

# بررسی شواهد تشکیل دوپلکس ترافشارشی در باختر شاهرود، البرز خاوری

علی رادفر<sup>۱</sup> و عزیز رحیمی<sup>۲\*</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان، گرگان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۹۷/۱۲/۰۷

## چکیده

منطقه مورد مطالعه در مرز جنوبی البرز خاوری و در حدواسط گسل‌های شمال شاهرود و آستانه قرار گرفته و دارای رخنمون‌هایی با محدوده سنی پالئوزوئیک تا عهد حاضر می‌باشد. بررسی‌های ساختاری متعددی از قبیل تحلیل هندسی چین‌ها و تحلیل هندسی و حرکتی گسل‌ها در منطقه صورت گرفته است. داده‌های صحرایی و تحلیل‌های نرم‌افزاری نشان می‌دهد که اکثر چین‌خوردگی‌ها در بخش خاوری منطقه دارای محورهای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری و در بخش باختری دارای محورهای خاوری-باختری می‌باشند. چین‌های کوچک مقیاس نیز به دلیل قرار گرفتن در فرادیواره گسل رانده طزره، ساختارهای مرتبط با گسلش هستند. چین‌های بزرگ مقیاس با داشتن سطح محوری متمایل به جنوب‌خاوری با ساختار گل‌مانند در نظر گرفته شده برای البرز مطابقت دارند. همچنین گسل‌های موجود در منطقه دارای دو روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری برای خاور منطقه و خاوری-باختری در باختر منطقه بوده و به نحوی آرایش یافته‌اند که به منطقه، آرایش فلسی داده‌اند. با توجه به وجود ساختارهای فشارشی می‌توان پیشنهاد کرد که دوپلکس فشارشی ده‌ملا در ارتباط با گسلش امتدادلغز در حدفاصل گسل‌های شاهرود و آستانه توسعه یافته است.

واژه‌های کلیدی: دوپلکس فشارشی، منطقه ترافشارشی، سامانه گسلی شاهرود، گسل آستانه، البرز خاوری.

## مقدمه

آشکاری بین بخش شمالی منطقه (البرز) و بخش جنوبی آن (ایران مرکزی) وجود نداشته و به بیان ساده‌تر بخش شمالی منطقه (حاشیه جنوبی البرز) در واقع چین‌های حاشیه ایران مرکزی هستند (آقانیاتی، ۱۳۸۳). مرز بین البرز و ایران مرکزی از نظر ساختاری دارای پیچیدگی‌های فراوان بوده که از آن جمله می‌توان به وجود دوپلکس فشارشی چاشم در بین گسل‌های آستانه و فیروزکوه (باقری و همکاران، ۱۳۸۵) اشاره کرد، که این دوپلکس در ارتباط با گسلش امتدادلغز به وجود آمده‌است. لازم به ذکر است که گسل

منطقه مورد مطالعه در شمال دهستان ده‌ملا و در ۲۰ کیلومتری باختر شاهرود و به عبارت دیگر در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات البرز خاوری قرار گرفته است (شکل ۱). لذا از نگاه زمین‌شناسی به دو پهنه ساختاری البرز و ایران مرکزی تعلق دارد. داده‌های منطقه به‌ویژه مقایسه خصوصیت‌های زمین‌شناسی نواحی واقع در جنوب البرز و شمال ایران مرکزی نشان می‌دهد که تفاوت‌های زمین‌شناسی چندان

\* نویسنده مرتبط: A.Rahimi@gu.ac.ir

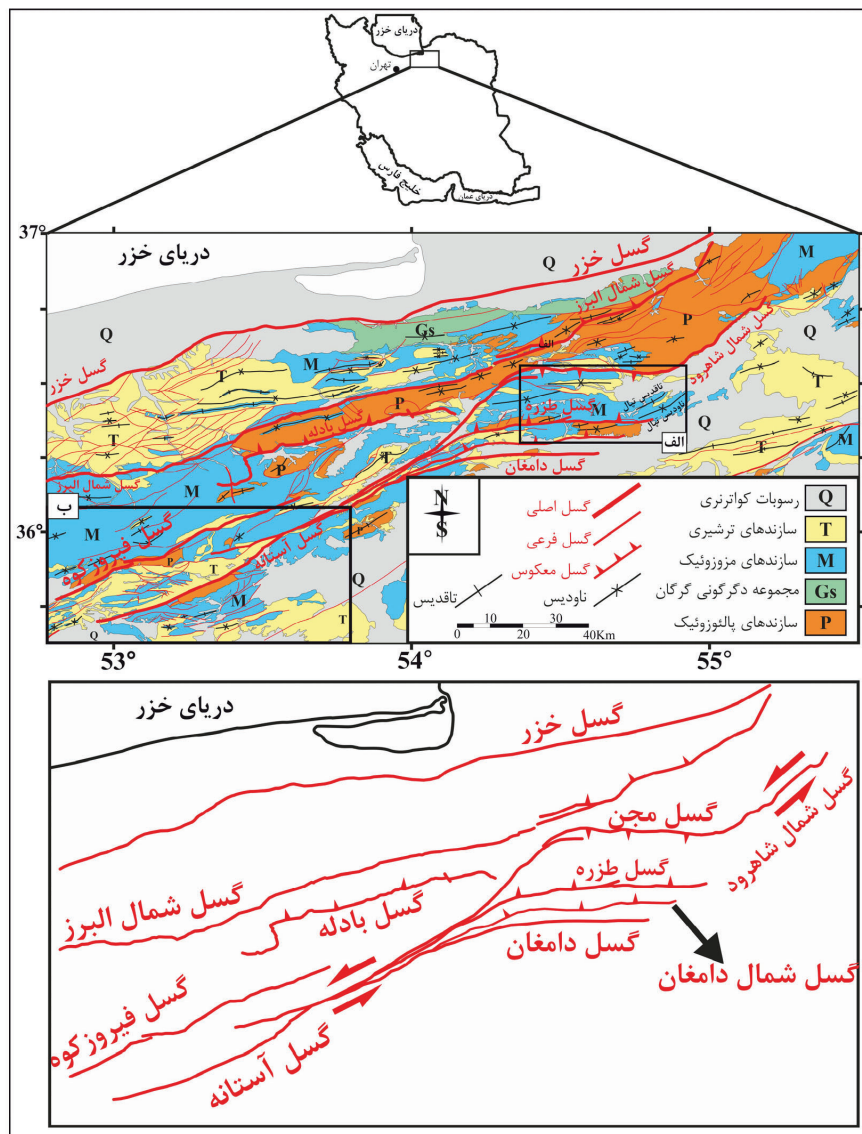
شمالی-خاوری بر روی ساختارهای خاوری-باختری البرز مرکزی تشخیص دادند. (Zanchi et al. 2006) بر اساس مطالعات پیشین و مشاهدات خود، پیشنهاد کردند که البرز مرکزی در هنگام برخورد در قسمت جنوبی منطقه زمین درز قرار داشته و در هنگام برخورد به صورت منطقه پیش بومی پایدار عمل کرده است. (Guest et al. 2006a, b) نیز مطالعاتی بر روی البرز انجام داده و برخورد صفحه عربی و حاشیه فعال ایران-ترکیه را به میوسن میانی نسبت می‌دهند. ایشان همچنین در این مطالعات مدل طاق‌گون مرکب با تغییر شکل پوسته نازک برای البرز را رد کرده و با نظر Allen et al. (2003a) مبنی بر ساختمان گل مانند ترافشارشی چپ‌بر با تغییر شکل پوسته نازک و پوسته ضخیم، هم عقیده می‌باشند. (Ghavidel-Syooki 2006) بر روی چینه‌شناسی و جغرافیای دیرینه کامبرو-اردوئیسین کوه خربش مطالعاتی انجام داد و وجود دو نبود چینه‌ای را در اردوئیسین میانی (بین سازندهای لشکرک و قلی) و در سیلورین تا دوونین میانی (بین سازندهای قلی و جیروود) تشخیص داد. وی این نبوده‌های چینه‌ای را به کوهزایی کالدونین نسبت داد. همچنین بر اساس مقایسه آگرتارک‌های موجود در سازند میلا، قلی و لشکرک با آگرتارک‌های دیگر مناطق دنیا، بیان کرد که البرز در طول اردوئیسین بخشی از گندوانا بوده است. (Hollingsworth et al. 2008, 2010) با هدف بررسی زمین‌ساخت فعال البرز خاوری، مطالعاتی را بر روی منطقه دامغان انجام داده و شرایط مورفولوژیکی منطقه را حاصل خمش‌های موجود در صفحات سامانه گسلی شاهرود دانستند. ایشان همچنین، میزان جابه‌جائی را برای منطقه به صورت چپ‌بر و در حدود ۳۰ کیلومتر برآورد کردند.

