

تحلیل رژیم‌های تنش در پهنه آذربایجان، شمال باختر ایران

زهرا حسینعلی‌زاده^{۱*} و صابر شیخ بگلو^۲

۱ و ۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه، ارومیه

نویسنده مسئول: *Nasrinalizadeh70@yahoo.com

دریافت: ۹۴/۱۰/۱۶ پذیرش: ۹۵/۲/۱۴

چکیده

پهنه آذربایجان ناحیه‌ای است در شمال باختری ایران که دارای دگرشکلی و لرزه‌خیزی بالایی می‌باشد و میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال، البرز در خاور و با فاصله از زاگرس در جنوب واقع شده است. در دهه اخیر، افزایش وقوع زلزله و تعدد کانون زلزله در پهنه آذربایجان مانند زمین‌لرزه‌ی اهر، زمینه را برای تخمین صحیح تغییر رژیم تکتونیکی که با استفاده از وارونگی مکانیسم کانون زلزله‌ها انجام می‌شود را امکان‌پذیر می‌سازد. بدین منظور، داده‌های مکانیسم کانونی زمین‌لرزه‌ها از منابع مختلف از جمله CMT و دیگر منابع جمع‌آوری شد. سپس منطقه‌ی موردنظر به ۵ زیرپهنه تقسیم شد. برای هر پهنه، تنسورهای تنش بهینه با استفاده از وارونگی داده‌های مکانیسم کانونی به دست آمد. نتایج تحلیل تنش‌ها نشان می‌دهد که ۲ مرحله شکستگی در منطقه اتفاق افتاده است. فاز اول فشارشی و مربوط به ائوسن می‌باشد. این فاز روند NE-SW داشته و باعث ایجاد ساختارهای فشارشی با روند NW-SE که شامل گسل‌های رانده شمال و جنوب بزرک، راندگی‌های جنوب اهر و قوشه‌داغ شده که همزمان با کوهزایی آلپی می‌باشد. فاز دوم در میوسن با جهت تنش NW-SE، سبب ایجاد راندگی‌های با روند کلی N-S شده و تا زمان حاضر، همین رژیم فعال بوده است. با توجه به تغییرات رژیم‌های تکتونیکی، فلات آذربایجان دارای چرخش پادساعتگرد بوده که در نتیجه حرکت‌های گسل‌های امتداد لغز و فشارش‌های مداوم بلوک ایران مرکزی، حوضه‌ی جنوب کاسپین و زون قفقاز می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: آذربایجان، تکتونیک، میدان تنش، وارونگی

۱- مقدمه

پهنه آذربایجان در شمال باختر ایران، در قسمت مرکزی زون تصادمی اوراسیا- عربستان و میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در خاور و با فاصله از کوهزاد زاگرس در جنوب قرار گرفته است [۱]. دگرشکلی در آن تا میوسن به صورت کوتاه شدگی با گسلش و وقوع زمین‌لرزه‌های قوی همراه بوده است [۲۱، ۲۲ و ۲۳]. در پهنه آذربایجان، گسل تبریز با امتداد NW-SE از میان نهشته‌های زنجان به طرف کوه‌های شمال تبریز (مورو و میشو) و شمال باختر آذربایجان و قفقاز ادامه دارد [۲۲]. این ساختار آذربایجان را به دو بلوک که یکی از این بلوک‌ها در شمال‌خاور با فرونشست و رسوب‌گذاری در اوایل دونین و دیگری در جنوب‌باختر که با بالآمدگی و رسوبات کربونیفر پوشیده شده تقسیم کرده است [۳]. بعد از رویداد کوهزایی سیمیرین پیشین و برخورد حاشیه‌ی قاره‌ای فعال اولین فاز از گسل‌های رانده و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی بر روی لبه‌ی شمالی

منطقه و افیولیت‌های قفقاز و شمال ایران شکل گرفته

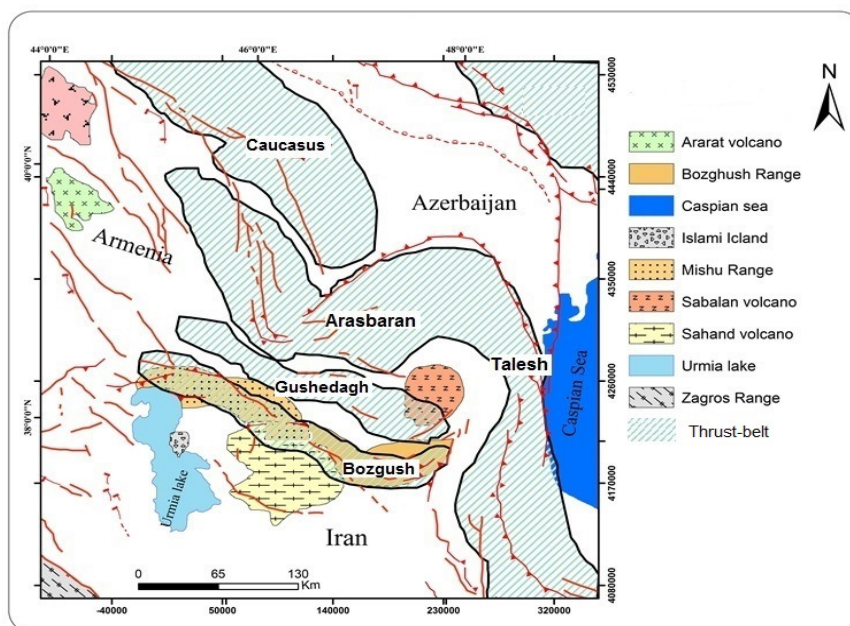
است [۱۹، ۱۲، ۱].

نخستین کوهزایی آلپی واقعی در ائوسن میانی همزمان با رویداد لارامید رخ داده که با گسلش راندگی، چین خوردگی، پیدایش حوضه‌های رسوبی و انباشت آواری‌های همزمان با کوهزایی بوده است فاز کوهزایی بعدی، در میوسن بوده که ماگماتیسم درونی، از آب خارج شدن گسترده‌ی زمین از پیامدهای این فاز زمین‌ساختی است [۱۹، ۱]. بازپسین فاز کوهزایی آلپی، در اوایل پلیستوسن صورت گرفته که حاصل آن گسلش و راندگی‌های امروزی در فلات آذربایجان و شمال ایران است. در آذربایجان رژیم‌های تکتونیکی متعددی وجود دارد. فاز اول فشارشی با جهت NE-SW و فاز دوم فشارش با امتداد NW-SE که با کوتاه شدگی همراه بوده است [۱۹]. با توجه به شواهد نئوتکتونیکی، فاز دومی نیز هم اکنون فعال است. متفاوت بودن جهت‌یافتگی‌های گوناگون، نتیجه‌ی عملکرد گسل‌های پی‌سنگ و یا چرخش بردار حرکت صفحه‌ی

(شکل ۱). از نظر مرزهای زمین‌ساختی، در میان چهار گسل امتدادلغز اصلی قرار گرفته است که شامل گسل ارس در شمال، گسل تبریز در باختر، سامانه‌ی گسلی تالش و آستارا در مرز خاوری و گسل میانه-اردبیل در جنوب خاوری قرار گرفته است که محدوده‌ی لوزی‌شکلی را به وجود می‌آورند [۴].

عربی نسبت به صفحه‌ی ایران است. اصولاً نسل این راندگی‌ها، به سن سنوزویک و در ارتباط با کوهزایی آلیپ بوده و ویژگی شکننده دارند که در اثر این راندگی‌ها به طور عموم سنگ‌های کهن‌تر بر روی واحدهای جوان‌تر می‌باشد حمل شده‌اند ولی گاهی واحدهای جوان‌تر بر روی سنگ‌های کهن‌تر برده شده‌اند [۲۲، ۲۱].

محدوده‌ی مورد مطالعه، ما بین ۴۴ تا ۴۹،۳۰ درجه‌ی خاوری و بین ۳۷ تا ۴۰ درجه‌ی شمالی قرار دارد



شکل ۱. موقعیت گسل‌ها و راندگی‌های محدوده‌ی مورد مطالعه در شمال‌باختر ایران برگرفته از نقشه‌ی راندگی‌های معرفی شده توسط (berberian, 1997)

تشکیل ساختارهای یاد شده از یک سو و عوامل مؤثر در تغییر محلی روند تنش‌ها از سوی دیگر مشخص شوند.

