تحلیل ساختاری ناحیه دوگنبدان؛ زاگرس چین – رانده، شاهدی بر شیبراهه پیشانی و جانبی حسین نریمانی ا، علی یساقی (و محمد قاسم حسن کودرزی ا

^۱ بخش اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران ^۲ گروه زمینشناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۰/۲۱

چکیدہ

امتداد ساختارهای کمربندهای چین – رانده در طول، گسترش محدودی دارند و بیشتر به ساختارهای عرضی پایان می یابند. در کمربند چین – رانده زاگرس، راستای گسل پیشانی کوهستان در بخش های مختلف توسط ساختارهای عرضی بریده و جابهجا شده است. در ناحیه دو گنبدان این گسل در تقاطع با ساختار عرضی گسل خار گ – میش است. تاقدیس میش در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان با هندسه جعبهای و از نوع چین گسترش گسلی حمل شده دارای کوژ به سوی پیش بوم است و در پهلوی پیشانی بر گشته است. ادامه این چین با رسیدن به ساختار عرضی گسل خارگ – میش کمی چرخیده و پایان می یابد. در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان تاقدیس های دیل، پهن، سراب و جعفرآباد با هندسه گرد شده و دامنه کم نشاندهنده چینهای فروافتادگی دزفول هستند. تاقدیس های دیل و پهن با هندسه جدایشی دوشاخه با رخنمون عمومی از سازند آسماری، در اثر انتشار جانبی به موازات امتداد شیبراهه پیشانی از سطح جدایش سازند دشتک در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان تاقدیس های دیل، پهن، سراب و جعفرآباد با هندسه در فرودیواره به صورت تأخیری نسبت به ساختارهای فرادیواره در سل چینانی کوهستان گسترش یافته اند و نشاندهنده چینهای مران داشاری با سازند دشتک در فرودیواره به صورت تأخیری نسبت به ساختارهای فرادیواره در سطح ظاهر شده اند. گسل خار گ – میش به عنوان شیبراهه جانبی در سطح با پایان یافتن ساختارهای طولی به آن و در ژرفا با توجه به تغییرات ستبرا و رخسان در سویی قابل شناسایی است که بیشینی و جانبی در زمان و سیاند. و سرخ گسل های بهتر تیب طولی پیشانی کوهستان و عرضی خار گ – میش به می پیشانی و جانبی در هندسه و سبک ساختاری کمربند چین – رانده زاگر س در ناحیه و گنبدان است.

کلیدواژهها: کمربند چین – رانده زاگرس، پهنه گسلی عرضی– برشی، شیبراهههای پیشانی و جانبی، گسل پیشانی کوهستان، ناحیه دو گنبدان. ***نویسنده مسئول:** علی یساقی

1- مقدمه

امتداد گسل های راندگی در کمربندهای چین- رانده عموماً بهصورت پیوسته در طول گسترش نمی یابند و در بخش های مختلف ممکن است با کاهش جابه جایی پایان پیدا کنند و یا این که توسط ساختارهای عرضی بریده و جابهجا شوند (Dahlstrom, 1990; Wilkerson et al., 1992). عموماً چين هاي مرتبط با گسل هاي راندگی با کاهش دامنه از بخش مرکزی به سوی پایانه های جانبی گسلی، جایی که چین دارای میل می شود، پایان می یابند. پایانه چین های مرتبط با گسل های راندگی را به یکی از سه سازو کار زیر نسبت میدهند: ۱)کاهش لغزش در شیبراهه گسلی پیشانی زیرین (lower frontal fault ramp)، ۲) پایانه گسل، جایی که گسل بهصورت جانبی در طول امتداد از سطح جدایش ژرفتر به کم ژرفاتر بریده مي شود تا باعث ايجاد شيب راهه جانبي يا مورب (lateral or oblique ramp) شود يا، ۳) ترکیبی از دو سازوکار. هر یک از این انواع شیبراهه (پیشانی، جانبی و مورب) در جایی که چین فرودیوارهای به وسیله گسل بریده میشوند رخ میدهند و بر اساس راستای انتقال کلی تعریف میشوند، بویژه این که امتداد شیبراهه پیشانی (frontal ramp) عمود و امتداد شیبراهه جانبی موازی با راستای انتقال است و امتداد شیبراهه مورب زاویه حادمای با راستای انتقال دارد (شکل۱) .(Wilkerson et al., 2002)

