

# دگرریختی فرانهاده سنوزویک در جنوب بلوک ایران مرکزی: شواهد به‌دست‌آمده از چین‌خوردگی و میدان تنش زمین‌ساختی در کمربند ساختاری رفسنجان

لیلا عبادی<sup>۱\*</sup>، سید احمد علوی<sup>۲</sup> و محمدرضا قاسمی<sup>۳</sup>

۱. دکتری تکتونیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۳. دانشیار پژوهشکده زمین‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی کشور-تهران

تاریخ دریافت: ۹۶/۰۲/۱۸

تاریخ پذیرش: ۹۶/۰۵/۱۶

## چکیده

جنوب بلوک ایران مرکزی تحت تاثیر چندین گامه دگرریختی شدید در زمان سنوزویک قرار گرفته است. این پژوهش یک مورد از دگرریختی تداخلی چین‌های فرانهاده در جنوب ایران مرکزی ارائه می‌نماید و با تحلیل تنش دیرینه حاصل از داده‌های لغزش گسلی، توالی دگرریختی و رژیم‌های زمین‌ساختی در طی کوتاه‌شدگی پوسته را بازسازی می‌نماید. داده‌های مستخرج از چین‌های فرانهاده نشان می‌دهد، گستره جنوب رفسنجان دو رژیم زمین‌ساختی ترافشاری را تجربه نموده که موقعیت عمود به محور چین‌ها داشته‌اند و سبب فرانهادگی چین‌ها با روند WNW-ESE بر روی چین‌ها با روند NE-SW شده‌اند. از سوی دیگر تحلیل ساختاری و مطالعه داده‌های لغزش گسلی در گستره دو میدان تنش همزمان با چین‌خوردگی را در سنوزویک نشان می‌دهد. اولین گامه زمین‌ساختی تا اوایل میوسن، رژیم ترافشاری با روند NW می‌باشد که منجر به توسعه چین‌های با روند NE و ایجاد کوتاه‌شدگی عمود به گستره شده است. این رویداد زمین‌ساختی احتمالاً به چرخش پادساعت‌گرد بلوک ایران مرکزی وابسته است. رویداد زمین‌ساختی ثانویه در اواخر میوسن تا عهد حاضر، رژیم ترافشاری NNE-SSW می‌باشد که انقباض چین‌های با روند WNW-ESE را ایجاد نموده و سبب فرانهادگی چین‌ها در گستره شده است. از نظر ژئودینامیکی، گامه زمین‌ساختی اخیر احتمالاً در ارتباط با همگرایی صفحه عربی به سمت صفحه اوراسیا می‌باشد.

**واژه‌های کلیدی:** رفسنجان، تنش دیرینه، چرخش بلوکی، فرانهادگی چین، چند گامه.

## مقدمه

مرکزی تقریباً در ۲۰ میلیون سال پیش با نرخ تقریبی ۲۵ mm/yr رخ داده است (Vernant et al., 2004). همگرایی مایل در ایران مرکزی منجر به کوتاه‌شدگی پوسته و چرخش پادساعت‌گرد در حول محور عمودی بلوک‌های

دگرریختی ایران نتیجه همگرایی و برخورد صفحات قاره‌ای عربی-اوراسیا از حدود ۳۵ میلیون سال پیش می‌باشد (Agard et al., 2005). کوتاه‌شدگی اولیه ایران

\* نویسنده مرتبط: leilaebadi2014@yahoo.com

دانه، قطعات رسوبی کلریتی، لایه‌های پلیتی و آذرآواری می‌باشد. در گستره مورد مطالعه فعالیت‌های آتشفشانی به صورت ناپیوسته، مجموعه رسوبی زیرین را پوشانده‌اند که به نام مجموعه آتشفشانی بحرآسمان بوده و سن ائوسن پایینی تا میانی دارد (Dimitrijevic, 1973). این مجموعه در گستره مورد مطالعه با چهار افق مختلف رخنمون دارد به گونه‌ای که پایین‌ترین افق از هفت متر بازالت-آرنایت به همراه کنگلومرا توفی و جریان لاوا تشکیل شده است. دومین افق رخنمون ۳۰ متری از سنگ‌های ماسه‌ای و کالکارنایت می‌باشد. در حالی که سومین افق متشکل از ۵۰۰ متر آندزیت - بازالت، تراکی - آلبیت و تراکی-آندزیت می‌باشد. رخنمون آخرین افق در گستره مورد مطالعه ۳۵۰ متر آرکوز صورتی رنگ، توف آندزیت- داسیت، ماسه‌سنگ توفی، کنگلومرای توفی به همراه جریان‌های لاوا می‌باشد. دگرریختی نازک پوسته در بخش بالایی پوسته با گسل‌های بزرگ مقیاس شکننده و چین‌های شکننده - شکل‌پذیر مشخص می‌شود (Dong et al., 2013; Shi et al., 2012) که شاهد تاثیر برش، ایجاد ساختاری شکل‌پذیر خطی و دگرریختی شکننده در داخل حوضه‌ای با تغییر محورهای تنش در طی مراحل زمین‌ساختی می‌باشد (Li et al., 2014; Shi et al., 2003). در گستره مورد مطالعه جایگیری مجموعه آتشفشانی بحرآسمان احتمالاً در نزدیک دراز گودال و در بخش‌های نازک پوسته صورت گرفته است (Shafiei and Shahabpour, 2008). از سوی دیگر عناصر ساختاری موجود در گستره با ساختارهای موجود در بخش‌های نازک پوسته هماهنگی دارد. فعالیت‌های رسوبی پلیوسن در دو مجموعه رخنمون دارند که کهن‌ترین واحد متشکل از ماسه‌سنگ و کنگلومرا بوده و تا حدودی کج‌شدگی را نشان می‌دهند، در حالی که واحد رسوبی جدیدتر رخنمونی از ماسه‌سنگ به همراه تناوبی از پیل‌های آتشفشانی تقریباً افقی را، نمایش می‌دهد. در جنوب‌باختر گستره، رخنمونی کوچکی از سنگ‌های پلوتونیک وجود دارد که سن  $6/4 \pm 0/8$  میلیون سال (Hassanzadeh, 1993) را دارند، این رخنمون اغلب از پرش‌های آذرآواری و کنگلومرای آتشفشانی تشکیل شده است و جوان‌ترین واحد می‌باشد

شده است (Jackson and Mackenzie, 1984). ایران مرکزی، چرخش پادساعت‌گرد را حول محوری عمودی از زمان سنوزوییک تجربه نموده است (Mattei et al., 2012) که این چرخش احتمالاً در پاسخ به تورفتگی بین صفحات هند و اوراسیا در زمان ائوسن رخ داده است (Soffel and Forster, 1980, 1984; Davoudzadeh et al., 1981; Bagheri, 2007; Bagheri and Stampfli, 2008). چرخش با مطالعه سازوکار گسل‌های موجود در حاشیه بلوک ایران مرکزی (دهشیر (Meyer and LeDortz, 2007) و دورنه (Javadi et al., 2013) تایید شده است. میزان این چرخش از اوایل ائوسن تا اواخر میوسن در حدود ۳۵ درجه تخمین زده شده است (Javadi et al., 2013) که جایگیری حجم زیادی از فعالیت‌های ماگمایی، گسلش و چین‌خوردگی در واحدهای فلیشی را کنترل نموده است (Schmidt and Soffel, 1984).

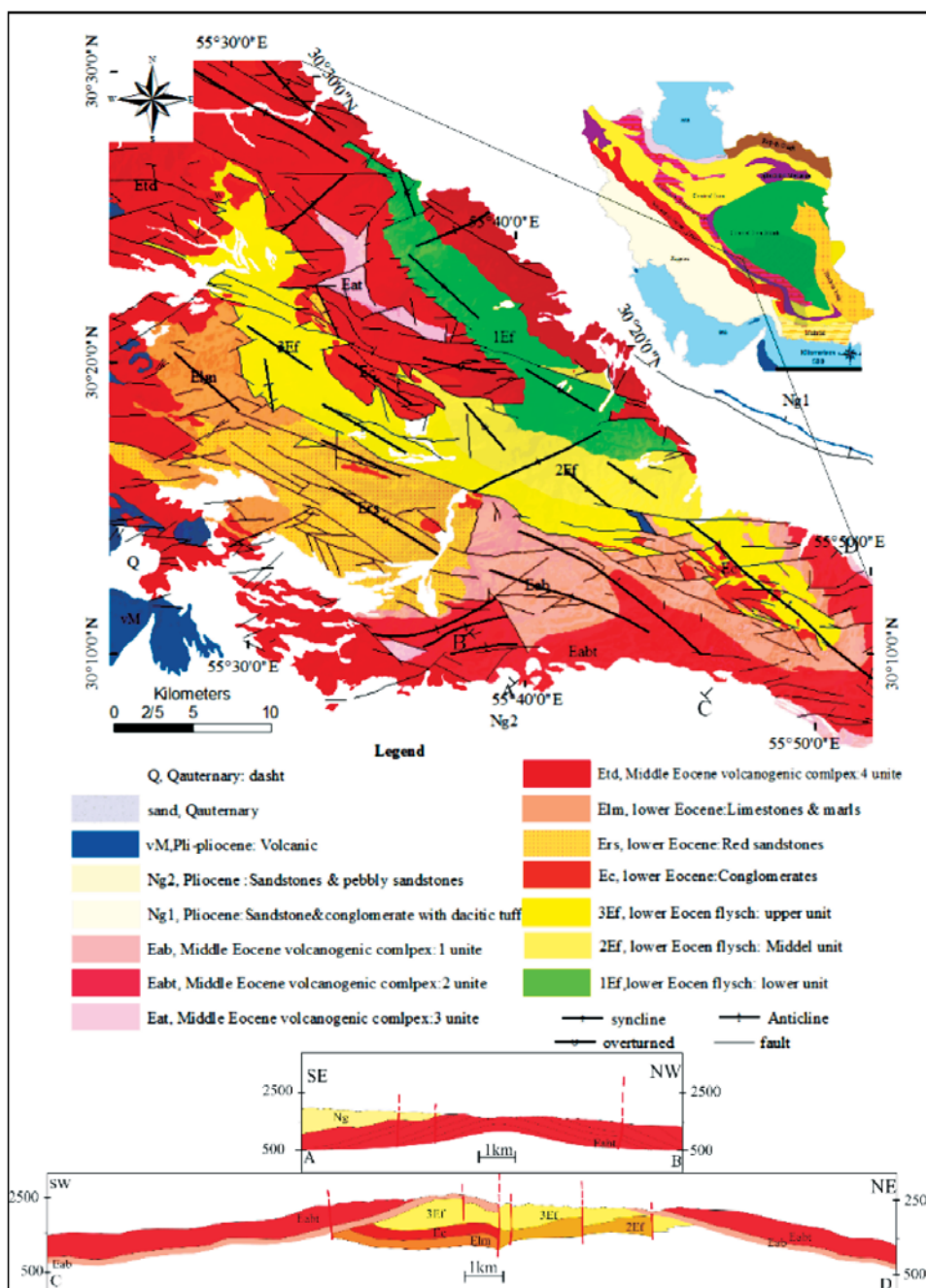
### زمین‌شناسی

گستره مورد مطالعه، در جنوب باختری شهرستان رفسنجان (استان کرمان) بین طول‌های  $30^{\circ}10'$  و  $30^{\circ}30'$  شمالی و عرض‌های  $55^{\circ}30'$  و  $55^{\circ}55'$  خاوری واقع شده است که بخشی از جنوب خاور ایران مرکزی می‌باشد (Alavi, 2007; Berberian et al., 1982). داده‌های GPS نرخ دگرریختی پایین ( $>2\text{mm/yr}$ ) را برای این گستره نشان می‌دهد (Vernant, 2004; Vernant and Chery, 2006). از نظر سنگ‌شناسی کهن‌ترین واحدهای سنگی گستره توربیدایت‌های کرتاسه می‌باشند که از توالی بیومیکرایت، ماسه‌سنگ، مارن، سیلت‌سنگ و آهک تشکیل شده است و با همبری ساختاری در ارتباط با واحدهای جوان‌تر می‌باشند. فلیش‌های ائوسن با روند NW-SE در سه افق مختلف با ویژگی‌های خاص رخنمون دارند، به طوری که محتوای سنگ‌شناسی واحد پایینی (1Ef) میکروکنگلومرا، میکروکالک‌آرنایت، گریوک‌فلدسپاتیک، کالک‌آرنایت و بیوکالک‌آرنایت، سیلت‌سنگ، مارن ماسه‌ای و میکرایت می‌باشد. واحد میانی (2Ef) با ناپیوستگی واحد اولی را پوشانده و توالی از کالک‌آرنایت و بیوکالک‌آرنایت می‌باشد. رخنمون واحد بالایی (3Ef) تناوبی از توالی آرنایت درشت

لیلا عبادی و همکاران

ساختاری در ارتباط با دگرریختی همزمان با چین خوردگی و تحلیل تنش دیرینه حاصل از داده‌های لغزش گسل با هدف بازسازی تکامل زمین‌ساختی جنوب بلوک ایران مرکزی صورت می‌گیرد و در نهایت فرایند شکل‌گیری چین‌های فرانهاده رمزگشایی خواهد شد.