۲- زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه

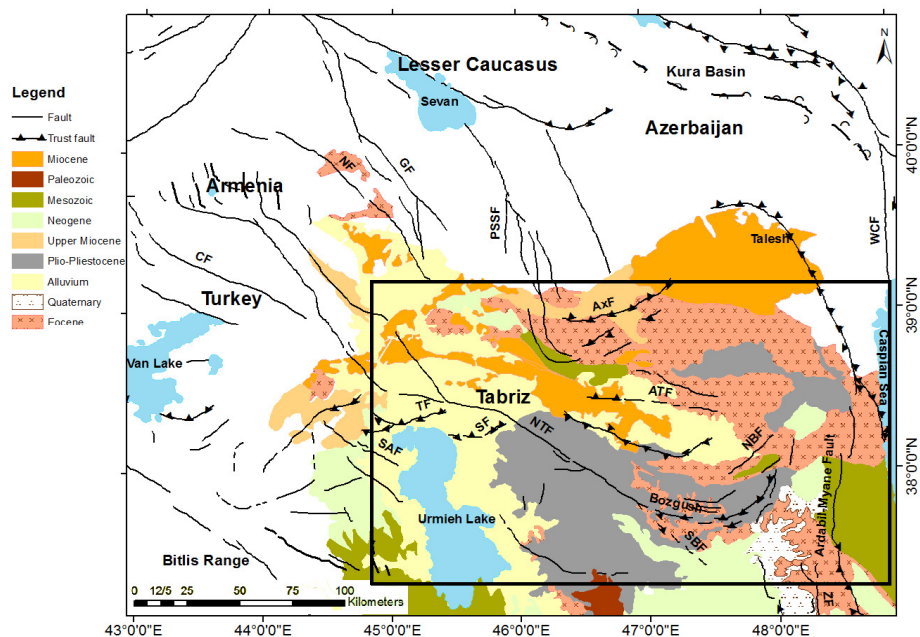
پهنه آذربایجان در مرکز زون تصادمی پلیت عربی-اوراسیا و میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در خاور و با فاصله از زاگرس در جنوب قرار گرفته است [۱۹، ۲۰]. بسیاری از گسل‌های اصلی و بزرگ از جمله گسل تبریز، گسل ارس در بخش باختری، گسل آستارا خاور محدوده‌ی مورد مطالعه را احاطه می‌کنند (شکل ۲). بنابراین حرکات و جنبش این گسل‌ها نسبت به هم در آذربایجان و تاثیر متقابل پایانه‌های گسلی این منطقه را تحت تاثیر خود خواهند داشت [۶].

مهم‌ترین پدیده تکتونیکی در پالئوزویک، شکستگی در دونین بوده که باعث تقسیم رخساره‌ها در آذربایجان شده

هدف از این مطالعه، تعیین الگو رژیم تنش و سوگیری آن با ساختارهای تکتونیکی پهنه آذربایجان می‌باشد. در این پژوهش، کل داده‌های مکانیسم کانونی زلزله‌ها تا ۲۰۱۴ را با استفاده از کاتالوگ CMT و منابع لرزه‌ای دیگر گردآوری شده است [۲۵، ۲۶]. برای تحلیل صحیح‌تر و دقت بیشتر منطقه با در نظر گرفتن فاکتورهای مختلفی از قبیل شرایط جغرافیایی، ساختارهای تکتونیکی مشابه و تراکم مکانیسم کانونی زمین‌لرزه‌های مشابه پهنه‌بندی شده است. با استفاده از برنامه‌ی Win-tensor [۵] وارونگی داده‌های مکانیسم کانونی برای تعیین تنسورهای تنش اجرا شد. با بررسی رژیم‌های تنش به دست آمده در بخش‌های مختلف منطقه، می‌توان تغییرات منطقه‌ای تنش را در ارتباط با متوسط تنش حاکم بر کل آذربایجان نشان داد. بررسی این تفاوت‌ها در ارتباط با ساختارهای محلی تشکیل شده کمک می‌کند تا تنش‌های مؤثر بر

آن انباشته شده است. به سمت جنوب نسبتاً باریک شده و به رورانگی زاگرس ملحق شده است. حرکات کوهزایی آلیپی در این ناحیه با چین‌خوردگی شدید و گسل خوردگی آغاز می‌شود. در آغاز الیگوسن، بر اثر حرکات کوهزایی پیرنه، توده‌های نفوذی متعددی مانند سینیت بزکش [۸]، کلیبر و اهر [۹] به داخل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده و موجب چین‌خوردگی‌ها در رسوبات باختر و جنوب‌باختر آذربایجان شده است [۱]. افتخارنژاد [۷] عقیده دارد که حرکات تکتونیکی در پلیوسن اهمیت زیادی داشته و گواه آن فعالیت‌های آتشفشانی عظیم طی پلیوکواترنز و فعالیت گسل‌های بی شماری همچون گسل‌های رانده‌ی اهر، بزکش، گسل‌های اهر، گسل ارس، گسل تبریز و گسل سلماس می‌باشد و همین پدیده‌ی آتشفشانی آذربایجان را به یک فلات محکم و کوچکی تبدیل کرده است.

است [۷]. این شکستگی از گودال زنجان شروع شده و با امتداد شمال‌باختر تا آذربایجان و قفقاز ادامه می‌یابد. این پدیده آذربایجان را به دو بلوک تقسیم می‌کند. این شکستگی با امتداد شمال باختری - جنوب خاوری به سمت جنوب باختری ایران ادامه می‌یابد و با عبور از رشته کوه زاگرس به خط قطر می‌رسد. همین گسل ترانسفورمی دو زون تراستی شمال قفقاز کوچک و تراست زاگرس را به هم وصل می‌کند. منطقه‌ی آذربایجان در مزوزویک از حالت پلاتفرمی خارج شده و به دو بخش جداگانه تقسیم شده، که هر کدام گسترش ساختمانی کاملاً متفاوتی را دنبال می‌کنند. بخش باختر این خطواره به یک گودی با فرونشینی مداوم تبدیل و حاشیه‌ی خاوری این زون به تدریج فرونشست و به یک محیط دریایی عمیق تبدیل و رسوبات پلاژیک همراه با مواد آتشفشانی زیردریایی طی کرتاسه‌ی پایانی تا ائوسن در



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی و تکتونیکی از منطقه‌ی مورد مطالعه (چهارگوش) در همسایگی با کشورهای هم جوار و موقعیت آن‌ها در مرکز زون تصادم پلیت عربی - اوراسیا

منطقه‌ای تنش را در ارتباط با متوسط تنش حاکم بر کل آذربایجان نشان دهد. بنابراین قبل از مشخص کردن میدان تنش‌ها و وارون‌سازی داده‌های زوج- دوگانه‌ی مکانیسم کانونی زمین‌لرزه‌های رخ داده در این منطقه، اقدام به گردآوری داده‌های پارامترهای کانونی از رویداد این زمین لرزه‌ها از منابعی همچون CMT^۱ و EMSC و زمین‌لرزه‌های تاریخی از نویسندگانی همچون [۱۰، ۱۱]،

۳- روش کار

روش مطالعه در این پژوهش بر این مبنا است که ساختارهای محدوده یاد شده در ارتباط با سوگیری تنش‌ها و با هدف چگونگی ارتباط آن‌ها با زمین‌ساخت امروزی آذربایجان با برنامه‌ی Win-tensor مورد بررسی قرار گرفته و در پایان با این اطلاعات مدل میدان تنش عهد حاضر بازسازی شده است. بررسی رژیم‌های تنش به دست آمده در بخش‌های مختلف منطقه می‌تواند تغییرات

^۱ Centroid Moment Tensor

مشخص می‌شود. رژیم تنش با استفاده از نوع محورهای تنش عمودی مشخص می‌شود. به گونه‌ای که اگر δ_2, δ_3 ، δ_1 بر صفحه‌ی گسلی عمود باشد رژیم تنش به ترتیب کششی، امتداد لغز و فشارشی خواهد بود [۷ و ۸]. با توجه به این سه نوع رژیم تنش در رابطه با نرخ تنش R بسیار متنوع خواهد بود که مقدار R برابر است با

$$R = \delta_2 - \delta_3 / \delta_1 - \delta_3$$

اگر:

مقدار R	نوع تنش عمودی	رژیم تنش در رابطه با R
$0.25 < R < 0.75$	δ_1	کششی محض (Pure Transtension)
$0.75 < R < 1$	δ_1	تراکششی (Transtension)
$0.75 < R < 1$	δ_2	امتداد لغز محض (Pure strike slip)
$0.25 < R < 0.75$	δ_2	ترافشارشی (Transpression)
$0 < R < 0.25$	δ_2	ترافشارشی (Transpression)
$0 < R < 0.25$	δ_3	ترافشارشی (Transpression)
$0.25 < R < 0.75$	δ_3	فشارش محض (Pure transpression)

۳-۲- نحوه تشخیص تنسورهای تنش

در این پژوهش، از روش وارونه‌سازی داده‌های لغزش صفحه‌ی گسلی^۱ T, B, P برای بدست آوردن چهار پارامتر لازم جهت تعیین رژیم تنش منطقه استفاده می‌شود. وارونگی داده‌های لغزش گسلی، بر اساس این نظریه است که [۱۶] که لغزش روی صفحه‌ی گسلی، در جهت حداکثر مقدار تنش برشی رخ می‌دهد. جهت لغزش در صفحه‌ی گسلی، از خطواره‌های اصطکاکی و خطوط لغزش مشخص می‌شود. داده‌های درز و گسل‌ها و خطواره‌ها برای بدست آوردن چهار پارامتر وارونه می‌شوند. چهار پارامتر شامل محورهای اصلی تنش‌ها، که δ_1 (بیش‌ترین تنش فشارشی)، δ_2 (تنش متوسطه) و δ_3 (کمترین تنش) و نرخ تنش $R = (\delta_2 - \delta_3) / (\delta_1 - \delta_3)$ که نشان دهنده‌ی شکل بیضی استرس است می‌باشد [۱۷]. برای تعیین تنسور تنش میانگین، از مجموع داده‌های مکانیسم کانونی زلزله‌ها و خط لغزش گسل‌ها در برنامه‌ی Win - Tensor استفاده می‌شود، که سازمان‌دهی قابل قبولی را برای تعیین تنسورهای تنش از داده‌های ورودی را ارائه می‌دهد. Win - tensor از برنامه‌ی تنسور Dos - Based برای سازماندهی استفاده می‌کند.