منطقه از نظر چینه‌شناسی دارای توالی‌های با سن مختلف از پالئوزوئیک تا رسوبات عهد حاضر بوده (شکل ۱) که این آرایش در نتیجه پهنه‌های فشارشی و عملکرد گسل‌های رانده موجود در حاشیه جنوبی البرز و رانده شدن سنگ‌هایی با سن پالئوزوئیک و مزوزوئیک بر روی نهشته‌های عهد حاضر ایجاد شده است (Ghavidel-Syooki, 2006). همچنین منطقه از دیدگاه فعالیت زمین‌ساختی نیز در گروه

آستانه در بخش خمیدگی خاوری-باختری خود با حرکت چپ‌بر سازندهای پالئوزوئیک را در حدود ۲۵ کیلومتر جابجا کرده است (Allen et al., 2003a) (داخل مستطیل الف در شکل ۱). در این مقاله سعی شده تا با بررسی ساختارهای مربوط به دوپلکس ده‌ملا، این منطقه را از نظر هندسی و جنبشی مورد تجزیه و تحلیل قرار دهیم.

## پیشینه تحقیق و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

Stöcklin (1968) برای اولین بار مدل ساختاری البرز را معرفی نمود و در آن البرز را به شکل ناودیس فرض کرد و بر آن اساس در سال ۱۹۷۴ اولین مقطع عرضی مستند از البرز را ارائه داد. (Şengör (1990) از همین مدل برای نشان دادن البرز به صورت یک ساختمان گل مانند نامتقارن با تمایل به سمت جنوب استفاده کرد. (Alavi (1996) با پیشنهاد مدلی دیگر البرز را از نظر ساختاری یک کمر بند چین و گسل خورده پوسته نازک فرض کرد که متشکل از ورقه‌های روانده و دوپلکس‌های متعدد بوده و باعث ایجاد یک طاق‌گون مرکب شده است. (Axen et al. (2001) با بررسی گسل‌های رانده موجود در البرز، این مجموعه را همچون شنگور به صورت یک ساختمان ترافشارشی گل مانند با تمایل به سمت جنوب تفسیر کرده و دلیل تمایل این ساختمان به سمت جنوب را، رانده شدن یک پوسته قاره‌ای شناور از سمت جنوب به زیر البرز می‌دانند. (Jackson et al. (2002) و همچنین Allen et al. (2003a) البرز را به صورت یک کمر بند ترافشارشی چپ‌بر در نظر گرفته و این سازوکار را حاصل تقسیم شدن لغزش در بین گسل‌های امتداد لغز چپ‌بر و گسل‌های رانده دانسته و همچنین حالت موج‌دار البرز را در نتیجه زیر-رانده‌گی پوسته اقیانوسی حوضه خزر جنوبی به زیر حوضه خزر مرکزی می‌دانند. (Vernant et al. (2004a, b) مطالعاتی را توسط سامانه موقعیت‌یاب جهانی بر روی البرز انجام داده و مشخصات و سرعت حرکت و کوتاه شدگی را برای البرز به دست آورده و بر همین اساس برای البرز دو فاز دگرشکلی، اول فاز فشاری شمالی-جنوبی در میوسن بین ایران مرکزی و حوضه خزر جنوبی، و دوم، کوتاه شدگی مورب



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی البرز شرقی. محدوده مورد مطالعه در مستطیل الف نشان داده شده است. دوپلکس فشارشی چاشم (باقری و همکاران، ۱۳۸۵) در مستطیل ب واقع در جنوب‌خاوری تصویر مشخص شده است (برگرفته با تصحیح‌هایی از چهار نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ گرگان، ساری، سمنان و تروند)

مطالعات تجربی و مدل‌سازی قیاسی دوپلکس‌های فشارشی مرتبط با گسلش امتدادلغز و تشکیل Pop-up‌های طاق‌گون در این نوع دوپلکس‌ها پرداخته و سپس مدل‌های حاصل را با دوپلکس‌های موجود در قاره آمریکا و اروپا مقایسه کردند. ایشان بیان کردند که تشکیل Pop-up‌های طاق‌گون با تمایل به هر دو طرف سامانه گسلی، باعث تشکیل ساختار گل مانند مثبت در این دوپلکس‌ها می‌شود. Gonzalez et al. (2012) دوپلکس‌های امتدادلغز موجود در شیله را مورد

مناطق فعال با گسل‌های دارای روند شرق‌شمال‌شرقی-غرب‌جنوب‌غربی (Shahpasandzadeh et al., 2017) و سازوکار چپ‌بر با کمی مؤلفه معکوس می‌باشد (نعمتی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Shahpasandzadeh et al., 2017).

