

بازنگری لرزه‌زمین ساخت شمال غرب ایران و شرق ترکیه

سلمان اندایشگر^۱، عبدالرضا قدس^{۲*}، اسماعیل شبانیان بروجنی^۳ و یوخن براونمیلر^۴

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۲ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۳ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

^۴ دانشیار، دانشگاه فلوریدای جنوبی

(دریافت: ۱۴۰۴/۰۳/۱۳، پذیرش: ۱۴۰۴/۰۶/۱۳)

چکیده

به منظور بررسی لرزه‌زمین ساخت شمال غرب ایران و شرق ترکیه با استفاده از روش مکان‌یابی چند رویدادی تجزیه هایدروستروئید، تعداد ۱۲ خوشه لرزه‌ای شامل ۲۱۴۹ زمین‌لرزه مکان‌یابی مجدد، تعداد ۶۸۸ زمین‌لرزه با خطای بین ۲ تا ۳ کیلومتر تعیین عمق و تعداد ۲۳۴ سازوکار کانونی برای این رخدادها محاسبه شد. در این کار، همه داده‌های موجود برای بررسی همبستگی گسله‌های فعال شناخته شده با لرزه‌خیزی و سازوکارهای آن‌ها، یافتن گسله‌های جدید احتمالی و برآورد سازوکار گسله‌های فعال در منطقه استفاده شده تا مدل کینماتیکی تغییر شکل در منطقه بهبود داده شود. نتایج نشان می‌دهد مرزهای اصلی تکتونیکی تعریف شده در شمال غرب ایران و شرق ترکیه و سازوکارهای آنها تا حد زیادی معتبر است. اغلب لرزه‌خیزی در مرز بلوک‌ها متمرکز شده اما در بخشی از بلوک‌های وان و شمال غرب ایران لرزه‌خیزی درون بلوک نیز کشیده شده است. بیشترین لرزه‌خیزی بر روی گسله شمال تبریز و ادامه آن به سمت سامانه‌های گسلی گلاتو-سیاه‌چشمه-خوی و چالدران متمرکز شده بطوریکه فعالیت لرزه‌ای، بیشتر بخش‌های این گسله‌ها را در طول زمان ثبت دستگاهی فراگرفته است. نتایج ما روند لرزه‌خیزی متمرکز از زاگرس به سوی سلماس با سازوکار کششی را نشان می‌دهد. افزون بر این، روند لرزه‌خیزی دیگری با سازوکار راستالغز راست‌بر نیز دیده می‌شود که از پایانه سامانه گسلی اصلی جوان زاگرس شروع شده و به جنوب شرق آناتولی ختم می‌شود. الگوی لرزه‌خیزی در خوی، هندسه و سازوکار گسلی پیچیده‌تر از نقشه‌های ساده گسلی موجود را پیشنهاد می‌کند. همچنین سازوکار راستالغز راست‌بر در مرز تالش و خزر جنوبی جهت تأیید مدل‌های تکتونیکی قبلی مشاهده نشد و نتایج مکان‌یابی مجدد، لرزه‌خیزی بر روی گسله جنوب بسکله و گسله مراغه را نشان نمی‌دهد. یک روند شمال غربی-جنوب شرقی از زلزله‌های نیمه عمیق راستالغز با جزء نرمال، زیرراندگی صفحه حوضه خزر جنوبی به زیر کورا را پیشنهاد می‌کند.

کلمه‌های کلیدی: لرزه‌خیزی، مکان‌یابی مجدد، زمین‌ساخت، شمال غرب ایران، شرق ترکیه.

۱ مقدمه

فلات ایران در پهنه برخورد قاره-قاره و در اثر ضخیم‌شدگی و کوتاه‌شدگی در یک رژیم تکتونیکی فشارشی از زمان سنوزوئیک به بعد شکل گرفته است (بربریان، ۱۹۸۱). ساختار تکتونیکی فلات ایران نتیجه یک تاریخچه زمین‌شناختی طولانی از زمان پرکامبرین است (حدود ۵۶۰ میلیون سال پیش) که امروزه در همگرایی رو به شمال ورقه عربی نسبت به اوراسیا با آهنگ تقریبی ۲۰ - ۲۵ میلی‌متر بر سال (به‌طور مثال نیلفروشان و همکاران، ۲۰۰۳؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) فعالیت می‌کند. همگرایی ورقه‌های عربی و اوراسیا و اندرکنش آن با ورقه آناتولی و بلوک‌های ایران مرکزی، خزر جنوبی، وان و شمال‌غرب ایران، با ایجاد شرایط برای فرار تکتونیکی بلوک شمال‌غرب ایران رو به شرق (سلیمانی‌آزاد و همکاران، ۲۰۱۹؛ افلاکی و همکاران، ۲۰۲۱؛ نیاسری‌فرد و همکاران، ۲۰۲۱) و فرار رو به غرب آناتولی باعث ایجاد کوتاه‌شدگی نزدیک به محض در جنوب قفقاز بزرگ، روی گسله معکوس اصلی قفقاز و لغزش راستالغز راست‌بر در طول گسله‌های شمال تبریز، گلاتو-سیاه‌چشمه-خوی و سامانه گسلی چالدران شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ ظریفی و همکاران، ۲۰۱۴؛ سلیمانی‌آزاد و همکاران، ۲۰۱۵؛ قدس و همکاران، ۲۰۱۵؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹) (شکل ۱ الف). به سبب این پیچیدگی زمین‌ساختی، همگرایی در شمال‌غرب ایران موجب چیرگی گسلش راستالغز راست‌بر در راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرقی (مانند گسله قوشاداغ) و گسلش راستالغز چپ‌بر (مانند گسله آغمیون) در راستای شمالی-جنوبی شده است (قدس و همکاران، ۲۰۱۵؛ فریدی و همکاران، ۲۰۱۷؛ تقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۸). هرچند گسله شمال تبریز، با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و طول حدود ۲۱۰ کیلومتر، بخش عمده‌ای از همگرایی پهنه برخورد را در خود جای می‌دهد و بخش

مهمی از لرزه‌خیزی تاریخی و دستگامی شمال‌غرب ایران را به خود اختصاص داده است، اما رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ مانند سلماس ۱۹۳۰، اهر-ورزقان ۲۰۱۲ و قطور ۲۰۲۰ نشان داد که الگوی لرزه‌خیزی در منطقه تنها با گسله شمال تبریز کنترل نمی‌شود.

تاکنون مطالعات زیادی برای بررسی لرزه‌خیزی و گسلش فعال در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه انجام شده است (بطور مثال کویلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ مرادی و همکاران، ۲۰۱۱؛ عزیزنجان و همکاران، ۲۰۱۳؛ قدس و همکاران، ۲۰۱۵؛ نیاسری‌فرد و همکاران، ۲۰۲۱). قدس و همکاران (۲۰۱۵) یک مدل تکتونیکی برای شمال‌غرب ایران ارائه دادند که بر اساس آن حرکت رو به جنوب شرق ناشی از حرکت راست‌بر گسله شمال تبریز و مواجهه آن با بلوک صلب خزر جنوبی به‌عنوان یک مانع در برابر این حرکت، سبب انتقال مواد پوسته‌ای به سمت شمال از راه تغییرشکل توزیع‌شده درون شبکه‌ای متشکل از گسله‌های هم‌بوغ شمالی-جنوبی چپ‌بر و گسله‌های شمال‌غربی، جنوب شرقی راست‌بر می‌شود. این فرآیند خمیدگی‌های ساختاری و ساختارهای زمین‌شناسی مرتبط را، مانند کوه‌های بزقوش و قوشاداغ، ایجاد کرده است. از سوی دیگر، مدل زمین‌ساختی‌ای که نیاسری‌فرد و همکاران (۲۰۲۱) پیشنهاد کرده‌اند، نشان می‌دهد برش راست‌بر درون قاره‌ای میان ورقه عربی و خرد قاره ایران مرکزی که در راستای گسله اصلی جوان زاگرس متمرکز است، در شمال عرض جغرافیایی ۳۷ درجه شمالی در طول شاخه فرعی زمین‌درز نئوتتیس به جنوب‌شرق آناتولی ادامه می‌یابد. حرکت راست‌بر گسله اصلی جوان زاگرس به‌طور ناگهانی در عرض جغرافیایی ۳۷/۵ درجه شمالی از بین می‌رود و به دو ناحیه گسلی نرمال با امتداد شمال-شمال‌غربی ملحق می‌شود که حرکت راست‌بر ایران مرکزی نسبت به ورقه عربی را از راه کشش شرق-جنوب‌شرقی در عرض این گسله‌های نرمال سازگار می‌کند (شکل ۱-الف). طبق این

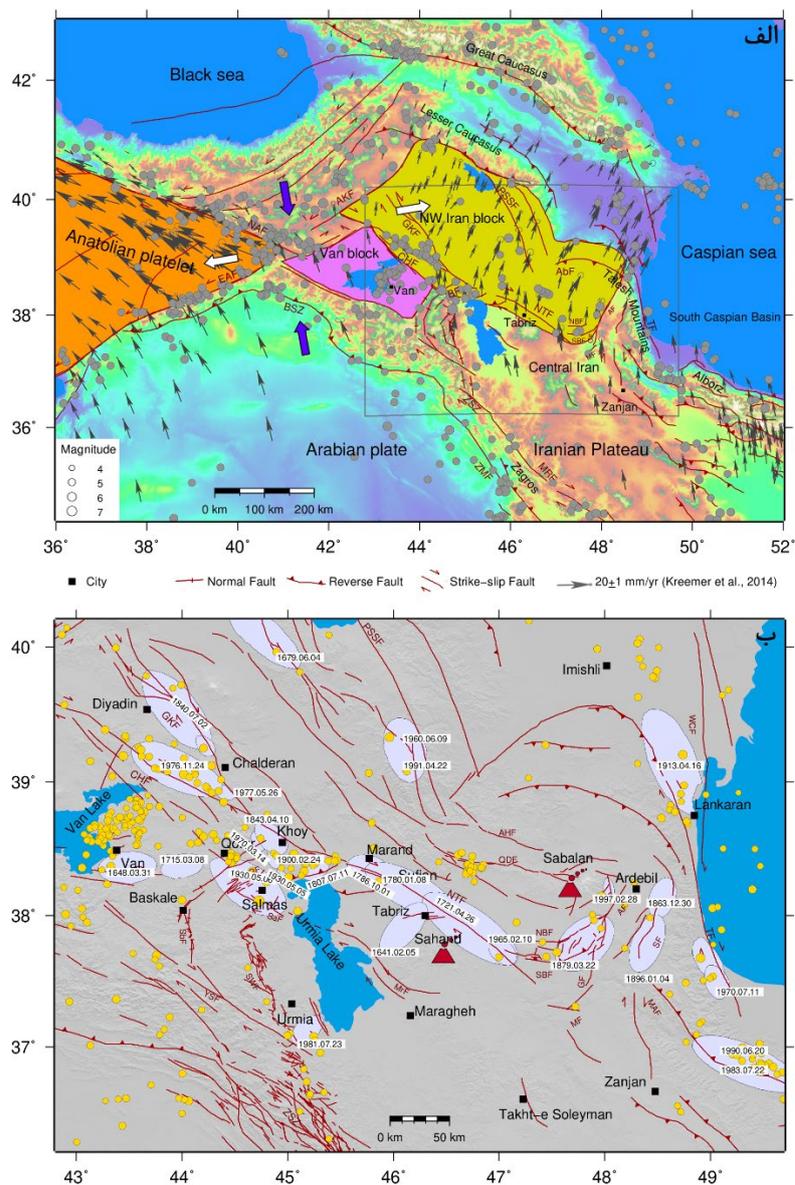
باره فراهم آورد. در این مطالعه ما با استفاده از مکان‌یابی دقیق زمین‌لرزه‌ها، با بکارگیری روش مکان‌یابی چند رویدادی تجزیه‌های پوسستروئید (HDC) و نیز ارائه تعداد ۲۳۳ تانسور ممان جدید، به بررسی الگوی توزیع زمین‌لرزه‌ها و گسلش فعال می‌پردازیم. از این رو با استفاده از نتایج بدست آمده تلاش می‌کنیم به این چند پرسش پاسخ بدهیم: (۱) آیا لرزه‌خیزی بیشتر بر روی مرزهای میان بلوک‌های قاره‌ای متمرکز شده است یا به صورت پراکنده بر روی تعداد زیادی گسله درون این بلوک‌ها پخش می‌شود؟ (۲) آیا سازوکار زمین‌لرزه‌ای گسله‌های فعال منطقه با میدان تنش بدست آمده از مطالعات زمین‌شناختی و جی‌پی‌اس همخوانی دارد؟ (۳) نقش بلوک خزر جنوبی در تغییر شکل فعال منطقه چیست؟ (۴) تغییر شکل زمین‌لرزه‌ای در پایانه شمالی گسله اصلی جوان زاگرس به چه ترتیب رخ می‌دهد؟ در این مطالعه ما تلاش داریم با پاسخ دادن به این پرسش‌ها و با استناد به داده‌های جدید زمین‌لرزه‌ای، مدل لرزه‌زمین‌ساختی منطقه شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه را بهبود دهیم.

۲ پیشینه لرزه‌زمین‌ساختی و تکتونیک فعال

۱-۲ چارچوب تکتونیک منطقه مورد مطالعه

فعالیت‌های زمین‌ساختی امروزی در ایران به طور اصلی نتیجه همگرایی میان ورقه‌های عربی و اوراسیا است. نرخ امروزی همگرایی میان ورقه عربی و اوراسیا حدود ۲۲ میلی‌متر بر سال است (به‌طور مثال ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹). این همگرایی توسط شبکه پیچیده‌ای از گسلش‌های راست‌الغز، معکوس و نرمال جای داده می‌شود (برای نمونه: جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ کاراخانیان و همکاران، ۲۰۱۳؛ ماسون و همکاران، ۲۰۱۴؛ ظریفی و همکاران، ۲۰۱۴؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹).

مدل رخدادهای با سازوکار نرمال در دو دسته مشخص جای می‌گیرند؛ یک دسته مربوط به کشش ایجاد شده در حوضه‌های در حال باز شدن در میان شاخه‌های هم‌پوش گسله اصلی جوان زاگرس است که ناشی از تغییر تنش محلی در راستای گسله هستند. دسته دیگر در انتهای شمالی آن، مربوط به جدایش ایران مرکزی از جنوب شرقی آناتولی-وان در پایانه شمال غربی سامانه گسله اصلی جوان زاگرس است. این مدل‌های ارائه شده بیشتر بر مشاهدات و داده‌های زمین‌شناختی و لرزه‌خیزی ناحیه‌ای استوار هستند و در مواردی نیز از داده‌های زمین‌لرزه‌ای یک زمین‌لرزه خاص در مدت زمان محدود بهره برده‌اند. از این رو، امکان پرداختن به جزئیات لرزه‌زمین‌ساختی منطقه با تمرکز بر نواحی یا ساختارهای خاص وجود نداشته است. برای نمونه، در بخش‌هایی از شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه، به دلیل پیچیدگی‌های ساختاری و کمبود اطلاعات زمین‌شناختی، آگاهی و دانش ما در باره هندسه و سازوکار غالب گسلش فعال، و نیز جزئیات مرزهای تکتونیکی و اندرکنش آنها هنوز ناقص است. نتایج مطالعات جی‌پی‌اس انجام شده در گستره شمال‌غرب ایران (ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶؛ جمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ ریزا و همکاران، ۲۰۱۳؛ ظریفی و همکاران، ۲۰۱۴؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹)، همچنین مطالعات لرزه‌خیزی تاریخی (امبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹) نشان می‌دهد گسله شمال تبریز تنها گسله با آهنگ لغزش بالاتر از ۵ میلی‌متر بر سال است و تعداد بیشتری از گسله‌ها مانده تغییر شکل فعال را با نرخ‌های کمتر جای می‌دهند (همچنین نگاه کنید به مقاله تقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۸). با این حال، الگوی توزیع این تغییر شکل تاکنون به‌طور دقیق مشخص نشده است. به‌طور مشخص، اطلاع از الگوی دقیق توزیع تغییر شکل در تهیه نقشه‌های خطر لرزه‌ای اهمیت فراوانی دارد و محاسبه دقیق مکان زمین‌لرزه‌ها و سازوکار آنها می‌تواند اطلاعات مهمی در این



