

تحلیل هندسی، جنبشی و دینامیکی پهنه گسلی بمو در شمال شیراز، زاگرس چین خورده

علی بندکانی^۱، علی یساقی^{۲*} و محسن الیاسی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ دانشیار، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۷/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۰/۲۴

چکیده

در این مقاله تکامل ساختاری پهنه گسلی بمو در بخش چین خورده زاگرس به عنوان نمونه‌ای از پهنه‌های گسلی با روند شمال خاوری-جنوب باختری و با استفاده از تحلیل جنبشی و دینامیکی ساختارهای موجود در آن ارائه شده است. با توجه به این داده‌ها، دو مرحله کوتاه‌شدگی با روند های NE و NNE در منطقه تبیین شده است. بر این اساس راستای تنش فشارشی در ابتدا به صورت NE تحلیل گردیده که باعث تشکیل گسل عرضی بمو با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر شده است. این مرحله از دگرشکلی با توجه به متاثر شدن نهشته‌های الیگوسن-اوپال میوسن احتمالاً در این زمان روی داده است. در ادامه دگرشکلی و متاثر از تغییرجهت کوتاه‌شدگی در پهنه همگرایی برخوردی ورق عربی با ایران مرکزی در میوسن پسین-پلیوسن، راستای تنش فشارشی عامل دگرشکلی در پهنه گسلی بمو به NNE تغییر نموده است. چنین تغییری منجر به توسعه ساختارهای جوان تر به صورت چین خوردگی و گسلش معکوس در پهنه گسلی بمو گردیده است و نشان می‌دهد که پهنه گسلی بمو و دیگر پهنه‌های گسلی با روند شمال خاوری-جنوب باختری همچون گسل‌های با روند شمال باختری-جنوب خاوری متاثر از تغییر جهت همگرایی برخوردی در زاگرس بوده‌اند.

کلیدواژه‌ها: پهنه گسلی بمو، زاگرس چین خورده، تحلیل جنبشی گسل، تنش دیرین.

* نویسنده مسئول: علی یساقی

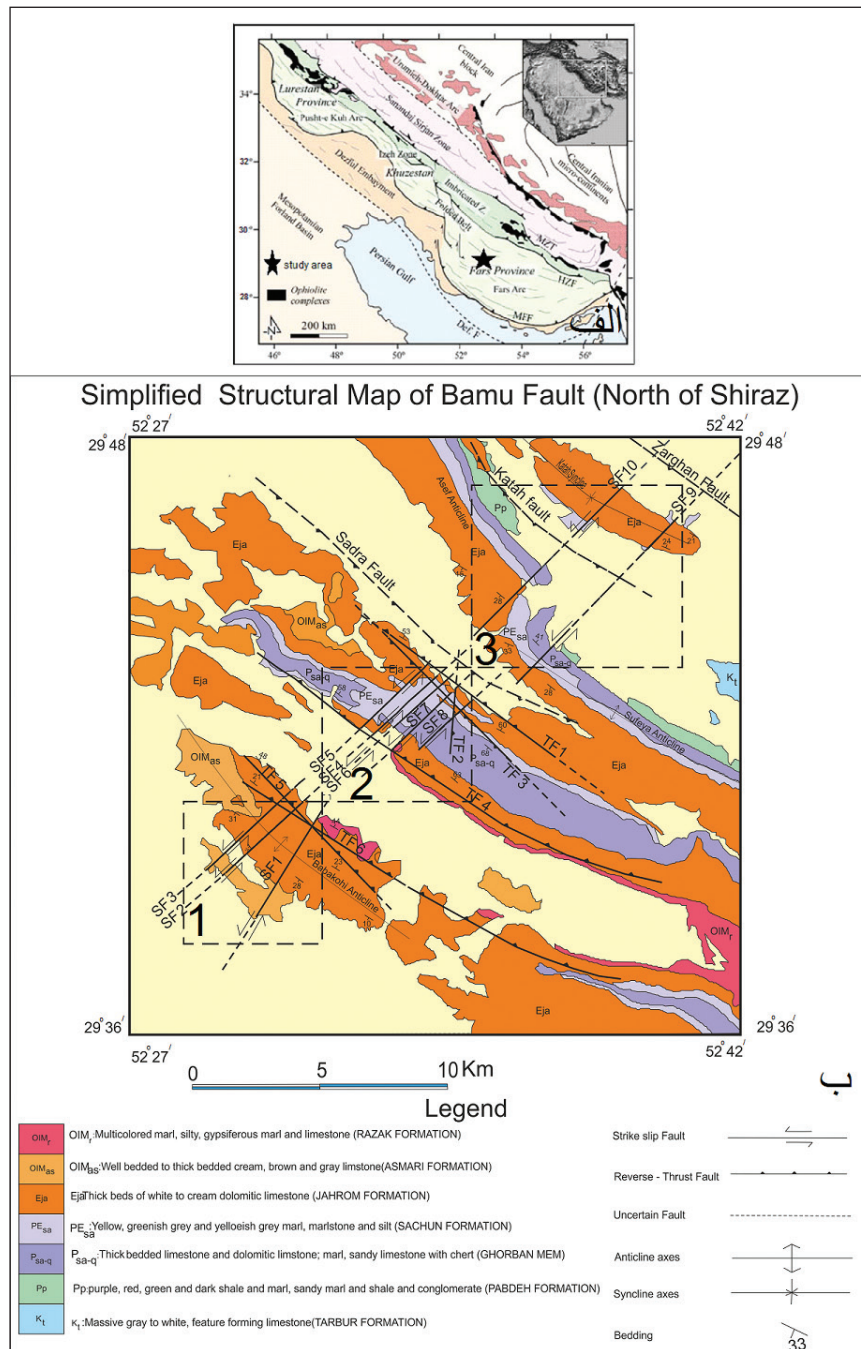
E-mail: yassaghi@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

