et al., 2004); (Hessami et al., 2006; Bayer et al., 2006; Tavakoli et al., 2008 Authemayou et al., 2006; Lacombe et al., 2006); (Navabpour et al., 2007, 2008, 2010 and 2011; Navabpour and Barrier, 2011)؛ ملکه زاده و همکاران، ۱۳۸۷) استفاده شده است.

۲- زمین شناسی محدوده تاقدیس فراقان

در این محدوده پوشش رسوبی با سبب برای بیش از ۱۰ کیلومتر روی پهنه جدایش قاعده ای هرمز (با سبب برای نزدیک به یک کیلومتر) در میوسن چین خورده است (Molinario et al., 2005). با توجه به راندگی یال شمالی روی یال جنوبی تاقدیس توسط قطعات مختلف گسل پی سنگی زاگرس مرتفع (HZF) (Berberian, 1995)، در بخش های خاوری آن واحدهای چین های پالئوزوییک و مزوزوییک رخنمون یافته اند؛ اما در بخش باختری تاقدیس سنگ شناسی سطحی را واحدهای چین های کرتاسه بالایی و سنوزوییک تشکیل می دهند (شکل ۲). در دگرشکلی این ساختار پهنه جدایش قاعده ای (سری هرمز)، پهنه های جدایش میانی (سیاهو و پابده-گورپی) و گسل پی سنگی زاگرس مرتفع نقش تعیین کننده ای داشته اند (Tavakoli Sherazi, 2012).

۳- هندسه و ساختار

تاقدیس فراقان دارای روند عمومی خاوری-باختری بوده و از نوع تاقدیس های باز است (شکل های ۲- ز و ۲- ه). یال جنوبی تاقدیس توسط گسل های فراقان (FF)، زاگرس مرتفع (HZF) و برش خورده است (شکل ۲). در جنوب تاقدیس یاد شده و روی یال جنوبی آن چین های جدایشی با طول موج کوتاه دیده می شوند و دماغه خاوری آن نیز به دلیل عملکرد سازندهای پابده و گورپی به صورت زون

رژیم زمین ساختی در این زون برخوردی در ۵ میلیون سال اخیر از فشاری به امتداد لغز تغییر یافته و در نتیجه آن کرنش در بخش شمال باختری دچار تسهیم کامل و در بخش مرکزی دچار تسهیم بخشی شده است و در جنوب خاور زاگرس تسهیم کرنش دیده نمی شود (Talebian and Jackson, 2004; Authomayo et al., 2006). تاقدیس فراقان بخشی از جنوب خاور کمربند چین خورده-رانده زاگرس است که در مرز میان زاگرس با چین های ساده و زاگرس مرتفع قرار گرفته و در نزدیکی مرز میان زون های ساختاری زاگرس و مکران قرار دارد (شکل ۱) و دگرشکلی آن همانند دیگر بخش های زاگرس حاصل همگرایی و برخورد صفحات ایران و عربی

مرحله پالایش شده‌اند. در ادامه با حذف داده‌های گسلی حساسیت نتایج نسبت به داده‌ها بررسی شد و در پایان با استفاده از گسل‌هایی که شرایط پایدار برای تعیین متغیرهای تنسور تنش ایجاد می‌کنند؛ متغیرهای تنسور تنش کاهش یافته، تعیین شده است. سپس گسل‌های بدون سن نسبی مشخص در میدان‌های تنش به دست آمده و بر پایه همخوانی آنها با میدان تنش مختلف در فازهای مختلف قرار گرفته‌اند و تحلیل تنش با همه سطوح گسلی قابل قبول صورت پذیرفته است.

در فازهایی که چین‌خوردگی سبب کج‌شدگی گسل‌ها می‌شوند؛ با استفاده از محور چین‌خوردگی و چرخش گسل‌ها و خش‌لغزها به موقعیت اولیه می‌توان موقعیت اولیه تنش‌های اصلی را به جایگاه ابتدایی بازگرداند (Yamaji et al., 2005; Navabpour et al., 2007). بنابراین موقعیت تنش‌های اصلی با توجه به محور چین‌خوردگی پس از گسلس به شرایط آندرسونی بازگردانده شده‌اند.

۴-۳. تعیین کیفیت تحلیل و نوع دگرریختی

کیفیت تنسور تنش به دست آمده تابعی از نسبت تعداد گسل‌های هر فاز (N) به کل گسل‌های هر ایستگاه (NT)، میانگین زاویه عدم برآزش (α) (متغیر کیفیت Q)، تعداد روندهای گسلی، همخوانی مکانیکی داده‌ها و کیفیت هندسی تنسور تنش است (Delvaux et al., 1997; Shabanian et al., 2010). از این رو برای تعیین کیفیت داده‌ها از مجموع عوامل یاد شده استفاده شده است (جدول ۱). گفتنی است که در صورتی که تنسور تنش دارای کیفیت C و D باشد، تنها موقعیت محورهای اصلی تنش قابل قبول خواهد بود (Shabanian et al., 2010).

$$Q = (N / (N \cdot N_T)) / \alpha$$

نوع دگرریختی تابعی از موقعیت تنش‌های اصلی و نسبت مقادیر آنها (R) است. در این پژوهش برای نمایش و تحلیل رژیم زمین‌ساختی از نمودار L_p ($LP = \log(\sigma_2 / \sigma_3)$ - نسبت شیب تنش‌ها) و مقدار R (عامل شکل میدان) بهره گرفته شده است (Shabanian et al., 2010) (شکل ۱۰). در این نمودار UC، فشارش تک‌محوری، RC، فشارش شعاعی، UE، کشش تک‌محوری، dST، شرایط ناپایدار تنسور تنش (تنسورهای تنشی که به دلیل تداخل فاز، چرخش‌های ساختاری و ... از حالت آندرسینی خارج شده‌اند)؛ C، رژیم زمین‌ساختی فشاری و TT، رژیم زمین‌ساختی امتدادلغز را نشان می‌دهند.

۴-۴. تحلیل ترک‌های کششی

ترک‌های کششی مایل، بیشتر عمود بر لایه‌بندی هستند و در میدان تنش پیش از چین‌خوردگی تشکیل می‌شوند (Navabpour et al., 2007; Ahmadhadi et al., 2007). اگر ترک‌ها در طول زمان دگرشکلی در امتداد محور قائم دچار چرخش نشوند؛ قطب آنها معرف تنش فشاری کمینه خواهد بود (Ramsay and Huber, 1983). اما اگر شرایط یاد شده حاکم نباشد؛ ترک‌های کششی ایجاد شده، خواهند چرخید و ترک‌های کششی در سوی عمود بر تنش σ_3 تشکیل خواهند شد. در کمان خارجی چین‌ها نیز ترک‌های کششی ایجاد می‌شود که معرف کشش محلی هستند و نمی‌توان از آنها برای میدان تنش ناحیه‌ای استفاده کرد. در پژوهش حاضر پس از افقی کردن لایه‌ها، با فرض حاکم بودن رژیم زمین‌ساختی فشاری پیش از چین‌خوردگی در سنوزویک (Navabpour et al., 2008; Ahmadhadi et al., 2007) محور افقی عمود بر قطب ترک کششی به عنوان تنش فشاری بیشینه در نظر گرفته شده است.

در محدوده مورد مطالعه چین‌خوردگی دوباره، گاه سبب فعالیت دوباره ترک‌های برشی اولیه و باز شدن آنها شده است؛ که از راه میزان زاویه آن، ارتباط آن با محور چین و رابطه هندسی آن با درزهای دیگر قابل شناسایی هستند. در مطالعه حاضر از ترک‌های کششی به صورت محدود استفاده شده است.

۴-۵. تحلیل استیلولیت‌ها

استیلولیت‌های زمین‌ساختی سطوح انحلال فشاری هستند که در سوی عمود بر بیشینه کوتاه‌شدگی تشکیل می‌شوند (Navabpour et al., 2007). استیلولیت‌ها نیز همانند ترک‌های کششی ممکن است پیش، همزمان و یا پس از چین‌خوردگی تشکیل شوند. اگر قائم و به موازات محور چین باشند؛ همزمان با چین‌خوردگی؛ اگر قائم و مایل

جدایشی، دوشاخه‌ای (Bifurcated) تشکیل شده است (شکل ۲). گسل HZF، دارای سازوکار واژگون راست‌گرد است که پوشش رسوبی را به‌طور کامل بریده و سبب رانده شدن سازند میشان روی سازند آغاچاری شده است (شکل ۲-د). گسل HZF1 نیز سبب رانده شدن سازندهای مزوزویک روی سازند میشان شده است (شکل ۲). هندسه این گسل در پایانه باختری آن افشان نرمال (extensional imbricate fan) بوده (شکل ۲-الف) و سازوکار آن در بخش خاوری امتدادلغز است (شکل ۲-ج). تاقدیس دچار چین‌خوردگی دوباره شده که روند چین‌های یاد شده شمال باختری - جنوب خاوری است (شکل ۲-ب).

۴- روش پژوهش: روش وارون‌سازی، تفکیک داده‌ها و تفسیر نتایج

۴-۱. اندازه‌گیری صفحه‌های گسلی و خش‌لغزها

در این پژوهش موقعیت سطوح گسلی، موقعیت خش‌لغزها، سوی لغزش به همراه موقعیت لایه‌بندی‌ها در هر ایستگاه (برای تصحیح کج‌شدگی -tilting- و بازسازی موقعیت داده‌ها پیش از کج‌شدگی) برداشت شده است (Yamaji et al., 2005; Navabpour et al., 2007). به منظور جلوگیری از برداشت در محدوده میدان تنش گسل‌های HZF، HZF1 و FF، میدان تنش آنها با توجه به کشیدگی لایه‌ها، چین‌های کشیده و ترک‌های کششی موجود (Martinez-Diaz, 2002) شناسایی شده است. برای تعیین سن تقریبی و نسبی گسل‌ها چگونگی قطع‌شدگی و جابه‌جایی گسل‌ها با یکدیگر، توالی خش‌لغزهای مختلف روی سطح هر گسل، سن واحدهای چینه‌ای بریده شده با گسل و همچنین ارتباط میان چین‌خوردگی و گسلس (روش پیشنهادی Navabpour et al., 2007) در ساختارها برداشت شده است.