شکل ۱. الف) چارچوب ساختاری شمال غرب ایران و شرق آناتولی شامل گسله‌های اصلی، بلوک‌های تکنونیک و بردارهای سرعت جی‌پی‌اس (کریم‌ر و همکاران، ۲۰۱۴؛ خرمی و همکاران، ۲۰۱۹) که نسبت به اوراسیا ثابت شده است. دایره‌های خاکستری رنگ: رومرکز زمین‌لرزه‌های بزرگتر از ۴ از ترکیب داده‌های ISC-GEM و ISC-EHB در طول سال‌های ۱۹۰۴ تا ۲۰۲۰، خطوط قرمز رنگ، گسله‌های محدوده شمال غرب ایران برگرفته از سلیمانی آزاد (۲۰۰۹)، تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸) و نیاسری فرد و همکاران (۲۰۲۱) را نشان می‌دهد. بردارهای آبی و سفید رنگ به ترتیب جهت‌های اصلی فشارش و کشش در شمال غرب ایران را نشان می‌دهند (نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱). ب) بزرگنمایی کادر خاکستری رنگ در شکل الف. دایره‌های زرد رنگ: رومرکز زمین‌لرزه‌های بزرگتر از ۴ از ترکیب داده‌های ISC-GEM و ISC-EHB در طول سال‌های ۱۹۰۴ تا ۲۰۲۰، بیضی‌ها: محدوده گسیختگی زمین‌لرزه‌های تاریخی (برگرفته از بربریان و پتس، ۱۹۹۹)، اعداد: تاریخ وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب، خطوط مشکی: مرزهای سیاسی، خطوط قرمز رنگ: گسله‌های اصلی محدوده مورد مطالعه برگرفته از تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸) و نیاسری فرد و همکاران (۲۰۲۱) را نشان می‌دهد. حروف اختصاری عبارتند از AF: گسله اردبیل، AbF: گسله ارسباران، AKF: گسله اخوریان، BF: ناحیه گسلی بسکله، BSZ: ناحیه زمین‌درز بیتلیس، CHF: گسله چالدران، EAF: گسله آناتولی شرقی، GF: گسله گرمیچای، GKF: گسله گیلاتو-خوی، MF: گسله میانه، NAF: گسله آناتولی شمالی، NBF: گسله بزقوش شمالی، NTF: گسله شمال تبریز، PSSF: گسله پامبک-سون-سونیک، SBF: گسله بزقوش جنوبی، TF: گسله تالش، SWF: گسله سرو، YSF: گسله یوسککوا-سمیدینلی، SbF: گسله جنوب بسکله، SF: گسله سنگاور، SaF: گسله سلماس، MrF: گسله مراغه، MAF: گسله ماسوله، AHF: گسله اهر، QDF: گسله قوشاداغ، WCF: گسله غرب خزر، ZMF: گسله پیشانی کوهستان زاگرس، MRF: گسله اصلی جوان زاگرس، ZSF: ناحیه زمین‌درز زاگرس.

شمال غرب ايران به عنوان بخشی از اين سامانه تکتونيکی پيچيده بين دو کمر بند چين خورده - رانده زاگرس در جنوب و قفقاز در شمال قرار گرفته است (به طور مثال جکسون، ۱۹۹۲؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

گستره مورد مطالعه در طول جغرافیایی ۴۳ تا ۵۰ درجه شرقی و در عرض جغرافیایی ۳۶ تا ۴۱ درجه شمالی قرار دارد و شامل حوضه خزر جنوبی، کوه‌های تالش و بزقوش، آتشفشان‌های سهند و سبلان، دریاچه ارومیه و دریاچه وان است که با حداقل چهار پهنه متمایز زمین‌شناسی ایران مرکزی، شمال غرب ایران، جنوب شرق آناتولی و منطقه وان هر کدام با تاریخچه زمین‌شناسی، ساختار پوسته و الگوی ساختاری متفاوت مشخص می‌شود (شکل ۱). بخش جنوبی گستره مورد مطالعه جزئی از خردقاره ایران مرکزی است که عمدتاً تحت تاثیر گسله‌های راستالغز راست بر با امتداد شمال غربی قرار دارد (بربریان، ۱۹۹۷؛ کویلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹؛ تقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۸؛ نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱). بلوک شمال غرب ایران از جنوب به گسله شمال تبریز و گسله بزقوش شمالی، از غرب به گسله اخوریان و از شمال به سامانه گسلی پامبک-سوان-سونیک محدود می‌شود و سامانه گسلی سنگاور-تالش مرز شرقی آن را مشخص می‌کند (کویلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ قدس و همکاران، ۲۰۱۵؛ افلاکی و همکاران، ۲۰۲۱؛ نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱). حوضه خزر جنوبی که به عنوان یک بلوک صلب شناخته می‌شود و منشاء شبه اقیانوسی دارد (بربریان، ۱۹۸۳؛ پرستلی و همکاران، ۱۹۹۴؛ منصف و همکاران، ۲۰۲۲) در شرق این منطقه قرار دارد که به شدت بر تغییر شکل و لرزه‌زمین ساخت رشته کوه‌های قفقاز، تالش، البرز و نواحی پیرامون تاثیر گذاشته است. برخی پژوهشگران بر این باورند که بلوک خزر جنوبی به زیر نواحی قاره‌ای مجاور در حال زیرراندگی است (بربریان، ۱۹۸۳؛ جکسون و مکزی، ۱۹۸۴؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲)؛ هر چند ماهیت، میزان

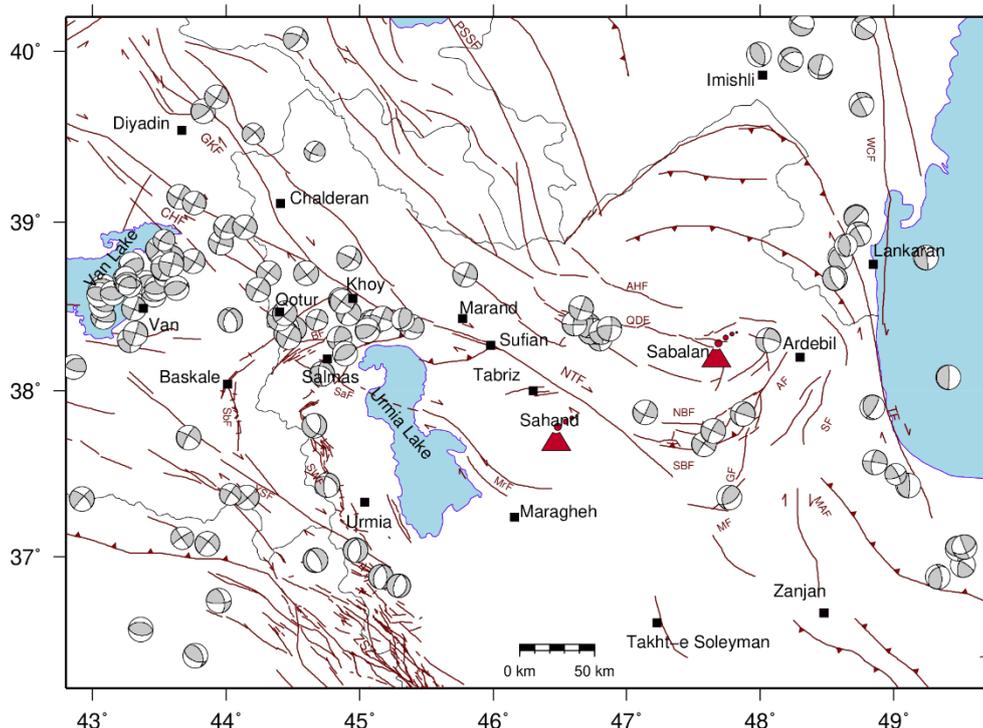
و درجه زیرراندگی در همه مرزها ناشناخته باقی مانده است. بلوک آناتولی در غرب محدوده مورد مطالعه قرار دارد که به ترتیب با گسله آناتولی شمالی و گسله آناتولی شرقی به ترتیب از ورقه اوراسیا و ورقه عربی جدا می‌شود (به طور مثال کویلی و جکسون، ۲۰۰۶). بلوک وان که بیرون از سامانه فرار آناتولی-شمال غرب ایران قرار دارد از شرق با گسله‌های نرمال از ایران مرکزی جدا شده است (نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱) و از شمال با گسله‌های راستالغز راست بر و از جنوب با سامانه گسلی معکوس بیتلیس محدود می‌شود (کویلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ افلاکی و همکاران، ۲۰۲۱؛ نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱).

۲-۲ لرزه‌خیزی

بر اساس مطالعات لرزه‌خیزی تاریخی (امبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹)، محدوده مورد مطالعه یک منطقه فعال از نظر لرزه‌خیزی محسوب می‌شود. زمین لرزه‌های بزرگ و مخربی در این ناحیه اتفاق افتاده است که شهر تبریز و روستاهای اطراف آن را چندین بار در طول تاریخ ویران کرده است (شکل ۱-ب). لرزه‌خیزی تاریخی به تکه‌های گسلی مختلف گسله شمال تبریز پیوند خورده است و به نظر می‌رسد در طی خوشه‌های لرزه‌ای مختلفی این تکه‌های گسلی پاره شده است (امبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). آخرین خوشه لرزه‌ای بین سال‌های ۱۷۲۱ تا ۱۷۸۶ میلادی با ۳ زمین لرزه اصلی با بزرگای تقریبی ۷ و بیشتر رخ داده است. در سال ۱۷۲۱ میلادی، شهر تبریز در اثر زمین لرزه‌ای با بزرگای حدود ۷/۳ با رومرکزی در بخش شرقی گسله شمال تبریز کاملاً ویران شد (بربریان و یتس، ۱۹۹۹). در سال ۱۷۸۰ زمین لرزه‌ای با بزرگای حدود ۷/۴ شهر تبریز را ویران کرد و باعث کشته شدن ۴۰ تا ۷۰ هزار نفر شد (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶). همچنین زمین لرزه‌ای با بزرگای ۶/۳ در سال ۱۷۸۶ در نزدیکی شهر مرند در فاصله

داده شده است. در این منطقه تمرکز زمین لرزه‌ها در امتداد گسله شمال تبریز بیشتر است اما دیگر زمین لرزه‌های متوسط و بزرگ رخ داده در منطقه (زمین لرزه‌های سلماس ۱۹۳۰، گلستان (اردبیل) ۱۹۹۷، اهر-ورزقان ۲۰۱۲ و زلزله ۲۰۲۰ قطور) نشان می‌دهد سایر گسله‌ها نیز فعال هستند و در مطالعات لرزه‌خیزی و تهیه نقشه‌های خطر زلزله نباید نادیده گرفته شوند.

۶۰ کیلومتری شمال غرب تبریز رخ داد. بر اساس داده‌های لرزه‌خیزی تاریخی، دو خوشه لرزه‌ای دیگر در فاصله زمانی سال‌های ۸۵۸ تا ۱۰۴۲ و ۱۲۷۳ تا ۱۳۰۴ میلادی در منطقه ثبت شده است (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶؛ امبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴). زمین لرزه‌های تاریخی منطقه (بربریان، ۲۰۱۴) و همچنین زمین لرزه‌های دستگاهی مربوط به سال‌های ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۳ (برگرفته از ISC_EHB و ISC_GEM) نیز در شکل (۱-ب) نشان



شکل ۲. سازوکارهای کانونی رخدادهای زمین لرزه‌ای منطقه مورد مطالعه (برگرفته از ISC_GEM و CMT Global). خطوط قهوه‌ای رنگ، گسله‌های محدوده شمال غرب ایران را برگرفته از سلیمانی آزاد (۲۰۰۹)، تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸) و نیاسری فرد و همکاران (۲۰۲۱) نشان می‌دهد.

مرکزی توضیح داده می‌شود (نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱).

پریستلی و همکاران (۱۹۹۴) با استفاده از پلاریته (قطبش) اولین زمان رسید موج P و شکل موج امواج P و SH سازوکار کانونی زمین لرزه‌های با بزرگای متوسط حاشیه غربی حوضه خزر را مطالعه کرده‌اند. آن‌ها با سازوکارهای کانونی نشان دادند که این رویدادها دارای

سازوکارهای کانونی موجود برای رویدادهای منطقه (شکل ۲) نشان می‌دهد گسلش راستالغز بیشترین سهم را در لرزه‌خیزی به خود اختصاص داده که در هماهنگی کامل با چیرگی گسلش راستالغز مشاهده شده از روش زمین شناسی در این منطقه است. سازوکارهای نرمال مشاهده شده در غرب دریاچه ارومیه نیز در قالب دگرریختی‌های متمرکز در پایانه برش راست‌بر میان ورقه عربی و خرد قاره ایران

گسله شمال تبریز، آهنگ لغزش $7/3 \pm 1/3$ میلی‌متر بر سال را به دست می‌دهد. آنها این آهنگ لغزش را در پردازش داده‌های ماهواره‌ای به روش اینسار (تداخل‌سنجی راداری) از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰، 6 ± 3 میلی‌متر بر سال پیشنهاد کردند. ریزا و همکاران (۲۰۱۳) همچنین با استفاده از تجزیه و تحلیل‌های ریخت‌زمین‌ساختی، آهنگ لغزش زمین‌شناختی گسله را $6/5$ تا $7/3$ میلی‌متر بر سال برآورد کردند که مطابق با آنچه از اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اس و اینسار (تداخل‌سنجی راداری) به دست آوردند هم‌خوانی دارد. افزون بر این، آهنگ لغزش زمین‌شناختی برای گسله شمال تبریز، سامانه گسلی گلاتو-سیاه‌چشمه-خوی و سامانه گسلی پامبک‌سوان و سونیک حدود ۲ تا ۴ میلی‌متر بر سال و آهنگ لغزش گسله چالدران ۸ میلی‌متر بر سال پیشنهاد شده است (کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴؛ کویلی و جکسون، ۲۰۰۶)، این مقادیر با نخستین بازه پیشنهادی برای آهنگ لغزش گسله شمال تبریز ($3/1$ تا $6/4$ میلی‌متر بر سال؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳) هم‌خوانی دارد. بر اساس مدل المان محدود سینماتیکی خداوردیان و همکاران (۲۰۱۵) و با استفاده از سه مجموعه داده مستقل (آهنگ لغزش زمین‌شناسی، سرعت ژئودتیک و جهت تنش‌های اصلی)، آهنگ لغزش روی گسله شمال تبریز حدود $5/7$ میلی‌متر بر سال و آهنگ لغزش گسله چالدران حدود $6/8$ میلی‌متر بر سال مدل شده است. از سوی دیگر، نتایج مدل بلوکی ریلینگر و همکاران (۲۰۰۶) و جمور و همکاران (۲۰۱۱) آهنگ لغزش گسله شمال تبریز را حدود ۸ میلی‌متر بر سال برآورد کرده است که به نتایج مدل بلوکی خرمی و همکاران (۲۰۱۹) برای آهنگ لغزش راست‌بر روی گسله شمال تبریز، گسله گلاتو-سیاه‌چشمه-خوی (GSK) و سامانه گسلی چالدران (حدود ۸ میلی‌متر بر سال) نزدیک است.

ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) بر اساس داده‌های جی‌پی‌اس و ریلینگر و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی تغییر شکل پوسته و داده‌های زمین‌شناسی، نرخ لغزش در منطقه وان را از ۲ تا ۴

عمق ۱۵ تا ۲۷ کیلومتر هستند و یک روند شمالی-جنوبی با سازوکار معکوس و شیب ملایم به سمت غرب دارند. بر اساس مطالعه لرزه‌خیزی در حوضه خزر جنوبی و تالش (عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳)، لرزه‌خیزی تالش در کمان‌های ساختاری شمالی و جنوبی متمرکز شده است. در شرق گسله تالش، در امتداد خط ساحلی خزر، عمق زمین‌لرزه‌ها از ۲۰ تا ۴۷ کیلومتر متغیر است. این الگو در حدود ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر غرب گسله تالش شمالی گسترش می‌یابد و در دامنه‌های غربی کوه‌های تالش عمق زمین‌لرزه‌ها به طور ناگهانی و به صورت یک پله کاهش می‌یابد و به کمتر از ۲۰ کیلومتر می‌رسد (عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳). تغییرات عمق زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد لبه غربی بلوک خزر جنوبی در حال تغییر شکل لرزه‌ای است و این زمین‌لرزه‌ها در پوسته آذرین خزر جنوبی رخ می‌دهد، در حالی که پوشش رسوبی ضخیم آن به صورت غیرلرزه‌ای تغییر شکل می‌یابد. نتایج آنها زیرراندگی محدودی از خزر جنوبی به زیر حاشیه تالش را نشان می‌دهد. مطالعه توابع گیرنده مرتضی‌نژاد و همکاران (۲۰۱۳) نیز نتایج عزیز زنجانی و همکاران (۲۰۱۳) را تایید می‌کند و شاهدهی مبنی بر زیرراندگی بارز خزر جنوبی به زیر تالش (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) نشان نمی‌دهد. مطالعه ساختار سرعتی متقی و همکاران (۲۰۱۸) نیز زیرراندگی خزر جنوبی به زیر تالش را تایید نمی‌کند.