Macedo & Marshak (1999) را به اند کمربندهای چین – رانده در طول امتداد مرا به انر گسل های عرضی نسبت می دهند. به بیان دیگر پهنههای گسلی به موازات کمربند (شیبراهه پیشانی) به وسیله ساختارهای عرضی (شیبراهه جانبی و مورب) جدا می شوند (Sepehr and Cosgrove, 2007). در کمربند چین – رانده زاگرس نیز ساختارهای طولی ممتدی مانند گسل زاگرس بلند، گسل پیشانی کوهستان و گسل پیشانی زاگرس دیده می شود که در بخش های مختلف توسط ساختارهای عرضی مانند گسل کازرون، گسل ایذه و بالارود بریده و جابه جا شدهاند. بیشتر ساختارهای عرضی در آگرس انده زاگرس در سازگاری با ساختارهای تشکیل دهنده

مرزهای فروافتادگی دزفول در بخش پیشانی این کمربند هستند (شکل۲). در این ناحیه گسل پیشانی کوهستان (mountain front fault: MFF) (مرز شمالی پهنه فروافتادگی دزفول) در بخش های مختلف توسط ساختارهای عرضی بریده و جابه جا شده است. تفاوت های ساختاری مشخصی در دو سوی این گسل با عبور از پهنه ایذه (فرادیواره گسل) به فروافتادگی دزفول (فرودیواره گسل) وجود دارد که از مهم ترین آنها تغییر در هندسه و سبک چین هاست. در این مقاله تفاوت های ساختاری در دو سوی گسل پیشانی کوهستان در ناحیه دو گنبدان (گچساران) بررسی و تغییرات هندسه گسل در امتداد آن تحلیل شده است (شکل۳).

۲- ساختارهای ناحیه دوگنبدان

ناحیه مورد مطالعه در نزدیکی شهر دو گنبدان، در محدوده بین '۰۰ ۵۱ تا '۳۳ ۵۰ طول خاوری و بین '۱۲ ۳۰ ۳۵ تا '۳۷ °۳۰ عرض شمالی و در پهنه شمال فروافتادگی دزفول به جنوب پهنه ایده در کمربند چین – رانده زاگرس واقع شده است. گسل طولی پیشانی کوهستان و گسل عرضی خارگ – میش از مهم ترین ساختارهای ناحیه هستند (شکل های ۲ و ۳). تاقدیس های میش، دیل و پهن از دیگر ساختارهای اصلی ناحیه مورد مطالعه به شمار می روند. به منظور تحلیل ساختاری این ناحیه، سه پیمایش ساختاری 'AA، 'BB و 'CC (شکل ۴) به ترتیب از شمال باختر به جنوب خاور بررسی و تحلیل شده است.

گسل پیشانی کوهستان از ساختارهای اصلی کمربند چین- رانده زاگرس است و مرز میان پهنه ساختاری ایذه با فرو افتادگی دزفول را تشکیل می دهد (شکلهای۲و۳). تاقدیس میش با راستای شمال باختری در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان واقع شده است. این تاقدیس با داشتن محور سینوسی دارای دوکوهان MAN1 و MAN2 با روند کموبیش یکسان با رخنمونهای متفاوت از گروه خامی تا سازند آسماری است که ناودیس SN3 میان این دو کوهان گسترش یافته است

(شکل ۳). شیب سطح محوری کوهان شمال خاوری یا MAN2 به سوی جنوب باختر است و ویژگیهای تاقدیس میش را در پهلوی خلفی بازگو می کند، اما کوهان MAN1 با شیب سطح محوری به سوی شمال خاور و با قرار گیری در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان ویژگیهای شاخصی را ناشی از عملکرد این گسل نشان می دهد. افزون بر اختلاف توپو گرافی و سازندی شاخص در ارتباط با گسل پیشانی کوهستان، شاخههایی از این گسل (2NT در برش 'BB و 2NT در برش 'CC) در پهلوی پیشانی تاقدیس میش ظاهر شدهاند و باعث برگشتگی سازند آسماری و پابده-گورپی بر روی سازند گچساران و بختیاری شدهاند (شکل ۵). همچنین پهنههای بر آشفتهای وی سازند گچساران و بختیاری شدهاند (شکل ۵). همچنین پهنههای بر آشفتهای و 2NT دیده می شود (شکل های ۶ و ۷). تاقدیس میش در پایانه شمالباختری و در انتقال به تاقدیس دیل متأثر از عبور ساختار عرضی گسل خار گ– میش قرار گرفته و دچار چرخش و خمیدگی شده است (شکل ۳). ویژگیهای هندسی تاقدیس میش در برشهای ساختاری سه گانه رسم شده (شکل ۴) در جدول ۱ ارائه شده است. در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان در سطح تاقدیس های دیل و په با رختمون