۴-۲. تفکیک داده‌ها و روش وارون‌سازی

یکی از مهم‌ترین فرضیات روش وارون‌سازی، رخداد لغزش در جهت تنش برشی بیشینه در سطح گسل است. بنابراین هر میدان تنشی تنها توانایی ایجاد یک خش‌لغز را در سطح گسل خواهد داشت. در برداشت‌های صحرائی، گاه چند خش‌لغز در سطح گسل دیده می‌شود. ایجاد چند خش‌لغز ممکن است در اثر تغییر محلی میدان تنش صورت گیرد که در این حالت ممکن است چند خش‌لغز در یک فاز دگرشکلی ایجاد شوند. تغییر جهت لغزش در اثر تغییر مقاومت در سطح گسل و یا تغییر شرایط مرزی نیز ممکن است سبب ایجاد چند خش‌لغز در سطح گسل شود. تغییر میدان تنش ناحیه‌ای به واسطه تغییر شرایط مرزی صفحات و اگر نیز چندین خش‌لغز در سطح گسل ایجاد می‌کند. خش‌لغزهای ایجاد شده در میدان تنش محلی به واسطه ناسازگاری با میدان تنش ناحیه‌ای در هنگام تحلیل تنش به روش برگشتی شناسایی و حذف شده‌اند (Shabanian et al., 2010).

گسل‌های با موقعیت و خش‌لغزهای مشابه در یک فاز تشکیل و یا فعال می‌شوند (Delvaux, 2014). از این رو گسل‌ها با نرم‌افزار Win-Tensor 5.0.5 (Delvaux, 2014) دسته‌بندی و با توجه به تقدم و تأخر مشاهده‌ای دسته‌های حاصل گروه‌بندی شدند. تعیین متغیرهای تنسور تنش کاهش یافته و تفکیک فازهای زمین‌ساخت شکنا با استفاده از تحلیل گسل‌های خش‌دار با فراوانی مناسب و موقعیت‌های مختلف با روش وارون‌سازی امکان‌پذیر است (Carey-Gailhardis and Mercier, 1987; Yamaji et al., 2005; Navabpour et al., 2007). در روش وارون‌سازی بهترین تنسور تنش کاهش یافته با به کمترین میزان رساندن زاویه عدم برآزش (زاویه میان خش‌لغز مشاهده‌ای و به دست آمده) به دست می‌آید (Carey-Gailhardis and Mercier, 1987). متغیرهای به دست آمده از این روش، موقعیت تنش‌های اصلی (σ_1 ، σ_2 ، σ_3) و نسبت مقادیر تنش‌های یاد شده ($R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$) هستند (Angelier, 1979). بنابراین تنسور تنش کاهش یافته گروه‌های گسلی با استفاده از نرم‌افزار Tectonic FP 1.6.2 (Angelier, 1984, 1989) و به کارگیری روش وارون‌سازی (Ortner et al., 2002) تعیین شد (1990 and 2002).

تحلیل تنش هر گروه در چندین مرحله انجام شده است و گسل‌های با زاویه عدم برآزش بیش از 30° و گسل‌های با موقعیت نامناسب در دایره مور بدون بعد در هر

چینه‌های رشدی در بخش گوری سازند میشان در پیرامون گنبد نمکی دماغه خاوری چین از شواهد دیگر رخداد این فاز دگرشکلی و فعال شدن گنبد‌های نمکی است.

۴- فاز دگرشکلی میانی: خشل‌لغز گسل‌های این فاز بیشتر دارای ریک کمی بوده و پس از چین‌خوردگی ایجاد شده‌اند. گسل‌های ایجاد شده، امتدادلغز هستند و شماری از گسل‌های امتدادلغز و وارون اولیه نیز فعال شده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵-ب). کیفیت تحلیل تنش این فاز در رده A قرار می‌گیرد. در این فاز دگرشکلی شکننده رژیم زمین‌ساختی امتدادلغز (شکل ۸) و σ_1 به سوی N است. گسل‌های این فاز نیز در امتداد محور چین‌خوردگی دوباره دچار چرخش شده‌اند. که بر پایه محور چین‌خوردگی دوباره گسل‌ها به حالت اولیه بازگردانده شدند. پس از چرخش، محورها دینامیک و کینماتیک حاصل انطباق مناسبی دارند و از سویی بالا بودن زاویه اصطکاک داخلی نیز یکی از عوامل اساسی نبود چرخش و این انطباق است (شکل ۴). فعالیت گسل HZF با میدان تنش این فاز همخوان است.

۵- فاز دگرشکلی پایانی: در این فاز دگرشکلی مجموعه‌ای از گسل‌های امتدادلغز و وارون اولیه به صورت امتدادلغز راست گرد و شماری از گسل‌های امتدادلغز اولیه نیز به صورت مورب‌لغز با مؤلفه چیره وارون راست گرد فعال شده‌اند (شکل‌های ۴ و ۵-الف). رژیم زمین‌ساختی این فاز امتدادلغز (شکل ۸) و σ_1 به سوی NW است. کیفیت تحلیل تنش این فاز در رده B قرار می‌گیرد. این فاز دگرشکلی را پژوهشگران دیگر نیز در فارس شناسایی (Molinario et al., 2005; Navabpour et al., 2007; Lacombe et al., 2007) کرده‌اند اما اشاره‌ای به دلیل رخداد آن نکرده‌اند. فعالیت گسل HZF1 با میدان تنش این فاز همخوان است.

۵-۲. تحلیل تنش با استفاده از درزهای کششی

در دو نقطه از محدوده مورد مطالعه (شکل ۲) دو دسته رگه کششی با پرشدگی کلسیت دیده می‌شود. برای بررسی ارتباط میان این درزها با چین‌خوردگی، ابتدا لایه‌بندی‌ها در امتداد محور چین‌خوردگی افقی شدند. در ایستگاه S1 که در سازند جهرم برداشت شده است؛ هر دو دسته درز عمود بر لایه‌بندی هستند و پس از افقی شدن لایه قائم می‌شوند. هیچ یک از دسته‌درزهای یاد شده به موازات محور چین اولیه تشکیل نشده‌اند و از سویی قرارگیری ایستگاه در یال چین نیز احتمال تشکیل آن در کمان خارجی چین را کاهش می‌دهد. با توجه به قرارگیری ایستگاه در یال چین و نبود ارتباط هندسی خاص میان چین‌خوردگی دوباره با درزهای کششی، هر دو درز مربوط به تنش‌های اعمالی بر صفحه عربی پیش از چین‌خوردگی هستند (Ahmadhadi et al., 2007). بررسی آماری درزها نشان می‌دهد که پس از افقی کردن، امتداد آنها $N27^\circ$ و $N55^\circ$ است. امتداد درز $N27^\circ$ با موقعیت تنش‌های پیش از چین‌خوردگی همخوانی دارد. درز دوم یک شکستگی برشی است که در اثر تغییر میدان تنش دچار بازشدگی شده و بازشدگی آن نامتقارن است. درز دوم بازشدگی کمتر، تداوم بیشتر و فراوانی بیشتری دارد و در برخی نقاط سبب قطع و جابجایی درز اول شده است. در ایستگاه S2 که در عضو گوری برداشت شده است نیز هر دو درز عمود بر لایه‌بندی هستند. اما درز J1، پس از افقی شدن لایه‌ها، امتدادش $N30^\circ$ می‌شود که سوی تنش بیشینه را در زمان تشکیل خود (تحت تنش‌های اعمالی بر صفحه عربی پیش از چین‌خوردگی) نشان می‌دهد. درز J2 دارای امتداد 115° و با امتداد محور چین موازی است. این درز در کمان خارجی چین تشکیل شده است. دسته درز J2، دسته درز J1 را قطع می‌کند و یا با آن پایان می‌یابد؛ بنابراین جوان‌تر از درز اول است (شکل ۵-ج).

۵-۳. تحلیل کوتاه‌شدگی با استفاده از استیلولیت‌ها

در محدوده ساختار فراقان استیلولیت‌ها در ۱۲ ایستگاه دیده و موقعیت آنها اندازه‌گیری شده است (شکل ۲). در ایستگاه S3 که در سازند آسماری برداشت شده است؛ یک دسته استیلولیت مایل و غیر عمود بر لایه‌بندی دیده می‌شود که پیش از چین‌خوردگی تشکیل شده و موقعیت پل آن پس از قائم کردن استیلولیت $232/0^\circ$ است که با موقعیت محور اصلی کوتاه‌شدگی پیش از فاز کهن (پیش از آغاز چین‌خوردگی) همخوانی دارد (Ahmadhadi et al., 2007).

بر محور چین باشند؛ پس از چین‌خوردگی و اگر مایل و عمود بر لایه‌بندی باشند؛ پیش از چین‌خوردگی (تحت تنش‌های اعمال پیش از چین‌خوردگی) تشکیل شده‌اند (Shadmon, 2008). در مطالعه حاضر کروئولوژی استیلولیت‌ها نسبت به یکدیگر تعیین و موقعیت محور اصلی کوتاه‌شدگی (با فرض عدم چرخش لایه‌ها پیرامون محور قائم) با استفاده از آنها تعیین شده است.