۲-۳ آهنگ لغزش

اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اس خرمی و همکاران (۲۰۱۹) نشان می‌دهد که تغییر شکل در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه به صورت کوتاه‌شدگی نسبتاً محض در جنوب قفقاز بزرگ در امتداد گسله معکوس اصلی قفقاز و لغزش راست‌الغز راست‌بر در طول گسله شمال تبریز، گسله گلاتو-سیاه-چشمه-خوی (GSK) و سامانه گسلی چالدران رخ می‌دهد. ریزا و همکاران (۲۰۱۳) در یک مطالعه چند وجهی نشان دادند که اندازه‌گیری‌های جی‌پی‌اس در دو مقطع عمود بر

چپ بر شمال، شمال شرقی-جنوب، جنوب غربی که تا پیش از زمین لرزهٔ اهر-ورزقان (۲۰۱۲) نادیده گرفته می شدند در اندرکنش با گسله‌های راست بر هم‌بوغ نقش فعالی در تغییر شکل منطقهٔ شمال غرب ایران دارند (قدس و همکاران، ۲۰۱۵). فریدی و همکاران (۲۰۱۷) نیز گسله‌های چپ بر مانند گسلهٔ آغمیون، شرق سراب، پایان، دهخوارقان، شلقون-یلرسی و گویجبل را ساختارهای هم‌بوغ با یکی از گسله‌های راست بر دانسته‌اند.

در این میان، سامانه گسلی تبریز به عنوان مهم‌ترین ساختار تکتونیکی نیمهٔ شرقی منطقه، با امتداد شمال غربی-جنوب شرقی به طور کلی شیبی نزدیک به شاقولی دارد (به طور مثال حسامی و همکاران، ۲۰۰۳). سامانه گسلی تبریز را می‌توان به سه بخش ساختاری تقسیم کرد؛ بخش مرکزی که سازوکار راست‌الغز دارد و دو بخش در دو انتهای سامانه گسلی که با سازوکار مورب‌الغز فشاری تا معکوس (انتهای جنوبی) و مورب‌الغز (انتهای شمالی) مشخص می‌شود (بربریان و یتس، ۱۹۹۹؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹؛ افلاکی و همکاران، ۲۰۲۱). بخش مرکزی سامانه گسلی تبریز که به‌عنوان گسله شمال تبریز شناخته می‌شود، محدوده اصلی با سازوکار راست‌الغز راست بر است که بر اساس مطالعات ریخت زمین‌ساختی و ساختاری (کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۲ و کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴)، توزیع گسیختگی زمین لرزه‌های تاریخی (امبراسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ بربریان و یتس، ۱۹۹۹) و سوابق زمین لرزه‌های پیش از تاریخ (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹) به دو تکه گسلی شمال غربی با طول حدود ۵۰ کیلومتر و جنوب شرقی با طول حدود ۶۰ کیلومتر تقسیم می‌شود. بخش جنوب شرقی سامانه گسلی تبریز با یک شبکه گسلی در گستره بزقوش، شامل گسله بزقوش جنوبی در جنوب و گسله بزقوش شمالی در شمال رشته کوه بزقوش همراه است و طول این تکه گسلی حدود ۶۰ کیلومتر است (بربریان، ۱۹۹۷؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹). این گسله‌ها عموماً دارای سازوکار شیب‌الغز معکوس یا مورب‌الغز معکوس-راست بر هستند.

میلی متر بر سال گزارش داده‌اند. الیوت و همکاران (۲۰۱۳) با داده‌های دیرینه لرزه‌شناسی نرخ لغزش در منطقه وان را از ۱ تا ۳ میلی‌متر بر سال برآورد کرده‌اند.

در شرق ترکیه که شامل منطقه وان می‌شود نرخ لغزش گسله‌ها ۱-۳ میلی‌متر بر سال برآورد شده است. این نرخ‌ها بسیار پایین‌تر از گسله‌های اصلی مانند گسله شمال آناتولی یا گسله شرق آناتولی است. این نشان دهنده آن است که تغییر شکل در این منطقه به جای تمرکز روی یک گسله اصلی، به صورت توزیع شده روی چندین گسله فرعی و چین خوردگی‌ها اتفاق می‌افتد.

در مواردی نتایج نرخ لغزش محاسبه شده با استفاده از روش‌های متفاوت یا نتایج گروه‌های مختلف حتی وقتی یک روش را استفاده می‌کنند بدلیل داده‌های مختلفی که دارند با هم فرق می‌کند. به همین دلیل اختلاف معنی‌داری بین نرخ لغزش زمین‌شناسی، ژئودتیک و مدل بلوکی وجود دارد. علاوه بر این در مدل بلوکی لغزش تنها بر روی گسله‌های اصلی و در مرز بلوک‌ها در نظر گرفته می‌شود و لغزش گسله‌های فرعی (ثانویه) و تغییر شکل درون بلوک در نظر گرفته نمی‌شود که باعث می‌شود نرخ لغزش حاصل از این مدل‌ها بیشتر از نرخ لغزش زمین‌شناسی باشد. همچنین در مدل بلوکی تکه‌های گسلی و برهمکنش گسله‌ها که باعث جای‌گیری مقداری از تنش می‌شوند در نظر گرفته نمی‌شود.

۲-۴ گسله‌های فعال

شمال غرب ایران تحت تأثیر دو مجموعه گسلهٔ راست‌الغز راست بر و چپ بر فعال قرار دارد که به حرکت نسبی میان ورقهٔ عربی و ایران مرکزی مرتبط است (برای نمونه به مقاله نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱ رجوع شود). گسله‌های راست بر مانند گسلهٔ شمال تبریز، قوشاداغ (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ قدس و همکاران، ۲۰۱۵؛ فریدی و همکاران، ۲۰۱۷) و مراغه از شناخته‌شده ترین گسله‌های این منطقه هستند (تقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۸). گسله‌های

بخش شمال‌غربی سامانه گسلی تبریز در محدوده کوه‌های میشو و شرق خوی قرار دارد و همه این گسله‌ها دارای مولفه معکوس خالص یا معکوس-مورب با یک جزء راست‌بر هستند و در غرب شهر صوفیان با هم ادغام می‌شوند. طول این تکه گسلی حدود ۴۰ کیلومتر است (بربریان، ۱۹۹۷).

۲-۵ مدل‌های تکتونیکی

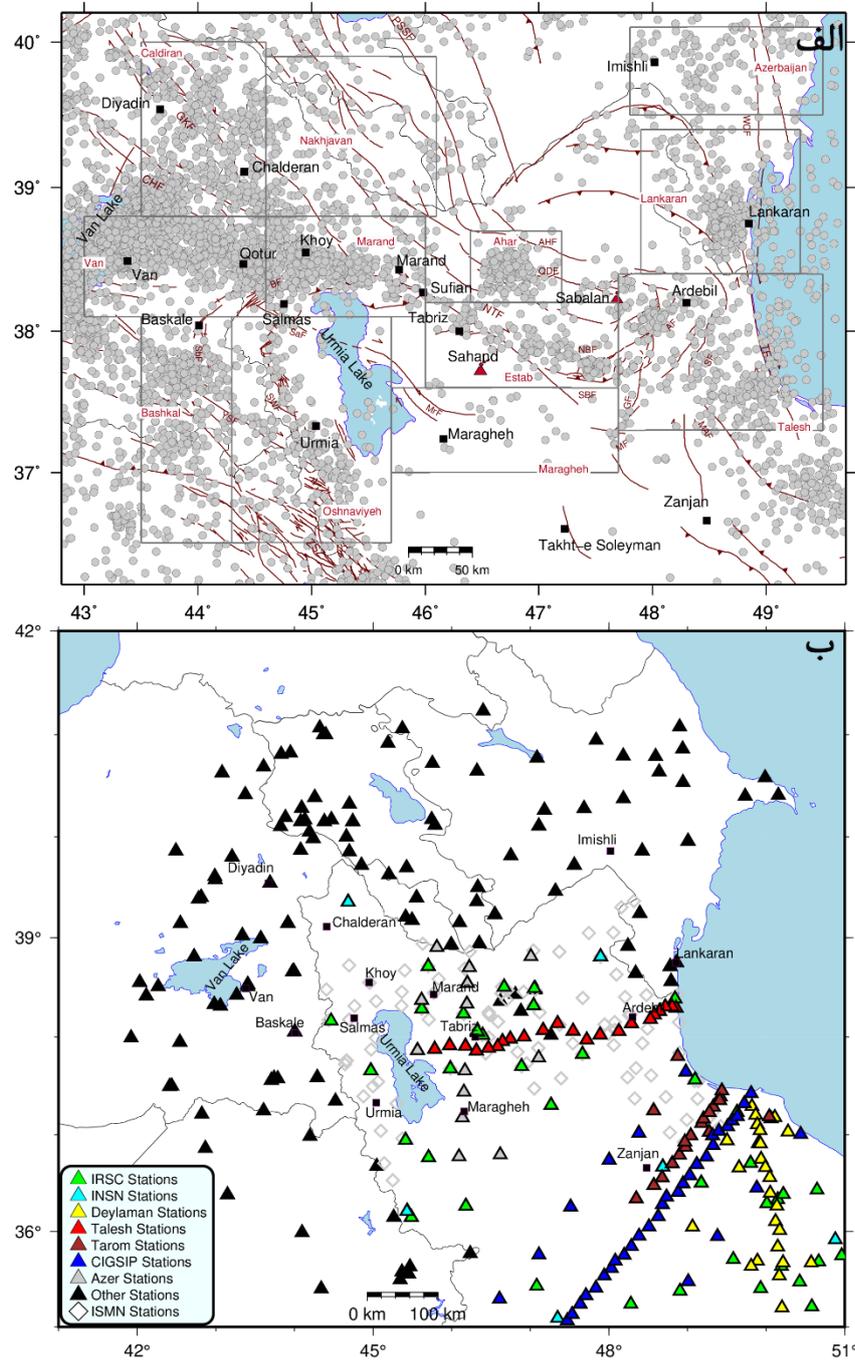
طبق مدل تکتونیکی قدس و همکاران (۲۰۱۵) برای منطقه شمال‌شرقی گسله شمال تبریز، حرکت راست‌بر گسله شمال تبریز و وجود لیتوسفر صلب حوضه خزر جنوبی باعث تعدیل سینماتیکی با انتقال مواد پوسته‌ای به سمت شمال از طریق تغییر شکل‌های توزیع شده و انحنای ساختاری می‌شود. نتایج آنها نشان می‌دهد علی‌رغم فرض اساسی «بلوک‌های صلب» در مدل‌سازی بلوکی ژئودتیکی، ممکن است که تعدیل سینماتیکی درون یک گوه انقباضی در امتداد گسله‌های صلیبی یا مزدوج با روند شمالی-جنوبی برای جای‌گیری نرخ پایین تغییر شکل داخلی مناطق بلوک‌مانند رخ دهد. این انتقال مواد به سمت شمال می‌تواند گسله‌های تقریباً شمالی-جنوبی راست‌بر و چپ‌بر موازی را نیز در مرز غربی حوضه خزر جنوبی توضیح دهد (قدس و همکاران، ۲۰۱۵). بنابراین گسله‌های چپ‌بر با روند شمال، شمال‌شرقی از نظر فعالیت و مشارکت در رژیم تکتونیکی فعلی منطقه شمال‌غرب ایران به اندازه گسله‌های راست‌بر اهمیت دارند (قدس و همکاران، ۲۰۱۵).

نتایج مطالعه نیاسری فرد و همکاران (۲۰۲۱) یک برش راست‌بر درون قاره‌ای میان ورقه عربی و ایران مرکزی را نشان می‌دهد که عمدتاً در امتداد گسله اصلی جوان زاگرس قرار دارد. بر اساس این مشاهدات، این برش راست‌بر در طول شاخه فرعی زمین‌درز نئوتیس به عنوان یک ضعف پوسته‌ای به شمال‌غرب ایران منتقل می‌شود. بخش دیگری از این برش راست‌بر در امتداد گسله یوکسکووا-سمیدینلی به جنوب‌شرق آناتولی نفوذ می‌کند (شکل ۱-ب). مدل تکتونیکی ارائه شده در این مطالعه نشان می‌دهد رخدادهای

با سازوکار نرمال (کششی) در منصفه سرو در غرب ارومیه، مربوط به حرکت راست‌بر بخش انتهایی گسله اصلی جوان زاگرس در برابر منطقه جنوب شرقی آناتولی است که در بلندمدت با ایجاد حوضه‌های کششی در این ناحیه همراه شده است. مطالعه وضعیت تنش در گستره شمال‌غرب ایران و شرق آناتولی (قدس و همکاران، ۲۰۱۵؛ افرا و همکاران، ۲۰۱۷؛ نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱)، پنج حالت مختلف تنش را نشان می‌دهد. بیشینه تنش فشاری افقی در شرق آناتولی و غرب ایران نشان‌دهنده روند تقریبی شمال-شمال غربی به جنوب جنوب شرقی است، در حالی که در شمال گسله شمال تبریز، در محدوده اهر-ورزقان روند شمال-غربی-جنوب شرقی می‌شود. این روند تا غرب تالش دیده می‌شود. سپس در مرز شرقی تالش این روند به شرقی-غربی تغییر می‌کند. جهت تنش در محدوده بین دریاچه ارومیه و دریاچه وان عمدتاً به سمت شمالی-جنوبی است و از جنوب به شمال کمی به سمت غرب متمایل می‌شود. این تغییرات در فاصله کوتاه ۶ درجه نشان‌دهنده ساختار تکتونیکی پیچیده شمال‌غرب ایران است. در مطالعه دیگری، افلاکی و همکاران (۲۰۲۱) با بررسی وضعیت تنش پس از برخورد در منطقه شمال‌غرب ایران نشان دادند که گسله شمال تبریز یک مرز لیتوسفری است که دو ناحیه متفاوت شمال گسله و جنوب آن را از هم جدا می‌کند. راستای بیشینه تنش افقی در این دو پهنه نزدیک به ۹۰ درجه اختلاف دارد. تنش مدرن N041E در پهنه جنوبی به تنش N138E در کوه‌های بزقوش و پهنه شمالی تغییر می‌کند. بر اساس نتایج این مطالعه، برش راست‌بر شمال‌غربی-جنوب-شرقی گسله شمال تبریز در جنوب کوه‌های بزقوش به رژیم تکتونیکی معکوس همراه با کوتاه‌شدگی در راستای شمال‌غربی-جنوب شرقی و ضخیم‌شدگی (گسلش معکوس و چین‌خوردگی) تبدیل می‌شود. گسله گرمی چای با یک سازوکار راست‌بر امروزی، این آرایه گسلی را به سمت شرق محدود کرده است و به‌عنوان یک مانع

۲-۵ مدل‌های تکتونیکی

پوسته‌ای در برابر حرکت جنوب شرقی گسله شمال تبریز
عمل می‌کند (افلاکی و همکاران، ۲۰۲۱).



شکل ۳. الف) نقشه لرزه‌خیزی منطقه شمال غرب ایران. ۱۲ خوشه لرزه‌ای با کادرهای خاکستری مشخص شده است. اسامی خوشه‌های لرزه‌ای با رنگ قهوه‌ای نوشته شده است. تعداد ۹۱۶۹ زمین لرزه با بزرگای بیشتر از ۳ ثبت شده از سال ۱۹۰۰ تا ۲۰۲۴ در ۳ شبکه لرزه‌نگاری ISC، IRSC و IIEES با همدیگر تلفیق شده است و با دایره‌های خاکستری مشخص شده است. ب) نقشه تمام ایستگاه‌های لرزه‌نگاری (مثلث‌ها) و شتاب‌نگاری (لوزی‌های مشکی) استفاده شده در مکان‌یابی که دارای فاز مستقیم هستند.