(شکل ۱). گستره توسط دو گسل راست‌الغز راست‌بر رفسنجان و شهر بابک به ترتیب از شمال و جنوب محصور شده است. از دیگر عناصر ساختاری غالب در گستره، چین‌خوردگی‌های با مقیاس‌های مختلف و روندهای متفاوت می‌باشد. در این مطالعه بعد از مروری بر روش‌های بازسازی تنش دیرینه در طی فرایند چین‌خوردگی؛ تحلیل داده‌های



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه به همراه مقاطع عرضی (برگرفته از Dimitrijevic et al., 1971). در گوشه سمت راست شکل موقعیت گستره در نقشه ایران مشخص شده است

## روش‌های وارون‌سازی میدان تنش دیرینه

در این مطالعه، میدان تنش دیرینه براساس سازوکار گسل‌های همزمان با چین‌خوردگی بازسازی می‌شود تا سازوکار شکل‌گیری چین‌های فرانهاد در گستره مشخص شود. تعریف مناسب از میدان تنش دیرینه می‌تواند با محاسبه داده‌های بردار لغزش گسل که شامل شیب و جهت شیب صفحه گسل می‌باشد و روند و میل خط‌خس‌های روی صفحه گسلی ارائه شود (Angelier, 1984; Michael, 1984; Carey, 1979; Etchecopar et al., 1981; Gapais et al., 2000; Marrett and Allmendinger, 1990; Ritz and Taboada, 1993; Shabanian et al., 2010; Taboada, 1993; Twiss and Unruh, 1998) مراحل تحلیل تنش دیرینه شامل جمع‌آوری داده‌ها، جداسازی و محاسبه میدان تنش با استفاده از نرم‌افزارهای مختلف می‌باشد (Mercier et al. 1991, Sperner and Zweigel, 2010). این مطالعه، تحلیل تنش دیرینه، محاسبه جهت‌یابی محورهای اصلی تنش ( $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$ ) و نسبت تنش ( $\Phi$ ) را در برمی‌گیرد. با مشخص نمودن نسبت تنش اطلاعاتی در مورد نوع میدان تنش مشخص می‌گردد، به طوری که در حالت کششی ( $\sigma_1$  عمودی) شرایط از کشش شعاعی ( $0 < \Phi < 0.25$ )، کشش محض ( $0.25 < \Phi < 0.75$ ) تا تراکششی ( $0.75 < \Phi < 1$ ) متغیر می‌باشد (Matenco and Schmid, 1999). در میدان تنش راست‌الغز که  $\sigma_3$  عمودی می‌باشد نسبت تنش از شرایط راست‌الغز محض ( $0.25 < \Phi < 0.75$ ) تا تراکشش ( $0.75 < \Phi < 1$ ) تا ترافشارش ( $0 < \Phi < 0.25$ ) تغییر می‌کند. در حالت  $\sigma_3$  عمودی نسبت تنش از ترافشارش ( $0 < \Phi < 0.25$ )، فشارش محض ( $0.25 < \Phi < 0.75$ ) تا فشارش شعاعی ( $0.75 < \Phi < 1$ ) متغیر می‌باشد (Matenco and Schmid, 1999).

دو نگرش متفاوت در تعیین میدان تنش دیرینه همزمان با کوتاه‌شدگی زمین‌ساختی با اندازه‌گیری خط‌خس‌های مرتبط با چین‌خوردگی وجود دارد (Hou et al., 2003; Lisle and Leyshon, 2004; Shi et al., 2007, 2012, 2013a, 2015, Huang et al., 2015). در اولین نگرش خط‌خس‌ها روی صفحه لایه‌بندی عمود به محور چین ( $S_0$ )

بوده، در نتیجه خط‌خس‌ها همزمان با کج‌شدگی صفحات لایه‌بندی در طی چین‌خوردگی ایجاد شده‌اند (شکل ۲. الف) (Shi et al., 2015). این موضوع می‌تواند به صورت مستقیم در تعیین میدان تنش دیرینه در نواحی کوتاه‌شده و چین‌خورده واحدهای رسوبی سودمند باشد (Shi et al., 2004, 2012; Simòn, 2007)، اما نمی‌تواند در تحلیل چین‌های برگشته کاربرد داشته باشد (Shi et al., 2015). در روشی دیگر، خط‌خس‌های موجود بر روی صفحات گسلی با لایه‌بندی موازی می‌باشد، که مسیر حرکات شیب‌لغز اولیه را روی صفحات گسلی نشان می‌دهد، و با کوتاه‌شدگی واحدهای اولیه سازگار می‌باشد (Hou et al., 2003). به‌رحال لایه‌بندی ( $S_0$ ) باید چرخانده و افقی شود تا جهت‌یابی اصلی خط‌خس‌ها مشخص شود، چون این خط‌خس‌ها به دلیل فرانهادگی رویداد زمین‌ساختی جوان‌تر نمی‌توانند جهت‌یابی اولیه‌شان را مشخص سازند (شکل ۲. ب، ۱ و ۲) (Marrett and Allmendinger, 1990).

دو روش بازسازی منشا اولیه صفحات گسل و خط‌خس‌ها در واحدهای چین‌خورده بر روی شبکه استریوگرافیک ولف توسط Shi et al., 2015 ارائه شده‌است. در اولین مورد، اگر امکان تعیین جهت‌یابی محور چین با استفاده از داده‌های صحرایی نباشد، فرض می‌شود که محور چین موازی با صفحات لایه‌بندی است. در این صورت با اندازه‌گیری مستقیم عناصر ساختاری (لایه‌بندی، صفحه گسل و خط‌خس) تحلیل صورت می‌گیرد. به طوری که موقعیت خط‌خس باید بر روی صفحه گسلی و لایه‌بندی باشد، چون صفحات گسلش و لایه‌بندی متقاطع هستند. در این صورت بعد از ترسیم صفحات لایه‌بندی ( $S_0$ ) و گسلش ( $F$ )، موقعیت قطب صفحات گسلی ( $FP$ ) و لایه‌بندی ( $SP$ ) و خط‌خس ( $Fs$ ) بر روی شبکه مشخص می‌گردد (شکل ۲. ب-۱) در ادامه با چرخش قطب لایه‌بندی به میزان شیب آن، لایه را افقی نموده؛ همزمان قطب صفحه گسلی و خط‌خس را به همان میزان و در امتداد دایره کوچک چرخیده می‌شود (Shi et al., 2015) (شکل ۲. ب-۱).

در دومین مورد محور چین میل‌دار است، از این رو محور چین ( $Fa$ ) را به میزان میل چین در امتداد دایره

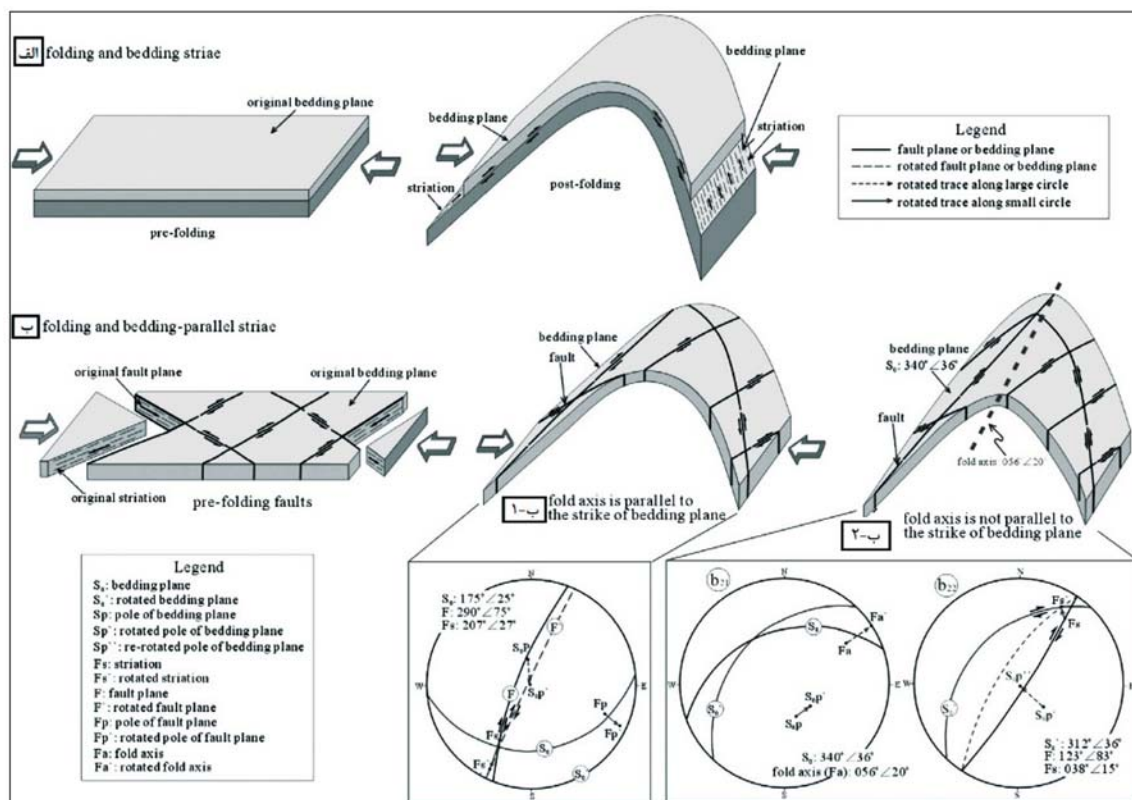


لیلا عبادی و همکاران

مشخص خواهد شد. به طوری که وارون سازی میدان تنش با اندازه گیری و محاسبه بردارهای لغزش گسلی موازی لایه بندی (شکل ۲.الف)، بردار لغزش بین لایه ای (۲.ب)، و بردار لغزش همزمان با چین خوردگی اجرا می گردد. هدف از این مطالعه تحلیل ساختاری چین های فرانهاده با تاکید بر جهت تنش دیرینه در طی چین خوردگی و تاثیر عوامل زمین ساختی در تکامل و شکل گیری گستره می باشد.

بزرگ چرخانده تا موقعیت اولیه محور (Fa) مشخص شود. همزمان قطب صفحه لایه بندی را به همان مقدار، اما در امتداد دایره کوچک چرخانده و Sp' نامیده می شود (شکل ۲.ب-۲)، در نتیجه امکان تعیین موقعیت گسل و خطخس اولیه فراهم می گردد و می توان مابقی محاسبات را مانند مورد اول ادامه داد (Shi et al., 2015).

در مجموع با بهره گیری از تحلیل عناصر ساختاری در مقیاس رخنمون، میدان تنش دیرینه در گستره



شکل ۲. نمایش شماتیک دو روش بازسازی میدان تنش دیرینه همزمان با چین خوردگی. الف) خطخس ها رشد یافته روی لایه بندی و عمود به محور چین که می توانند در محاسبه میدان تنش دیرینه به صورت مستقیم به کار گرفته شود. ب) خطخس موازی لایه بندی که بر روی صفحات درزه توسعه یافته است و تقریباً موازی لایه بندی می باشد. ب.۱) بازسازی جهت یابی صفحات لایه بندی، گسل و خطخس پیش از چین خوردگی در مواردی که فرض می شود محور چین موازی با امتداد لایه بندی باشد و جهت یابی محور چین نیز مشخص نمی باشد. ب.۲) ابتدا محور چین به منظور جهت یابی افقی چرخانده تا تقریباً عمود به محور چین شود (b21) سپس صفحه گسلی و خطخس نیز با چرخش صفحه لایه بندی بر روی شبکه ولف افقی می گردد (b22) (Shi et al., 2015)

## تحلیل ساختار و میدان تنش دیرینه

واحدهای سنگی رخنمون یافته در این ناحیه چین خورده هستند و سن الیگوسن تا اوایل پلیستوسن دارند. مطالعه ساختارهای در مقیاس نقشه نشان می دهد که دو نسل چین خوردگی با راستای NE-SW و WNW-ESE در

### چین های فرانهاده

یکی از اشکال جالب گستره مورد مطالعه چین خوردگی در واحدهای رسوبی و آتشفشانی می باشد، به گونه ای که اغلب

نمایش می‌دهد (شکل ۳-ج، د) به طوری که روند شمال خاور- جنوب باختر در یک دسته و روند شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر در دسته دیگر مشاهده گردید که این دو دسته برگوارگی با منشا ساختارهای چین خورده سازگار می‌باشد. با تحلیل ساختاری، تاثیر دو گامه هم‌پوشان در گستره مشخص شد. تحلیل تنش دیرینه امکان بازسازی مراحل تکامل زمین‌ساختی را می‌دهد. از آنجایی که داده‌های لغزش ناهمگن هستند و زمین‌ساخت چندگامه‌ی را شامل می‌شود باید جداسازی زیردسته‌های همگن به گونه‌ای صورت گیرد تا با حالات تنش و رویدادهای زمین‌ساختی گستره انطباق داشته باشد. از این رو در ادامه بحث میدان‌های تنش دیرینه، که مراحل کوتاه‌شدگی را نشان می‌دهند، در بیش از ۳۸ ایستگاه برداشت صحرایی انجام شد (شکل ۳-الف) مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفت. در ایستگاه‌های صحرایی جهت‌یابی و سازوکار گسلش به همراه موقعیت خط‌خش موجود بر صفحه گسلی برداشت شد. از سوی دیگر محور چین و صفحات لایه‌بندی برداشت شد. از همه‌ی این عوامل ساختاری استفاده شد تا تنسورهای تنش و رژیم‌های زمین‌ساختی تاثیرگذار بر روی سنگ‌های سنوزویک گستره مشخص گردد.