سنگی از آهک آسماری قرار دارند (شکل۳). در فاصله میان پهلوی پیشانی پرشیب تاقدیس میش و پهلوی خلفی تاقدیس دیل، ناودیس SN2 تشکیل شده است (برش ۸۸ در شکلهای ۳ و ۴ و شکل۸). این ناودیس با رخنمون عمومی از سازندهای آسماری و گچساران، در پهلوی خلفی وضعیت عادی دارد اما در پهلوی پیشانی متأثر از پسراندگی TN1 برگشته است، به گونهای که سازند آسماری را بر روی سازند گچساران قرار می دهد (شکل۸- الف). ناودیس SN2 به صورت برگشته کموبیش با شروع پس راندگی TN1 در پایانه جنوب خاوری تاقدیس دیل و بلافصل از تاقدیس میش شروع می شود و در ادامه با رسیدن به پایانه شمال باختری تاقدیس میش به صورت upright با پهلوهای قائم دیده می شود (شکلهای ۳ و۸).

تاقدیس های دیل و پهن با راستای شمالباختری و هندسه سینوسی بهصورت پلکانی نسبت بههم قرار دارند که دارای میل دوگانهاند. این دو تاقدیس هندسه باز تا ملایم دارند و توسط ناودیس SNI از یکدیگر جدا می شوند. ویژگیهای این دو ساختار در جدول ۲ ارائه شده است.

در سطح، در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان افزون بر تاقدیس های دیل و پهن، ناودیس سطحی (SEI (superficial) با راستای شمال باختری و رخنمون سازند میشان دیده می شود (شکل۳)، در این ناحیه در ژرفا بر اساس نقشه خطوط تراز زیرزمینی (under ground counter) سرسازند آسماری تاقدیس جعفرآباد در شمال خاور و تاقدیس سراب در جنوب باختر قابل شناسایی هستند (شکل ۹). تاقدیس جعفر آباد با قرار داشتن در زیر پهلوی پیشانی تاقدیس میش و در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان از ساختارهای در ارتباط با راندگی و زیرراندگی (subthrust) مرتبط با گسل پیشانی کوهستان تفسیر می شود.

اثر گسل خارگ– میش یا بلندی کهن (paleohigh) خارگ– میش در ناحیه مورد مطالعه بیشتر بهصورت تغییرات رخساره و ستبرا در واحدهای رسوبی بوده است. گسل خارگ– میش با راستای تقریبی شمالی– جنوبی میان گسل های کازرون در خاور و ایذه در باختر قرار دارد (Sherkati & Letouzey, 2004).

Huber (1977) ادر نقشه زمین ساخت ایران، خطواره خارگ میش – سی سخت را تداومی از امتداد میادین نفتی فروزان و سروش در خلیج فارس می داند که تداوم شمالی آن به وسیله تاقدیس خارگ، بلندی کهن کیلور کریم و بلندی کهن خامی با شواهد چینه شناسی قابل استنباط است و بخش شمالی تر یعنی گذر این خطواره بهوسیله سی سخت (گردنه بیژن) و عبور آن از راندگی جنوبی کوه دینار (دنا) و راندگی زاگرس و تداوم آن تا حوالی آباده در تصاویر ماهواره ای قابل تفسیر است. فعالی این آی می می می از زاند گی جنوبی کوه دینار (دنا) و

