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

زینب داودی^۱ و علی یساقی^۱

اگروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران تاریخ دریافت: ۲۴/ ۱۳۸۸ ۱۳۸۸ تاریخ پذیرش: ۲۸/ ۱۰/ ۱۳۸۸

چکیدہ

در این مقاله هندسه و تحول جنبشی ساختارهای توسعه یافته در راستای یکی از پهنههای گسلی عرضی (ایذه) در کمربند چینخورده- رانده زاگرس ارائه شده تا از این راه منشأ این گسل ها و اثر آنها بر ساختارهای کمربند تحلیل شود. دگرریختی های سطحی بر روی پوشش رسوبی در امتداد پهنه گسلی ایذه شامل تغییر روند ساختارهای اصلی زاگرس و توسعه ساختارهای فرعی به صورت ریزچین ها و ریزگسل ها بر روی ساختارهای اصلی زاگر سی هستند. برداشت های دقیق ساختاری از پهنه گسلی نشان داد که نحوه پراکندگی و الگوی این ساختارهای فرعی به صورت ریزچین ها و ریزگسل ها بر روی ساختارهای اصلی زاگر سی هستند. برداشت های دقیق ساختاری از پهنه گسلی نشان داد که نحوه پراکندگی و را در امتداد پهنه گسلی فرعی بر روی پوشش رسوبی در پهنه زاگر سی چین خورده- رانده، به گونه ای است که می توان سه پهنه فشارشی میان گسل های زیر سطحی با آرایش نردبانی را در امتداد پهنه گسلی ایذه تحلیل کرد. با بررسی منحنی های هم ستبرا، تغییرات رخساره ای سازندهای مختلف و برش های لرزهای باز تابی مشخص شد که این گسل های زیر سطحی مراتب جوان تر فعالیت گسل ایذه هستند که به عنوان یک گسل پی سنگی در اثر همگرایی مایل کوهزاد زاگر س، فعالی می تواند قابل همگانی کیری چنین دگرریختی های در پوشش رسوبی شده است. با توجه به شواهد زمین لرزه ای اثر این فعالیت تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. چنین تحلیلی می تواند قابل همگانی کردن برای اثر دگرریختی هایی گسل های مایل بر پوشش رسوبی کمریند چین خورده- رانده زاگر ساشد.

> **کلیدواژهها:** کمربند چینخورده-رانده زاگرس، پهنه گسلی عرضی-برشی، فعالیت دوباره گسل پیسنگی، پهنه گسلی ایذه. ***نویسنده مسئول:** علی یساقی

E-mail: yassaghi@modares.ac.ir

۱- مقدمه

با توجه به تقسیمیندی گسل های امتداد لغز توسط (Sylvester (1988) و مطالعات گسترده بر روی گسل.های امتدادلغز در مناطق کوهزایی خاستگاه این گسل.ها بهصورتهای زیر تفسیر میشود: ۱- فعالیت دوباره گسلهای پیسنگی از پیش موجود بهعنوان گسل های امتدادلغز عرضی در مناطق کوهزایی با همگرایی مايل همچون زاگرس چينخورده – رانده (McClay et al., 2004) و کمربند چين خورده - رانده Saintot & Angelier, 2002) NW-Caucasus). ۲- تشکيل گسل.های امتدادلغز در اثر همگرایی مایل و بر روی پوشش رسوبی بدون پهنه شكل يذير قاعدهاي (كمربند چين خورده- رانده جنوب تايوان) (Fuh et al., 1997) و یا دارای یهنه شکلیذیر بنیانی مانند گسلهای راستالغز راستبر کوههای Salt Rang یاکستان. ۳- گسل های امتدادلغزی که در اثر تغییرات جابه جایی بهوجود می آیند، شامل: الف) گسل های پارگی (Tear Fault) که به علت جبران اختلاف رفتار و حرکت در طول گسل.های راندگی و گسل.های عادی وارون شده و یا سوی انتقال جابهجایی از یک گسل راندگی به گسل راندگی دیگر مانند گسلهای عرضی کواترنر در کمربند چینخورده – رانده تایوان ایجاد می شوند (Deffontaines et al., 1997; Sung & Chen, 2004). بیشتر گسل های پارگی در مناطق كوهزايي با حاكميت زمين ساخت نازك يوسته (Thin-Skinned Tectonic) مانند ژورا (Sommaruga, 1999) تشکیل شدهاند و محدود به یوشش رسویی هستند. ب) گسل های امتدادی به عنوان یله های جانبی یا مایل (Lateral Ramp یا Oblique Ramp) گسل های وارون، بهترتیب با روند گسلی موازی و مایل با سوی همگرایی کمربندهای کوهزایی مانند کمربندهای چین خورده – رانده Sevier در وايومينگ آمريكا (Ted & Apotria, 1995). ج) گسل های عرضی در محل اتصال خمیدگی (Recesse و Salient)های کمربندهای کوهزایی با همگرایی مایل همچون آپالاچین (Tull & Holm, 2005). ۴–تشکیل گسل های امتدادلغز بر روی ورق شکل پذیر در اثر برخورد ورقهای سخت و شکل پذیر و پیشروی گوشههای محدب ورقدای سخت به درون ورق شکل پذیر. با افزایش فضای مناسب برای پیشروی ورق سخت، پدیده فرار زمین ساختی (Indentation Tectonic) رخ میدهد و با گسترش