پهنه کوهزاد زاگرس با گستره‌ای به طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر از خاور ترکیه شروع شده و تا مکران در ایران ادامه دارد. کوهزاد زاگرس تحت تاثیر کشش و بازشدگی نئوتیس که در اواخر پالئوزویک شروع شد و سپس برخوردی که در اواخر الیگوسن با خرده قاره ایران مرکزی صورت گرفت تکامل می‌یابد (Mohajjel et al., 2003; Agard et al., 2011). چرخش ورق‌های آفریقا-آمریکا شمالی-اوراسیا همراه با بازشدگی دریای سرخ در میوسن پسین-پلیوسن موجب شد که راستای همگرایی بین صفحه عربی و خرده قاره ایران مرکزی مایل گردد (McQuarrie et al., 2003; McQuarrie and Van Hinsbergen, 2013). چنین زمین ساخت ترافشارشی با توسعه گسل‌های راست‌بر و معکوس به موازات راستای زاگرس همراه گردیده است (Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel et al., 2003; Mouthereau et al., 2012; Sadeghi and Yassaghi, 2016). ساختارهای اصلی کمربند چین خورده-رانده زاگرس با روند تقریبی شمال باختر-جنوب خاور به صورت عرضی توسط مجموعه‌ای از گسل‌ها با سازوکار غالب راستالغز قطع می‌گردند و باعث جابه‌جایی و خمش اثر محوری چین‌ها می‌شود که بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای بوضوح قابل تشخیص است. این گسل‌های عرضی دارای دو روند غالب شمال-شمال باختری با سازوکار غالب راست‌بر مانند گسل‌های کازرون، سبزپوشان، کره بس و سروستان و شمال خاوری-جنوب باختری با سازوکار غالب چپ‌بر مانند گسل‌های بالارود، نظام آباد و بستک (داودی و یساقی، ۱۳۹۰؛ نجفی و یساقی، ۱۳۸۸؛ Yassaghi, 2006; Hessami et al., 2001) در دیگر بخش‌های زاگرس و گسل بمو، در منطقه مطالعه، می‌باشند. بررسی‌های صورت گرفته در ساختارهای شکننده پهنه زاگرس مرتفع و بخش‌های شمالی کمربند چین خورده در ناحیه فارس نشان داده است که یک رژیم تنش با جهت فشارش شمال خاوری در نئوژن روی داده که با گسل خوردگی اواخر الیگوسن-اوپال میوسن شروع شده و با چین خوردگی در میوسن پسین ادامه یافته است (Lacombe et al., 2006; Navabpour et al., 2007). همین بررسی‌ها نشان می‌دهد که این رژیم تنش در میوسن پسین-پلیوسن و تحت رژیم ترافشارشی با جهت گیری شمال-شمال خاوری جایگزین گردیده است. چنین مطالعه‌ای عمدتاً بر روی

۲- روش مطالعه

در این مطالعه از روش‌های تحلیل هندسی، جنبشی و دینامیکی ساختارها استفاده شده است. تحلیل جنبشی ساختارهایی چون چین‌ها و گسل‌ها ابزاری دقیق و سودمند جهت شناخت دگربرخشی و دستیابی به الگوی دگرشکلی پهنه‌های ساختاری محسوب می‌شوند. در تحلیل جنبشی گسل‌ها از ساختارهای موجود در پهنه گسل چون ریزچین‌ها و عدسی‌های نامتقارن گسلی و یا از شواهد جابه‌جایی موجود در روی سطح گسل چون خش‌لغز استفاده گردیده و در این راستا به وسیله نرم افزار دیزی (Daisy) پردازش داده‌ها صورت گرفته است. این داده‌های جنبشی به جهت تحلیل تنش‌های دیرین عامل دگربرخشی شکننده سنگ‌ها می‌باشند (Angelier, 1989). تحلیل تنش دیرین در این مطالعه از طریق روش وارون سازی و با استفاده از نرم‌افزار یاماجی (Yamaji) صورت گرفته است. وارون‌سازی تنش دیرین به معنای تعیین تئور تنش با استفاده از راستا و سوی لغزش صفحه گسلی است (Angelier, 1994). روش‌هایی که بازسازی تنش‌های دیرین را با اندازه‌گیری موقعیت صفحه گسل و خش‌لغز روی آن ممکن می‌سازد، در اصطلاح روش لغزش گسلی نیز نامیده می‌شوند (Angelier, 1989). در این روش‌ها، تئور تنش تقلیل یافته با چهار مولفه مستقل یعنی موقعیت محوره‌های اصلی تنش و شکل بیضوی تنش (Bishop, 1966) (Φ) به دست می‌آید. در این پژوهش براساس داده‌های به‌دست آمده از برداشت‌های میدانی شامل موقعیت گسل و خش‌لغز روی سطح آن و حل تئور تنش مربوط به آنها تحلیل تنش دیرین صورت گرفته است.



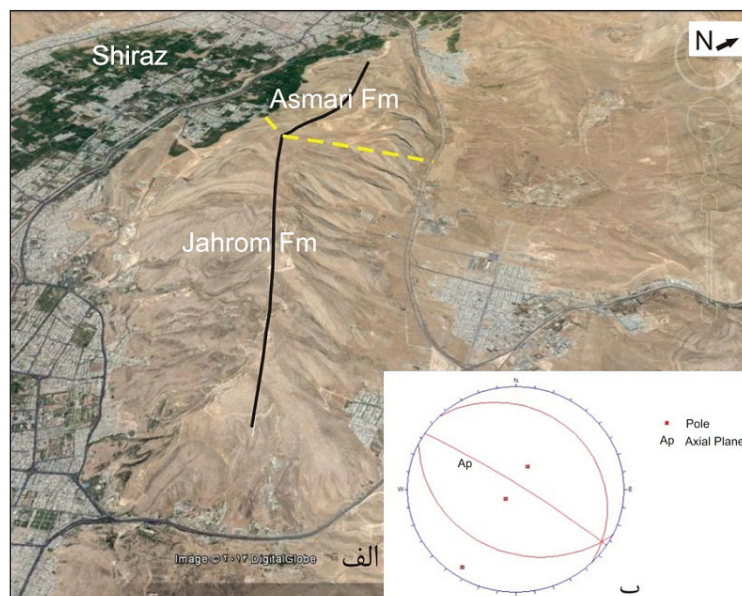
شکل ۱- الف) موقعیت منطقه مطالعه در کمربند چین خورده-رانده زاگرس که با ستاره مشخص شده است؛ ب) نقشه ساختاری از منطقه مورد مطالعه. مستطیل‌ها محدوده‌هایی هستند که برداشت‌های این مطالعه انجام گردیده است. واحدهای سنگی و ساختارهای اصلی شکل اصلاح شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شیراز می‌باشد.

