

# تحلیل ساختاری ناحیه دوگنبدان؛ زاگرس چین - رانده، شاهدی بر شیب‌راهه پیشانی و جانبی

حسین نریمانی<sup>۱</sup>، علی یساقی<sup>۲</sup> و محمد قاسم حسن گودرزی<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> بخش اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۰/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۵/۰۹

## چکیده

امتداد ساختارهای کمربندهای چین - رانده در طول، گسترش محدودی دارند و بیشتر به ساختارهای عرضی پایان می‌یابند. در کمربند چین - رانده زاگرس، راستای گسل پیشانی کوهستان در بخش‌های مختلف توسط ساختارهای عرضی بریده و جابه‌جا شده است. در ناحیه دوگنبدان این گسل در تقاطع با ساختار عرضی گسل خارگ - میش است. تاقدیس میش در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان با هندسه جعبه‌ای و از نوع چین گسترش گسلی حمل شده دارای کوژ به سوی پیش‌بوم است و در پهلوی پیشانی برگشته است. ادامه این چین با رسیدن به ساختار عرضی گسل خارگ - میش کمی چرخیده و پایان می‌یابد. در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان تاقدیس‌های دبل، پهن، سراب و جعفرآباد با هندسه گرد شده و دامنه کم‌نشان‌دهنده چین‌های فروافتادگی دزفول هستند. تاقدیس‌های دبل 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 فرادیواره گسل پیشانی کوهستان گسترش یافته‌اند و نشان‌دهنده تاقدیس‌هایی هستند که از سازند دشتک در فرادیواره به‌صورت تأخیری نسبت به ساختارهای فرادیواره در سطح ظاهر شده‌اند. گسل خارگ - میش به‌عنوان شیب‌راهه جانبی در سطح با پایان یافتن ساختارهای طولی به آن و در ژرفا با توجه به تغییرات ستبر و رخساره رسوبی قابل شناسایی است که بیشینه فعالیت آن در زمان رسوبگذاری سازند ایلام است. این هندسه ساختاری بیانگر اندرکنش گسل‌های به‌ترتیب طولی پیشانی کوهستان و عرضی خارگ - میش به‌صورت شیب‌راهه‌های پیشانی و جانبی در هندسه و سبک ساختاری کمربند چین - رانده زاگرس در ناحیه دوگنبدان است.

**کلیدواژه‌ها:** کمربند چین - رانده زاگرس، پهنه گسلی عرضی - برشی، شیب‌راهه‌های پیشانی و جانبی، گسل پیشانی کوهستان، ناحیه دوگنبدان.

E-mail: yassaghi@modares.ac.ir

\*نویسنده مسئول: علی یساقی

## ۱- مقدمه

مرزهای فروافتادگی دزفول در بخش پیشانی این کمربند هستند (شکل ۲). در این ناحیه گسل پیشانی کوهستان (mountain front fault: MFF) (مرز شمالی پهنه فروافتادگی دزفول) در بخش‌های مختلف توسط ساختارهای عرضی بریده و جابه‌جا شده است. تفاوت‌های ساختاری مشخصی در دو سوی این گسل با عبور از پهنه ایذه (فرادیواره گسل) به فروافتادگی دزفول (فرادیواره گسل) وجود دارد که از مهم‌ترین آنها تغییر در هندسه و سبک چین‌هاست. در این مقاله تفاوت‌های ساختاری در دو سوی گسل پیشانی کوهستان در ناحیه دوگنبدان (گچساران) بررسی و تغییرات هندسه گسل در امتداد آن تحلیل شده است (شکل ۳).

## ۲- ساختارهای ناحیه دوگنبدان

ناحیه مورد مطالعه در نزدیکی شهر دوگنبدان، در محدوده بین  $51^{\circ}00'$  تا  $33^{\circ}33'$  عرض شمالی و طول خاوری و بین  $30^{\circ}12'$  تا  $37^{\circ}37'$  عرض شمالی و در پهنه شمال فروافتادگی دزفول به جنوب پهنه ایذه در کمربند چین - رانده زاگرس واقع شده است. گسل طولی پیشانی کوهستان و گسل عرضی خارگ - میش از مهم‌ترین ساختارهای ناحیه هستند (شکل‌های ۲ و ۳). تاقدیس‌های میش، دبل و پهن از دیگر ساختارهای اصلی ناحیه مورد مطالعه به‌شمار می‌روند. به منظور تحلیل ساختاری این ناحیه، سه پیمایش ساختاری AA'، BB' و CC' (شکل ۴) به‌ترتیب 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 می‌دهد (شکل‌های ۲ و ۳). تاقدیس میش با راستای شمال باختری در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان واقع شده است. این تاقدیس با داشتن محور سینوسی دارای دو کوهان MAN1 و MAN2 با روند کم‌ویش یکسان با رخنمون‌های متفاوت از گروه خامی تا سازند آسماری است که ناودیس SN3 میان این دو کوهان گسترش یافته است

امتداد گسل‌های راندگی در کمربندهای چین - رانده عموماً به‌صورت پیوسته در طول گسترش نمی‌یابند و در بخش‌های مختلف ممکن است با کاهش جابه‌جایی پایان پیدا کنند و یا این که توسط ساختارهای عرضی بریده و جابه‌جا شوند (Dahlstrom, 1990; Wilkerson et al., 1992). عموماً چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی با کاهش دامنه از بخش مرکزی به سوی پایانه‌های جانبی گسلی، جایی که چین دارای میل می‌شود، پایان می‌یابند. پایانه چین‌های مرتبط با گسل‌های راندگی را به یکی از سه سازوکار 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 ژرف‌تر بریده می‌شود تا باعث ایجاد شیب‌راهه جانبی یا مورب (lateral or oblique ramp) شود یا، ۳) ترکیبی از دو سازوکار. هر یک از این انواع شیب‌راهه (پیشانی، جانبی و مورب) در جایی که چین فرادیواره‌ای 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 حاده‌ای با راستای انتقال دارد (شکل ۱) (Wilkerson et al., 2002).

Macedo & Marshak (1999) قطعه‌شدن کمربندهای چین - رانده در طول امتداد را به اثر گسل‌های عرضی نسبت می‌دهند. به بیان دیگر پهنه‌های گسلی به موازات کمربند (شیب‌راهه پیشانی) به‌وسیله ساختارهای عرضی (شیب‌راهه جانبی و مورب) جدا می‌شوند (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 می‌شود که در بخش‌های مختلف توسط ساختارهای عرضی مانند گسل کازرون، گسل ایذه و بالارود بریده و جابه‌جا شده‌اند. بیشتر ساختارهای عرضی در کمربند چین - رانده زاگرس در سازگاری با ساختارهای تشکیل‌دهنده

پسین توسط Koop & stonelety (1982) و همزمان با نهشته شدن عضو آهکی خلیج (عضو سازند داریان) از زمان آپسین زیرین (مطیعی، ۱۳۷۴) تحلیل شده است. به‌طور 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 'CC' قرار دارد، نشان می‌دهد که بیشترین تأثیر این گسل مرتبط با حذف سازند ایلام و بخش عمده سازند گورپی است (شکل ۱۰). به سوی خاور و در چاه یک سه قنات تأثیر این خط‌واره فقط با حذف سازند ایلام دیده می‌شود. در حالی که به‌سوی باختر تأثیر این خط‌واره کاهش می‌یابد، به‌گونه‌ای که در چاه ۵۵ میدان گچساران (شکل ۳)، گروه ننگستان به‌طور کامل وجود دارد و سازند گورپی به همراه سازند پایده دیده می‌شود (شکل ۱۰). مطیعی (۱۳۷۴) نیز با توجه به نقشه خطوط هم‌سترا آلپین تا سنوماین سازندهای سروک و کژدمی به فعالیت این گسل در فروافتادگی دزفول در این زمان اشاره می‌کند. افزون بر تغییرات ثبت شده در ژرفا، تأثیر این بلندی قدیمی در سطح و خارج از منطقه مورد مطالعه را می‌توان به‌صورت بالاآمدگی‌های پیش از الیگوسن در تاقدیس گچساران (Sherkati & Letouzey, 2004) و همچنین گسترش ساختمان رویشی خطی موجود در میدان خارگ (دورود) به موازات گسل خارگ میش- سی سخت (مطیعی، ۱۳۷۴) بیان کرد.