گسل های بزرگ ژرف در ورق شکل یذیر همراه می شود. مثال آشکار آن گسل امتدادلغز Red River Fault در Himalaya است (Tapponnier & Molnar, 1977). درکمربند چینخورده- رانده زاگرس، چینها و گسلهای راندگی از ساختارهای اصلی بهشمار می آیند. روند چینها و راندگیها در بخشهای باختری کمربند، شمال باختر است که به سوی بخش های خاوری، به روند خاور – شمال خاور تغييرا مي كند. اين تغيير روند سبب منحني شكل شدن كمربند شده است (شکل۱). بیشتر چنین تغییراتی در طول کمربند چین خورده- رانده زاگرس با گسترش گسل های عرضی (Transverse Faults) همراه است که سبب بروز تغییرشکلهایی بر روی ساختارهای اصلی زاگرس در پوشش رسوبی شده است (شكل) (Yassaghi, 2006; Hessami et al., 2001; Furst, 1990) مطالعات صورت گرفته بر روی دگرریختیهای حاصل در پوشش رسوبی، دو مجموعه از این گسل های عرضی، با روند شمال- شمال باختر و سازوکار راستبر (مانند گسل.های ایذه، کازرون، سبزیوشان، کره بس و سروستان) و مجموعه دیگر با روند شمال خاور و سازوکار چپبر (مانند گسل.های بالارود، نظام آباد، فيروزآباد و رازك) شناسايي شده است (Falcon, 1969; Furst, 1990; Yassaghi, 2006 ;Barzegar, 1994 ;Hessami et al., 2001 ;Ameen, 1992 و داودی، ۱۳۸۲) (شکل ۱). تاکنون در تفسیر منشأ این گسل های عرضی و اثر آنها بر تغییر شکل ساختارهای اصلبی کمربند چین خورده- رانده تحلیل های گوناگون و متفاوتی ارائه شده است. این تحلیل ها بیشتر بر پایه تفسیر داده های تصاویر ماهواره ای (Hessami et al., 2001 e Barzegar, 1994 ; Ameen, 1992 ;Furst, 1990) همراه با داده های ژئومغناطیس (Yassaghi, 2006)، مدل سازی تجربی (Bahroudi, 2003)، تغييرات ستبرا و رخساره رسوبات (Bahroudi, 2004)، تغييرات ستبرا و وBahroudi & Talbot, 2003)، دادههای زلزله (Baker et al., 1993)، تنش دیرین (Authemayou et al., 2006) و دادههای بهدست آمده از اندازه گیری تغيير شكل هاي جوان توسط GPS (Hessami, 2002) هستند. بيشتر اين مطالعات بر روی برخی گسل.های اصلی چون کازرون و سبزیوشان متمرکز بوده و کمتر

اللي المراجعة

به دیگر گسل.های کمربند چین خورده- رانده تعمیم داده شده است و بیشتر با دادههای دقیق تر ساختاری نیز حمایت نمی شوند. در این مطالعات، خاستگاه این گسلهای عرضی را بهصورت گسلهای پیسنگی فعالیت دوباره یافته Barzegar, 1994 ;Hessami et al., 2001) ، گسل های یارگی (Bahroudi, 2003)، گسل های امتدادی مرتبط با پلههای جانبی گسل های وارون (Sepehr & Cosgrove, 2004) و گسل های مایل و موازی با سوی همگرایی ورق،های 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 گسل های 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 گسل.ها 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 یهنههای گسلی (یهنه گسلی ایذه) و شواهد بهدست آمده از تفسیر تصاویر ماهوارهای و دادههای زیرسطحی، ضمن به نقشه کشیدن اثر تغییرشکل این پهنه گسلی بر پوشش رسوبی کمربند چینخورده- رانده زاگرس هندسه و ارتباط جنبشی آنها با ساختارهای کمربند تحلیل شود. چنین تحلیلی می تواند دادههای مناسبی برای تحلیل ديگر گسل هاي عرضي در كمربند چين خورده- رانده زاگرس ارائه دهد.

