

تصویری از منطقه گسلی ژرف بالارود، شمال اندیمشک، جنوب باختر ایران

حسین حاجی‌علی‌بیگی^۱

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۹/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۱۸

چکیده

منطقه گسلی ژرف بالارود با روند خاوری-باختری بخشی از گسل جبهه کوهستانی در شمال اندیمشک است که منطقه لرستان (در شمال) را از منطقه فروافتادگی دزفول (در جنوب) جدا می‌کند. این ساختار به صورت یک منطقه گسلی، تاقدیس‌های زیرسطحی و سطحی را تحت تأثیر قرار داده است. در این پژوهش، برای برخی از این تاقدیس‌ها، بر پایه اطلاعات چاه، مقطع لرزه‌نگاری بازتابی تفسیر شده و برداشت صحرائی، مقطع عرضی رسم شد. از این مقاطع برای تحلیل هندسی تاقدیس‌ها و تعیین الگوی دگرریختی و زمین‌ساختی این منطقه گسلی استفاده شد. تاقدیس‌ها با طولی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر، دارای آرایش پوششی و انواع سازوکار چین خوردگی، شامل جدایشی، انتشار گسلی و خم گسلی هستند. این تغییر سبک دگرشکلی و گوناگونی چین خوردگی به بود و یا نبود افق‌های جدایشی حدواسط، حضور و چگونگی عملکرد منطقه گسلی بستگی دارد و در کنترل آن است. چین‌ها نامتقارن، غیرهارمونیک، غیراستوانه‌ای، پیچیده، با همگرایی به جنوب باختر و سطح محوری هلی کوبیدالی هستند. تاقدیس‌های لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول بیشتر چین خورده هستند و کوتاه‌شدگی به نسبت بیشتری یافته‌اند. حرکت امتدادلغز با مؤلفه چپ گرد گسلش پی‌سنگی، سطح گسل را به فرم هلی کوبیدالی در آورده است. شناسایی سازوکار متفاوت تاقدیس‌ها حدفاصل سه مدل اصلی چین خوردگی مرتبط با گسلش و نتایج تعیین سبک هندسه آنها این فرم را تأیید می‌کند. سوی کلی شیب گسل به سوی شمال است و با افزایش ژرفای شیب به تدریج افزایش می‌یابد تا نزدیک پی‌سنگ، قائم یا نیمه قائم می‌شود. گسل در یک سامانه راندگی از نوع شیرابه فرودواره با همگرایی مایل قرار گرفته که با عضو دیگر این سامانه (منطقه گسلی راست گرد کازرون)، در حاکمیت زمین‌ساخت دندانه‌ای ناشی از همگرایی زبانه صفحه عربی است. در طول شیرابه یک منطقه انتقالی شکل می‌گیرد که بسیاری از فرایندهای زمین‌شناسی ساختمانی و سازوکارهای زمین‌ساختی در طول این بخش با یکدیگر متفاوت است. منطقه گسلی بالارود پیوسته نیست بلکه آرایش پوششی دارد و احتمالاً با گسل‌های برشی پی‌سنگی بسیاری (مانند گسل α)، به موازات تاقدیس کبیر کوه بریده و جابه‌جا شده است.

کلیدواژه‌ها: بالارود، کمر بند ساده چین خورده زاگرس، گسل پی‌سنگی، منطقه گسلی ژرف.

*نویسنده مسئول: حسین حاجی‌علی‌بیگی

E-mail: h-alibeigi@sbu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مطالعه و شناخت چگونگی عملکرد، شکل و ساختمان منطقه گسلی فعال و ژرف بالارود (Balrud Deep-Seated Fault Zone) که مرز منطقه فروافتادگی دزفول با مناطق مجاور و یکی از گسل‌های به نسبت طولانی و مهم کمر بند ساده چین خورده زاگرس است، از دیدگاه مسائل نفتی به‌ویژه شکل‌گیری و مهاجرت هیدروکربورها در مخازن کربناتی آسماری منطقه اهمیت دارد.

این منطقه گسلی، منطقه لرستان (در شمال) را از منطقه فروافتادگی دزفول (در جنوب) جدا می‌کند. این منطقه با روند خاوری-باختری بخشی از گسل جبهه کوهستانی (Mountain Front Fault=MFF) (شکل ۱) است که با طول کمینه ۲۰۰ کیلومتر، از خاور تاقدیس لنگر آغاز می‌شود و پس از عبور از جنوب تاقدیس سیاه کوه (شمال خاور دهلران) با عبور از جنوب تاقدیس اناران به سوی شمال امتداد می‌یابد و به گسل خانقین (در عراق) متصل می‌شود. این ساختار یک گسل خطی و منفرد نیست بلکه یک منطقه گسلی است که تاقدیس‌های زیرسطحی و سطحی را تحت تأثیر عملکرد خود قرار داده است (شکل‌های ۱ و ۲). تعیین الگوی دگرریختی منطقه گسلی بالارود با استفاده از الگوی چین خوردگی و راندگی، تعیین رژیم زمین‌ساختی حاکم بر این منطقه و ارائه تصویری از آن، اهداف این پژوهش هستند.

۲- روش کار

انتظار می‌رود مطالعه و شناخت الگوی دگرریختی به‌ویژه الگوی چین خوردگی و راندگی و رژیم زمین‌ساختی محدوده مطالعاتی این پژوهش که در حاکمیت منطقه گسلی بالارود است، سبب ارائه تصویری از این منطقه گسلی شود. برای دست‌یابی به این منظور و رسیدن به مدل مفهومی این منطقه از مقاطع تاقدیس‌های محدوده مطالعاتی این پژوهش استفاده شده است. تجزیه و تحلیل‌های هندسی تاقدیس‌ها، تعیین نوع و سازوکار چین خوردگی آنها، سبک دگرریختی نهشته‌های پوشش

رسوبی و تعیین میزان کوتاه‌شدگی از جمله عملیاتی است که روی مقاطع انجام و از نتایج آنها در تعیین چگونگی عملکرد، شکل و ساختمان منطقه گسلی بالارود استفاده شده است.

۳- زمین‌شناسی عمومی

از دید زمین‌شناسی محدوده مطالعاتی این پژوهش بخشی از کمر بند ساده چین خورده زاگرس و مشتمل بر تاقدیس‌های سطحی و زیرسطحی است که روی پی‌سنگ این محدوده قرار گرفته‌اند. نقشه تغییرات ژرفای پی‌سنگ افزون بر نمایش توپوگرافی بسیار نامنظم و غیریکنواخت پی‌سنگ در محدوده مطالعاتی این پژوهش، خطواره‌های پی‌سنگی بسیاری را نشان می‌دهد (حاجی‌علی‌بیگی، ۱۳۸۸). دو خطواره پی‌سنگی، یکی در حد فاصل لرستان و فروافتادگی دزفول و دیگری (گسل α) به موازات تاقدیس کبیر کوه در تحلیل‌های این پژوهش مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۲). ستون چینه‌شناسی این محدوده با ستبرایی بیش از ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر، مشتمل بر نهشته‌های با سن پالئوزویک و مزوزویک (از حاشیه غیر فعال صفحه عربی) و با سن سنوزویک (که در طی فاز کوهزایی زاگرس رسوب‌گذاری شده‌اند) است (مطیعی، ۱۳۷۴). احتمالاً قاعده این ستون روی نهشته‌هایی مشتمل بر رسوبات تبخیری سازند هرمز یا معادل آنها (با سن پروتروزویک-کامبرین آغازی) قرار گرفته است (Ala, 1974; Kent, 1970; Player, 1969). در این ستون بود و یا نبود چندین واحد نامقاوم و شکل‌پذیر (مانند نهشته‌های تبخیری، شیل و مارن) سبب می‌شود که ویژگی‌های چینه‌شناسی مکانیکی لایه‌ها یکنواخت نباشد و با توجه به شرایط محلی تغییر کند (مطیعی، ۱۳۷۴). یکی از مهم‌ترین آنها با وجود رخمون نیافتن سازند هرمز یا نهشته‌های معادل آن (یا گروه متحرک پایینی (O'Brain (1950) است که به عنوان سطح گسستگی قاعده‌ای در امتداد ناپوستگی میان پی‌سنگ

نام منطقه گسلی بالارود از روستا و رودخانه‌ای به همین نام در شمال اندیمشک برگرفته شده است. این گسل در مطالعات اولیه زمین‌شناسان شرکت نفت به صورت یک ساختار خمشی (Flexure) معرفی و تحت همین عنوان نام‌گذاری شده و به عنوان یک عنصر ساختمانی مهم کمر بند ساده چین‌خورده تعریف شده است (حاجی‌علی‌بیگی، ۱۳۸۸). Wood & Lacassagne (1965) عملکرد گسل را بر گروه بنگستان بررسی کرده‌اند. Adams (1969) بر این باور است که گسل، حوضه رسوبی کلهر را در کنترل داشته است. THart (1976) شکل‌گیری گسل را در تورونین فرض کرده است. Pattinson & Takin (1971) بر این باورند که گسل یک منطقه خمشی (Flexure Zone) یا کمر بند خمشی (Flexure Belt) خاوری-باختری و شکل‌گیری آن متأثر از فعالیت دوباره گسلش پی‌سنگ در بوردیگالین و یا آکیتانین است، که رخنمون‌های گروه فارس و دیرین‌تر را از لرستان جدا می‌کند (شکل ۱). این اختلاف آشکار در دو سوی منطقه گسلی بالارود به این گسل نسبت داده می‌شود (Pattinson & Takin, 1971; Sepehr & Cosgrove, 2004). پیروی نکردن روند محور تاقدیس‌ها از روند زاگرس و اختلاف ارتفاع به صورت یک افت ساختمانی (Structural Lowering) حد فاصل لرستان و فروافتادگی دزفول به این گسل نسبت داده می‌شود. مطیعی (۱۳۷۴) بر این باور است که این گسل دست کم از کنیاسین تا امروز فعال بوده است. به باور وی، کوهزایی میوسن-پلنیستوسن موجب پدیدار شدن سیمای امروزی آن و افزایش ستبرای در فروافتادگی دزفول شده است. وی شکل‌گیری این فروافتادگی را در بوردیگالین می‌داند. برخی بر این باورند که این گسل به عنوان یک گسل فعال پی‌سنگی امتدادلغز با مؤلفه چپ‌گرد است (Pattinson & Takin, 1971; Berberian, 1995; Bachmanov et al., 2004). قلاوند (۱۳۷۵) بر این باور است که در آبتین بالایی گسل فعال و سبب فرونشینی فروافتادگی دزفول شده است. همچنین فرایند رسوب‌گذاری به‌ویژه تغییر ستبرای و رخساره سازندها در طول آن متأثر از عملکرد حرکات زمین‌ساختی ناشی آن دانسته شده است (Sepehr & Cosgrove, 2004).

۵- زمین‌شناسی ساختمانی

ساختارهای محدوده مطالعاتی تاقدیس‌هایی هستند که در حد فاصل لرستان و فروافتادگی دزفول، با در سطح زمین رخنمون یافته‌اند (به عنوان تاقدیس‌های سطحی شامل اناران، خوش‌آب، چناره و کاسه‌ماست) و یا در سطح زمین ظاهر نشده‌اند (به عنوان تاقدیس‌های زیرسطحی شامل لبه‌سفید، بالارود، قلعه‌نار، کبود، دانان و دال‌پری) (شکل ۲). در هر تاقدیس ضمن بررسی جزئیات ساختار و تحلیل ستریوگرافی چین، ساختارهای سطحی همجوار مرتبط با تاقدیس نیز که در طی مطالعات صحرائی برداشت شده‌اند و یا ساختارهای زیرسطحی مرتبط با آنها که به صورت مقاطع لرزه‌نگاری بازتابی توسط کارشناسان ارشد شرکت ملی نفت ایران تفسیر شده است، بررسی و نتایج آنها در جدول‌های ۱ و ۲ درج شده است. برای تاقدیس‌ها یک یا چند مقطع عرضی رسم شده (شکل ۳) و از آنها برای بررسی تغییرات هندسی ساختمان، پیش‌بینی بخش‌های ژرف‌تر، مقایسه با انواع چین‌های مرتبط با گسلش، تعیین سبک چین‌خوردگی و در پایان رسم مدل مفهومی منطقه گسلی بالارود استفاده شده است.

– **تاقدیس اناران:** این تاقدیس سینوسی شکل (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-الف)، در شمال باختر دهلران است (شکل ۲). روند محور متغیر و دچار خمیدگی است. تاقدیس سیاه‌کوه احتمالاً ادامه این تاقدیس است (حاجی‌علی‌بیگی، ۱۳۸۸). انتهای محور تاقدیس سیاه‌کوه با فاصله ۵۰۰ متری در شمال خاوری محور مایل تاقدیس اناران قرار گرفته است. مقایسه وضعیت سطحی و زیرسطحی تاقدیس نیز پیچش روند محور را نشان می‌دهد. احتمالاً سازند گرو (۹) می‌تواند به عنوان افق جدایش رفتار کند. مقدار برش به دست آمده (جدول ۱) در این تاقدیس که ناشی از عملکرد

و پوشش رسوبی، موجب جدایش افقی می‌شود. دیگر واحدها مانند سازندهای گچسارن (یا گروه متحرک بالایی (O'Brain (1950)، دشتک، کژدمی، گوتیا، هیت، نجمه، موس، علن، عدایه، گرو، پابده، گوری و کلهر که به عنوان افق‌های جدایش حدواسط (Intermediate Detachment Horizons) در کمر بند ساده چین‌خورده زاگرس شناخته شده‌اند (Blanc, et al., 2003; Sherkati, et al., 2005; Molinaro et al., 2004)، تغییر در هندسه، سبک دگرشکلی و چین‌خوردگی در محدوده مطالعاتی را نیز در کنترل خود دارند.