علاوه بر مطالعات صورت گرفته در البرز، مطالعات بسیار زیاد و ویژه‌ای نیز با موضوع توسعه دوپلکس‌ها در سامانه‌های امتدادلغز صورت گرفته که در این بخش به تعدادی از آن‌ها اشاره می‌شود. (McClay and Bonora (2001) به

### بررسی هندسی چین‌ها

در منطقه مورد مطالعه دو چین بزرگ مقیاس (شکل‌های ۲ و ۳) با نام‌های ناقدیس و ناودیس تپال و همچنین چندین چین کوچک مقیاس (شکل ۴) مورد بررسی قرار گرفت. با ترسیم داده‌های صحرایی در شبکه هم‌مساحت برای ناودیس تپال، زاویه بین یالی (۷) ۸۱ درجه و زاویه چین‌خوردگی ( $\phi$ ) ۹۹ درجه به دست آمد که بیانگر آن است که چین در طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) جزو گروه چین‌های باز قرار می‌گیرد. همچنین محور چین برابر با ۰۶۱-۳۶ و سطح محوری برابر با N66E/83NW است. همچنین بر اساس نحوه قرارگیری قطب صفحات (Ramsay and Huber, 1987) که بیش از ۹۰ درصد قطب‌ها در فاصله کمتر از ۲۰ درجه از صفحه حرکتی قرار گرفته‌اند، چین از نوع نیمه‌استوانه‌ای است. چین‌های رخ داده در داخل تناوب لایه‌های سخت و نرم، بسته به میزان لایه‌های سخت و نرم نسبت به هم، عمدتاً تحت کلاس ۱B و ۱C طبقه‌بندی رمزی دچار چین‌خوردگی می‌شوند (Hudleston and Treagus, 2010; Twiss and Moores, 2003; Ramsay and Huber, 1987). به دلیل قرارگرفتن ناودیس تپال در بین تناوبی از لایه‌های سخت و نرم یعنی تناوب شیل و ماسه‌سنگ سازند شمشک و مارن و آهک سازند دلیچای، کلاس ۱B طبقه‌بندی رمزی برای این چین محاسبه گردید (شکل ۳-الف). برای ناقدیس تپال نیز زاویه بین یالی (۷) ۱۰۶ درجه و زاویه چین‌خوردگی ( $\phi$ ) ۷۴ درجه محاسبه شد که نشان می‌دهد که این چین نیز در طبقه‌بندی فلوتی (۱۹۶۴) در گروه چین‌های باز قرار می‌گیرد. محور ناقدیس با مشخصات ۰۵۳-۱۵ و سطح محوری با در نظر گرفتن اثر سطح محوری در نقشه برابر با N54E/86NW محاسبه شد. بر اساس نحوه پراکنش قطب‌ها نسبت به صفحه حرکتی، چین از نوع نیمه‌استوانه‌ای و همچنین کلاس ۱C طبقه‌بندی رمزی برای ناقدیس تپال محاسبه شد (شکل ۳-ب).

علاوه بر چین‌های بزرگ مقیاس، چندین چین کوچک مقیاس نیز مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۴). چین‌های موجود در منطقه دارای دو روند هستند (شکل ۵) که در بخش خاوری و مرکزی منطقه، موازی با روند گسل شمال

مطالعه قرار داده و عملکرد این ساختارها را به صورت عددی و قیاسی مدل‌سازی نمودند. (Curren and Bird 2014) از طریق مدل‌سازی تجربی به مطالعه نقش شکستگی‌های پیشین در عملکرد گسل‌های امتدادلغز پرداخته و بیان کردند که وجود شکستگی‌های پیشین از طریق پراکنش و فرونشاندن برش در میدان تنش اطراف شکستگی‌ها، بر روی هندسه و عملکرد سیستماتیک گسل‌های امتدادلغز تاثیر می‌گذارند. (Iturrieta et al. 2017) به مطالعه و مدل‌سازی عددی سامانه‌های گسلی امتدادلغز مرتبط با فرورانش مایل در منطقه آند جنوبی پرداخته و با تلفیق دینامیک گسل‌های امتدادلغز با شواهد زمین‌شناختی، لرزه‌ای و ماگمایی، همخوانی مدل‌سازی عددی خود با عملکرد سامانه‌های گسلی موجود در آند جنوبی را به اثبات رساندند.

### روش مطالعه

در این پژوهش چین‌ها مورد تحلیل هندسی قرار گرفته و با توجه به اثر سطح محوری اندازه‌گیری شده در عملیات صحرایی، مختصات محور و سطح محوری آن‌ها مشخص شده و همچنین بر اساس خصوصیات ظاهری چین، محل قرارگیری این چین‌ها در طبقه‌بندی‌های فلوتی (۱۹۶۴) و رمزی (۱۹۸۷) مشخص شد. در ادامه به منظور تحلیل هندسی و حرکتی گسل‌ها، نمودار گل‌سرخ از امتداد شکستگی‌ها ترسیم و به وسیله روش Marrett and Allmendinger (1990) محور فشارش محاسبه شد. در روش فوق پس از ترسیم صفحه گسل به همراه خش‌لغزها، قطب گسل ترسیم می‌شود. با قرار دادن خش‌لغز و قطب صفحه گسل بر روی یک دایره عظیمه، صفحه حرکتی برای گسل محاسبه و در نهایت با حرکت ۴۵ درجه‌ای در جهت و خلاف جهت بردار حرکتی هر گسل، به ترتیب محور فشارش و محور کشش محاسبه می‌شود.

### بررسی ساختارها

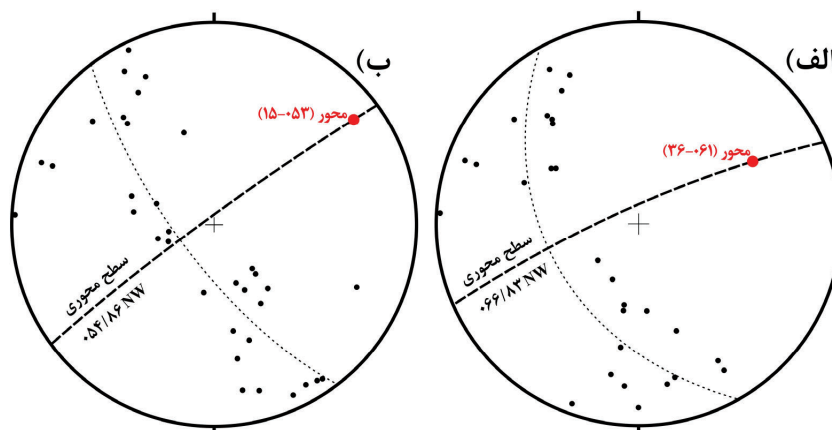
در منطقه دو روند اصلی برای چین‌ها و دو روند اصلی برای گسل‌های اصلی مشاهده شد که در ادامه به تفصیل به آن‌ها پرداخته می‌شود.

این چین‌ها در ارتباط با گسلش معکوس خاوری-باختری تشکیل شده‌اند. لازم به ذکر است که چین‌های ۸ تا ۱۳ در یال تاقدیس تپال اندازه‌گیری شده‌اند. به‌طور کلی نتایج مربوط به چین‌ها در جدول ۱ آورده شده است.