### چین‌ها با روند NE-SW و میدان تنش وابسته

در این بخش چین‌ها با روند محوری شمال خاور- جنوب باختر و ساختارهای هم‌زمان با چین خوردگی با کمک مشاهدات صحرایی توصیف می‌شود تا گامه تنش تراشاری با راستای NW-SE توضیح داده شود و میدان تنش دیرینه هم‌زمان با کوتاه‌شدگی بازسازی شود.

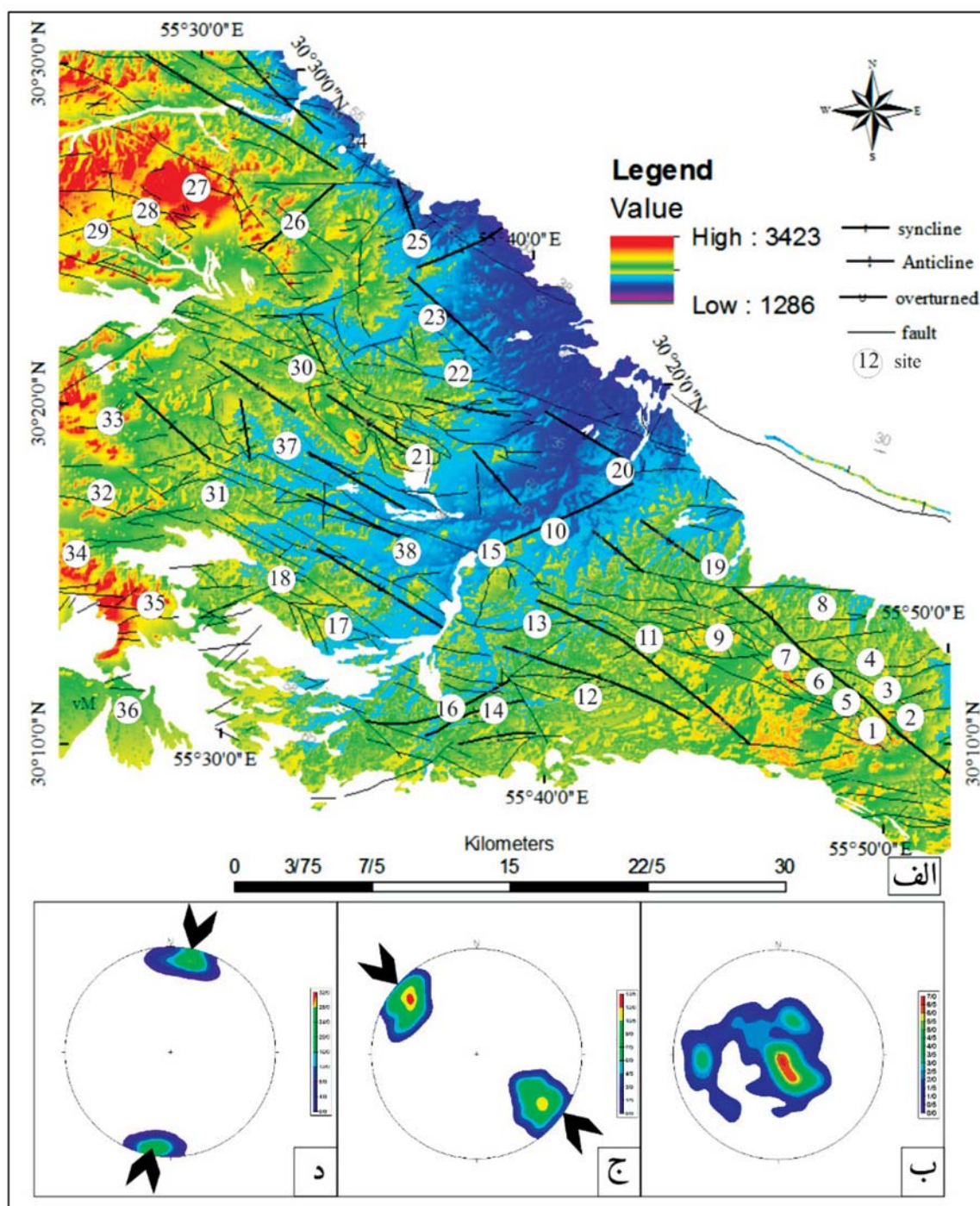
در ایستگاه ۳۱ ناقدیسی با رخنمون جناغی و یال‌های نیمه عمودی در واحدهای شیلی- آهکی ائوسن با سطح محوری ۷۰/۶۹ (جهت شیب و شیب) جهت‌گیری نموده است که تقریباً با توجه به جهت‌یابی لایه‌بندی و موقعیت محور چین خوردگی مسیر کوتاه‌شدگی شمال باختر- جنوب خاور را نشان می‌دهد (شکل ۴-الف). در ایستگاه ۱۴ (شکل ۴-ب، ج) ناودیس بازبا صفحه محوری نیمه عمودی در واحدهای آتشفشانی مجموعه بحرآسمان رخنمون داشته که

گستره رخنمون دارند که به عنوان دو سطح چین خوردگی فرانهاد قابل تعریف می‌باشند (شکل ۱). چین‌ها از نوع الگوی تداخلی ۱ و ۳ براساس تعاریف Ramsay (1967) می‌باشند. در الگوهای تداخلی چین، وارونگی سازوکار در امتداد گسل‌های راستالغز توسط Allen et al. (2001) تعریف شده است. به گونه‌ای که چین‌های نسل اول با زاویه ۴۲ درجه ناهم‌سو نسبت به گسل‌های راستالغز شکل می‌گیرند و نسل دوم چین خوردگی با زاویه ۴۵ درجه هم‌سو نسبت به گسل‌های راستالغز شکل گرفته و بر روی چین‌های نسل اول فرانهاد می‌شوند.

چین‌ها با راستای NE-SW به عنوان چین‌های تنگ با طول موج تقریبی ۵-۱۰ کیلومتر در مقطع عرضی با راستای شمال باختر- جنوب خاور در گستره واقع شده‌اند (شکل ۱- مقطع عرضی A-B). این چین‌ها که تحدیبی به سمت شمال باختر دارند، توسط رویداد کوتاه‌شدگی با روند شمال باختر- جنوب خاور توجیه می‌شوند. شکل زیگزیگ S مانند این دسته از چین‌ها می‌تواند تاثیر گسلش راستالغز چپبر در شکل‌گیری این عناصر ساختاری را توجیه نماید. اغلب چین‌ها در این گروه برگشتگی نشان می‌دهند.

بررسی مقاطع عرضی با راستای شمال خاور- جنوب باختر در گستره نشان داد که ساختارهای چین خورده با روند WNW-ESE خاور نیز در مقیاس نقشه رخنمون دارند (شکل ۱- مقطع عرضی C-D) این چین‌ها اغلب از نوع چین‌های باز با طول موج تقریبی ۶۰ کیلومتر می‌باشند. به نظر می‌رسد که این چین‌ها بر روی چین‌های با روند NE-SW فرانهاد شده باشند و می‌توانند به عنوان جدیدترین نسل چین خوردگی در گستره شناخته شوند.

با اندازه‌گیری شیب و امتداد بیش از ۱۴۲ صفحه لایه‌بندی در نواحی چین خورده و ترسیم قطب آنها بر روی شبکه استریوگرافی اشمیت مشخص شد که دو نسل چین خوردگی در گستره رخنمون دارند (شکل ۳-ب). در گستره مورد مطالعه در مقیاس رخنمون دو دسته برگوارگی وابسته به تغییر روند کوتاه‌شدگی توسعه یافته‌اند که اندازه‌گیری صحرایی و ترسیم آنها در نیمکره پایینی شبکه استریوگرافیک هم‌مساحت، دو جهت بیشینه از محور کوتاه‌شدگی را



شکل ۳. الف) تصویر DEM گستره به همراه عناصر ساختاری و موقعیت ایستگاه‌های برداشت صحرایی (شیب و جهت شیب صفحات گسلی و لایه‌بندی، برگوارگی، درزه و ریک خط‌خس‌های واقع بر روی صفحات گسلی). ب) نمودار کانتوری بیش از ۱۴۵ قطب لایه‌بندی بر روی نیمکره پایینی شبکه اشمیت. ج، د) نمودار کانتوری قطب برگوارگی‌های برداشتی در گستره که بر روی نیمکره پایینی شبکه هم‌مساحت ترسیم شده‌اند. با استفاده از این عنصر ساختاری تغییرات روند تنش بیشینه در جهات متفاوت (NW-SE, NNE-SSW) تشخیص داده شد که برگوارگی‌های جوان‌تر بر روی نمودار کانتوری شکل (د) ترسیم شده‌اند و شکل (ج) برگوارگی‌های کهن‌تر را نمایش می‌دهند. تعداد صفحات برداشت‌های صحرایی برای مورد ج، د به ترتیب ۵۰ و ۳۴ می‌باشد

ارائه شده است. از سوی دیگر گسل های کوچک مقیاس زیگموئیدال شکل موازی لایه بندی، در ایستگاه (۷) مشاهده شد که خطخسها بر روی صفحات گسلی برای بازسازی میدان تنش دیرینه مورد استفاده قرار گرفت که روند شمال باختر-جنوب خاور را داشتند (شکل ۴-ز).

پیرو روش ارائه شده در بخش (۲) و با برداشت صحرایی داده های لغزش گسلی و دیگر عناصر ساختاری از جمله لایه بندی، درزه ها و برگوارگی، وارون سازی میدان تنش دیرینه وابسته به چین خوردگی در ایستگاه های منفرد اجرایی (بیش از ۳۸ ایستگاه، موقعیت را در شکل ۳-الف ببینید) شده است که میدان تنش ترافشاری با راستای شمال باختر-جنوب مشخص گردید. استریونت تحلیل داده های لغزش در شکل (۵) ارائه شده است و در جدول (۱) نتایج تحلیل ارائه گردیده است. نسبت تنش محاسبه شده تغییرات میدان تنش را در حالت راستالغز از ترافشارش تا راستالغز محض و در حالت فشارش از ترافشارش تا فشارش محض نشان می دهد.

جهت یابی صفحات لایه بندی یال های چین فشارش با شمال باختر-جنوب خاور را نمایان می سازد. از سوی دیگر در شکل (۴-د) تاقدیس با سطح محوری NE-SW در واحدهای فلیشی ائوسن نمایش داده شده است که روند تنش را شمال باختر-جنوب خاور را تحمل نموده است.

در گستره مورد مطالعه علاوه بر تغییرات روند محور چین خوردگی، شواهدی از جمله درزه های مزدوج، برگوارگی و گسلس همزمان با چین خوردگی به منظور تحلیل ساختار و تنش دیرینه مورد استفاده قرار گرفت؛ به گونه ای که در شکل (۴-ه) نمونه ای از درزه های مزدوج بر روی یال های چین خورده در واحدهای آهکی مشاهده می گردد. جهت یابی محور بیشینه تنش با استفاده از نیمساز زاویه حاده دو دسته درزه، روند شمال باختر-جنوب خاور را نشان می دهد. در گستره مورد مطالعه از خطخس های موازی لایه بندی به منظور بررسی رابطه بین دگرریختی همزمان با چین خوردگی استفاده شد که در شکل (۴-و) نمونه ای