۴- جایگاه زمین‌ساختی

منطقه مطالعاتی پژوهش بخشی از مناطق فروافتادگی دزفول و لرستان که هر دو بخشی از کمر بند ساده چین‌خورده زاگرس به‌شمار می‌آیند، است (شکل ۱).

منطقه فروافتادگی دزفول (شکل ۱) که از جمله مهم‌ترین مناطق نفت‌خیز جهان به‌شمار می‌آیند، از شمال به منطقه گسلی بالارود و از شمال خاور به گسل جبهه کوهستانی و از خاور و جنوب خاور به منطقه گسلی کازرون محدود می‌شود. سن این فروافتادگی جوان‌تر از رسوب‌گذاری سازند آسماری بوده و حوضه در حال فرونشینی با سن اواسط میوسن تا عهد حاضر برای رسوب‌گذاری نهشته‌های نوع مولاسی به‌شمار می‌رود (Alavi, 2004). فرونشینی حاصل پدیده فروپیچش (Geowarp) پی‌سنگ در اثر وزن رسوبات نوژن و عهد حاضر در بخش‌های شمالی است و به گسترش ناحیه پیش‌بوم مربوط (Ameen, 1992) و یا به اختلاف توپوگرافیک نسبت داده می‌شود (Pattinson & Takin, 1971) که سازند آسماری در آن رخنمون نشده است. در حالی که در لرستان در مجاورت بلافضل گسل بالارود این سازند رخنمونی دارد (شکل ۱). برخی بر این باورند که این فروافتادگی یک حوضه پیش‌بوم در پای گسل جبهه کوهستانی است که نهشته‌های رسوبی پس از الیگومیوسن در آن نهشته شده است. در برخی نقاط ستبرای رسوبات میوسن بالایی- پلیوسن (سازند آغاچاری) به ۳۰۰۰ متر می‌رسد (Van Os et al., 1965). Adams & Burgeois (1969) شروع شکل‌گیری آن را به پس از آکیتانین نسبت می‌دهند. Kent et al. (1951) بر این باورند که میان چین‌های این منطقه و مناطق مجاور تفاوت‌های بنیادین وجود دارد.

منطقه لرستان (شکل ۲)، که مرز شمال باختری آن تقریباً منطبق بر مرز عراق است و مرز خاور شمال خاوری آن به منطقه فلسی شده زاگرس و مرز جنوبی آن به منطقه گسلی بالارود محدود می‌شود، در واقع یک کمر بند چین‌خورده بالآآمده هلالی شکل حد فاصل فروافتادگی‌های کرکوک (در عراق) و دزفول است.

گسل جبهه کوهستانی (شکل ۱) (Falcon, 1969) یا خمش جبهه کوهستانی (Mountain Front Flexure) (Pattinson & Takin, 1971) از خاور عراق به عنوان گسل خانقین وارد لرستان می‌شود. پس از طی جنوب باختر لرستان با عبور از جنوب تاقدیس اناران، لبه شمالی فروافتادگی دزفول را دور می‌زند و با عبور از تاقدیس‌ها به منطقه فارس وارد می‌شود و از آنجا تا بندرلنگه قابل تعقیب است. پیدایش آن بر پایه تفسیرهای مبتنی بر فرضیه زمین‌ساخت صفحه‌ای به ۶/۸ میلیون سال پیش نسبت داده شده است (Verrall, 1978). سطح پی‌سنگ لبه شمال خاوری این گسل نسبت به جنوب باختری آن ارتفاع بیشتری دارد. منحنی میزان ۱۵۰۰ متری و منطقه اصلی لرزه‌خیزی زاگرس تقریباً روی این گسل منطبق است (Jackson & Mckenzie, 1984; Ni & Barazangi, 1986).

مرزهای فروافتادگی دزفول از مهم‌ترین بخش‌های کمر بند ساده چین‌خورده و از دیدگاه زمین‌شناسان نفتی بسیار دارای اهمیت هستند. اینها از دید زمین‌ساختی به عنوان مناطق گسلی و شامل دو منطقه گسلی کازرون (در جنوب خاور) و بالارود (در شمال باختر) است.

محل محور ناودیس بلافضل این ساختمان، از میان می‌رود و فعالیت آن کاهش می‌یابد.

– **تاق‌دیس دانان:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-م) در جنوب خاور دهلران قرار گرفته است (شکل ۲). روند محور آن تقریباً روند زاگرسی را نشان می‌دهد (N32°W). تغییرات ستبرای سازند گچساران و سازند آسماری در هر دو یال رخ داده است. یال جلویی دچار نازک‌شدگی شده است. گسل به‌صورت یک راندگی اصلی و به نسبت طویل و چند شاخه فرعی کوتاه‌تر با شیب متغیر از ۹° تا ۶۵° که همگی به سوی شمال خاور شیب دارند، لایه‌های رأس سازند آسماری را بریده و جابه‌جا کرده است.

– **تاق‌دیس دال‌پری:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-ن) در جنوب خاور دهلران قرار گرفته است (شکل ۲). در مقطع گسل به‌صورت یک راندگی (I) در مقطع) با شیب متغیر از ۱۵° تا ۳۵° و سوی شیب متغیر، لایه‌های آسماری، ایلام و سروک را جابه‌جا کرده است. این شاخه ابتدا با شیبی به سوی شمال خاور موجب جابه‌جایی لایه‌های سروک در یال جنوب باختری شده و آن‌گاه به‌صورت یک راندگی به عقب (Backthrust) رفتار کرده و لایه‌های ایلام و آسماری را در یال جلویی جابه‌جا کرده است. شاخه فرعی (II) در مقطع) موجب راندگی بخشی از لایه‌های آسماری در یال جنوب باختری شده است و انتهای هر دو گسل در سازند گچساران پایان می‌یابد.

فعالیت تاق‌دیس و افزایش شیب یال جلویی با تشکیل راندگی به عقب شاخه‌های فرعی کاهش می‌یابد و برعکس چین‌های انتشار گسلی یال جلویی، شیب کمتری نسبت به یال عقبی دارد. ضمن اینکه ناودیس جلویی به علت تشکیل راندگی به عقب هنوز تشکیل نشده است. وجود راندگی‌های کوچک‌تر از راندگی اصلی که از ویژگی‌های چین‌های انتشار گسلی است در این تاق‌دیس مشهود است (I در مقطع).

۶- بحث

برای تعیین الگوی دگرریختی و زمین‌ساخت حاکم بر منطقه گسلی بالارود و به منظور رسیدن به مدل مفهومی آن باید به این سوال پاسخ داد که الگوی دگرریختی این منطقه چیست و زمین‌ساخت حاکم بر آن را چگونه می‌توان بررسی کرد. سامانه‌ای که این منطقه عضوی از آن است چه بوده و زمین‌ساخت حاکم بر آن سامانه کدام است. برای پاسخ، لازم است ویژگی‌های این منطقه بررسی شود. برای رسیدن به این هدف ابتدا تاق‌دیس‌ها مورد تجزیه و تحلیل و سپس نتایج حاصل برای رسیدن به الگوی دگرریختی و زمین‌ساختی منطقه گسلی بالارود مورد استفاده قرار می‌گیرد. مطالعه تاق‌دیس‌ها نشان می‌دهد که بیشتر آنها طولی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر و نسبت به یکدیگر آرایش پوششی (En echelon) دارند (شکل‌های ۱ و ۲). تاق‌دیس‌ها نامتقارن هستند (جدول ۱) و سطح محوری آنها به سوی شمال تا شمال خاور شیب دارد. یال جنوب باختری در بیشتر موارد پرسیب‌تر (جدول ۲) و در مواردی به‌صورت عمودی یا برگشته است. این ویژگی‌ها برای بیشتر تاق‌دیس‌های کمربند ساده چین‌خورده زاگرسی گزارش شده است (Pattinson & Jazayeri, 1972). مقایسه متغیرهای هندسی نشان می‌دهد تاق‌دیس‌ها غیرهارمونیک (Disharmonic) و نامتقارن (Asymmetric) هستند. تنها لبه‌سفید متقارن است (جدول ۱). متغیر تقارن سطح محوری (Axial Surface Geometry) در همه موارد واژه پیچیده (Convolute) را نشان می‌دهد (جدول ۱). قرارگیری تاق‌دیس‌ها در حد فاصل فروافتادگی دزفول و لرستان روی گسلش پی‌سنگی امتدادلغز با مؤلفه چپ‌گرد بالارود، آنها را دارای این ویژگی ساخته است. وجود این مؤلفه در گسل همزمان با همگرایی سبب می‌شود که فرایند چین‌خوردگی در نهشته‌های پوششی رسوبی، تاق‌دیس‌ها را نامتقارن و غیرهارمونیک و سطح محوری آنها را دچار اعوجاج و پیچش سازد و به آن شکل هلی‌کوئیدالی (Helicoidally) بدهد. این وضعیت در چین‌هایی که در مناطق برشی ساده روی گسل‌های امتداد لغز پی‌سنگی قرار گرفته‌اند و بیشتر آرایش

برشی با مؤلفه چپ‌گرد منطقه گسلی بالارود است، با راستای خاوری-باختری آن همخوانی دارد (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۸۷ الف).

– **تاق‌دیس سیاه‌کوه:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-ب) در شمال دهلران قرار دارد (شکل ۲). روند محور متغیر و دچار خمیدگی است. دماغه خاوری و باختری به ترتیب در سوی جنوب خاور و شمال باختر پلاتز می‌شود (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۹۱).

– **تاق‌دیس کاسه‌ماست:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-ج) از جمله تاق‌دیس‌های کوچک جنوب لرستان است (شکل ۲). روند محور در سوی باختر، خاوری-باختری و به سوی خاور، به تدریج شمال باختر-جنوب خاور است. محور روند زاگرسی نداشته و دارای خمشی به سوی شمال است. سازندهای دشتک، گرو، نجه، موس، سرگلو، علن و عدایه، پتانسیل مناسبی برای ایجاد افق جدایشی به شمار می‌آیند (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۹۳).

– **تاق‌دیس چناره:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل‌های ۳-د، ه و و) در شمال اندیمشک قرار گرفته است (شکل ۲). روند محور Z شکل بوده و Z شکل شدن آن و شکل‌گیری تاق‌دیس سینوسی شکل امروزی، پس از اتصال و ادغام دو تاق‌دیس اولیه و تحت تأثیر عملکرد منطقه گسلی بالارود صورت گرفته که این وضع در موارد همانند دیگری (Price & Cosgrove, 1990; Richard & Krantz, 1990; Richard et al., 1991; Poblet & McClay, 1996; Sengupta & Koyi, 2001) گزارش شده است (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۸۹).

– **تاق‌دیس خوش‌آب:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل‌های ۳-ز و ح) در شمال خاور اندیمشک قرار گرفته است (شکل ۲). عملکرد منطقه گسلی بالارود سبب تشکیل تاق‌دیس در مقیاس رخنمون باریک‌آب (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۸۶) در یال جنوب باختری و ایجاد شکستگی‌های برشی (Hajjalibeigi et al., 2011) در هر دو یال این تاق‌دیس شده است.

– **تاق‌دیس لبه‌سفید:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-ط) در شمال اندیمشک قرار گرفته است (شکل ۲). ستبرای لایه‌های هر دو یال تقریباً بدون تغییر باقی مانده است. گسل با شیب ۱۰° و سوی شیب به سوی شمال خاور تا تاق‌دیس پلنگان ادامه یافته است. البته تساوی شیب دو یال در رأس سازندهای آسماری و ایلام، تاق‌دیس را متقارن نشان می‌دهد ولی عدم تساوی این مقادیر در رأس سازند گچساران نشان می‌دهد که ممکن است تاق‌دیس در بخش‌های دیگر نامتقارن باشد.

– **تاق‌دیس بالارود:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-ی) در شمال اندیمشک قرار گرفته است (شکل ۲). گسل با شیب متغیر از ۱۷° تا ۳۷° و سوی شیب شمال خاور، لایه‌های آسماری و سروک را جابه‌جا کرده است. شاخه فرعی گسل با شیب ۱۵° در جنوب باختر شاخه اصلی قرار گرفته و هر دو لایه را جابه‌جا کرده است. تاق‌دیس روی بخشی از یال جنوب باختری خود رانده شده است (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۸۷ ب).

– **تاق‌دیس قلعه‌نار:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-ک) در شمال اندیمشک قرار گرفته است (شکل ۲). یال جلویی دچار نازک‌شدگی شده است؛ هر چند نمودار نازک‌شدگی و ستبرشدگی، چین‌های انتشار گسلی (جدول ۱) آن را بدون تغییر نشان می‌دهد.