### ۳- تحلیل هندسی چین‌های منطقه مورد مطالعه

هندسه چین‌ها از مهم‌ترین متغیرهای ساختاری در مطالعات اکتشافی ذخایر هیدروکربوری بویژه در کمرندهای چین- رانده است. در این بخش، هندسه تاقدیس‌های اصلی ناحیه مورد مطالعه یعنی میش، دیل و پهن بررسی شده است. هندسه چین‌ها در کمرندهای چین- رانده چون زاگرس را می‌توان 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 تاقدیس‌هایی 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 برش‌های ساختاری ترسیمی (شکل ۴) استخراج شده است (جدول ۱). میزان تغییرات ستبرا در پهلوی پیشانی تاقدیس میش در ارتباط با واحدهای نامقاوم پایده-گورپی و کژدمی در مناطقی با وضعیت عادی در این سازندها در دو تنگ گرگدا و نمه اندازه‌گیری شد که نازک‌شدگی 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 گسلس در پهلوی پیشانی ظاهر نمی‌شود و در سطح جدایش به سوی پیش‌بوم قرار می‌گیرد اما در چین‌های گسترش گسلی و بویژه گسترش گسلی حمل شده، این دسته از راندگی‌ها (چون راندگی‌های TN2 و TN3، شکل‌های ۳ و ۴) در پهلوی پیشانی دیده می‌شوند. بنابراین تاقدیس میش به‌عنوان یک چین گسترش گسلی حمل شده تحلیل می‌شود.

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

(شکل ۳). شیب سطح محوری کوهان شمال خاوری یا MAN2 به‌سوی جنوب باختر است و ویژگی‌های تاقدیس میش را در پهلوی خلفی بازگو می‌کند، اما کوهان MAN1 با شیب سطح محوری به سوی شمال خاور و با قرارگیری در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان ویژگی‌های شاخصی را ناشی از عملکرد این گسل نشان می‌دهد. افزون بر اختلاف توپوگرافی و سازندی شاخص در ارتباط با گسل پیشانی کوهستان، شاخه‌هایی از این گسل (TN2 در برش 'BB' و TN3 در برش 'CC') در پهلوی پیشانی تاقدیس میش ظاهر شده‌اند و باعث برگشتگی سازند آسماری و پایده-گورپی بر روی سازند گچساران و بختیاری شده‌اند (شکل ۵). همچنین پهنه‌های برآشته‌ای (disturbed zones) در سازند آسماری در این پهلوی در ارتباط با راندگی‌های TN2 و TN3 دیده می‌شود (شکل‌های ۶ و ۷). تاقدیس میش در پایانه شمال‌باختری و در انتقال به تاقدیس دیل متأثر از عبور ساختار عرضی گسل خارگ- 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 تاقدیس‌های دیل و پهن با رخنمون سنگی از آهک آسماری قرار دارند (شکل ۳). در فاصله میان پهلوی پیشانی پرشیب تاقدیس میش و پهلوی خلفی تاقدیس دیل، ناودیس SN2 تشکیل شده است (برش 'AA' در شکل‌های ۳ و ۴ و شکل ۸). 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، به‌گونه‌ای که سازند آسماری را بر روی سازند گچساران قرار می‌دهد (شکل ۸- الف). ناودیس SN2 به‌صورت برگشته کم‌وبیش با شروع پس‌راندگی TN1 در پایانه جنوب خاوری تاقدیس دیل و بلافاصل از تاقدیس میش شروع می‌شود و در ادامه با رسیدن به پایانه شمال‌باختری تاقدیس میش به‌صورت upright با پهلوی قائم دیده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۸).

تاقدیس‌های 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 SN1 از یکدیگر جدا می‌شوند. ویژگی‌های این دو ساختار در جدول ۲ ارائه شده است.

در سطح، در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان افزون بر تاقدیس‌های دیل و پهن، ناودیس سطحی (SEI (superficial با راستای شمال‌باختری و رخنمون سازند میشان دیده می‌شود (شکل ۳)، 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 جنوب‌باختر قابل شناسایی هستند (شکل ۹). تاقدیس جعفرآباد 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 می‌شود.

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 گسل‌های کازرون در خاور و ایزه در باختر قرار دارد (Sherkati & Letouzey, 2004).

Huber (1977) در نقشه زمین‌ساخت ایران، خط‌واره خارگ میش- سی سخت را تداومی از امتداد میادین نفتی فروزان و سروش در خلیج فارس می‌داند که تداوم شمالی آن به وسیله تاقدیس خارگ، بلندی کهن کیلورکریم و بلندی کهن خامی با شواهد چینه‌شناسی قابل استنباط است و بخش شمالی‌تر 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 آباد در تصاویر ماهواره‌ای قابل تفسیر است. فعالیت این گسل به‌صورت آشکار از زمان پس از فرارانش افیولیت‌ها در کرتاسه

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 (شکل ۱۴).

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 جعفرآباد 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 به‌سوی باختر و جابه‌جایی آن توسط ساختار زیرسطحی عرضی (گسل خارگ- میش یا بلندی خارگ- میش) است (شکل ۳). پایان یافتن تاقدیس‌های میش، خامی و لار در بخش خاوری و تاقدیس‌های دیل و پهن در بخش باختری نشانگر حضور این ساختار عرضی است (شکل‌های ۱۵ و ۱۶). افزون بر این تغییرات رخساره و ستبرای ثبت شده از خاور به باختر منطقه و ژرف‌شدگی حوضه به‌سوی باختر از دلایل دیگری است که حضور این ساختار عرضی را تأیید می‌کنند. در بخش باختری ناحیه و بر اساس برش‌های AA' و BB' (شکل ۴) اختلاف ارتفاع سازندی و ناودیدی نسبت به بخش خاوری کمتر است. این اختلاف ارتفاع در خاور منطقه به حدود ۴۰۰۰ متر می‌رسد و گویای تغییر در سطح جدایش منطقه از سازند دشتک در تاقدیس‌های دیل و پهن (برش‌های AA' و BB' در شکل ۴) به پالئوزویک زیرین در تاقدیس سراب (برش CC', 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 چین‌خوردگی نسبت به سطح جدایش میانی دارد.