۳- تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها

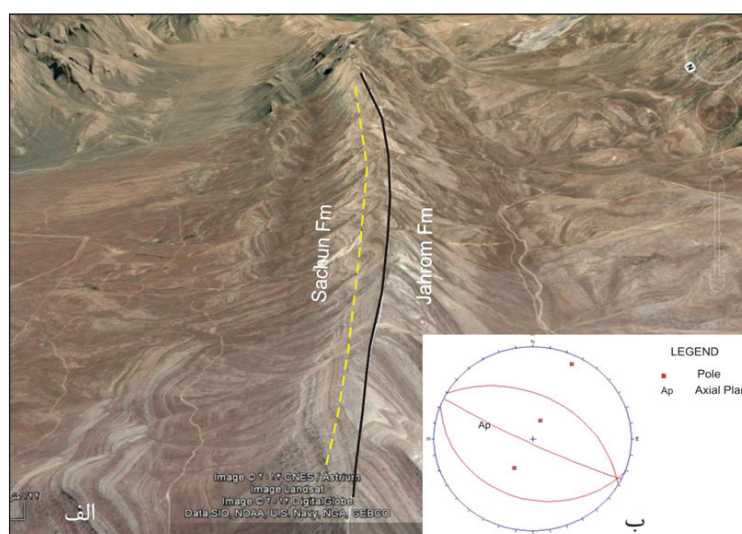
گسل‌ها و چین‌ها از ساختارهای اصلی در منطقه مطالعه می‌باشند. این ساختارها در دو مقیاس رخنمون و نقشه برداشت گردیده‌اند. ساختارهای در مقیاس نقشه در شکل ۱ ارائه شده است.

برابر شکل ۱ چین‌های بسیاری و با توجه به موقعیت منطقه مطالعه در زاگرس چین خورده وجود دارند که در اینجا خصوصیات هندسی دو تاقدیس باباکوهی و صوفیا ارائه شده است. تاقدیس باباکوهی در شمال شهر شیراز قرار دارد (شکل‌های ۱ و ۲). سازندهای جهرم و آسماری رخنمون‌های سطح این چین را تشکیل می‌دهند. تحلیل استریوگرافیکی این تاقدیس نشان می‌دهد که سطح محوری آن راستایی N123 و شیبی

برابر ۸۴ درجه رو به شمال باختری دارد و میل آن نیز ۰۴ درجه به سمت جنوب خاور است (شکل ۲). تاقدیس صوفیا که در حد فاصل شهر شیراز و مرودشت قرار دارد، یک تاقدیس گسل خورده است به طوری که رخنمون‌های مناسبی از پهلوی شمالی این تاقدیس متاثر از گسل راندگی در عمق و فرسایش‌های سطحی برداشت نگردیده است (شکل ۱ و ۳). سازندهای جهرم، ساچون، پابده و پاره سازند قربان رخنمون‌های سطح این چین را تشکیل می‌دهند. تحلیل استریوگرافیکی این تاقدیس نشان می‌دهد که سطح محوری آن راستایی N116 و شیبی برابر ۸۴ درجه به سمت جنوب باختری دارد و میل آن نیز ۰۲ درجه به سمت جنوب خاور است (شکل ۳).



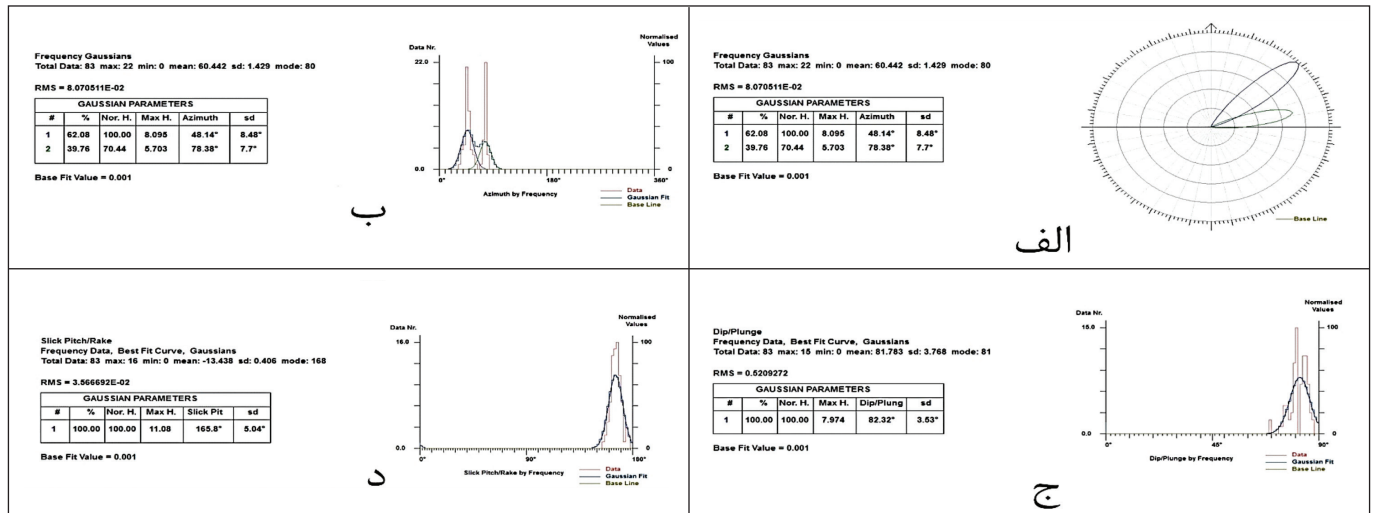
شکل ۲- الف) تاق‌دیس باباکوهی در شمال شیراز؛ ب) تصویر استریوگرافیک از میانگین اندازه‌گیری‌های صورت گرفته از پهلوه‌های تاق‌دیس باباکوهی که موقعیت محور آن را در محل تلاقی آنها نشان می‌دهد.



