

تأثیر فعالیت پهنه گسلی عرضی ایزه بر دگرریختی‌های پوشش رسوبی در زاگرس چین‌خورده-رانده

زینب داودی^۱ و علی یساقی^{*}

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۳/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۰/۲۸

چکیده

در این مقاله هندسه و تحول جنبشی ساختارهای توسعه یافته در راستای یکی از پهنه‌های گسلی عرضی (ایزه) در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس ارائه شده تا از این راه منشأ این گسل‌ها و اثر آنها بر ساختارهای کمربند تحلیل شود. دگرریختی‌های سطحی بر روی پوشش رسوبی در امتداد پهنه گسلی ایزه شامل تغییر روند ساختارهای اصلی زاگرس و توسعه ساختارهای فرعی به صورت ریز چین‌ها و ریز گسل‌ها بر روی ساختارهای اصلی زاگرسی هستند. برداشت‌های دقیق ساختاری از پهنه گسلی نشان داد که نحوه پراکندگی و الگوی این ساختارهای فرعی بر روی پوشش رسوبی در پهنه زاگرس چین‌خورده-رانده، به گونه‌ای است که می‌توان سه پهنه فشارشی میان گسل‌های زیرسطحی با آرایش نردبانی را در امتداد پهنه گسلی ایزه تحلیل کرد. با بررسی منحنی‌های هم‌ستبر، تغییرات رخساره‌ای سازندهای مختلف و برش‌های لرزه‌ای بازتابی مشخص شد که این گسل‌های زیرسطحی مراتب جوان‌تر فعالیت گسل ایزه هستند که به‌عنوان یک گسل پی‌سنگی در اثر همگرایی مایل کوهزاد زاگرس، فعالیت دوباره یافته و سبب شکل‌گیری چنین دگرریختی‌هایی در پوشش رسوبی شده است. با توجه به شواهد زمین‌لرزه‌ای، اثر این فعالیت تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. چنین تحلیلی می‌تواند قابل همگانی کردن برای اثر دگرریختی دیگر گسل‌های مایل بر پوشش رسوبی کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس باشد.

کلیدواژه‌ها: کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس، پهنه گسلی عرضی-برشی، فعالیت دوباره گسل پی‌سنگی، پهنه گسلی ایزه.

***نویسنده مسئول:** علی یساقی

E-mail: yassaghi@modares.ac.ir

۱- مقدمه

گسل‌های بزرگ ژرف در ورق شکل‌پذیر همراه می‌شود. مثال آشکار آن گسل امتدادلغز Red River Fault در Himalaya است (Tapponnier & Molnar, 1977). در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس، چین‌ها و گسل‌های راندگی از ساختارهای اصلی به‌شمار می‌آیند. روند چین‌ها و راندگی‌ها در بخش‌های باختری کمربند، شمال باختر است که به سوی بخش‌های خاوری، به روند خاور-شمال خاور تغییر می‌کند. این تغییر روند سبب منحنی‌شدن کمربند شده است (شکل ۱). بیشتر چنین تغییراتی در طول کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس با گسترش گسل‌های عرضی (Transverse Faults) همراه است که سبب بروز تغییرشکل‌هایی بر روی ساختارهای اصلی زاگرس در پوشش رسوبی شده است (Furst, 1990; Hessami et al., 2001; Yassaghi, 2006) (شکل ۱). براساس مطالعات صورت گرفته بر روی دگرریختی‌های حاصل در پوشش رسوبی، دو مجموعه از این گسل‌های عرضی، با روند شمال-شمال باختر و سازوکار راست‌بر (مانند گسل‌های ایزه، کازرون، سبزپوشان، کره بس و سروستان) و مجموعه دیگر با روند شمال خاور و سازوکار چپ‌بر (مانند گسل‌های بالارود، نظام آباد، فیروزآباد و رازک) شناسایی شده است (Falcon, 1969; Furst, 1990; Ameen, 1992; Hessami et al., 2001; Barzegar, 1994; Yassaghi, 2006) (شکل ۱). تاکنون در تفسیر منشأ این گسل‌های عرضی و اثر آنها بر تغییرشکل ساختارهای اصلی کمربند چین‌خورده-رانده تحلیل‌های گوناگون و متفاوتی ارائه شده است. این تحلیل‌ها بیشتر بر پایه تفسیر داده‌های تصاویر ماهواره‌ای (Furst, 1990; Ameen, 1992; Barzegar, 1994; Hessami et al., 2001) همراه با داده‌های ژئومغناطیس (Yassaghi, 2006)، مدل‌سازی تجربی (Bahroudi, 2003)، تغییرات ستبر و رخساره رسوبات (Sepehr & Cosgrove, 2004) و (Bahroudi & Talbot, 2003)، داده‌های زلزله (Baker et al., 1993)، تنش دیرین (Authemayou et al., 2006) و داده‌های به‌دست آمده از اندازه‌گیری تغییرشکل‌های جوان توسط GPS (Hessami, 2002) هستند. بیشتر این مطالعات بر روی برخی گسل‌های اصلی چون کازرون و سبزپوشان متمرکز بوده و کمتر

با توجه به تقسیم‌بندی گسل‌های امتداد لغز توسط (Sylvester, 1988) و مطالعات گسترده بر روی گسل‌های امتدادلغز در مناطق کوهزایی خاستگاه این گسل‌ها به صورت‌های زیر تفسیر می‌شود: ۱- فعالیت دوباره گسل‌های پی‌سنگی از پیش موجود به‌عنوان گسل‌های امتدادلغز عرضی در مناطق کوهزایی با همگرایی مایل همچون زاگرس چین‌خورده - رانده (McClay et al., 2004) و کمربند چین‌خورده - رانده NW-Caucasus (Saintot & Angelier, 2002). ۲- تشکیل گسل‌های امتدادلغز در اثر همگرایی مایل و بر روی پوشش رسوبی بدون پهنه شکل‌پذیر قاعده‌ای (کمربند چین‌خورده-رانده جنوب تایوان) (Fuh et al., 1997) و یا دارای پهنه شکل‌پذیر بنیانی مانند گسل‌های راستالغز راست‌بر کوه‌های Salt Rang پاکستان. ۳- گسل‌های امتدادلغزی که در اثر تغییرات جابه‌جایی به‌وجود می‌آیند، شامل: الف) گسل‌های پارگی (Tear Fault) که به‌علت جبران اختلاف رفتار و حرکت در طول گسل‌های راندگی و گسل‌های عادی وارون‌شده و یا سوی انتقال جابه‌جایی از یک گسل راندگی به گسل راندگی دیگر مانند گسل‌های عرضی کواترنر در کمربند چین‌خورده - رانده تایوان ایجاد می‌شوند (Deffontaines et al., 1997; Sung & Chen, 2004). بیشتر گسل‌های پارگی در مناطق کوهزایی با حاکمیت زمین‌ساخت نازک پوسته (Thin-Skinned Tectonic) مانند ژورا (Sommaruga, 1999) تشکیل شده‌اند و محدود به پوشش رسوبی هستند. ب) گسل‌های امتدادی به‌عنوان پله‌های جانبی یا مایل (Lateral Ramp یا Oblique Ramp) گسل‌های وارون، به ترتیب با روند گسلی موازی و مایل با سوی همگرایی کمربندهای کوهزایی مانند کمربندهای چین‌خورده - رانده Sevier و ایومینگ آمریکا (Ted & Apotria, 1995). ج) گسل‌های عرضی در محل اتصال خمیدگی (Salient و Recess) های کمربندهای کوهزایی با همگرایی مایل همچون آپالاجین (Tull & Holm, 2005). ۴- تشکیل گسل‌های امتدادلغز بر روی ورق شکل‌پذیر در اثر برخورد ورق‌های سخت و شکل‌پذیر و پیشروی گوشه‌های محذب ورق‌های سخت به درون ورق شکل‌پذیر. با افزایش فضای مناسب برای پیشروی ورق سخت، پدیده فرار زمین‌ساختی (Indentation Tectonic) رخ می‌دهد و با گسترش

مختلف در راستای این گسل، کهن‌ترین فعالیت پهنه گسلی ایده مربوط به زمان آلبین- سنومانین (سازند کژدمی) بوده است.

۳- هندسه ساختاری پهنه گسلی ایده

پهنه گسلی ایده به صورت خطواره‌ای بر روی نقشه‌های زمین‌شناسی زاگرس نخستین بار توسط Falcon (1969) معرفی و از آن پس به صورت رسمی گسل ایده به عنوان یک خطواره پی‌سنگی با روند شمالی- جنوبی بر روی نقشه زمین‌ساخت جنوب باختر ایران در نظر گرفته شد (NIOC, 1976). (Ameen (1992) تنها با توجه به شواهد سنجش از دور، اهمیت گسل ایده را بیش از گسل کازرون می‌داند. داودی (۱۳۸۲)، با مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، گسل ایده را به عنوان یک پهنه گسلی عرضی- برشی راست‌بر با روند ۱۶۵-N، طول بیش از ۳۰۰ کیلومتر و پهنای ۹ کیلومتر معرفی کرده است. بر اساس این مطالعه گسل ایده از شمال تا راندگی اصلی زاگرس و از جنوب تا خلیج فارس ادامه دارد و بنابراین از شمال به جنوب تمامی پهنه‌های ساختاری زاگرس شامل زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده- رانده را در بر می‌گیرد. به باور (Hessami et al. (2001) گسل ایده مرز خاوری فروافتادگی دزفول را تشکیل می‌دهد اما (Sepehr & Cosgrove (2005) و (Berberian (1995) بر این باورند که این مرز وابسته به بخش جنوبی پهنه گسلی کازرون است. ساختارهای موجود در راستای پهنه گسلی ایده را می‌توان بر اساس مقیاس رخنمون به دو گروه ساختارهای اصلی بزرگ و فرعی کوچک تقسیم کرد. ساختارهای بزرگ، ساختارهای اصلی کمربند چین‌خورده- رانده و بر روی تصاویر ماهواره‌ای قابل برداشت هستند (شکل ۳) اما ساختارهای فرعی کوچک تنها در مقیاس رخنمون قابل برداشتند.

۳-۱. ساختارهای اصلی

– **چین‌های اصلی زاگرس چین‌خورده:** چین‌های بزرگ از ساختارهای اصلی کمربند چین‌خورده - رانده زاگرس هستند و از دیرباز به عنوان یکی از بارزترین ساختارهای کمربندهای چین‌خورده به‌شمار می‌آیند (Coleman-Sadd, 1978) (شکل ۳ و ۴). این ساختارها در تصاویر ماهواره‌ای پهنه گسلی ایده نیز به خوبی قابل شناسایی هستند (شکل ۳). روند اثر محوری این چین‌ها در کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس یکنواخت نیست و امتداد آنها به‌هنگام برخورد با پهنه گسلی ایده تغییر می‌کند. به‌عنوان مثال می‌توان به موارد زیر در امتداد پهنه گسلی و از شمال به جنوب اشاره کرد (شکل ۳): تغییر روند اثر محوری بخش مرکزی تاقدیس کی‌نو از شمال باختری به شمالی- جنوبی در درون پهنه گسلی ایده، تغییر روند دماغه شمال باختری تاقدیس بیان و ناودیس ده شیخ از شمال باختری به شمال و دماغه جنوب خاوری آنها از جنوب خاوری به سوی جنوب، تغییر روند دماغه جنوب خاوری ناودیس ایده از جنوب خاوری به سوی جنوب- جنوب خاور، تغییر روند دماغه شمال باختری تاقدیس‌های تانوش و کمر دراز از شمال باختری به شمال- شمال باختر و تغییر روند دماغه شمال باختری تاقدیس‌های بنگستان، پازنان و رگه سفید از شمال باختری به شمال. – **گسل‌های وارون و راندگی:** گسل‌های وارون زاگرس از دیگر ساختارهای اصلی و بزرگ در این کمربند هستند. از جمله این گسل‌ها می‌توان به گسل زاگرس مرتفع (HZF)، گسل پیشانی کوهستان (MFF) و گسل پیش ژرفای زاگرس (ZFF) اشاره کرد (Berberian, 1995) (شکل ۳). افزون بر این گسل‌ها، گسل‌های راندگی بیشماری در کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس وجود دارند که برخی از آنها رخنمون سطحی ندارند و فقط بر اساس دگرریختی ایجاد کرده در چین‌ها چون برگشتگی لایه‌های پهلوهای چین قابل تشخیص است (شکل ۵) و بنابراین بیشتر آنها در پهنه زاگرس چین‌خورده به‌عنوان گسل‌های پنهان نام‌گذاری شده‌اند (Berberian, 1995). روند گسل‌های راندگی در کمربند چین‌خورده- رانده همانند اثر محوری چین‌ها یکنواخت نیست و در محل برخورد با پهنه گسلی ایده تغییر روند می‌دهند. برای مثال، روند گسل‌های HZF و MFF به‌هنگام ورود به پهنه گسلی ایده

به دیگر گسل‌های کمربند چین‌خورده- رانده تعمیم داده شده است و بیشتر با داده‌های دقیق‌تر ساختاری نیز حمایت نمی‌شوند. در این مطالعات، خاستگاه این گسل‌های عرضی را به صورت گسل‌های پی‌سنگی فعالیت دوباره یافته (Hessami et al., 2001; Barzegar, 1994 و Yassaghi, 2006)، گسل‌های پارگی (Bahroudi, 2003)، گسل‌های امتدادی مرتبط با پله‌های جانبی گسل‌های وارون (Sepehr & Cosgrove, 2004) و گسل‌های مایل و موازی با سوی همگرایی ورق‌های عربی- ایران مرکزی (McClay et al., 2004) دانسته‌اند. با توجه به وجود چندین لایه جدایشی در پوشش رسوبی کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس (Sherkati & Letouzey, 2004)، تأثیر این گسل‌های عرضی بر روی ساختارهای اصلی بخش چین‌خورده- رانده زاگرس نمی‌تواند فقط بر اساس تحلیل تصاویر ماهواره‌ای، داده‌های زلزله و یا داده‌های زیرسطحی باشد و باید با مطالعات دقیق هندسه و تحول جنبشی ساختارهای حاصل از این گسل‌ها بر روی پوشش رسوبی همراه شود تا با شواهد دقیق‌تر ساختاری، تکامل و خاستگاه آنها تحلیل شود. در این مقاله سعی شده تا با استفاده از برداشت‌های دقیق ساختاری بر یکی از این پهنه‌های گسلی (پهنه گسلی ایده) و شواهد به‌دست آمده از تفسیر تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های زیرسطحی، ضمن به نقشه کشیدن اثر تغییر شکل این پهنه گسلی بر پوشش رسوبی کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس هندسه و ارتباط جنبشی آنها با ساختارهای کمربند تحلیل شود. چنین تحلیلی می‌تواند داده‌های مناسبی برای تحلیل دیگر گسل‌های عرضی در کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس ارائه دهد.