مرز باختری فروافتادگی دزفول نیز همچون ساختارهای ناحیه دوگنبدان توسط Sepehr & Cosgrove (2007) تحلیل شده است. این پژوهشگران به ساختارهای عرضی فروافتادگی دزفول اشاره می‌کنند که گسل پیشانی کوهستان را در بخش‌های 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 طولی، دامنه بلند، پهلوی پیشانی پرشیپ و برگشته و نازک‌شدگی سازنده‌های پابده-گورپی و کژدمی در پهلوی پیشانی، هندسه‌ای عمدتاً در ارتباط با گسل‌های راندگی دارد. این ویژگی‌ها در سازگاری مناسبی با هندسه چین‌های گسترش گسلی حمل شده معرفی شده است. اما به سوی پیش‌بوم و در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان تاقدیس‌های دیل، پهن، جعفرآباد و سراب با هندسه باز تا ملایم، طول محور متوسط تا کوتاه و دامنه کم، از جمله تاقدیس‌هایی محسوب می‌شوند که هندسه آنها در سازگاری مناسبی با چین‌های جدایشی است و بنابراین متفاوت از تاقدیس‌های فرادیواره‌ای گسل پیشانی کوهستان چون تاقدیس میش هستند. تاقدیس جعفرآباد با قرار گرفتن در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان، از جمله مخازن زیرراندگی در این ناحیه به شمار می‌رود.

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

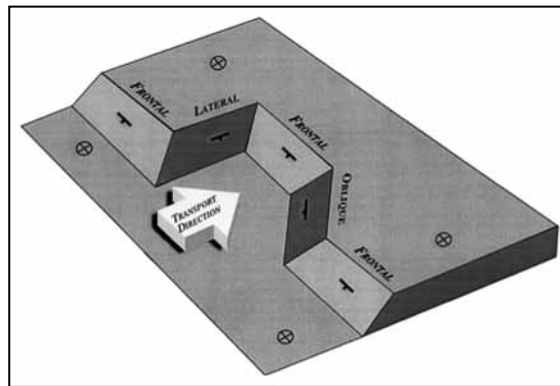
Sattarzadeh et al. (2000) و Sepehr & Cosgrove (2007) بر این باورند که چین‌هایی که دارای aspect ratio (نسبت طول محور چین به نصف طول موج) میان ۵ تا ۱۰ هستند، در دسته چین‌های کمناشی (buckle folds) (جدایشی) قرار می‌گیرند و اگر این مقدار از ۱۰ بیشتر باشد چین در دسته چین‌های تحمیلی (forced fold) چون چین‌های گسترش گسلی و خمش گسلی قرار می‌گیرد. بر این اساس تاقدیس میش با مقدار عددی این نسبت برابر ۱۱/۵ در سازگاری با مدل Jamison (1987) از دسته چین‌های جدایشی (کمناشی) جدا است و در دسته چین‌های تحمیلی قرار دارد. تاقدیس‌های دیل و پهن با مقادیر عددی این نسبت به ترتیب برابر ۶ و ۴/۴ در دسته چین‌های جدایشی (کمناشی) قرار دارند (جدول ۳). Price & Cosgrove (1990) 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 می‌شوند و ساختار پیوسته‌ای را ایجاد می‌کنند که در محل اتصال، خمشی میان دو چین دیده می‌شود. این اتصال نشان‌دهنده تشکیل دو چین با هم است و با این ویژگی این دسته چین‌ها از چین‌های منفرد جدا می‌شوند. تاقدیس‌های دیل و پهن با توجه به مقدار کمتر فاصله میان محور چین‌ها از نصف طول موج و خمش جزئی 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 کرده‌اند. بنابراین بر اساس این مدل و با توجه به مدل Sattarzadeh et al. (2000) مورد جدایشی بودن آنها، این تاقدیس‌ها در واقع یک تاقدیس bifurcate هستند که در ارتباط با سطح جدایش سازند دشتک در ناحیه فروافتادگی دزفول ایجاد شده‌اند (شکل ۳ و برش AA'). از سوی دیگر مقایسه برش ساختاری ترسیمی بر تاقدیس‌های دیل و پهن (AA' در شکل ۴) تشابه زیادی با مدل‌های چین‌های جدایشی ارائه شده توسط Mitra (2002, 2003) (شکل ۱۳) نشان می‌دهد و بیانگر رشد این تاقدیس‌ها در مراحل ابتدایی چین‌های جدایشی است.

#### ۴- بحث

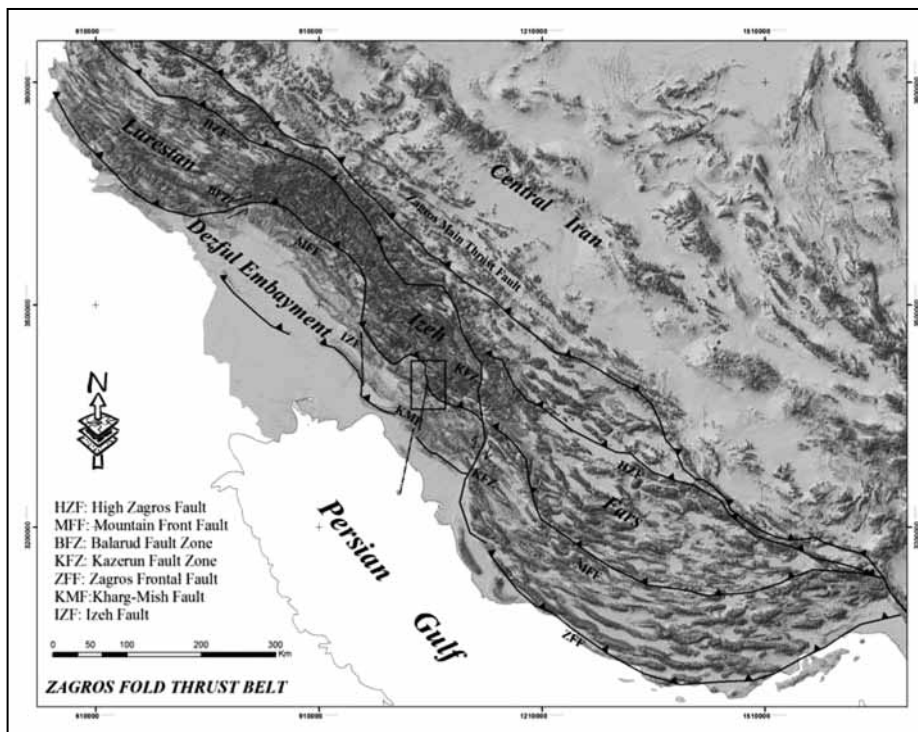
Macedo & Marshak (1999) قطعه قطعه شدن کمربندهای چین-رانده در طول امتداد را در پاسخ به تغییرات ستبرای رسوبی و افق‌های جدایشی در طول کمربند و واکنش با موانعی مانند ساختارهای پی‌سنگی موروثی می‌دانند. همچنین McClay (2000) پایانه و جابه‌جایی میان قطعات گسل‌های اصلی را در طول گسل‌های عرضی (transfer faults) می‌داند. ایشان این گسل‌های عرضی را به‌عنوان شیب‌راهه جانبی بر گه‌های راندگی مناطق چین-رانده می‌دانند که موجب وقوع تفاوت در میزان کوتاه‌شدگی عمود بر کمربند و هندسه پله مانند بر گه‌های راندگی در دید نقشه می‌شوند. Dixon & Spratt (2004) یک سری از مدل‌های فیزیکی را ارائه داده‌اند که به تفاوت‌های میان الگوهای تغییر شکل شیب‌راهه‌های پیشانی که توسط شیب‌راهه‌های جانبی یا گسل پارگی (tear fault) بریده و جابه‌جا می‌شوند، می‌پردازد. در این مدل (شکل ۱۴) در فرادیواره شیب‌راهه پیشانی، چین‌های برگشته با تمایل و کوژ به سوی پیش‌بوم، با شکل کمناشی و پهلوی برگشته گسترش می‌یابند. این چین‌ها هندسه‌ای مشابه چین‌های گسترش گسلی با پهلوی پیشانی برگشته دارند و به‌سوی شیب‌راهه جانبی (ساختار عرضی) در راستای خلاف لغزش خم می‌شوند که نشان‌دهنده شروع شیب‌راهه جانبی یا ساختار عرضی است. شیب‌راهه پیشانی و چین‌های در ارتباط با