يسين توسط (Koop & stonelety (1982) و همزمان با نهشته شدن عضو آهكي خليج (عضو سازند داریان) از زمان آپسین زیرین (مطیعی، ۱۳۷۴) تحلیل شده است. به طور کلی بیشتر اثرات این خطواره بر تغییرات ستبرا و رخساره واحدهای رسوبی بوده است. در ناحیه مطالعه اثرات خطواره خارگ- میش (بلندی کهن) در چاههای ۵۵ و ۲ میدان نفتی گچساران و چاه ۱ سه قنات (شکل ۳) قابل بررسی است. دادههای بهدست آمده از این چاهها، بویژه از چاه ۲ که در کنار برش ^۲CC قرار دارد، نشان میدهد که بیشترین تأثیر این گسل مرتبط با حذف سازند ایلام و بخش عمده سازند گورپی است (شکل۱۰). به سوی خاور و در چاه یک سهقنات تأثیر این خطواره فقط با حذف سازند ایلام دیده می شود. در حالی که بهسوی باختر تأثیر این خطواره کاهش می یابد، به گونه ای که در چاه ۵۵ میدان گچساران (شکل ۳)، گروه بنگستان بهطور کامل وجود دارد و سازند گورپی به همراه سازند پابده دیده می شود (شکل۱۰). مطیعی (۱۳۷۴) نیز با توجه به نقشه خطوط هم ستبرا آلبین تا سنومانین سازندهای سروک و کژدمی به فعالیت این گسل در فروافتادگی دزفول در این زمان اشاره می کند. افزون بر تغییرات ثبت شده در ژرفا، تأثیر این بلندی قدیمی در سطح و خارج از منطقه مورد مطالعه را می توان بهصورت بالاآمدگی های پیش از اليگوسن در تاقديس گچساران (Sherkati & Letouzey, 2004) و همچنين گسترش ساختمان رویشی خطی موجود در میدان خارگ (دورود) به موازات گسل خارگ میش- سی سخت (مطیعی، ۱۳۷۴) بیان کرد.

3- تحلیل هندسی چینهای منطقه مورد مطالعه

هندسه چینها از مهمترین متغیرهای ساختاری در مطالعات اکتشافی ذخایر هیدروکربوری بویژه در کمربندهای چین– رانده است. در این بخش، هندسه تاقدیس های اصلی ناحیه مورد مطالعه یعنی میش، دیل و پهن بررسی شده است. هندسه چینها در کمربندهای چین– رانده چون زاگرس را می توان با استفاده از نمودارهای چینهای در ارتباط با گسلهای راندگی چون (Jamison (1987) بررسی کرد. این روش در عین کاربرد و دقت بالا نیازمند دانستن اطلاعات کاملی از هندسه چین چون زاویه شیبراهه، زاویه میان پهلویی، شیب پهلوی خلفی و پیشانی و میزان تغییرات ستبرا در یک واحد نامقاوم است. بنابراین، این روش در مورد ساختارهایی با رخنمون مناسب از چند واحد سازندی در سطح، امکانپذیر است و برای تاقدیس،هایی چون دیل و پهن مناسب نیست. اما در ارتباط با تاقدیس میش با توجه به رخنمون مناسب و حضور واحدهای سازندی متفاوت از این سازند در سطح، از نمودارهای (Jamison (1987 استفاده شده است. دادههای مورد نیاز این روش از برش های ساختاری ترسیمی (شکل۴) استخراج شده است (جدول۱). میزان تغییرات ستبرا در پهلوی پیشانی تاقدیس میش در ارتباط با واحدهای نامقاوم پابده-گورپی و کژدمی در مناطقی با وضعیت عادی در این سازندها در دو تنگ گرگدا و نمه اندازه گیری شد که ناز کشدگی ۲۹ تا ۳۴ درصد را نشان میدهد.

رسم دادههای استخراج شده از تاقدیس میش بر روی نمودارهای Jamison (1987) نشان داد که این تاقدیس در دسته چینهای گسترش گسلی حمل شده و خمش گسلی قرار دارد (شکل ۱۱). اما باید به این نکته توجه داشت که در چینهای خمش گسلی عموماً گسلش در پهلوی پیشانی ظاهر نمی شود و در سطح جدایش به سوی پیش بوم قرار می گیرد اما در چینهای گسترش گسلی و بویژه گسترش گسلی حمل شده، این دسته از راندگیها (چون راندگیهای TN2 و TN3 شکل های ۳ و ۴) در پهلوی پیشانی دیده می شوند. بنابراین تاقدیس میش به عنوان یک چین گسترش گسلی حمل شده تحلیل می شود.

هندسه جدایشی از نوع گسترش گسلی حمل شده تحلیلی برای تاقدیس میش براساس برش های ساختاری رسمی 'AA و 'BB و مدل (1987) Jamison (شکل ۱۱)

تشابه زیادی با هندسه چین های گسترش گسلی حمل شده با انتقال از محور ناودیسی ارائه شده توسط (Mitra (1990) و Suppe & Medwedeff (1990) دارد (شکل ۱۲). در این نوع چین های گسترش گسلی حمل شده، چین هندسه کلهماری می گیرد و در پهلوی پیشانی برگشته می شود و انتقال گسل راندگی از محور ناودیسی صورت می گیرد که در همخوانی با برشهای ترسیمی بر تاقدیس میش است.