– **تاق‌دیس گبود:** این تاق‌دیس (جدول‌های ۱ و ۲ و شکل ۳-ل) در شمال باختر اندیمشک قرار گرفته است (شکل ۲). هر چند قاعده سازند آسماری در فرادواره گسل در مقطع لرزه‌ای قابل تفسیر نیست، ولی جابه‌جایی رأس سازند آسماری و پیچش حاصل از این جابه‌جایی به سوی جنوب باختر مشهود است. گسل با شیبی به سوی شمال خاور و به نسبت پرسیب ابتدا با شیب ۳۰° و سپس با شیبی ۱۱° به رأس سازند گچساران رسیده و سبب جابه‌جایی لایه‌های مختلف شده است. احتمالاً انتهای رأسی (Tip Line) گسل در سازند گچساران به سوی جنوب باختر امتداد می‌یابد و در

اینکه می‌توان کوتاه‌شدگی بیشتر آنها را به موقعیت قرارگیری آنها در محل پیشش یا تغییر روند منطقه گسلی بالارود نیز نسبت داد. مقایسه متغیر کندی (b: Bluntness) (جدول ۱) نشان می‌دهد که واژه توصیفی در محدوده سه واژه زاویه‌دار ($0/2 < b < 0/1$)، نیمه‌زاویه‌دار ($0/4 < b < 0/2$) و نیمه‌گردشده ($0/8 < b < 0/4$) قرار گرفته است. به این ترتیب تاقدیس‌های زیرسطحی بیشتر با واژه نیمه‌گردشده و تاقدیس‌های سطحی با واژه نیمه‌زاویه‌دار توصیف شده‌اند. این موضوع نشان می‌دهد خمیدگی نسبی تاقدیس‌های فروافتادگی دزفول و چگونگی بسته شدن آنها با تاقدیس‌های لرستان متفاوت است. به گونه‌ای که لولا در بیشتر موارد در فروافتادگی دزفول خمیده‌تر و در لرستان تیزتر است. رده تاقدیس‌ها میان رده IB (مقاطع عرضی 'GG', 'FF') تا IC (بقیه مقاطع عرضی) قرار دارد (جدول ۱). پیش‌بینی شده است که چین‌های منطقه پیش‌بوم بیشتر در رده IB تا IC قرار می‌گیرند (Moore & Twiss, 1995). مقادیر به دست آمده برای تاقدیس‌ها با آنچه این پژوهشگران پیش‌بینی کرده‌اند همخوانی دارد. ولی کمربند ساده چین‌خورده زاگرس محل رخداد چین‌های بیشتر از نوع موازی (Parallel Fold) و کمانی تا واداشته (Forced Fold) است (Sattarzadeh et al., 2000). به نظر می‌رسد چین‌های این محدوده در بیشتر موارد چین کمانی محض نباشند و متأثر از حرکات گسلش پی‌سنگی امتدادلغز باشند. حرکات از نوع راندگی سبب بالآمدگی و چین‌خوردگی پوشش رسوبی شده است (Ameen, 1992; Bernal & Hardy, 2002; Berberian, 1995; Jackson, 1980; Sattarzadeh et al., 2000). در اثر این حرکات، مناطق برشی ساده با طیفی از دگرشکلی شکننده تا شکل‌پذیر تشکیل می‌شود (حاجی‌علی‌بیگی، ۱۳۸۸) اثر که احتمالاً چین‌های آنها قابل مقایسه با چین‌های نوع واداشته هستند. ضمن آنکه در اثر حضور افق‌های جدایش حدواسط، ساختمان‌های چین‌خورده با طیف گسترده‌ای از انواع چین‌های کمانی محض تا چین‌های مرتبط با گسلش (McClay, 2000; Throbjornsen & Dunne, 1997) هلی‌کوئیدالی ایجاد می‌شوند (Sherkati et al., 2005; Colman-Sadd, 1978; Rowan & Linares, 2000).

درج مقاطع عرضی (شکل ۳) روی شکل ۲ به صورت صفحه‌های قائم، سبب به تصویر کشیدن و رسیدن به مدل مفهومی منطقه گسلی بالارود می‌شود. برای این کار در هر مقطع، گسل به شکل پاره‌خط‌هایی دیده می‌شود که از اتصال آنها به یکدیگر در فضای سه‌بعدی موقعیت احتمالی منطقه گسلی بالارود رسم می‌شود (شکل ۴). گسلش در ژرفاهای مختلف مقاطع دیده می‌شود. مثلاً گسل در مقطع 'AA' از ژرفای ۲۲۰۰ متری تا بیش از ۴۰۰۰ متری، در مقطع 'BB' از ژرفای کمتر از ۵۰۰ متری تا بیش از ۴۰۰۰ متری، در مقطع 'CC' از ژرفای ۵۰۰۰ متری و در مقطع‌های 'DD'، 'EE' و 'FF' از ژرفای ۴۰۰۰ متری تا ژرفای بیشتر از ۸۰۰۰ متری دیده می‌شود. با این تفاوت که در مقطع 'EE' گسل در ترازهای ژرف از ۸۰۰۰ متری و در مقاطع 'DD' و 'GG' در ژرفاهای بیشتر از ۶۰۰۰ متری، گروه دهرام را تحت تأثیر قرار می‌دهد. گسل در مقاطع 'FF' و 'HH' در ژرفاهای کمتر از ۵۰۰ متر ظاهر می‌شود و تا ژرفای بیشتر از ۸۰۰۰ متر نیز می‌رسد. این وضعیت و تغییرات ژرفای پیدایش گسل، در مقاطع تاقدیس‌های زیرسطحی نیز قابل بررسی و مقایسه است. از اتصال پاره‌خط‌های گسلی صفحه‌های قائم می‌توان حدود احتمالی و موقعیت فعلی منطقه گسلی بالارود را به صورت سه‌بعدی برآورد و مدل مفهومی آن را رسم کرد (شکل ۵). مدل نشان می‌دهد، گسل یک گسل خطی، ممتد و مستقیم نیست بلکه یک منطقه گسلی عریض با عرض دست کم ۵۰ کیلومتر است. گسلش از نزدیک سطح زمین تا ژرفا (کمتر از ۵۰۰ متری تا ژرفای بیشتر از ۸۰۰۰ متری) به صورت یک صفحه دارای تفرع و تحذب گسترش یافته و هلی‌کوئیدالی شکل است. این مدل شبیه به مدل‌های ارائه شده برای چین‌های مرتبط با گسلش پی‌سنگی منطقه پیش‌بوم است (Suppe, 1985; Brown, 1993; Brown et al., 1999; Johnson & Johnson, 2002;

Sylvester, 1988; McConnell, 1994; Ahmadhadi et al., 2005; Cristallini & Ramos, 2000; Naylor et al., 1986) و فشردگی (ϕ) و زاویه چین‌خوردگی (i) و زاویه میان دو یال (T: Tightness) (جدول ۱) نشان می‌دهد که تاقدیس‌های خوش‌آب (مقطع 'HH') و چناره (مقطع 'DD') با واژه بسته (Close)، اناران (مقطع 'AA')، سیاه‌کوه (مقطع 'BB')، کاسه‌ماست (مقطع 'CC')، چناره (مقاطع 'GG', 'EE') و دال‌پری (مقطع 'MM') با واژه باز (Open) و تاقدیس‌های خوش‌آب (مقطع 'FF')، لبه‌سفید (مقطع 'II')، بالارود (مقطع 'JJ')، قلعه‌نار (مقطع 'KK') و دانان (مقطع 'MM') با واژه ملایم (Gentle) توصیف شده‌اند. با توجه به زاویه میان دو یال و بر پایه تقسیم‌بندی Fleuty (1964) (برگرفته از Twiss & Moores, 1992) تاقدیس‌ها در سه محدوده ملایم (Gentle)، باز (Open) و بسته (Close) قرار گرفته‌اند و هر سه از نوع چین نوک‌تیز (Acute) به شمار می‌آیند. از واژه‌های توصیفی می‌توان نتیجه گرفت که تاقدیس‌های زیرسطحی در بیشتر موارد ملایم بوده و تاقدیس‌های سطحی اساساً باز و تنها در ۲ مورد (مقطع‌های 'DD' و 'HH') بسته توصیف شده‌اند. این وضعیت تفاوت میزان چین‌خوردگی فروافتادگی دزفول (که در بیشتر موارد زاویه میان دو یال از $120^\circ \geq i > 30^\circ$ تا $70^\circ \geq i > 30^\circ$ تغییر می‌کند) و لرستان را آشکار می‌کند. مقایسه متغیر نسبت ابعادی (Aspect Ratio) (جدول ۱) نشان از آن دارد که بیشتر تاقدیس‌ها با واژه بهن (Wide) توصیف شده‌اند و تنها در ۳ مورد (مقطع‌های 'DD'، 'EE' و 'HH') واژه توصیفی، گسترده (Broad) بوده است. بر این اساس نسبت دامنه به نصف طول موج تاقدیس‌های زیرسطحی بیشتر میان $0/20 < P \leq 0/1$ قرار می‌گیرد (جدول ۱) و نشان می‌دهد دامنه تاقدیس‌ها به نسبت کم و طول موج آنها بیشتر است. هر چند ممکن است ۳ مورد واژه توصیفی گسترده در این میان چندان مهم به نظر نرسد ولی چون هر ۳ مورد در لرستان دیده شده‌اند، احتمالاً اختلاف چین‌خوردگی لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول را تأیید می‌کنند. به این ترتیب احتمالاً چین‌های لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول دامنه به نسبت بزرگ‌تر و طول موج کوتاه‌تری دارند. پژوهشگرانی که بر این باورند که شمال فروافتادگی دزفول نسبت به جنوب لرستان کمتر چین‌خورده است، بدون ارائه شواهد هندسی دقیق، تغییر شدت چین‌خوردگی را به عملکرد منطقه گسلی بالارود نسبت داده‌اند (Van Os et al., 1965; Pattinson & Takin, 1971). مطیعی (۱۳۷۴) وجود حرکات امتدادلغز با مؤلفه‌های چپ‌گرد (برای بالارود) و راست‌گرد (برای کازرون) و فشرده‌تر بودن چین‌ها در مناطق همجوار، نسبت به فروافتادگی دزفول را دلایل پایداری فروافتادگی دزفول نسبت به مناطق همجوار در هنگام کوهزایی زاگرس دانسته است. برخی بر این باورند که هندسه تاقدیس‌های ملایم شمال فروافتادگی دزفول نشان از کوتاه‌شدگی به نسبت کم این بخش نسبت به لرستان دارد (حاجی‌علی‌بیگی، ۱۳۸۸). به این ترتیب نتایج مطالعات حاضر هم ضمن تأیید تفاوت میزان کوتاه‌شدگی در دو سوی منطقه گسلی بالارود، میزان کوتاه‌شدگی نسبی بیشتر را مانند گزارشات پیشین (Van Os et al., 1965; Pattinson & Takin, 1971; Hessami et al., 2001 & 2006; Tatar et al., 2002; Nilforushan et al., 2003; Talebian & Jackson, 2004; Vernant et al., 2004; McQuirrie, 2004; Masson et al., 2005; Authemayon et al., 2005; Walpersdorf et al., 2006) منطقه لرستان نسبت می‌دهد. کوتاه‌شدگی در این محدوده ۲۰ درصد و به صورت مورب (Oblique Shortening) بوده و با شروع آخرین فاز چین‌خوردگی زاگرس میان $7/2$ تا $8/1$ میلیون سال پیش (Homke et al., 2004) رخ داده است (حاجی‌علی‌بیگی، ۱۳۸۸). کوتاه‌شدگی تاقدیس‌های سطحی به‌طور نسبی بیشتر از تاقدیس‌های زیرسطحی است. اناران (از تاقدیس‌های سطحی) و بالارود (از تاقدیس‌های زیرسطحی) بیشترین کوتاه‌شدگی را دارند (جدول ۲). افزایش کوتاه‌شدگی بالارود، به نزدیکی این تاقدیس به گسل، جهت و عملکرد منطقه گسلی بالارود و نزدیکی بیش از حد به تاقدیس‌های سطحی خوش‌آب و چناره نسبت داده می‌شود. ضمن