۴-۶. وارون‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها

وضعیت تنش امروزی را می‌توان با وارون‌سازی داده‌های سازوکار زمین‌لرزه‌ها تعیین کرد (Carey-Gailhardis and Mercier, 1987). تنسور تنش حاصل از روش برگشتی زمین‌لرزه‌ها باید با تحلیل گسل‌های خش‌دار فعال، تطابق مناسبی داشته باشد (Authemayou et al., 2006; Shabanian et al., 2010). بنابراین می‌توان با استفاده از این روش، تنسور تنش زمان امروزی را با زمان‌های مختلف و به ویژه آخرین رخداد زمین‌ساختی مقایسه و نتایج را تحلیل کرد.

بدین منظور ابتدا داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، شامل سطوح گسلی و بردار لغزش لرزه‌ای در محدوده مورد مطالعه گردآوری شد. در این میان برای هر زمین‌لرزه دو سطح معرفی شده که یکی از آن دو سطح گسل و دیگری سطح کمکی است. برای تشخیص سطح گسل از گسیختگی سطحی ارائه شده در گزارش زمین‌لرزه‌ها و تطابق روند آن با سطوح یاد شده استفاده شد.

۵- نتایج

۵-۱. بازسازی میدان تنش دیرین با استفاده از گسل‌های خش‌دار و تعیین سن فازهای دگرشکلی

به منظور تعیین تنش دیرین در ساختار فراقان در یال جنوبی آن در دره زاکین (شکل ۲) ۳۷ گسل خش‌دار اندازه‌گیری و گروه‌بندی شد. مطابق این دسته‌بندی ۳ دسته گسل خش‌دار (معرف ۳ فاز دگرشکلی متوالی اما ناپوسته) شناسایی و تفکیک شد.

بررسی اولیه به روش برگشتی برای همه گسل‌ها، نشان از بالا بودن زاویه عدم برآزش برای شمار زیادی از گسل‌ها (شکل ۴) و ناپایداری بودن میدان تنش به دست آمده دارد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که گسل‌های یاد شده در زمان‌های مختلف فعال و داده‌های مربوط به فازهای تنش مختلف از یکدیگر جدا شده‌اند. تحلیل داده‌ها، گویای وجود ۳ فاز دگرشکلی با میدان‌های تنش متفاوت است (شکل ۴).

توالی نسبی و زمان وقایع زمین‌ساختی مطابق روش پژوهش تعیین شده و نتیجه حاصل از این بررسی به صورت ماتریس توالی رخدادهای زمین‌ساختی ارائه شده است (شکل ۴). مطابق این ماتریس از مجموع ۳۷ گسل برداشت شده ۷ گسل با میدان تنش فازهای دگرشکلی ناسازگار بوده و حذف شده‌اند.

۳- فاز دگرشکلی کهن: گسل‌های این فاز بیشتر از نوع گسل‌های وارون و همزمان با چین‌خوردگی هستند که امتداد آنها با امتداد لولای چین همخوان است (شکل‌های ۳-الف، ۴، ۵-الف و ۵-ب). با توجه به اینکه بخش اصلی داده‌های گسلی از رخنمون‌های پالتوزویک و پرمین برداشت شده است؛ از این رو بیشتر گسل‌های وارون، گسل‌های پس‌رانده مربوط به اوایل دگرشکلی نازک پوسته هستند که از زون جدایش بالایی قاعده شیل‌های اردویسین و سیلورین آغاز می‌شوند. بنابراین شیب بیشتر این گسل‌های وارون به سوی جنوب است (شکل‌های ۲-ه، ۱۰-ا، ۳-الف و ۵-الف). کیفیت تحلیل تنش این فاز در رده A قرار می‌گیرد. بررسی موقعیت تنش‌های اصلی نشان از این دارد که گسل‌های این فاز در اثر عملکرد فازهای آتی و چین‌خوردگی دوباره لایه‌ها دچار کج‌شدگی شده‌اند. موقعیت محور چین-خوردگی دوباره در یال جنوبی $244/6^\circ$ است. بنابراین موقعیت گسل‌ها با چرخش لایه‌ها به پیش از زمان چین‌خوردگی به حالت اولیه بازگردانده شد. پس از اعمال چرخش، محورها دینامیک (تنش‌های اصلی) و کینماتیک (محورهای P، T و B) انطباق بالایی داشتند؛ که این امر بیانگر درستی بازگرداندن گسل‌ها به موقعیت زمان پیش از چرخش است. در این فاز دگرشکلی شکننده رژیم زمین‌ساختی فشاری (شکل ۸) و σ_1 به سوی NE است. گسل فراقان با میدان تنش این فاز سازگار است. وجود

۶-۳. بررسی تغییرات سوی تنش اصلی بیشینه و رژیم زمین‌ساختی در طول زمان

بازسازی موقعیت صفحه‌های زمین‌ساختی نشان از دارد که صفحه عربی از ۵۶ میلیون سال پیش (اواخر پالئوسن) شروع به حرکت به سوی صفحه اوراسیا کرده است. بر همین اساس سوی همگرایی صفحه عربی در طول زمان به ترتیب (۳۳-۵۶)°E N30، (۱۹-۳۳)°E N25، (۱۰-۱۹)°E N09، (در ۱۰ میلیون سال گذشته) ۵۶°E N05 بوده است (McQuarrie et al., 2003). تحلیل تنش دیرین زاگرس مرتفع در بخش شمال باختری و خاوری زاگرس نیز چرخش صفحه عربی را در طول زمان می‌وسن - پلیوسن نشان می‌دهد (Navabpour et al., 2007 and 2008). بررسی سوی تنش اصلی بیشینه در دیگر کوهزاده‌های ایران (البرز و کپه داغ) نیز نشانگر چرخش ساعتی محور تنش اصلی بیشینه در طول زمان است که آن را با چرخش صفحه عربی مرتبط می‌دانند (Lacombe et al., 2006; Javadifakhr et al., 2011; Shabanian et al., 2010; Navabpour et al., 2007 and 2008).

مطالعات مغناطیس‌سنجی در کمان فارس نشان می‌دهد که بخش خاوری آن در اثر فعالیت گسل زندان به صورت خلاف ساعتی و بخش باختری آن در اثر فعالیت گسل کازرون به صورت ساعتی چرخیده‌اند (Aubourg et al., 2004; Bakhari et al., 1998). نتایج داده‌های مغناطیس‌سنجی در یال جنوبی تاقدیس فراقان در ایستگاه S2 (Aubourg et al., 2004) در سازند رازک، سوی کوتاه‌شدگی را شمال خاوری نشان می‌دهد که با روند چرخش خلاف ساعتی در دیگر نقاط خاور کمان فارس متفاوت است. چرخش ناشی از فعالیت گسل زندان تنها در دماغه شمال سبب ایجاد چین‌های کشیده و گسل‌های پارگی شده و بخش‌های باختری و مرکزی تاقدیس فراقان را تحت تاثیر قرار نداده است. از سوی دیگر تطابق محورهای دینامیکی به دست آمده از تحلیل وارونگی با محورهای کینماتیک (جدول ۲) همخوانی دارد. از این رو می‌توان چنین نتیجه گرفت که در بخش‌های مرکزی و باختری تاقدیس (محدوده برداشت داده‌ها) همانند دیگر بخش‌های زاگرس مرتفع (Navabpour et al., 2007) چرخش در پیرامون محور قائم صورت پذیرفته است.

بدین ترتیب تحلیل زمین‌ساخت شکن نشان می‌دهد که سوی تنش اصلی بیشینه پیش از چین‌خوردگی در محدوده مورد مطالعه (اواخر میوسن میانی) 29°E-27°E بوده، در اواخر میوسن میانی در محل برخورد صفحه‌های ایران و آفریقا-عربی رژیم زمین‌ساختی فشاری حاکم بوده و سوی تنش اصلی بیشینه به 13°E N13 تغییر یافته است. در اواخر میوسن پسین همزمان با فعالیت گسل‌های پی‌سنگی رژیم زمین‌ساختی به امتدادلغز تغییر یافته و سوی تنش اصلی 4°E N4 بوده است. در اواخر پلیوسن و پس از تنش‌سازند بختیاری در رژیم دگربرختی امتدادلغز تنش اصلی بیشینه به‌طور موقت به 25°W N25 و در زمان حاضر دوباره به 6°E N6 تغییر یافته است.

گسل‌های اصلی محدوده از جمله HZF1 (شکل ۲-ج) پس از تنش‌سازند بختیاری دارای سازوکار مورب‌لغز هستند و این پدیده با مدل تسهیم کرنش که بیانگر عملکرد مؤلفه شیب‌لغز در HZF و امتدادلغز در راندگی اخیر زاگرس (MRF) (از ۵ میلیون سال پیش تاکنون) است؛ تعارض دارد. بدین ترتیب ایده Talebian and Jackson (2004) مبنی بر نبود تسهیم کرنش در کمان فارس در این محدوده تأیید می‌شود.

۶-۴. تکامل ساختار فراقان و ژئودینامیک لبه شمالی صفحه عربی

تنش‌های فشاری ناشی پس از راندگی افیولیت‌ها روی لبه صفحه عربی پیش از میوسن پسین به صورت استیلولیت و رگه‌های کششی در پوشش رسوبی ثبت شده‌اند (Ahmadhadi et al., 2007) و در پی آن دگرشکلی شکننده همزمان با چین‌خوردگی در میوسن پسین آغاز شده است.

در اثر برخورد صفحه‌های ایران و عربی، صفحه ایران به عنوان توده مقاوم (Back stop) رفتار کرده و در اثر اعمال تنش با روند NE در رژیم زمین‌ساخت فشاری، پوشش رسوبی به صورت چین‌های جدایشی (شکل ۱۰-ا) در بخش خاوری و جدایش گسلی در بخش مرکزی (Tavakoli Sherazi (2012) همراه با گسل‌های جدایشی، انتشار گسلی و پس‌راند (شکل ۳-الف)، دگرشکل شده است (دگرشکلی فاز ۱).