۲- زمینشناسی پهنه ساختاری ایذه

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، ایذه و فارس تفکیک میکنند (Sepehr et al., 2002). پهنه ایذه 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 ایذه در شکل ۲ آمده است. به طور کلی واحدهای جوانتر در بخشهای جنوبی و واحدهای کهنتر در بخشهای شمالی منطقه رخنمون دارند. ((1991) McQuillan از راه بررسی چینه نگاری 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 ایذه بوده است. (2004) Sherkati & Letouzey بالایی بررسی نقشههای همستبرا مربوط به زمانهای مختلف، مقاطع لرزهای و مشاهده سازندهای رخنمونیافته در پهنه ساختاری ایذه، چندین سطح جدایشی میانی تغییر شکلهای ساختاری کمربند چین خورده - رانده دارند. سطوح جدایشی در راستای پهنه گسلی ایذه شامل سازندهای پابده، کردمی، دشتک و هرمز هستند (شکل ۲). (2004) یاده شامل سازندهای یابده، کردمی، دشتک و هرمز هستند (شکل ۲). (2004) یاده شامل سازندهای یابده، کردمی، دشتک و هرمز هستند به فعالیت دیاره خطواره پی سنگی ایذه (هندیجان - بهرگانسر) نسبت دادهاند. به باور این افراد، با توجه به اطلاعات موجود از تغییرات ستبرا و رخساره سازندهای

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

۳- هندسه ساختاری پهنه گسلی ایذه

پهنه گسلی ایذه بهصورت خطوارهای بر روی نقشههای زمین شناسی زاگرس نخستین بار توسط (Falcon (1969 معرفی و از آن پس بهصورت رسمی گسل ایذه بهعنوان 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 ایذه را بیش از گسل کازرون میداند. داودی (۱۳۸۲)، با مطالعه تصاویر ماهوارهای، گسل ایذه را بهعنوان یک پهنه گسلی عرضی- برشی راستبر با روند N-۱۶۵، طول بیش از ۳۰۰ کیلومتر و یهنای ۹ کیلومتر معرفی کرده است. بر اساس این مطالعه گسل ایذه 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 چین خورده- رانده را در بر می گیرد. به باور (Hessami et al. (2001)، گسل ایذه مرز خاوری فروافتادگی دزفول را تشکیل میدهد اما Berberian (1995) و Sepehr & Cosgrove (2005) بر این باورند که این مرز وابسته به بخش جنوبی پهنه گسلی کازرون است. ساختارهای موجود در راستای یهنه گسلی ایذه را می توان بر اساس مقیاس رخنمون به دو گروه ساختارهای اصلی بزرگ و فرعی کوچک تقسیم کرد. ساختارهای بزرگ، ساختارهای اصلی کمربند چین خورده- رانده و بر روی تصاویر ماهوارهای قابل برداشت هستند (شکل ۳) اما ساختارهای فرعی کوچک تنها در مقیاس رخنمون قابل برداشتند.

3-10. ساختارهای اصلی

– **چينهاي اصلي زاگرس چينخورده:** چينهاي بزرگ از ساختارهاي اصلي كمربند چین خورده - رانده زاگرس هستند و از دیرباز بهعنوان یکی از بارزترین ساختارهای کمربندهای چین خورده به شمار می آیند (Coleman-Sadd, 1978) (شکل ۳ و ۴). این ساختارها در تصاویر ماهوارهی پهنه گسلی ایذه نیز به خوبی قابل شناسایی هستند (شکل۳). روند اثر محوری این چینها در کمربند چینخورده- رانده زاگرس یکنواخت نیست و امتداد آنها بههنگام برخورد با پهنه گسلی ایذه تغییر میکند. بهعنوان مثال می توان به موارد زیر در امتداد پهنه گسلی و از شمال به جنوب اشاره کرد (شکل۳): 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 پیان 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 ایذه از جنوب خاوري به سوى جنوب- جنوب خاور، تغيير روند دماغه شمال باخترى تاقديس هاي تانوش و کمر دراز از شمال باختری به شمال– شمال باختر و تغییر روند دماغه شمال باختری تاقدیس های بنگستان، پازنان و رگه سفید از شمال باختری به شمال. - **کسلهای 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) (شکل۳). افزون بر این گسلها، گسلهای راندگی بیشماری در کمربند چین خورده- رانده زاگرس وجود دارند که برخی از آنها رخنمون سطحی ندارند و فقط بر اساس دگرریختی ایجاد کرده در چین ها چون برگشتگی لایههای پهلوهای چین قابل تشخیص است (شکل۵) و بنابراین بیشتر آنها در پهنه زاگرس چینخورده بهعنوان گسل.های پنهان نامگذاری شدهاند (Berberian, 1995). روند گسلهای راندگی در کمربند چینخورده- رانده همانند اثر محوري چين ها يكنواخت نيست و در محل برخورد با پهنه گسلي ايذه تغيير روند میدهند. برای مثال، روند گسل های HZF و MFF به هنگام ورود به پهنه گسلی ایذه

از شمال باختر به شمال- شمال باختر تغيير مي يابد (شكل ٣).