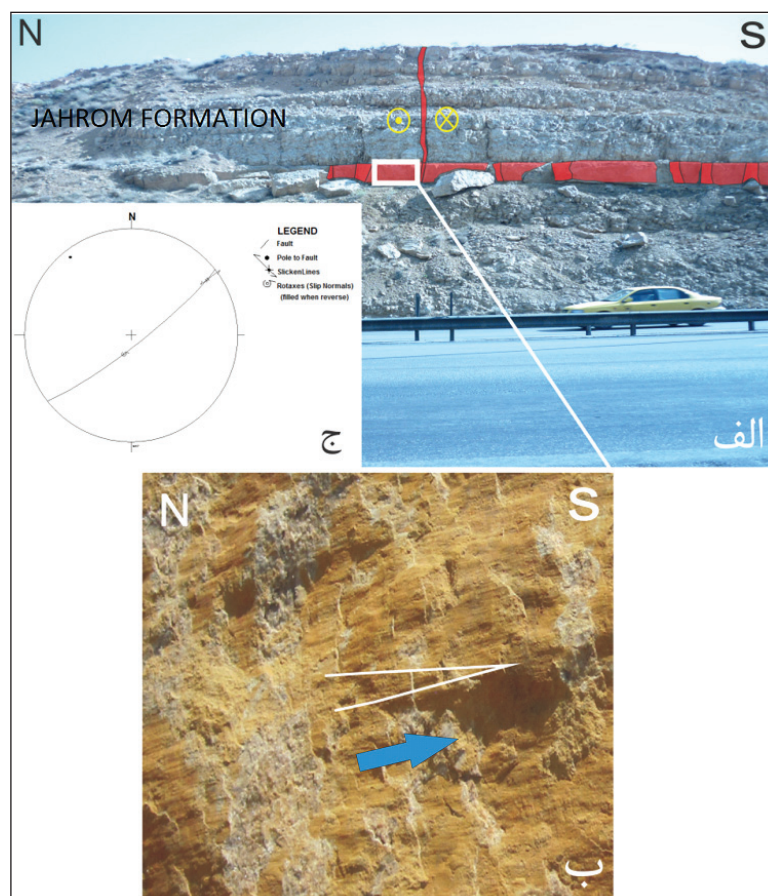
شکل ۳- الف) تصویر تاق‌دیس صوفیا؛ ب) تصویر استریوگرافیک از میانگین اندازه‌گیری‌های صورت گرفته از پهلوه‌های تاق‌دیس صوفیا که موقعیت محور آن را در محل تلاقی آنها نشان می‌دهد.

گسل‌های امتدادلغز راست‌بر، در مقیاس نقشه و رخنمون، به تعداد ۷۸ گسل و با روندهای N000 و N020 در منطقه مورد مطالعه برداشت گردیده است که امتداد میانگین آنها N013 است (شکل‌های ۶- الف و ب). این گسل‌ها دارای شیب میانگین ۷۱ درجه و زاویه افتادگی خوش لغز آنها میانگین ۲۲ درجه دارند (شکل‌های ۶- ج و د). در شکل ۷ نمونه‌ای از گسل‌های امتدادلغز راست‌بر در منطقه نمایش داده شده است. این گسل‌ها با توجه به طولشان در مقیاس نقشه شکل ۱ جهت نمایش موقعیت ارائه نشده‌اند.

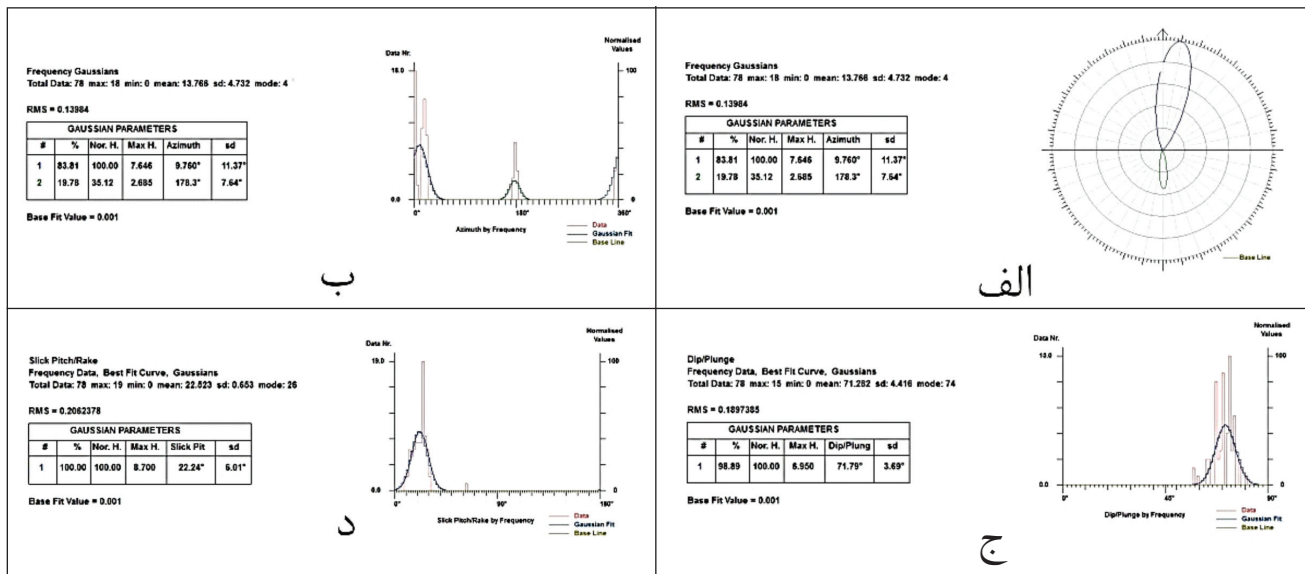
گسل‌های منطقه مطالعه نیز در دو مقیاس نقشه و رخنمون برداشت گردیده‌اند و می‌توان آنها را با توجه به سازوکار به سه دسته گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر، امتدادلغز راست‌بر و شیب لغز معکوس تقسیم کرد (شکل ۱). تعداد ۸۳ گسل، در مقیاس نقشه و رخنمون، امتدادلغز چپ‌بر در این مطالعه برداشت گردیده است که دارای دو روند کلی N048 و N078 می‌باشند (شکل‌های ۴- الف و ب). این گسل‌ها شیب میانگین ۸۱ درجه و زاویه افتادگی خوش لغز آنها نیز میانگین ۱۶۵ درجه دارند (شکل‌های ۴- ج و د). در شکل ۵ نمونه‌ای از گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر (SF6) نشان داده شده است.