۲- زمین‌شناسی پهنه ساختاری ایده

کمربند کوهزایی زاگرس با توجه به الگوی ساختاری و تاریخچه رسوبگذاری متفاوت از شمال به جنوب شامل پهنه‌های زاگرس مرتفع، زاگرس چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و پهنه ساحلی زاگرس است که توسط مجموعه‌ای از گسل‌های عرضی قطع می‌شود (Berberian, 1995) (شکل ۱). این گسل‌های عرضی، کمربند چین‌خورده- رانده را در طول و از شمال باختر به جنوب خاور به زیرپهنه‌های لرستان، فروافتادگی دزفول، ایده و فارس تفکیک می‌کنند (Sepehr et al., 2002). پهنه ایده در بخش جنوب باختری پهنه زاگرس مرتفع واقع شده است و با گسل پنهان و فعال پیشانی کوهستان از پهنه فروافتادگی دزفول جدا می‌شود (شکل ۱). این پهنه از نظر ساختاری شامل چین‌خوردگی و راندگی‌هایی در مقیاس‌های متفاوت است. بیشتر این راندگی‌ها به صورت گسل‌های پنهان و فعال هستند که سبب تشکیل چین‌های منطقه شده‌اند. الگوی اصلی چین‌خوردگی در این پهنه، چین‌خوردگی جدایشی است (Sherkati et al., 2005).

واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در راستای پهنه گسلی ایده در شکل ۲ آمده است. به‌طور کلی واحدهای جوان‌تر در بخش‌های جنوبی و واحدهای کهن‌تر در بخش‌های شمالی منطقه رخنمون دارند. (McQuillan (1991 از راه بررسی چینه‌نگاری سنگی نشان داد که حوضه رسوبگذاری سازند خامی در زمان ژوراسیک زیرین - کرتاسه میانی و حوضه رسوبگذاری سازند سروک در زمان کرتاسه بالایی تحت تأثیر فعالیت پهنه گسلی ایده بوده است. (Sherkati & Letouzey (2004) با بررسی نقشه‌های هم‌ستبر با مربوط به زمان‌های مختلف، مقاطع لرزه‌ای و مشاهده سازندهای رخنمون‌یافته در پهنه ساختاری ایده، چندین سطح جدایشی میانی در پوشش رسوبی زاگرس معرفی کرد که این سطوح نقش شایسته‌ای در الگوی تغییر شکل‌های ساختاری کمربند چین‌خورده- رانده دارند. سطوح جدایشی در راستای پهنه گسلی ایده شامل سازندهای پابده، کژدمی، دشتک و هرمز هستند (شکل ۲). (Sherkati & Letouzey (2004) تغییرات ستبرا و رخساره این سازندها را به فعالیت دوباره خطواره پی سنگی ایده (هندیجان- بهرگانسر) نسبت داده‌اند. به باور این افراد، با توجه به اطلاعات موجود از تغییرات ستبرا و رخساره سازندهای

از شمال باختر به شمال- شمال باختر تغییر می‌یابد (شکل ۳).

— **ساختارهای فرعی:** در پهنه گسلی ایذه، آن دسته از ساختارها که در این مقاله به نقشه کشیده شده و جزو ساختارهای اصلی زاگرس نیستند و از نظر فضایی محدود به این پهنه گسلی هستند، ساختارهای فرعی نامیده می‌شوند. ساختارهای فرعی در پهنه گسلی ایذه به طور دقیق در محدوده‌های چهارگانه انتخابی (شکل ۳) برداشت و به نقشه کشیده شده‌اند. لازم به یادآوری است که با توجه به ویژگی‌های رئولوژیکی ویژه برخی از سازندها مانند سازند گچساران و میشان که موجب رشد چین‌هایی با منشأ غیر دگرشکلی می‌شوند، از برداشت چین‌ها بر روی آنها خودداری شده است زیرا پراکنندگی این گونه ساختارها ناشی از رفتار رئولوژیکی خود واحدها و یا واحدهای زیرین آنها است. برای مثال بیشتر چین‌های گسترش یافته در سازند میشان ناشی از تغییر حجم سازند زیرین (گچساران) در اثر آنگیری گچ‌ها است (شکل ۶). در این بخش هندسه ساختارهای فرعی که در پهنه گسلی ایذه گسترش یافته‌اند و روندی متفاوت با روند ساختارهای اصلی بخش چین‌خورده- رانده زاگرس دارند، بررسی شده است. این بررسی در مناطقی که سازندهای گچساران و میشان رخنمون نداشته‌اند، متمرکز شده که شامل مناطق پیان (شکل ۷)، ایذه (شکل ۱۱)، باغملک (شکل ۱۳) و دالان (شکل ۱۴) است. بررسی‌های انجام شده نشان‌دهنده فراوانی کمتر گسل‌های فرعی نسبت به ریزچین‌ها در هر ۴ منطقه است. در منطقه پیان ساختارهای جزئی گسترش یافته بر روی آهک‌های سازندهای ایلام- سروک برداشت شده‌اند (شکل ۷). این ساختارها شامل چین‌خوردگی‌ها (شکل ۸) و گسل‌ها (شکل ۹) است. با توجه به نقشه ساختاری این منطقه (شکل ۷) روند این ساختارها در بخش‌های مختلف این منطقه متغیر است. به گونه‌ای که روند محور ریزچین‌ها در بخش شمالی NNW-SSE (شکل ۸-الف)، در بخش مرکز E-W (شکل ۸-ب) و به سوی جنوب NW-SE (شکل ۸-د) است. روند ریزگسل‌های وارون منطقه نیز تا حدودی با روند محور چین‌ها مطابقت می‌کند (شکل ۷). گسل‌های عادی نیز بیشتر در بخش مرکزی منطقه پیان رخنمون و روند شمالی- جنوبی دارند (شکل ۹-د). تمامی این ساختارهای فرعی میان دو گسل امتدادلغز راست‌بر با آرایش نردبانی در شمال (SF1) و جنوب (SF2) منطقه محدود هستند (شکل ۷). آثار این گسل‌ها نه تنها بر روی تصاویر ماهواره‌ای بلکه در مشاهدات صحرایی نیز برداشت شده‌اند. این آثار شامل پرتگاه‌های گسلی (پرتگاه گسلی SF1-۱۰-الف) و بهم‌ریختگی‌های ناشی از جابه‌جایی امتدادلغز گسل‌ها و پیچش (Torsion) تاقدیس c (تاقدیس بیلابا) در اثر عملکرد گسل امتدادلغز SF2 است (شکل ۱۰-ب). تغییر روند محور چین‌های فرعی از شمال به جنوب این پهنه از روند s شکل پیروی می‌کند به گونه‌ای که روند محور چین‌ها در نزدیکی این گسل‌های امتدادلغز روند شمالی- جنوبی دارند و با دور شدن از گسل‌ها، روند آنها نیز تغییر می‌کند و در مرکز پهنه به روند خاوری- باختری تبدیل می‌شوند. با توجه به نحوه پراکنندگی چین‌ها و گسل‌های فرعی و نوع آرایش گسل‌های امتدادلغز، منطقه پیان یک پهنه فشارشی (Restraining zone) میان این دو گسل امتدادلغز در راستای پهنه گسلی ایذه است. در بخش مرکزی منطقه پیان گسل‌های وارون با روند خاوری- باختری که به هر دو سوی شمال و جنوب شیب دارند دورشته‌ای‌های ناشی از این پهنه فشارشی هستند (شکل ۹-الف). بیشتر ساختارهای جزئی گسترش یافته در منطقه ایذه نیز بر روی آهک‌های سازند آسماری برداشت شده‌اند (شکل ۱۱). این ساختارها شامل چین‌ها و گسل‌های فرعی هستند. به علت پوشیده بودن بخش مرکزی با رسوبات آبرفتی، این ساختارها بیشتر در حاشیه‌های منطقه رخنمون دارند. روند ساختارهای فرعی در نقاط مختلف متغیر است و تغییر روندها به خوبی در بخش خاوری منطقه مشخص است. در این بخش از شمال به جنوب، روند محور چین‌ها از E-W به NW-SE و سپس به N-S تغییر کرده است (شکل ۱۱). شکل ۱۲ نمای از این چین‌های فرعی را در بخش خاوری منطقه ایذه نشان می‌دهد. روند گسل‌های وارون نیز هم‌روند با روند اثر محوری چین‌ها است (شکل ۱۱). چین‌ها و گسل‌های جزئی

در مناطق باغملک (شکل ۱۳) و دالان (شکل ۱۴) در سازندهای دیرین (سازند پابده و سازند آسماری) تا جوان (سازند آجاجاری و رسوبات آبرفتی) رخنمون دارند. در منطقه باغملک روند ساختارهای فرعی در نقاط مختلف تغییرات کمتری دارند و در نقاط مختلف این منطقه با روند E-W یا NWW-SEE هستند. نکته قابل توجه در چین‌های منطقه باغملک (شکل ۱۳) تغییر هندسه چین‌ها از باختر به خاور است. این تغییرات در سازند پابده به خوبی آشکار است به گونه‌ای که کشیدگی پهلوهای چین‌های فرعی شدت می‌یابد و این چین‌ها از حالت برگشته (شکل ۱۵-الف) به چین‌های خوابیده تغییر می‌کند (شکل ۱۵-ب). شکل ۱۶ نمونه‌ای از گسل‌های فرعی منطقه را نشان می‌دهد. در این منطقه گسل‌های عادی نیز قابل مشاهده‌اند. این گسل‌ها در بخش جنوبی، روند شمالی- جنوبی و بر روی رسوبات آبرفتی رخنمون دارند (شکل ۱۶-ج). در منطقه ایذه و منطقه باغملک روند محور چین‌های فرعی نیز نشان از وجود یک پهنه فشارشی در امتداد پهنه گسلی ایذه دارد. در بخش مرکزی منطقه ایذه (شکل ۱۱) ساختارها از روند خاوری- باختری در باختر شهر ایذه به روند شمالی- جنوبی در جنوب خاوری و جنوب باختری شهر ایذه تغییر می‌کنند. این پهنه فشارشی محدود به دو گسل امتدادلغز SF2 و SF3 با روند شمالی- جنوبی است (شکل ۱۷) که آثار آنها بر روی تصاویر ماهواره‌ای مشخص است (داودی، ۱۳۸۲). در منطقه دالان نیز روند ساختارهای فرعی (شکل ۱۴) و تغییر روند محور تاقدیس بنگستان (شکل ۴) به همراه آثار گسل‌های امتدادلغز SF4 و SF5 (شکل ۱۷) بر روی تصاویر ماهواره‌ای (داودی، ۱۳۸۲)، سومین پهنه فشارشی گسل ایذه در پهنه زاگرس چین‌خورده ساده را نشان می‌دهد.

۴- بحث

۴-۱. الگوی هندسی ساختارهای پهنه گسلی ایذه

روند عمومی ساختارهای اصلی در کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس، NW-SE است که با برخورد با پهنه گسلی ایذه این روند خمش راست‌بری را با تغییر روند به NNW نشان می‌دهد (شکل ۱۷-الف). این مطلب، عملکرد یک گسل زیرسطحی را در ژرفا تأیید می‌کند که به علت وجود چندین لایه جدایشی در پوشش رسوبی فانروزوییک (Sherkati & Ietouzey, 2004) اثر این فعالیت به صورت یک پهنه دگرریختی بر روی پوشش رسوبی ثبت شده است. این تغییر روند و خمش راست‌بر فقط در راستای آن دسته از ساختارهای اصلی که طولی بیش از عرض پهنه گسلی ایذه دارند، دیده می‌شود (مثل تاقدیس‌های کی نو و بنگستان و گسل‌های HZF، MFF و ZFF) (شکل ۱۷-الف). این موضوع می‌تواند نشان‌دهنده آغاز فعالیت پهنه گسلی ایذه دست‌کم پس از برخورد قاره- قاره عربی با ایران مرکزی و شکل‌گیری کوهزاد زاگرس در زمان میوسن پسین باشد که طی تکامل ساختارهای اصلی زاگرس آغاز شده و با ادامه فرایند تکامل کوهزاد زاگرس در پلیوسن- پلیستوسن ادامه یافته است. بنابراین، خمش ناشی از عملکرد آن بر روی ساختارهای اصلی تمامی پهنه‌های ساختاری زاگرس (از شمال به سوی جنوب شامل پهنه‌های زاگرس مرتفع، ایذه و فروافتادگی دزفول) دیده می‌شود. با ادامه کوهزاد و فعالیت دوباره پهنه گسلی ایذه، برخی دیگر از ساختارهای بزرگ که محدود به درون پهنه گسلی ایذه هستند، هم‌زمان با تشکیل ساختارهای اصلی زاگرسی اما با روندی متفاوت با آنها، با زاویه تند حدود ۲۰ درجه، شکل می‌گیرند (مثل تاقدیس‌های پیان، شاونیش و تانوش در پهنه ایذه و چند چین دیگر در پهنه زاگرس مرتفع) (شکل ۱۷-ب). گاه، روند این ساختارها نیز به علت ادامه‌دار بودن فعالیت پهنه گسلی، دچار چرخش شده (مانند تاقدیس‌های پیان و تانوش) و حتی در برخی موارد به موازات پهنه گسلی قرار گرفته‌اند (مانند تاقدیس پیان). ساختارهای اصلی محدودشده در درون پهنه، آرایش نردبانی دارند که روند و نیز نوع آرایش نردبانی این ساختارها حرکت راست‌بر پهنه گسلی ایذه را در سطح نشان می‌دهد (شکل ۱۷). گسترش چین‌های با آرایش نردبانی ناشی از

آنها مربوط به حرکت برشی در راستای گسل پی سنگی ایده تحلیل می‌شود. آن دسته از چین‌های با Aspect Ratio بیشتر و یا طول محور بلندتر، بیشتر هندسه نامتقارن دارند (شکل ۱۸-ب) و بنابراین، به‌عنوان چین‌هایی که مرتبط با گسل‌های راندگی کوچک درون پهنه گسلی ایده تشکیل شده‌اند، تحلیل می‌شوند.