[۱۴، ۱۳، ۱۲] شده است. با آنالیز داده‌های مکانیسم کانونی، تقریباً همه‌ی زمین‌لرزه‌های آنالیز شده دارای متوسط عمق کانونی ۲۵ - ۳۰ کیلومتر و متوسط بزرگی آن‌ها بین ۴ - ۵.۵ می‌باشد.

۳-۱- رژیم تنش و مشخصه‌های آن

در این پژوهش برای تعیین نوع تنسور تنش، از واژه‌ی رژیم تنش (Stress regime) استفاده شده است. رژیم تنش به وسیله‌ی عملکرد و نوع محورهای عمودی تنش

برای بیان رژیم تنش به صورت عددی از شاخص R' استفاده می‌شود که تابعی از پارامتر R است و محدوده‌ی بین ۰ تا ۳ را در بر دارد. رابطه‌ی بین R و R' به صورت زیر می‌باشد:

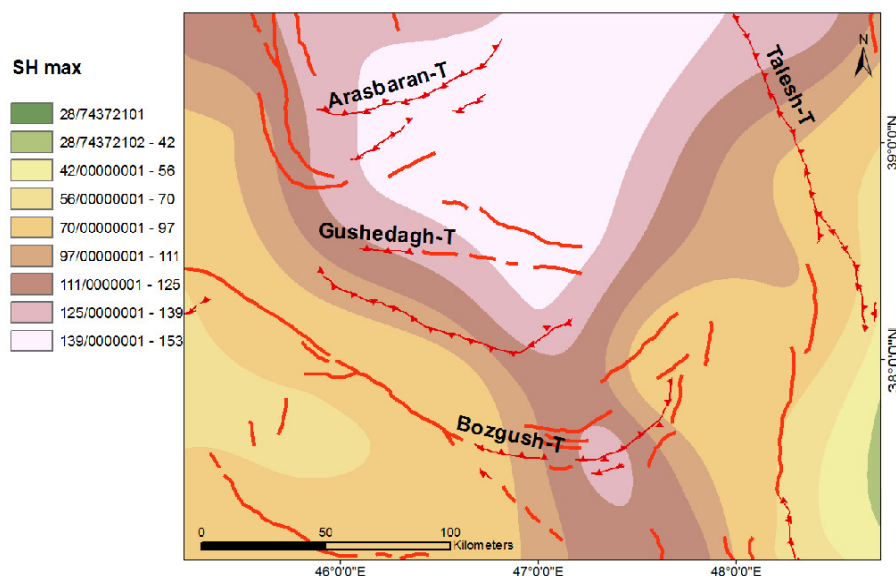
۱. اگر $R' = R$ باشد δ_1 تنش عمودی و رژیم تنش کششی است.

۲. اگر $R' = 2 - R$ باشد δ_2 تنش عمودی و رژیم تنش امتداد لغز است.

۳. اگر $R' = 2 + R$ باشد δ_3 تنش عمودی و رژیم تنش فشارشی است.

شاخص R' رژیم تنش را به صورت عددی بیان کرده و میانگین رژیم تنش را با استفاده از تعداد مختلف تنسورها برای منطقه‌ی ارائه می‌دهد. برای محاسبه‌ی منطقه‌ای میانگین رژیم تنش با استفاده از تعداد مختلف تنسورها در یک محل مشخص کاربرد دارد. بر طبق شاخص R' اگر مقدار آن از ۰ تا ۱ باشد رژیم تنش نرمال، اگر مقدار آن از ۱-۲ باشد رژیم امتداد لغز و اگر مابین ۲-۳ باشد رژیم از نوع رانده می‌باشد. در نقشه‌ی ساختاری (شکل ۳)، تنسورهای تنش با جهاتی از تنش‌های اصلی افقی (S_{Hmax}) و تنش مینیمم افقی (S_{Hmin}) نشان داده می‌شود که توسط [۱۵] توصیه شده است.

^۱ moment stress tensors



شکل ۳. محورهای SHmax در پهنه آذربایجان. از نتایج وارونگی داده‌های حل مکانیسم کانونی در جدول ۱ استفاده شده است.

استفاده می‌کند که به لغزش اندازه‌گیری شده نزدیک باشد. با استفاده از پارامتر کیفیت، نتایج رتبه‌بندی می‌شوند [۱۸]، که با نمادهای (B: Good, A: excellent, C: Medium, D: Bad) مشخص می‌شوند. برای نمایش بر روی نقشه‌های ۲ بعدی و تعریف مدارهای تنش، نتایج به صورت دو پارامتر (SH_{max} and R') برای توصیف کلی رژیم تنش منطقه معکوس می‌شوند [۱۲]. بیش‌ترین تنش افقی SH_{max} به عنوان محور بزرگ بیضی تنش، که از تقاطع بیضی تنش با سطح افقی و شاخص رژیم تنش R' نامیده می‌شود در وارونگی توصیف می‌شوند. در کل رژیم تنش تابعی از عدد نسبت تنش R و نحوه قرارگیری محورهای تنش غیرعمودی خلاصه می‌شود [۱۳].

۳-۳- پهنه‌بندی و تشخیص منطقه

با توجه به اینکه داده‌های مکانیسم کانونی برای منطقه مورد مطالعه برای محاسبه‌ی تنسورهای تنش و رژیم‌های تکتونیکی و تغییر رژیم تکتونیکی در طول زمان زمین‌شناسی، همگن و سازگار با هم نیستند، همه‌ی آن‌ها نمی‌توانند با هم در برنامه وارد شده و وارونه شوند. برای به دست آوردن رژیم تنش در مراحل مختلف شکنندگی، باید دسته داده‌های ورودی برای معکوس‌سازی به گونه‌ای باشد که نتایج حاصل از داده‌های ورودی به صورت همگن و به واقعیت نزدیک باشد و از (Misfit angle α) کمتری برخوردار باشد [۶].

در ابتدا از مودول‌های PBT یا متد^۱ برای تخمین مقدماتی از تنسورهای تنش بهبود یافته^۲ استفاده می‌کند که با محاسبه‌ی تنش‌های برشی و نرمال روی هر صفحه‌ی گسلی همراه است. دومین مرحله، استفاده از روش Optimization Rotational که یک روش چرخشی است که باعث به دست آوردن زاویه α (زاویه‌ی بین جهت تنش برشی محاسبه شده و مشاهده شده) می‌شود. هدف از این دو روش، به حداقل رساندن زاویه‌ی α است.

این برنامه اجازه بهینه‌سازی طیف گسترده‌ای از داده‌ها را ارائه می‌دهد، که این بهینه‌سازی‌ها شامل:

۱. زاویه‌ی انحراف بین لغزش‌های مشاهده شده و پیش‌بینی شده را کاهش می‌دهد.

۲. بیشینه‌سازی بزرگی تنش برشی روی صفحات گسلی و درزه‌های برشی.

۳. به حداقل رساندن^۴ بزرگی تنش نرمال در درزه‌های کششی.

۴. بیشینه‌سازی بزرگی تنش نرمال در درزه‌های فشارشی مانند کلیواژها و استیلولیت‌ها.