جدول ۱. تحلیل داده های لغزش گسل و جهت یابی تنش در میدان تنش با راستای شمال باختر-جنوب خاور

site	latitude	longitude	lithology	age	N. phase	σ <sub>1</sub>		σ <sub>2</sub>		σ <sub>3</sub>		Φ	
						trend	plung	trend	plung	trend	plung		
۱	۳۰ ۰۸ ۵۱/۱	۵۵ ۴۸ ۲۰/۱	volcanic	Middle Eoc.	۶۰	۳۰۹	۲۳	۱۶۹	۶۱	۴۶	۱۷	۰/۴۵	
۳	۳۰ ۱۲ ۰۹/۰	۵۵ ۵۰ ۰۴/۰	Flysch	Lower Eoc.	۴۸	۱۲۷	۲	۲۱۹	۵۰	۳۶	۴۰	۰/۵۲	
۸	۳۰ ۱۲ ۳۴/۵	۵۵ ۴۶ ۵۸/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴۱	۳۳۲	۳۳	۸۳	۲۹	۲۰۴	۴۴	۰/۲	
۹	۳۰ ۱۱/۳۰۰	۵۵ ۳۸/۹۶۶	volcanic	Middle Eoc.	۳۱	۳۴۳	۳۰	۱۶۵	۶۰	۷۱	۱	۰/۴	
۱۰	۳۰ ۱۲/۸۲۰	۵۵ ۴۳/۷۰۸	volcanic	Middle Eoc.	۲۷	۳۴۱	۲۳	۷۲	۲	۱۶۶	۶۷	۰/۴	
۱۱	۳۰ ۱۱/۱۶۸	۵۵ ۳۷/۵۵۲	volcanic	Middle Eoc.	۵۳	۱۲۰	۴	۲۶	۴۲	۲۴۱	۴۸	۰/۳	
۱۲	۳۰ ۱۰/۳۵۶	۵۵ ۳۶/۷۸۱	volcanic	Middle Eoc.	۲۱	a	۱۲۸	۴	۲۵۲	۸۳	۳۷	۶	۰/۵۲
						b	۱۰۷	۶	۲۰۶	۵۷	۱۴	۳۲	۰/۵
۱۳	۳۰ ۱۰/۵۲۴	۵۵ ۳۶/۹۵۲	volcanic	Middle Eoc.	۵۷	a	۲۹۳	۲۳	۲۷	۱۱	۱۴۱	۶۴	۰/۴۴
						b	۳۳۷	۱۲	۲۱۳	۶۸	۷۱	۱۸	۰/۴۳
۱۴	۳۰ ۱۰/۵۱۸	۵۵ ۳۶/۹۳۷	volcanic	Middle Eoc.	۲۶	۳۲۸	۲۲	۱۲۸	۶۷	۲۳۵	۷	۰/۳۵	
۱۵	۳۰ ۱۱/۶۸۲	۵۵ ۳۹/۰۰۶	volcanic	Middle Eoc.	۲۶	۳۴۰	۱۳	۸۲	۴۰	۲۳۵	۴۷	۰/۵	
۱۶	۳۰ ۱۲/۹۴۷	۵۵ ۳۶/۲۴۴	Sandstone	Lower Eoc.	۲۷	a	۳۰۲	۳۴	۸۷	۵۱	۲۰۰	۱۷	۰/۵
						b	۱۳۰	۱۵	۲۶	۴۳	۲۳۴	۴۳	۰
۱۷	۳۰ ۱۴/۲۵۲	۵۵ ۳۲/۱۲۳	Sandstone	Lower Eoc.	۳۲	۳۳۴	۳۰	۲۴۲	۵	۱۴۴	۵۹	۰/۴۵	
۱۸	۳۰ ۱۴/۵۰۶	۵۵ ۳۰/۹۵۴	Sandstone	Lower Eoc.	۲۶	۳۵۱	۱۳	۱۴۵	۷۶	۲۶۰	۶	۰/۵	
۲۰	۳۰ ۳۰ ۰۸/۶	۵۵ ۳۸ ۴۷/۱	Flysch	Lower Eoc.	۱۶	a	۳۲۵	۲۳	۲۲۵	۲۲	۹۶	۵۷	۰
						b	۱۰۱	۲	۵	۷۲	۱۹۱	۱۸	۰/۴



ادامه جدول ۱.

site	latitude	longitude	lithology	age	N.	phase	σ <sub>1</sub>		σ <sub>2</sub>		σ <sub>3</sub>		Φ
							trend	plung	trend	plung	trend	plung	
۲۱	۳۰ ۲۵۱۸/۰	۵۵ ۳۹ ۵۲/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴		۳۳۷	۱۳	۶۷	۲	۱۶۶	۷۷	۴۹/۰
۲۲	۳۰ ۱۸/۱۰۲	۵۵ ۴۰/۲۲۱	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۱		۲۹۳	۲۳	۷۳	۶۱	۱۹۵	۱۷	۰/۵
۲۶	۳۰ ۲۵/۲۲۷	۵۵ ۳۱/۴۱۶	Flysch	Lower Eoc.	۱۹		۱۳۸	۲	۲۲۸	۲۴	۴۳	۶۶	۰/۳
۲۷	۳۰ ۲۶/۷۵۹	۵۵ ۳۱/۶۲۶	Flysch	Upper Cret.	۲۱		۱۵۰	۲	۲۴۵	۳۶	۵۷	۵۴	۰/۶۱
۳۰	۳۰ ۲۵/۳۵۴	۵۵ ۳۱/۱۸۵	Flysch	Lower Eoc.	۱۴		۲۸۳	۰	۱۳	۱۸	۱۹۱	۷۰	۰/۶۶
۳۱	۳۰ ۲۶/۵۸۵	۵۵ ۳۵/۲۶۱	Sandstone	Lower Eoc.	۲۶		۲۷۷	۴	۹	۳۳	۱۸۱	۵۷	۰/۵
۳۲	۳۰ ۲۲/۷۲۰	۵۵ ۳۰/۴۵۶	Flysch	Lower Eoc.	۳۰		۳۱۸	۱۴	۲۲۱	۲۵	۷۳	۶۱	۰/۵
۳۳	۳۰ ۲۲/۸۲۷	۵۵ ۲۹/۴۶۹	limestone and marl	Lower Eoc.	۱۲	a	۱۳۹	۶	۳۵۶	۸۳	۲۲۹	۴	۰/۵
						b	۱۴۴	۳۲	۲۵۶	۳۱	۱۹	۴۲	۰/۱
۳۷	۳۰ ۳۵/۹۰۷ E	۵۵ ۲۹/۴۵۳	Flysch	Upper Cret.	۲۰		۱۴۰	۶	۴۶	۳۶	۲۳۸	۵۴	۰/۲

جهت‌یابی محور بیشینه کوتاه‌شدگی را شمال‌خاور- جنوب باختر نشان می‌دهد. در شکل (۶-د) رخنمون چین‌جعبه‌ای دیده می‌شود که جهت‌یابی لایه‌بندی یال‌های چین بر روی استریونت موقعیت سطح محوری را تعریف نموده و با توجه به موقعیت محور و سطح محور چین روند تنش بیشینه شمال‌خاور- جنوب باختر تعریف می‌گردد. در رخنمون‌های صحرایی چین‌های خوابیده با راستای سطح محوری خاوری- باختری مشاهده گردید که این چین‌خوردگی‌ها از تاثیر تنش فشاری بیشینه با روند شمالی- جنوبی در گستره حکایت دارند که در شکل (۶-ه) نمونه‌ای از رخنمون صحرایی این عناصر ساختاری ارائه شده است.

#### گسل‌ها با روند NNW-SSE

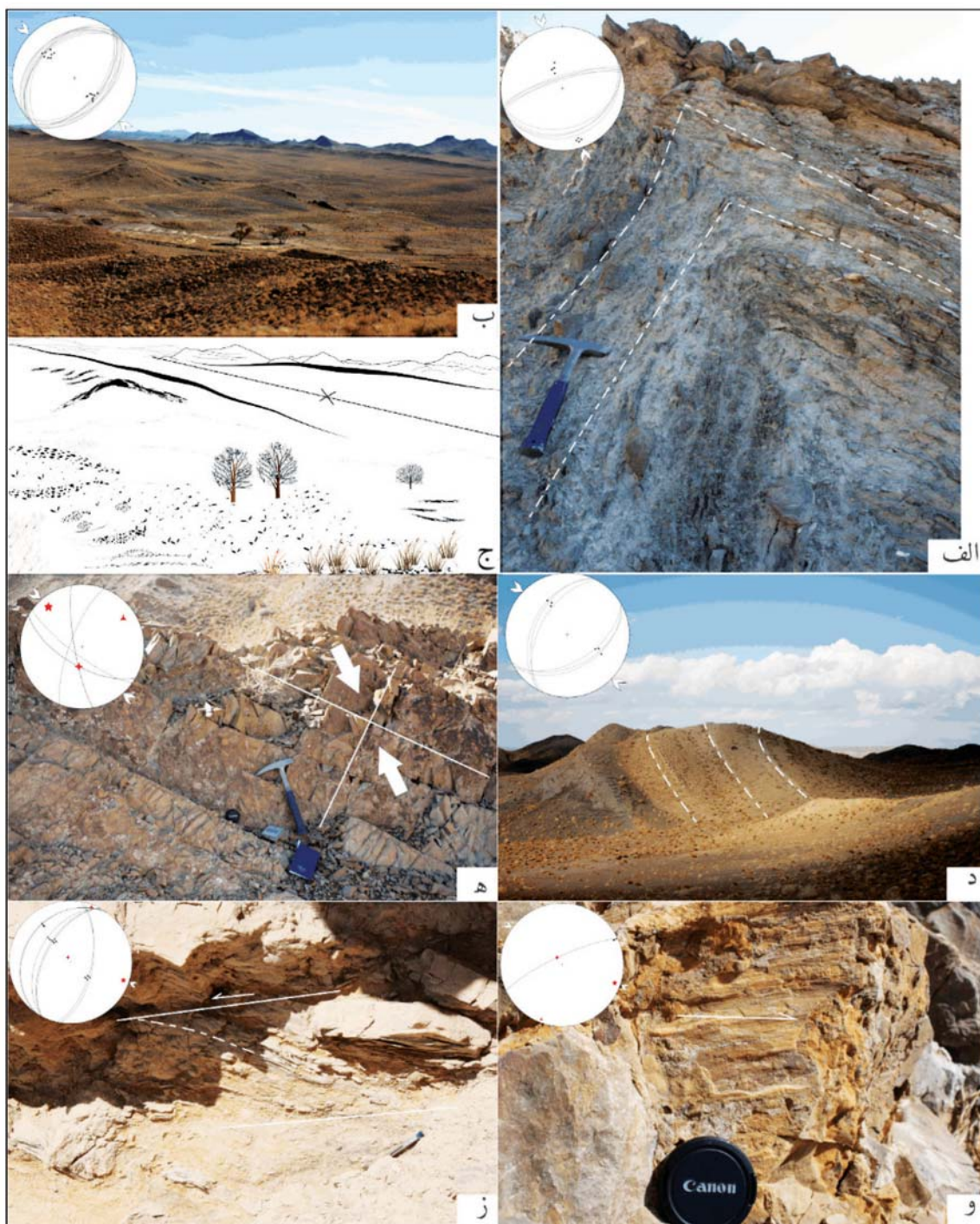
روند غالب گسلش در گستره مورد مطالعه NNW-SSE می‌باشد که اغلب سازوکار راستالغز با مولفه معکوس دارند. گسل‌های شهرباک و رفسنجان در حاشیه گستره واقع شده‌اند و تکامل گستره در کنترل این دو گسل و شاخه‌های آنها می‌باشد. از این رو برداشت‌های صحرایی شاخه‌های فرعی گسل‌های اصلی گستره مورد تحلیل قرار گرفتند. در مشاهدات صحرایی شاخه‌ای از گسل رفسنجان با راستای شمال شمال باختر- جنوب جنوب باختر سبب راندگی واحدهای فلیشی ائوسن بر روی واحدهای آتشفشانی ائوسن (مجموعه بحرآسمان) شده است. این گسل با شیب به سمت جنوب، پهنه خسارت دو متری را شکل داده است