- 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 می شوند. ساختارهای فرعی در پهنه گسلی ایذه بهطور 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 چین هایی با منشأ غیر دگرشکلی می شوند، از برداشت چین ها بر روی آنها خودداری شده است زیرا پراکندگی این گونه ساختارها ناشی از رفتار رئولوژیکی خود واحدها و یا واحدهای زیرین آنها است. برای مثال بیشتر چین های گسترش یافته در سازند میشان ناشی از تغییر حجم سازند زیرین (گچساران) در اثر آبگیری 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 چین خورده- رانده زاگرس دارند، بررسی شده است. این بررسی در مناطقی که سازندهای گچساران و میشان رخنمون نداشته اند، متمر کز شده که شامل مناطق پیان (شکل۷)، ایذه (شکل۱۱)، باغملک (شکل ۱۳) و دالان (شکل ۱۴) است. بر رسی های انجام شده نشان دهنده فراوانی کمتر گسل های فرعی نسبت به ریزچین ها 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 چین خوردگیها (شکل ۸) و گسل ها (شکل ۹) است. با توجه به نقشه ساختاری این منطقه (شکل۷) روند این ساختارها در بخش های مختلف این منطقه متغییر است. به گونهای که روند محور ریزچین ها 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 ریز گسل های وارون منطقه نیز تا حدودی با روند محور چین ها مطابقت می کند (شکل۷). گسل های 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 (شکل۷). آثار این گسل.ها نه تنها بر روی تصاویر ماهوارهای بلکه در مشاهدات صحرایی نیز برداشت شدهاند. این آثار شامل پرتگاههای گسلی (یرتگاه گسلی SF1 شکل ۱۰- الف) و به هم ریختگی های ناشی از جابه جایی امتدادلغز گسل ها و پیچش (Torsion) تاقدیس c (تاقدیس بیلابا) در اثر عملکرد گسل امتدادلغز SF2 است (شکل ۱۰-ب). تغییر روند محور چین های فرعی از شمال به جنوب این پهنه از روند s شکل پیروی می کند به گونهای که روند محور چین ها در نز دیکی این گسل های امتدادلغز روند شمالی – جنوبی دارند و با دور شدن از گسل ها، روند آنها نیز تغییر می کند و در مرکز پهنه به روند خاوری-باختری تبدیل می شوند. با توجه به نحوه پراکندگی چین ها و گسل های فرعی و نوع آرایش گسل های امتدادلغز، منطقه پیان یک پهنه فشارشی (Restraining zone) میان این دو گسل امتدادلغز در راستای یهنه گسلی ایذه است. در بخش مرکزی منطقه پیان گسل های وارون با روند خاوری- باختری که به هر دو سوی شمال و جنوب شیب دارند دورشتهای های 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 (شکل۱۱). 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 بهخوبی در بخش خاوري منطقه مشخص است. در اين بخش از شمال به جنوب، روند محور چين ها از E-W و سپس به NW-SE تغییر کرده است (شکل ۱۱). شکل ۱۲ نمایی از این چین های فرحی را در بخش خاوری منطقه ایذه نشان میدهد. روند گسل های 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 آغاجاری 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 چین های منطقه باغملک (شکل ۱۳) تغییر هندسه چین ها از باختر به خاور است. این تغییرات در سازند پابده بهخوبی آشکار است به گونهای که کشیدگی پهلوهای چینهای فرعی شدت مییابد و این چینها از حالت برگشته (شکل۱۵- الف) به چین های خوابیده تغییر می کند (شکل ۱۵-ب). شکل ۱۶ نمونهای از گسل های فرعی منطقه را نشان می دهد. در این منطقه گسل های عادی نیز قابل مشاهدهاند. این گسل ها در بخش جنوبی، روند شمالی- جنوبی و بر روی رسوبات آبرفتی رخنمون دارند (شکل۱۶-ج). در منطقه ایذه و منطقه باغملک روند محور چین های فرعی نیز نشان از وجود یک پهنه فشارشی در امتداد پهنه گسلی ایذه دارد. در بخش مرکزی منطقه ایذه (شکل۱۱) ساختارها از روند خاوری– باختری در باختر شهر ایذه به روند شمالي- جنوبي در جنوبخاوري و جنوب باختري شهر ايذه تغيير مي كنند. اين یهنه فشارشی محدود به دو گسل امتدادلغز SF2 و SF3 با روند شمالی- جنوبی است (شکل۱۷) که آثار آنها بر روی تصاویر ماهوارهای مشخص است (داودی، ۱۳۸۲). در منطقه دالان نیز روند ساختارهای فرعی (شکل۱۴) و تغییر روند محور تاقدیس بنگستان (شکل ۴) به همراه آثار گسل های امتدادلغز SF4 و SF5 (شکل ۱۷) بر روی تصاویر ماهوارهای (داودی، ۱۳۸۲)، سومین پهنه فشارشی گسل ایذه در پهنه زاگرس چين خورده ساده را نشان مي دهد.