بعد از کمینه‌سازی زاویه‌ی انحراف α بین خط لغزش اندازه‌گیری شده و محاسبه شده، تنسور تنش حل شده^۵ ایجاد می‌شود. برنامه از تنسورهای حل شده برای کاهش تنش نرمال و بیشینه‌سازی تنش برشی روی صفحه

1. Right Dihedron Methods

2. Improved stress tensors

3. Misfit function

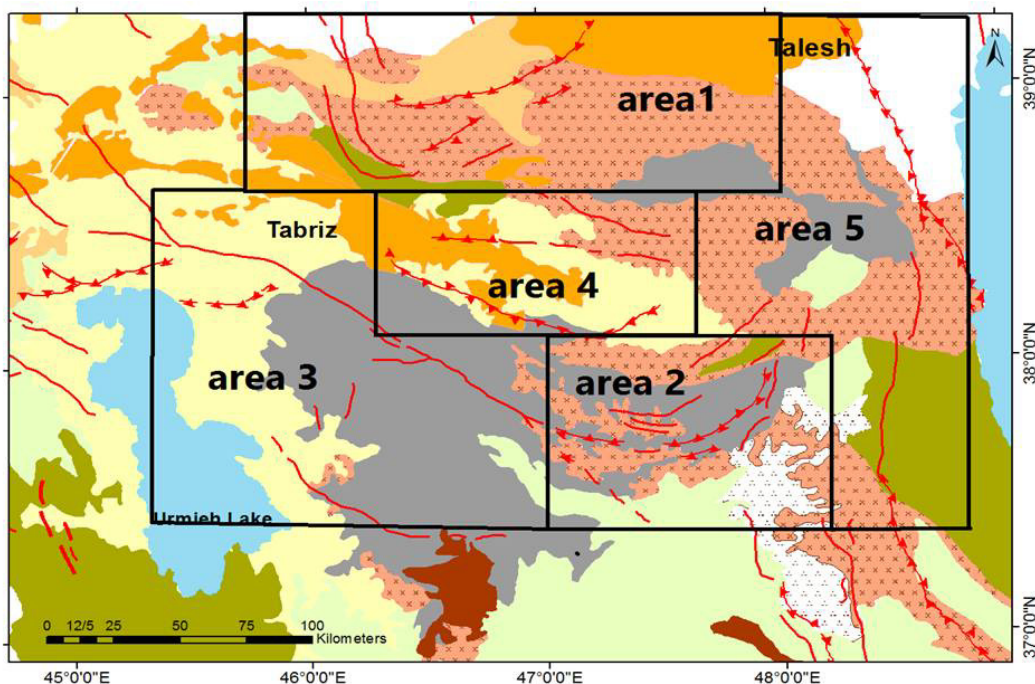
4. minimization

5. Resolved

توسط روش (Improved Right Dihedron method) انجام می‌شود.

سیس توسط روش (Rotational Optimization Method) تصفیه و خالص‌سازی می‌شود. داده‌های پرت با تکرارهای پی‌درپی حذف شده و میزان زاویه‌ی (Misfit angle α) کاهش می‌یابد و تانسور تنش بهینه و نزدیک به واقعیت را برای منطقه ارائه می‌دهد. در این پژوهش، با استفاده از سازوکار مکانیسم‌های کانونی - کینماتیک گسل‌ها و راندگی و امتداد آن‌ها، چین‌ها، داده‌های صفحه‌ی گسلی و نزدیکی جغرافیایی منطقه را به ۵ زیر پهنه تقسیم کرده و به عبارتی دیگر همگن‌سازی محیطی انجام شده است (شکل ۴). تعیین تانسورهای تنش و روند تغییر آن را در طول زمان زمین‌شناسی مشخص شده است.

زیرا در صورتی که، ناهمگن باشد رژیم‌های تنش مختلف با هم ترکیب شده و نتایج درستی به دست نخواهد داد و تفاسیر اشتباهی از رژیم‌ها و ساختارهای ایجاد شده خواهیم داشت. ولی برای صحت و دقت بیشتر، منطقه را بر اساس نزدیکی جغرافیایی، حل مکانیسم کانونی، همگن بودن مشخصه‌های ساختمانی و زمین‌شناسی از ناحیه‌های دگرشکل شده، نوع کینماتیک گسل‌ها در طول زمان زمین‌شناسی و زمان حال با استفاده از شواهد مورفوتکتونیک و نوزمین ساختی تقسیم‌بندی شده است. در مرحله‌ی بعد یک تخمین اولیه از تانسورهای تنش با استفاده از داده‌های اصلی ورودی زده می‌شود و زاویه‌ی غیرمتجانس (Misfit angle α) برای هر منطقه تقسیم‌بندی شده مشخص می‌شود که این بهبودیابی



شکل ۴. شبکه‌بندی منطقه برای تعیین تانسورهای تنش. زون ۱: گسل‌های راندگی ارسباران، زون ۲: راندگی شمال و جنوب بزقوش، زون ۳: گسل امتداد لغز شمال تبریز و شاخه‌های فرعی، زون ۴: گسل‌های جنوب اهر و بزقوش، ۵: گسل تالش-آستارا

۴- بحث

تحلیل رژیم‌های تکتونیک‌ی شکننده

با مطالعات و مشاهدات انجام شده، تکامل تکتونیک‌ی و تاریخ ژئودینامیک‌ی از پهنه آذربایجان تشخیص داده شد که دو مرحله دگرشکلی شکننده در این پهنه روی داده است.

یکی از این رژیم‌های تنشی دارای روند NE-SW و دیگری با روند NW-SE وجود دارد. وجود دو سامانه‌ی راندگی در آذربایجان و ساختارهای انباشته شواهدی بر

تایید این دو سامانه‌ی تنش است [۱۵]. سامانه‌ی تنش اول که در زمان ائوسن بر منطقه حاکم بوده موجب گسترش سه پیکره‌ی زمین‌ساختی به صورت کمربند چین-رانده‌ی ارسباران، اهر (قوشه داغ) و بزکش به طور چیره شده است که راندگی‌های به وجود آورنده‌ی این پیکره‌ها بیشتر در ژرفای زمین قابل بررسی‌اند [۱۹، ۱]. اما سامانه‌ی دوم که در زمان میوسن حاکم بوده، موجب فرارهای آشکاری شده است و تا امروز ادامه دارد، سبب تشکیل و تکامل راندگی‌های با امتداد N-S تا در این

آورده‌اند. مهم‌ترین ساختار تکتونیکی، گسل ارس می‌باشد که یکی از گسل‌های پی‌سنگی و بنیادی شمال باختر ایران است که باعث جابجایی زمین‌درز هرسی‌نین در ایران شده است [۲] و تحت تاثیر جابه‌جایی‌های امتدادلغز گسل شمال تبریز از امتداد NE-SW به موقعیت جدید N-S جابجا شده است (شکل ۷). در این محدوده سازندهای دوران دوم روی سازندهای دوران سوم (میوسن) رانده شده‌است، دلالت بر حرکت رو به جنوب این ساختار تکتونیکی می‌باشد.

رژیم تنش از نوع فشارشی NE-SW می‌باشد که می‌توان با توجه به رژیم تنش یاد شده، حرکت امتدادلغز گسل‌های راستگرد و چپگرد منطقه را توجیه کرد. در کل جهت تنش به دست آمده، به طرف شمال منطقه‌ی مورد مطالعه از جهت شمالی - جنوبی به جهت شمال خاور - جنوب باختر تغییر می‌کند که با اندازه‌گیری‌های GPS در این ناحیه هم‌خوانی دارد. میزان $S_{Hmax} = 89$ بوده، $\delta 1 = 77$ و شیب آن نزدیک به افق، $R' = 1.89$ ، زاویه‌ی $\alpha = 25^\circ$ می‌باشد.

ناحیه شده که طول کوتاهی دارند و به صورت انباشته و در سطح زمین گسترش دارند. در نقشه‌های ساختاری، رژیم‌های تنش غالب بر منطقه در هر دو مرحله شکنندگی آورده شده است.

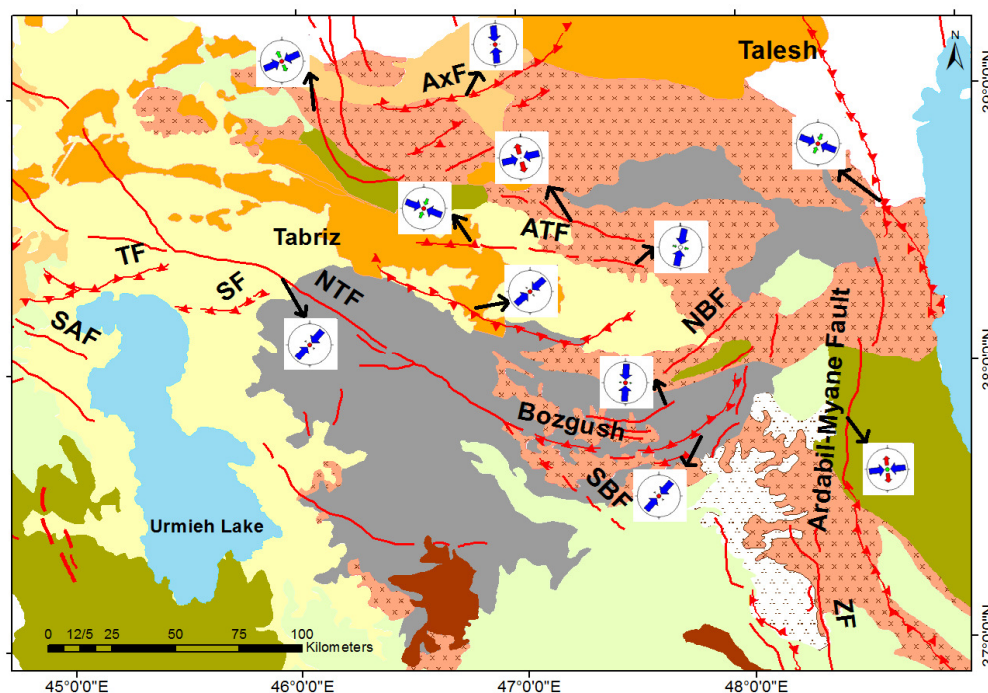
۴-۱- تعیین رژیم تکتونیکی شکننده‌ی مرحله‌ی