در ایستگاه S4 در عضو گوری دو دسته استیلولیت دیده می‌شود که یکی از آنها به موازات لایه‌بندی و مربوط به مرحله دپازیشن و استیلولیت دوم مایل و غیر عمود بر لایه‌بندی بوده و بنابراین همزمان با چین‌خوردگی تشکیل شده است. موقعیت تنش اصلی به دست آمده در زمان تشکیل آن 179/13 است که با موقعیت آن در فاز دگرشکلی دوم همخوانی دارد (شکل ۵-د).

۵-۴. تعیین موقعیت تنش کنونی با استفاده از وارون‌سازی داده‌های گسلی

زمین‌لرزه‌ای

به منظور تعیین میدان تنش زمان حاضر، زمین‌لرزه‌های دارای حل کانونی در محدوده ساختار و پیرامون آن (حداصل گسل زاگرس مرتفع و راندگی اصلی زاگرس و جنوب گسل زاگرس مرتفع) از منابع مختلف گردآوری شد (شکل ۶-الف و جدول ۳). مطابق تحلیل صورت گرفته، موقعیت تنش‌های اصلی $\sigma_1 = 187/06$ ، $\sigma_2 = 97/02$ ، $\sigma_3 = 346/83$ و نسبت مقادیر تنش $R = 0.38$ است (شکل ۶-ب). با توجه کیفیت C تحلیل مقدار R قابل اعتماد نیست و تنها جهت تنش‌های اصلی قابل استفاده هستند.

۶-۲. تعیین زمان وقایع زمین‌ساختی

درزهای کششی موجود در سازندهای جهرم و بخش گوری سازند میشان (ایستگاه‌های S1 و S2 - شکل ۲)، پیش از چین‌خوردگی به وجود آمده‌اند. درزهای یاد شده دارای دو روند $N55^{\circ}E$ و $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ دارند. ترک‌های کششی مشابهی در پهنه ایزه توسط Ahmadhadi et al. (2008) گزارش شده است. ترک‌های کهن‌تر در اثر اولین تنش‌های اعمالی بر لبه صفحه عربی در حوزه پیش‌بوم به وجود آمده‌اند و ترک‌های دوم حاصل فعالیت گسل‌های پی‌سنگی پیش از چین‌خوردگی هستند (Ahmadhadi et al., 2008).

رخدادهای دگرشکلی به دست آمده از تحلیل گسل‌های خش‌دار نشان می‌دهد که اولین مرحله دگرشکلی شکننده همزمان با چین‌خوردگی و ایجاد چین‌های مرتبط با گسلش در بخش مرکزی تاقدیس است (شکل‌های ۳-الف و ۱۰-ا). جوان‌ترین واحد چینه‌ای برش یافته توسط گسل‌های این فاز دگرشکلی، سازند میشان است. از این رو سن این فاز، اوایل میوسن پسین پیشنهاد می‌شود. سن به دست آمده با زمان تعیین شده برای چین‌خوردگی توسط Molinaro et al. (2005) و Tavakoli Shrazi (2012) همخوانی دارد. فاز دگرشکلی دوم پس از چین‌خوردگی رخ داده و جوان‌ترین واحد برش یافته توسط گسل‌های این فاز سازند آغاچاری است (شکل‌های ۹-ج و ۱۰-ا). این فاز دگرشکلی توسط Molinaro et al. (2005) و Tavakoli Shrazi (2012) با نام دگرشکلی ستریپوسته معرفی شده است. سن این فاز دگرشکلی اواخر میوسن پسین پیشنهاد می‌شود. گسل‌های فاز سوم از نوع گسل‌های پس از چین‌خوردگی هستند. نمونه مهم گسل‌های یاد شده HZF1 است که چین‌خوردگی دوباره بخش باختری تاقدیس فراقان حاصل فعالیت این گسل است طی آن سازند بختیاری نیز چین‌خورده است (شکل‌های ۲-ب و ۱۰-ا). بنابراین این فاز پس از تنش‌سازند بختیاری در پلیوسن روی داده است.

۶-۲. دیگر شواهد ساختاری تغییر میدان تنش و زمان رخداد آنها

بررسی شکستگی‌ها در یال شمالی و جنوبی تاقدیس فراقان در سازند آسماری نشان می‌دهد که برخی از شکستگی‌های برشی همزمان با چین‌خوردگی در فازهای ۲ و ۳ به صورت شکستگی‌های راست‌گرد فعال شده‌اند (شکل‌های ۷-الف تا ج). از سوی دیگر در پیرامون گنبد‌های نمکی محدوده مورد مطالعه حرکت سریع نمک همزمان با تنش‌سازند بخش گوری سازند میشان و تشکیل چینه‌های رشدی دیده می‌شود که این امر نشان از عملکرد فازهای فشاری در محدوده مورد مطالعه در این زمان دارد. این فاز دگرشکلی با زمان تشکیل ترک‌های کششی با روند 20-30°E N20 همخوان است. نمونه‌ای از این ساختار را می‌توان در پیرامون شمال گنبد نمکی دماغه خاوری تاقدیس فراقان دید (شکل ۷-د).

– در میوسن میانی تنش فشاری بیشینه با روند $29^{\circ}\text{E}-27^{\circ}\text{N}$ بر صفحه عربی اعمال شده که از آثار آن می‌توان به تشکیل ترک‌های کششی در عضو گوری سازند و تشدید فعالیت گنبد‌های نمکی اشاره کرد.

– در اواخر میوسن میانی تنش فشاری بیشینه با روند $13^{\circ}\text{E}-1^{\circ}\text{N}$ و در یک رژیم فشاری بر لبه صفحه عربی اعمال شده و در نتیجه آن، گسل راندگی اصلی زاگرس فعال شده و پوشش رسوبی جنوب آن شروع به چین‌خوردگی و گسلش روی سری هرمز کرده است.

– در اواخر میوسن پسین تنش فشاری بیشینه با روند $4^{\circ}\text{E}-4^{\circ}\text{N}$ بر لبه صفحه عربی اعمال شده و طی آن قطعات گسل پی‌سنگی زاگرس مرتفع (HZF و HZF1) به صورت مورب‌لغز (وارون راست‌گرد) تاقدیس را برش داده است و شماری گسل امتدادلغز راست‌گرد و چپ‌گرد نیز ایجاد شده‌اند. در این زمان، رژیم زمین‌ساختی – در اثر فعالیت پی‌سنگ – به امتدادلغز تغییر یافته است. اما با توجه به بررسی جابه‌جایی گسل‌های امتدادلغز می‌توان چنین نتیجه گرفت که میزان کوتاه‌شدگی و یا زمان عملکرد این فاز دگرشکلی در این محدوده کوتاه بوده است.

– در اواخر پلیوسن با گسترش چین‌خوردگی به سوی جنوب و درگیری بیشتر پی‌سنگ فعالیت گسل زندان به شدت افزایش یافته و عملکرد آن سبب فعالیت قطعه HZF1 به صورت امتداد لغز شده و در این زمان در اثر فعالیت این گسل تاقدیس دچار چین‌خوردگی دوباره شده است. در این زمان سوی تنش فشاری بیشینه $25^{\circ}\text{W}-2^{\circ}\text{N}$ و رژیم زمین‌ساختی امتدادلغز بوده است.

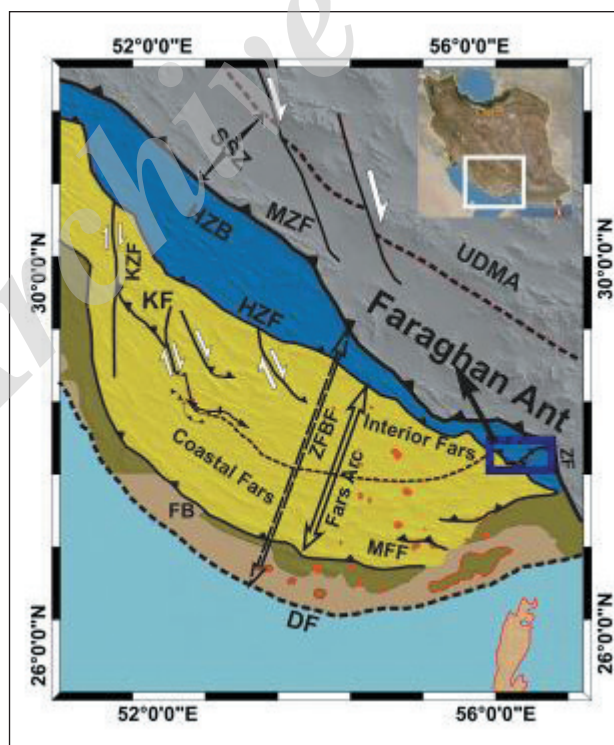
– بررسی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها گویای این مطلب است که در زمان حاضر سوی تنش اصلی دوباره به $N-S$ تغییر یافته است.

موازی بودن محور چین و MZF یکی از شواهد رخداد این پدیده است (شکل ۶). در اواخر میوسن پسین سوی همگرایی به شمالی – جنوبی تغییر یافته (شکل ۴) و با درگیر شدن پی‌سنگ صفحه‌های ایران و آفریقا – عربی (Moutherau et al., 2007) رژیم زمین‌ساختی امتدادلغز شده (شکل‌های ۴، ۸ و ۱۰-B1 تا B3) و گسل‌های پی‌سنگی به صورت مورب‌لغز پوشش رسوبی را بریده‌اند (فاز دگرشکلی ۲). در پلیوسن سوی همگرایی به طور موقت به NW تغییر یافته و با حفظ رژیم دگرشکلی فشاری، گسل‌های اولیه با سازوکار جدید (بیشتر امتدادلغز) فعال شده‌اند (شکل ۴). در این زمان گسل HZF1 با مؤلفه بیشتر امتدادلغز فعال شده؛ یال جنوبی تاقدیس را برش داده و سبب چین‌خوردگی دوباره بخش باختری تاقدیس شده است (شکل‌های ۱۰-C1 تا C3). تغییر سوی تنش اصلی بیشینه به شمال باختر موقتی بوده و در حال حاضر سوی تنش اصلی بیشینه شمالی است (شکل ۶).