4- بحث 4-1. الگوی هندسی ساختارهای پهنه کسلی ایذه

روند عمومی ساختارهای اصلی در کمربند چین خورده- 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 بهعلت وجود چندین لایه جدایشی در پوشش رسوبی فانروزوييك (Sherkati & letouzey, 2004) اثر اين فعاليت بهصورت يك 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 تاقدیس های کی نو و بنگستان و گسل های MFF ،HZF و ZFF) (شكل/١٧– الف). اين موضوع مي تواند نشاندهنده آغاز فعاليت پهنه گسلي ایذه دست کم پس از برخورد قاره- قاره ورق عربی با ایران مرکزی و شکل گیری 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 یهنههای زاگرس مرتفع، ایذه و فروافتادگی دزفول) دیده می شود. 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، شاویش و تانوش در پهنه ایذه و چند چین دیگر در پهنه زاگرس مرتفع) (شکل۱۷– ب). گاه، روند این ساختارها نیز بهعلت ادامهدار بودن فعالیت پهنه گسلی، دچار چرخش شده (مانند تاقدیس های ییان و تانوش) و حتی در برخی موارد به موازات یهنه 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 (شکل۱۷). گسترش چینهای با آرایش نردبانی ناشی از

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

برای تعیین دقیق پیدایش چینها در راستای پهنه گسل ایذه مطالعه متغیر هندسی Aspect Ratio (نسبت طول محور به پهنای چین) نیز انجام شد (شکل ۸۸- الف). بر اساس این متغیر، چینهای اصلی زاگرس را در راستای گسل ایذه می توان 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 (2000) Sattarzadeh et al. (2000) گروه اول به عنوان چینهای Buckle که بیشتر چینهای متقارن و با آرایش نردبانی هستند و گروه دوم به عنوان چینهای گروه اول (مانند تاقدیسهای تانوش، شاویش، پیان و کمستان) اثر حرکت برشی در پی سنگ در راستای گسل ایذه ایجاد شده در حالی که گروه دوم (مانند تاقدیسهای رانه گی این این می دهد که این چینها در اثر حرکت برشی در پی سنگ در راستای گسل ایده ایجاد شده در حالی که گروه دوم (مانند تاقدیسهای رانه گی این این می دهد که این چینها در شکل ۳) ناشی از فشردگی مرتبط با گسل های رانه گی است که در اثر فعالیت دوباره (شکل ۳) ناشی از فشردگی مرتبط با گسلهای رانه گی است که در اثر فعالیت دوباره

با بررسی دقیق ساختارهای فرعی در امتداد پهنه گسلی ایذه در مناطق چهارگانه انتخابی (شکلهای ۷، ۱۱، ۱۳ و ۱۴) مشخص شد که در پهنه زاگرس چین خورده-رانده ساده اثر فعالیت پهنه گسلی ایذه بیشتر به صورت گسترش گسلهای راستالغز شمالی – جنوبی و با آرایش نردبانی (شکل۱۷)، چین خوردگیها و گسلهای فرعی است به گونهای که چینها گسترش به نسبت یکنواختی دارند در حالی که گسلهای فرعی بسیار محدود هستند و حتی در برخی مناطق تمرکز محلی دارند. در منطقه پیان تغییر روند محور چینهای فرعی از شمال به جنوب این پهنه از روند ۶ شکل پیروی می کند به گونهای 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 – می تبدیل می شوند. با توجه به نحوه آرایش ساختارهای فرعی و گسلهای باختری تبدیل می شوند. با توجه به نحوه آرایش ساختارهای فرعی و گسلهای امتدادلغز این منطقه، یک پهنه فشارشی (Restraining Zone) در راستای پهنه گسلی ایذه است (شکل۷). مشابه چنین مناطق تحت فشاری میان گسلهای امتدادلغز در مناطق ایذه – باغملک و دالان در راستای پهنه گسلی ایذه نیز دیده می شوند(شکل۱۷).

که این چینها بر روی سازند ایلام- سروک رخنمون دارند الگوی چینهای باز با سطح 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 برگشته تا خوابیده دارند (شکل ۵۵- 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 چینهای موجود در یک سازند نیز هندسه متفاوتی دارند. برای نمونه در سازند پابده و قائم (شکل ۱۵- الف) تا بسته با سطح محوری خوابیده با برش خورد گی شدید پهلوی برگشته چین (شکل ۱۵- ب) نشان می دهند. چنین تغییراتی در هندسه چینها به فاصله آنها از گسل های عرضی امتدادلغز گسترش یافته در پهنه گسلی ایذه بستگی دارند (برای نمونه در شکل های ۷ و ۱۳). بابراین، الگوی چینهای فرعی در راستای پهنه گسلی ایذه متأثر از نوع واحد سنگی و موقعیت ساختارها نسبت به گسل های امدادلغز تغییر می کند. بررسی متغیر هندسی Aspect Ratio 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

آنها مربوط به حرکت برشی در راستای گسل پی سنگی ایذه 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 ایذه تشکیل شدهاند، تحلیل می شوند.