اول (Stage 1)

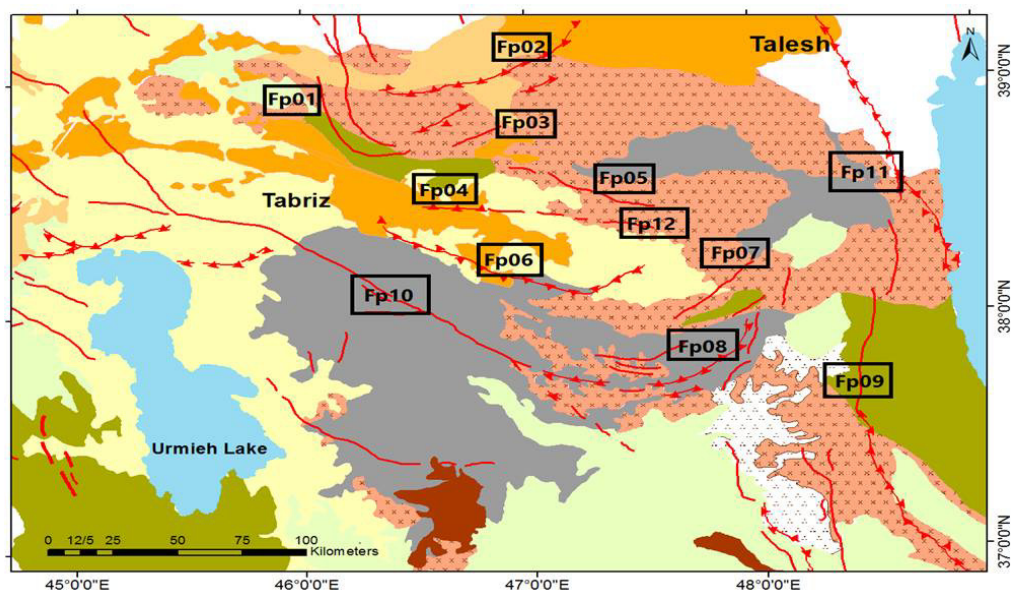
همانگونه که ذکر شد نخستین فاز دگرشکلی شکننده در ائوسن سبب ایجاد کمربندهای چین رانده‌ی ارسباران، گسل جنوب اهر (قوشه داغ) و گسل‌های شمال و جنوب بزشک شده (شکل‌های ۷ و ۵) که وارونگی داده‌های مکانیسم کانونی حل شده برای هر زون انجام شده و نتایج در جدول ۱ برای هر زیرپهنه آورده شده است.

الف- تحلیل رژیم تکتونیکی شکننده‌ی area 1

در بخش شمال پهنه آذربایجان یعنی کوه‌های ارسباران ($Fp01, Fp02, Fp03$)، راندگی‌های بسیاری عمل کرده‌اند که روند کلی آن‌ها به طور عموم به موازات بخش مرکزی خاوری رود ارس است. این راندگی‌ها به صورت ساختارهای انباشته ارتفاعات ارسباران را به وجود



شکل ۵. نقشه‌های ساختاری با نمادهای تنش برای کل زون‌ها، نمادهای تنش نشان دهنده‌ی (S_{Hmax}) horizontal stress axis و (S_{Hmin}) . پیکان‌های سبز نماد $\delta 2$ (به طرف محیط دایره کششی و به طرف مرکز دایره ترفشارشی)، پیکان‌های قرمز نماد $\delta 3$ و پیکان‌های به طرف داخل آبی نماد بردارهای $\delta 1$ است. (NBF: گسل شمال بزشک، SBF: گسل جنوب بزشک، ATF: گسل رانده‌ی اهر، NTF: گسل شمال تبریز، SF: گسل صوفیان، TF: گسل تسوج، AxF: گسل ارس)



شکل ۶. محل تنسورهای تنش ترسیم شده در منطقه‌ی مورد مطالعه

نشان‌دهنده‌ی ارتباط مابین زون‌های گسلی بزقوش و گسل شمال تبریز می‌باشد. $S_{Hmax} = 58$ بوده و $R' = 2.02$ که بر رژیم تکتونیکی ترافشارشی که تحت تاثیر گسل‌های امتدادلغز شمال تبریز و گسل اردبیل - میانه می‌باشد تاکید می‌کند (شکل ۷).

ج- تحلیل رژیم تکتونیکی در area 4

این زیر پهنه از فلات آذربایجان Fp05، Fp12 تحت تاثیر گسل‌های عمده و بزرگ از جمله گسل شمال تبریز، گسل ارس و گسل‌های عمده‌ی البرز باختری در این ناحیه می‌باشد. کینماتیک این گسل‌ها نسبت به هم در آذربایجان و تاثیر متقابل پایانه‌های گسلی^۱ این منطقه را تحت تاثیر خود دارد. در شمال کوه‌های قوشه داغ و جنوب شهر اهر (بخش پیشانی کوهستان) در طول این گسل‌ها، سازندهای شیلی پالئوسن (سنوزویک زیرین)، توسط یک گسل وارون لغز با شیب زیاد روی سازندهای جوان‌تر که از کنگلومرا و سیلتستون تشکیل شده‌اند (به سن پلیوسن - سنوزویک بالایی) رانده شده‌اند. این راندگی‌ها به طور گسترده‌ای میان رسوبات عهد حاضر و پلیوسن با رسوبات کرتاسه و آواری‌های سنوزویک در جنوب شهر اهر ایجاد کرده است [۲]. سوی حرکت این سامانه، بر پایه‌ی بررسی‌های صحرایی حرکت فرادپواره را رو به شمال نشان داده است. وضعیت تنش در گسل جنوب اهر، به علت ناهمگنی سازوکارهای تنش به دست آمده نشان می‌دهد که بیشینه‌ی تنش زمین‌ساختی به

ب- تحلیل رژیم تکتونیکی شکننده area 2

گسل‌های خاوری-باختری Fp07، Fp08 در بخش شمال کوه‌های بزقوش دارای شیب به سمت جنوب و گسل جنوبی دارای شیب به سمت شمال بوده و قدیمی‌ترین نهشته‌های برخاسته در این کوه‌ها، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در بخش مرکزی است.