و (2000) Sattarzadeh et al. (2000) بر این باورند که چین هایی که دارای aspect ratio (نسبت طول محور چین به نصف طول موج) میان ۵ تا ۱۰ هستند، در دست چین های کمانشی (buckle folds) (جدایشی) قرار می گیرند و اگر این مقدار از ۱۰ بیشتر باشد چین در دسته چین های تحمیلی (forced fold) چون چین های گسترش گسلی و خمش گسلی قرار می گیرد. بر این اساس تاقدیس میش با مقدار عددی این نسبت برابر ۱۱/۵ در ساز گاری با مدل (Inst) (Jamison از دسته چین های جدایشی (کمانشی) جدا است و در دسته چین های تحمیلی قرار دارد. تاقدیس های دیل و پهن با مقادیر عددی این نسبت بهتر تیب برابر ۶ و ۲/۴ در دسته چین های جدایشی (کمانشی) قرار دارند (جدول۳).

(1990) Price & Cosgrove بر این باورند که اگر در چینهای کمربندهای چین – رانده، فاصله میان محور چینها از نصف طول موجشان کمتر باشد با ادامه رشد، چینها به یکدیگر متصل می شوند و ساختار پیوسته ای را ایجاد می کنند که در محل اتصال، خمشی میان دو چین دیده می شود. این اتصال نشان دهنده تشکیل دو چین با هم است و با این ویژگی این دسته چینها از چینهای منفرد جدا می شوند. تاقدیسهای دیل و پهن با توجه به مقدار کمتر فاصله میان محور چینها از نصف طول موج و خمش جزیی در پایانه شمال باختری تاقدیس پهن و اتصال آن به تاقدیس دیل در این دسته چینها قرار دارند که همزمان با هم تشکیل شده و شروع به رشد کرده اند. بنابراین بر اساس این مدل و با توجه به مدل (2000) . Sattarzadeh et al (2000) با هم تشکیل شده و شروع به رشد که مورد جدایشی بودن آنها، این تاقدیسها در واقع یک تاقدیس عافتوسه هستند که در ارتباط با سطح جدایش سازند دشتک در ناحیه فروافتادگی دزفول ایجاد شده اند (شکل ۳ و برش `AA). از سوی دیگر مقایسه برش ساختاری ترسیمی بر تاقدیس های دیل و پهن (`AA در شکل ۴)) نشابه زیادی با مدلهای چینهای جدایشی ارائه شده توسط (2002, 2003) Mitra (شکل ۳۱) نشان می دهد و بیانگر رشد این تاقدیس ها در مراحل ابتدایی چینهای جدایشی است.

4- بحث

(1999) Macedo & Marshak تطعه قطعه شدن کمربندهای چین – رانده در طول امتداد را در پاسخ به تغییرات ستبرای رسوبی و افقهای جدایشی در طول کمربند و واکنش با موانعی مانند ساختارهای پی سنگی موروثی می دانند. همچنین (2000) McClay پایان و جابه جایی میان قطعات گسل های اصلی را در طول گسل های عرضی (transfer faults) می داند. ایشان این گسل های عرضی را به عنوان شیب راهه جانبی بر گه های راندگی مناطق چین – رانده می دانند که موجب وقوع تفاوت در میزان کو تاه شد گی عمود بر کمربند و هندسه پله مانند بر گه های راندگی در دید نقشه می شوند.

که به Dixon & Spratt (2004) یک سری از مدل های فیزیکی را ارائه داده اند که به تفاوت های میان الگوهای تغییر شکل شیب راهه های پیشانی که توسط شیب راهه های جانبی یا گسل پارگی (tear fault) بریده و جابه جا می شوند، می پردازد. در این مدل (شکل ۱۴) در فرادیواره شیب راهه پیشانی، چین های برگشته با تمایل و کوژ به سوی پیش بوم، با شکل کمانی و پهلوی برگشته گسترش می یابند. این چین ها هندسه ای مشابه چین های گسترش گسلی با پهلوی پیشانی برگشته دارند و به سوی شیب راهه جانبی (ساختار عرضی) در راستای خلاف لغزش خم می شوند که نشان دهنده شروع شیب (هم چانبی با با اخترا عرضی است. شیب راهه پیشانی و چین های در ارتباط با

آن در طول امتداد و سرتاسر ساختارهای عرضی امکان گسترش را دارند. ساختارهای عرضی (گسل پارگی یا شیبراهه جانبی) با پایان یافتن کلیه ساختارها (چینها و راندگیها) به آنها قابل شناسایی هستند (شکل۱۴).