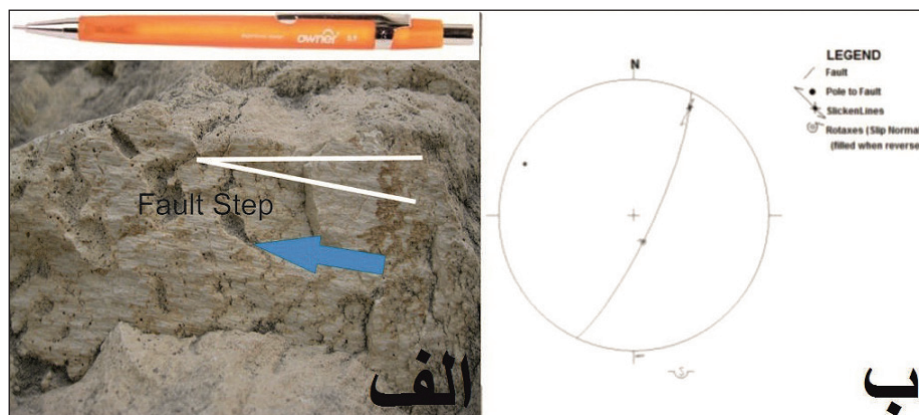
شکل ۴- ویژگی های هندسی و جنبشی گسل های امتدادلغز چپ بر موجود در منطقه. الف و ب) نمودار امتداد گسل ها؛ ج) نمودار تغییرات شیب گسل ها؛ د) نمودار تغییرات زاویه افتادگی گسل ها.



شکل ۵- الف) نمایی از SF6 در سازند جهرم. موقعیت گسل در شکل ۱ نشان داده شده است؛ ب) تصویر سطح زیرین گسل امتدادلغز چپ بر که بوسیله پله گسلی سازوکار آن تعیین شده است؛ ج) تصویر استریوگرافیک از تحلیل جنبشی این گسل.



شکل ۶- ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌های امتدادلغز راست‌بر موجود در منطقه. الف و ب) نمودار امتداد گسل‌ها؛ ج) نمودار تغییرات شیب گسل‌ها. د) نمودار تغییرات زاویه افتادگی گسل‌ها.



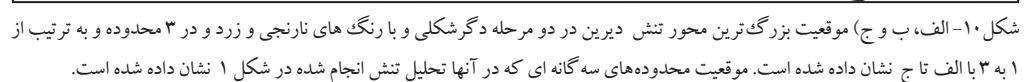
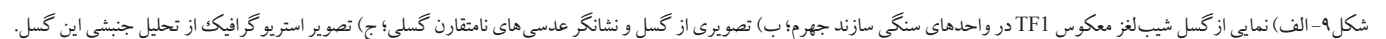
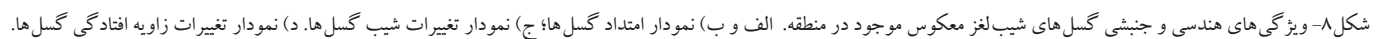
شکل ۷- الف) ریزگسل امتدادلغز راست‌بر که بوسیله پله گسلی سازوکار آن تعیین شده است؛ ب) تصویر استریوگرافیک از تحلیل جنبشی این گسل.

محدوده تعیین گردیده است که در شکل ۱۰ مشخصات بزرگ‌ترین محور تنش در ۳ محدوده نشان داده شده است. سپس از مولفه‌های تنش تقلیل یافته در این ۳ محدوده میانگین‌گیری آماری صورت گرفته است (جدول ۱). براساس داده‌های به‌دست آمده در منطقه، می‌توان به این نتیجه رسید که دو مرحله دگرشکلی رخ داده است که یکی از این مراحل دگرشکلی موقعیت محور تنش بیشینه ۱۵/۰۵۰ است و در مرحله دیگر محور تنش بیشینه ۱۴/۰۲۹ است (جدول ۱). در فازی از تنش σ_2 تقریباً قائم است و در فاز دیگر تنش σ_3 تقریباً قائم است. بنابراین در منطقه دو نوع دگرشکلی به‌صورت امتدادلغز و فشارشی روی داده است. چنین تحلیلی با مقادیری که برای Φ به‌دست آمده و نسبت Φ پائینی را نشان می‌دهد مطابقت دارد (جدول ۱).

گسل‌های شیب لغز معکوس به تعداد ۲۷ گسل، در مقیاس نقشه و رخنمون، در منطقه مورد مطالعه برداشت گردیده است. این گسل‌ها روندهای N310 و N118 و با میانگین ۳۲۰ دارند (شکل‌های ۸- الف و ب). شیب میانگین این گسل‌ها ۵۹ درجه و زاویه افتادگی میانگین خش لغز روی سطح آنها ۷۳ درجه است (شکل‌های ۸- ج و د). در شکل ۹ گسل معکوس TF1 نشان داده شده است.

۴- تحلیل دینامیکی گسل‌ها (تنش دیرین حاکم بر منطقه)

به منظور تحلیل تنش دیرین و با توجه به توزیع فضایی گسل‌ها، منطقه مورد مطالعه به ۳ محدوده تقسیم شده است (شکل ۱) و سپس مولفه‌های تنش تقلیل یافته در هر

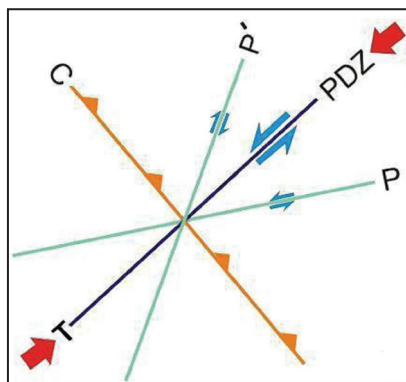


جدول ۱- مقادیر مولفه‌های تنش تقلیل یافته $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ و Φ در ۳ ایستگاه موجود در منطقه و مقدار میانگین آنها.

Stations	Stress Phases	σ_1		σ_2		σ_3		Φ
		Plunge	Trend	Plunge	Trend	Plunge	Trend	
Station 1	1	14	050	60	172	19	314	0.4
	2	13	030	22	294	67	147	0.3
Station 2	1	17	051	66	178	17	315	0.4
	2	14	029	20	294	65	144	0.3
Station 3	1	16	048	67	176	16	313	0.4
	2	14	029	24	291	64	145	0.3
Stations Mean	1	15	050	67	175	17	314	0.4
	2	14	029	22	293	65	145	0.3

۵- مراحل دگرشکلی

با گسل خوردگی امتداد لغز ادامه یافته است. چنین راستایی برای تنش دیرین منطقه مطالعه با کوتاه‌شدگی‌های تحلیلی برای دگرشکلی‌های جوان‌تر در زاگرس (Hessami et al., 2001; Lacombe et al., 2006; Navabpour et al., 2007; Agard et al., 2011) مطابقت دارد.