#### ساختارها با روند NW-SE و میدان تنش وابسته

##### الف. چین‌ها با روند WNW-SES

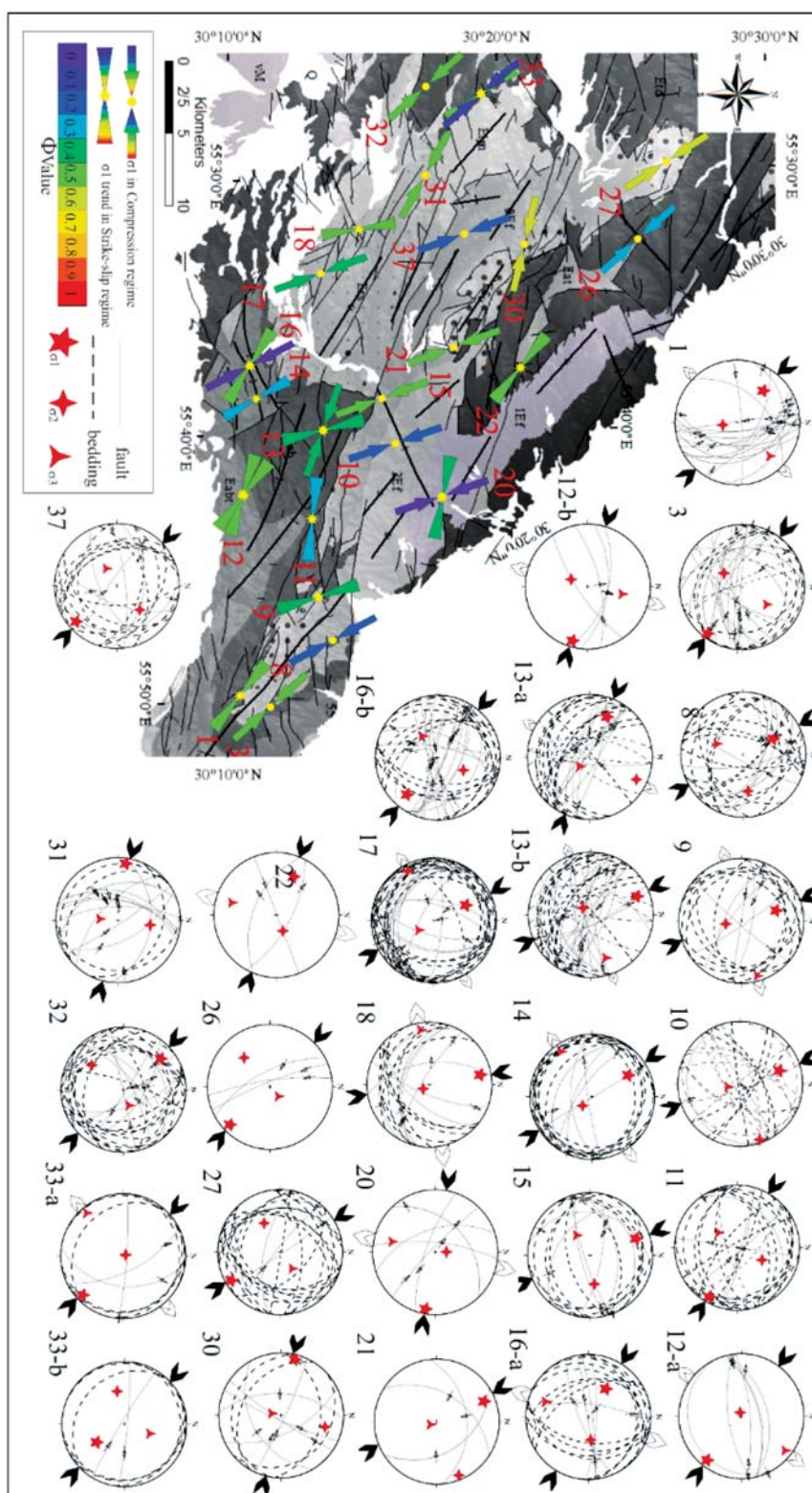
در گستره مورد مطالعه چین‌های بزرگ مقیاس با راستای سطح محوری WNW-ESE در روی نقشه و در تصاویر ماهواره‌ای نمایان هستند. اما به‌منظور تحلیل ساختاری گستره مورد مطالعه؛ عناصر در مقیاس رخنمون، همانند چین‌هایی با راستای WNW-ESE، بررسی می‌گردد تا دگرریختی و جهت‌یابی میدان تنش دیرینه در صحرای مشخص گردد. از این رو در این بخش، چین‌ها و دگرریختی‌های همزمان با چین‌ها با روند WNW-ESE توصیف شده و بازسازی میدان تنش دیرینه همزمان با چین‌خوردگی در گستره بیان می‌شود.

در شکل (۶-الف) چین میل‌دار با یال نیمه عمودی شمال باختری که در واحدهای قهوه‌ای رنگ آهکی با میان لایه‌های رسی توسعه یافته است، نمایش داده شده است. جهت‌یابی لایه‌بندی روی یال‌های این چین‌خوردگی فشارش با روند NE-SW را مشخص می‌سازد. اندازه‌گیری سطح لایه‌بندی و تعیین سطح محور در واحدهای رسوبی چین‌خورده ائوسن (شکل ۶-ب) جهت‌یابی بیشینه محور تنش عمود بر محور چین را شمال‌خاور- جنوب باختر نشان می‌دهد. از سوی دیگر در شکل (۶-ج)، چین‌های بسته با یال‌های نیمه عمودی در واحدهای ائوسن حضور دارند که در طولشان برگوارگی شدید توسعه یافته است و این رخنمون،



شکل ۴. الف) چین جناعی در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت شمال خاور. ب) چین خوردگی بزرگ مقیاس در واحدهای مجموعه بحرآسمان، دید به سمت شمال خاور. ج) نمایش شماتیک موقعیت لایه‌بندی در مورد ب. د) چین خوردگی در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سمت شمال باختر. ه) درزه‌های مزدوج که نیمساز زاویه حاده جهت بیشینه تنش را نمایش می‌دهد. و) خط‌خس هم‌زمان با چین خوردگی، دید به سمت شمال. ز) فابریک S-C در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سمت باختر. در تمامی اشکال تصویر استریوگرافیکی موقعیت عناصر ساختاری در گوشه سمت چپ هر شکل ارائه شده است. در مواردی که چین خوردگی مورد مطالعه قرار گرفته موقعیت صفحات لایه‌بندی و قطب آنها به همراه جهت بیشینه تنش نمایش داده شده است. در مورد شکل (ه) درزه‌ها پیش (نقطه چین) و پس (خطوط ممتد) چرخش در شبکه استریوگرافیک ترسیم شده‌اند. در اشکال (و، ز) موقعیت صفحه گسلی به همراه خط‌خس بر روی شبکه ارائه شده است و جهت‌گیری محورهای اصلی تنش به‌وضوح مشخص گردیده است

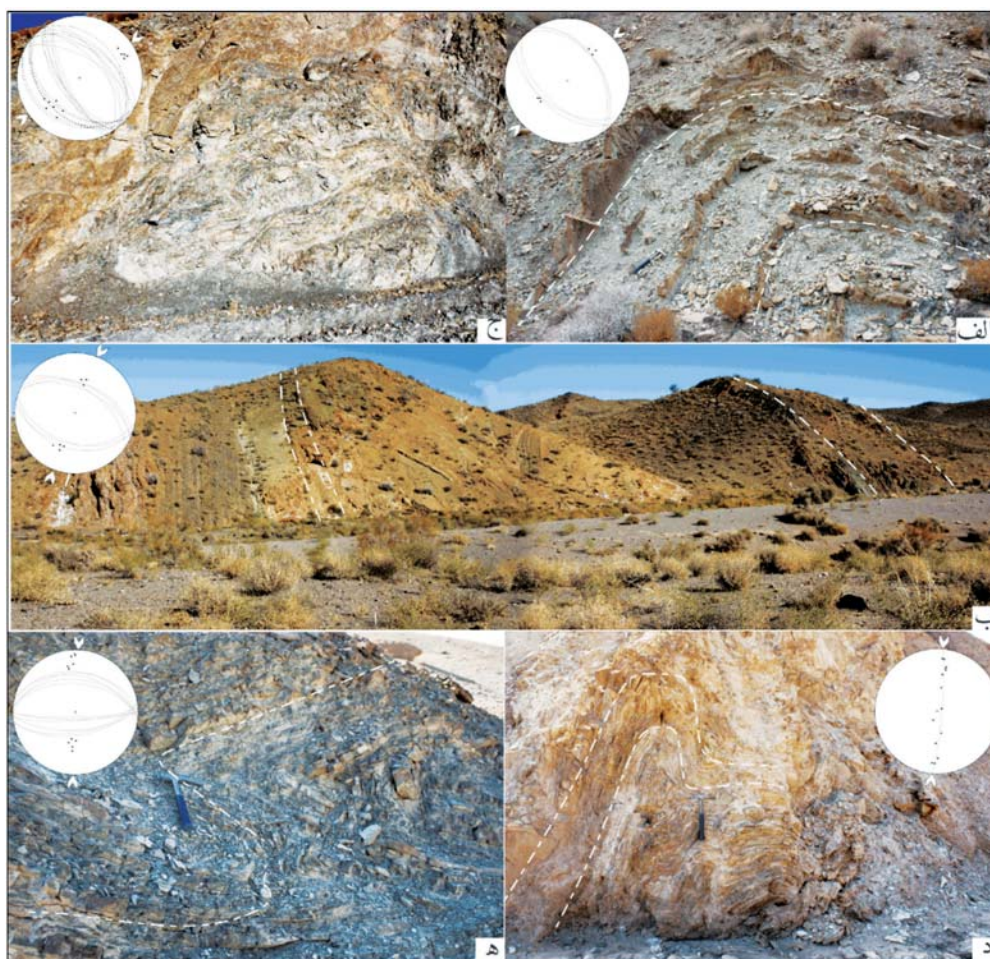




شکل ۵. نقشه پراکندگی میدان تنش فشاری و راستالغز با راستای شمال باختر-جنوب خاور در گستره مورد مطالعه. در این نقشه جهت گیری پیکان‌ها جهت بیشینه تنش را در هر ایستگاه نشان می‌دهد و رنگ‌ها هر پیکان معرف مقدار نسبت تنش محاسبه مرتبط با هر تفسور تنش می‌باشد که از تحلیل داده‌های لغزش گسل حاصل گردیده است. در سمت راست شکل، تصویر استریوگرافیک حاصل از تحلیل تنش ارائه شده است که جهت‌گیری بیشینه و کمینه تنش اصلی به ترتیب توسط فلش‌های سیاه و سفید نمایش داده است

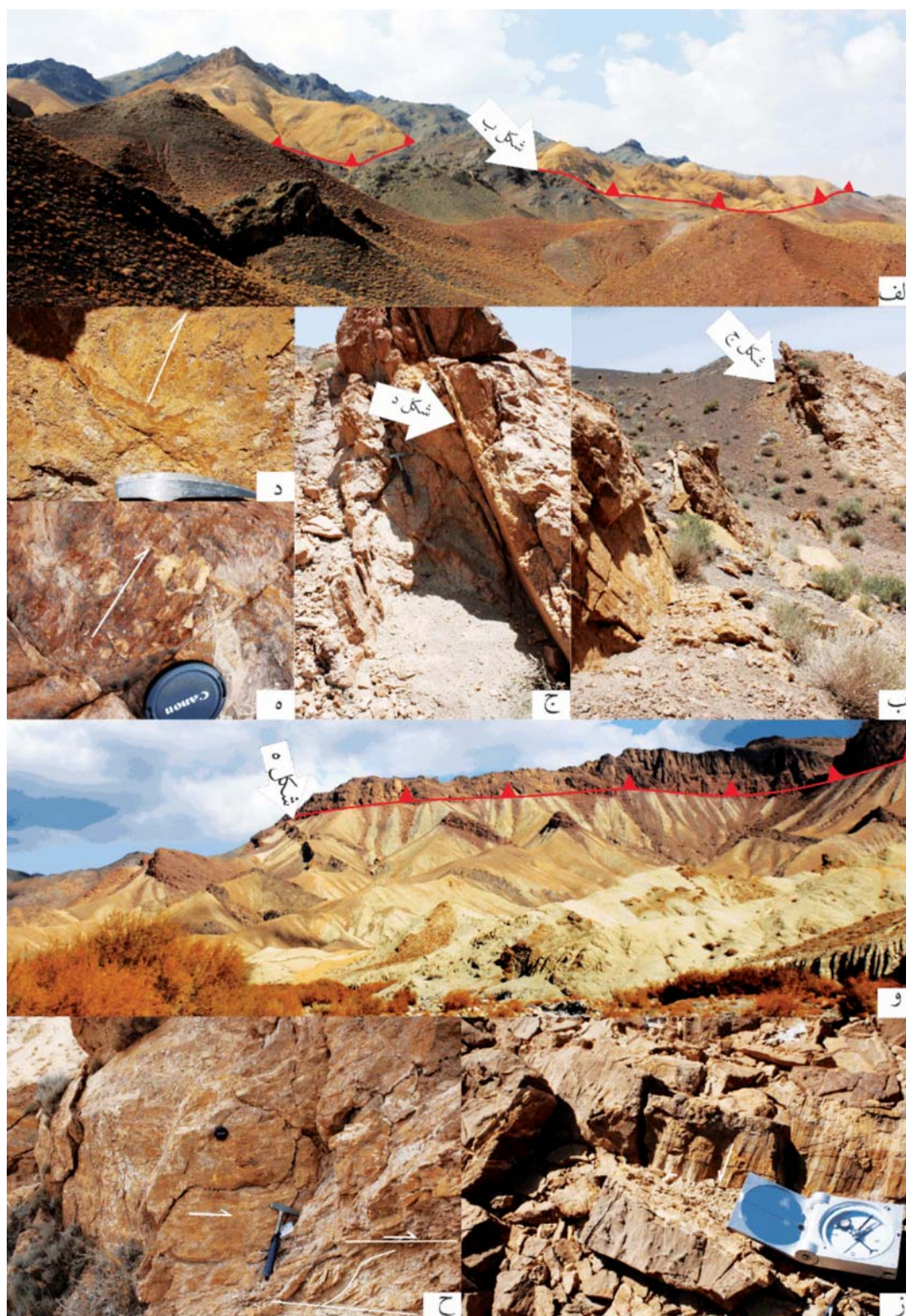
در شکل (۷-ح) نمونه‌ای از فابریک S-C در پهنه خسارت گسل با روند شمال-باختر-جنوب خاور شکل گرفته است که فابریک S سوی حرکت راستبر را نمایش می‌دهد که با خط‌خس‌های شکل گرفته بر روی صفحه گسل در این پهنه خسارت هم‌سوی و هم‌زمان بوده و سازوکار مشابه دارند. در مجموع با تحلیل بردارهای لغزش موجود بر روی صفحات گسلی و دیگر عناصر ساختاری در گستره مورد مطالعه، میدان‌های تنش فشاری و راستالغز با روند NNE-SSW در گستره رمزگشایی شده است (شکل ۸ و جدول ۲). نسبت تنش در این راستا از ترافشارش، راستالغز محض تا فشارش محض متغیر می‌باشد.