تکامل ساختارهای ناحیه دوگنبدان (شکل ۳) را میتوان بر اساس مدل Dixon & Spratt (2004) در ارتباط با شیبراهه پیشانی و جانبی تحلیل کرد (شکل ۱۴). در این ناحیه تاقدیس میش با هندسه گسترش گسلی حمل شده در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان قرار دارد که به سوی باختر خمیده میشود و بهعنوان چین فرادیوارهای شیبراهه پیشانی تحلیل میشود. گسل پیشانی کوهستان بر این اساس بهعنوان شیبراهه پیشانی در نظر گرفته میشود. افزون بر این ساختار فرادیوارهای، در فرودیواره گسل، حضور برخی تکرارشدگیهای سازندی از سطح به ژرفا و حضور تاقدیس جعفر آباد با هندسه و سبک ساختاری متفاوت (برش 'CC در شکل ۴) تأییدی بر هندسه شیبراهه پیشانی گسل پیشانی کوهستان در این ناحیه است.

پایان یافتن تاقدیس میش در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان و چرخش آن در پایانه شمال باختری نشانگر پایان یافتن شیبراهه پیشانی به سوی باختر و جابه جایی آن توسط ساختار زیر سطحی عرضی (گسل خارگ - میش یا بلندی خارگ - میش) است (شکل ۳). پایان یافتن تاقدیس های میش، خامی و لار در بخش خاوری و رشکل های ۱۵ و ۱۶). افزون بر این تغییرات رخساره و ستبرای ثبت شده از خاور به باختر منطقه و ژرف شدگی حوضه به سوی باختر از دلایل دیگری است که حضور این ساختار عرضی را تأیید می کنند. در بخش باختری ناحیه و بر اساس برش های کمتر است. این اختلاف ارتفاع سازندی و ناودیسی نسبت به بخش خاوری کمتر است. این اختلاف ارتفاع سازندی و ناودیسی نسبت به بخش خاوری نشکل های دیل و پهن (برش های منزور یک ۲) اختلاف ارتفاع سازندی و ناودیسی نسبت به بخش خاوری کمتر است. این اختلاف ارتفاع در خاور منطقه به حدود ۲۰۰۰ متر می رسد و گویای کمتر است. این اختلاف ارتفاع در خاور منطقه به حدود ۲۰۰۰ متر می رسد و گویای منگر ۲) است. این مسئله بانگر آن است که با حرکت از پهنه ایذه به فروافتادگی شکل ۴) است. این مسئله بیانگر آن است که با حرکت از پهنه ایذه به فروافتادگی دزفول و در راستای شیبراهه جانبی (گسل خارگ میش) سطح جدایش زیرین اثر بیشتری بر هندسه و سبک چین خوردگی نسبت به سطح جدایش میانی دارد.

مرز باختری فروافتادگی دزفول نیز همچون ساختارهای ناحیه دوگنبدان توسط (2007) Sepehr & Cosgrove تحلیل شده است. این پژوهشگران به ساختارهای عرضی فروافتادگی دزفول اشاره می کنند که گسل پیشانی کوهستان را در بخش های مختلف جابهجا کرده است و باعث ایجاد فروافتادگیهای محلی مانند فروافتادگی دهدشت در این پهنه شده است (شکل ۱۷).

۵- نتیجهگیری

ناحیه دوگنبدان با قرار گرفتن در مرز میان دو پهنه ساختاری ایذه و فروافتادگی دزفول محل حضور چینهایی با هندسه و سبک متفاوت است. تاقدیس میش با محور طویل، دامنه بلند، پهلوی پیشانی پرشیب و برگشته و ناز ک شد گی سازندهای پابده-گورپی و کژدمی در پهلوی پیشانی، هندسهای عمدتاً در ارتباط با گسل های راندگی دارد. این ویژگیها در ساز گاری مناسبی با هندسه چینهای گسترش گسلی حمل شده معرفی شده است. اما به سوی پیش بوم و در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان تاقدیسهای دیل، پهن، جعفر آباد و سراب با هندسه باز تا ملایم، طول محور متوسط تا کوتاه و دامنه کم، از جمله تاقدیسهایی محسوب می شوند که هندسه آنها در سازگاری مناسبی با چینهای جدایشی است و بنابراین متفاوت از تاقدیس های فرادیواره ای گسل پیشانی کوهستان چون تاقدیس میش هستند. تاقدیس جعفرآباد با قرار گرفتن در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان، از جمله مخازن