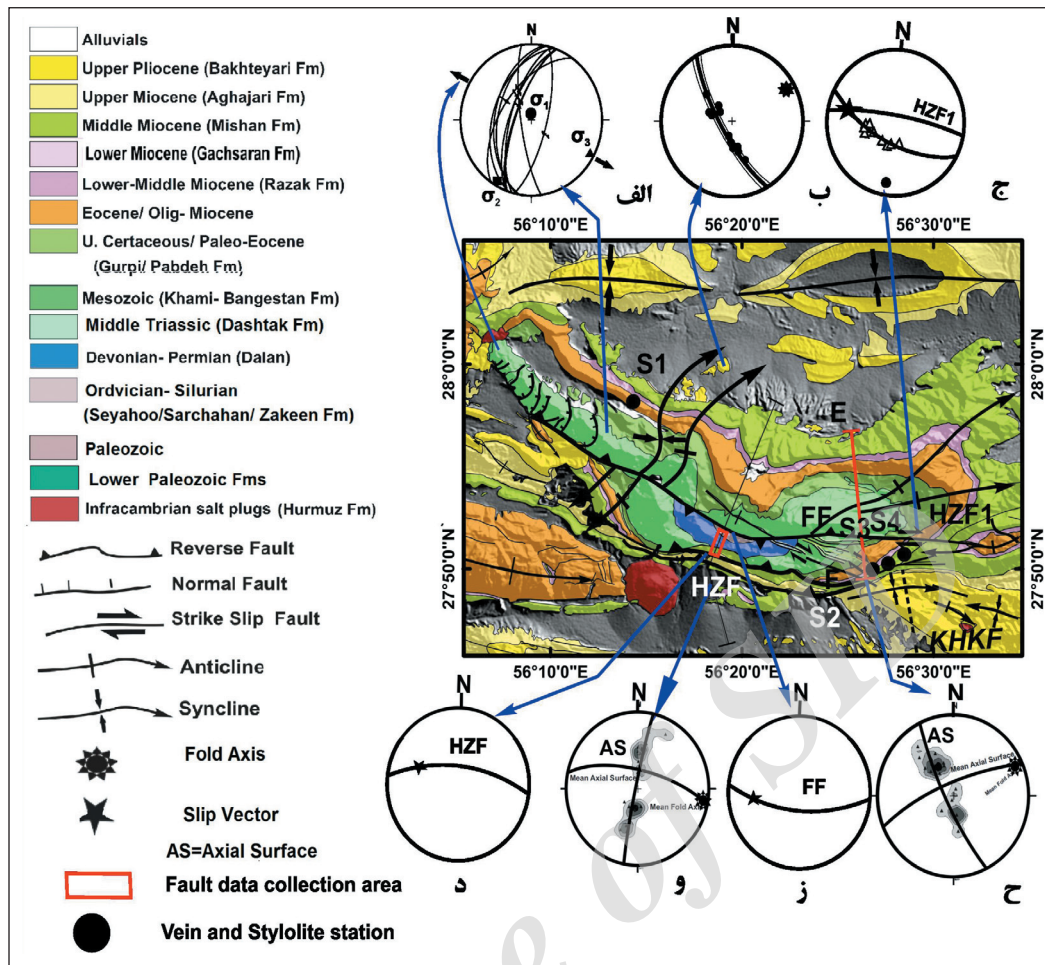
۷- نتیجه‌گیری

هدف پایانی این نوشتار بازسازی مراحل تکامل ساختاری تاقدیس فراقان در طول زمان است. با توجه به داده‌های به دست آمده از تحلیل زمین‌ساخت شکتا، رگه‌های کششی، سطوح انحلال فشاری و شواهد ساختاری می‌توان تکامل ساختار فراقان را در طول زمان به صورت مراحل زیر بیان کرد:

– در اواخر الیگوسن سوی تنش اصلی بیشینه $50^{\circ}\text{E}-5^{\circ}\text{N}$ بوده؛ اما تنش سبب چین‌خوردگی نشده و تنها شاهد آن تشکیل استیلولیت‌ها در سازند آسماری بوده است.

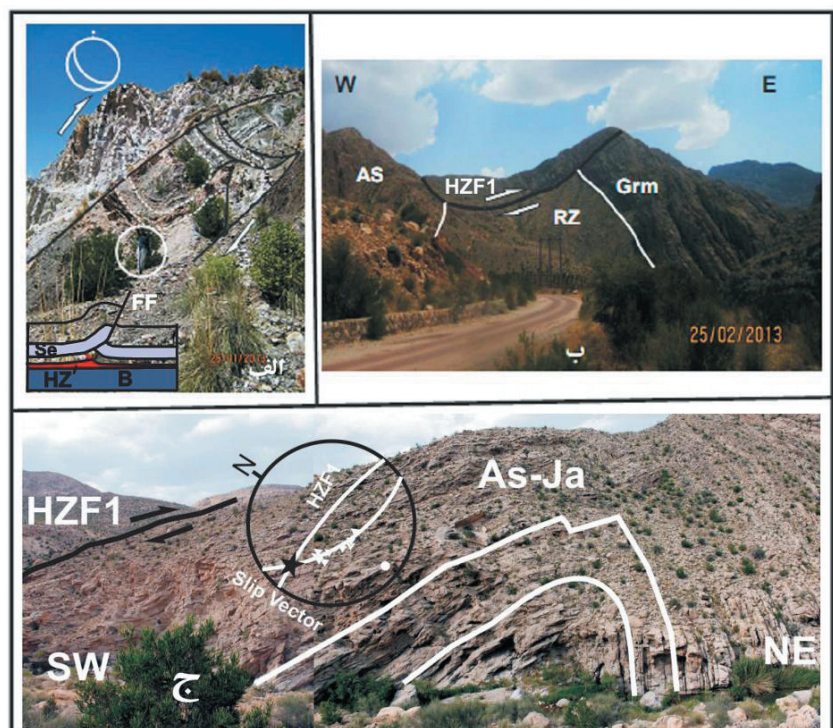


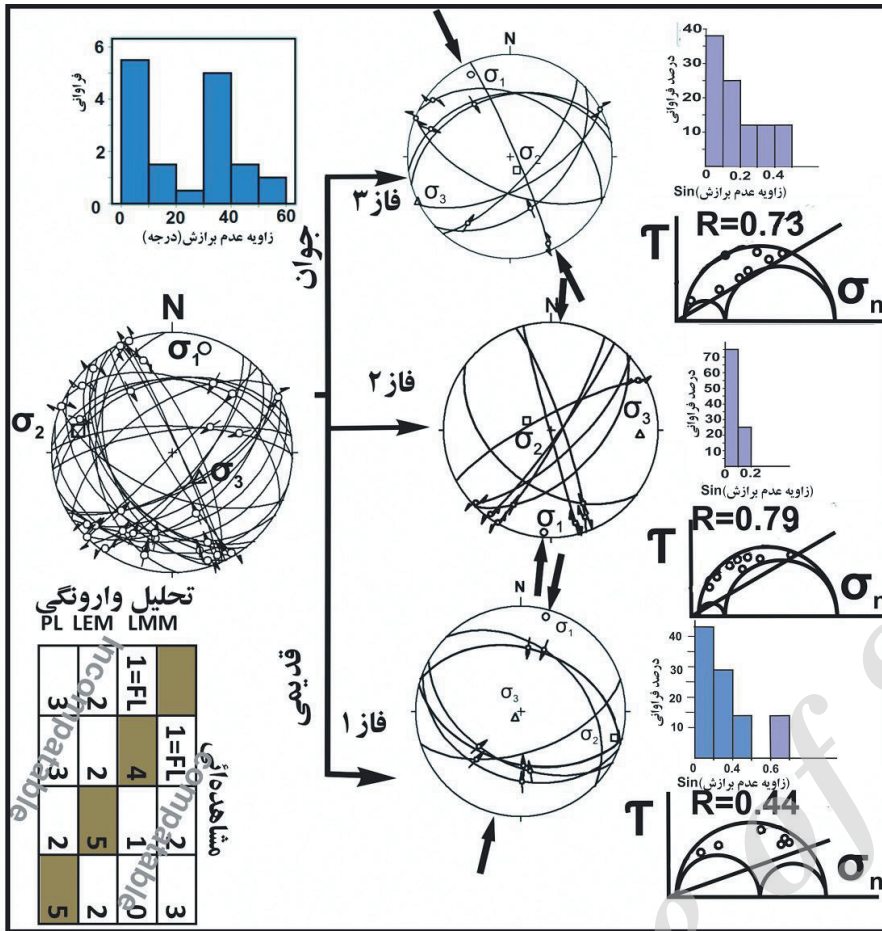
شکل ۱- تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری کمان فارس که موقعیت تاقدیس فراقان در آن با مستطیل‌های آبی نمایش داده شده است. UDM: کمان آتشفشانی ارومیه – دختر؛ SSZ: پهنه دگرگونی سنندج – سیرجان؛ HZB: پهنه زاگرس مرتفع؛ ZFBF: کمر بند چین‌خورده – رانده زاگرس؛ FB: حوزه پیش‌بوم؛ MZF: گسل اصلی زاگرس؛ HZF: گسل زاگرس مرتفع؛ MFF: گسل پیشانی کوهستان؛ ZFF: گسل پیشانی زاگرس؛ KZF: گسل کازرون؛ KF: گسل کره بس؛ ZF: گسل زندان.