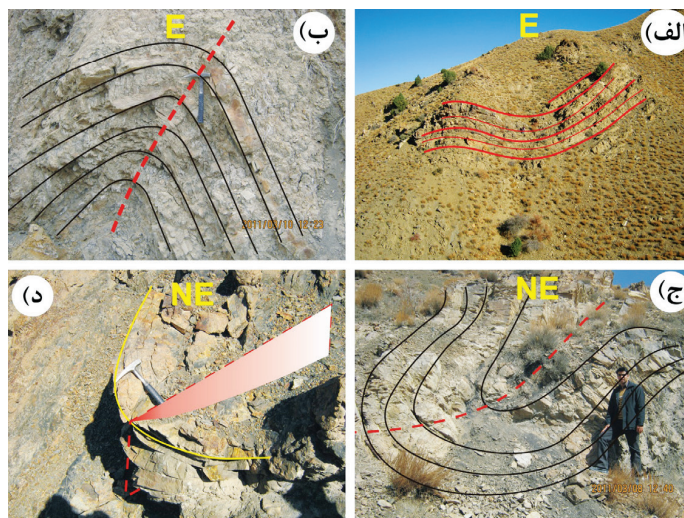
شاهرود و در بخش باختری منطقه به‌صورت خاوری-باختری و هم‌روند با گسل‌های رانده تشکیل شده‌اند. با توجه به این موضوع که چین‌های خاوری-باختری اکثراً در بخش باختری منطقه، در فرادیواره گسل طزره تشکیل شده و همچنین هم‌روند با این گسل هستند (شکل ۷)، به نظر می‌رسد که



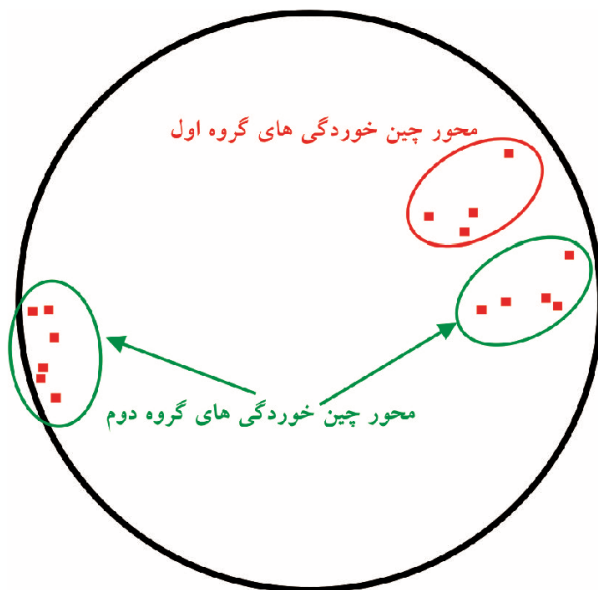
شکل ۲. نمای کلی از تاقدیس و ناودیس تپال (دید رو به شمال خاوری)



شکل ۳. تصویر استریوگرافی قطب صفحات لایه‌بندی به همراه محور و سطح محوری، (الف) ناودیس تپال، (ب) تاقدیس تپال



شکل ۴. چین‌های کوچک مقیاس منطقه مورد مطالعه (حروف زرد رنگ داخل تصاویر نشان‌دهنده جهت دید هستند)



شکل ۵. شکل استریوگرافیک مربوط به محور چین خوردگی های منطقه

جدول ۱. خصوصیات هندسی محاسبه شده برای چین های منطقه

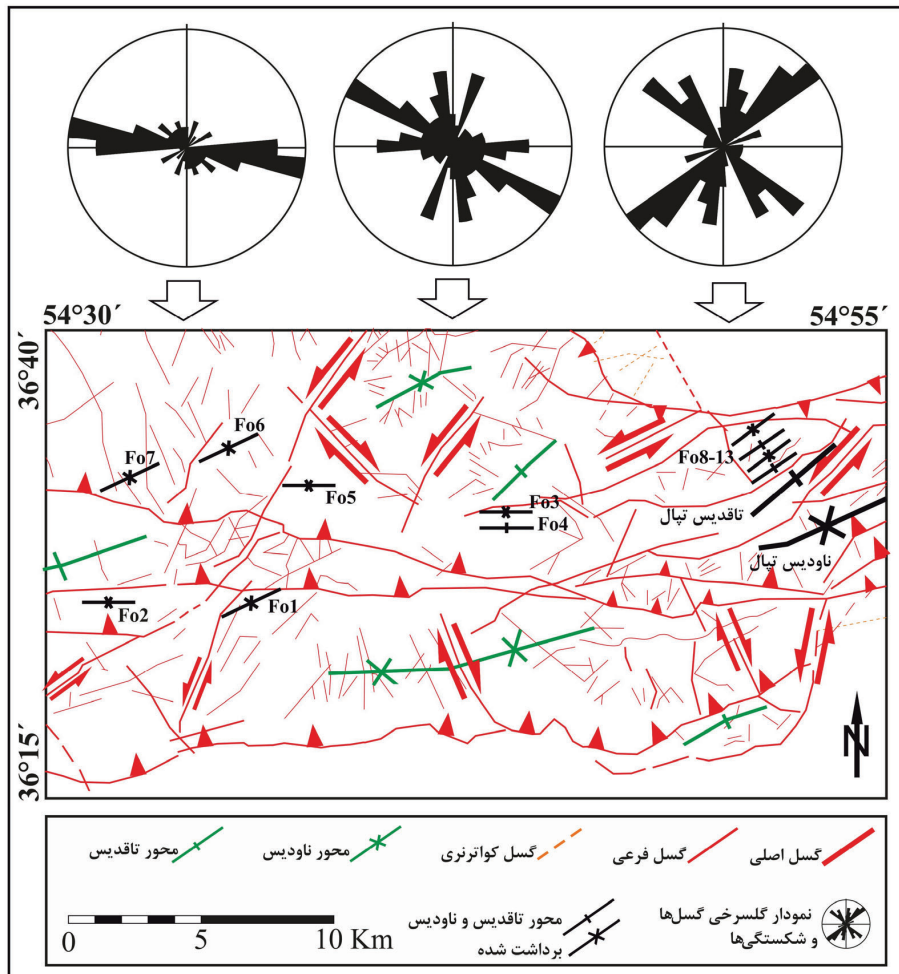
چین	$\gamma$	$\varphi$	فشردگی	شکل مقطع	محور	سطح محوری	طبقه بندی فلوتی	طبقه بندی رمزی
تاقدیس تپال	۱۰۶	۷۴	باز	نیمه استوانه ای	۰۵۳-۱۵	۰۵۴/۸۶NW	ایستاده با میل ملایم	۱C
ناودیس تپال	۹۹	۸۱	باز	نیمه استوانه ای	۰۶۱-۲۶	۰۶۶/۸۳NW	ایستاده با میل متوسط	۱B
FO1	۸۷	۹۳	باز	نیمه استوانه ای	۰۶۶-۴۲	۰۶۴/۸۷SE	ایستاده با میل متوسط	۱B
FO2	۹۰	۹۰	باز	استوانه ای	۰۸۹-۲۰	۰۹۳/۷۵NE	تمایل زیاد و میل ملایم	۱B
FO3	۷۴	۱۰۶	باز	نیمه استوانه ای	۰۹۰-۳۳	۱۱۷/۵۳NE	تمایل و میل متوسط	۱B
FO4	۶۹	۱۱۱	بسته	استوانه ای	۰۹۱-۱۶	۰۹۸/۶۵NE	تمایل زیاد و میل ملایم	۱B
FO5	۶۰	۱۲۰	بسته	استوانه ای	۰۹۴-۴۱	۱۲۲/۶۰NE	تمایل و میل متوسط	۳
FO6	۴۸	۱۳۲	بسته	استوانه ای	۲۴۹-۰۷	۰۶۶/۶۶NW	نیمه افقی با تمایل زیاد و یک یال برگشته	۱B
FO7	۴۳	۱۳۷	بسته	نیمه استوانه ای	۰۵۴-۴۸	۰۶۸/۷۸NW	تمایل زیاد، میل متوسط	۱C
FO8	۸۵	۹۵	باز	استوانه ای	۰۸۰-۱۰	۰۸۱/۸۵NW	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO9	۴۲	۱۳۸	بسته	نیمه استوانه ای	۲۶۸-۰۵	۰۸۷/۸۳NW	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO10	۵۳	۱۲۷	بسته	نیمه استوانه ای	۲۵۶-۰۶	۰۷۶/۸۵NW	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO11	۱۱۹	۶۱	باز	استوانه ای	۲۶۸-۱۱	۰۸۷/۸۸NW	ایستاده با میل ملایم	۱B
FO12	۹۰	۹۰	باز	نیمه استوانه ای	۲۵۴-۰۴	۰۷۴/۸۸SE	ایستاده نیمه افقی	۱B
FO13	۸۵	۹۵	باز	نیمه استوانه ای	۲۶۲-۱۲	۰۸۲/۸۸SE	ایستاده با میل ملایم	۱B