۴-۲. اثر پهنه گسلی ایده بر پراکندگی واحدهای رسوبی

بررسی نقشه پی‌سنگ زاگرس (Koop & Stoneley, 1982) نشانگر وجود بالآمدگی‌های پی‌سنگی (Paleohigh) در امتداد پهنه گسل ایده (بویژه در بخش جنوبی آن) است (شکل ۱۹-الف). مشابه این بالآمدگی‌های شمالی-جنوبی بر روی ورق عربی نیز دیده شده که به اثر گسل‌های پی‌سنگی نسبت داده شده‌اند (Husseini, 2000)، بنابراین به‌نظر می‌رسد که بالآمدگی پی‌سنگی در پهنه ایده نیز دلالت بر حرکت در راستای موازی بالآمدگی در پی‌سنگ دارد. بنابراین، گسل پی‌سنگی ایده به‌صورت شکستگی پی‌سنگی مشابه انواع آنها بر روی ورق عربی است. با مقایسه وضعیت ژرفای پی‌سنگ در دو طرف گسل ایده (شکل ۱۹-الف) مشاهده می‌شود که پی‌سنگ در بخش خاوری، بالاتر از بخش باختری گسل است. مطالعه نقشه‌های هم‌ستبرای واحدهای سنگی زاگرس چین‌خورده-رانده در محل پهنه گسلی ایده (شکل ۱۹-ب تا ۵) نشان می‌دهد که از زمان ژوراسیک تا الیگومیوسن این پهنه گسلی فعال بوده است.

با توجه به نقشه خطوط هم‌میزان ستبرای، به سوی خاور پهنه گسلی ایده ستبرای رسوبات ژوراسیک بالایی (شکل ۱۹-ب) افزایش و به سوی باختر کاهش می‌یابد. بنابراین، گسل ایده در این زمان سازوکار عادی داشته است. مقایسه ستبرای سازند کژدمی (آلبین-سنومانین) در چاه‌های بی‌بی حکیمه ۹۱ (۲۹۴ متر)، رگه سفید ۲ (۲۳۸ متر) و تنگو ۱ (۳۱۰ متر) (شکل ۲) نیز نشان می‌دهد که در خاور پهنه گسلی ایده، حوضه ژرف‌تر می‌شود که خود دلالت بر حرکت عادی آن دارد.

در نقشه‌های هم‌ستبرای کرتاسه بالایی (شکل ۱۹-ج) و الیگوسن-میوسن (شکل ۱۹-د) در راستای پهنه گسلی ایده نیز تغییرات اساسی دیده می‌شود. در راستای پهنه گسلی ایده، خطوط میزان بالآمدگی‌های محلی را در راستای شمالی-جنوبی در بخش‌های جنوبی و مرکزی و در بخش‌های شمالی خمیدگی را در خطوط میزان نشان می‌دهند. منحنی هم‌ستبرای آسماری نیز به‌هنگام گذر از پهنه گسلی ایده خمیدگی نشان می‌دهد (شکل ۱۹-ه). مقایسه ستبرای سازندهای گچساران (میوسن زیرین) و میشان (میوسن میانی) در دو سو و درون پهنه گسلی ایده در چاه‌های رگه سفید ۲، تنگو ۱ و رامشیر ۲ (شکل ۲) (به ترتیب ۷۱۲/۵، ۶۲۰ و ۷۹۶ متر برای سازند گچساران و ۲۴۴، ۱۸۵ و ۲۵۲ متر برای سازند میشان) بالآمدگی بخش خاوری گسل را نشان می‌دهد. برش لرزه‌ای میدان پازنان (شکل ۲۰) نشان می‌دهد که در محل این میدان (شکل ۲)، تاقدیس پازنان (در بخش خاوری گسل) متأثر از حرکت یک گسل پی‌سنگی با شیب به سوی خاور برافراشته شده است که حرکت عادی آن همزمان با رسوبگذاری (growth strata) در زمان پرمین-تریاس آشکار است. با توجه به این که در این محل تاکنون گسل پی‌سنگی با روند اصلی زاگرسی (NW-SE) گزارش نشده است و میدان پازنان میان گسل‌های پی‌سنگی MFF و ZFF و درون پهنه گسلی ایده قرار دارد، گسل پی‌سنگی دیده‌شده در برش شاخه‌هایی از پهنه گسلی ایده است که شاخه‌های گسلی آن با هندسه گل‌واره مثبت پس از کرتاسه بالایی سبب برافراشتگی (pop-up) ساختار پازنان شده است. این تنها شاهد فعالیت گسل ایده به صورت عادی در زمان پرمین-تریاس همزمان با فعالیت گسل‌های عادی پی‌سنگی است. Edgell (1996) نیز به حرکت عادی گسل‌های با روند N-S بر روی ورق عربی در زمان پالئوزویک اشاره کرده است.

همان‌گونه که اشاره شد، وضعیت ژرفای کنونی پی‌سنگ در دو طرف گسل ایده بیانگر بالابودن پی‌سنگ در بخش خاوری نسبت به بخش باختری گسل است. همچنین مقایسه وضعیت توبوگرافی دو طرف گسل ایده (شکل ۳-الف) نیز بیانگر

حرکت گسل‌های امتدادلغز در پی‌سنگ و یا درون پوشش رسوبی در طبیعت (Wilcox et al., 1973; Lowell, 1972; Freund, 1965; Campbell, 1958) مدل‌سازی تجربی (Odonne & Vialon, 1983; Graham, 1978; Pavoni, 1961;) نیز مشابه آنچه که در پهنه گسلی ایده برداشت شده، تعیین شده است.

برای تعیین دقیق پیدایش چین‌ها در راستای پهنه گسل ایده مطالعه متغیر هندسی Aspect Ratio (نسبت طول محور به پهنای چین) نیز انجام شد (شکل ۱۸-الف). بر اساس این متغیر، چین‌های اصلی زاگرس را در راستای گسل ایده می‌توان به دو گروه اول با Aspect Ratio میان ۲ تا ۱۰ و دوم با این نسبت بیشتر به دلیل طول محور بلندتر تقسیم کرد. با توجه به مطالعات (Sattarzadeh et al. (2000)، گروه اول به‌عنوان چین‌های Buckle که بیشتر چین‌های متقارن و با آرایش نردبانی هستند و گروه دوم به‌عنوان چین‌های Forced که بیشتر چین‌های نامتقارنند، تفسیر می‌شوند. آرایش نردبانی چین‌های گروه اول (مانند تاقدیس‌های تانوش، شاولش، بیان و کمستان) و نیز محدود بودن آنها به پهنه گسلی ایده (شکل ۳) نشان می‌دهد که این چین‌ها در اثر حرکت برشی در پی‌سنگ در راستای گسل ایده ایجاد شده در حالی که گروه دوم (مانند تاقدیس‌های رگه سفید، پازنان، بنگستان، سولک، کمردراز و منگشت) (شکل ۳) ناشی از فشردگی مرتبط با گسل‌های راندگی است که در اثر فعالیت دوباره گسل ایده محور آنها دچار جابه‌جایی شده است.

با بررسی دقیق ساختارهای فرعی در امتداد پهنه گسلی ایده در مناطق چهارگانه انتخابی (شکل‌های ۷، ۱۱، ۱۳ و ۱۴) مشخص شد که در پهنه زاگرس چین‌خورده-رانده ساده اثر فعالیت پهنه گسلی ایده بیشتر به‌صورت گسترش گسل‌های راستالغز شمالی-جنوبی و با آرایش نردبانی (شکل ۱۷)، چین‌خوردگی‌ها و گسل‌های فرعی است به‌گونه‌ای که چین‌ها گسترش به‌نسبت یکنواختی دارند در حالی که گسل‌های فرعی بسیار محدود هستند و حتی در برخی مناطق تمرکز محلی دارند. در منطقه بیان تغییر روند محور چین‌های فرعی از شمال به جنوب این پهنه از روند S شکل پیروی می‌کند به‌گونه‌ای که روند محور چین در نزدیکی گسل‌های امتدادلغز همروند با آنهاست و با دور شدن از گسل‌ها و نزدیک شدن به منطقه میان آنها به روند خاوری-باختری تبدیل می‌شوند. با توجه به نحوه آرایش ساختارهای فرعی و گسل‌های امتدادلغز این منطقه، یک پهنه فشارشی (Restraining Zone) در راستای پهنه گسلی ایده است (شکل ۷). مشابه چنین مناطق تحت فشاری میان گسل‌های امتدادلغز در مناطق ایده-باغملک و دالان در راستای پهنه گسلی ایده نیز دیده می‌شوند (شکل ۱۷). مقایسه هندسه چین‌های فرعی مناطق بیان و باغملک نشان می‌دهد که در منطقه بیان که این چین‌ها بر روی سازند ایلام-سروک رخنمون دارند الگوی چین‌های باز با سطح محوری قائم تا مایل را دارند (شکل ۸-الف و ب) در حالی که در منطقه باغملک که این چین‌ها بر روی سازند پابده رخنمون دارند، هندسه‌ای به‌نسبت بسته با سطح محوری برگشته تا خوابیده دارند (شکل ۱۵-الف و ب). این تفاوت در الگوی چین‌ها، ناشی از کاهش مقاومت سازند پابده نسبت به سازند ایلام-سروک است. از سوی دیگر، چین‌های موجود در یک سازند نیز هندسه متفاوتی دارند. برای نمونه در سازند پابده و در منطقه باغملک چین‌های فرعی گسترش‌یافته، هندسه متفاوتی از باز با سطح محوری قائم (شکل ۱۵-الف) تا بسته با سطح محوری خوابیده با برش خوردگی شدید پهلوی برگشته چین (شکل ۱۵-ب) نشان می‌دهند. چنین تغییراتی در هندسه چین‌ها به فاصله آنها از گسل‌های عرضی امتدادلغز گسترش‌یافته در پهنه گسلی ایده بستگی دارند (برای نمونه در شکل‌های ۷ و ۱۳). بنابراین، الگوی چین‌های فرعی در راستای پهنه گسلی ایده متأثر از نوع واحد سنگی و موقعیت ساختارها نسبت به گسل‌های امتدادلغز تغییر می‌کند. بررسی متغیر هندسی Aspect Ratio در چین‌های کوچک در چهار منطقه انتخابی (شکل ۱۸-ب) نیز نشان می‌دهد که بیشتر ریزچین‌ها Aspect Ratio میان ۲ تا ۱۰ دارند و از الگوی چین‌های Buckle با هندسه متقارن پیروی می‌کنند و تشکیل

در این زمان به‌عنوان انتقال‌دهنده دگرشکلی میان گسل‌های عادی، فعال بوده است که اثبات این مسئله نیازمند پردازش بیشتر اطلاعات زیرسطحی است و در صورت اثبات، می‌تواند در اکتشاف ذخایر نفتی جدید مؤثر باشد.

سری مدل‌سازی‌های تجربی گسل‌های امتدادلغز توسط Richard et al. (1995 & 1991, 1989) نشان می‌دهد که با فعالیت گسل پی‌سنگی مایل لغز در رژیم فشارشی، در صورت نبود لایه شکل‌پذیر درون رسوبات پوشاننده پی‌سنگ، اثر آن بر روی سطح به‌صورت گسل‌هایی است که آرایش ان‌اشلان ضعیف و پهنه دگرشکلی کم‌عرض دارند، اما در حضور لایه شکل‌پذیر این پهنه، پهنای و شامل گسل‌هایی با آرایش نردبانی است که سبب بالاآمدگی در برخی مناطق شده است. ریشه این گسل‌های سطحی در میان لایه‌های شکنا و شکل‌پذیر است که این عامل سبب شده تا موقعیت گسل‌ها در سطح با موقعیت آنها در ژرفا متفاوت باشد. در این مدل‌ها نشان داده شده است که هرچه ستبرای لایه شکل‌پذیر زیرین بیشتر می‌شود چین‌ها نسبت به گسل‌ها نماد بیشتری دارند. با توجه به فراوانی چین‌های فرعی نسبت به گسل‌های فرعی در راستای پهنه گسلی ایذه (شکل‌های ۷، ۱۱، ۱۳ و ۱۴)، وجود چندین لایه شکل‌پذیر در رسوبات پهنه ساختاری ایذه (Sherkati & Letouzey, 2004) و گسل‌های امتدادلغز (شکل ۱۷) که الگوی آنها نمایانگر آرایش نردبانی در سطح است و نیز همگرایی مایل در زاگرس، مدل‌های ارائه شده (Richard et al., 1989, 1991 & 1995)، همخوانی مناسب‌تری با هندسه ساختاری و تحول جنبشی پهنه گسلی ایذه دارند و بنابراین، می‌توان گفت که گسل ایذه یک گسل پی‌سنگی است که در اثر همگرایی مایل کوهزاد زاگرس فعالیت دوباره یافته است. با توجه به شواهد زمین‌لرزه‌ای، اثر این فعالیت تا عهد حاضر ادامه دارد (Davoodi & Yassaghi, 2007).

۵- نتیجه‌گیری

اثر دگرریختی پهنه گسلی ایذه بر کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس به‌صورت تغییر روند ساختارهای اصلی و تشکیل ساختارهای میان‌مقیاس شامل چین‌ها و گسل‌های فرعی در درون پهنه است. این ساختارهای تشکیل‌شده در درون پهنه، الگوی هندسی و پراکندگی مشخصی دارند به‌گونه‌ای که می‌توان آنها را به سه منطقه در امتداد پهنه گسلی ایذه محدود کرد. این مناطق که آرایش نردبانی دارند و سازوکار گسل‌ها در آنها بیشتر وارون تا راندگی است، به‌عنوان مناطق فشارشی میان گسل‌های نردبانی راستالغز و زیرسطحی تحلیل شده‌اند. خط‌واره مغناطیسی معرف روند پهنه گسلی ایذه زاویه‌ای حدود ۱۵ درجه در سوی حرکت عقربه‌های ساعت با این گسل‌های نردبانی راستالغز تشکیل می‌دهد. بنابراین این گسل‌ها به‌عنوان مراتب جوان‌تر از فعالیت پهنه گسلی ایذه در پوشش رسوبی هستند.

بررسی منحنی‌های هم‌ستبراه تغییرات رخساره‌ای سازندهای مختلف و برش‌های لرزه‌ای بازتابی از پهنه گسلی ایذه نشان‌دهنده پی‌سنگی بودن این پهنه و فعالیت آن از زمان پرمین-تریاس تا دست‌کم الیگومیوسن است.