(شکل ۷-الف، ب، ج، د). مثال دیگری از گسل‌های با روند شمال-باختر در شکل (۷-ه، و) مشاهده می‌گردد. در این مورد کنگلومرا قرمز رنگ به سن ائوسن بر روی واحدهای رسوبی ائوسن رانده شده‌اند که در خط‌خس‌های ایجاد شده بر روی سطوح گسلی این سازوکار ثبت شده است. در بعضی از نواحی، لغزش بین لایه‌ای و خط‌خس‌های شکل گرفته بر روی این سطوح جهت‌گیری تنش را با روند شمال-باختر-جنوب جنوب باختر نشان می‌دهند که نمونه‌ای در شکل (۷-ز) ارائه شده است. از سوی دیگر لغزش بین لایه‌ای و ایجاد صفحات برگوارگی به‌عنوان یک معیار مناسب برای تعیین جهت‌یابی محورهای تنش در گستره استفاده شد که



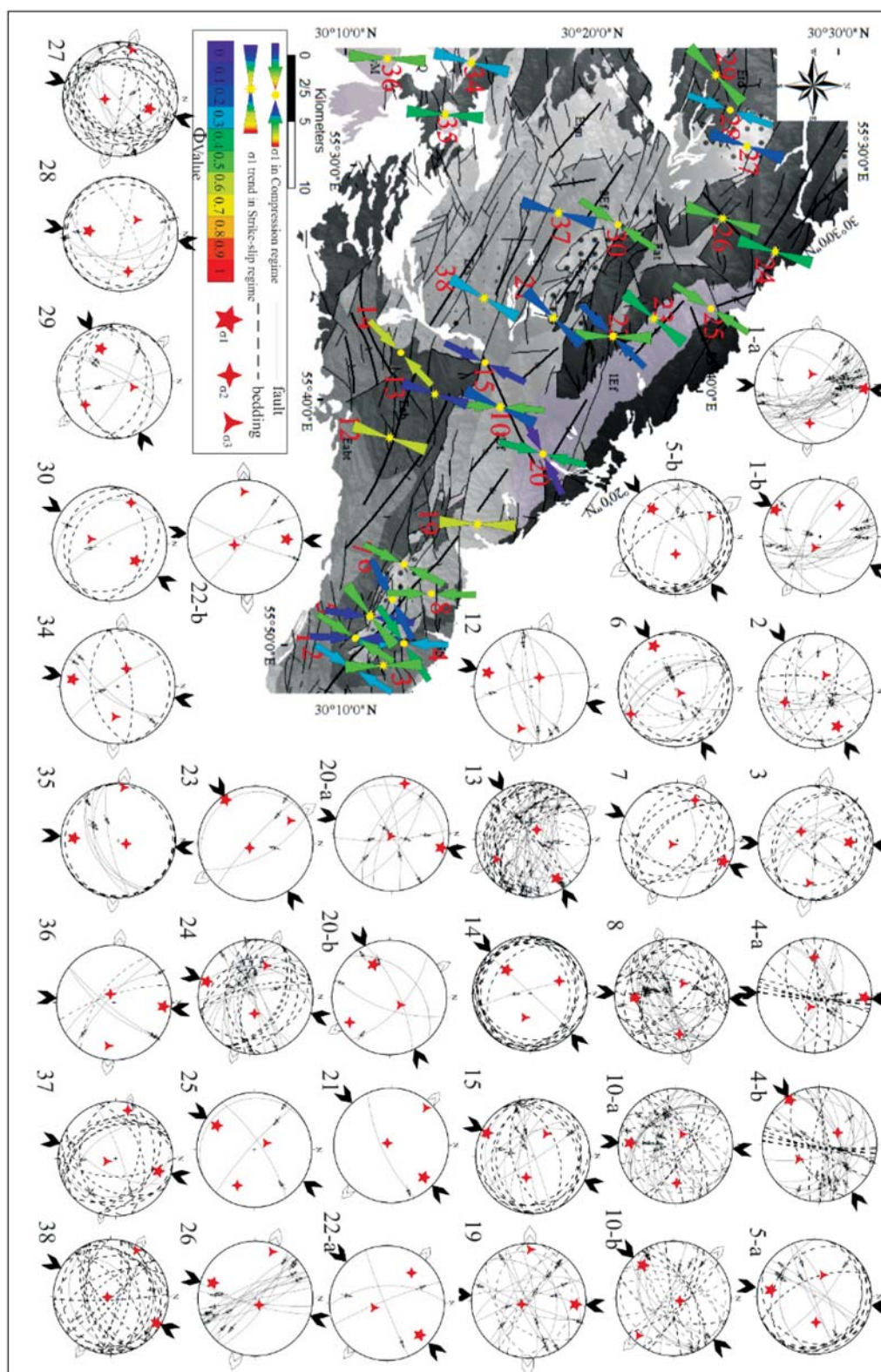
شکل ۶. الف) چین با روند محور شمال-باختر-جنوب خاور در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت جنوب-باختر. ب) یال‌های چین با سطح محوری با راستای شمال-باختر-جنوب خاور در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت شمال-باختر. ج) توسعه برگوارگی در یال‌های چین با سطح محوری شمال-باختر-جنوب خاور، مجموعه آتشفشانی بحرآسمان، دید به سمت شمال-باختر. د) شکل‌گیری چین جعبه‌ای در واحدهای ائوسن، دید به سمت شمال-باختر. ه) چین خوابیده در واحدهای آهکی، دید به جنوب خاور. در تمامی اشکال تصویر استریوگرافیک مربوط به تحلیل عناصر ساختاری می‌باشد که صفحات لایه‌بندی و موقعیت قطب آنها را نمایش می‌دهد. جهت‌گیری بیشینه تنش اصلی با توجه به موقعیت سطح محور چین در هر مورد با استفاده از پیکان‌های سفید مشخص شده است





شکل ۷. الف) راندگی واحدهای رسوبی بر روی واحدهای آتشفشانی بحرآسمان، دید به سمت جنوب. ب) بخشی از صفحه گسلی در مورد الف. ج) پهنه خسارت در گسل که در این شکل در نمای نزدیک ارائه شده است. د) نمایش صفحه گسلی به همراه خطخس‌های شکل گرفته بر اثر عملکرد راندگی و جابه‌جایی بلوک‌ها. و) راندگی کنگلومرای ائوسن بر روی واحدهای رسوبی ائوسن، دید به شمال. ه) نمایی از صفحه گسلی به همراه خطخس‌های شکل گرفته بر اثر گسلش. موقعیت این صفحه در مورد (و) مشخص شده است. ز) خطخس‌های شکل گرفته همزمان با چین‌خوردگی، دید به سمت جنوب. ح) پهنه برشی به همراه صفحه گسلی در واحدهای رسوبی ائوسن، دید به سمت شمال





شکل ۸. نقشه پراکندگی میدان تنش فشاری و راستالغز با راستای شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر در گستره مورد مطالعه. در این نقشه جهت گیری پیکان‌ها جهت بیشینه تنش را در هر ایستگاه نشان می‌دهد و رنگ‌ها هر پیکان معرف مقدار نسبت تنش محاسبه مرتبط با هر تنسور تنش می‌باشد که از تحلیل داده‌های لغزش گسل حاصل گردیده است. در سمت راست شکل تصویر استریوگرافیک حاصل از تحلیل تنش ارائه شده است که جهت گیری بیشینه و کمینه تنش اصلی به ترتیب توسط فلش‌های سیاه و سفید نمایش داده شده است

لیلا عبادی و همکاران

جدول ۲. تحلیل داده‌های لغزش گسل و جهت‌یابی تنش در میدان تنش با راستای شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر

site	latitude	longitude	lithology	age	N.	phase	σ1		σ2		σ3		Φ
							trend	plung	trend	plung	trend	plung	
۱	۳۰ ۰۸ ۵۱/۱	۵۵ ۴۸ ۲۰/۱	volcanic	Middle Eoc.	۶۰	a	۲۱۱	۲۲	۳۰۲	۲۴	۱۱۷	۶۶	۰/۴۷
						b	۲	۲	۹۳	۲۴	۲۶۸	۶۶	۰/۱
۲	۳۰ ۱۲ ۰۷/۸	۵۵ ۵۰ ۰۶/۳	Flysch	Lower Eoc.	۲۰		۶۵	۲۱	۱۶۸	۲۹	۳۰۴	۲۳	۰/۳
۳	۳۰ ۱۲ ۰۹/۰	۵۵ ۵۰ ۰۴/۰	Flysch	Lower Eoc.	۴۸		۳۵۹	۲۹	۲۱۸	۵۴	۱۰۰	۱۹	۰/۴۸
۴	۳۰ ۱۲ ۱۴/۳	۵۵ ۴۹ ۴۸/۸	Flysch	Lower Eoc.	۷۰	a	۲۳۶	۱	۳۲۷	۴۸	۱۴۵	۴۲	۰/۴
						b	۲	۷	۲۶۹	۲۲	۱۱۰	۶۷	۰/۳۶
۵	۳۰ ۱۰/۸۳۴	۵۵ ۴۸/۸۹۲	Flysch	Lower Eoc.	۴۲	a	۲۳۱	۲۵	۹۲	۵۸	۳۳۰	۱۸	۰/۵
						b	۱۸۸	۱۳	۸۶	۴۲	۲۹۲	۴۵	۰/۱
۶	۳۰ ۱۳ ۲۴/۱	۵۵ ۴۸ ۲۶/۵	Conglomerate	Lower Eoc.	۳۷		۲۴۳	۹	۱۵۳	۴	۴۲	۸۰	۰/۲
۷	۳۰ ۰۸ ۴۲/۶	۵۵ ۴۸ ۴۱/۱	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۹		۲۵	۶	۲۹۳	۱۵	۱۳۷	۷۳	۰/۵
۸	۳۰ ۱۲ ۳۴/۵	۵۵ ۴۶ ۵۸/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴۱		۱۷۸	۲۲	۷۸	۲۲	۳۰۹	۵۸	۰/۴۸
۱۰	۳۰ ۱۲/۸۲۰	۵۵ ۴۳/۷۰۸	volcanic	Middle Eoc.	۲۷	a	۲۲۵	۱۲	۲۰	۷۶	۱۳۴	۶	۰/۲
						b	۱۸۱	۱۳	۷۵	۷۶	۱۹۰	۶	۰/۵
۱۲	۳۰ ۱۰/۳۵۶	۵۵ ۳۶/۷۸۱	volcanic	Middle Eoc.	۲۱		۱۹۸	۱۲	۳۲۱	۶۸	۱۰۴	۱۸	۰/۶۸
۱۳	۳۰ ۱۰/۵۲۴	۵۵ ۳۶/۹۵۲	volcanic	Middle Eoc.	۵۷		۵۸	۱۲	۲۹۵	۶۸	۱۵۲	۱۸	۰/۱۴
۱۴	۳۰ ۱۰/۵۱۸	۵۵ ۳۶/۹۳۷	volcanic	Middle Eoc.	۲۶		۲۲۶	۳۰	۳۳۷	۳۲	۱۰۳	۴۳	۰/۵۸
۱۵	۳۰ ۱۱/۶۸۲	۵۵ ۳۹/۰۰۶	volcanic	Middle Eoc.	۲۶		۲۰۶	۵	۱۱۱	۴۹	۳۰۰	۴۱	۰/۲
۱۹	۳۰ ۱۷/۷۳۷	۵۵ ۳۷/۹۴۹	Flysch	Lower Eoc.	۳۲		۳	۱۳	۱۵۷	۷۶	۲۷۱	۶	۰/۶
۲۰	۳۰ ۳۰ ۰۸/۶	۵۵ ۳۸ ۴۷/۱	Flysch	Lower Eoc.	۱۶	a	۲۴۴	۲۳	۱۵۰	۱۱	۳۶	۶۴	.
						b	۱۵	۲	۲۸۵	۲	۱۵۰	۸۷	۰/۴
۲۱	۳۰ ۲۵/۱۸۰	۵۵ ۳۹ ۵۲/۶	Conglomerate	Lower Eoc.	۴		۴۴	۱۳	۱۹۸	۷۶	۳۱۳	۶	۰/۲
۲۲	۳۰ ۱۸/۱۰۲	۵۵ ۴۰/۲۲۱	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۱	a	۴۴	۱۲	۳۰۹	۲۳	۱۶۰	۶۳	۰/۱
						b	۲	۱۷	۱۴۴	۶۸	۲۶۸	۱۳	۰/۵۳
۲۳	۳۰ ۲۶ ۳۵/۱	۵۵ ۳۵ ۱۵/۸	Flysch	Lower Eoc.	۴		۲۳۶	۲	۱۴۰	۷۲	۳۲۶	۱۸	۰/۴
۲۴	۳۰ ۲۶ ۵۳/۵	۵۵ ۳۵ ۰۶/۷	Flysch	Lower Eoc.	۴۹		۱۹۷	۶	۹۷	۶	۲۹۱	۲۹	۰/۳۷
۲۵	۳۰ ۲۶ ۲۵/۱	۵۵ ۳۵ ۰۷/۵	Flysch	Lower Eoc.	۳		۲۱۲	۱۲	۱۱۷	۲۱	۳۳۰	۶۵	۰/۵
۲۶	۳۰ ۲۵/۲۲۷	۵۵ ۳۱/۴۱۶	Flysch	Lower Eoc.	۱۹		۱۹۸	۱۳	۴۳	۷۶	۲۸۹	۶	۰/۵
۲۷	۳۰ ۲۶/۷۵۹	۵۵ ۳۱/۶۲۶	Flysch	Upper Cret.	۲۱		۱۹	۳۳	۱۸۲	۵۶	۲۸۴	۸	۰/۲
۲۸	۳۰ ۲۵/۲۶۳	۵۵ ۳۱/۰۵۷	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۸		۲۰۰	۳۴	۸۱	۳۶	۳۱۹	۳۶	۰/۳
۲۹	۳۰ ۲۴/۸۶۲	۵۵ ۳۱/۰۷۴	Conglomerate	Lower Eoc.	۱۷		۲۴۵	۲۸	۱۴۱	۲۴	۱۷	۵۲	۰/۴۱
۳۰	۳۰ ۲۵/۳۵۴	۵۵ ۳۱/۱۸۵	Flysch	Lower Eoc.	۱۴		۳۳	۳۳	۲۹۶	۱۱	۱۹۰	۵۵	۰/۵
۳۵	۳۰ ۲۲/۳۱۱	۵۵ ۲۶/۵۸۱	volcanic	Pli-Plioc.	۱۴		۱۸۵	۱۴	۱۲	۷۶	۲۷۵	۲	۰/۴
۳۶	۳۰ ۱۸/۶۹۸	۵۵ ۱۸/۲۰۸	volcanic	Pli-Plioc.	۴		۴	۸	۲۴۸	۷۲	۹۷	۱۵	۰/۵
۳۷	۳۰ ۳۵/۹۰۷ E	۵۵ ۲۹/۴۵۳	Flysch	Upper Cret.	۲۰		۱۶	۱۴	۲۸۲	۱۰	۱۶۰	۷۳	۰/۲
۳۸	۳۰ ۳۱/۹۸۴	۵۵ ۳۵/۰۰۸	Sandstone	Upper Cret.	۱۷		۳۰	۶	۱۷۳	۸۳	۲۹۹	۴	۰/۳۱