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

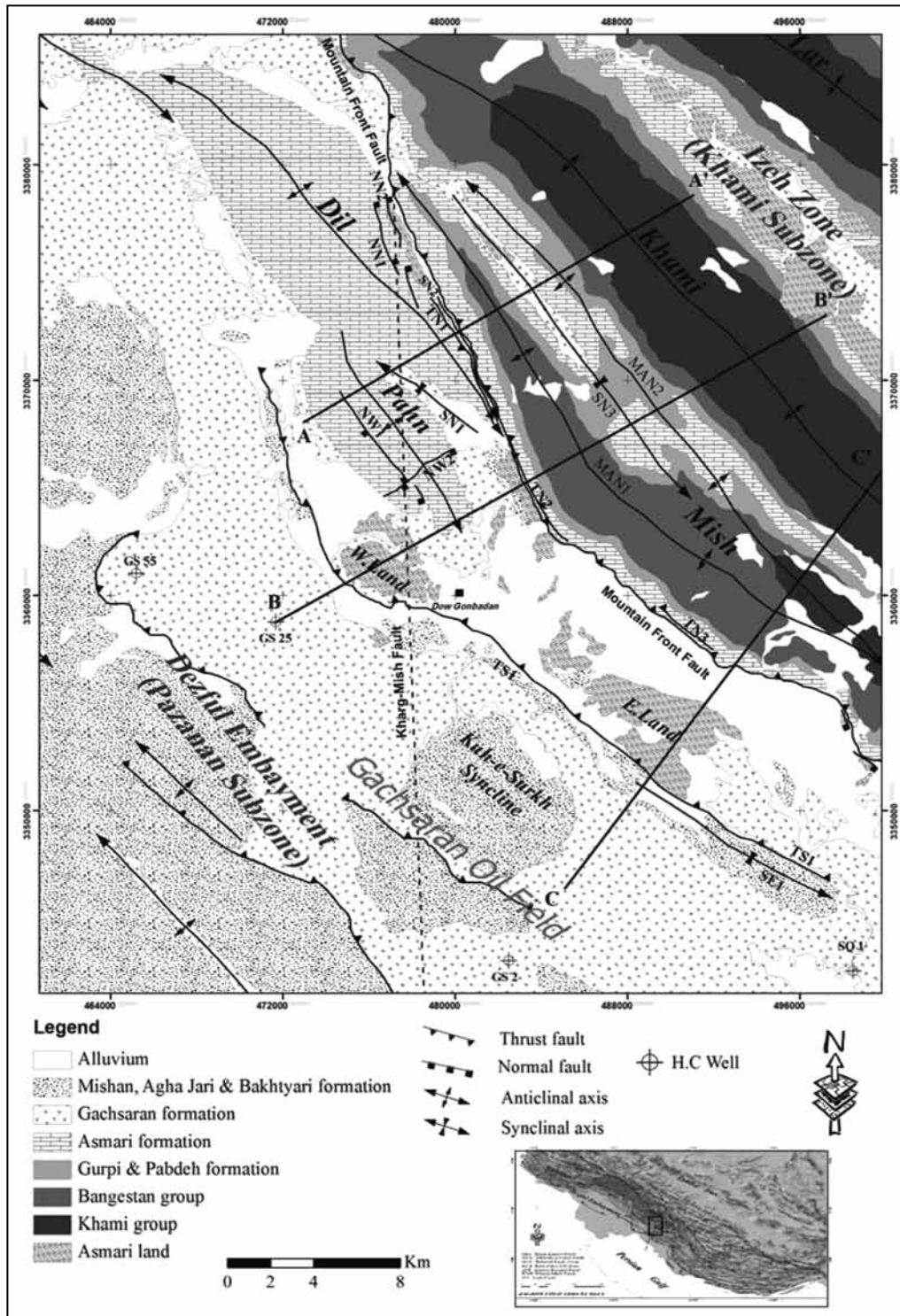
تاقدیس میش در فرادیواره گسل پیشانی کوهستان، چین گسترش یافته در شیب‌راهه پیشانی است که به سمت باختر خمیده شده و نشان‌دهنده پایان یافتن شیب‌راهه پیشانی و جابه‌جایی آن توسط ساختار عرضی زیرسطحی خارگ- میش است. تاقدیس های میش، خامی و لار در بخش خاوری و تاقدیس های دیل و پهن



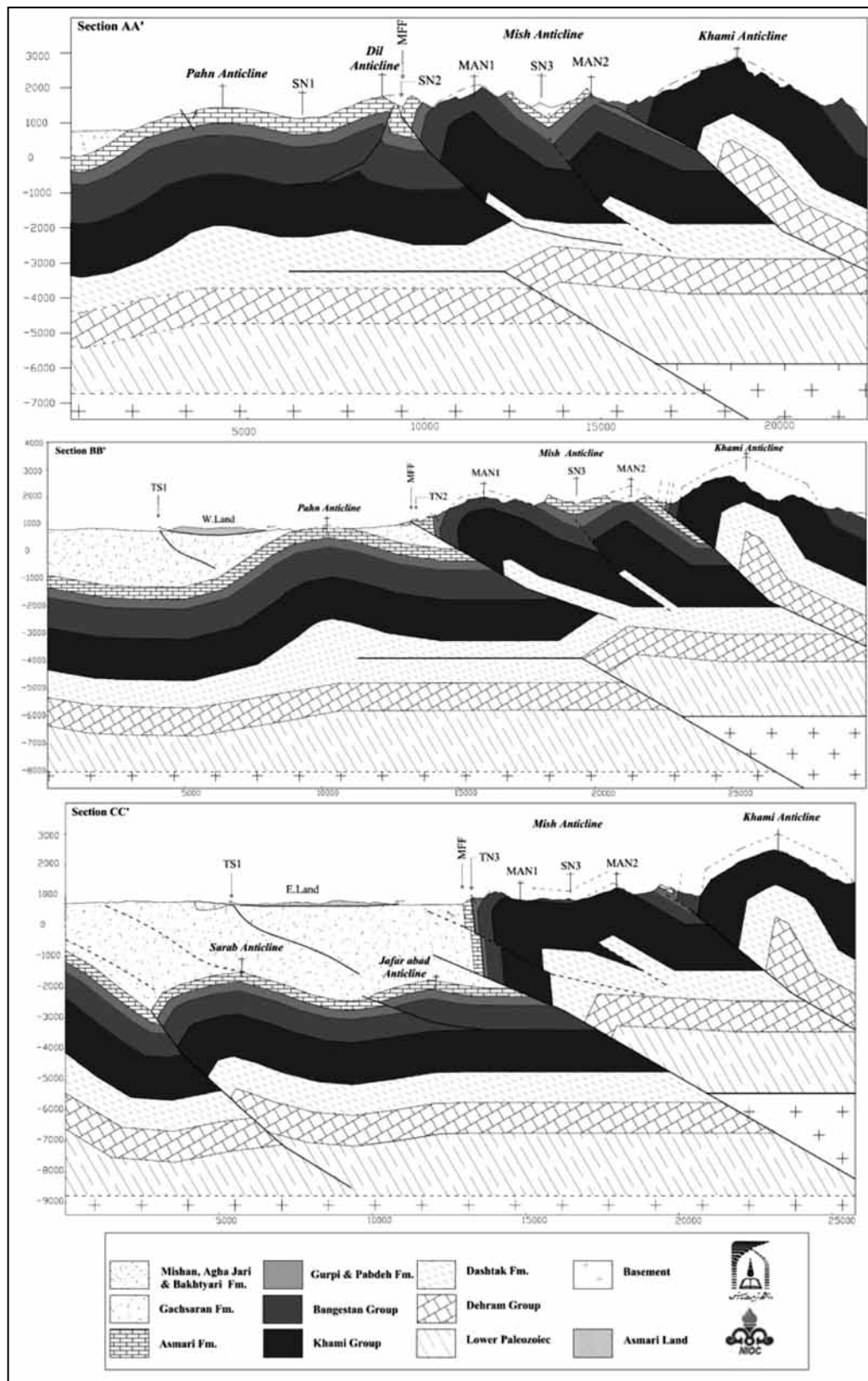
شکل ۱- بلوک دیاگرام فرادیواره با شیب‌راهه پیشانی، مورب و جانبی (برگرفته از Wilkerson et al., 2002)