تلفیق داده‌های سطحی و زیرسطحی نشان می‌دهد که پهنه گسلی ایذه همچون دیگر گسل‌های عرضی-برشی زاگرس (همچون کازرون) به‌صورت شکستگی‌های مایل پی‌سنگی در زمان پرکامبرین-کامبرین مرز محیط‌های رسوبی متفاوتی را در زاگرس ایجاد کرده‌اند (مانند محیط رسوبی کامبرین که سبب کنترل رسوبگذاری هرمز در مناطق خاصی از زاگرس شده است (Bahroudi & Talbot, 2003)). در زمان پرمین-تریاس هم‌زمان با کافت نوتتیس و تشکیل گسل‌های عادی پی‌سنگی موازی کافت بر روی ورق عربی، این پهنه به‌صورت عادی با شیبی به سوی خاور فعال شده و احتمالاً به‌عنوان گسل‌های انتقالی گسل‌های فروزمینی (گرابنی) نیز عمل کرده‌اند. از زمان کرتاسه بالایی و با آغاز همگرایی مایل ورق عربی و ایران مرکزی، حرکت آنها از مایل لغز عادی به مایل لغز وارون تغییر کرده است و موجب

مرتفع‌تر بودن بخش خاوری نسبت به بخش باختری است. بنابراین، وضعیت پی‌سنگ و توپوگرافی سطحی بیانگر بالاآمدگی بخش خاوری گسل ایذه است. از سوی دیگر، با توجه به داده‌های زمین‌لرزه‌ای (Davoodi & Yassaghi, 2007) و برش لرزه‌نگاری بازتابی (شکل ۲۰) مشاهده می‌شود که گسل ایذه با شیبی به سوی خاور افزون بر حرکت امتدادلغز حرکت شیب لغز وارون نیز دارد.

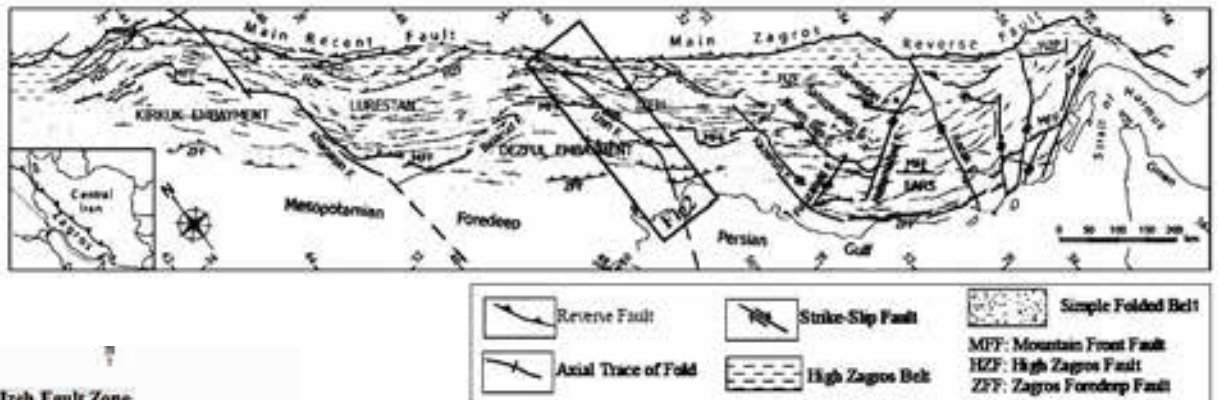
۴-۳. منشأ پهنه گسلی ایذه

(McClay et al., 2004) با بررسی کمربندهای چین‌خورده-رانده و مدل‌سازی آنها با زوایای مختلف همگرایی (بدون وجود گسل پی‌سنگی) نشان داد که در همگرایی‌های کمتر از ۴۵ درجه (زاویه میان روند کوهزاد و راستای کوتاه‌شدگی)، گسل‌های امتدادلغز ان‌اشلان بر روی پوشش رسوبی شکل می‌گیرند که با کاهش این زاویه حضور گسل‌های امتدادلغز پررنگ‌تر می‌شود و در همگرایی‌های بیش از ۶۰ درجه، گسل امتدادلغز بر روی پوشش رسوبی دیده نمی‌شود. با توجه به روند همگرایی N10E ورق عربی (Vernant et al., 2004) و روند N-۱۳۵ زاگرس، زاویه همگرایی کمربند زاگرس، ۶۰-۵۵ درجه است. بنابراین، تشکیل گسل‌های امتدادلغز بزرگ همچون گسل ایذه با روند N-۱۶۵ با توجه به وجود لایه‌های شکل‌پذیر در پوشش رسوبی با اعمال زاویه همگرایی بیش از ۴۵ درجه دور از انتظار است و این گسل باید در پی‌سنگ موجود باشد که در اثر این همگرایی بتواند فعالیت دوباره یابد و بر روی پوشش رسوبی اثرات ساختاری آشکاری را مشابه آنچه که در بخش ۳-۲ ارائه شد، بر جای گذارد. مدل جنبشی ارائه شده توسط Apotria et al. (1992) و Apotria (1995) نشان می‌دهد که رمپ جانبی مایل (Lateral-oblique ramp) موجود در راستای ورق راندگی، سبب تجمع تغییرشکل ناشی از حرکت فرادیواره در محل تقاطع رمپ پیشانی (frontal ramp) یا رمپ جانبی مایل می‌شود. در این مناطق، ساختارهای کششی و فشارشی به‌صورت محلی بر روی فرادیواره و فرودپواره ورق راندگی در محل تقاطع ایجاد می‌شود. با توجه به نحوه پراکندگی و هندسه ساختارهای اصلی و فرعی موجود بر روی پوشش رسوبی در راستای پهنه گسلی ایذه و محدود نبودن آنها به محدوده گسل MFF (شکل ۱۷)، بر اساس مدل Apotria et al. (1992) و Apotria (1995)، گسل ایذه به‌عنوان رمپ جانبی مایل گسل MFF (Sepehr & Cosgrove, 2004) تفسیر نمی‌شود؛ اما اگر بپذیریم که گسل ایذه در زمان گسترش حوضه رسوبی زاگرس افزون بر حرکت عادی (شکل ۱۹-ب)، به‌عنوان انتقال‌دهنده تغییرشکل (Transfer Zone) میان گسل‌های کافتی فعال بوده است، می‌توان پذیرفت که گسل ایذه در زمان وارون‌شدن این گسل‌های کافتی نقش رمپ جانبی مایل آنها را نیز ایفا کرده است، اما از آنجا که نقش گسل ایذه محلی نبوده است و شواهد ساختاری دلالت بر فعالیت ناحیه‌ای آن از زاگرس مرتفع تا فروافتادگی دزفول دارد، نمی‌تواند فقط به‌عنوان رمپ جانبی مایل گسل MFF در نظر گرفته شود.

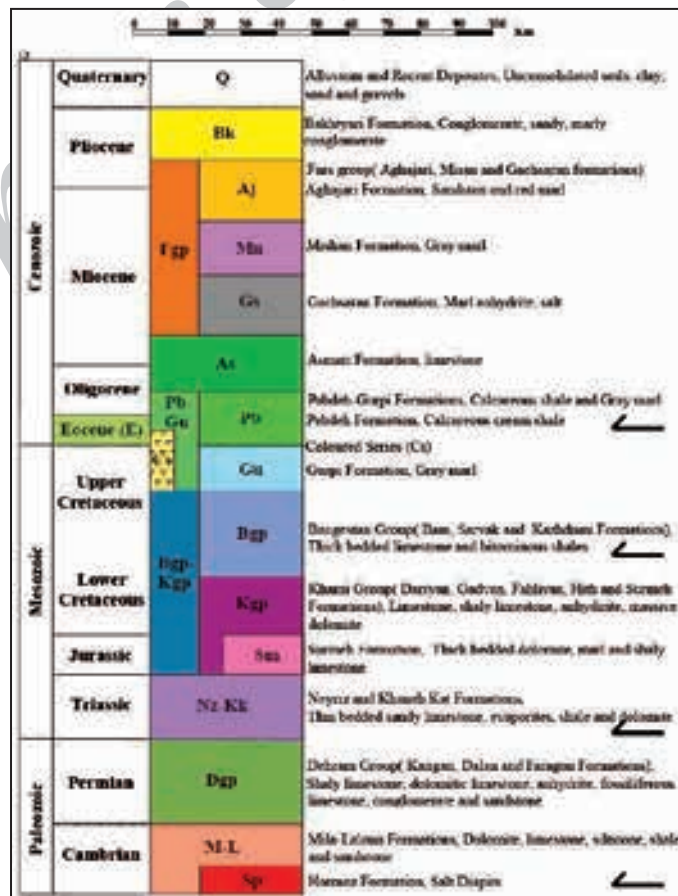
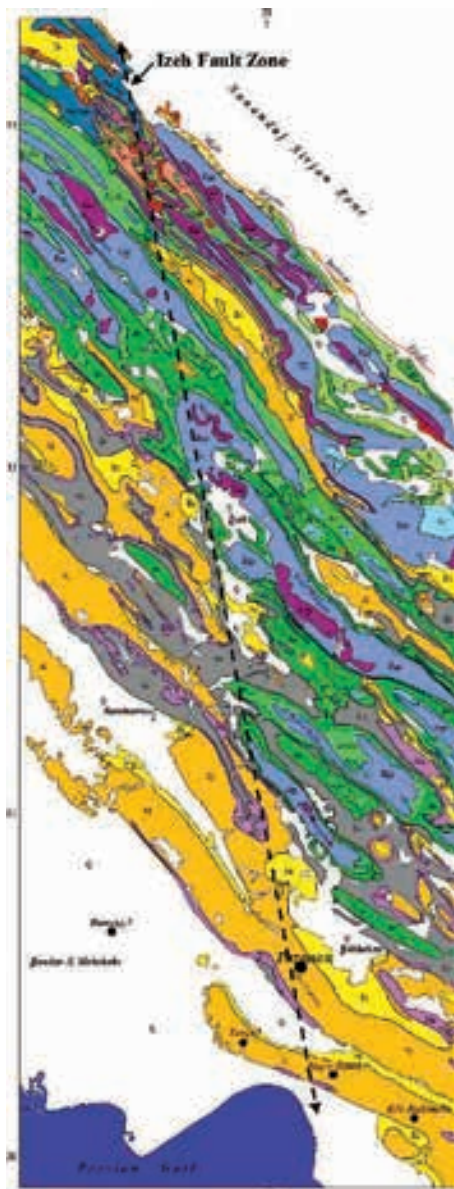
(Gartrell et al., 2005) با مدل‌سازی تجربی، به نقش گسل‌های عرضی پی‌سنگی در زمان کشش و سپس وارون‌شدگی در نتیجه همگرایی مایل اشاره می‌کند. در این مدل در زمان کشش و ایجاد سامانه کافتی، در بالای گسل پی‌سنگی مجموعه‌ای از گسل‌های عادی با آرایش نردبانی ایجاد می‌شود و سپس در اثر همگرایی مایل ضمن وارون‌شدگی گسل‌های عادی، در بالای گسل پی‌سنگی و در اثر فعالیت دوباره آن یک گسل امتدادلغز بزرگ (Wrench fault) ایجاد می‌شود که در صورت وجود لایه شکل‌پذیر در درون پوشش رسوبی اثر این گسل بر روی پوشش رسوبی پیچیده‌تر می‌شود و به‌صورت پهنه‌ای از گسل‌های امتدادلغز نردبانی که در امتداد آنها مناطق تحت کشش (Releasing Zone) و فشارش (Restraining Zone) ناشی از آرایش نردبانی گسل‌های امتدادلغز شکل می‌گیرد. این مدل افزون بر این که مدل نتیجه‌گیری شده از Richard & Krantz (1991) را در مورد گسل ایذه تأیید می‌کند، می‌توان احتمال داد که با توجه به حرکت عادی گسل ایذه در زمان پرمین-تریاس، این گسل

پوشش رسوبی شده است که با توجه به شواهد زمین‌لرزه‌ای، اثر این فعالیت تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. نتایج به‌دست آمده از اثر دگرریختی پهنه گسلی ایذه بر کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس می‌تواند الگویی بر دیگر گسل‌های عرضی در زاگرس چون سبزپوشان، کره‌بس و بالارود باشد.

بالآمدگی سوی خاور گسل، چرخش بلوک‌های پی‌سنگی و اثر دگرریختی آنها بر روی پوشش رسوبی همچون خمش روند اثر محوری چین‌های اصلی و گسترش گسل‌های امتدادلغز نردبانی و مناطق تحت فشار میان آنها می‌شود. این شواهد نشان از آن دارد که گسل ایذه یک گسل پی‌سنگی است که در اثر همگرایی مایل کوهزاد زاگرس فعالیت دوباره یافته و سبب شکل‌گیری دگرریختی‌های بیان شده در بالا در



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ساختاری کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس که پهنه‌های ساختاری و گسل‌های امتدادلغز اصلی بر روی آن مشخص است (Hessami et al., 2001). محل شکل ۲ (منطقه مورد مطالعه) بر روی نقشه مشخص شده است.



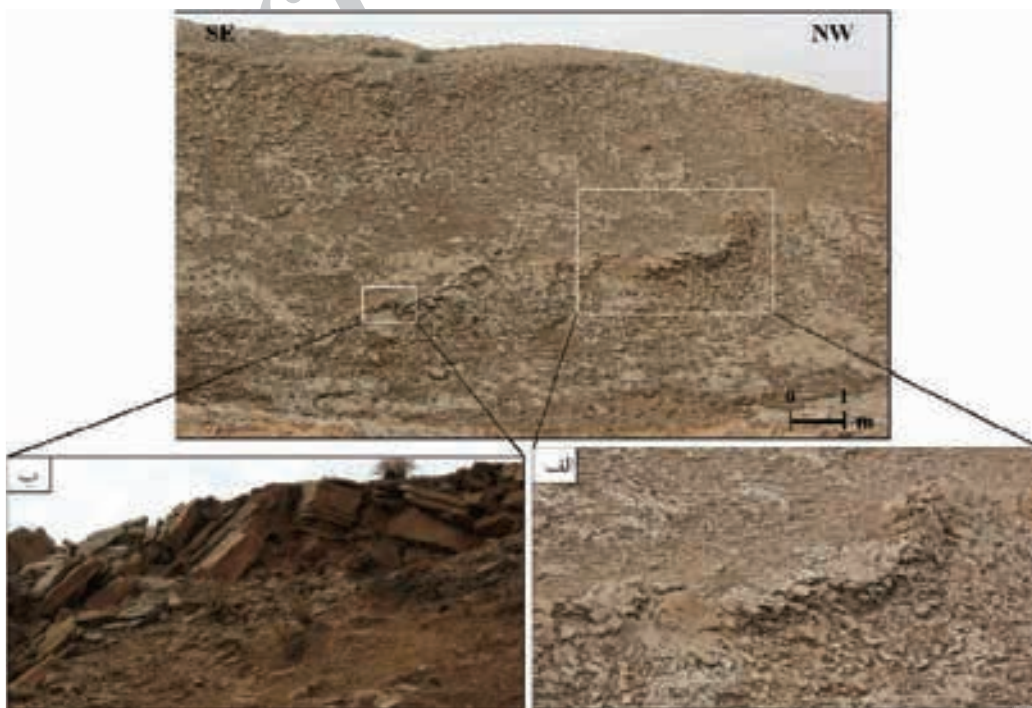
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی که سازندهای رخنمون‌دار در پهنه‌های ساختاری منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی جنوب باختر ایران؛ IOOC, 1969) دایره‌های توپر کوچک بر روی نقشه محل چاه‌ها و دایره توپر بزرگ‌تر، محل برش لرزه‌ای میدان بازانان را نشان می‌دهد. نیم‌پیکان‌ها در ستون چینه‌شناسی، نشان‌دهنده سطوح جداایشی میانی (Sherkati & letouzey, 2004) هستند.