شکل ۲- نقشه ساختاری تاقدیس فراقان. الف) موقعیت گسل‌های عادی و خشن لغز آنها و محورهای تنش اصلی در پایانه شمال باختری گسل HZF1؛ ب) موقعیت پل‌ها و محور چین‌خوردگی دوباره در سازند بختیاری؛ ج) موقعیت گسل و خشن لغز به دست آمده از چین‌های کشیده استوانه‌ای در قطعه باختری گسل HZF1؛ د) موقعیت گسل و خشن لغز گسل فراقان (FF)؛ و) ح) موقعیت پل لایه بندی و محور چین در مقطع خاوری تاقدیس.

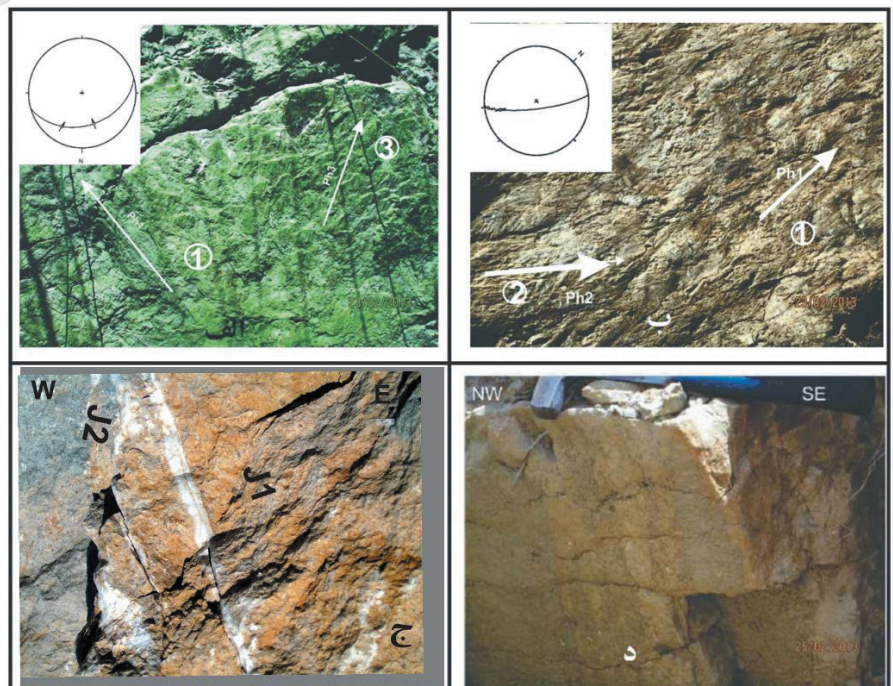
شکل ۳- الف) پهنه برشی شکل‌پذیر- شکننده مربوط به گسل‌های پس‌رانده از سطح شیل‌های اردوویسین-سیلورین (سازند سیاهو؛ Se) بوده و با مولفه چیره شیب‌لغز وارون در فاز دگرشکلی قدیمی تشکیل شده است. موقعیت عمومی پهنه برشی در شکل دیده می‌شود؛ ب) پی‌سنگ؛ HZ: سری هرمز و FF: گسل فراقان؛ ب) نمایی از گسل HZF1 در بخش خاوری تاقدیس که مؤلفه غالب راست‌لغز راست‌گرد آن سبب جابه‌جایی افقی دو کیلومتری و قرارگیری سازند آسماری (AS) در مجاورت سازند رازک (RZ) شده است. بخش گوری نیز با نماد Grm در شکل نمایش داده شده است. در این بخش از گسل ریزک بردار لغزش کم بوده و این بخش از گسل در اثر فعالیت دوباره آن در فاز ۳ رشد کرده است؛ ج) گسل HZF1 در حدهاصل بخش مرکزی و خاوری تاقدیس فراقان که مؤلفه شیب‌لغز گسل سبب ایجاد چین‌ها کشیده وارون فرودآورده‌ای در سازند آسماری شده که بردار لغزش گسل بر پایه آن تعیین شده است.

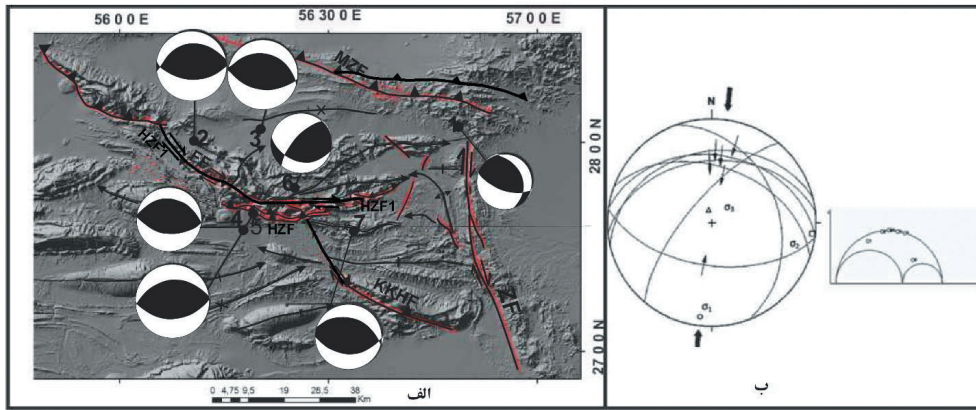




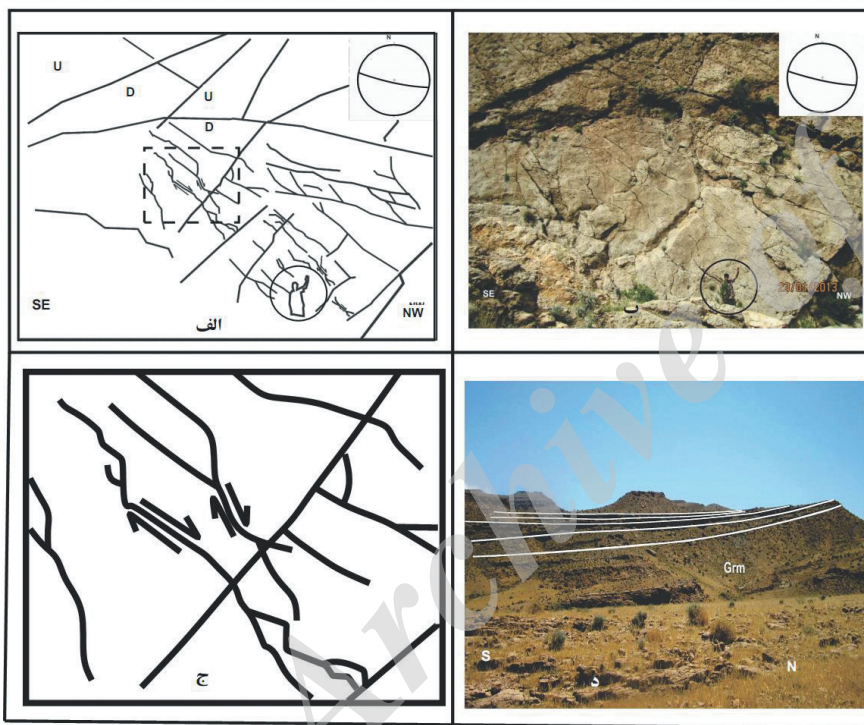
شکل ۴- تفکیک گسل‌های مربوط به فازهای مختلف دگرشکلی. وتر ماتریس (رنگ سبز) معرف گسل‌های قرار گرفته در هر فاز هم بر پایه مشاهده و هم تحلیل وارونگی. بخش پایینی ماتریس گسل‌هایی را نشان می‌دهد که مطابق مشاهده صحرائی در فاز کهن و مطابق تحلیل در فاز جوان قرار گرفته‌اند (ناسازگار هستند و حذف شده‌اند) و بخش بالایی ماتریس معرف گسل‌هایی است که در مشاهده صحرائی در فاز جوان و مطابق تحلیل در فاز قدیمی قرار گرفته‌اند. FL: چین‌خوردگی؛ LMM: اواخر میوسن میانی؛ LEM: اواخر میوسن پسین؛ PL: پلیوسن.

شکل ۵- الف) خشل‌لغزهای مربوط به فازهای دگرشکلی کهن و جوان در سطح یکی از گسل‌های دره زکین. شیب ریک خشل‌لغزهای کهن زیاد و ریک خشل‌لغزهای فاز میانی کم است؛ ب) خشل‌لغزهای مربوط به فازهای دگرشکلی کهن و میانی. گسل امتدادلغز اولیه به‌صورت مورب‌لغز با مؤلفه چیره وارون راست‌گرد فعال شده است. شیب خشل‌لغز فاز یک مربوط به کج‌شدگی سطح گسل است؛ ج) رگه‌های کششی ایستگاه درزه‌نگاری S1. هر دو درز بر لایه بندی عمود هستند. J2 سبب قطع شدن J1 شده و از این رو جوان‌تر است. رگه J1 مربوط به زمان پیش از چین‌خوردگی است؛ د) استیلولیت‌های ایستگاه S4. در این ایستگاه دو دسته استیلولیت دیده می‌شوند. یکی از آنها به موازات لایه‌بندی و مربوط به مرحله دیاژنز و دیگری مایل و غیر عمود بر لایه‌بندی است. استیلولیت دوم همزمان با چین‌خوردگی تشکیل شده و سوی محور اصلی تنش فشاری بیشینه با فاز میانی همخوان است.