شکل ۲- کمر بند چین - رانده زاگرس، بریدگی و جابه‌جایی ساختارهای طولی در اثر عبور گسل های عرضی. کادر مستطیل موقعیت ناحیه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



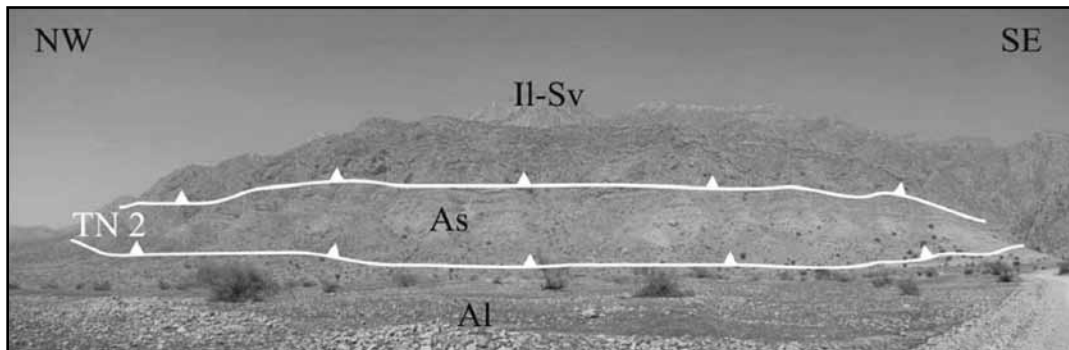
شکل ۳- نقشه ساختاری ناحیه مورد مطالعه به همراه مسیر برش‌های ساختاری 'AA'، 'BB'، 'CC'، MFF گسل پیشانی کوهستان، KMF گسل خارگ-میش. برای مشاهده برش‌های ساختاری به شکل ۴ مراجعه شود.



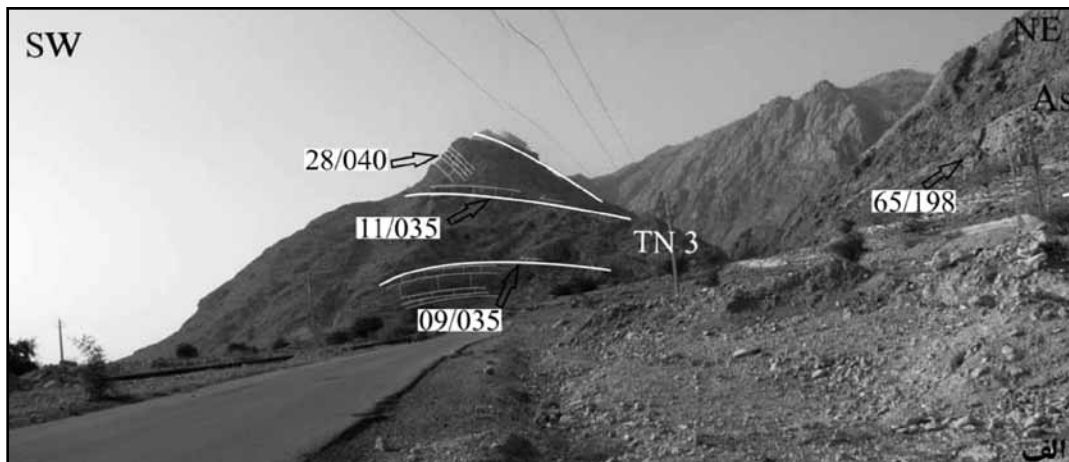
شکل ۴- برش های ساختاری ترسیمی بر منطقه مورد مطالعه، برای مشاهده مسیر برش ها به شکل ۳ مراجعه شود.



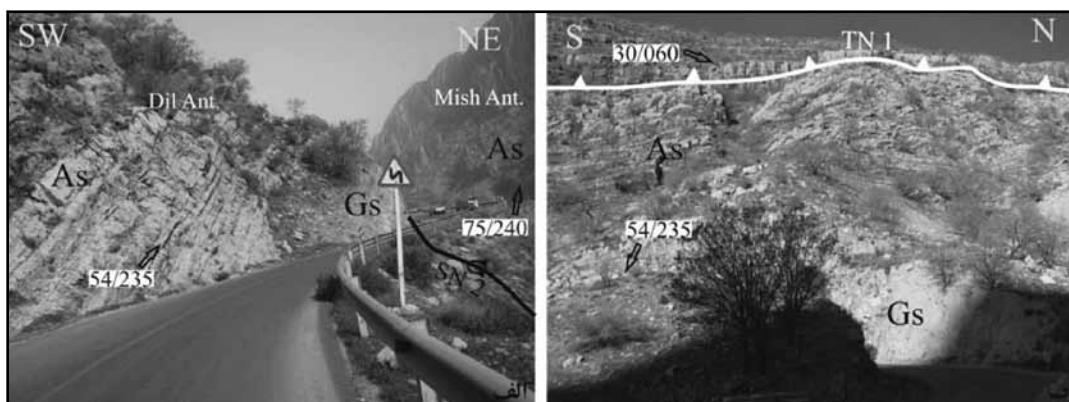
شکل ۵- برگشتگی سازند آسماری بر روی سازند بختیاری و گچساران و راندگی TN2 در راستای برش BB'.