۳ داده‌ها

داده‌های مورد استفاده برای مکان‌یابی مجدد هر خوشه لرزه‌ای از زمین‌لرزه‌های محلی با بزرگای بیشتر از ۳ ثبت شده از سال ۱۹۶۰ تا ۲۰۲۴ میلادی در شبکه لرزه‌نگاری جهانی (ISC)، شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، شبکه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (INSN)، شبکه‌های لرزه‌نگاری موقت دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان (DEYLAMAN، TAROM، TALESH) و (AZER)، شبکه لرزه‌نگاری موقت ایران-چین (CIGSIP) و شبکه شتاب‌نگاری کشوری (ISMN) انتخاب شده است. در این مطالعه از تمام زمان‌رسیدهای موجود در کاتالوگ شبکه‌های منطقه‌ای و جهانی در منطقه مورد مطالعه استفاده شده است تا حداکثر پوشش آزمون‌ی در این مجموعه داده فراهم شود. در خوشه‌های لرزه‌ای سعی شده است تمام زمین‌لرزه‌های با بزرگای بالای ۳ وارد شود. در مواردی که توزیع خوب ایستگاه‌های لرزه‌نگاری امکان ثبت زمین‌لرزه‌های کوچک‌تر را با پوشش آزمون‌ی بالا داده است، از رخدادهای تا بزرگای ۲/۵ نیز در مکان‌یابی مجدد استفاده شده است.

شبکه موقت لرزه‌نگاری طارم دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان (TAROM) شامل ۲۴ ایستگاه از سپتامبر ۲۰۱۲ تا ماه مه ۲۰۱۴ به مدت ۲۰ ماه داده‌برداری انجام داده است، شبکه لرزه‌نگاری موقت تالش (TALESH) در شمال‌غرب ایران متشکل از ۲۴ ایستگاه از آگوست ۲۰۰۸ تا ژوئن ۲۰۱۲ فعال بوده است و شبکه موقت لرزه‌نگاری دیلمان (DEYLAMAN) شامل ۲۵ ایستگاه از ژوئن ۲۰۱۴ تا ژوئن ۲۰۱۶ داده‌برداری انجام داده است (ماهری و همکاران، ۲۰۲۰). شبکه موقت لرزه‌نگاری ایران-چین (CIGSIP) متشکل از ۶۳ ایستگاه باندپهن از سپتامبر ۲۰۱۳ تا اکتبر ۲۰۱۴ داده‌برداری انجام داده است (ماهری و همکاران، ۲۰۲۰). شبکه موقت لرزه‌نگاری آذربایجان (AZER) شامل ۱۳ ایستگاه از ماه مه ۲۰۲۲ تا دسامبر ۲۰۲۳ در حال داده‌برداری در شمال‌غرب ایران بوده

است و برای اولین بار داده‌های این شبکه در این مطالعه به کار رفته است.

علاوه بر داده‌های شبکه‌های لرزه‌نگاری، در منطقه مورد مطالعه به‌ویژه نزدیک مرزهای سیاسی ایران، از ۶۵۶ خوانش Sg-Pg در ۱۰۰ ایستگاه از ایستگاه‌های شتاب‌نگاری مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی (BHRC) برای زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیشتر از ۴ استفاده شده است. شبکه شتاب‌نگاری ایران با بیش از ۱۲۶۰ شتاب‌نگار فعال و مجموعه‌ای بیش از ۱۴ هزار زلزله ثبت شده از سال ۱۹۷۳، منبع اصلی داده‌ها برای مطالعات زلزله‌شناسی مهندسی و مهندسی زلزله است (شاهوار و همکاران، ۲۰۲۱). زمان‌رسید اکثر ایستگاه‌های شتاب‌نگاری به دلیل عدم زمان مطلق قابلیت استفاده مستقیم در مکان‌یابی مجدد را ندارند، اما زمان‌های تفاضلی S-P خوانش شده از روی شکل‌موج ثبت شده در ایستگاه‌های نزدیک به رخدادها می‌تواند به محاسبه دقیق‌تر عمق کانونی و ارائه پوشش آزمون‌ی بهتر کمک کند.

۴ روش تحقیق

در این مطالعه مکان‌یابی چند رویدادی به روش اچ‌دی‌سی و با استفاده از برنامه (*mloc*) نسخه (۱۰.۴.۷) انجام شد. این برنامه مطابق با الگوریتم اولیه جردن و سردرپ (۱۹۸۱) که به دنبال به حداقل رساندن سوگیری مکان ناشی از ساختار ناشناخته سرعت زمین است، توسط اریک برگمن به زبان فرترن ۹۰ نوشته شده است. این روش برای چندین خوشه لرزه‌ای در شمال‌غرب ایران و جاهای دیگر ایران به کار گرفته شده است (مانند عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ لیوت و همکاران، ۲۰۱۵؛ قدس و همکاران، ۲۰۱۲؛ قدس و همکاران، ۲۰۱۵؛ نیسن و همکاران، ۲۰۱۰؛ واکر و همکاران، ۲۰۱۱؛ کاراسوزن و همکاران، ۲۰۱۹). در مکان-یابی به روش اچ‌دی‌سی، تغییرات بردار مدل (تغییر موقعیت رخدادها) به دو بخش متمایز تعیین هایپوسنتروئید و بردارهای خوشه تجزیه می‌شود. میانگین موقعیت مطلق

رخدادهای خوشه را هایپوستروئید و موقعیت هر رخداد نسبت به هایپوستروئید را بردار خوشه می‌نامیم.

در عمل ابتدا رخدادهای خوشه به روش مکان‌یابی تک‌رویدادی تعیین موقعیت شده و میانگین مکانی آن‌ها به‌عنوان موقعیت اولیه هایپوستروئید فرض می‌شود و تمامی مشتقات توابع زمان‌رسید و میزان انحرافات نسبت به این نقطه سنجیده می‌شود. موقعیت جغرافیایی جدید رخدادهای خوشه با افزودن هایپوستروئید به بردارهای خوشه به‌دست می‌آیند. فرآیند دو مرحله‌ای تعیین هایپوستروئید و محاسبه بردارهای خوشه در چندین تکرار متوالی (به‌طور معمول ۲ الی ۴ تکرار) انجام می‌شود. یکی از مزیت‌های *mloc* نسبت به سایر روش‌های مکان‌یابی این است که برای مکان‌یابی هایپوستروئید و بردارهای خوشه می‌تواند از دو مجموعه داده مستقل استفاده کند. از آنجائیکه مکان‌یابی هایپوستروئید برخلاف بردارهای خوشه وابستگی به مدل زمین دارد، تنها از داده‌های نزدیک *Pg* و *Sg* در مکان‌یابی استفاده می‌گردد ولی برای مکان‌یابی بردارهای خوشه بطور معمول از همه داده‌ها استفاده می‌شود. یکی از ویژگی‌های برجسته *mloc* این است که امکان استفاده از داده‌های محلی، منطقه‌ای، دورلرز و همچنین اطلاعات مربوط به زمین‌لرزه‌هایی که در دوره‌های زمانی مختلف رخ داده‌اند را فراهم می‌کند، البته مشروط به آنکه این رخدادها تا اندازه‌ای توسط ایستگاه‌های مشترک ثبت شده باشند.

در وارون‌سازی برای تعیین هایپوستروئید عدم‌قطعیت مدل زمین باعث ایجاد خطا در محاسبات می‌شود و برای رفع آن نیاز داریم داده‌هایی با پوشش آزیموتی بالا و زمان‌رسیدهای با فاصله رومرکزی کم داشته باشیم. فاصله بیشینه رومرکز فازهای مورد استفاده برای تعیین هایپوستروئید را به گونه‌ای تعریف می‌کنیم که فقط فازهای مستقیم *Pg* و *Sg* را در برگیرد، چون خطای مدل سرعتی کمتر آن‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهد. این فاصله نباید آنقدر کم باشد که پوشش آزیموتی را از بین ببرد و نه آنقدر زیاد که فازهای منطقه‌ای در آن شرکت کنند. در

این مطالعه فاصله بیشینه رومرکز برای مکان‌یابی هایپوستروئید در خوشه‌های انتخابی بین ۰/۹ تا ۱/۷ درجه در نظر گرفته شده است.

در مکان‌یابی چند رویدادی بر خلاف مکان‌یابی تک‌رویدادی که برای هر فاز تنها یک خوانش وجود دارد، از هر جفت فاز-ایستگاه چندین خوانش وجود دارد و بنابراین در اجراهای متوالی برنامه داده‌های پرت شناسایی و از شرکت در وارون‌سازی حذف می‌شوند. داده‌هایی که بازماندهای بسیار بزرگ دارند (بازماندهایی با واریانس بیشتر از سه برابر انحراف معیار) در مکان‌یابی شرکت داده نمی‌شوند. علاوه بر این اپراتور نیز می‌تواند با مراجعه به فایل خروجی برنامه داده‌های پرت را تشخیص داده و علامت‌گذاری کند. زمان‌رسیدهای علامت‌دار شده در اجراهای بعدی در مکان‌یابی شرکت داده نمی‌شوند. معیار تشخیص داده‌های پرت در تعیین هایپوستروئید بازماند و میزان برآوردگری (تفاوت بازماند یک جفت فاز-ایستگاه از میانگین بازماندهای همان جفت فاز-ایستگاه در رخدادهای مختلف تقسیم بر انحراف معیار) است. باید به این نکته توجه کرد که کار حذف داده‌های پرت به‌صورت تدریجی انجام می‌شود، زیرا میزان بازماند فازها بر یکدیگر اثر می‌گذارند. در ابتدا تنها بزرگ‌ترین بازماندهای فازها را حذف می‌کنیم و پس از اجرای دوباره برنامه به بررسی سایر بازماندها می‌پردازیم. در این حالت ممکن است بازماند بسیاری از فازها که در مرحله قبل مقدار نسبتاً بالایی داشتند در این مرحله کاهش یافته باشد.

در این مطالعه ابتدا مناطقی که قابلیت انتخاب خوشه‌های لرزه‌ای را داشتند، بررسی شدند. در انتخاب خوشه‌ها همواره دقت داریم که فاصله رخدادها نسبت به هم در مقایسه با فاصله آن‌ها از اکثر ایستگاه‌ها ناچیز باشد. اگر ابعاد خوشه خیلی بزرگ شود، فرض همگن بودن ساختار سرعتی دیگر معتبر نخواهد بود. از طرفی از لحاظ آماری انتخاب ابعاد بزرگ‌تر آمار فازهای لرزه‌ای را بهبود می‌دهد و منجر به شناسایی بهتر و راحت‌تر داده‌های پرت می‌شود.

دریافت کنیم و عمق را برای آن بیشتر بدهیم. این جای-گیری تنها در صورتی اثرش کم می‌شود (به دلیل وجود خطا در مدل زمین، جای‌گیری کامل از بین نمی‌رود) که برای ایستگاه‌های نزدیک به کانون زلزله هم خوانش Sg و هم خوانش فاز محلی Pg داشته باشیم. ایستگاه نزدیک به کانون زلزله باید در فاصله کمتر از ۲ برابر عمق کانونی زلزله باشد. در ایستگاه‌هایی که دارای زمان مطلق صحیحی نیستند، با خوانش زمان‌رسید تفاضلی $S-P$ ، با شرکت دادن این فاز تفاضلی در مکان‌یابی کنترل عمقی بوجود می‌آید. داده‌های ما به صورتی هستند که در فواصل نزدیک تعداد بسیار زیادی خوانش فاز داریم و با استفاده از رخدادهای ثبت شده محلی که فازهای Pg و Sg دارند می‌توان عمق کانونی را مقید کرد. در این مرحله ابتدا تعدادی از رخدادهای نزدیک را که در فاصله رومرکزی کمتر از ۱۰ کیلومتر دارای خوانش فاز هستند را به عنوان رخدادهای کنترلی انتخاب می‌کنیم. این رخدادهای تعداد خوبی فازهای محلی Pg و Sg با پوشش آزمون‌ی بالا و در ایستگاه‌های نزدیک دارند و در نتیجه کنترل عمقی خوبی دارند. رخدادهای کنترلی در یک زیرخوشه قرار می‌گیرند تا با استفاده از آن‌ها عمق کانونی را در فرآیند مکان‌یابی محاسبه کنیم. از آنجائیکه عمق کانونی رخدادهای انتخابی توسط فازهای نزدیک مقید شده است، جای‌گیری بین عمق و مدل زمین تا اندازه زیادی کنترل می‌گردد و ما می‌توانیم در یک فرآیند سعی-خطا مدل زمین را با بهینه کردن برازش زمان‌رسیدهای فازهای نزدیک بهبود بدهیم. بعد از بهبود مدل زمین، همه رویدادها با استفاده از مدل زمین بهبود یافته دوباره مکان‌یابی می‌شوند.

۴-۱ سازوکارهای کانونی

در این مطالعه تحلیل تانسور ممان منطقه‌ای را برای ۲۳۳ زمین‌لرزه که از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۲۲ در منطقه مورد مطالعه رخ داده است، انجام دادیم. برای این کار از شکل موج‌های باندپهن سه مولفه‌ای برای وارون‌سازی تانسور ممان با

بنابراین با توجه به تعداد رخدادهای و فواصل ایستگاهی باید یک حد مطلوب برای ابعاد خوشه‌های لرزه‌ای در نظر گرفت. در این مطالعه ابعاد خوشه‌های لرزه‌ای کمتر از ۲۰۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است.

برای اجرای برنامه به مدل سرعتی محلی و جهانی اولیه نیاز داریم. مدل‌های سرعتی محلی اولیه مورد استفاده در کشور آذربایجان از مطالعه یتیرمیشلی و همکاران (۲۰۱۱)، در منطقه وان از مطالعه آکویونلو و همکاران (۲۰۲۴) و در ایران از مطالعه ماهری و همکاران (۲۰۲۰) به دست آمده است و برای عمق‌های بیشتر مدل سرعتی جهانی $ak135$ (کنت و همکاران، ۱۹۹۵) در نظر گرفته شده است. اجرای برنامه $mloc$ در دو مرحله صورت می‌گیرد. در مرحله اول که به آن مرحله پاکسازی گفته می‌شود مدل سرعتی محلی اولیه را مورد استفاده قرار دادیم و در مرحله بعد، مدل سرعتی اولیه را با استفاده از رویدادهایی که دارای بهترین پوشش آزمون‌ی و کنترل عمقی هستند بهبود می‌دهیم.

مرحله اول یا پاکسازی به این صورت است که برای همه رویدادها یک عمق کانونی ثابت در نظر می‌گیریم. عمق کانونی اولیه را با استفاده از رخدادهایی که با دقت بالا و استفاده از خوانش فازهای بسیار نزدیک مکان‌یابی شده‌اند و یا عمق سنترئوید رویدادهای دارای حل سازوکار ممان تانسور تعیین می‌کنیم. بر اساس بازماند رخدادهایی که فاز نزدیک داشته باشند، می‌توانیم عمق را در طی اجرای برنامه تغییر داده و بهبود دهیم.

پس از اجرای مرحله پاکسازی، از میان داده‌های پاکسازی شده، رخدادهایی که دارای فازهای Pg و Sg فراوان با پوشش آزمون‌ی مناسب و همچنین فازهای نزدیک برای کنترل عمقی دارند را انتخاب می‌کنیم. همان‌طور که می‌دانیم جای‌گیری بین عمق و زمان‌رسید برای تعیین مکان همواره وجود دارد. جای‌گیری بین عمق و زمان‌رسید به این معنی است که گاهی ممکن است رخدادی با زمان‌رسید دیرتر دریافت شود و ما برای آن عمق کمتر در نظر بگیریم و یا رخدادی را با زمان‌رسید زودتر

مدل‌سازی تانسور ممان کافی است. بیشتر رخدادهای در پریودهای $T \geq 18$ s با مقدار قطع بلند-دوره بین $T=30$ s و ۵۰ ثانیه بر اساس بزرگای رخداد و با توجه به پهنای باند متوسط برخی از زلزله‌نگارها تجزیه و تحلیل شدند.