### بررسی هندسی گسل ها

چپ بر با کمی مؤلفه معکوس هستند. گروه دوم شامل گسل های با امتداد خاوری-باختری بوده و از جنوب به شمال شامل گسل دامغان، گسل رانده شمال دامغان و گسل طزره هستند (شکل ۱). این گروه از گسل ها تماماً دارای سازوکار معکوس و در برخی نواحی با کمی مؤلفه راستالغزی چپ بر می باشند (شکل ۶). لازم به ذکر است که تمام این گسل های

گسل های اصلی موجود در منطقه به دو گروه تقسیم می شوند که مانند چین ها دارای دو روند اصلی می باشند. گروه اول گسل های با امتداد شمال خاوری-جنوب باختری و امتداد N۰۶۰-N۰۷۰ هستند. این گسل ها از خاور به باختر شامل گسل شمال شاهرود و گسل آستانه (شکل ۱) می باشند که هر دوی این گسل ها دارای شیب به سمت شمال و سازوکار

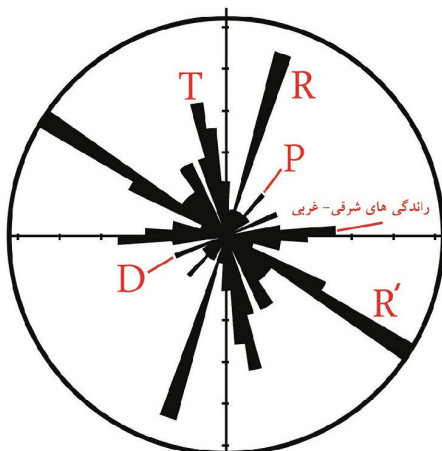




شکل ۷. نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه به همراه نمودار گل سرخی مربوط به ۷۴ گسل برداشت شده در منطقه مورد مطالعه. نمودارهای گل سرخی از راست به چپ به ترتیب مربوط به سه بخش خاوری، مرکزی و باختری منطقه مورد مطالعه می‌باشند. (همچنین لازم به ذکر است که محل چین خوردگی‌های برداشت شده و نام هر یک از این چین‌ها در نقشه مشخص شده است)

### بررسی حرکتی گسل‌ها

تحلیل حرکتی گسل‌ها و محاسبه محورهای فشارش و کشش در منطقه، با استفاده از شواهد لغزشی موجود بر روی صفحه گسل به روش Marrett and Allmendinger (1990) انجام شد (شکل ۹). بر اساس این شکل می‌توان به‌طور قطعی به شمالی-جنوبی بودن روند محور فشارش حاکم بر منطقه پی برد. بر طبق تحلیل‌های انجام شده، محور اصلی فشارش دارای امتداد ۳۵۵N می‌باشد (شکل ۹) که این محور فشارش شمالی-جنوبی عامل ایجاد گسل‌های معکوس و راندگی‌های متعدد موجود در منطقه می‌باشد.



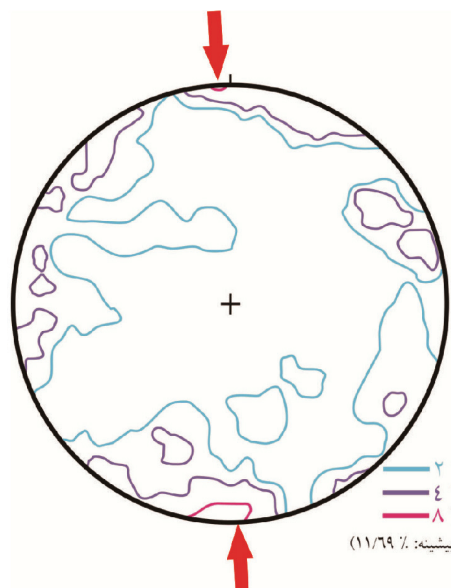
شکل ۸. نمودار گل سرخی مربوط به ۷۴ گسل برداشت شده در منطقه مورد مطالعه. (لازم به ذکر است که این نمودار گل سرخی بر مبنای فواصل ۵ درجه‌ای ترسیم شده است)



به ذکر است این دسته از چین‌ها که بیشتر در بخش خاوری منطقه رخنمون دارند، از روند کلی گسل‌های اصلی سامانه گسلی شاهرود (Hollingsworth et al., 2010؛ نعمتی و همکاران، ۱۳۹۱) تبعیت می‌کنند و در پی کوتاه‌شدگی البرز خاوری در نتیجه فشارش شمالی-جنوبی و همچنین عملکرد گسل‌های سامانه گسلی شاهرود در پی برخورد صفحه عربی به صفحه اوراسیا ایجاد شده‌اند (Allen et al., 2003a).