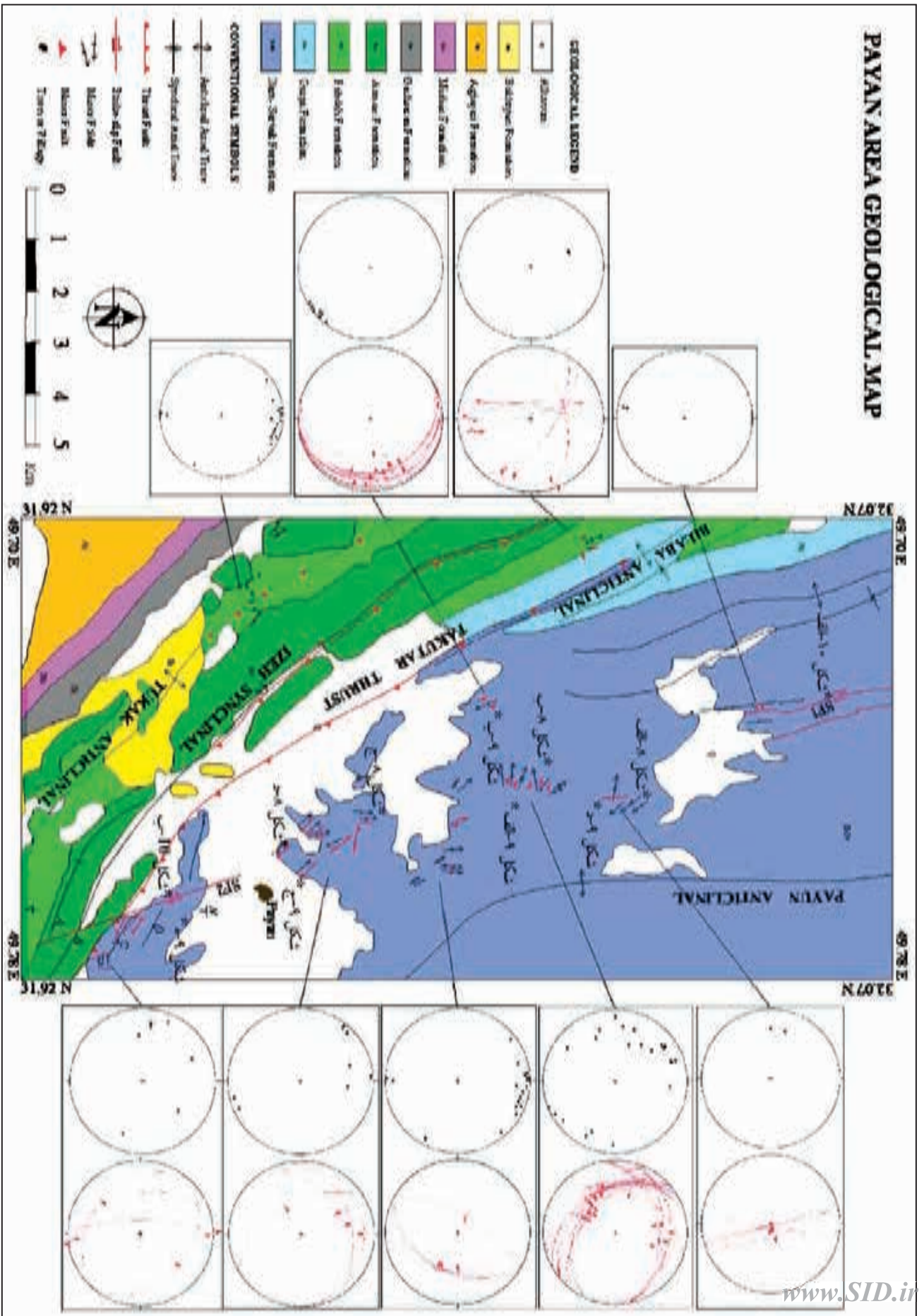
شکل ۴- ناودیس ده شیخ در پهنه ایذه. As، Q، و II-Sv به ترتیب رسوبات کواترنری، سازندهای آسماری و ایلام- سروک را نشان می‌دهند (برای مشاهده موقعیت این ناودیس در پهنه گسلی ایذه به شکل ۳ مراجعه کنید).



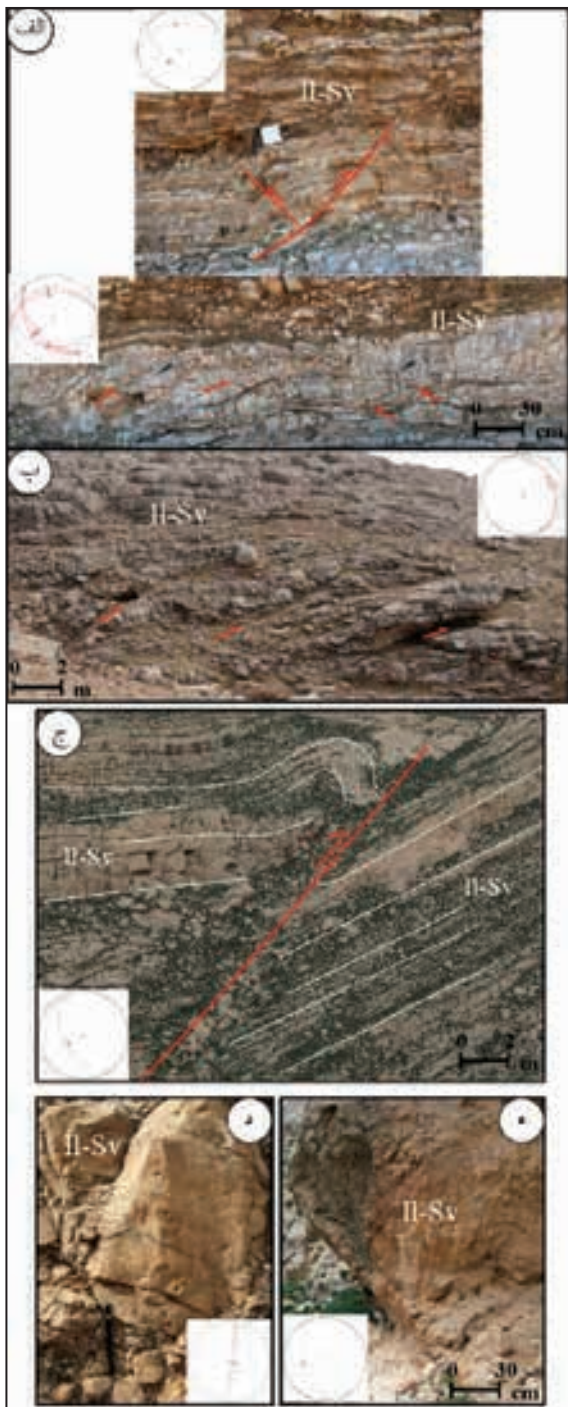
شکل ۵- برگشتگی لایه‌های سازند آسماری در دماغه شمال باختری تاقدیس تانوش که نشان از عملکرد گسل پنهان MFF با روند تقریبی شمالی- جنوبی در این منطقه دارد (موقعیت این عکس در شکل ۳ مشخص شده است).



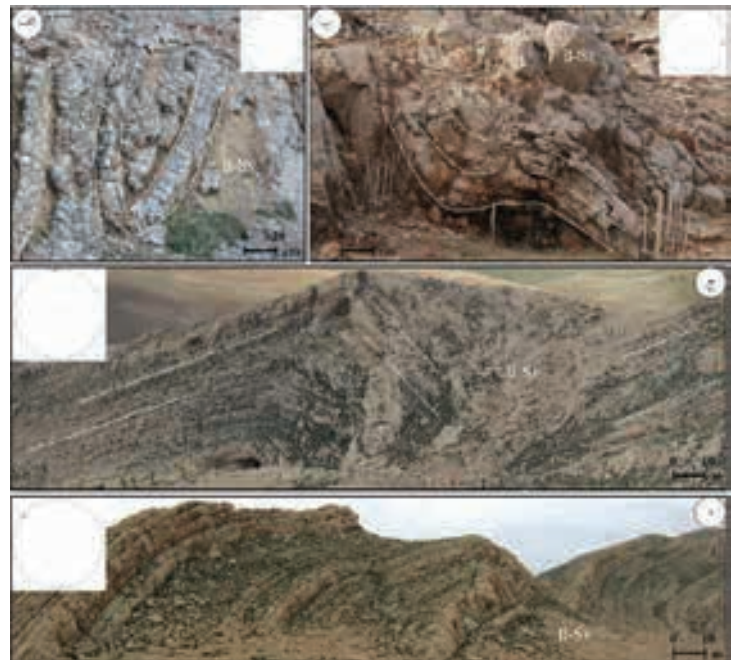
شکل ۶- چین خوردگی ناشی از رفتار رئولوژیکی سازند میشان، به تغییر روند و کج‌شدگی محور چین در عکس الف توجه کنید.



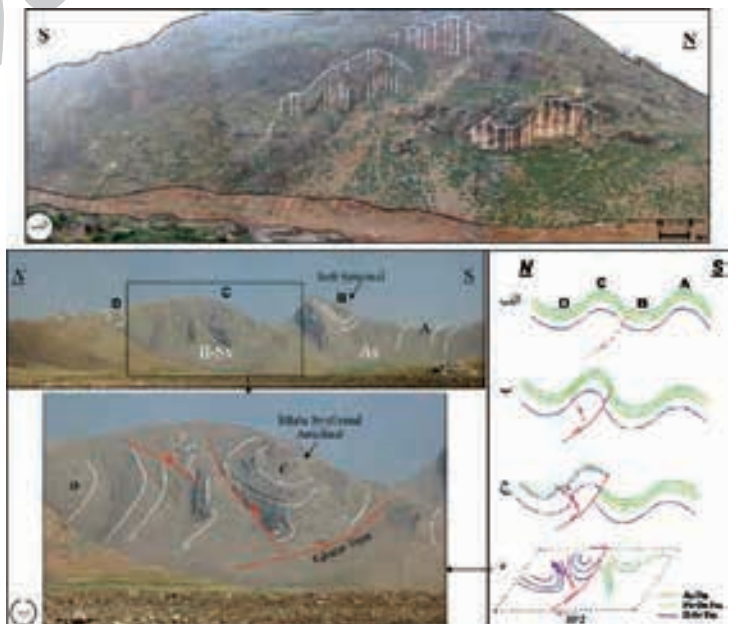
شکل ۷- ساختارهای فرعی و تصویر استریو گرافیکی مربوط به آنها از یک سرخ مربوط به گسل های فرعی و رنگ متشکی مربوط به محور چین های فرعی است. به همراه ساختارهای اصلی بر روی نقشه زمین شناسی منطقه بیان موقعیت منطقه در شکل ۴ مشخص شده است.



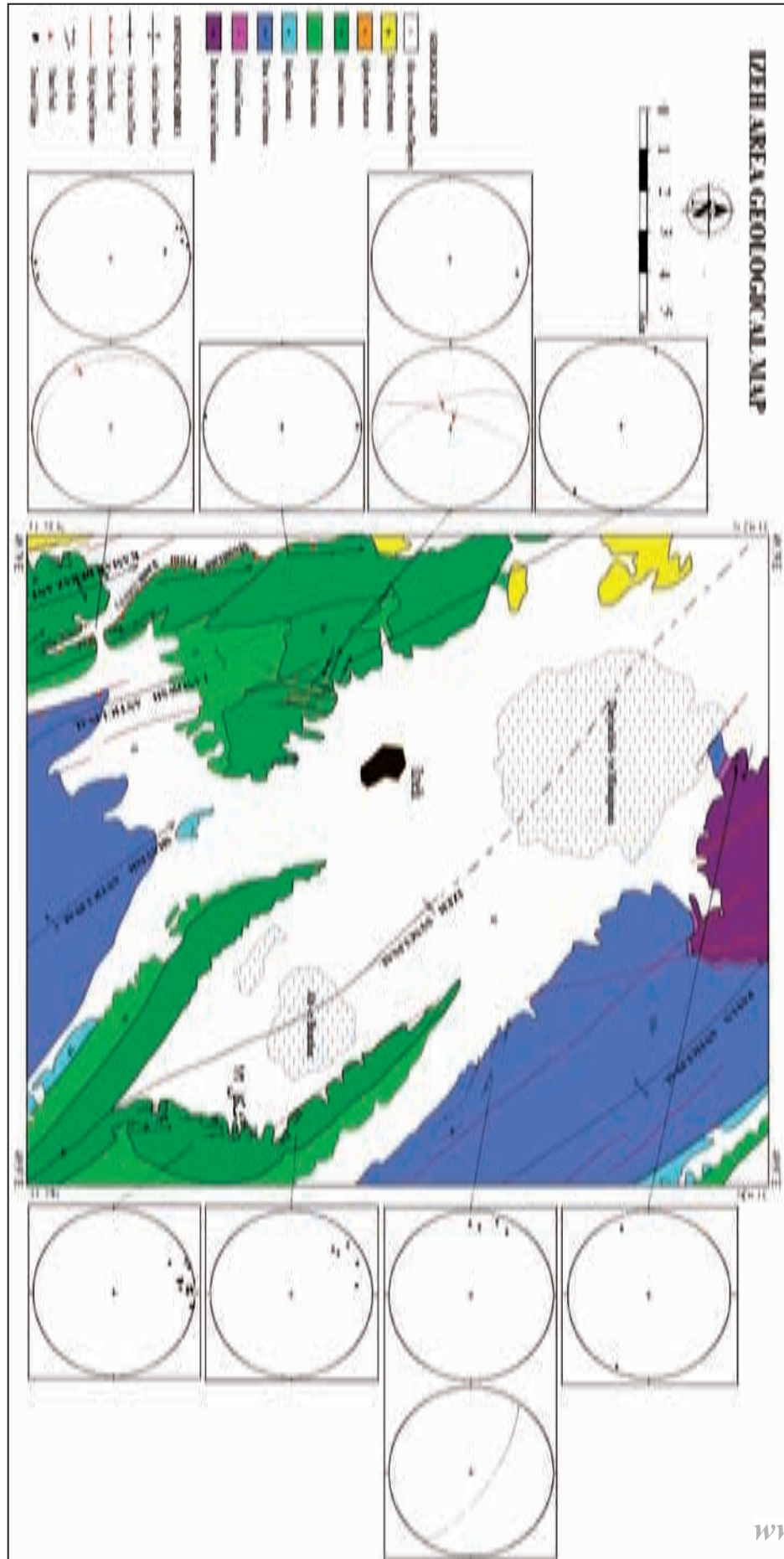
شکل ۹- نمونه‌ای از گسل‌های فرعی در سازند ایلام- سروک (II-Sv) و تصاویر استریوگرافیکی سطوح گسلی و خش‌لغزهای مربوط به آنها در منطقه بیان. برای دیدن موقعیت این ساختارها در پهنه گسلی ایده به شکل ۷ مراجعه کنید.