۲-4. اثر پهنه گسلی ایذه بر پراکندگی واحدهای رسوبی

بررسی نقشه پیسنگ زاگرس (Koop & Stoneley, 1982) نشانگر وجود بالاآمدگیهای پیسنگی (Paleohigh) در امتداد پهنه گسل ایذه (بویژه در بخش جنوبی آن) است (شکل ۱۹– الف). مشابه این بالاآمدگیهای شمالی– جنوبی بر روی ورق عربی نیز دیده شده که به اثر گسلهای پیسنگی نسبت داده شدهاند (Husseini, 2000)، بنابراین بهنظر میرسد که بالاآمدگی پیسنگ در پهنه ایذه نیز دلالت بر حرکت در راستای موازی بالاآمدگی در پیسنگ دارد. بنابراین، گسل پیسنگی ایذه به صورت شکستگی پیسنگی مشابه انواع آنها بر روی ورق عربی است. با مقایسه وضعیت ژرفای پیسنگ در دو طرف گسل ایذه (شکل ۱۹– الف) مشاهده می شود که پیسنگ در بخش خاوری، بالاتر از بخش باختری گسل است.

مطالعه نقشههای همستبرای واحدهای سنگی زاگرس چینخورده- رانده در محل پهنه گسلی ایذه (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 ستبرا، به سوی خاور پهنه گسلی ایذه ستبرای رسوبات ژوراسیک بالایی (شکل ۱۹–ب) افزایش و به سوی باختر کاهش مییابد. بنابراین، گسل ایذه در این زمان سازوکار عادی داشته است. مقایسه ستبرای سازند کژدمی (آلبین– سنومانین) در چاههای بی بی حکیمه ۹۱ (۲۹۴ متر)، رگه سفید ۲ (۲۳۸ متر) و تنگو ۱ (۳۱۰ متر) (شکل ۲) نیز نشان می دهد که در خاور پهنه گسلی ایذه، حوضه ژرفتر می شود که خود دلالت بر حرکت عادی آن دارد.

در نقشههای هم ستبرای کرتاسه بالایی (شکل ۱۹– ج) و الیگوسن– میوسن (شکل ۱۹– د) در راستای پهنه گسلی ایذه نیز تغییرات اساسی دیده میشود. در راستای پهنه گسلی ایده، خطوط میزان بالاآمدگیهای 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 ایذه خمیدگی نشان میدهد (شکل ۱۹– ۵). مقایسه ستبرای سازندهای گچساران (میوسن زیرین) و میشان (میوسن میانی) در دو سو و درون پهنه گسلی ایذه در چاههای رگه سفید ۲، تنگو ۱ و رامشیر ۲ (شکل ۲) (بهترتیب ۷۱۲/۵، ۶۲۰ و ۷۹۶ متر برای سازند گچساران و ۲۴۴، ۱۸۵ و ۲۵۲ متر برای سازند میشان) بالاآمدگی بخش خاوری گسل را نشان میدهد. برش لرزمای میدان پازنان (شکل۲۰) 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 گسل های پیسنگی MFF و ZFF و درون پهنه گسلی ایذه قرار دارد، گسل پیسنگی دیدهشده در برش شاخههایی از پهنه گسلی ایذه 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 ایذه به صورت عادی در زمان پرمین- تریاس همزمان با فعالیت گسل های عادی پی سنگی است. (Edgell (1996 نیز به حرکت عادی گسل های با روند N-S بر روی ورق عربی در زمان یالئوزوییک اشاره کرده است.

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

مرتفع تر بودن بخش خاوری نسبت به بخش باختری است. بنابراین، وضعیت پی سنگ 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.

4-3. منشأ پهنه گسلی ایذه

(2004) McClay et al. (برسی کمربندهای چین خورده- رانده و مدلسازی آنها با زوایای مختلف همگرایی (بدون وجود گسل پی سنگی) نشان داد که در همگرایی های کمتر از ۴۵ درجه (زاویه میان روند کوهزاد و راستای کوتاه شدگی)، گسل های امتدادلغز اناشلان بر روی پوشش رسوبی شکل می گیرند که با کاهش این زاویه حضور گسل های امتدادلغز پررنگ تر می شود و در همگرایی های بیش از ۶۰ درجه، گسل امتدادلغز بر روی پوشش رسوبی دیده نمی شود. با توجه به روند همگرایی کمربند ورق عربی (2004 et al. 2004) و روند ۱۳۵ ما زاگرس، زاویه همگرایی کمربند زاگرس، ۶۰ – ۵۵ درجه است. بنابراین، تشکیل گسل های امتدادلغز بزرگ همچون گسل ایذه با روند ۱۹۵۵ et به وجود لایه های شکل پذیر در پوشش رسوبی با اعمال زاویه همگرایی بیش از ۴۵ درجه دور از انتظار است و این گسل باید در پی سنگ 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 ۲۰۰۴ ارائه شد، بر جای گذارد.