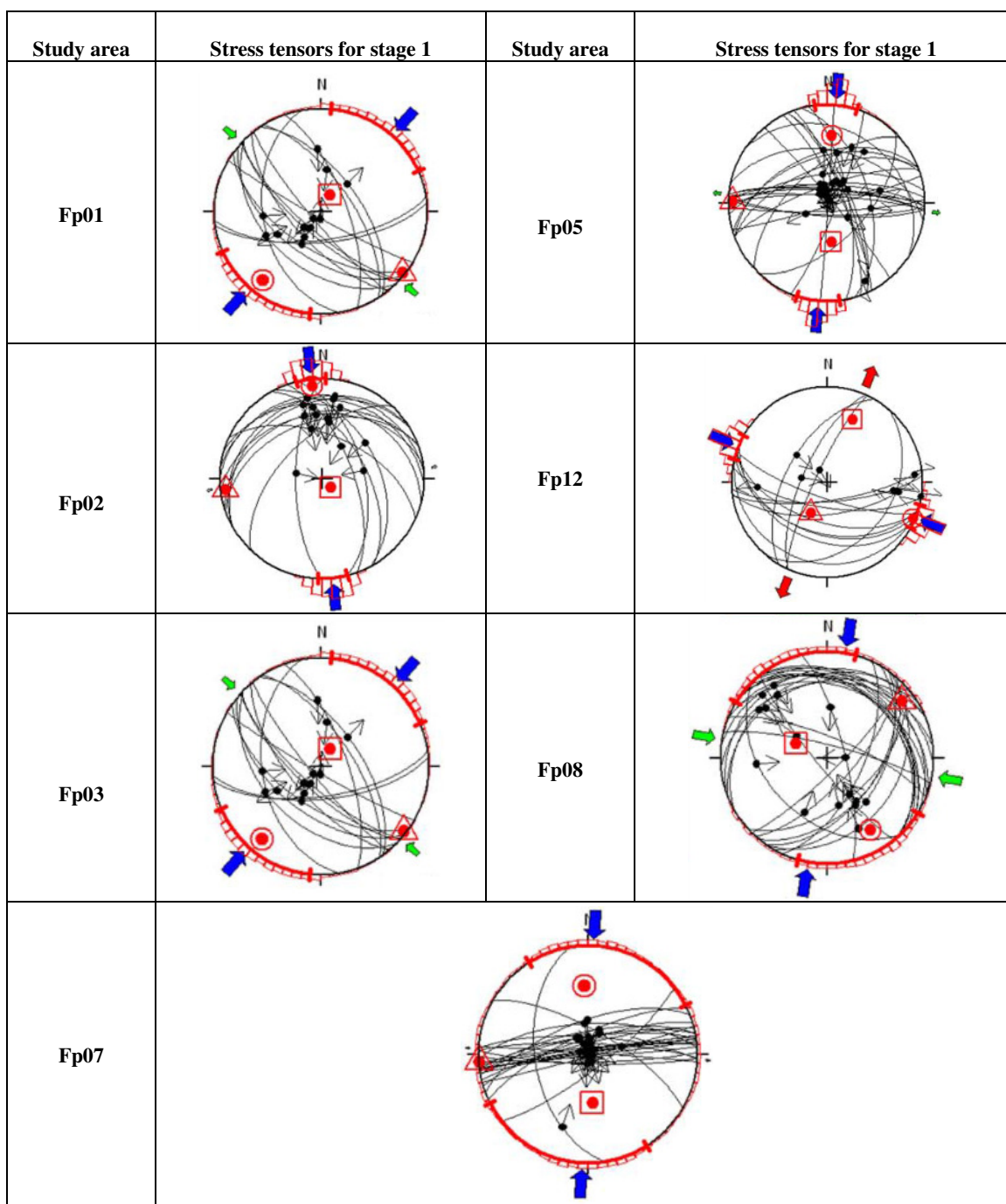
شواهد زمین‌ساختی ثبت شده از منطقه، ادامه‌ی برخاستگی تا زمان کنونی را نشان می‌دهد. شواهد هندسی و جنبشی گسل‌های موجود در کوه‌های بزقوش ساختار برخاسته پایانه فشاری گسل تبریز را تایید می‌کند. جهت شیب گسل‌های معکوس در یال شمالی رشته کوه به سوی جنوب می‌باشد. شیب آن تقریباً 45° به سوی جنوب خاور و سازوکار معکوس می‌شود.

در بخش جنوبی کوه‌های بزقوش، گسل دارای شیب و جهت شیب $025/44^\circ$ است که باعث راندگی بخشی از واحد میوسن بالای-میانی بر روی بخش دیگر شده است که لایه‌ها را به اندازه‌ی یک متر جابجا کرده است. در کل زون گسلی شمال بزقوش، از گسل‌های معکوس و امتدادلغز تشکیل شده‌است. راستای گسل‌های معکوس N55 - 85E و دارای سمت شیب SW می‌باشد. در حالی که گسل‌های امتدادلغز راستگرد، دارای راستاهای N50 - 85E می‌باشند. تحلیل کینماتیک و وارونه‌سازی داده‌ها روی این گسل‌ها، جهت فشارشی SW - NE را پیشنهاد می‌کند. نرخ تنش $R = 0.53$ که بر رژیم تکتونیکی ترافشارشی دلالت دارد. مطالعات صحرایی،

^۱ fault termination

پایه‌ی بررسی‌های صحرایی، حرکت رو به شمال نشان داده است. نسبت شکلی $R' = 1.70$ به دست آمده و دلالت بر رژیم تنش ترفشارشی در این محدوده است. میزان $\alpha = 4.6$ و میزان $SH_{max} = 142$ بوده است. با اندازه‌گیری میدانی، بیشینه‌ی جابجایی افقی در طول این گسل 25m و کمترین مقدار 30cm می‌باشد.

صورت تنش فشارشی و با روند $117^\circ/16^\circ$ در محدوده‌ی این گسل عمل می‌کند و خود با راندگی به دست آمده در بررسی‌های صحرایی هم‌خوان است. میل تنش بیشینه 16° است و دلالت بر نزدیک به افق بودن تنش بیشینه دارد که عامل گسترش و تکامل راندگی‌های مکرر و انباشتگی در این محدوده است که [۲] به نام راندگی جنوب اهر معرفی کرده‌اند. سن حرکت این سامانه نیز بر

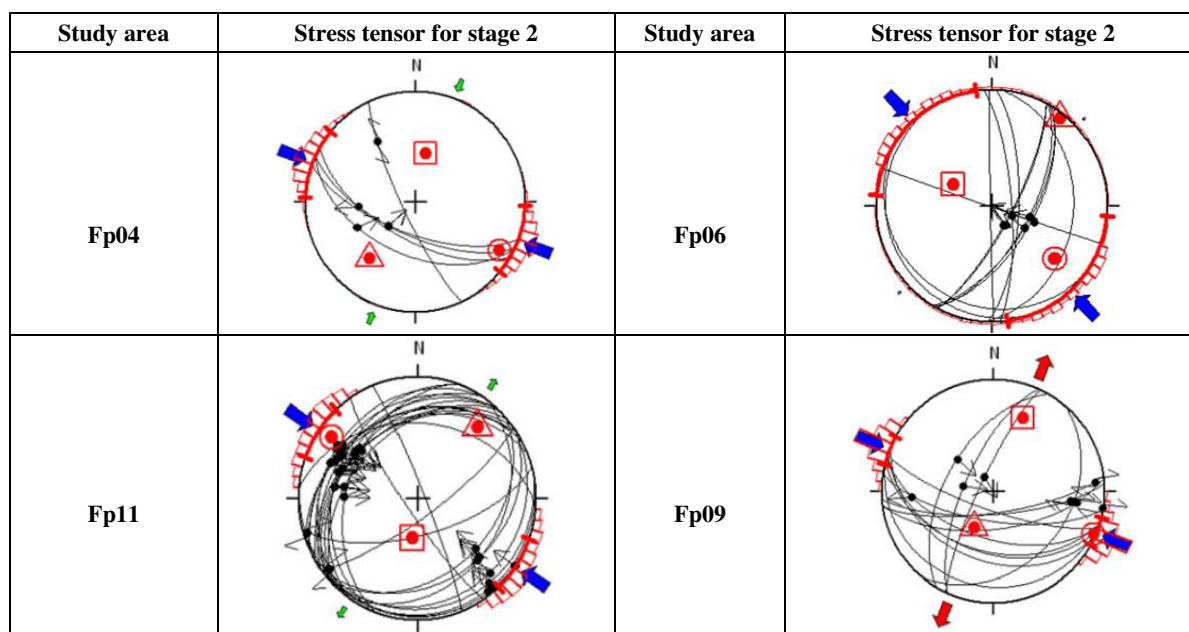


شکل ۷. نقشه‌های تنسورهای تنش مرحله‌ی اول شکنندگی (Stage 1). استریوگرام‌ها با داده‌های صفحات گسلی از حل مکانیسم داده‌های سازوکار کانونی، تغییرات آماری از جهات SH_{max} که پیکان‌های آبی رنگ فشارش، سبز رنگ نماد ترفشارش، پیکان‌های قرمز رنگ نماد کشش، اشکال مثلث مانند نماد $\delta 2$ ، کروی $(\delta 1)$ ، مربع مانند $(\delta 3)$

دریای خزر در باختر این گسل و گسل البرز در جنوب انجام می‌شود و اختلاف ارتفاع و بریدگی‌های تندی که بین دریای خزر و دامنه‌ی خاوری کوه‌های تالش در باختر دیده می‌شود به علت اختلاف در ساختمان پوسته‌ی دو ناحیه می‌باشد. البته در شمال و جنوب دامنه‌های کوه‌های بزکش گسل‌های رانده و انباشتگی‌های با روندهای مشابه یعنی N-S را نشان می‌دهد. در این راستا در شمال سراب محدوده روستای علی جان، سنگ‌های داسیتی جوان پلیوسن به صورت راندگی با ساختار روبهم رانده شده‌اند. هم‌چنین در جنوب و باختر اهر، در جنوب روستای چگالک و نیز در محدوده‌ی گردنه‌ی گویچه بل، سامانه‌های رانده و انباشتگی‌های با روند N-S تا NW-SE مشاهده و اندازه‌گیری شده است [۱۱]. باختری‌ترین بخش محدوده‌ی مورد مطالعه، گسل تبریز و شاخه‌های فرعی آن مانند گسل نهند [۴]، گسل خواجه و گسل تبریز دارای روند NW-SE دارای مولفه‌ی ترافشارشی است. به نظر می‌رسد روند این سامانه‌ی راندگی‌ها از خاور به باختر از N-S به NW-SE تغییر می‌کند که با مدل پیشنهادی [۷] به خوبی سازگاری دارد. با وارونه‌سازی داده‌ها برای این منطقه، امتداد تنش بیشینه $\delta_1 = 67$ و دارای شیب $\alpha = 30^\circ$ ، $SH_{max} = 103$ ، $R' = 2.08$ می‌باشد (شکل ۸).