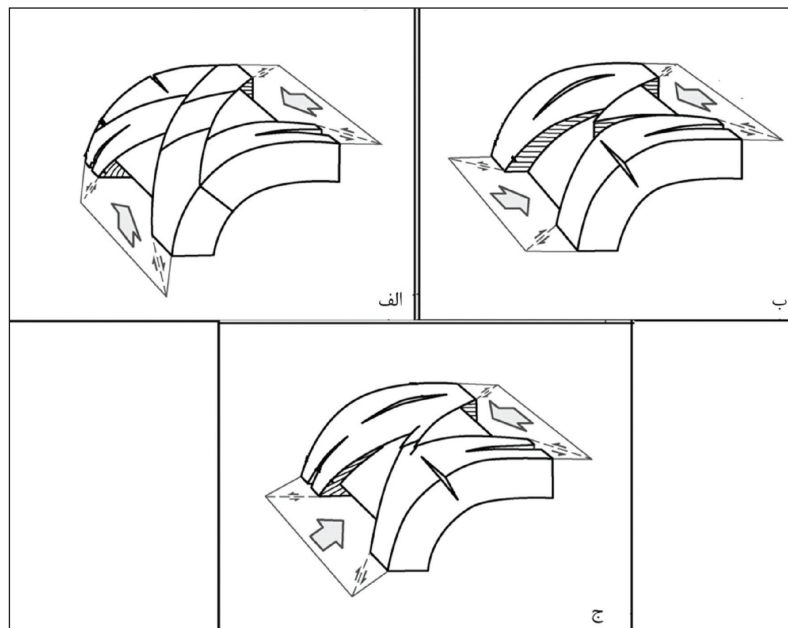
شکل ۱۱- آرایش هندسی گسل‌های محتمل در سامانه فشردگی موازی با پهنه گسلی (Storti et al., 2006) (Fault parallel contraction)

به منظور تعیین ترتیب زمانی مراحل دگرشکلی در یک منطقه می‌توان از رابطه ساختارهای شکننده و چین‌ها استفاده کرد (شکل ۱۲). در حالتی که مرحله دگرشکلی قبل چین خوردگی اتفاق افتاده باشد در این حالت در گسل‌های امتدادلغز خش‌لغزهای ایجاد شده موازی لایه‌بندی چین‌ها می‌باشد و گسلش عمود بر لایه‌بندی می‌باشد (شکل ۱۲- الف) در حالتی که مرحله دگرشکلی بعد از چین خوردگی باشد در این حالت خش‌لغزها در گسل امتدادلغز با شیب تقریباً قائم بدون توجه به شیب لایه‌بندی افقی خواهند بود (شکل ۱۲- ب) در حالتی که مرحله دگرشکلی

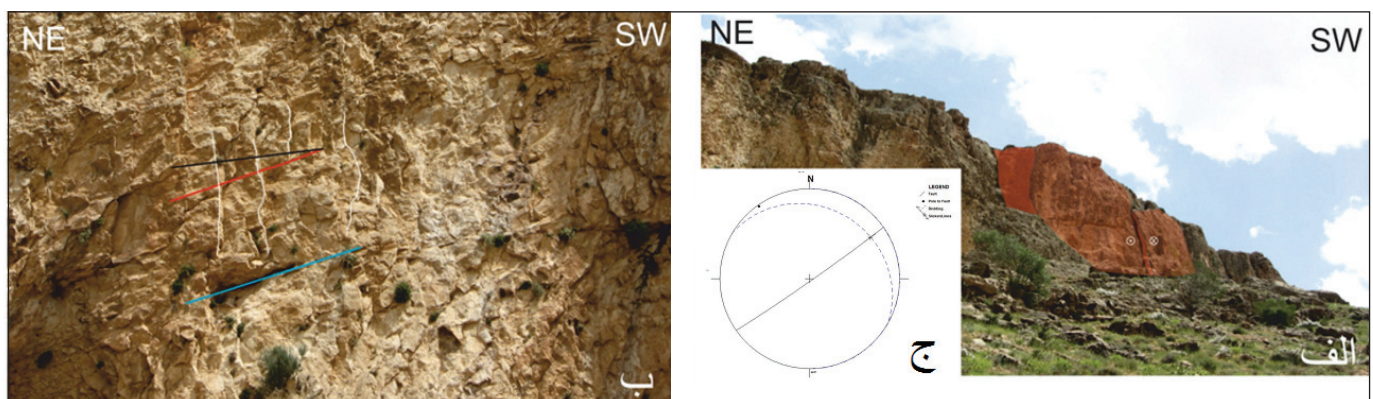
در تحلیل دینامیکی گسل‌ها، و با توجه به تئوری اندرسون (Anderson, 1951) و اینکه کدام یک از محورهای اصلی قائم باشد سازوکار اصلی گسل‌ها و به تبع آنها رژیم زمین‌ساختی حاکم بر تشکیل آنها تحلیل می‌گردد. با توجه به جدول ۱ و دو فاز تنش در منطقه رخ داده است، که در فاز تنش اول σ_2 تقریباً قائم است و در فاز تنش دوم σ_3 تقریباً قائم است بنابراین دو رژیم زمین‌ساختی بر دگرشکلی‌های منطقه مطالعه حاکم بوده است که به ترتیب به صورت امتدادلغز و فشارشی عمل نموده است. با توجه به تحلیل تنش دیرین (دو فاز تنش) و نیز برازش آماری که برای گسل‌ها (دو روند) مشاهده شد، دو مرحله دگرشکلی در منطقه تحلیل گردیده است (شکل ۱۰ و جدول ۱). با توجه به موقعیت فضایی فاز اول تنش (σ_1) که در آن محور فشارش موازی بر راستای گسل اصلی (در اینجا پهنه گسل بوم) و محور کشش عمود بر آن است می‌توان الگوی توسعه پهنه‌های گسلی را مطابق با الگوی فشردگی موازی با پهنه گسلی (Storti et al., 2006) در نظر گرفت. در این الگو گسل‌های معکوس (C) به صورت عمود بر راستای پهنه جابه‌جایی اصلی (PDZ) و گسل نرمال (T) به صورت موازی با PDZ تشکیل می‌شوند و گسل‌های امتداد لغز (P) و (P') به صورت مورب بر راستای PDZ تشکیل می‌شوند (شکل ۱۱). با توجه به اینکه گسل‌های با روند N048 و سازوکار چپ‌بر همچون گسل بوم، گسل‌های امتداد لغز اصلی در منطقه مطالعه هستند، این روند گسلی به عنوان PDZ مرحله اول دگرشکلی تحلیل گردیده است. گسل‌های با روند میانگین N078 را جزو گسل‌های P این گسل اصلی و گسل راست‌بر با روند N020 به عنوان P' این مرحله دگرشکلی تحلیل گردیده است. گسل معکوس با روند N320 به عنوان C این گسل طبق مدل الگو (شکل ۱۱) در نظر گرفته شده است. برای مرحله دیگر دگرشکلی که راستای تنش پیشینه آن آریزیموت 029 است و منجر به توسعه رژیم ترافشارشی می‌گردد، گسل PDZ آن، همچون مرحله قبل، پهنه گسل بوم است. گسل راست بر با روند N000 به عنوان P' برای این مرحله از فعالیت گسل PDZ در نظر گرفته شده است. گسل معکوس با روند N300 به عنوان C برای این مرحله در نظر گرفته شده است. سطح محوری چین‌های باباکوهی و صوفیا تقریباً به موازات این روند گسلی است. از آنجا که این چین‌ها در ادامه دگرشکلی پهنه گسل PDZ متحمل جابه‌جایی شده‌اند، این مرحله دگرشکلی با چین خوردگی و گسل خوردگی معکوس شروع شده و آنگاه