دسته دوم نیز چین‌های مرتبط با گسلی هستند که در بخش مرکزی و باختری منطقه و در مقیاسی کوچک ظاهر شده‌اند و دارای روند خاوری-باختری و میل ملایمی به هر دو سمت خاور و باختر می‌باشند. در مورد دلیل تمایز دو گروه چین فوق‌الذکر و ترتیب سنی آن‌ها می‌توان بیان داشت که چین‌های با روند شمال خاوری-جنوب باختری در نتیجه عملکرد سامانه گسلی شاهرود تشکیل شده و سپس با تشکیل گسل‌های رانده خاوری-باختری در دو طرف خمیدگی سامانه گسلی شاهرود (شکل‌های ۱ و ۱۰)، چین‌های خاوری-باختری در فرادیواره این گسل‌های جدید تشکیل شدند.

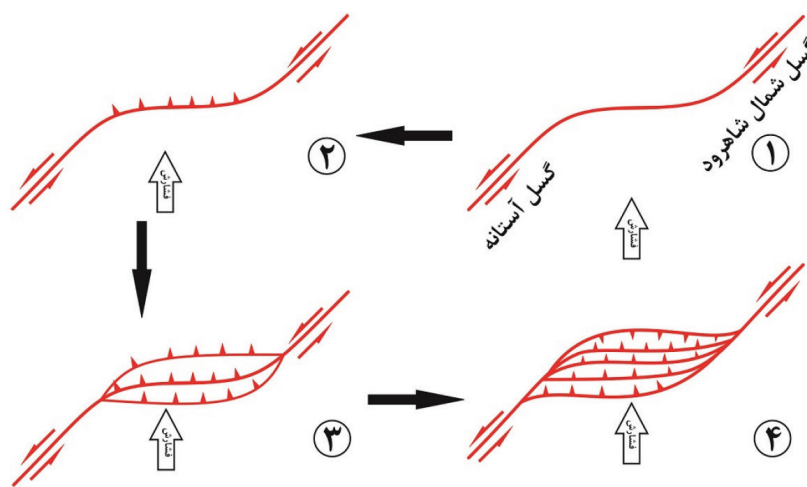
بنابر وجود دو روند شمال خاوری-جنوب باختری در خاور و خاوری-باختری در باختر منطقه (شکل ۷) و با توجه به این موضوع که گسل‌های شمال شاهرود و آستانه هر دو متعلق به یک سامانه گسلی می‌باشند، با عملکرد این دو گسل‌های شرایطی پیش آمد که در دو طرف بخش خمیده بین دو گسل، گسل‌های خاوری-باختری تشکیل و با تشکیل بیشتر گسل‌های خاوری باختری، منطقه نمای فلسی به خود گرفته است (شکل ۱۰).



شکل ۹. نمودار هم‌تراز به دست آمده برای محور بیشترین فشارش در منطقه بر اساس روش مارت و المندینگر (۱۹۹۰) (لازم به ذکر است که نمودار هم‌تراز فوق بر اساس داده‌های ۷۴ گسل برداشت شده در داخل منطقه ترسیم شده است)

## بحث

بررسی و تحلیل چین‌های منطقه حاکی از آن است که در این منطقه دو گروه چین وجود دارد (شکل ۵). دسته اول که شامل چین‌های بزرگ مقیاس (تاقدیس و ناودیس تپال) به همراه پارازیت چین‌های مربوط به تاقدیس تپال هستند از نظر سنی قدیمی‌تر بوده، دارای روند شمال خاوری-جنوب باختری با تمایل (Vergence) کمی به سمت جنوب می‌باشند و میل ملایمی به سمت شمال خاوری دارند. لازم



شکل ۱۰. طرح شماتیک از مراحل تکامل گسل‌های شمال شاهرود و آستانه و تشکیل دوپلکس ده‌ملا

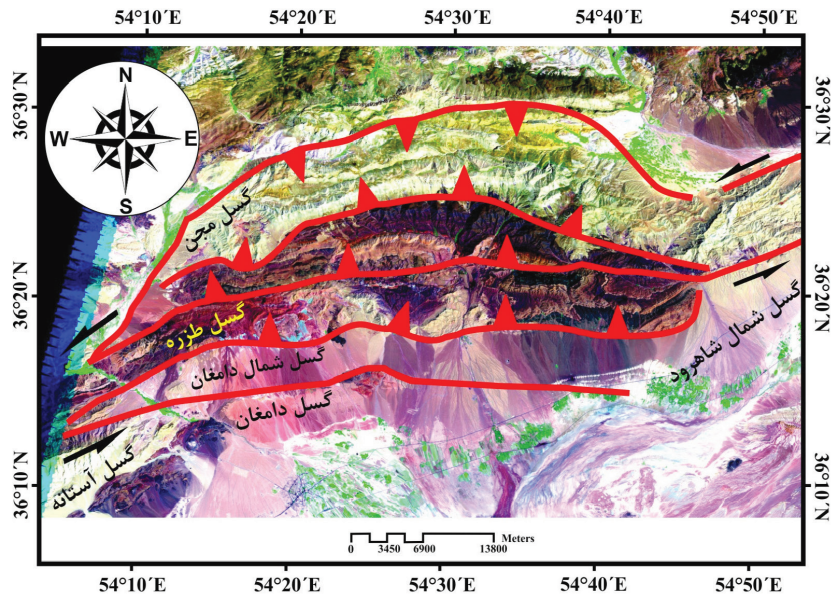
همچنین با آغاز حرکت رو به باختر حوضه خزر جنوبی نسبت به ایران در زمان پلیوسن، جهت بزرگترین محور تنش ناحیه‌ای ۵۱ از حالت شمالی-جنوبی به حالت شمال‌خاوری-جنوب‌باختری تغییر روند داده و این سازوکار تا به امروز ادامه داشته است (Golonka, 2007). لازم به ذکر است که، در مطالعات انجام شده پیشین در البرز، جای‌گیری گسل‌های رانده توسط تکتونیک نازک پوسته توجیه شده است (رحیمی، ۱۳۸۱). با توجه به مشاهدات انجام شده شرایط وجود چین سازوکاری به‌خوبی در منطقه قابل مشاهده بوده که تعدادی از این شرایط شامل توسعه رانده‌ها در میان سنگ‌های رسوبی، نبود بیرون‌زدگی پی‌سنگی و ضخامت کم ورقه‌های رانده می‌باشند. حال با در نظر گرفتن نکات فوق، یعنی وجود گسل‌های امتدادلغز چپ‌بر با جابه‌جایی زیاد و به‌صورت راست‌پله و نیز وجود رانده‌های متعدد موازی با هم که حالت فلسی به منطقه داده‌اند (شکل ۱۱)، به نظر می‌رسد که منطقه به‌صورت یک دوپلکس مرتبط با گسل‌های امتدادلغز (Woodcock and Fischer, 1986) باشد و به‌دلیل کوتاه‌شدگی عرضی و بالآمدگی منطقه (ضخیم‌شدگی)، این دوپلکس در گروه دوپلکس‌های فشارشی قرار می‌گیرد. شرایط ایجاد دوپلکس‌های فشارشی شامل ۱) دوپلکس‌شدگی در خمش‌های محصور شده، ۲) دوپلکس‌شدگی در قطع‌شدگی‌ها و ۳) دوپلکس‌شدگی مستقیم (مرتبط با گسل‌های ریدل یک گسل بزرگ مقیاس) است (Woodcock and Fischer, 1986).