عمق سنترئید رخدادها بوسیله جستجوی شبکه‌ای با گام‌های یک کیلومتری در اطراف بهترین عمق پیدا شد و با این کار حدود قابل قبول عمق را با افزایش واریانس نسبت به بهترین برازش محاسبه کردیم. بنابراین افزایش واریانس ۵ درصدی به عنوان مقدار قطع برای عمق سنترئید و پارامترهای چشمه زوج‌نیرو (strike, dip, rake) تعیین شد، زیرا برای افزایش واریانس بزرگ‌تر از ۵ درصد، برازش شکل موج به خوبی انجام نمی‌شود. پارامترهای سازوکارهای برآورده شده به همراه کیفیت آن در جدول ۱ پیوست آورده شده است. کیفیت راه‌حل‌ها و عمق برآورده شده بر اساس انحراف معیار نرمال شده و عدم قطعیت عمق در سه سطح A، B و C دسته‌بندی شده است. انحراف معیار نرمال شده کمتر از مقدار $0/3$ در سطح A، بین $0/3$ تا $0/4$ در سطح B و بیشتر از $0/4$ در سطح C قرار گرفته است. همچنین عدم قطعیت عمق کمتر مساوی ۴ کیلومتر در سطح A، بین ۴ تا ۸ کیلومتر در سطح B و بیشتر از ۸ کیلومتر در سطح C قرار دارد. کیفیت عمق رخدادهایی که عمق ثابت برای آن در نظر گرفته شده نیز با حرف F مشخص شده است (جدول ۱ پیوست). علاوه بر این از قطبش‌های حرکت اول موج P برای محاسبه سازوکار کانونی جفت‌نیرو زمین‌لرزه ۳۰ جولای سال ۲۰۲۲ با بزرگای $3/5$ استفاده شد. در این روش که با استفاده از نرم‌افزار ساینز (هاوسکوف و اوتمولر، ۱۹۹۹) انجام می‌شود، قطبش پرتوهای P زمین‌لرزه روی دایره سازوکار به کمک دو صفحه گسلی و صفحه عمود بر آن جدا شده و سازوکار زمین‌لرزه حل می‌گردد. روی این دایره دو گستره فشاری با ایستگاه‌هایی با قطبش بالا (فشاری) و دو گستره کششی با قطبش پایین (کششی) هستند. در تحلیل سازوکار کانونی، معمولاً کانون زمین‌لرزه را به صورت

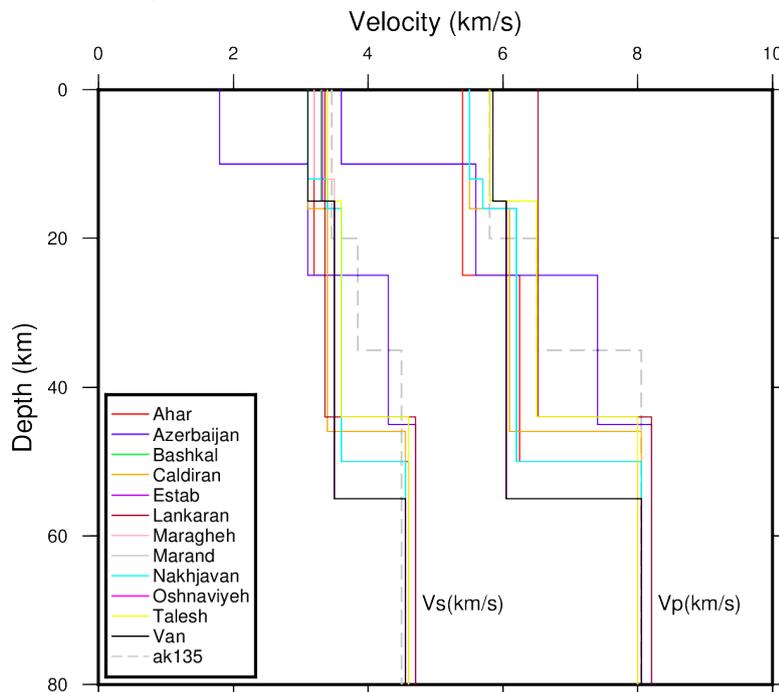
استفاده از کد نبلک و شیا (۱۹۹۵) بهره گرفتیم که در مطالعات گذشته (بطور مثال: براونمیلر و قدس، ۲۰۲۱؛ براونمیلر و تومور، ۲۰۲۴) با موفقیت از آن استفاده شده است. با این حال روش تانسور ممان لرزه‌ای دارای محدودیت‌هایی است که بیشتر متوجه توزیع ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، عدم قطعیت موقعیت اولیه زمین‌لرزه، وابستگی به مدل سرعتی زمین و نوفه و خطای داده‌ها است (تیمینسکا و لیزورک، ۲۰۲۴). در این مطالعه برای کاهش خطا و افزایش کیفیت سازوکارهای برآورد شده، داده‌های باندپهن از شبکه‌های IRSC و INSN ایران، شبکه KOERI در ترکیه و از ایستگاه‌هایی در منطقه قفقاز که در مراکز داده Geofon و IRIS DMC بایگانی شده‌اند، و همچنین داده‌های شکل موج شبکه‌های موقت دانشگاه علوم پایه انتخاب شده است. برای برآورد سازوکارها به طور میانگین از داده‌های ۲۵ ایستگاه و ۴۹ مولفه بایگانی‌گپ آزیموتی ۱۲۰ درجه استفاده شده است (تعداد دقیق ایستگاه‌ها، مولفه‌ها و گپ آزیموتی هر رخداد در جدول ۱ پیوست آورده شده است). ما در ابتدا پاسخ‌های دستگاهی را از شکل‌موج‌های انتخابی برداشتیم و مولفه‌های افقی را به مولفه شعاعی و عرضی چرخاندیم. در صورت لزوم برای زلزله‌نگارهایی که جهت‌گیری (جهت شمال ایستگاه) نادرستی داشتند، جهت‌گیری آنها با استفاده از روش ارائه شده در براونمیلر و همکاران (۲۰۲۰) تصحیح شد. شکل‌موج ایستگاه‌های مورد استفاده با توجه به قدرت سیگنال و سطح نوفه، دارای فاصله رومرکزی حدود ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلومتر هستند.

مدل مصنوعی برای یک مدل پوسته ساده یک بعدی با عمق موهو ۴۶ کیلومتر براساس مطالعه عزیززنجانی و همکاران (۲۰۱۳) محاسبه شده است که بطور معمول برای تحلیل تانسور ممان در شمال‌غرب ایران استفاده می‌شود و در سازگاری کلی با مدل‌های سرعت به‌دست آمده از مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها است. رویکرد مدل‌سازی یک بعدی شکل‌موج برای تحلیل بلند-دوره استفاده شده در

لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (INSN) استفاده شد. با توجه به اینکه در هر چهار ربع دایره سازوکار، ایستگاه لرزه‌نگاری و داده ثبت شده داشتیم، خطای صفحات به‌دست آمده کمتر از ۱۵ درجه به‌دست آمد و سازوکار کانونی زمین‌لرزه با کیفیت خیلی خوب حل شد. ۲۳۳ سازوکارهای کانونی به‌همراه سازوکار یک رخداد که به‌صورت اولین رسید موج P به‌دست آمده در شکل (۶) آورده شده است.

یک نقطه در نظر می‌گیریم و در این نقطه به‌گونه نظری یک سیستم نیرو شامل دو جفت نیرو فرض می‌شود که به آن الگوی دو زوجی معادل گفته می‌شود. در این الگو، دو جفت نیرو در خالف جهت یکدیگرند و از نظر بزرگی مساوی هستند. این نیروها در حول نقطه کانونی، گشتاور حاصل از یک دیگر را خنثی می‌کنند.

برای این کار از لرزه‌نگاشت‌های شبکه لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC)، شبکه



شکل ۴. مدل‌های سرعتی امواج طولی و عرضی بهبود داده شده خوشه‌های لرزه‌ای شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه با استفاده از نرم‌افزار *mloc* خطوط رنگی مدل سرعتی هر خوشه‌های لرزه‌ای و خطچین مدل جهانی ak135 را نشان می‌دهد.

۵ نتایج

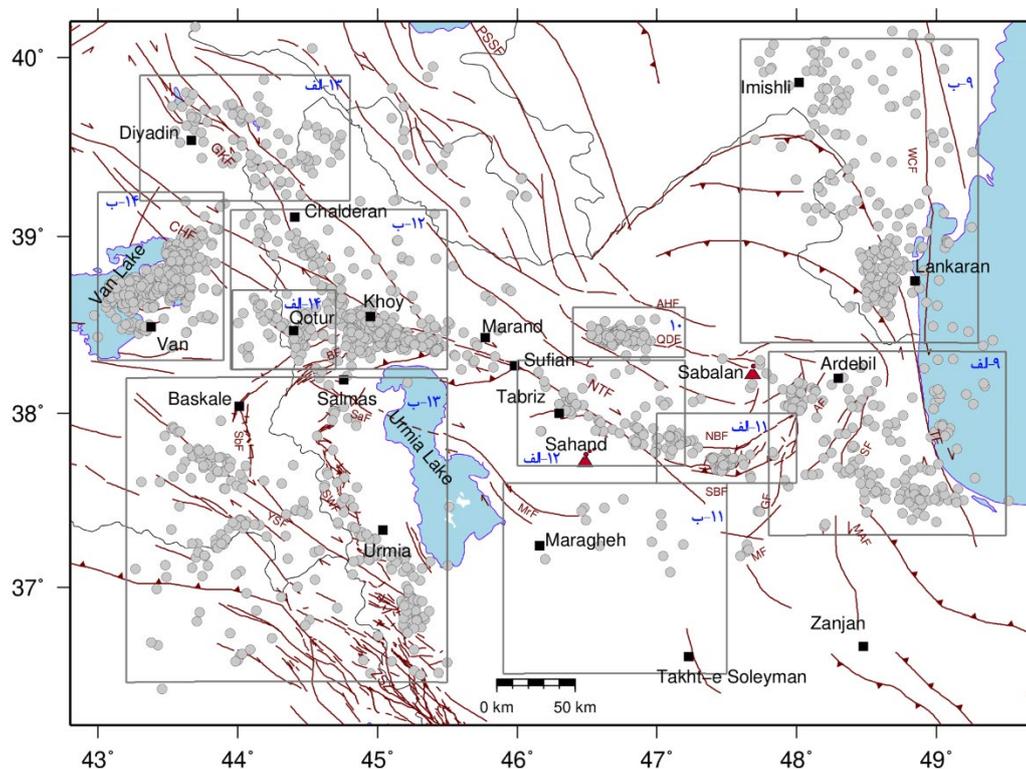
شده است. مدل‌های سرعت به‌دست آمده در اکثر خوشه‌های لرزه‌ای با مدل‌های قبلی همخوانی بسیار خوبی دارند، اما مدل سرعتی به‌دست آمده برای خوشه‌لرزه‌ای آذربایجان که درون کورا قرار دارد با بقیه مدل‌های سرعتی تفاوت دارد. در این مدل سرعتی لایه بالایی یک لایه رسوبی ضخیم با عمق حدود ۱۰ کیلومتر و کم‌سرعت را نشان می‌دهد. لایه میانی منطبق با دیگر مدل‌های سرعتی است و لایه پایینی یک لایه با سرعت بالا نسبت به دیگر

در منطقه شمال‌غرب ایران تعداد ۱۲ خوشه لرزه‌ای انتخاب شده است که با چهارگوش‌های خاکستری در شکل (۳-الف) مشخص شده است. خوشه‌های لرزه‌ای مشخص شده در شکل ۳ با نام‌های اهر، آذربایجان، لنکران، تالش، شرق-تبریز، مرند، باشکال، اشنویه، کالدیران، نخجوان، مراغه و وان معرفی شده‌اند. به‌عنوان نمونه نتایج مربوط به پردازش خوشه اهر در قسمت پیوست آورده شده است. مدل سرعتی بهبود داده شده برای هر خوشه لرزه‌ای در شکل (۴) آورده

رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر و ۴۳ رخداد با خطای بیشتر از ۵ کیلومتر مکان‌یابی مجدد شده‌اند. این ارقام نشان می‌دهد حدود ۹۷ درصد رخدادها خطای رومرکز کمتر از ۵ کیلومتر دارند و بیش از ۹۰ درصد رخدادها با خطای کمتر از ۳ کیلومتر مکان‌یابی مجدد شده‌اند. بر اساس نتایج بدست آمده بیشترین و متوسط تغییرات موقعیت رخدادها در خوشه‌های لرزه‌ای پس از مکان‌یابی مجدد نسبت به حالت اولیه به ترتیب حدود $۶۹/۲$ و $۷/۸$ کیلومتر بوده است.

مدل‌ها را نشان می‌دهد که احتمالاً منطبق با سرعت یک پوسته شبه اقیانوسی است (شکل ۴).

شکل (۵) نتایج مکان‌یابی مجدد ۱۲ خوشه لرزه‌ای در شمال‌غرب ایران شامل ۲۱۴۹ زمین‌لرزه با بزرگای بیشتر از ۳ که در دوره زمانی ۱۹۵۹ الی ۲۰۲۴ رخ داده‌اند را نشان می‌دهد. از این تعداد زمین‌لرزه، ۱۶۷۷ رخداد با خطای رومرکزی کمتر از ۲ کیلومتر، ۱۹۵۲ رخداد با خطای رومرکزی کمتر از ۳ کیلومتر، ۲۱۰۶ رخداد با خطای



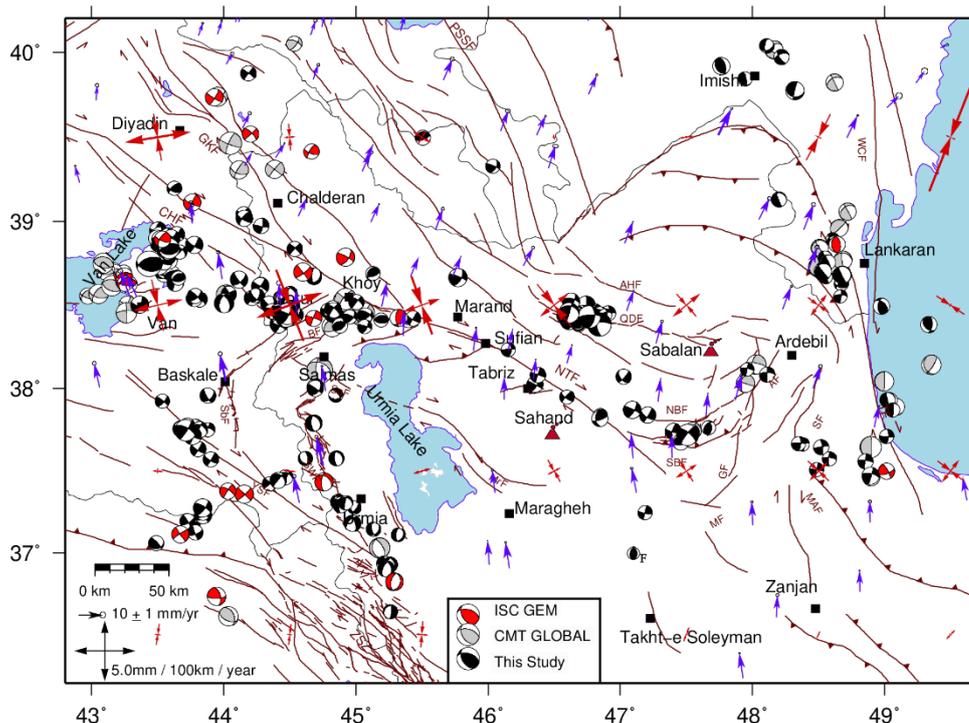
شکل ۵. نتایج مکان‌یابی مجدد ۱۲ خوشه لرزه‌ای ذکر شده در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه که شامل ۲۱۴۹ زمین‌لرزه است. دایره‌ها، رومرکز زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده و خطوط قهوه‌ای رنگ، گسله‌های محدوده شمال‌غرب ایران توسط سلیمانی‌آزاد (۲۰۰۹)، تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸) و نیاسری‌فرد و همکاران (۲۰۲۱) را نشان می‌دهد. کادرهای خاکستری محدوده بزرگنمایی در شکل‌های ۹ تا ۱۴ را نشان می‌دهد.

یابی مجدد یک ابر لرزه‌ای موازی با یال شرقی دریاچه وان با امتداد شمال‌شرق-جنوب‌غرب نشان می‌دهد (شکل ۵). همچنین نتایج نشان می‌دهد در برخی نواحی شمال‌غرب ایران زمین‌لرزه‌ها بر روی گسله خاصی متمرکز نشده است و در یک ناحیه توزیع شده است (به طور مثال خوشه لرزه‌ای باشکال و نخجوان، شکل ۵). نتایج مکان‌یابی مجدد

نتایج مکان‌یابی مجدد رخدادها نشان می‌دهد لرزه‌خیزی در شمال‌غرب ایران بیشتر روی گسله شمال تبریز و امتداد آن به سمت سامانه گسلی گلاتو-سیاه‌چشمه-خوی، گسله سلماس و نواحی کششی غرب دریاچه ارومیه، سامانه گسلی چالدران و در امتداد گسله تالش و حاشیه بلوک خزر جنوبی متمرکز شده است. در منطقه وان نتایج مکان-

آن دارد (شکل ۵). نتایج مکان‌یابی ما هیچگونه لرزه‌خیزی روی گسله مراغه که توسط تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸) معرفی شده است نشان نمی‌دهد، اما یک پهنه لرزه‌ای در امتداد شرقی این گسله و امتداد شمالی گسله تخت سلیمان مشاهده می‌شود (شکل ۵).