توسعه یافته بر روی گسل امتدادلغز نه به موازات لایه‌بندی و نه به موازات سطح زمین است، در نتیجه گسل خوردگی امتدادلغز همزمان و یا به صورت تأخیری نسبت به چین‌خوردگی رخ داده است. در شکل ۱۳ نمونه‌ای از گسل‌های منطقه (SF2) نشان داده شده است، که جهت لغزش در سطح گسل به موازات لایه‌بندی چین است و گسل امتدادلغز عمود بر لایه‌بندی چین است که در نتیجه این سامانه گسلی که یکی از گسل‌های پهنه گسلی بمو می‌باشد قبل از چین‌خوردگی نیز فعالیت داشته است.

همزمان با چین‌خوردگی روی دهد در این حالت گسل‌های امتدادلغزی که ایجاد می‌شوند حالتی بینابین حالت‌های قبل و بعد از چین‌خوردگی دارند (شکل ۱۲- ج) (Navabpour et al., 2007). در پهنه گسله بمو و در مرحله اول دگرشکلی که تنش بیشینه N050 است، از آنجا که خش‌لغزهای توسعه یافته بر روی صفحه گسل امتدادلغز موازی لایه‌بندی در چین‌های منطقه است، گسل خوردگی قبل از چین‌خوردگی رخ داده است. در مرحله دوم دگرشکلی که جهت تنش بیشینه N029 است، خش‌لغزهای



شکل ۱۲- رابطه زمانی گسلش امتدادلغز با چین‌خوردگی. (الف) پیش از چین‌خوردگی؛ (ب) پس از چین‌خوردگی؛ (ج) همزمان با چین‌خوردگی (Navabpour et al., 2007).

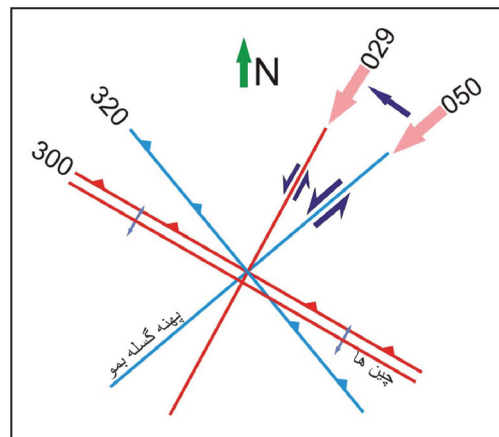


شکل ۱۳- (الف) نمایی از گسل SF2 و وضعیت لایه‌بندی چین؛ (ب) نمایی از سطح گسل (خط قرمز جهت لغزش را نشان می‌دهد و خط آبی لایه‌بندی چین را نشان می‌دهد که به موازات یکدیگر قرار دارند)؛ (ج) تصویر استریوگرافیک از تحلیل جنبشی این گسل.

۶- تکوین زمین ساختاری منطقه شمال شیراز

بر مبنای تحلیل هندسی و جنبشی ساختارهای منطقه مطالعه، تحلیل تنش دیرین گسل‌ها و تعیین توالی زمانی مراحل دگرشکلی این ساختارها با توجه به ارتباط آنها با راستای لایه‌بندی در لایه‌های چین خورده به نظر می‌رسد که راستای تنش اولیه عامل ایجاد ساختارها و دگرشکلی منطقه مطالعه در ابتدا N050 بوده است و این جهت فشارش باعث ایجاد ساختارهای گسلی SF2 تا SF10 و با روند شمال خاوری-جنوب باختری و پهنه گسله عرضی بمر شده است (شکل ۱۳). در همین زمان نیز گسل‌های معکوس TF3 و TF5 توسعه یافته‌اند (شکل ۱). بنابراین، این مرحله از دگرشکلی عمدتاً با توسعه پهنه گسلی بمر و گسل‌های معکوس تقریباً عمود بر آن و در سامانه فشردگی موازی با پهنه گسلی شده است. از آنجا که این پهنه گسلی جوان‌ترین واحد سنگی را که قطع و جابه‌جا نموده سازند الیگوسن-میوسن آسماری است و

نیز این پهنه گسلی سازند رازک را قطع نکرده است، می‌توان گفت که این مرحله از دگرشکلی بعد از تشکیل سازند آسماری روی داده است. در ادامه دگرشکلی منطقه جهت فشارش با چرخش پاد ساعت‌گرد و به صورت N029 تغییر می‌نماید. این مرحله از دگرشکلی باعث ایجاد ساختارهای گسلی امتدادلغز SF1، گسل‌های معکوس TF1، TF4 و TF6 و نیز چین‌های صوفیا و باباکوهی شده است (شکل ۱). ارتباط این دو راستا از تنش دیرین و ساختارهای حاصل از آنها در شکل ۱۴ نشان داده شده است. چنین تحلیل از روند تنش‌ها و ساختارهای به‌وجود آمده حاصل از اثر آنها بر دگرشکلی منطقه مطالعه با مدل تکامل ساختاری ارائه شده در دیگر بخش‌های کمر بند چین خورده زاگرس در ناحیه فارس (Lacombe et al., 2006; Navabpour et al., 2007) مطابقت دارد.



شکل ۱۴- طرح شماتیک از وضعیت تکامل ساختاری شمال شیراز.