تاقدیس میش در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان، چین گسترش یافته در شیبراهه پیشانی است که به سمت باختر خمیده شده و نشاندهنده پایان یافتن شیبراهه پیشانی و جابهجایی آن توسط ساختار عرضی زیرسطحی خارگ– میش است. تاقدیسهای میش، خامی و لار در بخش خاوری و تاقدیسهای دیل و پهن

در بخش باختری با رسیدن به این ساختار عرضی زیرسطحی پایان می یابند، بنابراین این ساختار بهعنوان شیبراهه جانبی در نظر گرفته شده است. تغییرات رخساره و ستبرای واحدهای سنگی در گذر از این ساختار از خاور به باختر نیز گویای حضور این شیبراهه جانبی بهصورت ساختار عرضی زیرسطحی است.



شکل ۱- بلوک دیاگرام فرودیواره با شیبراهه پیشانی، مورب و جانبی (برگرفته از Wilkerson et al., 2002)



شکل۲- کمربند چین- رانده زاگرس، بریدگی و جابهجایی ساختارهای طولی در اثر عبور گسل های عرضی. کادر مستطیل موقعیت ناحیه مورد مطالعه را نشان می دهد.

www.SID.ir

مارك خليق نرج الماني المعادات





شکل ۳- نقشه ساختاری ناحیه مورد مطالعه به همراه مسیر برش های ساختاری 'MFF .CC'،BB'،AA گسل پیشانی کو هستان، KMF گسل خارگ-میش. برای مشاهده برش هـای ساختاری به شکل ۴ مراجعه شود.





شکل ۴- برش های ساختاری ترسیمی بر منطقه مورد مطالعه، برای مشاهده مسیر برش ها به شکل ۳ مراجعه شود.

www.SID.ir





شکل۵- برگشتگی سازند آسماری بر روی سازند بختیاری و گچساران و راندگی TN2 در راستای برش 'BB.



شکل۶- پهنه برآشفته در بخش بالایی سازندآسماری در تنگ خنجهبنارکه برگشتگی و راندگی سازند آسماری را بر روی سازند گچساران و نهشتههای کواترنری نشان میدهد.



شکل۷- برش تنگ گرگدا واقع در پهلوی پیشانی تاقدیس میش و کوهان MANI، جابهجایی در بخش های مختلف سازند آسماری در بخش باختری این تنگ در ارتباط با راندگیTN3، پیکان ها سطوح راندگی را نشان میدهند.



سازند گچساران، ب) پسراندگی TN1 و تغییرات شیب ایجاد شده در سازند آسماری درموقعیت جغرافیایی: ۶۸۱۲۱۱/۹۷۸۹، ۳۳۶۹۳۲۲/۱۹۹E.

برش 'CC.

شکل ۹- تلفیق خطوط تراز زیرزمینی سرسازند آسماری و تصویر ماهوارهای IRS در منطقه مطالعه و در راستای







www.SID.ir





شکل ۱۱- موقعیت تاقدیس میش در نمودارهای چینهای در ارتباط با گسل های راندگی (Jamison, 1987). الف)چینهای گسترش گسلی حمل شده، ب) چینهای خمش گسلی.



شکل ۲۱- چین گسترش گسلی حمل شده، الف) ارائه شده توسط (Suppe & Medwedeff (1990) ب) ارائه شده توسط (Mitra (1990) که منطبق بر هندسه تاقدیس میش هستند.



شکل۱۳- مدل تکاملی چین های جدایشی (برگرفته از Mitra 2002, 2003) و بخشی از برش ترسیمی بر تاقدیس دیل و پهن.



TRAILING FRONTAL RAMP



www.SID.ir



شکل۱۶– مدل ارائه شده برای منطقه مورد مطالعه، شیبراهه پیشانی یا گسل پیشانی کوهستان توسط ساختار عرضی (شیبراهه جانبی)، گسل خارگ– میش جابهجا شده است و کلیه ساختارهای طولی شامل چین و گسل به این ساختار عرضی پایان مییابند. تاقدیس های دیل و پهن و همچنین خویز به موازات امتداد شیبراهه پیشانی و در فرودیواره آن، به صورت تأخیری نسبت به ساختارهای فرادیواره ای، در سطح ظاهر شده اند.



شکل۱۷– گسترش فروافنادگی دهدشت در اثر جابهجایی گسل پیشانی کوهستان توسط ساختارهای عرضی در فروافنادگی دزفول (برگرفنه از Sepehr & Cosgrove, 2007)



جدول۱- ویژگیهای هندسی تاقدیس میش در برشهای ساختاری ترسیمی سه گانه (شکل ۴). موقعیتها بهصورت Dip/Dip Direction ارائه شده است.