قلعه‌نار، بالارود و کیود) ولی برخی دیگر در سطح ظاهر شده‌اند (مانند کاسه‌ماست). طول تاقدیس‌ها کمتر از ۱۰۰ کیلومتر است و نسبت به یکدیگر آرایش پوششی دارند. تاقدیس‌ها نامتقارن هستند و سطح محوری آنها با شیبی به سوی شمال تا شمال خاور، هلی‌کوئیدال شکل است و با طرح‌های ارائه شده برای سطح محوری چین قرار گرفته در منطقه برشی توسط Sylvester (1988) همخوانی دارد. شیب یال جلویی نسبت به یال عقبی بیشتر است. پرشیب‌تر بودن یال جلویی در بسیاری از تاقدیس‌های کمر بند ساده چین خورده (مانند مارون و بی‌بی حکیمه) گزارش شده (McQuillan, 1968; Lyslo et al., 2004; Wennberg et al., 2004) ولی در برخی مانند خویز دیده نشده است (Wennberg et al., 2007). تاقدیس‌ها غیر هارمونیک، غیر استوانه‌ای و پیچیده، با همگرایی جنوب باختر و از دید فشردگی با واژه‌های ملایم، باز و بسته توصیف شده‌اند. بر این اساس میزان چین خوردگی تاقدیس‌های لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول بیشتر است. محاسبه کوتاه‌شدگی نیز نشان می‌دهد که تاقدیس‌های لرستان نسبت به تاقدیس‌های فروافتادگی دزفول دچار کوتاه‌شدگی بیشتری شده‌اند. بنابراین میزان چین خوردگی بیشتر لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول نیز تأیید می‌شود. تاقدیس‌ها از دید نسبت ابعادی با واژه‌های پهن و گسترده توصیف شده‌اند. بر این اساس تاقدیس‌های لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول دامنه به نسبت بزرگ‌تر و طول موج کوتاه‌تری دارند. بنابراین چین خوردگی بیشتر چین‌های لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول، با این متغیر نیز تأیید می‌شود. تاقدیس‌ها از دید کندی با واژه‌های زاویه‌دار و نیمه‌زاویه‌دار و نیمه‌گرد شده توصیف شده‌اند و بر این اساس در بیشتر موارد لولای آنها در لرستان تیزتر و در فروافتادگی دزفول خمیده‌تر است. منطقه گسلی بالارود به عنوان مرزی برای تاقدیس‌های بزرگ (مانند کبیر کوه، سمنند، اناران، سیاه‌کوه) که معمولاً باریک و طویل هستند و تاقدیس‌های کوچک‌تر (مانند قلعه‌نار، کیود) که معمولاً گرد و کوتاه هستند، به شمار می‌آیند. تاقدیس‌ها در رده IB و IC رده‌بندی رمزی (Ramsay & Huber, 1987) قرار می‌گیرند؛ ولی از آنجایی که این تاقدیس‌ها چین کمانی محض نیستند و با چین نوع واداشته در مناطق گسلی قابل مقایسه هستند، ضمن تأیید محاسبات انجام شده و تأیید محل رخداد آنها (که پیش‌بوم است) باید پذیرفت که تغییر در متغیرهای هندسی، نوع چین خوردگی و تغییر سبک دگرشکلی تاقدیس‌های این محدوده، افزون بر ویژگی مکانیکی ستون چینه‌شناسی به ویژه بود و یا نبود افق‌های جدایشی حدواسط، به حضور و چگونگی عملکرد و حرکات گسلش پی‌سنگی امتدادلغز بالارود بستگی دارد و در کنترل آن است.

این منطقه گسلی (با مؤلفه امتدادلغز چپ‌گرد) همراه منطقه گسلی کازرون (با مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد)، در یک سامانه راندگی از نوع شیبراه فرودیواره با همگرایی مایل قرار گرفته است. این سامانه با حاکمیت زمین‌ساخت دندانه‌ای ناشی از همگرایی کلی زبانه صفحه عربی حد فاصل این دو منطقه گسلی قابل توجیه است. به نظر می‌رسد در طول این بخش از گسل جبهه‌ای کوهستانی، یک منطقه انتقالی شکل می‌گیرد که موجب انحراف راستای جبهه دگرشکلی شده است. ضمن اینکه حاکمیت فرایندهای دگرریختی (به ویژه در سطح زمین) در دو سوی آن با یکدیگر متفاوت و قابل تفکیک از یکدیگر است. بسیاری از فرایندهای زمین‌شناسی ساختمانی و سازوکارهای زمین‌ساختی در طول این بخش، با یکدیگر متفاوت است؛ از جمله چگونگی انتشار و سرعت حرکت بلوک‌های گسلی پی‌سنگی، تغییر ناگهانی رخنمون‌های سنگی گروه فارس (سازند آسماری و دیرین‌تر)، تغییر روند محور تاقدیس‌ها از روند زاگرسی به روند باختر شمال باختر-خاور جنوب خاور، Z شکل بودن لولای تاقدیس‌ها، آرایش پوششی تاقدیس‌ها، اختلاف در سبک دگرشکلی و نوع و شدت چین خوردگی تاقدیس‌ها، اختلاف ارتفاع حد فاصل فروافتادگی دزفول و لرستان، پایدارتر بودن فروافتادگی دزفول نسبت به لرستان، چین خوردگی بیشتر لرستان نسبت به فروافتادگی دزفول، حضور و یا عدم حضور افق‌های جدایش حد واسط.

(Ganne et al., 2005; Ahmadhadi et al., 2007). در همه مقاطع (به جز مقطع NN'، شکل ۳-ن) شیب سطح هلی‌کوئیدالی گسل به سوی شمال است. بنابراین گسل به فرم هلی‌کوئیدالی با تععر و تحدب فراوان با شیب به سوی شمال از نزدیکی سطح زمین به ژرفا می‌رود؛ ولی این گسل تا کجا ادامه پیدا می‌کند؟ به نظر می‌رسد خطواره گسل پی‌سنگی با روند خاوری-باختری در حد فاصل لرستان و فروافتادگی دزفول (شکل ۲) پاسخ این پرسش باشد. به گونه‌ای که شیب رو به شمال گسل و تغییرات آن و همچنین حضور این خطواره، این نظریه را تقویت می‌کند که گسل‌های پی‌سنگی در بدو تشکیل، به صورت گسل‌های عادی قائم و نیمه قائم ظاهر و به تدریج و با نزدیک شدن به سطح زمین به صورت سطوح افقی تا نیمه افقی با سازوکار راندگی ظاهر می‌شوند (Brown, 1984). برخی این سطوح را گسل امتدادلغز از نوع Wrench (Wrench et al., 1973; Harding, 1973) در نظر گرفته‌اند. این نظرات در مدل لحاظ شده است (شکل ۵). موقعیت خطواره پی‌سنگی دیگری با روند شمال باختر- جنوب خاور که به موازات تقریبی تاقدیس کبیر کوه امتداد (شکل‌های ۲، ۴ و ۵) این فرض را پایه‌ریزی می‌کند که این گسل یک گسل برشی (Tear Fault) است (McClay, 1992) که منطقه گسلی بالارود را بریده و جابه‌جا کرده است (گسل α در شکل‌های ۴، ۵ و ۶).

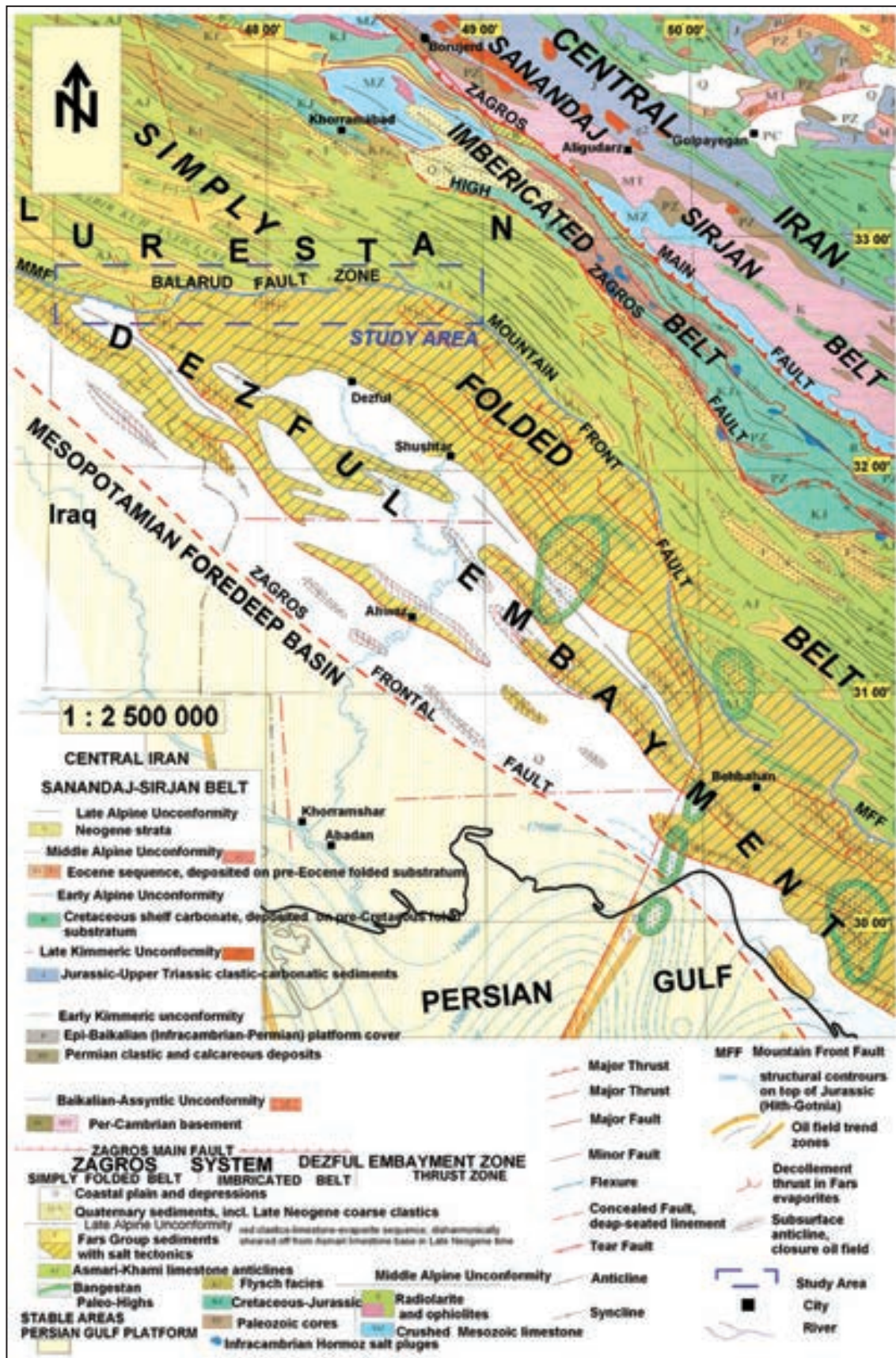
از آنجایی که مناطق گسلی امتدادلغز پیوسته نبوده و شامل چند منطقه گسلی است که به صورت قطعات گسلی پوششی (En echelon Fault Segment) نسبت به یکدیگر قرار گرفته (Suppe, 1985) و با گسل‌های برشی قطعه قطعه شده‌اند، احتمالاً منطقه گسلی بالارود نیز به‌طور همانند با گسل‌های پی‌سنگی برشی بریده و جابه‌جا شده است. این وضعیت در شکل‌های ۴ و ۵ به تصویر کشیده شده است. بر پایه این اطلاعات (شکل‌های ۲، ۴ و ۵) و با مراجعه به نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲) می‌توان این نتایج را در تصویر ماهواره‌ای محدوده مطالعاتی (شکل ۶) درج کرد.

۷- نتیجه‌گیری

منطقه گسلی ژرف بالارود با روند خاوری-باختری بخشی از گسل جبهه کوهستانی کمر بند ساده چین خورده زاگرسی، در شمال اندیمشک است که منطقه لرستان (در شمال) را از منطقه فروافتادگی دزفول (در جنوب) جدا می‌کند.