## توالی دگرریختی

همان طور که در شکل مشخص است چین‌ها با روند محوری شمال باختر-جنوب‌خاور به‌عنوان چین‌های نسل دوم بر روی یال‌های چین با روند محور شمال خاور- جنوب باختر فرانهاد شده‌اند و شاهدی بر عملکرد دو گامه مستقل تنش ترافشارش در گستره مورد مطالعه می‌باشند. در بعضی از ایستگاه‌ها برداشت صحرایی، بر روی صفحات گسلی دو نسل خط‌خش مشاهده گردید که تحلیل تنش براساس داده‌های لغزش گسلی نشان داده که میدان ترافشارش با روند NW-SE پیش از میدان ترافشاری با روند NNE-SSW در گستره تاثیرگذار بوده است (شکل ۹-ه).

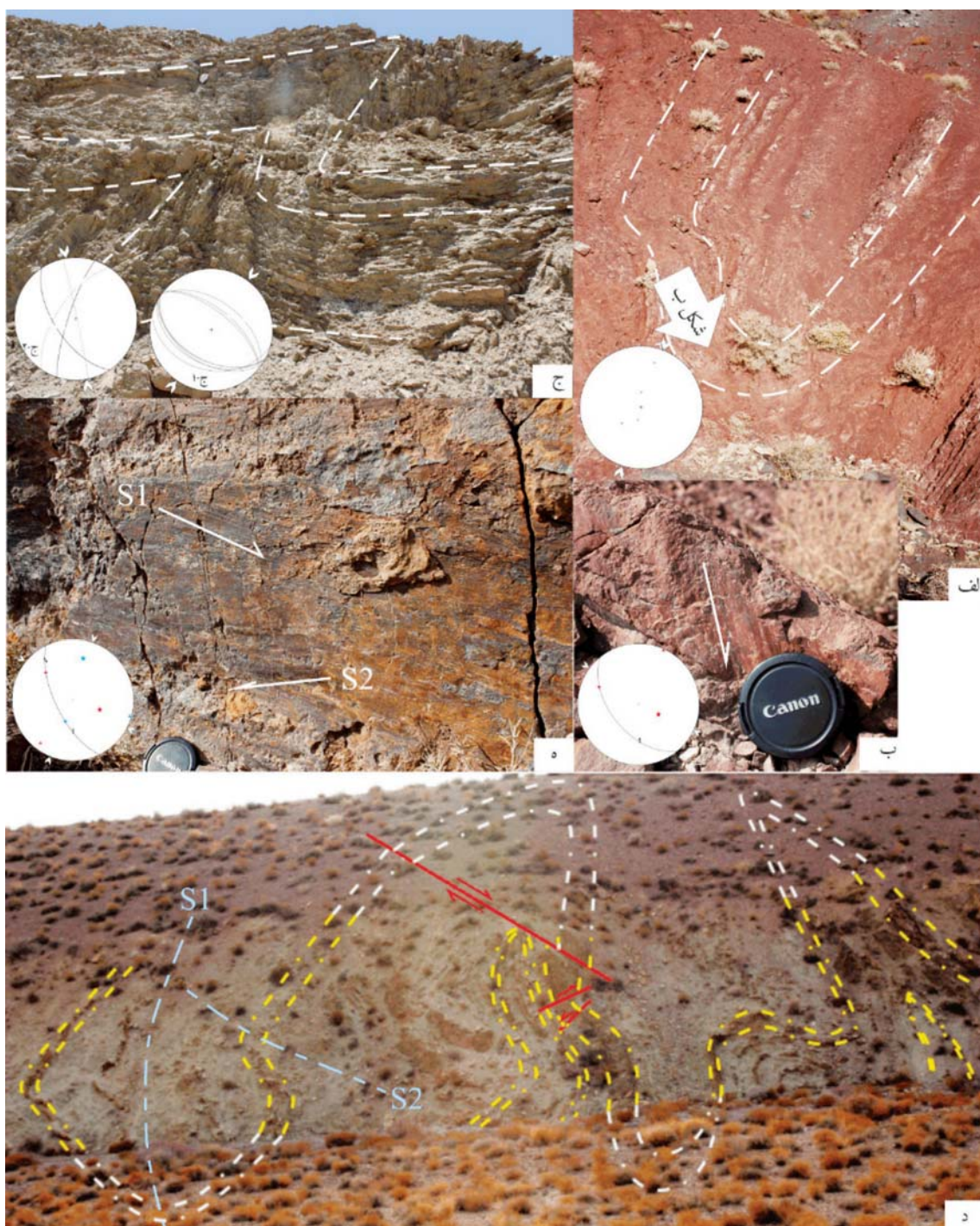
در نهایت با تحلیل ساختارهای همپوشان، تفسیر ساختارها در مقیاس رخنمون و تحلیل خط‌خش‌ها، دو گامه دگرریختی در گستره پیشنهاد داده می‌شود و رویدادهای تنش دیرینه بازسازی می‌گردد (شکل ۱۰- نمودارهای کانتوری). براساس نسبت تنش محاسبه شده از داده‌های لغزش گسلی در گستره مورد مطالعه دو گامه ترافشارشی غلبه دارند (شکل ۱۰- نمودار هیستوگرام نسبت تنش) که منجر به دو مرحله کوتاه‌شدگی پوسته و در نهایت ایجاد چین‌های همپوشان شده است. بدین ترتیب پیشنهاد می‌شود که میدان تنش ترافشارشی با روند NW-SE که منجر به شکل‌گیری چین‌ها با راستای سطح محوری NE-SW شده است، اولیه بوده و میدان تنش ترافشارشی با روند NNE-SSW به‌عنوان میدان تنش ثانویه، در گستره شکل‌گیری چین‌هایی با راستای سطح محوری NW-SE تا E-W را کنترل نموده است. تحلیل ساختاری در گستره نشان می‌دهد که چین‌های جوان (بعد از میوسن) تحت تاثیر چین‌خوردگی با روند محوری شمال باختر-جنوب خاور هستند. درحالی‌که چین‌های پیش از میوسن، گامه تنشی با روند شمال باختر-جنوب خاور را تحمل نموده و در این واحدها چین‌ها با روند شمال خاور- جنوب باختر رخنمون دارند.

در مجموع تحلیل‌های فوق می‌تواند با اطلاعات موجود در بلوک ایران مرکزی سازگار باشد، به‌گونه‌ای که (Javadi et al. 2013) در مطالعات خود به شکل‌گیری دو نسل چین‌خوردگی در ایران مرکزی تحت تاثیر تغییر

با تحلیل ساختاری در مقیاس رخنمون، تاثیر دو رویداد دگرریختی با روندهای NNE-SSW و NW-SE در گستره مشخص گردید؛ در ادامه، به بررسی سن‌سنجی توالی دگرریختی پرداخته می‌شود. به‌منظور تخمین سن بین واقع شکننده، از معیارهای مختلف از جمله؛ بررسی سن چین‌های سنگ‌های تحت تاثیر، روابط قطع‌شدگی بین ساختارهای شکننده و توالی خط‌خش‌های مشاهده شده روی یک سطح گسل، بهره گرفته شده است. به‌علاوه با فرض این‌که در نواحی چین‌خورده، محور اصلی چین عمود به تنش بیشینه اصلی می‌باشد؛ می‌توان سن محورهای تنش را در ارتباط با وقایع چین‌خوردگی شناخته شده تخمین زد. روابط سنی بین چین‌خوردگی و گسلش از اهمیت خاصی برخوردار است، چون دوره‌های دگرریختی شکننده می‌توانند بهترین بازسازی را از تاریخ تکاملی گستره مورد مطالعه ارائه دهند. تاقدیس جعبه‌ای برگشته‌ای در ماسه‌سنگ‌های ائوسن گسترش یافته است که فشارش شمال شمال خاور- جنوب جنوب باختر را نشان می‌دهد (شکل ۹-الف). اما خط‌خش‌های موازی صفحات لایه‌بندی کوتاه‌شدگی با روند شمال باختر را نشان می‌دهند (شکل ۹-ب). بنابراین میدان تنش با روند شمال باختر-جنوب خاور پیش از ایجاد چین با روند شمال باختر-جنوب خاور تاثیرگذار بوده است.

در شکل (۹-ج) چین با شیب ملایم یال شمال خاور و برگشتگی یال جنوب باختر در چین‌های ائوسن رخ داده است که فشارش شمال شمال باختر-جنوب جنوب خاور نشان می‌دهد. در این موقعیت از دسته درزه مزدوج برای تخمین تنش اولیه پیش از چین‌خوردگی بهره گرفته شده که چرخش درزه‌ها در یال برگشته جهت تنش بیشینه را شمال باختر-جنوب خاور نشان می‌دهد. در تصویر استریوگرافیک (شکل ۹-ج) موقعیت درزه‌ها پیش (نقطه چین) و پس (خطوط ممتد) از چرخش ارائه می‌شود که زاویه حاده دو دسته درزه جهت‌گیری تنش بیشینه اصلی را نمایش می‌دهد. در برخی از ترانشه‌های رودخانه‌ای در گستره مورد مطالعه توالی از چین‌خوردگی واحدها مشخص شده است به‌گونه‌ای که در شکل (۹-د) نمونه‌ای ارائه شده است.