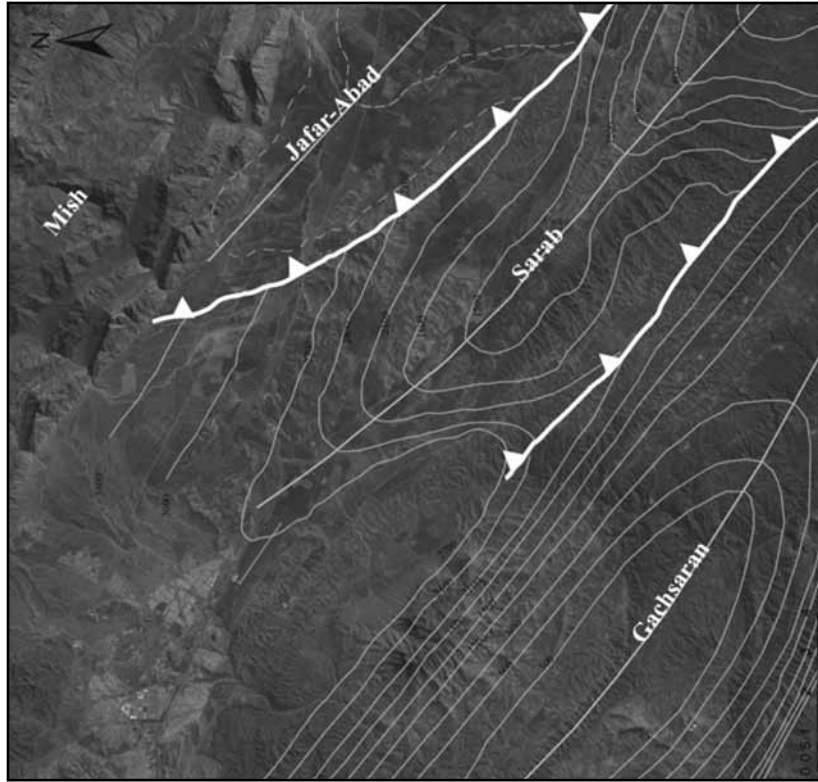
شکل ۶- پهنه برآشفته در بخش بالایی سازند آسماری در تنگ خنجه بنار که برگشتگی و راندگی سازند آسماری را بر روی سازند گچساران و نهشته‌های کواترنری نشان می‌دهد.



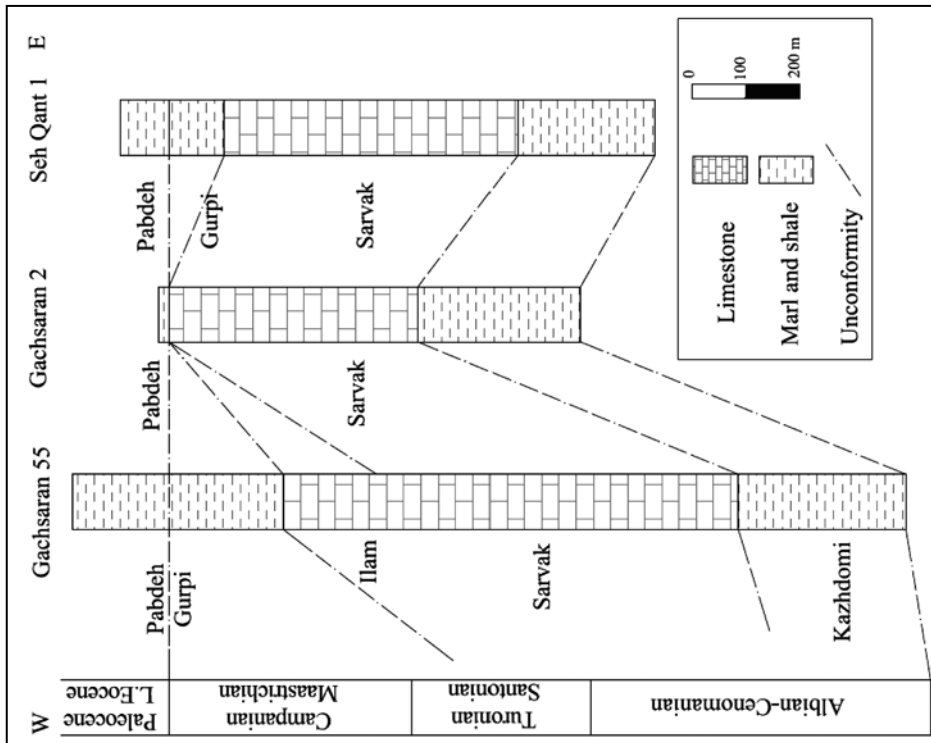
شکل ۷- برش تنگ گرگدا واقع در پهلوی پیشانی تاقدیس میش و کوهان MAN1، جابه‌جایی در بخش‌های مختلف سازند آسماری در بخش باختری این تنگ در ارتباط با راندگی TN3، پیکان‌ها سطوح راندگی را نشان می‌دهند.



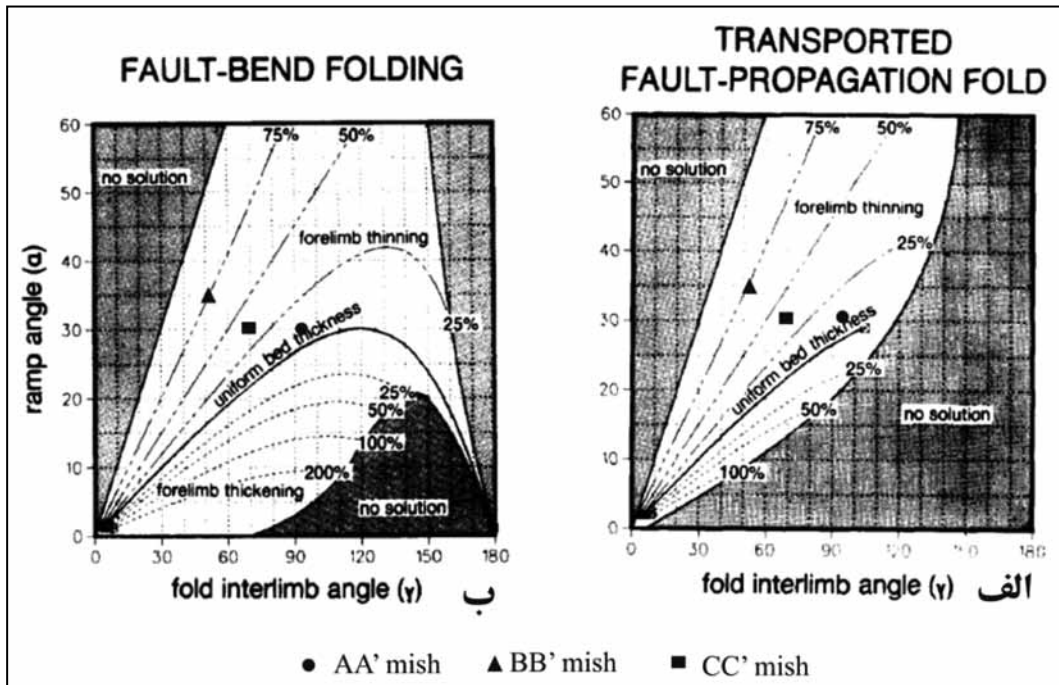
شکل ۸- پهلوی پیشانی در ناودیس SN2، الف) برگشتگی سازند آسماری بر روی سازند گچساران، ب) پس راندگی TN1 و تغییرات شیب ایجاد شده در سازند آسماری در موقعیت جغرافیایی: ۴۸۱۲۱۱/۹۷۸N، ۳۳۶۹۲۲۳/۱۹۹E.