۲-۴- تعیین رژیم تکتونیکی شکننده مرحله دوم (Stage 2)

الف- تحلیل رژیم تکتونیکی شکننده area 3 and 5
در مورد این فاز فشارشی (Fp04، Fp06، Fp09، Fp11) که هم اکنون فعال است با جهت NW-SE تحت تاثیر حرکت صفحه‌ی عربی-اوراسیا و حوضه‌ی خزر جنوبی، که در نتیجه تجدید سازماندهی (reorganization) در زمان پلیوسن میانی (3.5 Ma to recent) بر منطقه حاکم شده است. همین فاز سبب ایجاد سامانه‌های گسلی فشارشی در جهت N-S شده است. مطالعات [۵] نشان داده است که سامانه راندگی دیگری با امتداد شمالی-جنوبی محدوده فلات آذربایجان شرقی را زیر تأثیر خود دارد [۱۵،۲]. این سامانه راندگی به طور چیره در مرز خاوری فلات آذربایجان و کوه‌های تالش در امتداد گسل تالش تا ساحل خزر به صورت گسل‌های رانده، انباشتگی ایجاد کرده است [۲۰] و این گونه کوه‌های تالش را با روند تقریبی N-S به وجود آورده است (شکل ۸). این انباشتگی سبب شده است که گسل‌های رانده و ریخت‌شناسی ناشی از آن‌ها به روشنی در امتداد کوه‌های تالش قابل مشاهده باشد. نام این راندگی‌ها را با نام گسل جنوب تالش نیز بیان می‌کنند به طوری که رسوبات پالئوزویک و مزوزویک را در کنار و پهلوی رسوبات کواترنر باختر آذربایجان قرار می‌دهد. فرونشستگی کف



شکل ۸. نقشه‌های تنسورهای تنش مرحله‌ی دوم شکنندگی (Stage 2). استریوگرام‌ها با داده‌های صفحات گسلی از حل مکانیسم داده‌های سازوکار کانونی، تغییرات آماری از جهت S_{Hmax} که پیکان‌های آبی رنگ نماد فشارش، سبز رنگ نماد ترافشارش، پیکان‌های قرمز رنگ نماد کشش، اشکال مثلث مانند نماد δ_2 ، کروی (δ_1)، مربع مانند (δ_3)

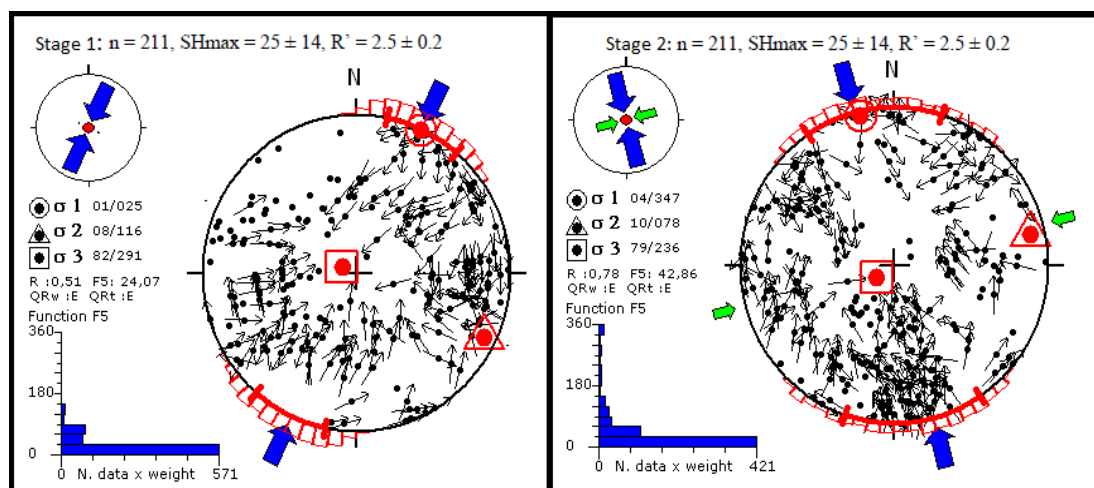
جدول ۱. نتایج تنسورهای تنش طی مراحل شکنندگی که طبق شماره‌های آورده شده در نقشه می‌باشد. **D1**: سوی میل تنش بیشینه، **P1**: میل تنش بیشینه، **D2**: سوی میل تنش متوسط، **P2**: میل تنش متوسط، **P3**: میل تنش بیشینه، **D3**: سوی میل تنش بیشینه، **δ1**، **δ2**، **δ3** به ترتیب محورهای تنش بیشینه و متوسط و کمینه، **R**: نسبت تنش، **S_{Hmax}**: محورهای فشارشی افقی، **1δ**: انحراف استاندارد، **R'**: شاخص رژیم تنش با **1δ** انحراف استاندارد برای **R'**، رژیم تنش، **Qual QR**: فاکتور کیفیت. **B: Good**، **A: Excellent**، **D: Bad**، **C: Medium**

N	δ 1		δ 2		δ 3		R	Misfit angle		Shmax		Regime		QR	
	P1	D1	P2	D2	P3	D3		Aver	Max	Ori	1 δ	R'	1 δ		Reg
Fp11	38	59	4	326	52	231	0.7	11.4	31.2	134	17.3	2.92	0.16	TF	B
Fp09	26	77	16	174	59	293	0.65	10.3	31.7	99	7.4	1.50	0.2	TF	B
Fp10	0	154	82	63	8	245	0.67	7.6	18.8	84	28.0	1.17	0.16	SS	D
Fp07	22	153	63	11	15	249	0.47	2.3	28.1	140	38.4	2.18	0.28	TF	D
Fp08	20	327	56	89	26	226	0.54	5.9	23.7	72	16.5	2.22	0.07	TF	C
Fp05	4	352	0	82	86	174	0.52	7.1	24.4	68	43	1.83	0.12	TS	E
Fp06	18	74	37	179	47	323	0.47	2.4	11.1	54	9.5	2.01	0.2	TS	E
Fp12	30	8	50	235	24	113	0.38	4.4	23.3	48	19.2	2.12	0.3	TF	D
Fp01	32	146	58	316	5	53	0.32	4.6	16.3	92	14.9	1.89	0.2	SS	C
Fp02	5	149	80	30	9	240	0.39	8.5	18.7	153	18.7	1.12	0.2	SS	E
Fp04	16	117	40	221	45	10	0.48	4.6	13.8	142	9.1	1.70	0.2	TS	E
Fp03	16	172	56	286	30	73	0.52	2.1	11.4	131	8.1	2.57	0.1	TF	B

پوسته‌ی سخت کف دریای خزر که قوس البرز بر روی آن تکیه می‌کند احاطه می‌شود [۵ و ۸]. به دنبال این، در ایجاد این خمش عوامل دیگری از جمله خمش منطقه‌ی تالش از یک طرف و ساختمان داخلی پهنه آذربایجان از طرف دیگر، موثر بوده است [۱]. ساختمان داخلی آذربایجان با سه هورست در جهت خاوری-باختری مشخص می‌شود. در عین حال حرکت کشویی راستگرد گسل تبریز، باعث ایجاد حرکت دوران‌ی این مینی-کراتون در هنگام رانده شدن آن در جهت شمال می‌شود و احتمالاً همین دوران باعث تغییر جهت ساختمانی تمام منطقه‌ی خاوری فلات آذربایجان شده است [۲ و ۲۲] و با مدل ارائه شده برای رژیم‌های تکتونیکی مطابقت می‌کند، که از جهت NE-SW به NW-SE چرخش داشته است (شکل ۹). حرکت رو به شمال پلیت عربستان در پلیوسن میانی (3.5 Ma)، موجب حرکت و فعالیت گسل‌های ترانسفورم تالش و قفقاز شده و در نتیجه بین دریای سیاه و حوضه‌ی جنوبی دریای خزر فاصله به وجود آمده است. اگر این موضوع را قبول داشته باشیم به این نتیجه می‌رسیم که فلات آذربایجان در حال حاضر در جهت شمال و شمال شرق به حرکت خود ادامه می‌دهد و باعث شده سامانه‌های رانده‌ی به سمت شمال شرق و در خلاف جهت عقربه‌های ساعت فرار کنند