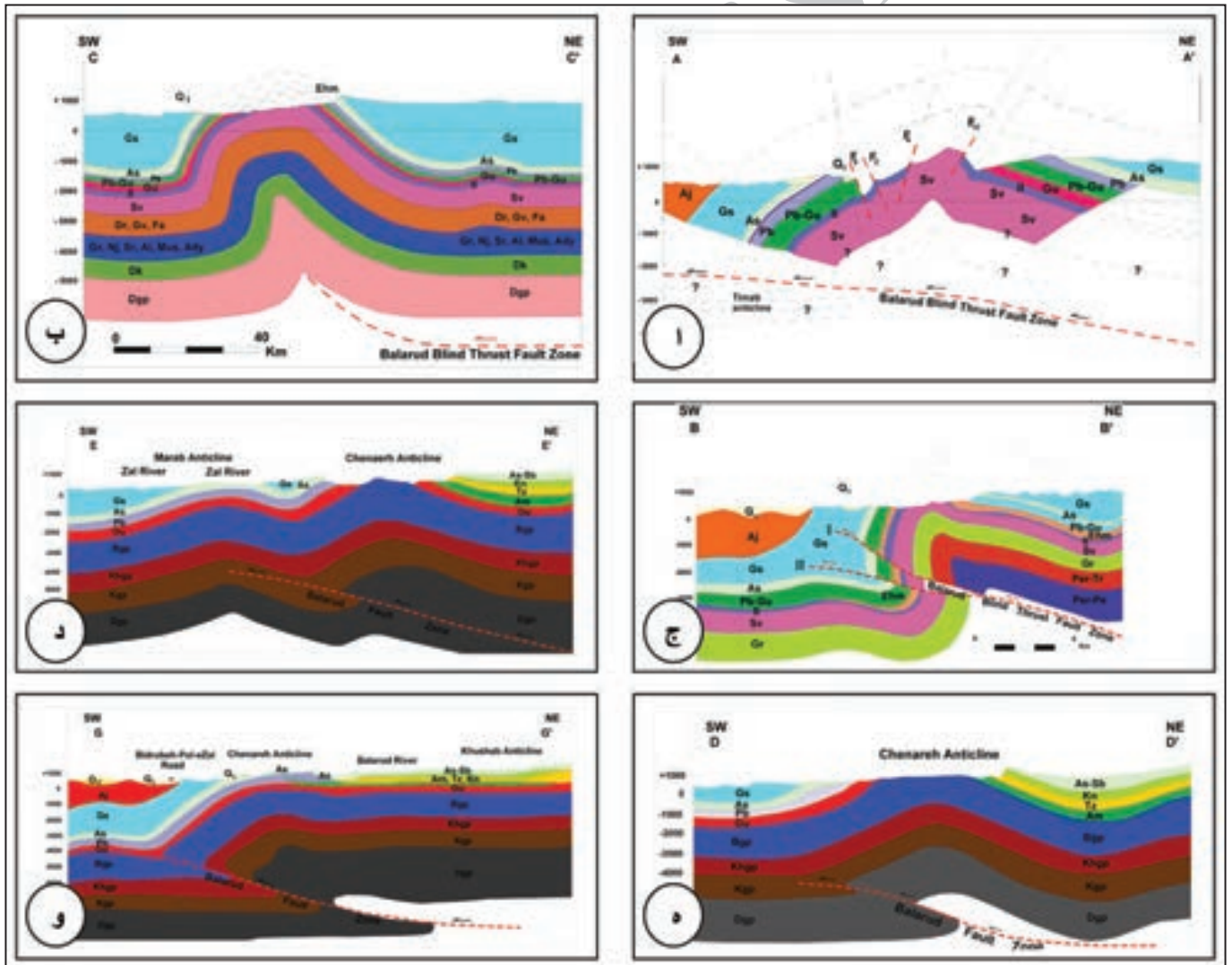
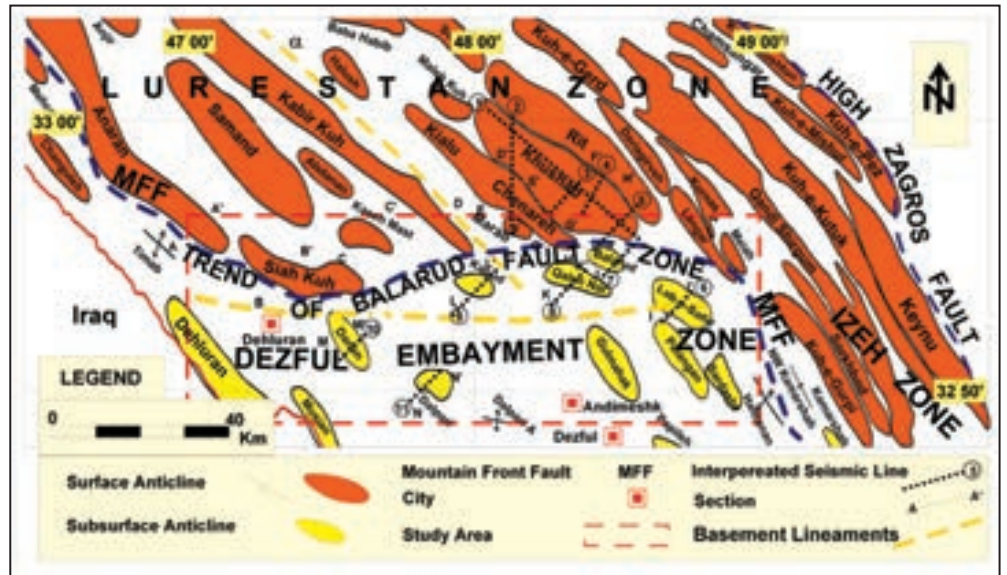
این گسل یک منطقه برشی ساده فعال و ژرف با مؤلفه چپ‌گرد است که در نهشته‌های پوششی رسوبی، روی خطواره گسلی پی‌سنگی دیرین هم‌روند با این گسل شکل گرفته است. مؤلفه چپ‌گرد آن با لولای Z شکل بسیاری از تاقدیس‌ها (از جمله چناره) تأیید می‌شود. حرکات امتدادلغز با مؤلفه چپ‌گرد خطواره، گسل را به فرم هلی‌کوئیدال در آورده است. شیب گسل به سوی شمال تا شمال خاور است و به تدریج با افزایش ژرفا، افزایش می‌یابد تا نزدیک پی‌سنگ، قائم یا نیمه قائم می‌شود. این منطقه گسلی به صورت قطعات بسیار، منقطع و جابه‌جا شده‌ای است که آرایش پوششی دارند. این انقطاع و جابه‌جایی متأثر از عملکرد گسل‌های پی‌سنگی برشی با روند شمال باختر- جنوب خاور یا شمالی- جنوبی است که یکی از آنها (α) در شکل ۶ موازی با تاقدیس کبیر کوه، این منطقه گسلی را قطع و جابه‌جا کرده است.

منطقه گسلی بالارود چندین تاقدیس را تحت تأثیر عملکرد خود قرار داده است که برخی از آنها سطحی و برخی زیرسطحی هستند. اناران و بالارود چین خم گسلی، کاسه‌ماست چین جدایشی نامتقارن و سیاه‌کوه چین انتشار گسلی انتقال یافته است. لبه‌سفید، قلعه‌نار، دانان و دال‌پری چین انتشار گسلی به شمار می‌آیند. کیود و دانان چین مرتبط با گسلش هستند ولی تعیین نوع چین و تعیین سبک چین خوردگی در آنها مشکل و وابسته به وجود اطلاعات بیشتر از این تاقدیس‌ها از جمله اطلاعات دوبعدی و یا سه‌بعدی از بخش‌های مختلف آنهاست. متفاوت بودن سازوکار و تغییر سبک چین خوردگی به شکل هلی‌کوئیدالی منطقه گسلی بالارود است. این شکل و تغییرات محلی شیب گسل موجب می‌شود که برخی از تاقدیس‌ها به سطح نرسند (مانند

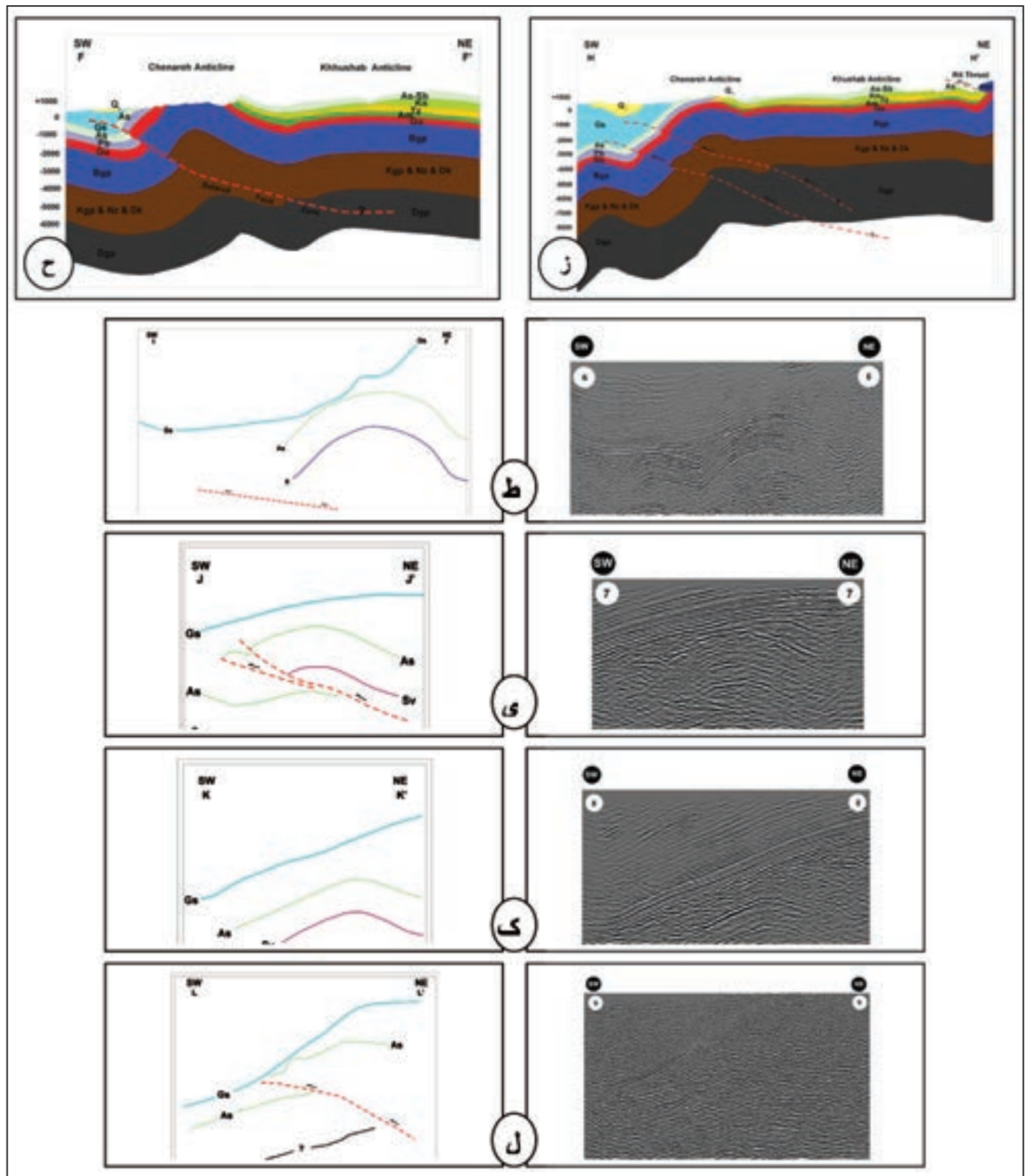


شکل ۱- نقشه زمین ساختی بخشی از جنوب باختر ایران (برگرفته از N.I.O.C. (1976) با کمی تغییر). روی این شکل بخش‌های مختلف کمر بند کوهزایی زاگرس حد فاصل ایران مرکزی (در شمال خاور) و صفحه عربی (در جنوب باختر)، در شمال خلیج فارس مشخص شده است. گسل‌ها و یا جبهه‌های اصلی زاگرس نیز در این نقشه درج شده است. محدوده منطقه مطالعاتی این پژوهش با خط چین مشخص شده است. موقعیت شکل ۲ روی این نقشه مشخص شده است.

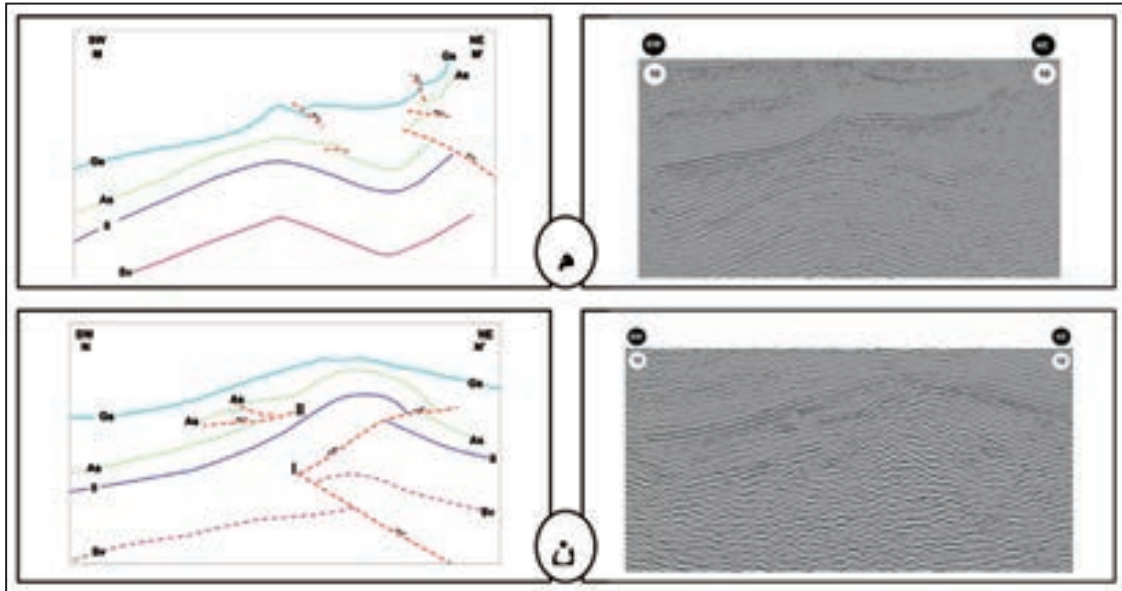
شکل ۲- نقشه بخشی از کمربند ساده چین خورده زاگرس حد فاصل منطقه لرستان (در شمال) و منطقه فروافتادگی دزفول (در جنوب) (بر گرفته از (1976) N.I.O.C با کمی تغییر) برای نمایش ساختارهای تاقدیسی روسطحی و زیرسطحی. محدوده منطقه مطالعاتی این پژوهش با خط چین مشخص شده است. موقعیت این شکل روی شکل ۱ مشخص شده است.