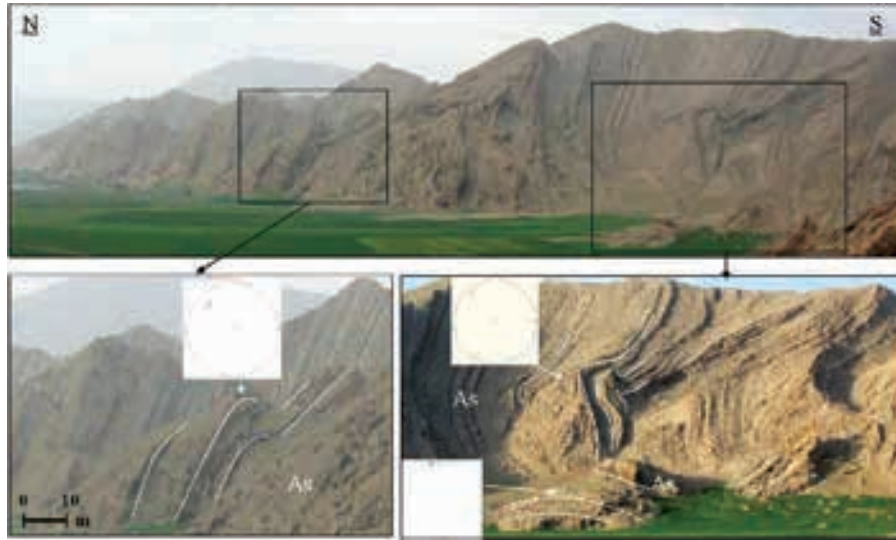
شکل ۸- نمونه‌ای از چین‌های فرعی در سازند ایلام- سروک (II-Sv) و تصاویر استریوگرافیکی محور آنها در منطقه بیان. برای دیدن موقعیت این ساختارها در پهنه گسلی ایده به شکل ۷ مراجعه کنید.



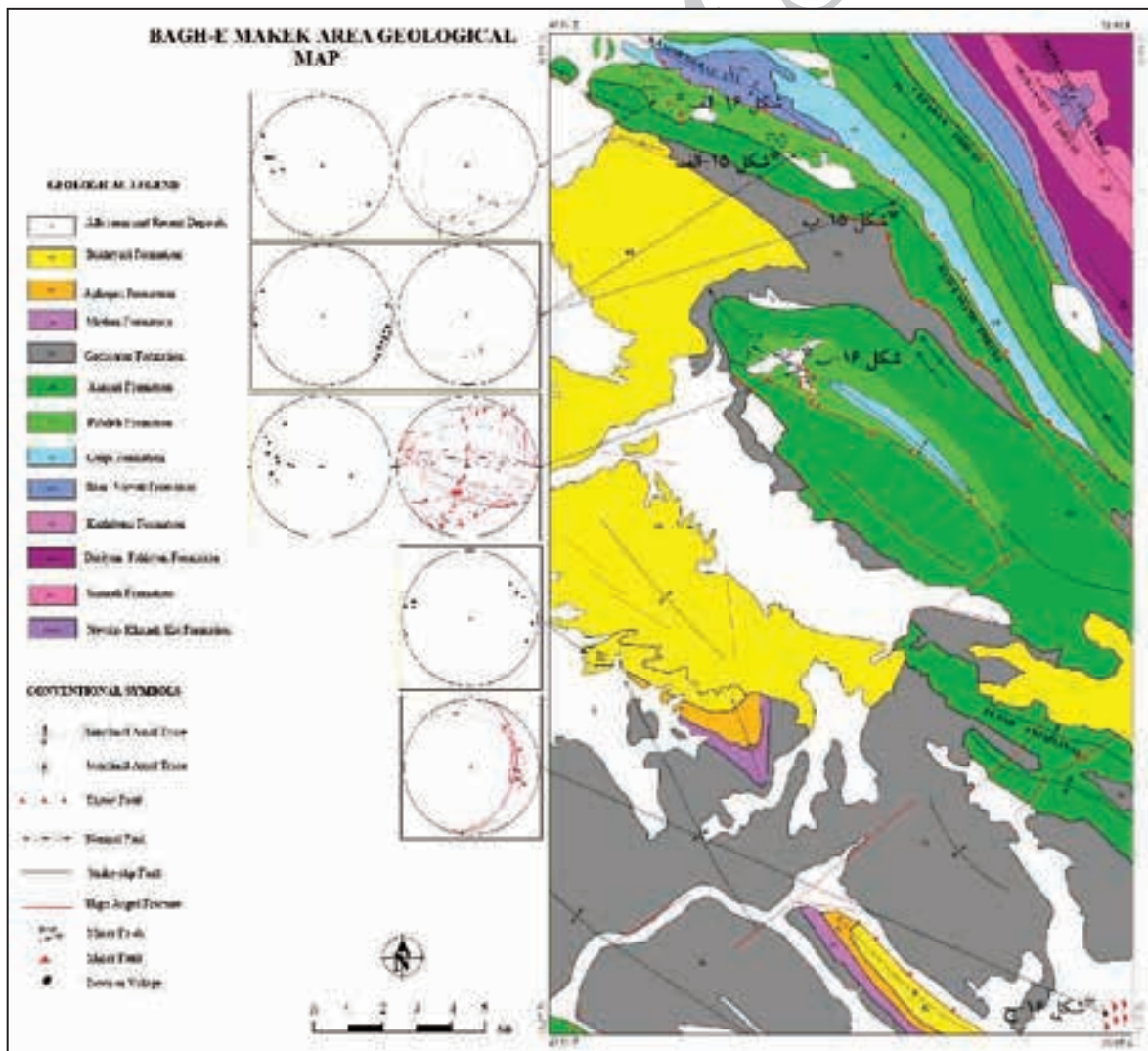
شکل ۱۰- الف) پرتگاه گسلی (خطوط سفید) ناشی از حرکت گسل امتدادلغز راست‌بر، ب) دگرریختی حاصل از حرکت گسل امتدادلغز راست‌بر و برش نمادین از مراحل این دگرریختی را نشان می‌دهند (مسیر برش و محل دقیق ساختارهای موجود در برش در شکل ۷ مشخص شده است). ناودیس B معرف ناودیس ایده و تاقدیس C معرف تاقدیس پیلابا است. As، Pb-Gu و II-Sv به ترتیب سازندهای آسماری، پابده- گورپی و ایلام- سروک را نشان می‌دهند.



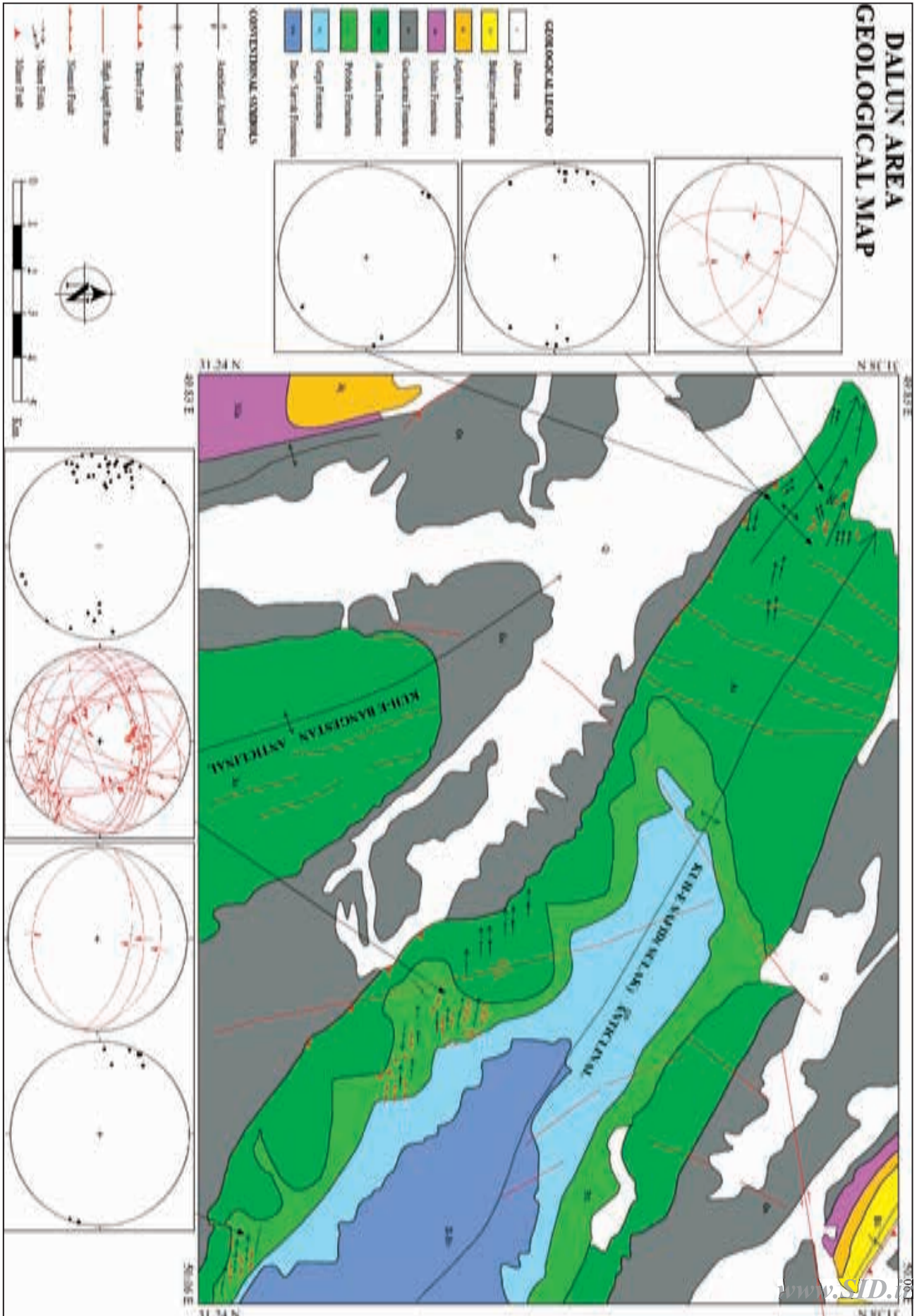
شکل ۱۱- ساختارهای فرعی و تصویر استریو گرافیکی مربوط به آنها (رنگ سرخ مربوط به گسل های فرعی و رنگ مشکی مربوط به محور چین های فرعی) به همراه ساختارهای اصلی بر روی نقشه زمین شناسی منطقه ایله، موقعیت منطقه در شکل ۴ مشخص شده است.



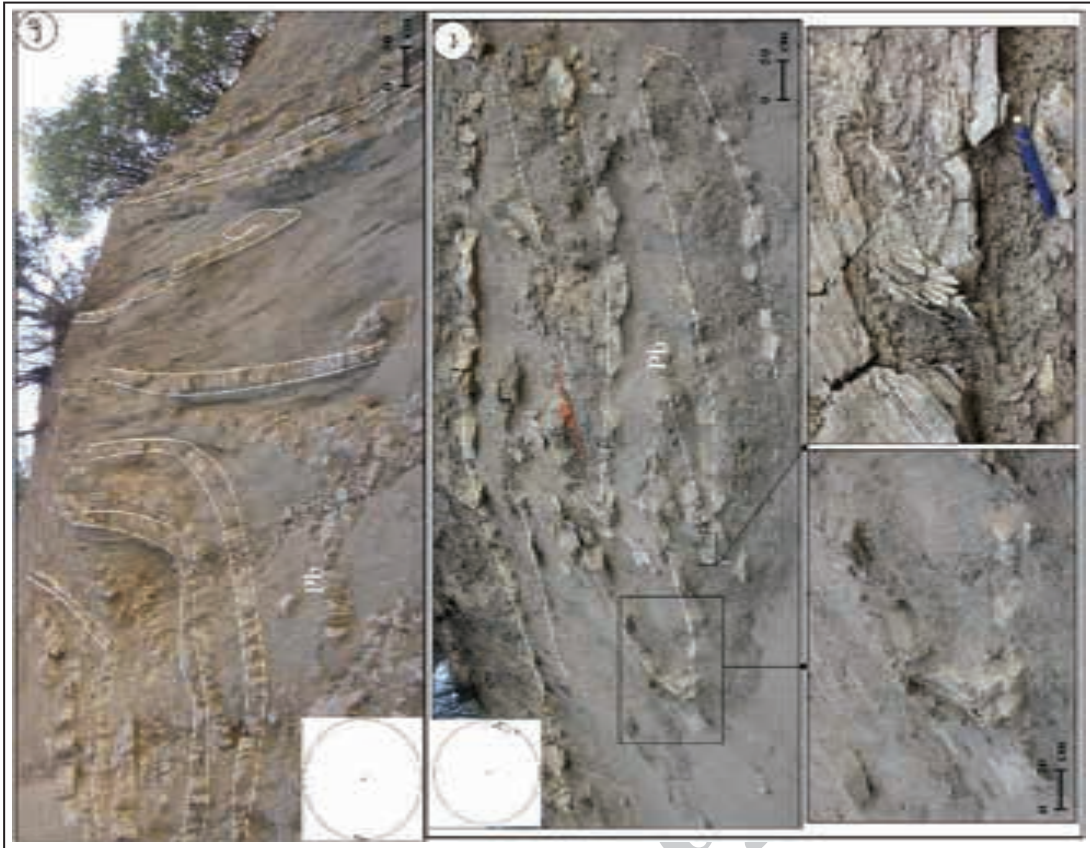
شکل ۱۲- نمونه‌ای از چین‌های فرعی در سازند آسماری (AS) و تصاویر استریوگرافیکی محور آنها در منطقه ایذه. برای دیدن موقعیت این ساختارها در پهنه گسلی ایذه به شکل ۱۱ مراجعه کنید.