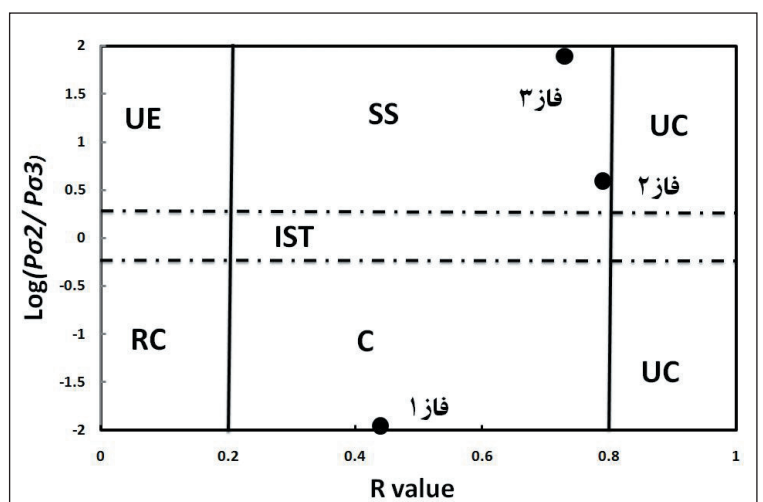


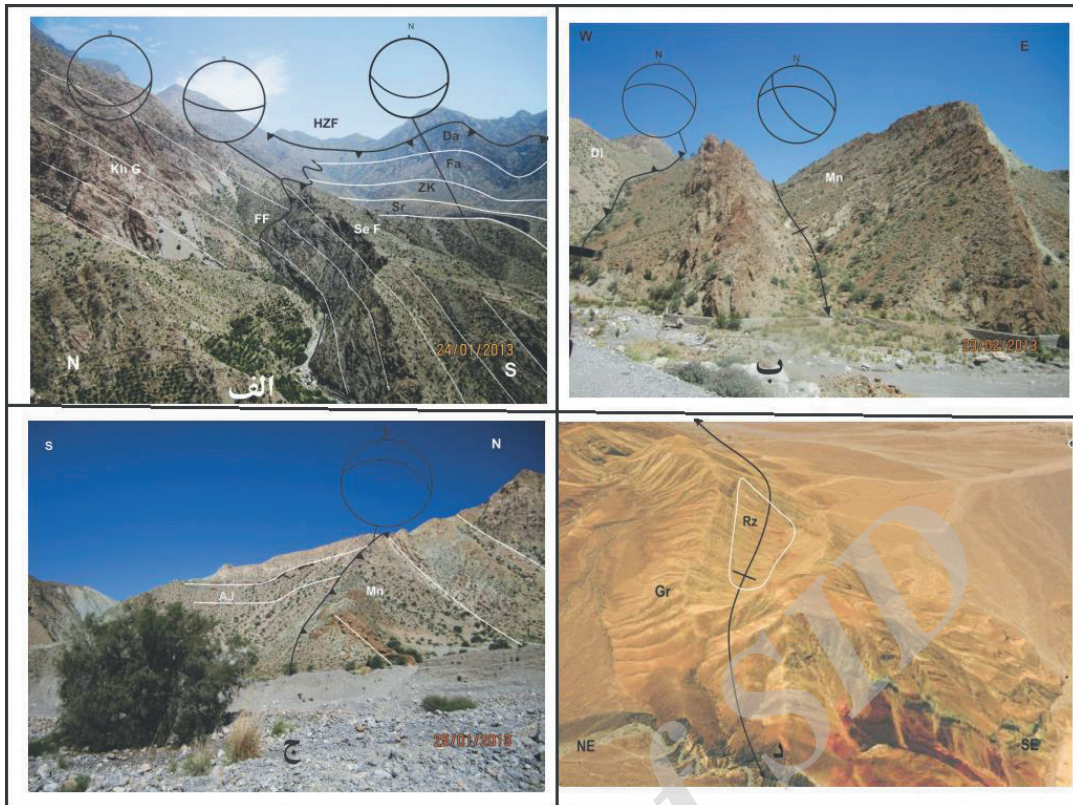
شکل ۶- الف) نقشه ساختاری ساده شده و سازوکار کانونی زمین لرزه‌های پیرامون ساختار فراقان. MZF: راندگی اصلی زاگرس؛ HZF: گسل زاگرس مرتفع؛ FF: گسل فراقان؛ KKHF: گسل کوه خوش؛ ZF: گسل زندان؛ (ب) استریوگرام نیم کره پایینی برای داده‌های سازوکار کانونی زمین لرزه‌های پیرامون تاقدیس فراقان.



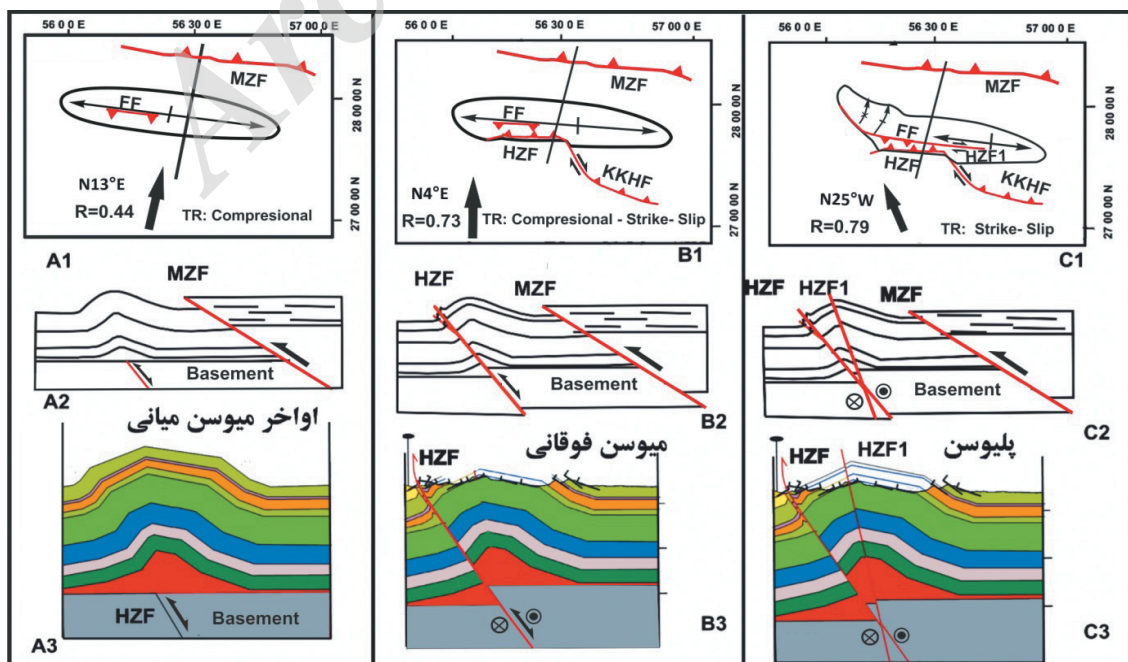
شکل ۷- الف و ب) فعالیت دوباره شکستگی‌ها در نزدیکی ایستگاه S1 در سازند جهرم؛ ج) فعال شدن شکستگی‌های اولیه به صورت گسل‌های راست‌گرد کوچک؛ د) چینه‌های رشدی در پیرامون گنبد نمکی دماغه خاوری تاقدیس فراقان.

شکل ۸- تغییرات رژیم زمین‌ساختی در طول زمان بر پایه روش وارون‌سازی.





شکل ۹- ساختارهای دیده شده در تاقدیس فراقان (عکس‌ها در دره زکین گرفته شده است که به صورت مستطیل آبی در شکل ۲ دیده می‌شود): الف) رانده شدن سازند سیاهو (Se F) در امتداد گسل فراقان (به عنوان یک گسل پس‌راند با سوی شیب شمال‌خاوری) روی گروه خامی (KhG) در فاز دگرشکلی ۱. در این شکل سازندهای فراقان، زکین، سرچاهان و دالان به ترتیب با نمادهای Fa، Zk، Sr، Da نمایش داده شده‌اند؛ ب) رانده شدن سازند میشان (Mn) روی سازند دالان (DI) در امتداد HZF و چین‌های جدایشی حاصل از فعالیت پهنه جدایش میانی پابده و گوری در فرودپواره گسل در فاز ۲؛ ج) رانده شدن سازند میشان (Mn) روی سازند آغاچاری در امتداد یک راندگی میان بر فرودپواره‌ای در فاز ۲؛ د) نمایی از تاقدیس کوچک فرودپواره آبی ناشی از فعالیت زون جدایش میانی پابده و گوری در فرو دیواره گسل HZF در فاز ۲. سازندهای رازک و بخش گوری سازند میشان به ترتیب با نمادهای Gr و Rz نمایش داده شده‌اند.



شکل ۱۰- مراحل مختلف دگرشکلی شکننده تاقدیس فراقان بر پایه داده‌های تنش‌دیرینه، ردیف اول تکوین ساختار را در نقشه، ردیف دوم تکوین ساختار را در طرح کلی و ردیف سوم تکوین ساختار را در مقطع موازنه شده تاقدیس نمایش داده است (راهنمای نقشه مانند نقشه ۲ است).

جدول ۱- تعیین رده کیفی تنسور تنش به دست آمده با روش برگشتی.

کیفیت	توضیح کیفی	همخوانی مکانیکی	مقدار متغیر کیفیت (Delvaux et al., 1997)	تعداد روندهای گسلی
A	خوب	بالا	$> 1/5$	> 3
B	متوسط	خوب	$0/5 - 1/5$	۳ و ۲
C	ضعیف	متوسط	$0/3 - 0/5$	۲
D	غیر قابل قبول	ضعیف	$< 0/3$	۱

جدول ۲- موقعیت محورهای دینامیک و جنبشی فازهای دگرشکلی شکننده.

فاز ۳			فاز ۲			فاز ۱			موقعیت محور
σ_3	σ_2	σ_1	σ_3	σ_2	σ_1	σ_3	σ_2	σ_1	موقعیت محورهای
۲۴۴/۰۰	۱۵۲/۷۸	۲۳۵/۱۲	۹۳/۰۹	۲۸۱/۸۰	۸۴/۰۲	۱۰۴/۰۴	۲۳۶/۸۳	۰۱۳/۰۶	دینامیک
B	T	P	B	T	P	B	T	P	موقعیت محورهای جنبشی
—	—	۱۵۷/۰۷	۰۹۶/۰۱	۱۹۵/۸۷	۰۰۶/۰۰	۱۰۵/۰۳	۳۵۴/۸۷	۱۹۵/۰۳	

جدول ۳- موقعیت زمین لرزه‌ها، بزرگی و موقعیت سطوح گسل و کمکی و خش لفرزه‌ای در محدوده ساختار فراقان.