شکل ۳- مقطع عرضی تاقدیسی های سطحی و مقطع لرزه ای بازتابی با تفسیر آن، برای تاقدیسی های زیرسطحی محدوده مطالعاتی این مقاله. موقعیت مقاطع در شکل ۲ مشخص شده است. (ا) مقطع عرضی AA' از تاقدیسی اناران؛ (ب) مقطع عرضی BB' از تاقدیسی سیاه کوه؛ (ج) مقطع عرضی CC' از تاقدیسی کاسه ماست؛ (د) مقطع عرضی EE' از تاقدیسی چناره؛ (ه) مقطع عرضی DD' از تاقدیسی چناره؛ (و) مقطع عرضی GG' از تاقدیسی چناره.

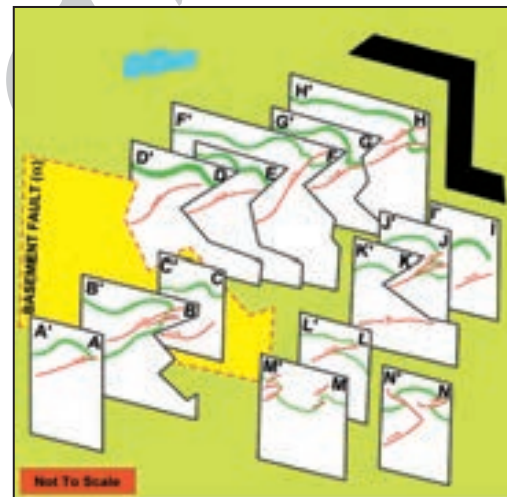


شکل ۳- مقطع عرضی تاقدیس های سطحی و مقطع لرزه ای بازتابی با تفسیر آن، برای تاقدیس های زیرسطحی محدوده مطالعاتی این مقاله. موقعیت مقاطع در شکل ۲ مشخص شده است. ز) مقطع عرضی HH' از تاقدیس خوش آب؛ ح) مقطع عرضی FF' از تاقدیس خوش آب؛ ط) مقطع لرزه ای II' و تفسیر آن از تاقدیس لبه سفید؛ ی) مقطع لرزه ای JJ' و تفسیر آن از تاقدیس بالارود؛ ک) مقطع لرزه ای KK' و تفسیر آن از تاقدیس قلعه نار؛ ل) مقطع لرزه ای LL' و تفسیر آن از تاقدیس کبود.

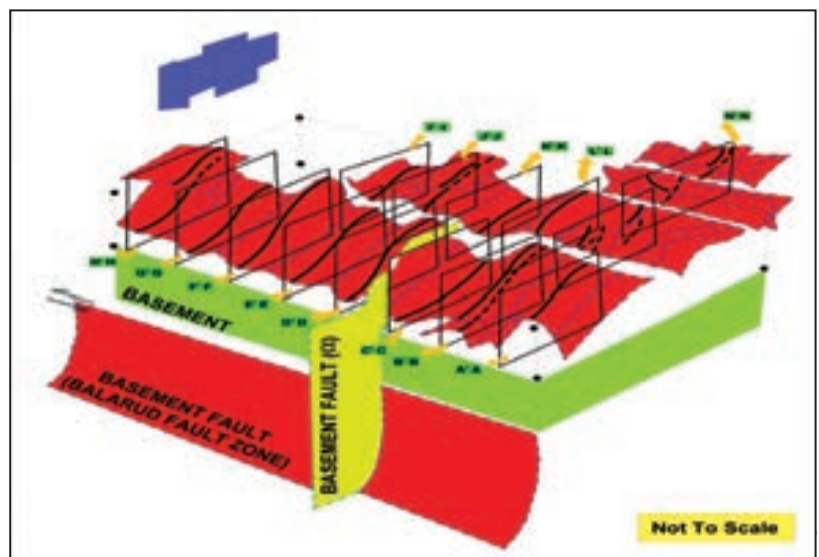


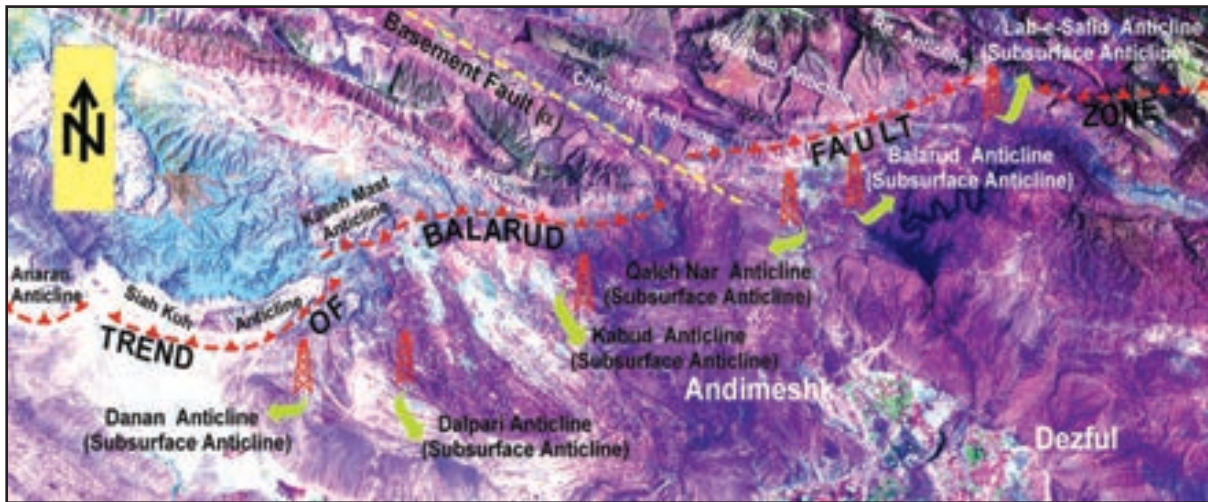
شکل ۳- مقطع عرضی تاقدیس‌های سطحی و مقطع لرزه‌ای بازتابی با تفسیر آن، برای تاقدیس‌های زیرسطحی محدوده مطالعاتی این مقاله. موقعیت مقاطع در شکل ۲ مشخص شده است. (م) مقطع لرزه‌ای MM' و تفسیر آن از تاقدیس دانان؛ (ن) مقطع لرزه‌ای NN' و تفسیر آن از تاقدیس دال‌پری.

شکل ۴- نمایش نمادین وضعیت مقاطع عرضی تهیه شده در منطقه مطالعاتی این مقاله برای به تصویر کشیدن هندسه منطقه گسلی بالارود. موقعیت مقاطع عرضی در شکل ۲ نشان داده شده است. هر چند تصویر بدون مقیاس است ولی موقعیت مقاطع عرضی نسبتاً با نقشه (شکل ۲) همخوانی دارد. بنابراین تصاویر، موقعیت منطقه گسلی بالارود را که در هر مقطع به دقت تعیین شده است نشان می‌دهند. صفحه قائم α موقعیت گسل پی‌سنگی را نشان می‌دهد که به عنوان یک گسل برشی منطقه گسلی بالارود را قطع، جابجا و به دو بخش مجزا تفکیک می‌کند. این گسل تقریباً در راستای تاقدیس کبیرکوه واقع شده است (شکل ۲). برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.



شکل ۵- تصویر سه‌بعدی نمادین برای نمایش منطقه گسلی بالارود. اطلاعات اولیه گسل بالارود به صورت خطوط سبز سیاه رنگ روی صفحه‌های قائم که به عنوان مقاطع عرضی در نظر گرفته شده‌اند، درج شده و سپس این خطوط با صفحه‌های سرخ رنگ به یکدیگر متصل شده است. هر چند تصویر نمادین است ولی گویای هلیکوییدال شکل بودن گسل بالارود است. α گسل برشی نمایش داده شده در شکل ۴ است. به جابه‌جایی ایجاد شده در گسل بالارود توسط این گسل در تصویر توجه شود. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.





شکل ۶- تصویر ماهواره‌ای محدوده شمال اندیمشک و دزفول برای نمایش آرایش پوششی قطعات بسیار منطقه گسلی بالارود. در این تصویر موقعیت تاقدیس‌های روسطیحی و زیرسطحی متأثر از عملکرد منطقه گسلی بالارود مشخص شده است. α موقعیت گسل پی‌سنگی معرفی شده در شکل ۴ را نشان می‌دهد. به جابه‌جایی روند گسل بالارود توسط این گسل توجه شود. موقعیت این تصویر در شکل ۱ مشخص شده است.

جدول ۱- نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل هندسی تاقدیس‌ها، این تجزیه و تحلیل‌ها بر پایه Twiss & Moores (1992) و روی مقاطع عرضی (شکل ۳) انجام شده است.

خوش‌آب		چناره				کاسه‌ماست	سیاه‌کوه	اناران	مقاطع عرضی در تاقدیس‌ها	
مقطع FF'	مقطع HH'	مقطع GG'	مقطع EE'	مقطع DD'	مقطع CC'	مقطع BB'	مقطع AA'	پارامترهای هندسی		
۷۰	۷۰	۱۲۹	۸۷	۱۰۶	۹۵	۸۲	۱۰۰	زاویه میان دو یال ($\hat{\iota}$) (درجه)		
۱۱۰	۱۱۰	۵۱	۹۳	۷۴	۸۵	۱۰۰	۸۰	زاویه چین خوردگی (ϕ) (درجه)		
غیر استوانه‌ای		غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	استوانه‌ای شکل		
نامتقارن		نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	تقارن		
۹۵	۱۰۰	۱۲۰	۷۸	۸۵	۸۵	۸۶	۴۷	زاویه تمایل (η) (درجه)		
شکل Z		شکل Z	شکل Z	شکل Z	شکل Z	شکل Z	شکل Z	شکل چین		
SW	S	SW	SW	SW	SW	SW	SW	تمایل		
بسته		ملازم		باز		باز		فشرده‌گی (T)		
غیر هارمونیک		غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	هارمونی		
پیچیده		پیچیده		پیچیده		پیچیده		هندسه سطح محوری		
۰/۵۳	۰/۴۶	۱/۱۶۹	۰/۵	۰/۱۵	۰/۲	۰/۸۵	۰/۱۲۵	P=A/M		
-۰/۲۷	۰/-۳۳	-۰/۷۷	-۰/۳	-۰/۸۳	-۰/۷	-۰/۶۱	-۰/۹	LogP		
گسترده		پهن		گسترده		پهن		واژه توصیفی		
۰/۹	۰/۶	۱/۳	۰/۹	۰/۵	۱/۸	۱/۶	۰/۸	r_c (سانتی‌متر)		
۲/۹	۱/۸	۵/۷	۲/۸	۲/۸	۲/۷	۲/۶	۴/۷	r_o (سانتی‌متر)		
۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۲۳	۰/۳۲	۰/۱۸	۰/۶	۰/۶۱	۰/۱۷	$r_c/r_o = b$		
نیمه زاویه‌دار		نیمه زاویه‌دار		زاویه‌دار		نیمه گردشده		واژه توصیفی		
۵۶	۳۵	۲۴	۴۰	۳۸	۴۴	۳۷	۴۷	α (درجه)		
۱	۰/۷	۰/۷	۰/۹	۰/۷	۰/۳	۰/۴	۱	T_a (سانتی‌متر)		
۰/۹	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۰/۵	۰/۳	۰/۴	۰/۴	T_o (سانتی‌متر)		
۰/۷	۰/۵	۰/۶۵	۰/۷	۰/۵	۰/۲	۰/۳	۰/۳	t_a (سانتی‌متر)		
۰/۹	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۰/۵	۰/۳	۰/۴	۰/۴	t_o (سانتی‌متر)		
۱/۱	۱	۱/۱۶	۱/۱۲۵	۱/۴	۱	۱	۲/۵	$T'_a = T_a/T_o$		
۰/۷	۰/۸۳	۰/۶	۰/۸۷۵	۱	۰/۶	۰/۷۵	۰/۷۵	$t'_a = t_a/t_o$		
$t_a < t_o$	$t_a < t_o$	$t_a > t_o$	$t_a < t_o$	$t_a = t_o$	$t_a < t_o$	$t_a < t_o$	$t_a < t_o$	t_a, t_o		
$T'_a < S_{ec\alpha}$	$T'_a < S_{ec\alpha}$	$T'_a < S_{ec\alpha}$	$T'_a < S_{ec\alpha}$	$T'_a = S_{ec\alpha}$	$T'_a > S_{ec\alpha}$	$T'_a > S_{ec\alpha}$	$T'_a > S_{ec\alpha}$	$T'_a, S_{ec\alpha}$		
$t'_a < 1$	$t'_a < 1$	$t'_a = 1$	$t'_a < 1$	$t'_a = 1$	$t'_a < 1$	$t'_a < 1$	$t'_a < 1$	t'_a		
1C	1C	1B	1C	1B	1C	1C	1C	رده چین		
-	۶۵	-	-	-	۴۲	۲۰	۱۷	شیب یال عقبی (δ_b) (درجه)		
-	۵۰	-	-	-	۳۵	۲۰	۱۹	شیب رمب گسلی (θ) (درجه)		
-	-	-	-	-	-	-	۸۷	برش (α_e) (درجه)		