مدل جنبشی ارائه شده توسط (Apotria et al. (1992) و (مال Apotria (1995) مدل 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 می شود. در این مناطق، ساختارهای کششی و فشارشی بهصورت محلی بر روی فرادیواره و فرودیواره 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 et al. (1992)، گسل ايذه به عنوان رمپ جانبي مایل گسل MFF (Sepehr & Cosgrove, 2004) مایل گسل MFF) تفسیر نمی شود؛ اما اگر بپذیریم که گسل ایذه در زمان گسترش حوضه رسوبی زاگرس افزون بر حرکت عادی (شکل ۱۹-ب)، به عنوان انتقال دهنده تغییر شکل (Transfer Zone) میان گسل های کافتی فعال بوده است، می توان پذیرفت که گسل ایذه در زمان وارون شدن این گسل های 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، نمی تواند فقط به عنوان رمپ جانبی مایل گسل MFF در نظر گرفته شود.

در این زمان بهعنوان انتقالدهنده دگرشکلی میان گسل های 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 مدلسازی های تجربی گسل های امتدادلغز توسط Richard et al. (1995 & 1991) نشان مىدهد كه با فعاليت گسل پىسنگى مايللغز 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، پهناور و شامل گسل هایی با آرایش نردبانی است که سبب بالاآمدگی در برخی مناطق شده است. ریشه این گسل.های سطحی در میان لایههای شکنا و شکل پذیر است که این عامل سبب شده تا موقعیت گسل ها در سطح با موقعیت آنها در ژرفا متفاوت باشد. در این مدلها نشان داده شده است که هرچه ستبرای لایه شکل پذیر زیرین بیشتر میشود چینها نسبت به گسلها نماد بیشتری دارند. با توجه به فراوانی چین های فرعی نسبت به گسل های فرعی در راستای یهنه گسلی ایذه (شکل های ۷، ۱۱، ۱۳ و ۱۴)، وجود چندین لایه شکلیذیر در رسوبات یهنه ساختاری ایذه (Sherkati & Letouzey, 2004) و گسل های 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)، همخواني مناسب تري با هندسه ساختاری و تحول جنبشی پهنه گسلی ایذه دارند و بنابراین، می توان گفت که گسل ایذه یک گسل پیسنگی است که در اثر همگرایی مایل کوهزاد زاگرس فعالیت دوباره یافته است. با توجه به شواهد زمین لرزهای، اثر این فعالیت تا عهد حاضر ادامه دارد (Davoodi & Yassaghi, 2007).

۵- نتیجهگیری

اتر دگرریختی پهنه گسلی ایذه بر کمربند چین خورده- رانده زاگرس بهصورت تغییر روند ساختارهای اصلی و تشکیل ساختارهای میان مقیاس شامل چینها و گسلهای فرعی در درون پهنه است. این ساختارهای تشکیل شده در درون پهنه، الگوی هندسی و پراکندگی مشخصی دارند به گونهای که میتوان آنها را به سه منطقه در امتداد پهنه گسلی ایذه محدود کرد. این مناطق که آرایش نردبانی دارند و سازو کار گسلها در راستالغز و زیر سطحی تحلیل شده اند. خطواره مغناطیسی معرف روند پهنه گسلی ایذه زاویهای حدود ۱۵ درجه در سوی حرکت عقربههای ساعت با این گسلهای نردبانی راستالغز تشکیل می دهد. بنابراین این گسلها به عنوان مراتب جوانتر از فعالیت پهنه گسلی ایذه در پوشش رسوبی هستند.

بررسی منحنیهای همستبرا، تغییرات رخسارهای سازندهای مختلف و برشهای لرزهای بازتابی از پهنه گسلی ایذه نشاندهنده پیسنگیبودن این پهنه و فعالیت آن از زمان پرمین – تریاس تا دست کم الیگومیوسن است.