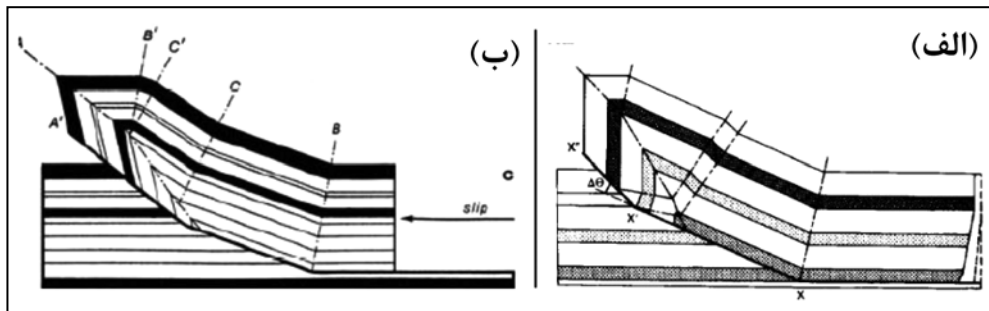
شکل ۹- تلفیق خطوط تراز زیرزمینی سرسازند آسماری و تصویر ماهواره‌ای IRS در منطقه مطالعه و در راستای برش CC'.



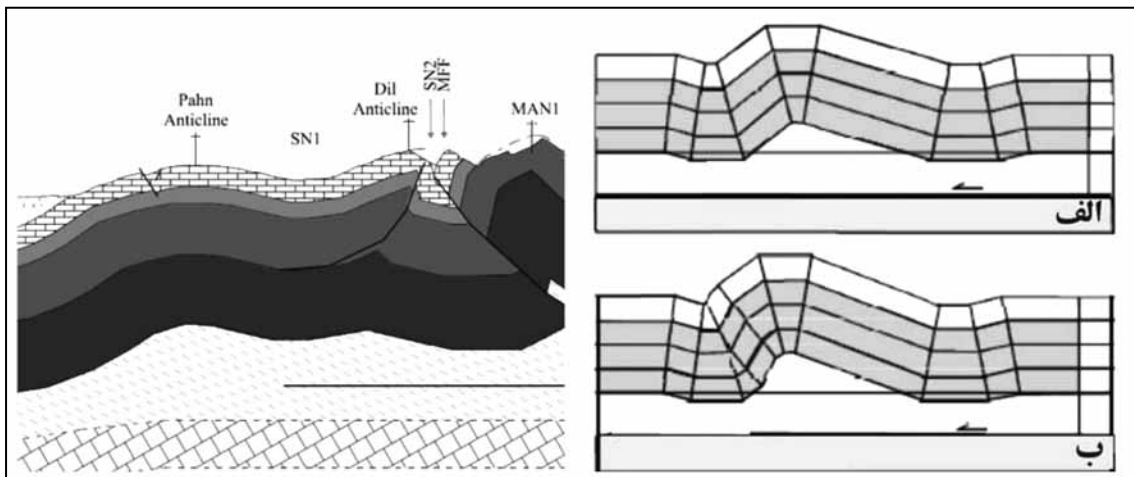
شکل ۱۰- تأثیر بلندی خارگ- میش در چاه‌های منطقه مورد مطالعه. برای اطلاع از جزئیات این تأثیر به متن مراجعه کنید (تحلیل هندسی چین‌های منطقه مورد مطالعه).



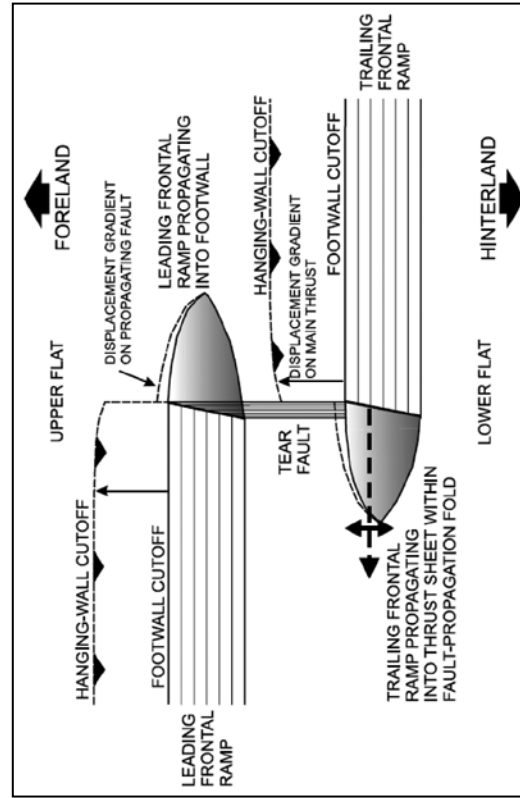
شکل ۱۱- موقعیت تاقدیس میش در نمودارهای چین‌های در ارتباط با گسل‌های راندگی (Jamison, 1987). الف) چین‌های گسترش گسلی حمل شده، ب) چین‌های خمش گسلی.



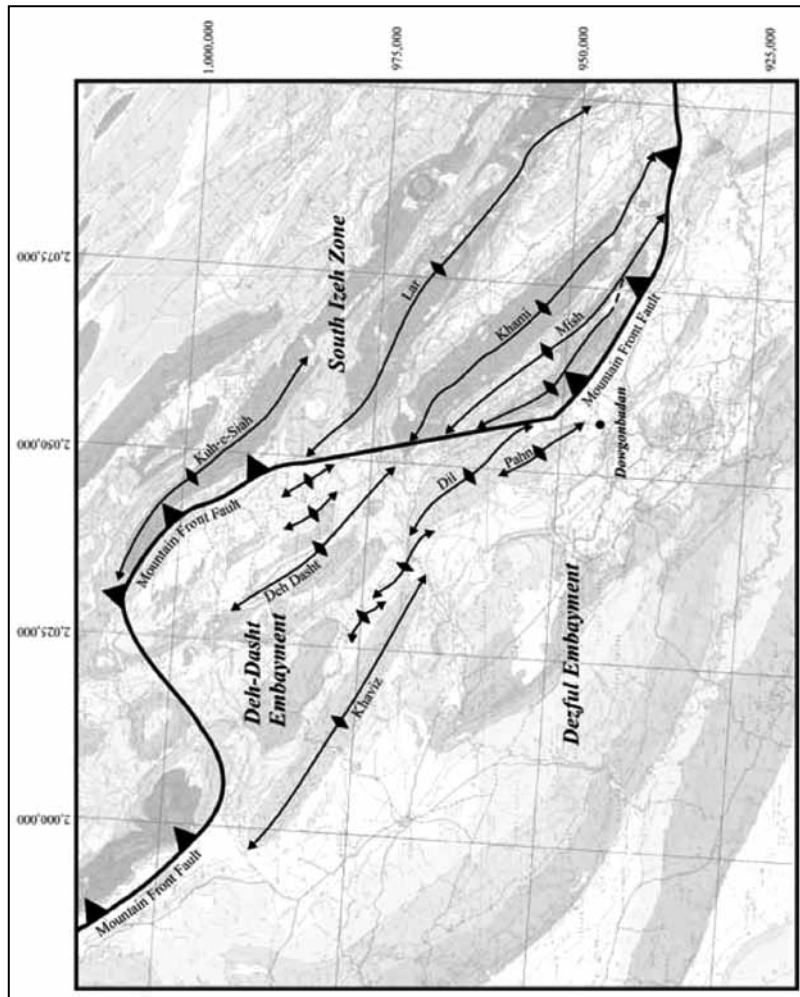
شکل ۱۲- چین گسترش گسلی حمل شده، الف) ارائه شده توسط (Suppe & Medwedeff (1990)، ب) ارائه شده توسط (Mitra (1990) که منطبق بر هندسه تاقدیس میش هستند.