ادامه جدول ۱

پارامترهای هندسی						تاقدیس لبه سفید	تاقدیس بالارود	تاقدیس قلعه نار	تاقدیس کبود	تاقدیس دانان	تاقدیس دال پری
مقطع II'						مقطع JJ'	مقطع KK'	مقطع LL'	مقطع MM'	مقطع NN'	
زاویه میان دو پال (آ) (درجه)						۱۲۵	۱۳۱	۱۳۵	-	۱۴۸	۱۱۲
زاویه چین خوردگی (پ) (درجه)						۵۵	۴۹	۴۵	-	۳۲	۶۹
استوانه‌ای شکل						غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای	غیر استوانه‌ای
تقارن						مقارن	نامقارن	نامقارن	نامقارن	نامقارن	نامقارن
زاویه تمایل (درجه) (η)						۷۱	۷۵	۸۵	-	۸۳	۸۴
شکل چین						Z شکل	Z شکل	Z شکل	-	Z شکل	Z شکل
تمایل						NE	SW	SW	SW	SW	SW
فشرده‌گی (T)						ملایم	ملایم	ملایم	-	ملایم	باز
هارمونی						غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک	غیر هارمونیک
هندسه سطح محوری						پیچیده	پیچیده	پیچیده	پیچیده	پیچیده	پیچیده
نسبت ایمازی (P)						P=A/M	۰/۱۲۵	۰/۱۲	-	۰/۱۵	۰/۱۶
						LogP	-۰/۹	-۰/۹۱۳	-	-۰/۸۰	-۰/۷۹
						واژه توصیفی	پهن	پهن	-	پهن	پهن
کندی (h)						r _c (سانتی متر)	۰/۶	۱	۲/۵	۰/۹	۴/۲
						r _o (سانتی متر)	۲/۷	۲/۳	۳/۹	-	۴/۷
						r _c /r _o = b	۰/۲	۰/۴۳	۰/۶۵	-	۰/۲
واژه توصیفی						نیمه زاویه‌دار	نیمه گردشده	نیمه گردشده	-	نیمه زاویه‌دار	نیمه گردشده
رده بندی Ramsay & Huber (1987)						α (درجه)	۴۲	۵۰	۱۴	-	۲۱
						T _a (سانتی متر)	۱/۶	۲/۵	۱/۷	-	۱/۵
						T _o (سانتی متر)	۱/۳	۲/۱	۱/۸	-	۱/۴
						t _a (سانتی متر)	۱/۱	۱/۹	۱/۶	-	۱/۱
						t _o (سانتی متر)	۱/۳	۲/۱	۱/۸	-	۱/۴
						T _a ' = T _a /T _o	۱/۲	۱/۱۹	۰/۹۴	-	۱/۰۷
						t _a ' = t _a /t _o	۰/۸۴	۰/۹	۰/۹	-	۰/۷۸
						t _a ' < t _o	t _a ' < t _o	t _a ' < t _o	-	t _a ' < t _o	t _a ' < t _o
						T _a ' > S _{ec α}	T _a ' > S _{ec α}	T _a ' > S _{ec α}	-	T _a ' > S _{ec α}	T _a ' > S _{ec α}
						t _a ' < ۱	t _a ' < ۱	t _a ' < ۱	-	t _a ' < ۱	t _a ' < ۱
رده چین						IC	IC	IC	-	IC	IC
شیب پال عقبی (δ _o) (درجه)						-	-	-	-	۲۰	۳۰
شیب رمپ گسلی (θ) (درجه)						۱۰	۱۵-۲۷	-	۱۱-۳۰	۱۰	-

جدول ۲- نمایش بریات هندسی، ستروگرافی، سبک چین خوردگی و نوع چین های مرتبط با گسشن، تغییرات شیب و ستبرای پالها و کوه‌اندگی تاقدیس های زیر سطحی و سطحی منطقه مطالعاتی این پژوهش.

نام تاقدیس	طول (Km)	عرض (Km)	شیب پالها (درجه)	شیب سوی شیب پالها	موقعیت فضایی محور	موقعیت فضایی سطح محوری	پال پو شیبزور	نوع چین مرتبط با گسشن	کاسه‌ماست	سیاه کوه	انفکان	چهاره	خوش آب	لبسفید	بالارود	قلعه نار	کبود	داتان	دالبری	تایل (Vergence)		تغییر ستبرای پال جلوبی در نمودار Jamison (1987)	روند مقطع	طول مقطع (Km)	دیرین ترین سازند و خمبون شده در هسته
																				SW	SE				
-	۹۰	۱۵	۱۵°-۳۵°	۶۰-۲۶°	W,SW	E,NE	۰۵°, S63°E	گشم گسلی نوع (II)	۲۵	۴۷/۵	۹۰	۸	۴۵	-	-	-	-	-	-	٪۲۶N	SW	٪۵۰	N40°E	۲۰	سروک
۱۰°-۲۵°	-	-	۲۵°-۲۸°	۱۴°-۲۶°	W,SW	E,NE	-	پال جلوبی	۷	۹	۱۵°-۵۷°	۳۰°-۹۰°	۵°-۲۵°	۰°-۴۵°	۲۶°-۲۸°	-	۲۰-۳۵°	۱۸°-۲۳°	-	٪۱۴	SW	٪۱۱	N30°E	۲۰	-
۲۵°-۴۵°	W,SW	E,NE	۲۵°-۲۸°	۱۴°-۲۶°	W,SW	E,NE	-	پال جلوبی	۲۵	۴۷/۵	۱۵°-۵۷°	۲۵°-۳۰°	۰°-۸°	۰°-۴۵°	۱۴°-۲۶°	-	۲۰	۱۰°-۱۶°	-	٪۱۷/۴	SW	٪۱۱	N30°E	۲۰	-
۲۵°-۴۵°	W,SW	E,NE	۲۵°-۲۸°	۱۴°-۲۶°	W,SW	E,NE	-	پال جلوبی	۲۵	۴۷/۵	۱۵°-۵۷°	۲۵°-۳۰°	۰°-۸°	۰°-۴۵°	۱۴°-۲۶°	-	۲۰	۱۰°-۱۶°	-	٪۱۷/۴	SW	٪۱۱	N30°E	۲۰	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	پال جلوبی	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	انتشار گسلی	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
Jamison (1987); Mitra (1990); Mercier et al. (1997)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	Jamison (1987); Throbjornsen & Dunne (1999); McClay (2000)	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	۲۵٪ ستبر شدگی	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	N40°E	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	٪۱۸/۲	SW	٪۱۱	N45°E	۲۰	-

کتابنگاری

- حاجی علی بیگی، ح.، ۱۳۸۸- زمین ساخت و الگوی منطقه گسلی بالارود (شمال دزفول)، پایان نامه دوره دکتری زمین شناسی- تکنونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۵ ص.
- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخارنژاد، ج. و مختاری، م.، ۱۳۹۱- تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش مدفون فعال بالارود، مطالعه موردی: تاکدیس سیاه کوه، جنوب باختر ایران، فصلنامه علمی- پژوهشی زمین شناسی ایران، شماره ۲۱، صص ۲۵ تا ۳۹.
- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخارنژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۶- تحلیل تاکدیس باریک آب به عنوان چین خوردگی انتشار گسلی متأثر از منطقه گسلی بالارود، جنوب باختر ایران، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی، مشهد.
- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخارنژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۷الف- تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش مدفون، تاکدیس اناران، جنوب باختر ایران، فصلنامه علمی-پژوهشی زمین شناسی ایران، شماره ۸، صص ۷۱ تا ۸۳.
- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخارنژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۷ب- تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش مدفون، تاکدیس بالارود، جنوب باختر ایران، همایش اسفند ماه انجمن زمین شناسی ایران، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب ایران، اهواز.
- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخارنژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م. ح.، ۱۳۸۹- استفاده از شکستگی ها در تفسیر ساختاری یک تاکدیس، مطالعه موردی: تاکدیس چناره، جنوب باختر ایران، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۷۴، صص ۳۳ تا ۴۴.
- حاجی علی بیگی، ح.، علوی، ا.، افتخارنژاد، ج.، مختاری، م. و آدابی، م. ح.، ۱۳۹۳- تحلیل هندسی چین خوردگی مرتبط با گسلش، مطالعه موردی: تاکدیس کاسه ماست، جنوب منطقه لرستان، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۹۴، صص ۱۴۹ تا ۱۶۹.
- حسامی، خ.، جمالی، ف. و طیبی، ه.، ۱۳۸۲- نقشه گسل های فعال ایران، گروه لرزه زمین ساخت پژوهشکده لرزه شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران.
- قلاوند، ه.، ۱۳۷۵- لیتوستراتیگرافی و بیوستراتیگرافی سازندهای داریان و کژدمی در جنوب باختر ایران (نواحی فارس و فروافتادگی دزفول)، پایان نامه دوره ارشد زمین شناسی - چینه و فسیل شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۹۰ ص.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۴- زمین شناسی نفت زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران، انتشارات زمین شناسی ایران، ۱۰۰۹ ص.

References

- Adams, T. D. & Burgeois, F., 1969- Asmari biostratigraphy. Geological and Exploration Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1074 (Unpublished).
- Adams, T. D., 1969- Asmari Formation of Lurestan and Khuzestan Provinces, Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1154 (Unpublished).
- Ahmadhadi, F., Daniel, J. M., Lacombe, O. & Mouthereau, F., 2005- Fracture development within Asmari carbonates in the central Zagros fold belt, SW Iran: An insight into the role of basement fault on Lower Tertiary facies changes and possible forced-folding. Vein Earth Science Meeting SGF-SGE, Thrust belts and foreland basins, O. Lacmbe, J. , lave, and F. Roure convenors, Rueil-Malmaison, Decembre 2005, Abstract Volume 17-21.
- Ahmadhadi, F., Lacombe, O. & Daniel, J., 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: Lacombe, O., Lave, J., Roure, F., Verges, J. (Eds), Thrust belts and foreland basins, from fold kinematics to hydrocarbon systems 205-228.
- Ala, M., 1974- Salt diapirism in southern Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 58: 1758-1770.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science 304: 1-20.
- Ameen, M. S., 1992- Effect of basement tectonics on hydrocarbon generation, migration and accumulation in northern Iraq. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 76: 356-370.
- Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Malekzadeh, Z. & Abassi, M., 2005- Role of the Kazerun faults system in active deformation of the Zagros fold-and-thrust belt (Iran), Geoscience 337: 539-545.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, Kh. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. M., Rogozhin, E. A., Hademi, M. C. & Jamali, F. H., 2004- Active fault in the Zagros and central Iran. Tectonophysics 380: 221-241.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, Tectonophysics 241: 193-224.
- Bernal, A. & Hardy, S., 2002- Syn-tectonic sedimentation association with three-dimensional fault-bend fold structures: a numerical approach. Journal of Structural Geology 24: 609-635.
- Blanc, E. J. P., Allen, M. B., Inger, S. & Hassani, H., 2003- Structural style in the Zagros simple folded zone, Iran. Journal of the Geological Society London 139: 605-614.
- Brown, D., Alvarez-Marron, J., Perez-Estaun, A., Puchkov, V. & Ayala, C., 1999- Basement influence on foreland thrust and fold belt development: an example from the southern Urals, Tectonophysics 308: 459-472.