با توجه به تعلق گسل‌های شمال‌شاهرود و آستانه به یک سامانه گسلی (Hollingsworth et al., 2010؛ نعمتی و همکاران، ۱۳۹۱)، و این‌که احتمالاً این دو گسل، گسل‌های رده اولی حاشیه جنوبی کمربند چین و گسل‌خورده البرز می‌باشند، و نیز رشد به سمت خارج فلس‌های به وجود آمده توسط رانده‌های خاوری-باختری، و همچنین وجود دوپلکس فشارشی چاشم در بین گسل‌های فیروزکوه و آستانه (باقری و همکاران، ۱۳۸۵) (شکل ۱) در بخش جنوب‌باختری دوپلکس دهملا، می‌توان پیشنهاد نمود که دوپلکس موجود در منطقه از نظر ژنتیکی مرتبط با دوپلکس شدگی در خمش‌های محصور شده باشد. دوپلکس شدگی

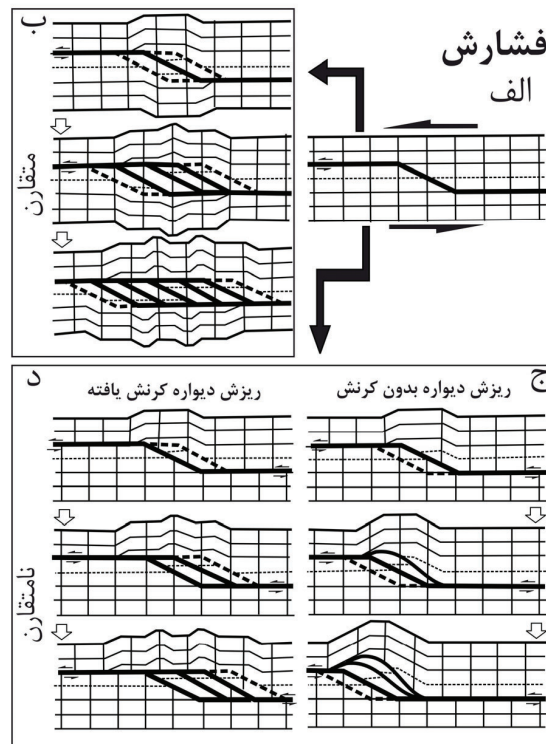
وجود تعداد زیادی از گسل‌های خاوری-باختری با سازوکار معکوس و رانده و موازی بودن روند چین‌های موجود با امتداد رانده‌های فوق‌الذکر و همچنین فراخاست منطقه، همگی حاکی از فشارشی بودن رژیم حاکم در داخل منطقه و نیز روند شمالی-جنوبی (شکل ۹) این رژیم فشارشی می‌باشد. همچنین گسل‌های شمال‌شاهرود و آستانه دارای سازوکار امتدادلغز چپ‌بر بوده که به‌صورت خمش راست‌پله نسبت به هم قرار گرفته‌اند. نکته مهم در مورد عملکرد چپ‌بر گسل‌های آستانه و شمال‌شاهرود میزان جابجایی آن‌ها است که سازنده‌های پالئوژئیک را در حدود ۳۰ کیلومتر جابجا کرده است (شکل ۱).

در ادامه و قبل از ارائه مدل برای منطقه لازم است تا نگاهی اجمالی به تاریخ زمین‌ساختی البرز داشت. البرز بر اثر عملکرد دو نسل رانده‌گی و چین‌خوردگی به سن پیش از ژوراسیک میانی (کوهزائی ائوسیمیرین) با خصوصیات شکل‌پذیر و سپس به سن سنوزوئیک (در ارتباط با کوهزائی آلیپی) و با ویژگی‌های شکننده شکل‌گرفت (Alavi, 1996). پس از آن منطقه مورد مطالعه در مرز ائوسن بالایی-الیگوسن (فاز کوهزائی پیرنه) که در اثر همگرایی شمالی-جنوبی پلیت‌های عربی و اوراسیا به وجود آمده بود، از آب‌خارج شده (آقانباتی، ۱۳۸۳) و پس از آن هرگز دریا در البرز پیش‌روی نکرده است؛ نبود رسوبات دریایی برای این دوران در منطقه و نمایش خصوصیات رسوبات قاره‌ای برای نهشته‌های به سن نئوزن و کواترنری را می‌توان شاهدهی برای توضیحات فوق دانست. از نظر دانشمندان تغییر شکل فشاری سنوزوئیک در البرز از میوسن و با اولین مرحله برخورد صفحه‌های عربی و اوراسیا آغاز شد (Allen et al., 2003a, b). در این زمان که مصادف با فاز ساوین کوهزائی آلیپی بوده، جهت‌گیری بزرگترین محور تنش محلی ۵۱ برای البرز به‌صورت شمالی-جنوبی بوده و البرز تحت تأثیر استرین فشارشی قرار داشته است. بنابراین با توجه به مطالب بیان شده ساختارهای فشاری موجود در منطقه یعنی چین‌ها و گسل‌های رانده، باید در این مرحله از دگرشکلی البرز تشکیل شده باشند. در ادامه روند دگرشکلی در منطقه و با غلبه تنش ایجاد شده از طرف صفحه عربی بر خرده قاره‌های صفحه اوراسیا و

در خمش‌های محصور شده بدین صورت است که در نتیجه عملکرد گسل در طول خمش، گسل‌های معکوس (به صورت موازی با بخش خمیده گسل) به سمت خارج دوپلکس رشد کرده (در هر دو طرف خمیدگی تحت فشار گسل‌های معکوس تشکیل می‌شود) و حالت فلسی به منطقه می‌دهند (Woodcock and Fischer, 1986) (شکل ۱۲).



شکل ۱۱. تصویر ماهواره‌ای ETM+7 از شکل کلی دوپلکس ده‌ملا. همچنین، نحوه قرارگیری مناطق امتدادلغز (SZ) و ترافشارشی (TPZ) را در این تصویر مشاهده می‌کنید



شکل ۱۲. نحوه تکامل یک دوپلکس فشارشی در خمش محصور شده. الف) یک سامانه امتدادلغز چپ‌بر قبل از عملکرد در خمش، ب) عملکرد متقارن سامانه چپ‌بر، ج) و د) عملکرد نامتقارن سامانه چپ‌بر (اقتباس و تصحیح از Woodcock and Fischer 1986)

همچنان با رشد به سمت خارج فلس‌های رانده، در حال ادامه باشد.

### سپاسگزاری

بدین‌وسیله از داوران محترم که با پیشنهادهای ارزنده و علمی خود، ما را در افزایش کیفیت مقاله یاری کردند صمیمانه سپاسگزاری می‌شود. همچنین از سردبیر محترم مجله زمین‌شناسی ایران به خاطر زحمات بی‌شائبه تشکر و قدردانی می‌شود.