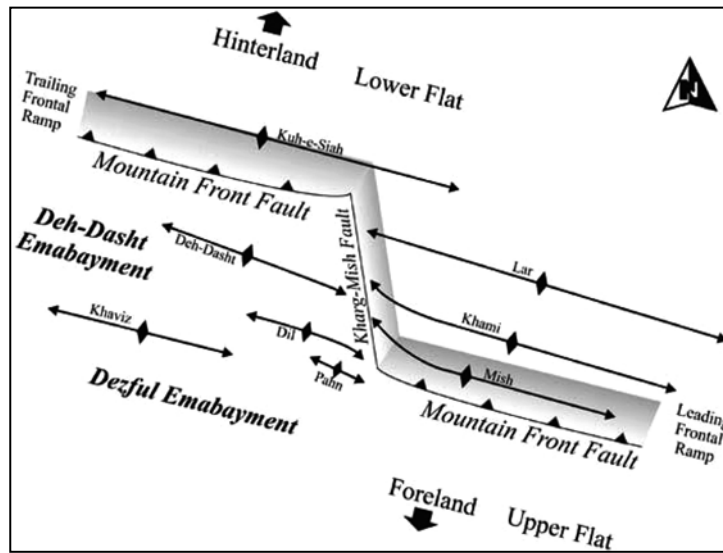
شکل ۱۳- مدل تکاملی چین‌های جدایشی (برگرفته از Mitra 2002, 2003) و بخشی از برش ترسیمی بر تاقدیس دیل و پهن.



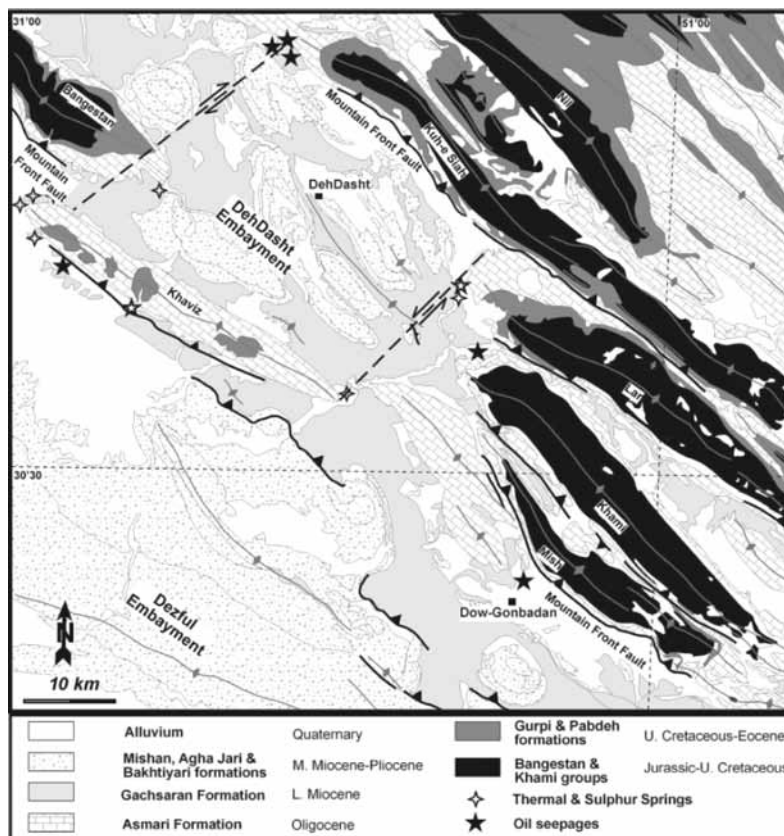
شکل ۱۴- چاه‌جایی گسل در دو شیپ‌راهه پیشانی و ارتباط با ساختار عرضی (برگرفته از Dixon & Spratt, 2004)



شکل ۱۵- پایان یافتن ساختارها به شیپ‌راهه جانبی در ناحیه مطالعه، تاق‌بیس های میش، لار و خامی در خاور و تاق‌بیس های دلی، بهن و دهدشت در باختر به ساختار عرضی در این ناحیه، گسل خارگ- میش خاتمه یافته‌اند.



شکل ۱۶- 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. تاقدیس‌های دیل و پهن و همچنین خویز به موازات امتداد شیبراهه پیشانی و در فرودپواره آن، به صورت تأخیری نسبت به ساختارهای فرادپواره‌ای، در سطح ظاهر شده‌اند.



شکل ۱۷- گسترش فروافتادگی دهدشت در اثر جابه‌جایی گسل پیشانی کوهستان توسط ساختارهای عرضی در فروافتادگی دزفول (بر گرفته از Sephr & Cosgrove, 2007)

جدول ۱- ویژگی‌های هندسی تاقدیس میش در برش‌های ساختاری ترسیمی سه گانه (شکل ۴). موقعیت‌ها به صورت Dip/Dip Direction ارائه شده است.

جدول ۲- ویژگی‌های ساختاری تاقدیس‌های دیل و پهن

ساختار	محور شمال باختری	محور جنوب خاوری	سطح محوری (برش AA')
تاقدیس دیل	۰۴/۲۸۴	۰۸/۱۴۸	۷۳/۲۳۵
تاقدیس پهن	۰۲/۳۱۴	۰۹/۱۵۲	۸۷/۰۴۳

برش	AA'	BB'	CC'
وضعیت محور	۰۵/۳۲۹	۰۱/۳۳۱	۰۱/۱۱۹
وضعیت سطح محوری	۷۲/۰۵۷	۵۰/۰۶۰	۵۱/۰۲۹
طول موج (m)	۶۴۰۰	۸۸۰۰	۶۸۰۰
میانگین پهلوهای خلفی ( $\alpha_B$ )	۲۵/۰۵۶	۳۵/۰۶۵	۳۰/۰۴۰
زاویه بین پهلوها ( $\gamma$ )	۹۶	۵۲	۶۹

جدول ۳- ویژگی‌های چین‌های منطقه مورد مطالعه و نسبت طول محور چین به نصف طول موج

نام ساختار	طول محور تاقدیس (km)	میانگین طول موج تاقدیس (km)	نسبت طول محور چین به نصف طول موج
تاقدیس میش	۴۲	۷/۳	۱۱/۵
تاقدیس دیل	۲۱	۷	۶
تاقدیس پهن	۱۱	۵	۴/۴

## کتابنگاری

مطبعی، ه. ۱۳۷۴- زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی نفت زاگرس؛ طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، جلد اول، تهران: سازمان زمین‌شناسی کشور.

## 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 development 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 Petroleum Exploration". Royal Holloway University of London.
- 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 Helveticae, 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.