- Brown, W. G., 1984- Basement involved tectonics foreland area. American Association Petroleum Geologists Bulletin, Continuing educational course note, 26.
- Brown, W. G., 1993- Structural style of Laramide basement-cored uplifts and associated folds, In: Snoko W. Steidtmann, J. R. and Roberts, S. M. (Eds.), *Geology of Wyoming*, Mermo. The Geological Survey of Wyoming 5: 313-371.
- Chester, J. S. & Chester, F. M., 1990- Fault-propagation folds above thrust with constant dip. *Journal of Structural Geology* 12: 903-910.
- Colman-Sadd, S. P., 1978- Fold development in Zagros simply folded belt, southwest Iran, American Association Petroleum Geologists Bulletin 62: 984-1003.
- Cook, D. G. & Maclean, B. C., 1999- The Imperial anticline, a fault-bend fold above a bedding-parallel thrust ramp, Northwest Territories, Canada, *Journal of Structural Geology* 21: 215-228.
- Cristallini, E. O. & Ramos, V. A., 2000- Thick-skinned and thin-skinned thrusting in the La Ramada fold and thrust belt: crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL), *Tectonophysics* 317: 205-235.
- Dahlestrom, C. D. A., 1990- Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 74: 336-344.
- Falcon, N. L., 1969- Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros ranges. In: Kent, P. E., Satterthwaite, G. E. and Spencer, A. M. (Eds.), *Time and Place in Orogeny*. Geological Society, London 9-11.
- Fleuty, M. J., 1964- The description of folds. *Proc. Geol. Assoc* 75: 461-489.
- Ganne, J., Bertrand, J. M. & Fudral, S., 2005- Fold interference pattern at the top of basement domes and apparent vertical extrusion of the rocks (Ambin and South Vanoise massifs, Western Alps). *Journal of Structural Geology* 27: 553-570.
- Hajjalibeigi, H., Alavi, S. A., Eftekharneshad, J. Mokhtari, M. & Adabi, M. H., 2011 - The geometric effects of the Balarud deep seated fault zone on Khushab anticline, SW Iran, An integrated study. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, University of Tehran*, 22, 33-49.
- Harding, T. P., 1973- New port-Inglewood trend, California, An example of wrenching style of deformation, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, memoir 57: 97-116.
- Hessami, Kh., Koyi, H. A. & Talbot, Ch. J., 2001- The significance of strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold-thrust belt. *Journal of Petroleum Geology* 24: 5-28.
- Hessami, Kh., Nilforoushan, F. & Talbot, Ch. J., 2006- Active deformation within the Zagros Mountain deduced from GPS measurements, *Journal of the Geological Society* 163: 143-148.
- Homke, S., Verges, J., Miguel, Garces, M., Emamai, H. & Karpuz, R., 2004- Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters* 225: 397-410.
- Homza, T. K. & Wallace, W. K., 1995- Geometric and kinematics models for detachment folds with fixed and variable detachment depths. *Journal of Structural Geology* 17: 575-588.
- Jackson, J. A. & McKenzie, D. P., 1984- Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. Ror. Astr. Soc* 77: 185-264.
- Jackson, J. A., 1980- Reactivation of basement fault and crustal shortening in orogenic belts. *Nature* 283: 343-346.
- Jamison, W. R., 1987- Geometric analysis of fold development in overthrust terrains. *Journal of Structural Geology* 9: 207-219.
- Jamison, W. R., 1992- Stress controls on fold thrust style, In: McClaly, K. R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, London, Chapman & Hall 155-164.
- Johnson, K. M. & Johnson, A. M., 2000- Mechanical models of trishear-like folds 24: 277-287.
- Johnson, K. M. & Johnson, A. M., 2002- Mechanical analysis of the geometry of forced-folds. *Journal of Structural Geology* 24: 401-410.
- Kent, P. E., 1970- The salt plugs of the Persian Gulf region. *Leicester literary and philosophical Society Transactions* 64: 55-58.
- Kent, P. E., Watson, J. F., Warman, H. R. & Bailey, D. G. F., 1951- Behbahan- Kazerun survey. Iranian Oil Operation Companies, Report No. 792. (Unpublished).
- Lyslo, K. B., Nedreliid, T. & Agha, I. R., 2004- Reservoir characterization and history matching of a fractured carbonate and highly permeable sandstone reservoir. *GeoArabia* 9: 100-101.
- Masson, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Martiond, J., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafory-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys. J. Int* 160: 217-226.
- McClay, K. R., 1992- Glossary of thrust tectonics terms, In: McClaly, K. R. (Ed.), *Thrust Tectonics*, London, Chapman & Hall, 419-433.
- McClay, K. R., 2000- Advanced structural geology for petroleum exploration, training course pamphlet, 503 (Unpublished booklet).
- McConnell, D. A., 1994- Fixed-hinge, basement-involved fault-propagation folds, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 106: 1583-1593.
- McQuillan, H., 1968- Surface Asmari anticline fracture patterns at airphotograph scale, Acomparison with small scale fracture systems. Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1134 (Unpublished).
- McQuirrie, N., 2004- Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology* 26: 519-535.

- Mercier, E., Quttani, F. & De Lamotte, D. F., 1997- Late-stage evolution of fault-propagation folds: principles and example. *Journal of Structural Geology* 19: 185-193.
- Mitra, S., 1990- Fault-propagation folds: Geometry, kinematics evolution, and hydrocarbon traps. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 74: 921-945.
- Mitra, S., 1992- Balanced structural interpretation in fold and thrust belts. In S. Mitra and G. W. Fisher (eds.), *Structural Geology of Fold and Thrust Belts* 33-77.
- Molinaro, M., Guezou, J. C., Leturmy, P., Eshraghi, S. A. & Frizon de Lamotte, D., 2004- The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran). *Marine and Petroleum Geology* 21: 735-752.
- Moores, E. M. & Twiss, R. J., 1995- *Tectonics*. W. H. Freedman & Company, New York, 415.
- N.I.O.C., 1976 - Geological map of Iran. South-west Iran, Scale 1:1 000 000, with explanatory note. National Iranian Oil Company. Exploration and Production, Tehran.
- Naylor, M. A., Mandl, G. & Sijpesteijn, C. H. K., 1986- Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology* 8: 737-752.
- Ni, J. & Barazangi, M. J., 1986- Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison with the Himalayas. *J. Geophys. Res* 91: 8205-8218.
- Nilforushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Mratinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignieres, M., Collard, P. & Chery, J., 2003- GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran *Journal of Geodesy* 77: 411-422.
- O' Brain, C. A. E., 1950- Tectonic problems of the oilfield belt of southwest Iran, 18th Intern. Geol. Cong. Great Britain, Proc 6: 45-58.
- Pattinson, R. & Jazayeri, B., 1972- Structural analysis of Zagros anticlines. Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1188 (Unpublished).
- Pattinson, R. & Takin, M., 1971- Geological significance of the Dezful Embayment boundaries. Iranian Oil Operating Companies, Report No.1166 (Unpublished).
- Player, R. A., 1969- Salt plug study, National Iranian Oil Company, Report No.1146 (Unpublished).
- Poblet, B. & McClay, K., 1996- Geometry and kinematics of single layer detachment folds, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 80: 1085-1109.
- Price, N. J. & Cosgrove, J. W., 1990- *Analysis of Geological Structural*. Cambridge University Press, Cambridge, 502.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987- *The Techniques of Modern Structural Geology, Vol.1: Strain Analysis*. Academic Press, London, 307.
- Richard, P. & Krantz, R. W., 1990- Experiments on fault reactivations in strike-slip mode. *Tectonophysics* 188: 117-131.
- Richard, P., Mocquet, B. & Cobbold, P. R., 1991- Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. *Tectonics* 188: 133-141.
- Rowan, M. G. & Linares, R., 2000- Fold-evolution matrices and axial-surface analysis of fault-bend folds: Application to the medina anticline, Eastern Cordillera, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, memoir* 84: 741-464.
- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J. W. & Vita-Finzi, C., 2000- The interplay of faulting and folding the evolution of the Zagros deformation Belt. In: Cosgrove, J. W. and Ameen, M. S. (Eds.), *Forced folds and Fractures*. Geological Society of London 169: 187-196.
- Sengupta, S. & Koyi, H. A., 2001- Modifications of early lineations during later folding in simple shear. *Geological Society of America* 193: 51-68.
- Sepeher, M. & Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology* 21: 829-843.
- Sherkati, S., Molinaro, M., De Lamotte, D. F. & Letouzey, J., 2005- Detachment folding in the central and eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and the final basement control. *Journal of Structural Geology* 27: 1680-1696.
- Show, J. H., Connors, C. & Suppe, J., 2005- Seismic interpretation of contractional fault-related folds. *An American Association of Petroleum Geology Atlas, Studies in Geology*.
- Stanton, H. I. & Erslev, E. A., 2004- Sheep Mountain Anticline: backlimb tightening and sequential deformation in the Bighorn Basin, Wyoming. *Wyoming Geological Association Guidebook* 53: 75-87.
- Suppe, J. & Medwedeff, D. A., 1984- Fault-propagation folding. *Geological Society of America Annual Meeting, Abstracts with Program*, 16, 670.
- Suppe, J. & Medwedeff, D. A., 1990- Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv*, 83, 409-454.
- Suppe, J., 1983- Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American Journal of Science* 283: 684-721.
- Suppe, J., 1985- *Principles of Structural Geology*. Prentice Hall, Englewood cliff, New Jersey, 537.
- Suppe, J., Connors, C. D. & Zhang, Y., 2004- Shear fault-bend folding. In: McClay, K. R. (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, memoir* 82: 303-323.
- Sylvester, A. G., 1988- Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100: 1666-1703.
- Talebian, M. & Jackson, J. A., 2004- Areappraisal of earthquake focal mechanism and active shortening in the Zagros mountain of Iran.

- Tamagawa, T., Matsuoka, T. & Tamura, Y., 1998- Geometrical shape of fault-bend folding with simple shear deformation in the thrust sheet (in Japanese) *Geoinformatics (Joho Chishitsu, Osaka)* 9: 3-11.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafari-Ashtiany, M. & Chery, J., 2002- The present day deformation of the central Zagros (Iran). *Geophys. Res. Lett.* 29: 1-4
- Tartar, B. B., 1976- Upper Cretaceous palaeogeography, structural history and prospects of Khuzestan province Iran. Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1172 (Unpublished).
- Throbbjornsen, K. L. & Dunne, W. M., 1997- Origin of a thrust-related fold: Geometric vs. kinematic tests. *Journal of Structural Geology* 19: 303-319.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992- *Structural Geology*, W. H. Freedman & Co., New York, 532.
- Van Os, R. S. J., Hulstrand, R. F., Ghashghate, M. & Movesessian, A. I., 1965- Dezful Embayment geological survey. Iranian Oil Operating Companies, Report No.1044 (Unpublished).
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiany, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chery, J., 2004- Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.* 175: 381-398.
- Verrall, P., 1978- A kinematic study of development of Zagros fold belt. National Iranian Oil Company, Technical Note, (Unpublished).
- Wallace, W. K. & Homza, T. X., 2004- Detachment folds versus fault-propagation folds and their truncation by thrust faults. In: McClay, K. R. (Ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, memoir 82: 324-355.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F. & Nilforoushan, F., 2006- Difference in the GPS deformation pattern of north and central Zagros (Iran). *Geophysical Journal International* 167: 1077-1088.
- Wennberg, O. P., Azizzadeh, M., Aqrabi, A. A. M., Blanc, E., Brockbank, P., Lyslo, K. B., Pickard, N., Salem, L. D. & Svana, T., 2007- The Khaviz anticline: an outcrop analogue to giant fractured Asmari Formation reservoirs in SW Iran. In: Lonneran, L., Jolly, R. J. H., Rawesley, K. and Sanderson, D. J. (Eds.), *fractured reservoirs*. Geological Society, London, Special Publication 270: 23-42.
- Wennberg, O. P., Keramati, M. & Svana, T., 2004- Discrete fracture network modeling of a giant Middle-East fractured carbonate reservoir, The Bibi Hakimeh field, SW Iran. American Association Petroleum Geologists Bulletin, Hedberg Research conference. Carbonate Reservoir Characterization and Simulation: From Facies to Flow units, El Paso, 15-18 March 2004.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. & Seel, D. R., 1973- Basic wrench tectonics, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, memoir 57: 47-96.
- Wood, G. V. & Lacassane, R. M., 1965- The limestone of Bangestan Group. Iranian Oil Operating Companies, Report No. 1084 (Unpublished).

An Image from the Deep-Seated Balarud Faulted Zone, North Andimeshk, SW Iran

H. Hajjalibeigi^{1*}

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2014 December 08

Accepted: 2015 March 09

Abstract

The E-W trending deep-seated Balarud fault zone is formed the part of Mountain Front Fault in north of Andimeshk. This structure has been separated the Lurestan zone (in North) from the Dezful Embayment (in South) that has operated as a faulted zone. Several subsurface and surface anticlines are affected by this fault zone. In this paper for some of these anticlines have been drawn the cross-sections that based on well data, interpreted seismic profiles and field observations. The geometrical characteristics of these anticlines analyzed from cross-sections. The achievement of these analyses is used for distinguishing the tectonics and the deformational pattern in the Balarud fault zone. These anticlines formed by following mechanism: detachment folding, fault-propagation folding and fault-bend folding. The change of the deformational style and type of these anticlines are related to present and absence of the intermediate detachment horizons and also contorted by influence of this fault zone. These anticlines that have less 100 km lengths are En echelon arrayeh, asymmetric, disharmonic, noncylindrical, convolute folds with SW vergence and helicoidally axial surfaces. The Lurestan zone is more folded than the Dezful Embayment zone. The Balarud fault zone is a sinistral simple shear zone due to influence of strike-slip fault with E-W trending in basement. It seems the strike-slip movement sinistral component of deep-seated fault is provided a helicoidally geometry in the study area. Different mechanism of fault-related folds of these anticlines and the results of the demonstration of the style of layer folded confirm the helicoidally geometry. Direction of fault is generally due to North and gradually become vertical to subvertical in adjacent to basement. The Balarud fault zone is an oblique footwall-ramp system with oblique convergence and the Kazerun fault zone is also another member of this system. The sinistral and dextral movements respectively, have been caused by a part of the promontory of Arabian plate between these fault zones. A transition zone is formed that the structural geology process and tectonics mechanism in duration of this ramp are different. The Balarud fault zone is not continuous, and has been displaced by many strike-slip basement involved faults. A NW-SE basement fault (α fault) as a tear fault cuts the sheet of the Balarud fault parallel to the Kabir Kuh anticline.

Keywords: Balarud, Zagros Simply Folded Belt, Basement Fault, Deep-Seated Fault Zone.

For Persian Version see pages 313 to 328

*Corresponding author: H. Hajjalibeigi; E-mail: h-alibeigi@sbu.ac.ir

Archive of Scientific Quarterly Journal