ما برای نخستین بار روندهایی را در خوشه لرزه‌ای شرق تبریز نشان می‌دهد که عمود بر روند گسله شمال تبریز هستند و روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی دارند (شکل ۵). همچنین نتایج نشان می‌دهد که بخش مرکزی گسله شمال تبریز لرزه‌خیزی کمتری نسبت به دو انتهای شمالی و جنوبی



شکل ۶. سازوکارهای کانونی استخراج شده از ISC_GEM (توپ‌های قرمز رنگ)، CMT GLOBAL (توپ‌های خاکستری رنگ) و این مطالعه (توپ‌های مشکی رنگ، F، سازوکار به‌دست آمده از روش اولین رسید موج P را نشان می‌دهد). بردارهای آبی رنگ، بردارهای سرعت جی‌پی‌اس و بردارهای قرمز رنگ، بردارهای تنش و کرنش برگرفته از خرمی و همکاران (۲۰۱۹)، خطوط قهوه‌ای رنگ، گسله‌های محدوده شمال‌غرب ایران برگرفته از سلیمانی‌آزاد (۲۰۰۹)، تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸) و نیاسری‌فرد و همکاران (۲۰۲۱) را نشان می‌دهد.

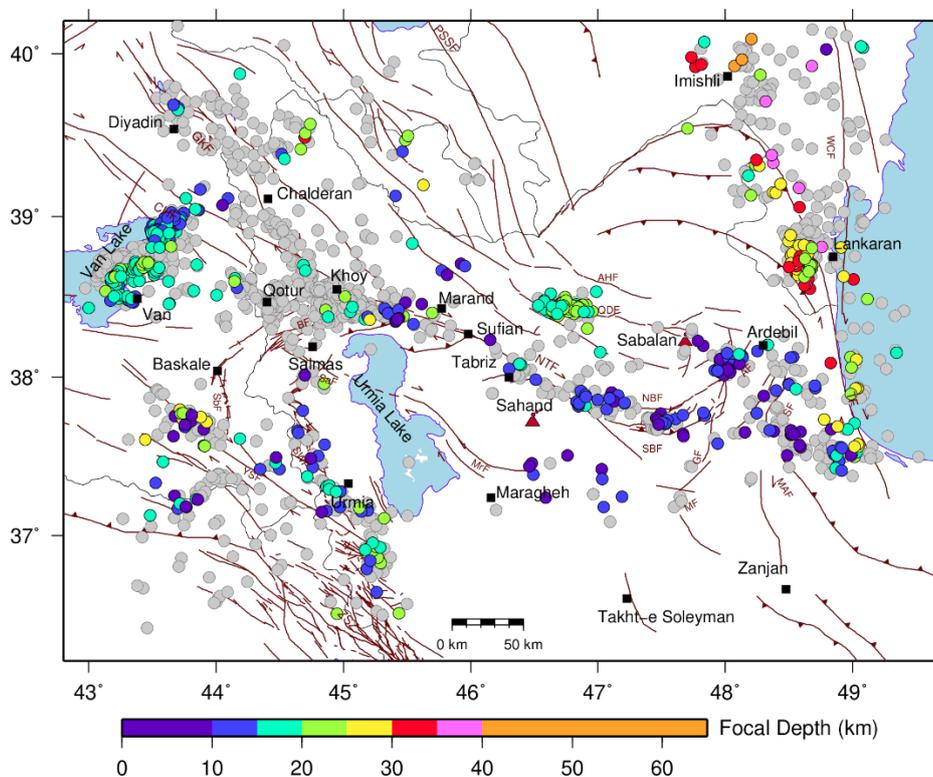
موقعیت رخدادها با موقعیت جدید که از مکان‌یابی مجدد بدست آمده بود جایگزین شد (شکل ۶). سازوکارهای کانونی بدست آمده نشان می‌دهد سازوکارهای راستالغز بیشترین تاثیر را در لرزه‌خیزی شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه دارند. در حاشیه بلوک خزر جنوبی و کوه‌های تالش بیشتر سازوکارهای معکوس و تراستی، و در جنوب سلماس و غرب دریاچه ارومیه سازوکارهای نرمال مشاهده می‌شود (شکل ۶).

در خوشه‌های لرزه‌ای ذکر شده، برای رخدادهایی که دارای پوشش پرتویی مناسب و کنترل عمقی مطلوب بودند

در این مطالعه برای زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده خوشه‌های لرزه‌ای شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه تعداد ۲۳۴ سازوکار کانونی جدید (رخدادهای با بزرگای بیشتر از ۴ از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۲۲) محاسبه شد که موقعیت این رخدادها با موقعیتی که از مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها بدست آمده جایگزین شده است و در شکل (۶) نمایش داده شده است. علاوه بر سازوکارهای کانونی ذکر شده، برای رخدادهای ثبت شده از سال ۱۹۷۶ تا ۲۰۲۴ تعداد ۵۰ سازوکار از CMT Global و تعداد ۲۲ سازوکار از ISC_GEM که با سازوکارهای محاسبه شده ما اشتراکی نداشتند گرفته شد و

مشخص می‌کند که از ۴ تا ۶۴ کیلومتر در محدوده شمال-غرب ایران و شرق ترکیه متغیر است. علاوه بر عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها (Focal depth)، عمق بدست آمده بر اساس سازوکارهای کانونی (Centroid depth) برای خوشه‌های مکان‌یابی شده در شمال‌غرب ایران نیز در شکل (۸) نشان داده شده است. بر اساس نتایج بدست آمده، در بیشتر بخش‌های شمال‌غرب ایران و شرق عمق زمین‌لرزه‌ها حدود ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر است اما در حاشیه خزر جنوبی، تالش، لنکران و حوزه کورا عمق زمین‌لرزه‌ها به بیش از ۴۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۷، ۸ و ۹).

(یعنی در فاصله کمتر از ۱۵ کیلومتر از رومرکز زمین‌لرزه با یک یا چند ایستگاه زلزله‌نگاری یا شتاب‌نگاری ثبت شده‌اند) زیرخوشه‌هایی انتخاب و عمق رخدادها با خطای قابل قبولی (۲ تا ۳ کیلومتر) تخمین زده شده است و برای رخدادهایی که کنترل عمقی نداشتند، عمق ثابتی در نظر گرفته شده است. از ۲۱۴۹ زمین‌لرزه، تعداد ۶۸۸ رخداد با خطای بین ۲ تا ۳ کیلومتر تعیین عمق شد. در شکل (۷)، تغییرات عمقی زمین‌لرزه‌های موجود در خوشه‌های لرزه‌ای نشان داده شده است. در این شکل دایره‌های خاکستری زمین‌لرزه‌های با عمق ثابت را نشان می‌دهد و دایره‌های رنگی نیز عمق کانونی رخدادهای دارای کنترل عمقی را



شکل ۷. عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در خوشه‌های لرزه‌ای شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه. دایره‌های خاکستری زمین‌لرزه‌های با عمق کانونی ثابت را نشان می‌دهد و دایره‌های رنگی نیز عمق رخدادهای دارای کنترل عمقی را مشخص می‌کند که از ۴ تا ۶۴ کیلومتر در محدوده شمال‌غرب متغیر است و با رنگ آبی تا نارنجی نشان داده شده است.

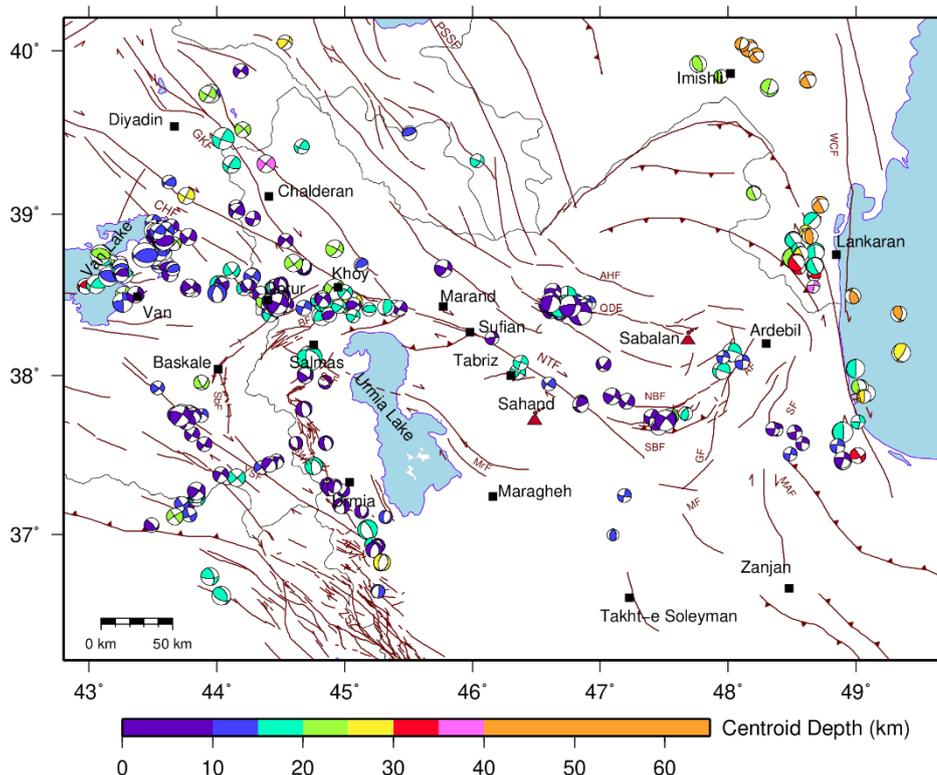
ملاحظه‌ای بیشتر از سایر مناطق است. در جنوب‌غربی اردبیل لرزه‌خیزی متمرکزی با سازوکار راستالغز-کششی و عمق حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر دیده می‌شود که در امتداد گسله اردبیل (AF) و یک گسله با روند شمالی-جنوبی

۱-۵ حوضه خزر و تالش

بر اساس نتایج به دست آمده از مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها، عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در شرق منطقه مورد مطالعه (حوضه خزر، تالش و لنکران) به طور قابل

لنکران نیز لرزه‌خیزی متمرکزی مشاهده می‌شود که سازوکار اغلب زمین‌لرزه‌های آن به‌صورت رانندگی است. در این ناحیه نیز مشابه تالش عمق زمین‌لرزه‌ها نسبت به سایر نواحی افزایش می‌یابد و به حدود ۲۰ تا ۶۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۹-ب). در بخش شمالی ناحیه (شهر ایمشلی در جنوب کشور آذربایجان) یک روند واضح لرزه‌خیزی با روند شمال‌شمال‌غربی-جنوب‌جنوب شرقی مشاهده می‌شود از گسله غرب خزر شروع و به کورا می‌رسد. عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در این بخش به بیش از ۶۰ کیلومتر می‌رسد. سازوکار زمین‌لرزه‌ها در این ناحیه هم به‌صورت معکوس و هم تراکشنی (نرمال با جزء امتدادلغز) مشاهده می‌شود (شکل ۹-ب).

قرار گرفته است (شکل ۹-الف). در نواحی مرکزی منطقه، لرزه‌خیزی بر روی گسله‌های متفاوتی از جمله گسله سنگاور (SF) و شاخه‌های گسلی بین گسله سنگاور و تالش پراکنده شده است که سازوکار این زمین‌لرزه‌ها به‌صورت راست‌الغز چپ‌بر با روند شمالی-جنوبی به‌دست آمده است و عمق زمین‌لرزه‌ها حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر است (شکل ۹-الف). در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه، لرزه‌خیزی در بخش‌هایی از تالش و حوضه خزر جنوبی پراکنده شده است و سازوکار اغلب این زمین‌لرزه‌ها به‌صورت رانندگی کم‌شیب است. در این ناحیه عمق زمین‌لرزه‌ها با سایر نواحی متفاوت است و به حدود ۲۰ تا بیش از ۴۰ کیلومتر افزایش می‌یابد (شکل ۹-الف). در بخش شمالی تالش و در غرب



شکل ۸. عمق سنترالید بدست آمده از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌های موجود در خوشه‌های لرزه‌ای شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه. دایره‌های رنگی سازوکار زمین‌لرزه و عمق سنترالید رخدادها را نشان می‌دهد.

۵-۲ شمال‌غرب ایران

متمرکز شده است. برای مشاهده بهتر جزئیات روندهای لرزه‌خیزی، شمال‌غرب ایران به بخش‌های اهر، بزقوش، مراغه، تبریز و خوی تقسیم شده است. در بخش اهر یک خوشه لرزه‌ای متمرکز بر روی گسله اهر و قوشاداغ مشاهده

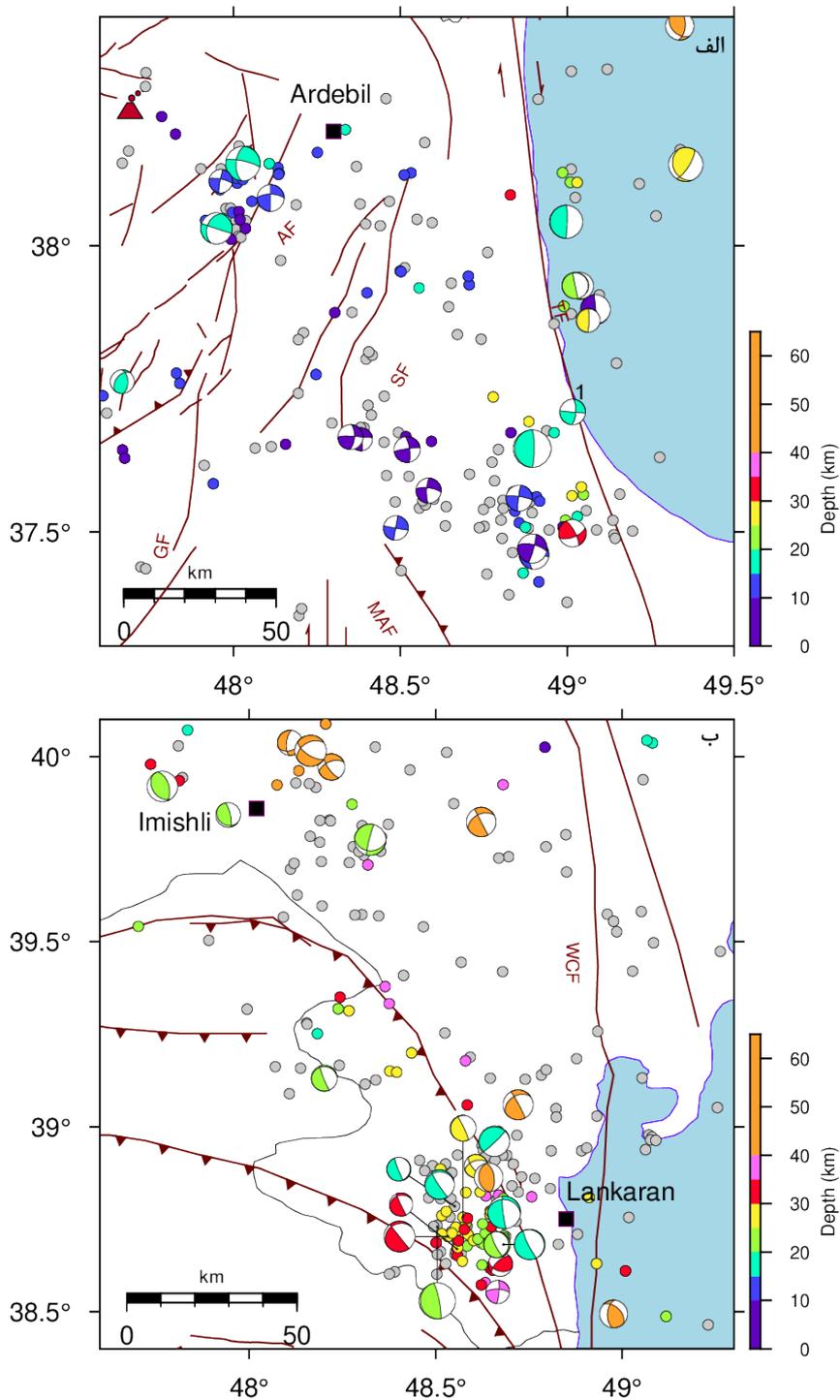
بر اساس نتایج به دست آمده از مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها در شمال‌غرب ایران، به نظر می‌رسد لرزه‌خیزی در این ناحیه بر روی گسله‌های شناخته شده و اصلی منطقه

می‌شود که سازوکار اغلب این زمین‌لرزه‌ها به صورت راستالغز و راستالغز با مولفه فشارشی به‌دست آمده است (شکل ۱۰). در این روند لرزه‌خیزی متمرکز، روندهای بارز شمال‌غرب-جنوب شرق مشاهده می‌شود که هم‌راستا با جهت یکی از صفحات سازوکار معکوس است (شکل ۱۰-الف). لرزه‌خیزی اهر مربوط به زمین‌لرزه‌های دوتایی ۱۱ آگوست ۲۰۱۲ اهر-ورزقان با بزرگای ۶/۴ و ۶/۲ و پس‌لرزه‌های آنها است و قبل از این رخدادها، لرزه‌خیزی در این بخش ثبت نشده است. عمق زمین‌لرزه‌ها در این ناحیه حدود ۱۵ تا ۲۵ کیلومتر است. در ناحیه بزقوش، در بخش غربی منطقه، به نظر می‌رسد لرزه‌خیزی بیشتر بر روی امتداد گسله شمال تبریز به سمت گسله بزقوش شمالی متمرکز شده است و سازوکار این زمین‌لرزه‌ها اغلب به صورت راستالغز مشاهده می‌شود (شکل ۱۱-الف). در بخش مرکزی بزقوش لرزه‌خیزی با یک روند تقریباً شمالی-جنوبی در بین گسله‌های بزقوش شمالی و جنوبی متمرکز شده است و سازوکار زمین‌لرزه‌ها به صورت راستالغز، معکوس و یا راستالغز با مولفه معکوس مشاهده می‌شود (شکل ۱۱-الف). در بخش مراغه، روی گسله مراغه لرزه‌خیزی مشاهده نمی‌شود، اما یک پهنه لرزه‌ای در امتداد شرقی این گسله مشاهده می‌شود که سازوکار یکی از رخدادهای این پهنه لرزه‌ای راستالغز راست‌بر یا چپ‌بر و همچنین سازوکار یک رخداد معکوس به‌دست آمده است. (سازوکار شماره ۳ شکل ۱۱-ب).