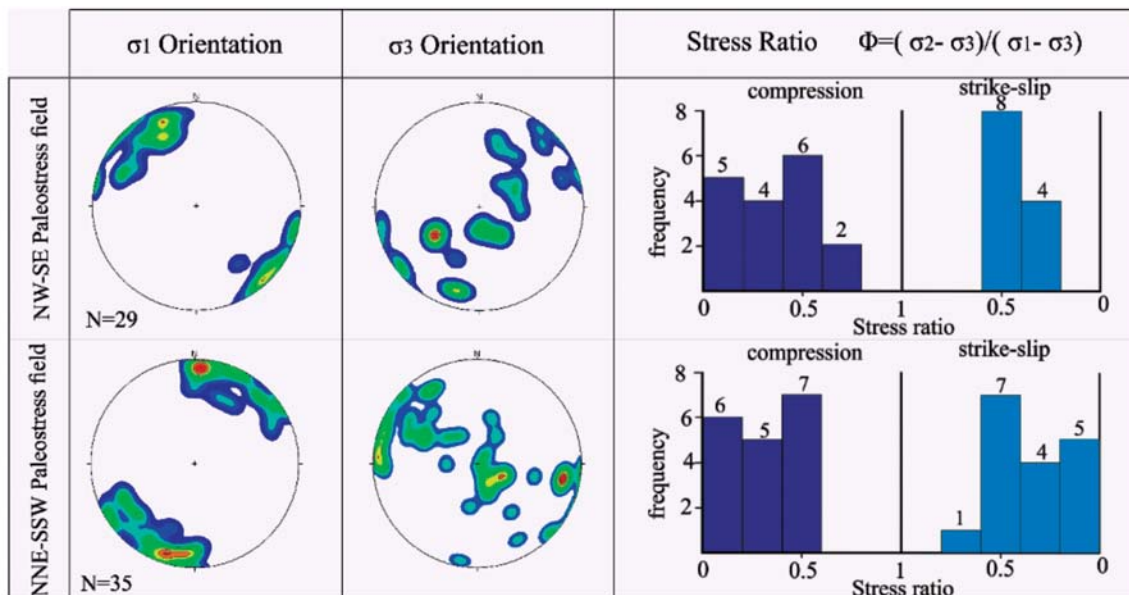




شکل ۹. الف) چین خوردگی با روند محوری شمال باختر-جنوب خاور در ماسه سنگ‌های ائوسن، دید به سمت شمال باختر. ب) صفحه گسلی که موقعیت آن در قسمت (الف) آمده است. این خط‌خس روند شمال باختر-جنوب خاور را نشان می‌دهد. ج) چین خوردگی که درزه‌های برداشتی از روی یال‌های آن موقعیت جهت تنش بیشینه را مغایر با محور چین خوردگی که شمال باختر-جنوب خاور است نشان می‌دهد و به نظر می‌رسد در دو گامه متفاوت شکل گرفته باشند. د) برهم نهادگی چین نسل دوم با روند شمال باختر-جنوب خاور بر روی چین نسل اول با روند محوری شمال خاور-جنوب باختر، در واحدهای فلیشی ائوسن، دید به سمت جنوب باختر. ه) دو نسل خط‌خس بر روی یکی صفحه گسلی که دو میدان متفاوت را به نمایش گذاشته‌اند به طوری که محورهای اصلی تنش در گامه اولیه با نمادهای آبی رنگ در استریونت مشخص شده است ولی در گامه جوان‌تر از نمادهایی با رنگ قرمز استفاده شده است

بلوکی ایران مرکزی تا اوایل میوسن بوده درحالی که شواهد کوتاه‌شدگی ثانویه بعد از میوسن نیز در گستره رخنمون دارد. از این رو، ایجاد میدان تنش ثانویه ارتباط نزدیکی با همگرایی صفحه عربی به سمت اوراسیا دارد و تغییر روند این میدان با تغییرات مسیر همگرایی صفحات کنترل می‌شود. از سوی دیگر به نظر می‌رسد میدان تنش ثانویه در طول زمان با تغییر مسیر همگرایی صفحه عربی نسبت به صفحه اوراسیا از روند شمال خاور-جنوب باختر به شمالی-جنوبی تغییر یافته است. این تفسیر با نتایج مطالعات (McQuarrie et al. 2003) که مسیر همگرایی صفحات در عهد حاضر روند شمالی-جنوبی تخمین می‌زند و با تحلیل‌های GPS صورت گرفته توسط Vernant et al. (2004) در پهنه ایران، حمایت می‌گردد.

سازوکار گسل درونه از راست‌بر به چپ‌بر به ترتیب قبل و بعد از زمان میوسن اشاره داشته‌اند. از سوی دیگر (Meyer and LeDortz 2007) در مطالعات خود به تغییر سازوکار گسل نایین-بافت (شهر بابک) که یکی از گسل‌های محصور کننده گستره، اشاره نموده‌اند. از سوی دیگر (Meyer and LeDortz 2007) تغییر سازوکار گسلش را به چرخش پادساعت‌گرد در بلوک ایران مرکزی منتسب می‌نمایند. از این رو چرخش بلوک ایران مرکزی و ایجاد میدان‌های ترافشاری با روندهای مختلف در طول زمان، در شکل‌گیری چین‌ها با روندهای متفاوت نقش موثری ایفا نموده است. به نظر می‌رسد که میدان تنش اولیه در کنترل چرخش



شکل ۱۰. نمودار کانتوری حاصل از تنش‌های بیشینه و کمینه دو گامه مختلف دگرریختی به همراه هیستوگرام نسبت تنش به تفکیک در گامه‌های فشاری و راستالغز در گستره مورد مطالعه

### نتیجه‌گیری

از این رو چین‌ها در گستره به تاثیر دو گامه زمین‌ساختی متفاوت در طول زمان اشاره دارند که این دو گامه با تحلیل ساختاری و تنش دیرینه با استفاده از داده‌های لغزش گسل در گستره مشخص گردیده‌اند. اولین گامه تنش با روند NW-SE در گستره، دگرریختی و تکامل چین‌ها با روند NE-SW را کنترل نموده و به عنوان یک گامه ترافشاری تا اواسط میوسن در گستره تاثیر داشته است. به نظر می‌رسد که در ایجاد این دگرریختی و میدان

تحلیل ساختاری در گستره جنوب رفسنجان، بخشی از جنوب ایران مرکزی، حضور دو نسل چین خوردگی را آشکار نمود به طوری که چین‌های با روند NE-SE به عنوان چین‌های نسل اول بوده و چین‌های نسل دوم با روند ENE-WSW بر روی آنها فرانهاده شده‌اند. تفسیر الگوی گنبد و حوضه در مورد چین‌های گستره با تغییر میدان تنش ترافشاری و جایگشت محورهای تنش بیشینه و کمینه سازگار می‌باشد.



- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London*, 139, 605-614.

- Carey, E., 1979. Recherche des directions principales de contraintes associées au jeu d'une population de failles. *Revue de geologie dynamique et de geographie physique*, 21, 57-66.

- Davoudzadeh, M., Soffel, H. and Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central East Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 3, 180-192.

- Dimitrijevic, M.D., 1973. Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran Report, 52, 334.

- Dimitrijevic, M.D., Dimitrijevic, M.N. and Diordjevic, M., 1971. Geological map of Rafsanjan 1 (30' sheet no. 7150, scale: 1:100,000). Geological Survey of Iran.

- Dong, S.W., Gao, R., Yin, A., Guo, T., Zhang, Y.Q., Hu, J.M., Li, J.H., Shi, W. and Li, Q.S., 2013. What drove continued continent convergence after ocean closure? Insight from high resolution seismic reflection profiling across the Daba Shan in central China. *Geology*, 41, 671-674.

- Etchecopar, A., Vasseur, G. and Daignières, M., 1981. An inverse problem for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51-65.

- Gapais, D., Cobbold, P.R., Bourgeois, O., Rouby, D. and Urreiztieta, M., 2000. Tectonic significance of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22, 881-888.

- Hassanzadeh, J., 1993. Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahr-e-

تنش حاصله، چرخش بلوکی پادساعتگرد در ایران مرکزی نقش بسزایی ایفا نموده است.

دومین میدان تنش که به عنوان گامه ترافشاری راستبر در گستره شناخته شده است، شکل گیری نهایی گستره را با ایجاد چین ها با روند WNW-ESE را کنترل نموده است. این میدان تنش که روند NNE-SSW دارد احتمالاً تحت تاثیر همگرایی صفحه عربی-اوراسیا در اواخر میوسن تا عهد حاضر در گستره نقش ایفا نموده و تغییرات روند آن در کنترل تغییر مسیر همگرایی صفحات در طول زمان می باشد.

## منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal Earth Science*, 94, 401-419.

- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagrose fold-thrust belt. *American Journal of Science*, 307, 1064-1095.

- Allen, M.B., Alsop, G.I. and Zhemchuzhnikov, V.G., 2001. Dome and basin refolding and transpressive inversion along the Karatau Fault System southern Kazakstan. *Journal of the Geological Society, London*, 158, 83-95.

- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysics Research*, 89, 5835-5848.

- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008. The Anarak, Jandaqand Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: new geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics*, 451, 123-55.

- Bagheri, S., 2007. The exotic Paleo-Tethys terrane in central Iran: new geological data from Anarak, Jandaqand Posht-e-Badam areas. Ph.D. thesis, University of Lausanne, Lausanne, Switzerland, 223.

- Babak area, Kerman Province). Unpublished PhD thesis, University of California, Los Angeles, 204.
- Hou, M.J., Wang, Y.M., Mercier, J. and Vergely, P., 2003. Dynamic evolution and tectonic significance of the Tan-Lu fault zone (Anhui segment). *Geology Bulletin China*, 22, 106-112.
  - Huang, X., Shi, W., Chen, P. and Li, H., 2015. Superposed deformation in the Helanshan Structural Belt: Implications for Mesozoic intrac-ontinental deformation of the North China Plate. *Journal of Asian Earth Sciences* 114, 140-154.
  - Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical journal Review Astros Society*, 77, 185-264.
  - Javadi, H.R., Ghassemi, M.R., Shahpasandzadeh, M., Guest, B., Esterabi, M., Yas-saghi, A. and Kouhpeyma, M., 2013. History of faulting on the Doruneh Fault System: impli-cations for the kinematic changes of the Central Iranian Microplate. *Geological Magazine*, 1-22, doi,10.1017/S0016756812000751.
  - Li, J.H., Zhang, Y.Q., Dong, S.W. and Johnston, S.T., 2014. Cretaceous tectonic evolu-tion of South China: a preliminary synthesis. *Earth Science Review*, 134, 98-136.
  - Lisle, R.J. and Leyshon, P.R., 2004. *Stereographic Projection Techniques for Geologists and Civil Engineers*, 2nd Edition. Cambridge Uni-versity Press, New York, 32-37.
  - Marrett, R. and Allmendinger, R.W., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12, 973-986.
  - Matenco, L. and Schmid, S., 1999. Ex-humation of the Danubian nappes system (South Carpathians) during the Early Tertiary: inferences from kinematic and paleostress analysis at the Getic/Danubian nappes contact. *Tectonophysics*, 314, 401-422.
  - Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F. and Eshraghi, S.A., 2012. Neogene block-rotation in Central Iran: evi-dence from paleomagnetic data. *Geological Society of America Bulletin*, 124, 943-56.
  - McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B.P., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30, 2036, doi: 10.1029/2003GL017992.
  - Mercier, J.L., Carey, E., Sebrier, M. and Stein, S., 1991. Palaeostress determinations from fault kinematics: application to the Neotectonics of the Himalayas-Tibet and the Central Andes. *Philosophical Transactisn of the Royal Society London*, 337, 41-52.
  - Meyer, B. and Le Dortz, K., 2007. Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, 26, TC5009, doi, 10.1029/2006TC002073.
  - Michael, A.J., 1984. Determination of stress from fault-slip data: faults and folds. *Journal of Geophysical Research*, 89, 11517-11526.
  - Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fractur-ing of Rocks*. New York: MacGraw-Hill, 568.
  - Ritz, J.F. and Taboada, A., 1993. Revolu-tion stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods. *Bulletin Society Geology*, 164, 519-531.
  - Schmidt, K. and Soffel, H. 1984. Meso-zoic geological events in the Central-East Iran and their relation to palaeomagnetic results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhand-lungen*, 168, 173-81.



- Shabaniyan, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L. and Farbod, Y., 2010. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dag and Allah Dag-Binalud mountain ranges. *Tectonophysics*, 480, 280-304.
- Shafiei, B. and Shahabpour, J., 2008. Gold distribution in porphyry copper deposits of Kerman region, Southeastern Iran. *Geological Survey of Iran*, 19, 247-260.
- Shi, W., Dong, S.W., Li, J.H., Tian, M. and Wu, G.L., 2013a. Formation of the Moping dome in the Xuefengshan orocline, central China and its tectonic significance. *Acta Geologica Sinica*, 87, 720-729.
- Shi, W., Dong, S.W., Ratschbacher, L., Tian, M., Li, J.H. and Wu, G.L., 2013b. Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Dangyang Basin, north-central Yangtze craton, central China. *International Geology Review*, 55, 382-396.
- Shi, W., Zhang, Y.Q. and Dong, S.W., 2012. Intra-continental Dabashan orocline, southwestern Qinling, central China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 46, 20-38.
- Shi, W., Dong, S., Zhang, Y. and Huang S., 2015. The typical large-scale superposed folds in the central South China: Implications for Mesozoic intracontinental deformation of the South China Block. *Tectonophysics*, 664, 50-66.
- Shi, W., Dong, S.W., Hu, J.M., Zhang, Z.Y. and Liu, G., 2007. An analysis of superposed deformation and tectonic stress fields of the northern segment of Daba Mountain foreland. *Acta Geologica Sinica*, 81, 1314-1327.
- Simón, J.L., 2004. Superposed buckle folding in the eastern Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology*, 26, 1447-1464.
- Soffel, H.C. and Förster, H.G., 1980. Apparent polar wander path of Central Iran and its geotectonic interpretation. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 32, 117-35.
- Soffel, H.C. and Förster, H.G., 1984. Polar wanderpath of the Central-East-Iran Microplate including new results. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 168, 165-72.
- Soffel, H.C., Davoudzadeh, M., Rolf, C. and Schmidt, S. 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85, 293-302.
- Sperner, B. and Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault-slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.
- Taboada, A., 1993. Stress and strain from striated pebbles: theoretical analysis of striation on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Journal of Structural Geology*, 15, 1315-1330.
- Twiss, R.J. and Unruh, J.R., 1998. Analysis of fault slip inversions: do they constrain stress or strain rate. *Journal of Geophysical Research*, 103, 12205-12222.
- Vernant, P. and Chéry, J., 2006. Mechanical modeling of oblique convergence in the Zagros, Iran. *Geophysical Journal International*, 165, 991-1002.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Zhang, Y.Q., Dong, S.W. and Shi, W., 2003. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China. *Tectonophysics*, 363, 243-258.