۵- تفسیر تکتونیکی پهنه آذربایجان با استفاده از مراحل دگرشکلی در پهنه آذربایجان

سرزمین آذربایجان بر اثر شکستگی‌های لوزی‌مانند (گسل شمال تبریز، گسل آستارا، گسل ارس و گسل اردبیل-میانه) مانند یک مینی‌کراتون عمل نمود و در حدود 20 سال قبل در حد بین کوه‌های تالش و قفقاز کوچک، گسل‌های ترانسفورمی، زون جوش خورده‌ی قفقاز را به زون رورانده‌ی زاگرس متصل می‌ساخت [۱] به این ترتیب حرکات تکتونیکی شدیدی که جهت فشردگی کلی آن (N-S) بوده است (مینی‌کراتون) مزبور به سمت شمال توجه و قفقاز را از آب خارج کرد که شاهد آن رسوبات قاره و کنگلومرایی همین زمان در قفقاز و ارمنستان جنوبی است. حرکات مزبور نیز در نتیجه‌ی فشار دماغه‌ی عربستان بر سرزمین‌های جنوبی اورازیا پدید آمده است. حرکات مزبور از نوع کشویی و جهت آن از ائوسن تعیین شده است [۵]. به همین ترتیب در سمت خاور، حرکت کشویی راستگرد اردبیل-میانه و در باختر حرکت کشویی چپگرد که حد و مرز یک میکروپلیت بوده است، شکل می‌گیرد. این حرکات موجب خمش در منتهی‌الیه سلسله‌جبال البرز می‌شود و به این طریق جبال‌البرز در آذربایجان به صورت گازانبری در می‌آید که به وسیله‌ی (مینی‌کراتون) آذربایجان در سمت جنوب و به وسیله‌ی



شکل ۹. متوسط تنسورهای تنش مرحله‌ی اول و دوم شکنندگی. (پیکان‌های آبی جهت بیش‌ترین فشارش را نشان می‌دهد).

یک مینی‌کراتون عمل کند. پهنه آذربایجان دارای دو امتداد چین‌رانده باشد که فاز اول فشارشی با امتداد NE-SW در ائوسن به امتداد NW-SE فاز دوم فشارش در میوسن بیانجامد که موید حرکت پادساعتگرد این مینی‌کراتون می‌باشد.

منابع

- [۱] درویش‌زاده، ع (۱۳۷۲) زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش امروز، ۴۴۰.
- [۲] شریفی، ر، زمانی، ب (۱۳۸۹) معرفی راندگی جنوب اهر و بررسی رژیم تنش تکتونیکی پهنه اطراف گسل، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- [3] Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23, TC2008.
- [4] Angelier, L., 1994. Faults slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford, pp. 110-120.
- [5] Barth, A., 2007. Frequency Sensitive Moment Tensor Inversion for Light to Moderate Magnitude Earthquakes in Eastern Africa and Derivation of the Regional Stress Field (PhD thesis. University of Karlsruhe).
- [6] Carey-Gailhardis, E., Vergely, P., 1992. Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in term of stress; the right dihedral method, use and pitfalls. *Ann. Tect VI* (1), 3-9.
- [7] Delvaux, D., Moeyss, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., Sankov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central

نتیجه‌گیری

در این پژوهش، یک تفسیر کامل از مراحل شکستگی و آنالیز کینماتیک گسل‌ها و بازسازی تنش دیرینه که نمایان‌گر تکامل تکتونیکی کامل از پهنه آذربایجان بوده، با وارونه‌سازی داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها با برنامه Win-tensor، فراهم آورده شد. در کل پهنه آذربایجان از نظر تکتونیکی در بین چهار گسل ارس در شمال با امتداد NE-SW، گسل تبریز در باختر و جنوب باختر با امتداد NW-SE، گسل اردبیل-میانه در جنوب خاور با امتداد NE-SW و گسل آستارا در شمال خاور با امتداد N-S قرار گرفته است که کینماتیک این گسل‌ها نسبت به هم، پهنه آذربایجان را تحت تاثیر خود دارند. از سوی دیگر، پهنه آذربایجان، در زون مرکزی تصادم پلیت عربی-جنوب اوراسیا قرار گرفته است که در مقیاس کوچک‌تر، در بین پلیت عربی-زون خزر و قفقاز به دام افتاده است و در حالت فشردگی از سوی این زون قرار گرفته است. همین فشارش باعث ایجاد ساختارهای چین‌رانده یا امتدادهای متفاوت در مناطق مختلف پهنه آذربایجان شده است. اکثر راندگی‌ها دارای امتدادهای مختلف NW-SE تا NE-SW باشد که این تفاوت در امتداد راندگی در اثر دو عامل اتفاق می‌افتد. یکی از عوامل، وجود گسل‌های پی‌سنگی می‌باشد و دومین که مهم‌ترین عامل می‌باشد حرکت دماغه‌ی عربستان و محصور بودن پهنه آذربایجان در بین زون پایدار خزر و قفقاز می‌باشد که در هر صورت تحت فازهای فشارشی می‌باشد. این فشارش از یک سو و حرکت گسل‌های اطراف این پهنه، باعث شده پهنه آذربایجان به صورت

- tectonics in compressive and extensional structures, *Tectonics* 12: 1089-1114.
- [20] Zamani, B., 2013. Tectonic model of Azerbaijan plateau (North of Tabriz fault and South Aras), *Scientific quarterly journal, Geosciences*, Vol. 22, No. 87, 41-50.
- [21] Ambraseys, N.N., 1997. The Krasnovodsk (Turkmenistan) earthquake of 8 July 1895, *J. Earthquake Eng.*, 1, 293-317.
- [22] Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M. & Stockli, D.F., 2001. Exhumation of the west-central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics, *Geology*, 29, 559-562.
- [23] Baker, C., 1993. The active seismicity and tectonics of Iran. PhD thesis, University of Cambridge, UK.
- [24] Zoback, M.L., 1992a. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project. *J. Geophys. Res.* 97 (B8), 11703-11728.
- [25] CMT, Centroid Moment Tensor catalogue, Harvard University- 2006 Department of geological Sciences, 2006, available online at: <http://www.seisology.harvard.edu/CMTsearch.html>.
- [26] EMSC, European Mediterranean Seismological Center, 2006- available online <http://emsc-csem.org>.
- Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh, S., Fernandez, M., Munoz, J.A., Sassi, W., Horvath, F. (Eds.), *Structural controls on sedimentary Basin Formation: Tectonophysics*, 282, pp. 1-38.
- [8] Delvaux, D., Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*, vol. 212. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, pp. 75-100.
- [9] Dewey, J.F., Hampton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F., Engor, A.M.C.S., 1986. Shortening of Continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19, 3-36.
- [10] Gephart, J.W., Forsyth, D.W., 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *J. Geophys.* 89 (B11), 9305-9320.
- [11] Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Muller, B., 2010. Global spatial wave-length analysis of the tectonic intraplate stress pattern. *Tectonophysics* 482, 3-15.
- [12] Hampton, M.R., 1987. Constrains on Arabian plate motion and extensional history of the red sea. *Tectonics* 6, 687-705.
- [13] Masson, F., Martinod, J., Hatzfeld, D., Vernant, P., Tavakoli, F., Ashtiani, A., 2005. Seismic Versus aseismic deformation in Iran inferred from GPS and Seismicity data. *Geophys. J. Int.* 160, 217-226.
- [14] Mercier, J.L., Carey-Gailhardis, E., 1991. Paleostress determinations from fault kinematics: application to the neotectonics of the Himalayan-Tibet and the central Andes. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* 337, 41-52.
- [15] Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R.T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F., Djamour, Y., 2013. Global Positioning System Constrains on the active tectonics of NE Iran and South Caspian region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 377-378, 287-298.
- [16] Talebian, M., Jackson, J., 2003. Offset on the main recent fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophys. J. Int.* 150, 422-439.
- [17] Tekin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235, 147-150.
- [18] Ramsay, J., 1986. *Modern structural geology*, Vol. 2, Press, London.
- [19] Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H., Cisternas, A., 1993. Active

Analysis of Stress Regimes in Azerbaijan Plateau (NW Iran)

Z. Hossein Alizadeh*¹ and S. Sheykh Baghlu²

1,2- Dept. of Geology, University of Urmia, Urmia

* Nasrinalizadeh70@yahoo.com

Received: 2016/1/5 Accepted: 2016/5/3

Abstract

The Azerbaijan area is a region has been located in the northwestern part of Iran and has by deformation among large Caucasus, alborz and by distance from Zagros. In the recent decades, increasing the number of earthquakes and epicenter of this events, such as Ahar earthquake makes possible for accurate estimation of change tectonic regime by using the Win-Tensor inversion focal mechanism data. For this purpose, Focal mechanism data collected from various sources, including CMT and other resources. Then divided area to 5 subzone and by analyzing of focal mechanism and obtained changes in the stress field up to today. The results show that occurred 2 brittle stage in this region. First stage is compression, which related to Eocene by (NE-SW) direction that created a compressional structures with NW-SE direction, including North and South Bozgush, south Ahar and Gushedagh thrust belts. Second brittle stage occurred in Miocene by (NW-SE) direction cause developing of thrusts N-S directions that is active up to present. Due to this stress regimes, reduced that Azerbaijan plateau have counter-clock wise rotation due to movement strike slip faults and continuous compression between Arabia plate, south Caspian basin and Caucasus region.

Keywords: Azerbaijan, inversion, stress field, tectonic.