در محدوده تبریز، لرزه‌خیزی بر روی گسله شمال تبریز متمرکز شده است و سازوکار این زمین‌لرزه‌ها به صورت راستالغز مشاهده می‌شود. در این ناحیه برای اولین بار دو روند لرزه‌خیزی با امتداد شمال-شمال‌شرقی مشاهده می‌شود که عمود بر گسله شمال‌تبریز هستند (شکل ۱۲-

الف). عمق زمین‌لرزه‌ها در این بخش و بر روی گسله‌های اصلی حدود ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر است (میانگین ۱۲/۱ کیلومتر) اما در بخش اهر عمق زمین‌لرزه‌ها افزایش می‌یابد و به بیشتر از ۲۰ کیلومتر نیز می‌رسد (میانگین ۲۰/۳ کیلومتر) (شکل ۱۰، ۱۱، ۱۲-الف و ۲ پیوست).

در بخش غربی منطقه که شامل مرند و خوی است، لرزه‌خیزی به صورت متمرکز بر روی گسله‌های اصلی منطقه (گسله گلاتو-سیاه‌چشمه-خوی و امتداد آن به سمت چالدران) و گسله‌هایی موازی گسله اصلی در جنوب آن و با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی قرار گرفته است (شکل ۱۲-ب). سازوکار اغلب این زمین‌لرزه‌ها به صورت راستالغز است، اما تعدادی سازوکار کششی (نرمال) و فشارشی (معکوس) نیز در این ناحیه مشاهده می‌شود. بیشتر این سازوکارها متعلق به زمین‌لرزه‌های ۱۸ و ۲۸ ژانویه ۲۰۲۳ و پس‌لرزه‌های آنها است. زمین‌لرزه ۱۸ ژانویه ۲۰۲۳ با بزرگای ۵/۷ و زمین‌لرزه ۲۸ ژانویه ۲۰۲۳ با بزرگای ۵/۹ سازوکار راستالغز راست‌بر با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی رخ داده است (شکل ۳ پیوست). عمق زمین‌لرزه‌ها نیز در این بخش عمدتاً حدود ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر است ولی چند زمین‌لرزه با عمق حدود ۲۰ کیلومتر نیز در برخی نواحی مشاهده می‌شود (شکل ۱۲-ب). همچنین یک ابر لرزه‌ای متمرکز بر روی قطور مشاهده می‌شود (شکل ۱۲-ب). برای مشاهده بهتر جزئیات ابر لرزه‌ای قطور، بزرگ‌نمایی آن در شکل ۱۴-الف نشان داده شده است. در این بخش زمین‌لرزه‌های دوتایی ۲۳ فوریه ۲۰۲۰ قطور با بزرگای ۵/۹ و ۵/۷ رخ داده است. سازوکار زمین‌لرزه‌های قطور به صورت راستالغز و تراکششی مشاهده می‌شود و عمق زمین‌لرزه‌ها اغلب حدود ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر است (شکل ۱۴-الف).

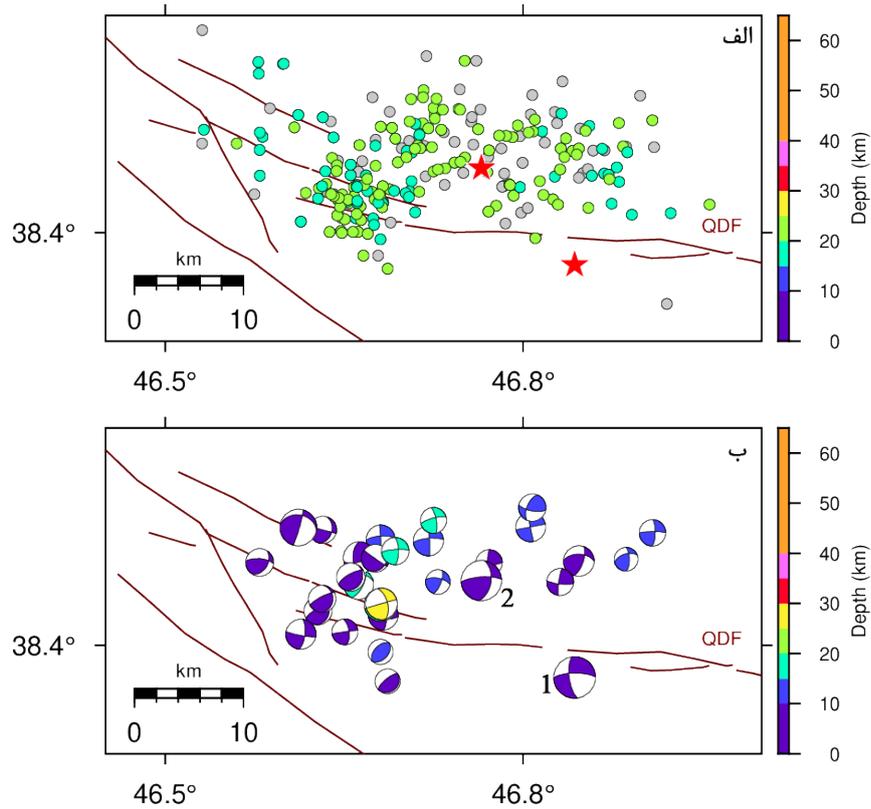


شکل ۹. الف) بزرگنمایی محدوده تالش و حوضه خزر جنوبی. ب) بزرگنمایی محدوده لنکران و جنوب کشور آذربایجان. حروف اختصاری عبارتند از AF: گسله اردبیل، GF: گسله گرمیچای، TF: گسله تالش، SF: گسله سنگاور، MAF: گسله ماسوله، WCF: گسله غرب خزر.

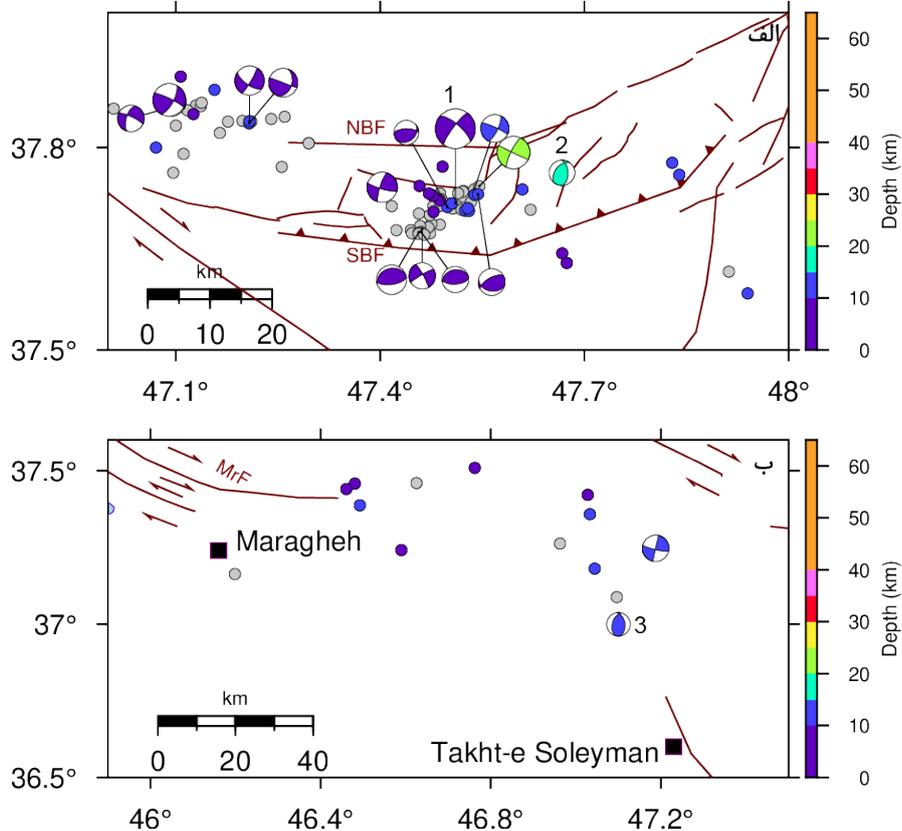
مطالعه که شامل نواحی از شرق ترکیه و غرب ایران است به سه بخش شامل شمال چالدران، اشنویه (شرق آناتولی) و وان تقسیم شده است (شکل ۱۳ و ۱۴). در بخش جنوبی

۳-۵ شرق ترکیه

بر اساس نتایج به‌دست آمده از مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها و برای مشاهده جزئیات بهتر نتایج، بخش غربی منطقه مورد



شکل ۱۰. الف) زمین‌لرزه‌های محدوده اهر. ستاره‌های قرمز موقعیت زمین‌لرزه‌های اهر-ورزقان را نشان می‌دهد. ب) سازوکارهای کانونی محدوده اهر. حروف اختصاری عبارتند از QDF: گسله قوشاداغ. شماره‌های ۱ و ۲ به ترتیب سازوکار کانونی زمین‌لرزه اول و دوم اهر-ورزقان را نشان می‌دهد.

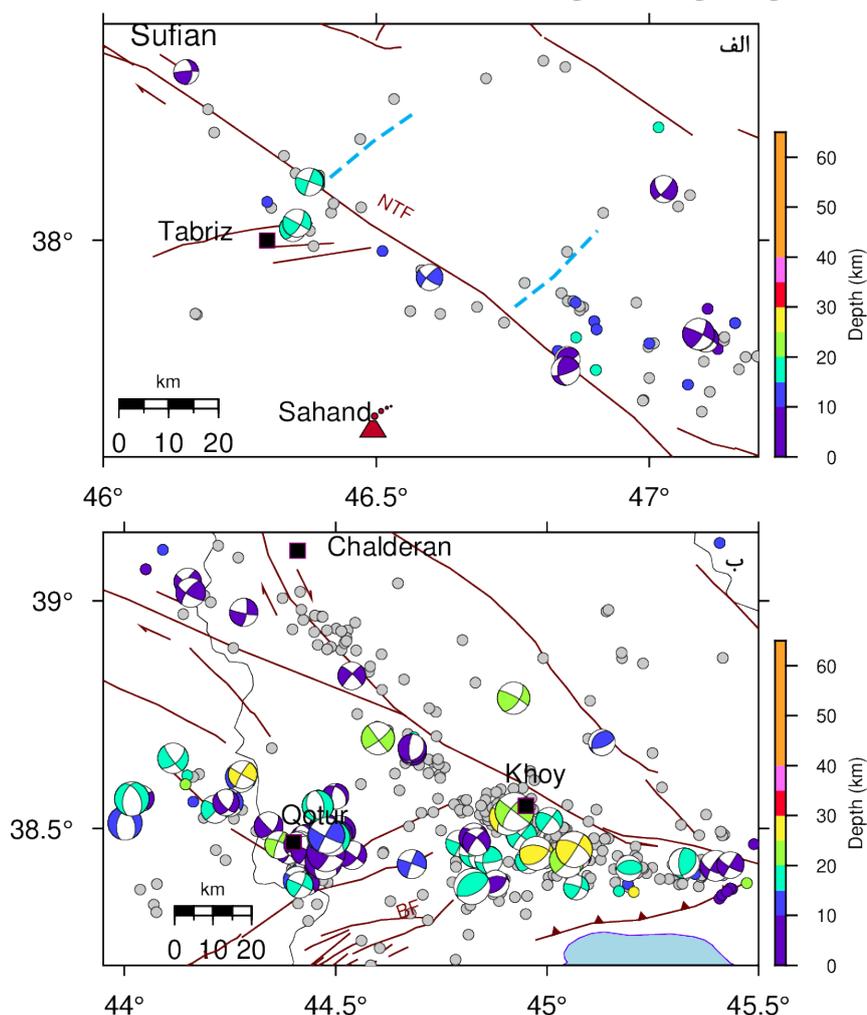


شکل ۱۱. الف) زمین‌لرزه‌ها و سازوکارهای کانونی محدوده بزقوش. ب) محدوده مراغه. حروف اختصاری عبارتند از NBF: گسله بزقوش شمالی، SBF: گسله بزقوش جنوبی، MrF: گسله مراغه. اعداد ۱، ۲ و ۳ شماره سازوکارهای کانونی اشاره شده در متن اصلی است.