مآخذ	ژرفای کانونی (Km)	صفحه ۲			صفحه ۱			بزرگی (MW و Mb)	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	زمان	تاریخ	ردیف
		Rake	Dip	AZ	Rake	Dip	AZ						
NEIC	31.1	62	66	196	137	36	70	4.9	56.818	28.046	58:28.0	14/2/2003	۱
HRVD	33	99	59	184	76	32	347	4.8	56.18	28.01	14:53:21	27/12/2005	۲
GCMT	18.6	87	56	188	94	34	12	5.2	56.34	28.04	00:19.0	25/4/2007	۳
CH84	35	90	55	188	90	35	8	5.5	56.3	27.8	19:58:48	28/2/1970	۴
JM84	35	90	50	178	90	40	354	5.5	56.32	27.83	19:58:48	28/2/1970	۵
HRVD	15	56	71	40	149	39	155	5.8	56.42	27.9	16:24:05	18/12/1987	۶
HRVD	33	74	47	88	106	45	290	5.4	56.4	27.61	9:40:08	3/5/2000	۷

بزرگی زمین لرزه‌های ردیف ۱، ۴ و ۶ برحسب Mb است.

References

- Ahmadhadi, F., Lacombe, O., Daniel, J. M., 2007- Early reactivation of basement faults in Central Zagros (SW Iran): evidence from pre-folding fracture populations in Asmari Formation and lower Tertiary paleogeography. In: Thrust Belts and Foreland Basins. Springer, 205-228
- Ahmadhadi, F., Daniel, J. M., Azzizadeh, M. and Lacombe, O., 2008- Evidence for pre-folding vein development in the Oligo-Miocene Asmari Formation in the Central Zagros Fold Belt, Iran. *Tectonics*: 27(1), TC1016.
- Angelier, J., 1979- Determination of mean principal directions of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*: 56, 17- 26.
- Angelier, J., 1984- Tectonic analyses of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.* 89 (B7): 5835–5848.
- Angelier, J., 1989- From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *J. Struct. Geol.* 11 (1/2): 37–50.
- Angelier, J., 1990- Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int* 103: 363–376.
- Angelier, J., 2002- Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress: a new method free of choice among nodal planes. *Geophys. J. Int* 150 (3): 588–609.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshraghi, S. A., Lallemand, S., Molinaro, M., Braud, X. and Delaunay, S., 2004- Post-Miocene shortening pictured by magnetic fabric across the Zagros–Makran syntaxis (Iran). In: Sussman, A.J., Weil, A.B. (Eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural analyses*. Geol. Soc. Amer. Special Paper, Boulder, Colorado: 383, 17– 40.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzadeh, Z., Shabanian, E. and Abbassi, M. R., 2006- Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold and thrust belt (Iran), *Tectonics* 25, TC3002.
- Bakhtari, H. R., Frizon de Lamotte, D. and Aubourg, C., 1998- Magnetic fabrics of Tertiary sandstones from the Arc of Fars (Eastern Zagros Iran). *Tectonophysics*: 284, 299–316.
- Bayer, R., Chery, J., Tatar, M., Vernant, Ph., Abbasi, M., Masson, F., Nilforoushan, F., Doerflinger, E., Regard, V. and Bellier, O., 2006- Active deformation in Zagros–Makran transition zone inferred from GPS measurements. *Geophysical Journal International* 165: 373-381.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds : active basement tectonics and surface morphotectonic, *Tectonophysics* 241: 193-224.
- Carey-Gailhardis, E. and Mercier, J. L., 1987- A numerical method for determining the state of stress using focal mechanism of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. *Earth Planet. Sci. Lett* 82: 165–179.
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzchich, V. and San'kov, V., 1997- Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics* 282:1-38.
- Delvaux, D., 2014- WINTENSOR, VERSION 5.0.5, Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium Dept. Geology- Mineralogy.
- Hessami, K., Nilforoushan, F. and Talbot, C. J., 2006- Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 163: 143–148.
- Javadifakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Ahmadian, S. and Saidi, A., 2011- Plio–Quaternary tectonic regime changes in the transition zone between Alborz and Kopeh Dagh mountain ranges (NE Iran).
- Lacombe, O., Amrouch, K., Mouthereau, F. and Dissez, L., 2007- Calcite twinning constraints on late Neogene stress patterns and deformation mechanisms in the active Zagros collision belt. *Geology* 35, 263–6.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S. and Meyer, B., 2006- Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of Central Zagros. *Tectonics* 25, TC1003.
- Martinez-Díaz, J. J., 2002- Stress field variation related to fault interaction in a reverse oblique-slip fault: the Alhama Murcia fault, Betic Cordillera, Spain, *Tectonophysics* 356: 291–305.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motion. *Geophys. Res. Lett* 30 (20).
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D., Eshraghi, S. A., 2005- The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold thrust belt; Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics* 24, TC3007.
- Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., Deboisgrollier, T. and Kargar, S., 2007- Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: the Zagros Folded Belt (Fars, Iran). *Tectonics*, 26, TC5006, doi:10.1029/2007TC002098. of Taiwan, *J. Struct. Geol.* 28, 1977 – 1993. *Pl. Sc.*, 34, 419-466.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2007- Cenozoic post-collisional brittle tectonic history and stress reorientation in the High Zagros Belt (Iran, Fars Province). *Tectonophysics*, 432: 101-131.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2008- Stress state reconstruction of oblique collision and evolution of deformation partitioning in W-Zagros (Iran, Kermanshah). *Geophysical Journal International* 175: 755-782.

- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2010- Mesozoic extensional brittle tectonics of the Arabian passive margin, inverted in Zagros collision (Iran, Interior Fars). Brittle tectonic reconstruction of palaeo-extension inherited from Mesozoic rifting in W-Zagros (Iran, Kermanshah). *Journal of the Geological Society, London*.
- Navabpour, P. and Barrier, E., 2011- Palaeostress review of the Zagros fold-and thrust belt and tectonic implications. EGU General Assembly, Vienna, 3-8 April 2011.
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2011- Brittle tectonic reconstruction of palaeo-extension inherited from Mesozoic rifting in W-Zagros (Iran-Kermanshah). *Journal of the Geological Society, London*.
- Ortner, H., Retter, F. and Acs, P., 2002- Easy Handling of tectonic data: the programs Tectonics VP for Mac and Windows, *Computer and Geoscience* 28: 1193-n 11200.
- Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1983- *The Techniques of Modern Structural Geology, 1; Strain Analysis*: London, Academic Press, 258 p.
- Shabanian, E., Bellier, O., Abbassi, M. R., Siame, L. and Farbod, Y., 2010- Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dagh and Allah Dagh-Binalud mountain ranges. *Tectonophysics* 480: 280–304.
- Shadmon, A., 2008- Stylolites, A diagnostic tool. Retrieved from www.litosonline.com/articles/73/ar730ue.shtml.
- Talebian, M. and 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 Sherazi, S., 2012- *The Geology of the High Zagros (Iran) Tectonic and Thermal Evolution during the Paleozoic*, [PhD. Thesis]: University of Cergy-Pontoise, 234p.
- 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.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int* 157: 381–398.
- Yamaji, A., Tomita, S. and Otsubo, M., 2005- Bedding tilt test for paleostress analysis. *Journal of Structural Geology* 27: 161-170.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M., Mokhtari, M., 2006- Microseismicity on the Kazerun fault system (Iran): Evidence of a strike-slip shear zone and a thick crust, *Geophys* 166: 186-196.

Archive of SID

An Study of stress field changes and its role on deformation of Faraghan Structure in Eastern Zagros

S. A. Atapourfard¹, A. Yassaghi², M. Rezaian³ and E. Shabanian³

¹ Ph.D. Student, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Zanjan Advance Studies in Basic Science, Zanjan, Iran

Received: 2015 April 13

Accepted: 2016 February 13

Abstract

In the east of high Zagros – in Faraghan Anticline- sedimentary cover with more than 10 km thickness has been decoupled from basement above the Hormuz salt and has been deformed. This anticline is cut by High Zagros Fault. A lack of paleostress studies and kinematic interpretation of structures in northeast of the Fars Arc led us to investigate stress field changes and its role in the evolution of the Faraghan Anticline. Inversion method was used for determination of reduced stress tensor parameters and discrimination of faults developed in each brittle tectonic phase. Maximum shortening axis was determined by using stylolites and orientation of the minimum principal stress axis was determined from tension gashes. The present stress field was calculated by inversion of earthquake focal mechanism data. According to our data and the deduced results, before the late Miocene folding and faulting some of veins or tension gashes developed within an stress field with σ_1 orientated along N27° - 29°E. During the late middle Miocene, sedimentary cover was deformed under a general compressional stress regime with a N27° - 29°E direction of σ_1 , leading to the development of detachment and fault-related folds. The basement faults were reactivated during the latest Miocene- early Pliocene in a general strike-slip regime with direction of σ_1 along N4°E. The High Zagros Fault was reactivated at that time and cut the entire cover section existing structures. In the late Pliocene, direction of σ_1 stress axis was temporally modified to N025°W in a strike-slip tectonic regime. Former strike-slip and reverse faults were therefore reactivated in this new stress field. The analysis of earthquake focal mechanism data indicates that direction of present σ_1 stress axis is N-S.

Keywords: Faraghan Anticline, Inversion method of fault-slip data, Tension gashes, Stylolite, Focal mechanism of earthquakes.

For Persian Version see pages 13 to 24

*Corresponding author: A. Yassaghi; E-mail: yassaghi@yahoo.com