CC	BB'	AA´	برش
•1/119	• 1/33	• ۵/۳۲۹	وضعيت محور
61/029	۵۰/۰۶۰	V۲/۰۵V	وضعيت سطح محوري
۶۸۰۰	۸۸۰۰	9 4	طول موج (m)
۳۰/۰۴۰	30/190	20/008	ميانگين پهلوي خلفي (aٍ)
69	۵۲	٩۶	زاويه بين پهلوها (γ)

جدول۲- ویژگیهای ساختاری تاقدیس های دیل و پهن

سطح محوری (برش ُAA)	محور جنوب خاوری	محور شمال باختری	ساختار
VT/TTD	• 1/141	• 4/ 174	تاقدیس دیل
۸۷/۰۴۳	• 9/101	• ٢/٣١۴	تاقديس پهن

جدول۳- ویژگیهای چین های منطقه مورد مطالعه و نسبت طول محور چین به نصف طول موج

نسبت طول محور چین به نصف طولموج	(km)میانگین طولموج تاقدیس	(km) طول محور تاقدیس	نام ساختار
11/0	٧/٣	47	تاقديس ميش
۶	٧	۲۱	تاقديس ديل
۴/۴	۵	11	تاقديس پهن

کتابنگاری

مطيعي، ه.، ١٣٧۴- زمين شناسي ايران: زمين شناسي نفت زاگرس؛ طرح تدوين كتاب زمين شناسي ايران، جلد اول، تهران: سازمان زمين شناسي كشور.

References

- Dahlstrom, C. D. A., 1990- "Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding". AAPG, Bulletin, V. 74, No. 3, 336-344.
- Dixon, J. M. & Spratt, D. A., 2004- "Deformation at lateral ramps and tear faults-Centrifuge models and examples from the Canadian Rocky Mountain Foothills". In: MCCLAY, K. R.(ed.) Thrust tectonics and hydrocarbon systems. American Association of Petroleum Geologists, Memoirs, 82, 239–258.
- Huber, H., 1977- "Geological Map of Iran", Scale 1:1000000 with Explanatory Note, NIOC., Explor. Prod., Tehran.
- Jamison, W. R., 1987- "Geometric analysis of fold devolopment in overthrust terranes". Journal of Structural Geology, V. 9, 207-219.
- Koop, W. J. & Stoneley, R., 1982- "Subsidence History of the Middle East Zagros Basin, Permian to Recent". Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences 305, 149-168.
- Macedo, J. & Marshak, S., 1999- "Controls on the geometry of fold-thrust belt salients". Geological Society of America Bulletin, 111, 1808–1822. McClay, K. R., 2000- "Structural Geology for Petrolum Exploration". Royal Holloway Unlvccsity of Londaon.
- Mitra, S., 1990- "Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps". American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, 921–945.
- Mitra, S., 2002- "Structural models of faulted detachment folds". AAPG Bull., 86(9), 1673-1694.
- Mitra, S., 2003- "A unified kinematic model for the evolution of detachment folds". Journal of Structural Geology, v. 25, p. 1659–1673.
- Price, N. J. & Cosgrove, J. W., 1990- "Analysis of Geological Structures". Cambridge University Press, Cambridge.
- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J. W. & Vita-Finzi, C., 2000-"The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros deformation belt". In: Cosgrove, J. W., Ameen, M.S. (Eds.), Forced Folds and Fractures Special Publication no. 169. Geological Society, London, 187–196.
- Sepehr, M. & Cosgrove, J. W., 2007- "The role of major fault zones in controlling the geometry and spatial organization of structures in the Zagros Fold–Thrust Belt". Geological Society, London, Special Publications, 272, 419–436.

Suppe, J. & Medwedeff, D. A., 1990- "Geometry and kinematics of fault-propagation folding". Eclogae Geologicae Helvetiae, V. 83, 409-454.

Wilkerson, M. S., Apotria, T. & Farid, T., 2002- "Interpreting the geological map expression of contractional fault-related fold termination: lateral/oblique ramps versus displacement gradients". Journal of Structural Geology, 24, 593–607.

Wilkerson, M. S., Marshak, S. & Bosworth, W., 1992- "Computerized tomographic analysis of displacement trajectories and three-dimensional fold geometry above oblique thrust ramps". Geology 20, 4339-442.