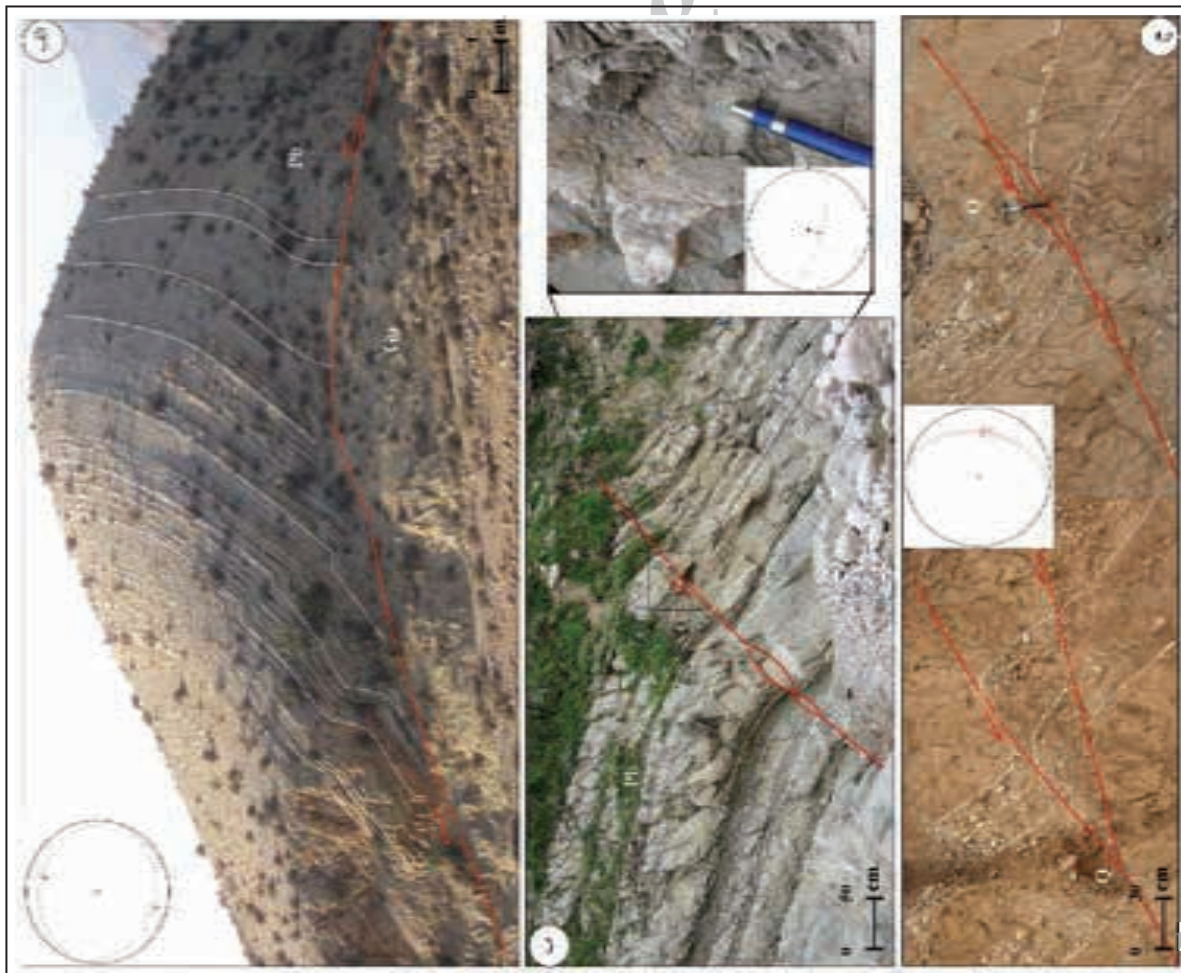
شکل ۱۳- ساختارهای فرعی و تصویر استریوگرافیکی مربوط به آنها (رنگ سرخ مربوط به گسل‌های فرعی و رنگ مشکی مربوط به محور چین‌های فرعی). به همراه ساختارهای اصلی بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه باغملک. موقعیت منطقه در شکل ۴ مشخص شده است.



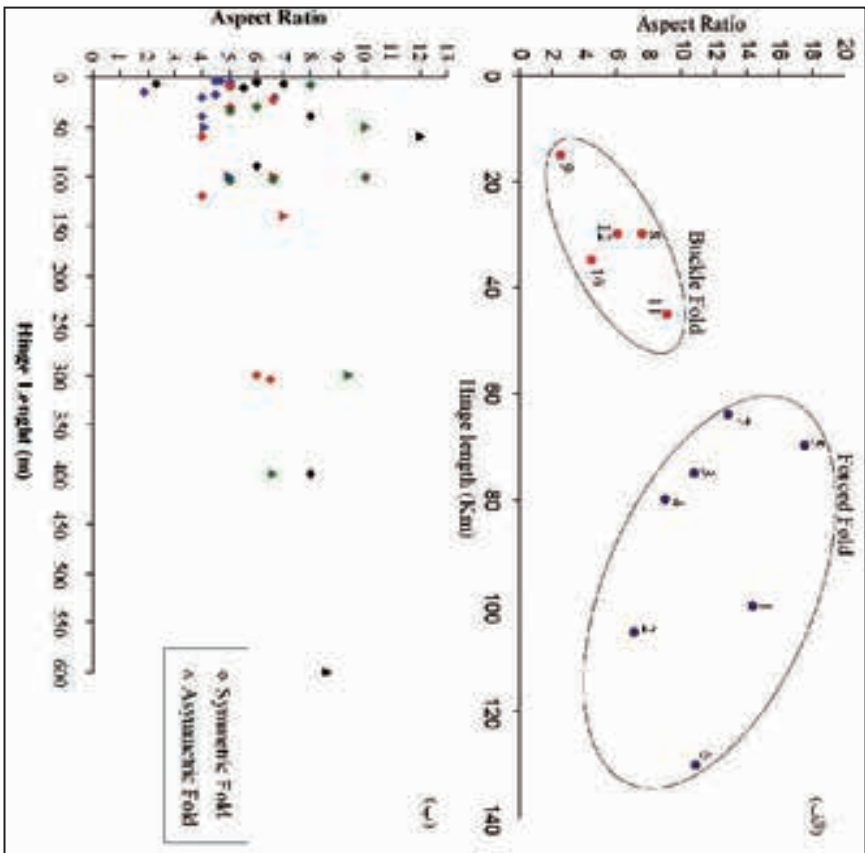
شکل ۱۴- ساختارهای فرعی و تصویر استریو گرافیکی مربوط به آنها (رنگ سرخ مربوط به گسل‌های فرعی و رنگ مشکی مربوط به محور چین‌های فرعی) به همراه ساختارهای اصلی بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه دالان. موقعیت منطقه در شکل ۴ مشخص شده است.



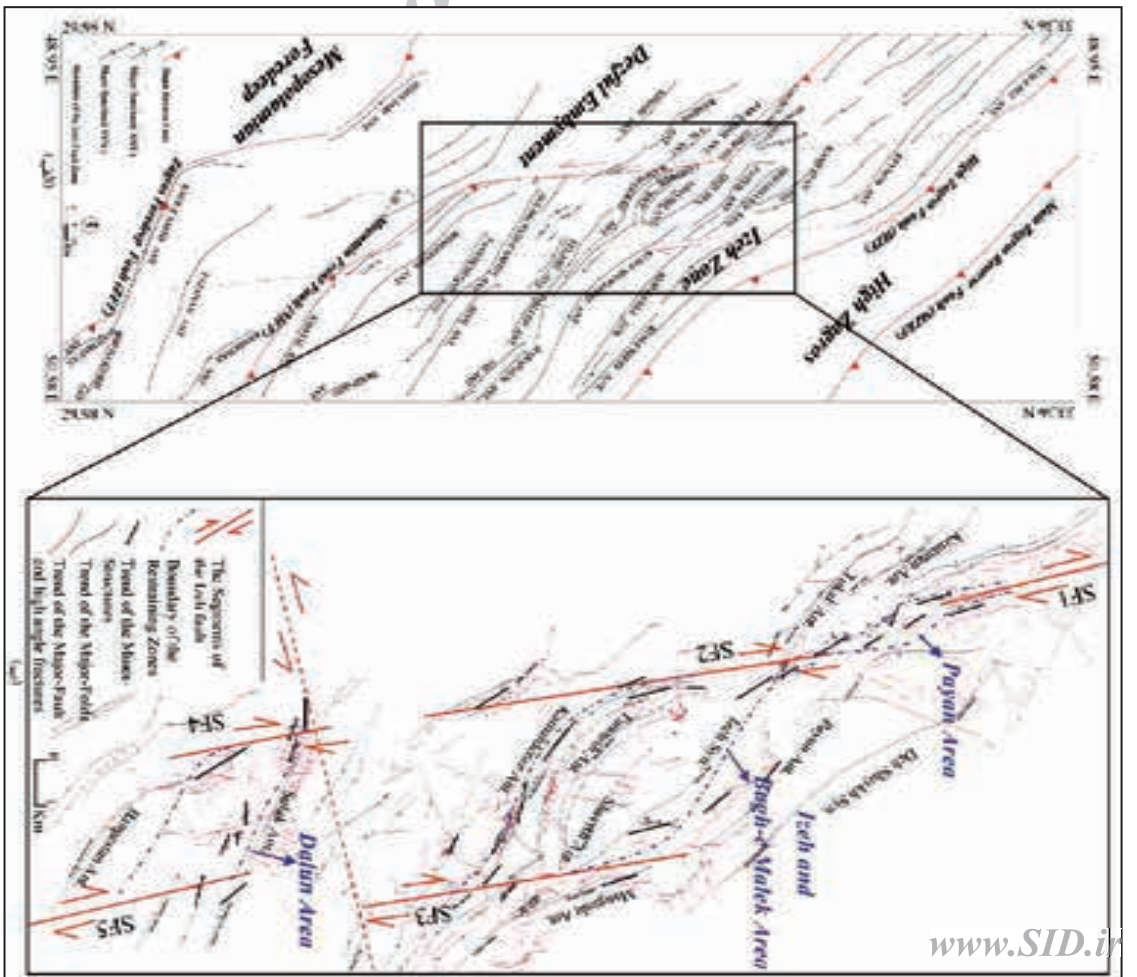
شکل ۱۵- نمونه‌ای از چین‌های فرعی در سازند پابده (Pb) و تصاویر استریو گرافیکی محور آنها در منطقه باغملک.



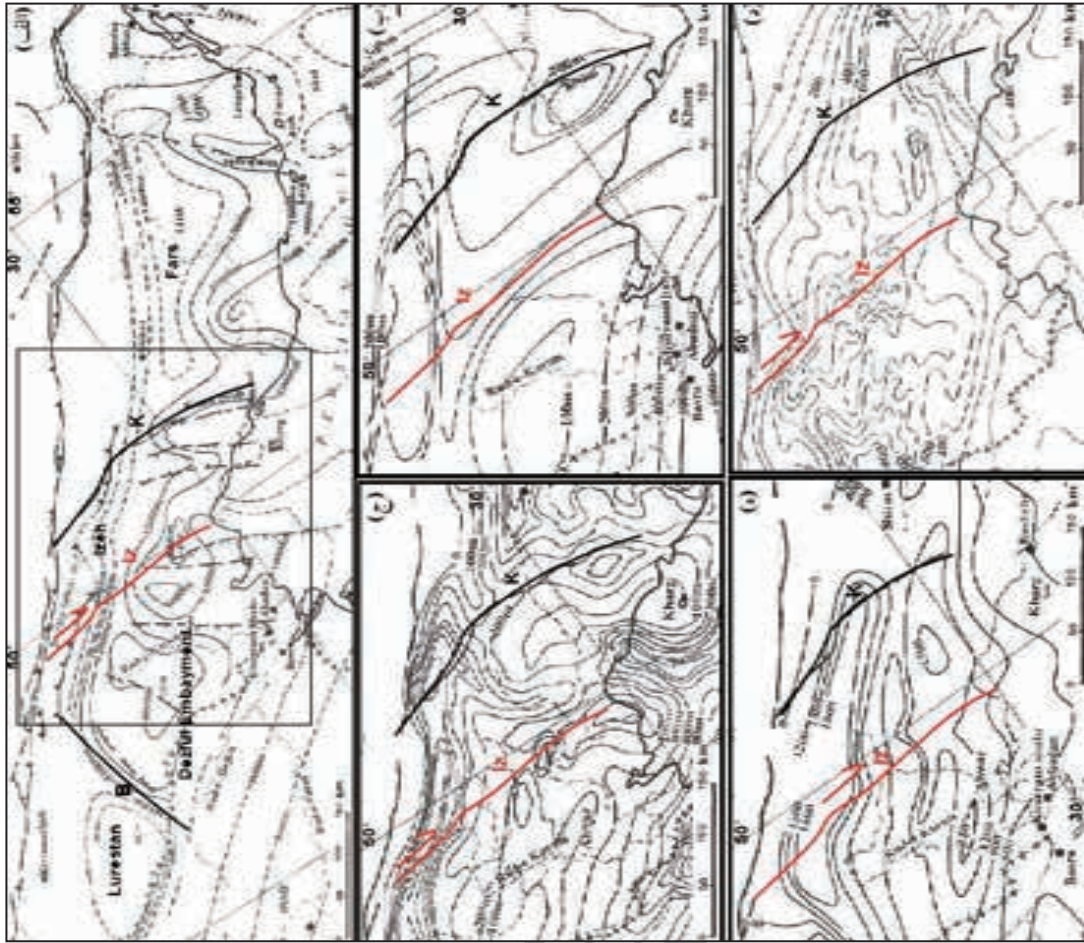
شکل ۱۶- نمونه‌ای از گسل‌های فرعی در رسوبات کواترنری و سازند پابده و تصاویر استریو گرافیکی سطح گسلی و بخش‌های مربوط به آنها در منطقه باغملک. Pb، Q و Gu به ترتیب رسوبات کواترنری، سازندهای پابده و گورنی را نشان می‌دهند.