### منابع

- آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۶۰۶.

- باقری، م. قرشی، م. و مهدیزاده، س.، ۱۳۸۵. تحلیل ساختاری دوپلکس امتدادلغز چاشم در خاور منطقه فیروزکوه. فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، شماره ۶۰، ۹۲-۱۱۵.

- رحیمی، ب.، ۱۳۸۱. مطالعات ساختاری رشته‌کوه البرز در شمال دامغان. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۵.

- نعمتی، م. هتسفلد، د. قیطانچی، م. ر. طالبیان، م. میرزایی، ن. و سدیدخوی، ا.، ۱۳۹۱. لرزه‌زمین‌ساخت البرز میانی-خاوری و دامنه جنوبی آن با نگرشی بر زمین‌لرزه Mw=۵/۷ جنوب دامغان. فصلنامه علمی و پژوهشی علوم زمین، ۸۶، ۸۷-۹۸.

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, 21, 1-33.

- Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003a. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology*, 25, 5, 659-672.

- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, A. and Flecker, R., 2003b. Late Cenozoic deformation in the South Caspian re-

بدین ترتیب بر اساس مدل Woodcock and Fischer (1986)، گسل‌های آستانه و شمال شاهرود که بخش‌های متفاوت از یک گسل (گسل جنوب البرز) هستند با ادامه عملکرد خود (حرکت چپ‌بر در خمش راست پله)، شرایطی پیش‌آورده‌اند تا با ایجاد فشارش در منطقه خمش، گسل‌های طزره، شمال دامغان، دامغان و احتمالاً گسل مجن در بخش شمالی‌تر منطقه به وجود آمده و ساختار دوپلکس دهمل را ایجاد کنند. همچنین لازم به ذکر است که با توجه به قرار گرفتن رسوبات سنوزوئیک در کنار سازندهای با سن پالئوزوئیک در مرز جنوبی دوپلکس، این ساختار در گروه دوپلکس‌های هم‌ریشه (Krantz, 1995) قرار می‌گیرد.

### نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه دارای دو روند اصلی برای تمام ساختارها می‌باشد، روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری که ساختارهای بزرگ‌مقیاس منطقه دارای این روند می‌باشند و روند خاوری-باختری که ساختارهای میان‌مقیاس و کوچک‌مقیاس در این روند تشکیل شده‌اند. وجود دو روند برای گسل‌ها و چین‌های موجود در منطقه و نیز نحوه جهت‌گیری گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها نسبت به محور فشارش، نشان می‌دهد که این منطقه از نظر زمین‌ساختی در گروه مناطق ترفشارشی قرار می‌گیرد. همچنین چین‌های تپال در این منطقه با نمایش تمایل (vergence) کمی به سمت جنوب خاوری با الگوی گل‌مانند ارائه شده برای البرز هماهنگی دارند.

روند تکاملی منطقه به صورتی بوده که عملکرد گسل‌های چپ‌بر که به صورت راست‌پله نسبت به هم قرار گرفته بودند (گسل‌های شمال‌شاهرود و آستانه)، باعث تشکیل یک خمش فشارنده در بین این دو گسل شده است. بنابراین با ادامه عملکرد چپ‌بر دو گسل آستانه و شمال شاهرود، گسل‌های معکوس با امتداد خاوری-باختری در بین این دو گسل رشد کرده و هم‌زمان با فراخاوست منطقه مورد مطالعه، به منطقه حالت فلسی داده و دوپلکس دهمل را شکل گرفته است. همچنین با توجه به فعالیت زمین‌ساختی فعلی منطقه، به نظر می‌رسد که تکامل دوپلکس مورد نظر

- gion: effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics*, 366, 223-239.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geological Society of America*, 29, 559-562.
  - Curren, I.S. and Bird, P., 2014. Formation and suppression of strike-slip fault systems. *Pure and Applied Geophysics*, 171,11, 2899-2918.
  - Fleuty, M. J., 1964. The description of Folds. *Geological Association Proceeding*, 75, 461-492.
  - Ghavidel-Syooki, M., 2006. Palinostratigraphy and Palaeogeography of the cambro-ordovician strata in the southwest of Shahrood city (kuh-e-Kharbash, near Deh-molla), central Alborz range, northern Iran. *Review of Palaeobotany and Paleontology*, 136, 81-95.
  - Golonka, J., 2007. Geodynamic Evolution of the south Caspian Basin., in P. O. Yilmaz and G. H. Isaksen editors, *Oil and Gas of the Greater Caspian area*. AAPG Studies in Geology, 55, 17-41.
  - González, D., Pinto, L., Peña, M. and Ariagada, C., 2012. 3D deformation in strike-slip systems: Analogue modelling and numerical restoration. *Andean Geology*, 39,2, 295-316.
  - Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation. *Geosphere*, 2, 35-52.
  - Guest, B., Stockli, D. f., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Thermal histories from the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America*, 118, 1507-1521.
  - Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. and Nazari, H., 2008. Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma. *Geology*, 36, 763-766.
  - Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J.F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R. T., Rizza, M. and Jackson, J., 2010. Active tectonics of the east Alborz Mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 115, B12313
  - Hudleston, P.J. and Treagus, S.H., 2010. Information from folds: A review. *Journal of Structural Geology*, 32, 2042-2071.
  - Iturrieta, P.C., Hurtado, D.E., Cembrano, J. and Stanton-Yonge, A., 2017. States of stress and slip partitioning in a continental scale strike-slip duplex: Tectonic and magmatic implications by means of finite element modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 71-82.
  - Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.
  - Krantz, R.W., 1995. The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation. *Journal of Structural Geology*, 18, 1125-1137.
  - Marrett, R. and Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
  - McClay, K. and Bonora, M., 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *The American Association of Petroleum*

- Geologists Bulletin, 85, 233-260.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 2: Folds and Fractures. London, Academic Press, 391.
  - Şengör, A.M.C., 1990. A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in The Geology and tectonics of the Oman region. Geological Society of London. Special Publication, 49, 797-831.
  - Shahpasandzadeh, M., Koyi, H. and Nilfouroushan, F., 2017. The significance of switch in convergence direction in the Alborz Mountains, northern Iran: Insights from scaled analogue modeling. Interpretation, 5,1, SD81-SD98.
  - Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258.
  - Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental Margins in Iran. In: The Geology of Continental margins. Springer, 873-887.
  - Twiss, R. J. and Moores, E. M., 2003. Structural Geology. Second Edition. New York, W. H. Freeman and Company. 532 .
  - Vernant, P., Nilfouroushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M. and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of Central Alborz in Iran using geodetic data. Earth and Planetary Science Letters, 223, 177-185.
  - Vernant, P., Nilfouroushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysics Journal International, 157, 381-398.
  - Woodcock, N.H. and Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. Journal of Structural Geology, 8, 725-735.
  - Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghamsi, M. R. and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology, 28, 2023-2037.