تلفیق دادههای سطحی و زیرسطحی نشان می دهد که پهنه گسلی ایذه همچون دیگر گسل های عرضی - برشی زاگرس (همچون کازرون) به صورت شکستگی های مایل پی سنگی در زمان پر کامبرین – کامبرین مرز محیط های 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 پر مین – تریاس همزمان با کافت نو تیس و تشکیل گسل های عادی پی سنگی موازی کافت بر روی ورق عربی، این پهنه به صورت عادی با شیبی به سوی خاور فعال شده و احتمالاً به عنوان گسل های انتقالی گسل های فروزمینی (گرابنی) نیز عمل کردهاند. از زمان کر تاسه 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



بالاآمدگی 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 می شود. 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 شکل گیری دگرریختیهای بیان شده در بالا در

پوشش رسوبی شده است که با توجه به شواه د زمین لرزهای، اثر این فعالیت تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. نتایج بهدست آمده از اثر دگرریختی پهنه گسلی ایذه بر کمربند چین خورده- رانده زاگرس می تواند الگویی بر دیگر گسلهای عرضی در زاگرس چون سبزپوشان، کرهبس و بالارود باشد.



شکل ۲-نقشه زمین شناسی که سازندهای رخنموندار در پهنه های ساختاری منطقه مورد مطالعه را نشان میدهد (بر گرفته از نقشه زمین شناسی جنوب باختر ایران؛ IOOC, 1969) دایره های توپر کوچک بر روی نقشه محل چاه ها و دایره توپر بزرگتر، محل برش لرزهای میدان پازنان را نشان میدهد. نیم پیکان ها در ستـون چینه شناسی، نشاندهنده سطوح جدایشی میانی (Sherkati & letouzey, 2004) هستند.



شکل ۳- الف) تصویر ماهوارهای منطقه مورد مطالعه و روند پهنه گسلی ایذه و ب) ساختارهای اصلی (چینها و گسل های وارون) قابل مشاهده بر روی تصاویر ماهوارهای، پهنههای ساختاری زاگرس در راستای منطقه مورد مطالعه. محدودههای چهارگانه انتخابی برای مطالعات دقیق با مستطیل های آبی رنگ نشان داده شده است.





شکل ۴- ناودیس ده شیخ در پهنه ایذه. Qs ،Q و As ، و Il-Sv بهترتیب 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).









شکل۹- نمونهای از گسلهای فرعی در سازند ایلام- سروک (II-SV) و تصاویر استریوگرافیکی سطوح گسلی و خشلغزهای مربوط به آنها در منطقه پیان. برای دیدن موقعیت این ساختارها در پهنه گسلی ایذه به شکل ۷ مراجعه کنید.



شکل ۸- نمونه ای از چینهای فرعی در سازند ایلام- سروک (II-Sv) و تصاویر استریوگرافیکی محور آنها در منطقه پیان. برای دیدن موقعیت این ساختارها در پهنه گسلی ایذه 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 می دهند (مسیر برش و محل دقیق ساختارهای موجود در برش در شکل ۷ مشخص شده است). ناودیس B معرف ناودیس ایذه و تاقدیس C معرف تاقدیس بیلابا است. Pb-Gu ، As و II-Sv بهترتیب سازندهای آسماری، پابده- گورپی و ایلام- سروک را نشان میدهند. WWW.SID. ir







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.



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









شکستگیهای پرشیب را نشان میدهند.

شکل۱۷– الف) روند عمومی بهنه گسلی ایذه و نغییر روند محور چینهای اصلی زاگرسی و نیز آرایش نردبانی چینهای شکلیافته در درون پهنه گسلی ایذه در اثر فعالیت دوباره این پهنه گسلی. ب) آرایش ترافشارشی پهنه گسلی ایذه در پهنه ساختاری ایذه، خطوط ممتدد شکی رنگ روند ساختارهای فرعی درون مناطق فشارشی ناشی از آرایش نردبانی گسل ایذه وخطوط کمهرنگ تر روند ساختارهای اصلی و



شکل ۱۸- نمودار تغییرات Aspect Ratio در برابر طول محور چین ها در راستای گسل ایذه الف) چین های اصلی زاگرس چین خورده (تاقدیس رگه سفید (۱۱) تاقدیس پازنان (۲۷) تاقدیس بنگستان (۳)، تاقدیس سولک (۱۴)، تاقدیس کمر دراز (۵)، تاقدیس منگشت (۴)، ناودیس ایذه (۷)، تاقدیس تانوش (۸)، تاقدیس شاویش(۹)، تاقدیس پیان (۱۰)، ناودیس ده شیخ (۱۱)، تاقدیس کمستان (۱۱) و ب) چین های فرعی چهار منطقه مورد مطالعه (ریزچین های منطقه پیان (نقاط آبی)، ریزچین های منطقه ایذه (نقاط سرخ)، ریزچین های منطقه باغملک (نقاط سبز) و ریزچین های منطقه دالان (نقاط مشکی)).





المعادية



كتابنگاري

داودی، ز.، ۱۳۸۲– استفاده از رهیافت دورسنجی در شناخت گسل.های زیرسطحی و سبک دگرریختی.های 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. & Wiltschko, 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., Shabanian, 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. Tectonophys. 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 Eaethquake 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 tectonicsGeological 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 Acadamic 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 theNW-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.