۷- نتیجه‌گیری

با استفاده از نتایج به‌دست آمده از تحلیل جنبشی و تنش دیرین پهنه گسلی بمر و ساختارهای همراه در شمال شیراز دو مرحله از دگرشکلی در منطقه رخ داده است. در ابتدا جهت تنش عامل دگرریختی منطقه شمال خاوری-جنوب باختری بوده است که باعث ایجاد گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر و گسل‌های مرتبط با آن طبق الگوی فشردگی موازی با پهنه گسلی می‌شود. این مرحله از دگرشکلی که در خلال آن راستای لغزش گسل‌های راستالغز با راستای لایه‌بندی تاقدیس‌ها به موازات یکدیگر می‌باشند و بنابراین قبل از چین‌خوردگی آنها توسعه یافته‌اند. از آنجا که جوان‌ترین واحدهای سنگی که این پهنه گسلی قطع کرده است سازند الیگوسن-میوسن آسماری است این مرحله از دگرشکلی احتمالاً در این

زمان روی داده است. در ادامه دگرشکلی در این منطقه با چرخش پادساعت‌گرد تنش دیرین متأثر از تغییر در راستای برخورد ورق عربی با ایران مرکزی جهت تنش فشارشی به شمال-شمال خاوری تغییر نموده است. از آنجا که ساختارهای توسعه یافته این مرحله دوم دگرشکلی مرتبط با تکامل کمر بند چین خورده-رانده زاگرس در میوسن پسین-پلیوسن هستند این مرحله از دگرشکلی در این زمان روی داده است. نتایج به‌دست آمده از این مطالعه همچنین نشان دهنده تکامل پهنه‌های گسلی با روند شمال خاوری-جنوب باختری همچون پهنه گسله بمر همزمان با پهنه‌های گسلی بنیادین با روند شمال باختری-جنوب خاوری در زاگرس است.

کتابنگاری

- داودی، ز. و یساقی، ع. ۱۳۹۰- تأثیر فعالیت پهنه گسلی عرضی ایزه بر دگرریختی‌های پوشش رسوبی در زاگرس چین‌خورده-رانده. فصلنامه علوم زمین دوره ۲۰، ۷۱-۸۸.
doi: 10.22071/GSJ.2011.55222
نجفی، م. و یساقی، ع. ۱۳۸۸- شواهد ساختاری از عملکرد گسل عرضی نظام آباد بر پیشانی کمر بند چین خورده-رانده زاگرس. فصل نامه زمین شناسی ایران سال ۳۷، ۳۷-۴۵.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W. and Wortel, R. 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148(5-6), 692-725. doi:10.1017/S001675681100046X.
- Anderson, E., 1951- The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Ltd., London.
- Angelier, J., 1989- From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data. *Journal of structural geology*, 11(1-2), 37-50. doi: 10.1016/0191-8141(89)90034-5.
- Angelier, J., 1994- Fault slip analysis and paleostress reconstruction. *Continental deformation*, 53-100. doi: 10.1017/S0016756800011602.
- Bishop, A. W., 1966- The strength of soils as engineering materials. *Geotechnique*. doi: 10.1680/geot.1966.16.2.91.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H., and Shabanian, E., 2001- Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society*, 158(6), 969-981. doi: 10.1144/0016-764901-007.
- Lacombe, O., Mouthereau, F., Kargar, S., 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, VOL. 25. doi.org/10.1029/2005TC001831.
- McQuarrie, N., and Van Hinsbergen, D. J., 2013- Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology*, 41(3), 315-318. doi:10.1130/G33591.1.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., and Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical research letters*, 30(20). doi:10.1029/2003GL017992, 2003.
- Mohajjel, M., and Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Structural geology*, 22(8), 1125-1139. doi:10.1016/S0191-8141(00)00023-7.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4), 397-412. doi:10.1016/S1367-9120(02)00035-4.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., and Vergès, J., 2012- Building the Zagros collisional orogeny timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532, 27-60. doi: 10.1016/j.tecto.2012.01.022.
- 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(1), 101-131. doi:10.1016/j.tecto.2006.12.007.
- Sadeghi, S., and Yassaghi, A., 2016- Spatial evolution of Zagros collision zone in Kurdistan, NW Iran: Constraints on Arabia-Eurasia oblique convergence. *Solid Earth*, 7(2), 659-672. doi:10.5194/se-7-659-2016
- Storti, F., Rossetti, F., Lufer, A. L., and Salvini, F., 2006- Consistent kinematic architecture in the damage zones of intraplate strike-slip fault systems in North Victoria Land, Antarctica and implications for fault zone evolution: *Journal of Structural Geology*, v. 28, no. 1, p. 50-63. doi:10.1016/j.jsg.2005.09.004.
- Yassaghi, A., 2006- Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transverse fault lineaments in SE Zagros, Iran. *International Journal of Remote Sensing*. 27(20): 4529-4544, doi:10.1080/01431160600661283.

Geometry, kinematic and dynamic analysis of Bamu fault zone in north of Shiraz, Zagros folded belt zone

A. Bandegani¹, A. Yassaghi^{2*} and M. Eliassi³

¹M.Sc., Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

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

³Associate Professor, School of Geology, Tehran University, Tehran, Iran

Received: 2019 September 23

Accepted: 2020 January 14

Abstract

In this paper, the structural evolution of Bamu fault zone located in the Zagros folded belt zone is presented as an example of northeast-trending fault zone in the Zagros, using the kinematic and dynamic analysis of accompanied structures. Based on structural and paleostress analyzes two phases of shortening were determined as NE and NNE. In order to define the chronology of the deformation stages in the region, the relationship between fault structures and folds in the folded rock formations has been utilized. The result showed that the first compression stress trend in the area was NE that caused formation of the Bamu transverse Fault with left-lateral strike-slip mechanism and its accompanied structures. Since this stage of deformation has affected the Oligocene- early Miocene formations, more likely occurred at this time. During the next phase the shortening direction, due to change in the collision zone direction of the Arabian-central Iran in the Miocene-Pliocene, has changed to NNE which causes development of younger structures in the form of folding and reverse faulting in the fault zone. This shows that the NE-trending fault zones, like other major NW-faults, in Zagros affected by the change in the convergence of Zagros collision.

Keywords: Bamu fault zone, Zagros Folded belt zone, Fault kinematics, Paleostress.

For Persian Version see pages 215 to 224

*Corresponding author: A. Yassaghi; E-mail: yassaghi@modares.ac.ir