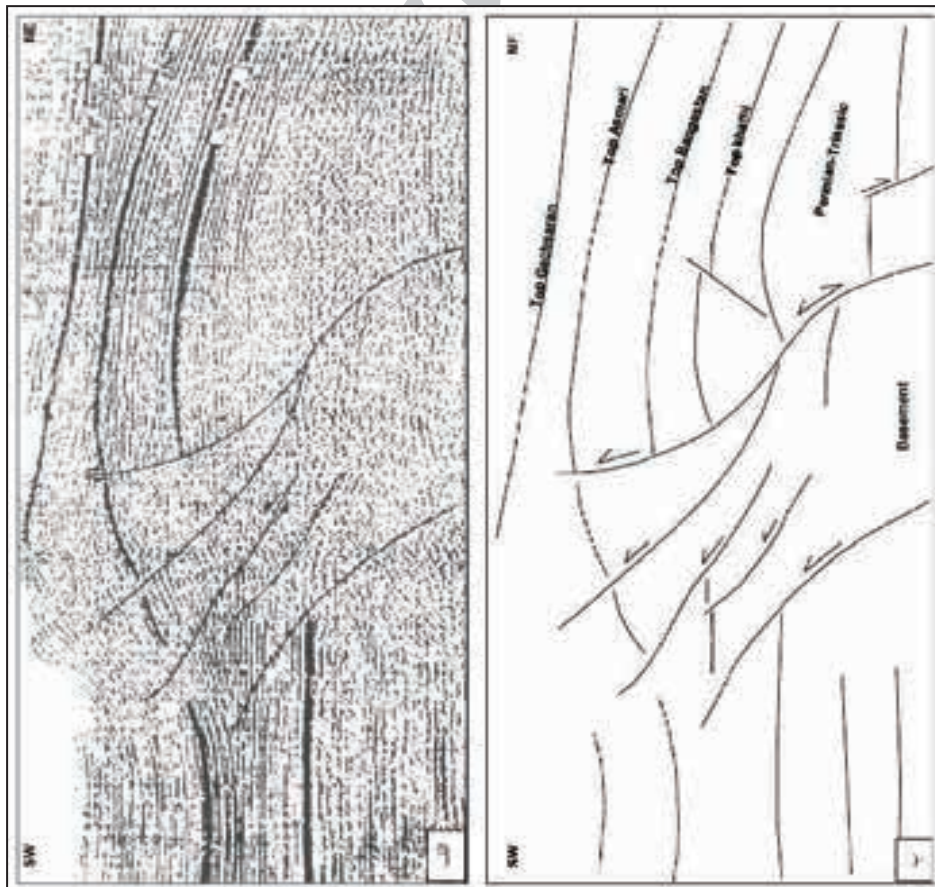
شکل ۱۸- نمودار تغییرات Aspect Ratio در برابر طول محور چین‌ها در راستای گسل ایذه. الف) چین‌های اصلی زاگرس چین‌خورده (تاق‌بیس رگ سفید (۱)، تاق‌بیس پازان (۲)، تاق‌بیس بنگستان (۳)، تاق‌بیس سوکک (۴)، تاق‌بیس کمر دراز (۵)، تاق‌بیس مگگت (۶)، ناودیس ایذه (۷)، تاق‌بیس تانوش (۸)، تاق‌بیس شاپوش (۹)، تاق‌بیس بیان (۱۰)، ناودیس ده شیخ (۱۱)، تاق‌بیس کسمستان (۱۲) و ب) چین‌های فرعی چهار منطقه مورد مطالعه (ریزچین‌های منطقه بیان (نقاط آبی)، ریزچین‌های منطقه ایذه (نقاط سرخ)، ریزچین‌های منطقه باضملک (نقاط سبز) و ریزچین‌های منطقه دالان (نقاط منگکی)).



شکل ۱۷- الف) روند عمومی پهنه گسلی ایذه و تغییر روند محور چین‌های اصلی زاگرس و نیز آرایش نوردانی چین‌های شکل‌یافته در درون پهنه گسلی ایذه در اثر فعالیت دوباره این پهنه گسلی. ب) آرایش تراکتاری پهنه گسلی ایذه در پهنه ساختاری ایذه. خطوط مبتدئ مسکی رنگ روند ساختارهای فرعی درون مناطق فشاری ناشی از آرایش نوردانی گسل ایذه و خطوط کمرنگ‌تر روند ساختارهای اصلی و شکستگی‌های پرشیب را نشان می‌دهند.



شکل ۱۹- الف) نقشه تغییرات ژرفای یسنگ زاگرس و ب تا ه) نقشه‌های منحنی‌های هم‌سترا در حوضه‌های مختلف زاگرس در زمان‌های ژوراسیک بالایی (ب)، کرتاسه بالایی (ج) و الیگوسن- میوسن (د) و نیز تغییرات سازند آسماری (ه) (Koop & Stoneley, 1982). تغییرات موجود در این نقشه‌ها به فعالیت سه گسل عرضی- برشی مهم زاگرس شامل گسل‌های کازرون (K)، ایذه (Iz) و بالارود (B) دلالت دارد.



شکل ۲۰- الف) برش لرزای تاقدیس پازنان در میدان نفتی پازنان (Motiei, 1995) و ب) خطوط رسم شده بر روی برش لرزای تاقدیس پازنان. محل میدان نفتی پازنان در شکل ۲ مشخص شده است.

کتابنگاری

داودی، ز.، ۱۳۸۲- استفاده از رهیافت دورسنجی در شناخت گسل‌های زیرسطحی و سبک دگرریختی‌های آنها در شمال باختری زاگرس. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

References

- Ameen, M. S., 1992- Effect of Basement Tectonic on Hydrocarbon Generation, Migration and Accumulation in Northern Iraq. *AAPG Bull.* 76: 356-370.
- Apotria, T. G., Snedden, W. T., Spang, J. H. & Wiltshko, D. V., 1992- Kinematic models of deformation at an oblique ramp. In: K.R. McClay, Editor, *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, pp. 141-154.
- Apotria, T. G., 1995- Thrust sheet rotation and out-of-plane strains associated with oblique ramps: an example from the Wyoming salient, USA. *Journal of Structural Geology*. 17 : 647-662.
- Authemayou, C., Chardon, D., Bellier, O., Malekzadeh, Z., Shabaniyan, E. & Abbassi, M. R., 2006- Late Cenozoic partitioning of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran), *Tectonics* 25 : TC3002
- Bahroudi, A., Talbot, C. J., 2003- The configuration of the basement beneath the Zagros basin. *Journal of Petroleum Geology*, 26(3), 257-282.
- Bahroudi, A., 2003- The Effect of Mechanical Characteristics of Basal Decollement and Basement Structures on Deformation of the Zagros Basin, PhD thesis, University of Uppsala, Sweden.
- Barzegar, F., 1994- Basement fault mapping of E Zagros folded belt (S.W. Iran) based on space-born remotely sensed data. *Proceeding of The 10th Thematic Conference On Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment and Engineering*. San Antonio, Texas. Pp: 455-466.
- Baker, C., Jackson, J. & Priestley, K., 1993- Earthquakes on the Kazerun line in the Zagros Mountains of Iran: Strike-Slip Faulting within a Fold and Thrust Belt. *Geophys. J. Int.*, 115: 41-61.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*. 241: 193-224.
- Campbell, J. D., 1958- En echelon folding. *Econ. Geol.*, 53, 448-472.
- Coleman-Sadd, S. P., 1978- Fold development in the Zagros simply folded belt, SW Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 62, 984-1003.
- Davoodi, Z. & Yassaghi, A., 2007- Structural Analysis of Izeh Fault Zone, An Exampel of Active Transverse Fault Zone in Zagros Fold- Thrust Belt, Iran. In: 5th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, Tehran, Iran, 13-16 May.
- Deffontaines, B., Lacombe, O., Angelier, J., Chu, H. T., Mouthereau, F., Lee, C. T., Deramond, J., Lee, J. F., Yu M. S. & Liew, P. M., 1997- Quaternary transfer faulting in the Taiwan Foothills: evidence from a multisource approach, *Tectonophysics* 274: 61-82.
- Edgell, H. S., 1996- Salt tectonic in the Persian Gulf basin. In: Alsop, G. I., Blunderll, D. J. and Davison, I., Editors. *Salt tectonics* Geological Society of London, Special Publication, 100:129-151.
- Falcon, N. L., 1969- Problems of the relationship between surface structure and deep displacements illustrated by the Zagros range. In: Kent P., Satterthwaite G., Spencer A. (eds), *Time and Place Orogeny*. Geological Society of London. Pp. 9-22.
- Fuh, S. C., Liu, C. S., Lundberg, N. & Reed, D., 1997- Strike-slip faults offshore southern Taiwan: implications for the oblique arc-continent collision processes. *Tectonophysics* 274:25-39.
- Fürst, M., 1990- Strike-slip faults and diapirism of the South-Eastern Zagros ranges. *Proc. Symp. Diap. Bander Abbas, Hormozgan, Iran*. 2: 149-181.
- Freund, R., 1965- A model of the structural development of Israel and adjacent areas since upper Cretaceous times. *Geol. Mag.*, 102, 189-205.
- Gartrell, A., Hudson, C. & Evans, B., 2005- The influence of basement faults during extension and oblique inversion of the Makassar Straits rift system: insights from analog models, *AAPG Bulletin* 89(4): 495-506.
- Graham, R. H., 1978- Wrench faults, arcuate folds patterns and deformation in the southern French Alps. *Proc. Geol. Assoc.*
- Hessami, K., Koyi, H. A. & Talbot, C. J., 2001- The significance of strike slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt. *J. Petrol. Geol.* 24: 5-28.
- Hessami, K., 2002- Tectonic History and Present-day Deformation on the Zagros Fold-Thrust Belt, PhD thesis, University of Uppsala, Sweden.
- Husseini, M. L., 2000- Origin of the Arabian Plate structures: Amar collision and Najd rift. *GeoArabia*, 5: 527-542.
- IOOC, 1969- Geological map of South-West Iran. Compiled and drawn by Geological and Exploration Division, 1:1000000.
- Koop, W. & Stoneley, R., 1982- Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* A305: 149-168.
- Lowell, J. D., 1972- Spitzbergen tertiary orogenic belt and the Spitzbergen fracture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3091-3102.
- McQuillan, H., 1991- The rol of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns and salt plug emplacements in the Zagros fold belt of Southwest Iran. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 5,453-463.

- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, M. & Richards, M., 2004- 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence, *Marine and Petroleum Geology* 21: 857–877.
- Motiee, H., 1995- Petroleum geology of Zagros. In: Hushmandzadeh, A.(Ed.), Treatise on the Geology of Iran. Geological Survey of Iran.
- NIOC, 1976- Tectonic map of south- west Iran. Scale 1:2500000, Natl. Iran. Oil. Co., Explor. And prod., Tehran, Iran.
- Odonne, F. & Vialon, P., 1983- Analogue models of folds above a wrench fault, *Tectonophysics*, 99, 31-46.
- Odonne, F. & Costa E., 1993- Relationships between strike-slip movement and fold trends in thin-skinned tectonics: analogue models, *Tectonophysics*, 228, 383-391.
- Pavoni, N., 1961- Die Nordanatolische horizontalverschiebung. *Geol. Rundsch.*, 51, 122-139.
- Richard, P., Ballard, J. F., Colletta, B., Cobbold, P. R., 1989- Fault initiation and development above a basement strike-slip fault: analogue modeling and tomography. *Compte Rendu Academic des Sciences*, 309(2), 2111-2118.
- Richard, P., Mocquet, B., Cobbold, P. R., 1991- Experiments on simultaneous faulting and folding above a basement wrench fault. *Tectonophysics*, 188(1-2), 133-141.
- Richard, P., Naylor, M. A., Koopman, A., 1995- Experimental models of strike-slip tectonics. *Petroleum Geoscience*, 1, 71-80.
- Richard, P. & Krantz, R. W., 1991- Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. *Tectonophysics*, 188(1-2), 117-131.
- Saintot, A. & Angelier, J., 2002- Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. *Tectonophysics*, 357: 1-31.
- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J. W. & Vita- Finzi, C., 2000- The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt. *Geological Society of London*, 169, 187-196.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. W. & Coward, M. P., 2002- The major fault zones controlling the sedimentation, deformation and entrapment of hydrocarbon in the Zagros fold- thrust belt, Iran. AAPG Annual Meeting, Houston, Texas.
- Sepehr, M. & Cosgrove, W., 2004- Structural framework of the Zagros fold- thrust belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 829-843.
- Sepehr, M. & Cosgrove, W., 2005- Role of Kazerun fault zone in the formation and deformation of the Zagros fold- thrust belt, Iran. *Tectonics*, Vol. 24, TC5005.
- Sherkati, S. & Letouzey, J., 2004- Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 535-554.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. & Letouzey, J., 2005- Detachment folding in the central and eastern Zagros folded belt (Iran): Salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*, 27, 1680-1696.
- Sommaruga, A., 1999- Décollement tectonics in the Jura foreland fold and thrust belt. *Marine and Petroleum Geology* 16: 111-134.
- Sung, Q. Ch. & Chen, Y. Ch., 2004- Self-affinity dimensions of topography and its implications in morphotectonics: An example from Taiwan. *Geomorphology*, 62:181-198.
- Sylvester, G., 1988- Strike slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, 100:1666-1703.
- Tapponnier, P. & Molnar, P., 1977- Active faulting and tectonics in China, *J. Geophys. Res.* 82 : 2905–2930.
- Ted, G. Apotria, 1995- Thrust sheet rotation and out of plane strains associated with oblique ramps. An example from the Wyoming Salient, U. S. A. *J. St. Geo.*, 17(5): 647-662.
- Tull, J. F. & Holm, C. S., 2005- Structural evolution of a major Appalachian salient-recess junction: Consequences of oblique collisional convergence across a continental margin transform fault, *GSA Bulletin*, 117(3/4): 482-499.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chéry, 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.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P. & Seely, D. R., 1973- Basin wrench tectonics. *AAPG Bulletin*, 57, 74-96.
- 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(18-20): 4529-4544.