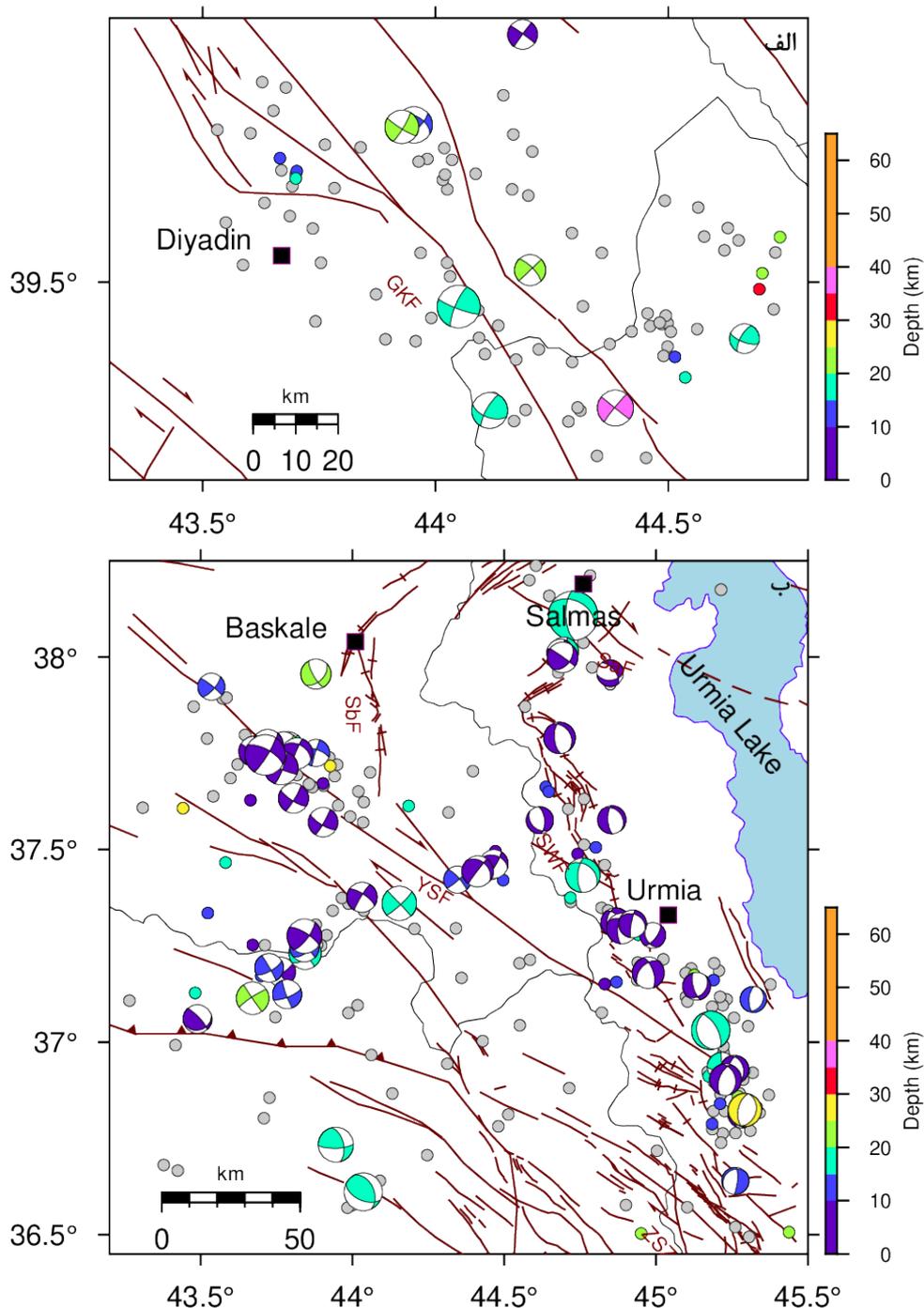
سازوکار اغلب زمین لرزه‌ها در این بخش به صورت کششی به دست آمده است (شکل ۱۳-ب). علاوه بر این شاخه دیگری از این روند لرزه‌خیزی متمرکز از انتهای سامانه گسلی زاگرس به سمت جنوب شرق آناتولی ادامه یافته است که سازوکار زمین لرزه‌های آن به صورت راستالغز مشاهده می‌شود. بر اساس نتایج مکان‌یابی مجدد، در بخش جنوبی این منطقه نیز لرزه‌خیزی به صورت پراکنده بر روی تکه‌های گسلی مشاهده می‌شود که سازوکار آنها به صورت راستالغز و ترفشارشی است (شکل ۱۳-ب). عمق زمین لرزه‌ها در این منطقه برای روندهایی که به روی گسله‌های اصلی و مرز بلوک متمرکز شده‌اند حدود ۱۰ تا ۱۲ کیلومتر و برای زمین لرزه‌هایی که در بلوک توزیع شده‌اند به ۲۰ کیلومتر نیز می‌رسد (شکل ۱۳-ب).

منطقه چالدران، لرزه‌خیزی به صورت متمرکز بر روی امتداد گسله گلاتو-خوی قرار گرفته است اما در بخش‌های شمالی منطقه (شهر دیادین)، لرزه‌خیزی به صورت پراکنده بر روی پایانه‌های گسلی توزیع شده است (شکل ۱۳-الف). سازوکار اغلب زمین لرزه‌ها در این منطقه به صورت راستالغز مشاهده می‌شود (در پایانه گسلی یک زمین لرزه با سازوکار تراکششی مشاهده می‌شود) و عمق زمین لرزه‌ها از ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر متغیر است (شکل ۱۳-الف).

در منطقه اشنویه و شرق آناتولی لرزه‌خیزی هم به صورت متمرکز بر روی گسله‌های اصلی منطقه و هم به صورت پراکنده بر روی تکه‌های گسلی مشاهده می‌شود (شکل ۱۳-ب). در بخش شرقی این منطقه، روند لرزه‌خیزی متمرکز از انتهای زاگرس به سمت سلماس و در امتداد گسل سرو با امتداد شمالی-جنوبی مشاهده می‌شود که



شکل ۱۲. الف) بزرگنمایی محدوده تبریز. ب) بزرگنمایی محدوده خوی و قطور. حروف اختصاری عبارتند از NTF: گسله شمال تبریز، BF: ناحیه گسلی بسکله.



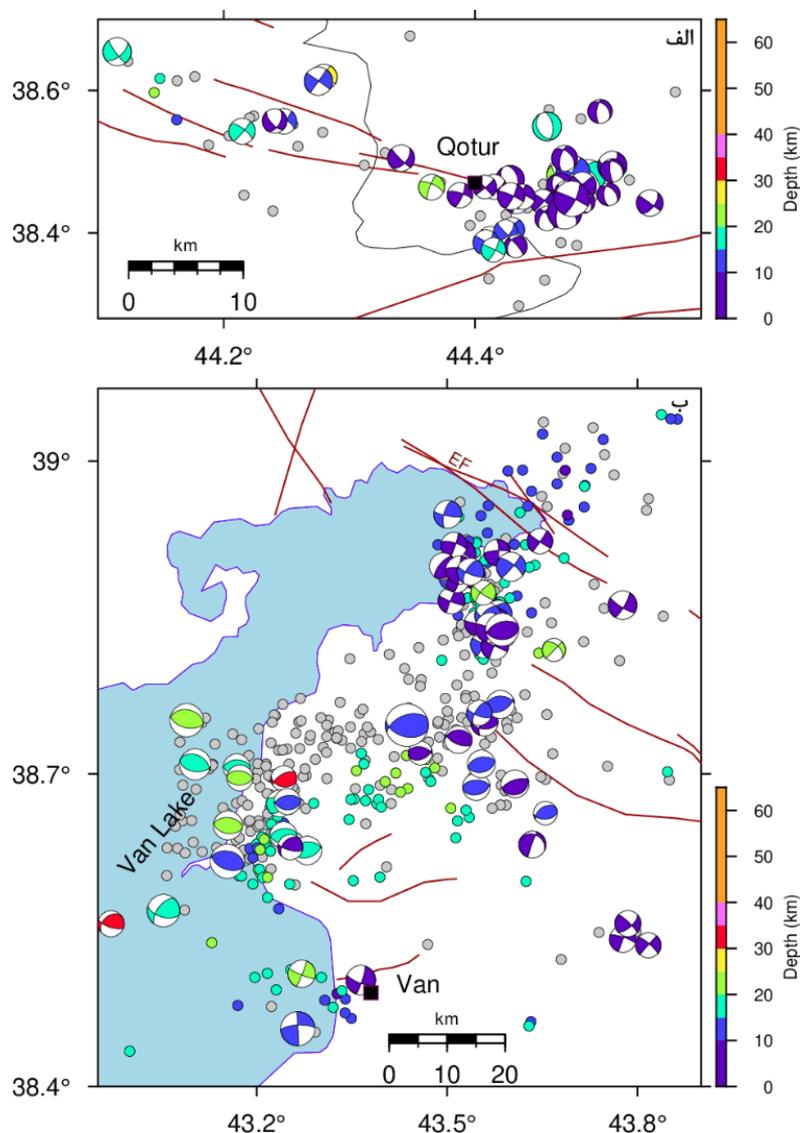
شکل ۱۳. الف) بزرگنمایی محدوده چالدران. ب) بزرگنمایی محدوده اشنویه و بسکله. حروف اختصاری عبارتند از SWF: گسله سرو، YSF: گسله یوکسکووا-سمپدینلی، SbF: گسله جنوب بسکله، SaF: گسله سلماس، ZSZ: ناحیه زمین درز زاگرس، GKF: گسله گیلاتو-خوی.

زمین لرزه‌ها به صورت راست‌الغز راست‌بر است. در بخش مرکزی به نظر می‌رسد یک روند لرزه‌خیزی با امتداد شرقی-غربی و سازوکارهای معکوس قرار دارد که عمده این لرزه‌خیزی مربوط به زلزله سال ۲۰۱۱ با بزرگای ۷/۱ و

در منطقه وان یک ابر لرزه‌ای در مجاورت دریاچه وان با امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی مشاهده می‌شود (شکل ۱۴-ب). در قسمت شمالی این ابر لرزه‌ای روندهای متمرکزی مشاهده می‌شود که سازوکار اغلب این

(شکل ۱۴-ب). تغییرات عمقی به‌دست آمده برای زمین لرزه‌ها در خوشه لرزه‌ای وان با نتایج به‌دست آمده از مطالعات الیوت و همکاران (۲۰۱۳)، مکنزی و همکاران (۲۰۱۶) و عمق بدست آمده بر اساس سازوکارهای کانونی مطابق است. نتایج این مطالعات نشان می‌دهد گسیختگی زمین‌لرزه ۲۳ اکتبر ۲۰۱۱ با بزرگای ۷/۱ در این منطقه نیز تا عمق ۱۰ کیلومتری متوقف شده است و گسیختگی به سطح نرسیده است ولی با این وجود ممکن است زمین‌لرزه‌هایی با عمق کم نیز در آینده رخ دهد.

پس‌لرزه‌های آن است (شکل ۱۴-ب و ۴ پیوست). در قسمت جنوبی ابر لرزه‌ای منطقه وان نیز روندهای لرزه‌خیزی با امتداد شمالی-جنوبی و شمال‌شرقی-جنوب‌غربی مشاهده می‌شود که سازوکار این زمین‌لرزه‌ها اغلب به‌صورت معکوس است اما زمین‌لرزه‌هایی با سازوکار راست‌الغز نیز در این ناحیه مشاهده می‌شود (شکل ۱۴-ب). بر اساس نتایج مکان‌یابی مجدد، عمق کانونی زمین‌لرزه‌ها در این منطقه بین ۱۰ تا ۲۵ کیلومتر متغیر است و به نظر می‌رسد عمق زمین‌لرزه‌ها در بخش جنوبی بیشتر از بخش شمالی باشد



شکل ۱۴. الف) بزرگنمایی محدوده قطور. ب) بزرگنمایی محدوده وان. حرف اختصاری EF: گسله ایریچ.

۶ بحث

۱-۶ مدل کینماتیکی شمال غرب ایران و شرق

ترکیه

نتایج مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که عمده لرزه‌خیزی در شمال غرب ایران و شرق ترکیه بر روی مرزهای اصلی تکتونیکی منطقه که در مطالعات قبلی (قدس و همکاران ۲۰۱۵، نیاسری فرد و همکاران ۲۰۲۱، افلاکی و همکاران ۲۰۲۱) مشخص شده‌اند، متمرکز شده است. نتایج ما در اغلب موارد مدل‌های کینماتیکی ارائه شده قبلی را تایید می‌کند، اما در برخی مناطق نیز نشان می‌دهد مرزهای تکتونیکی و مدل‌های کینماتیکی موجود و در در مواردی نقشه گسله‌های فعال نیاز به بازنگری دارد. نتایج مکان‌یابی مجدد نشان می‌دهد عمده لرزه‌خیزی بر روی گسله شمال تبریز و امتداد آن به سمت گسله گلاتو-سیاه‌چشمه-خوی و سامانه گسلی چالدران که بر اساس مطالعات جی‌پی‌اس بیشترین آهنگ لغزش را دارند، متمرکز شده است. به استناد مطالعه قدس و همکاران (۲۰۱۵) این سامانه‌های گسلی مرزهای اصلی تکتونیکی هستند که با حرکت راستالغز راست‌بر باعث انتقال جرم به سمت شرق می‌شوند و نتایج توزیع زمین‌لرزه‌های ما نیز این مرزهای تکتونیکی را تایید می‌کند.

در بخش دیگری از منطقه مطالعه، نتایج ما یک روند لرزه‌خیزی متمرکز با امتداد شمال-جنوبی از زاگرس به سمت سلماس و در امتداد گسل سرو با سازوکار نرمال و یک روند لرزه‌خیزی دیگر با سازوکار راستالغز راست‌بر از انتهای سامانه گسلی زاگرس به سمت جنوب شرق آناطولی نشان می‌دهد. این روندها منطبق بر سامانه گسلی معرفی شده در مدل کینماتیکی نیاسری فرد و همکاران (۲۰۲۱) است و نتایج مکان‌یابی مجدد نیز مرزهای تکتونیکی معرفی شده در آن مطالعه را تایید می‌کند.

در برخی مناطق نتایج مکان‌یابی مجدد با مدل‌های کینماتیکی قبلی همخوانی ندارد و آن را تایید نمی‌کند. بطور مثال در مرز تالش و خزر جنوبی یک سازوکار راستالغز چپ‌بر (سازوکار شماره ۱ در شکل ۹-الف با

کیفیت A) به دست آمده که متعلق به زمین‌لرزه ۲۵ ژانویه ۲۰۱۹ با بزرگای ۴ است. مشاهده این سازوکار در این منطقه و همچنین عدم مشاهده سازوکارهای راستالغز راست‌بر شمالی-جنوبی در بخش تالش با مدل قدس و همکاران (۲۰۱۵) همخوانی ندارد و می‌تواند نشان دهنده ثابت نبودن و حرکت بلوک خزر جنوبی و جای‌گیری تنش به شکل متفاوتی نسبت به مدل قدس و همکاران (۲۰۱۵) باشد. این موضوع نیاز به بازنگری مدل‌های ارائه شده برای این ناحیه را نشان می‌دهد.

علاوه بر این در مدل‌های کینماتیکی قبلی (قدس و همکاران ۲۰۱۵، نیاسری فرد و همکاران ۲۰۲۱، افلاکی و همکاران ۲۰۲۱) بلوک وان به‌عنوان یک بلوک صلب با مرزهای مشخص تعریف شده است، اما توزیع زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد یک زبانه لرزه‌خیزی به بخش شمالی این بلوک نفوذ کرده و این بخش دچار دگرریختی درونی شده است. بنابراین نیاز است مرز شمالی این بلوک با جزئیات بیشتری بازنگری شود.

۲-۶ لرزه‌خیزی متمرکز و توزیع شده و همخوانی با

میدان تنش

سازوکارهای کانونی استخراج شده در این مطالعه نشان دهنده یک مرز اصلی با سازوکار راستالغز راست‌بر است که از غرب کوه‌های بزقوش به سمت شمال غرب در امتداد گسله شمال تبریز ادامه دارد. در انتهای شمال غربی این سامانه گسلی، بر روی گسله گلاتو-سیاه‌چشمه (در شمال چالدران) نحوه توزیع زمین‌لرزه‌ها تغییر می‌کند و لرزه‌خیزی پراکنده می‌شود که نشان دهنده وجود پایانه‌های این سامانه گسلی است. سازوکارهای کانونی ما نشان می‌دهد پایانه‌های گسلی شمال چالدران راستالغز راست‌بر هستند. علاوه بر این روندهای متمرکز، در انتهای سامانه گسلی زاگرس به سمت شرق آناطولی، نحوه توزیع زمین‌لرزه‌ها تغییر می‌کند و لرزه‌خیزی پراکنده می‌شود.

در بخش خوی اغلب سازوکارها به‌صورت راستالغز راست‌بر هستند اما سازوکارهای معکوس نیز در بخش

باشد. سازوکارهای راستالغز چپ‌بر در این بخش مربوط به زلزله ۷ نوامبر ۲۰۱۹ با بزرگای ۵/۹ (سازوکار شماره ۱ در شکل ۱۱-الف) و پس‌لرزه‌های آن است که بر روی یک گسله با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی رخ داده است و هیچ گسیختگی سطحی مرتبط با گسله گزارش نشده است. یانگ و همکاران (۲۰۲۰) معتقدند لرزه‌خیزی با روند شمالی-جنوبی و سازوکارهای راستالغز چپ‌بر و معکوس نشان دهنده یک سیستم گسلی مزدوج فعال در این بخش است. در بخش شرقی بزقوش یک سازوکار معکوس (سازوکار شماره ۲ در شکل ۱۱-الف با کیفیت B) با عمق حدود ۲۰ کیلومتر مشاهده می‌شود که با سازوکارهای آن بخش متفاوت است و متعلق به زمین‌لرزه ۱۷ ژانویه ۲۰۲۱ با بزرگای ۳/۸ است که بر روی یک گسله معکوس با روند شمالی-جنوبی رخ داده است. با توجه به اینکه جهت بردارهای سرعت جی‌پی‌اس (شکل ۶) جهت اصلی تنش به‌دست آمده برای بزقوش تقریباً شمالی-جنوبی است، وجود زمین‌لرزه‌ای با این سازوکار نشان دهنده تغییر شدید در جهت تنش اصلی در شرق بزقوش نسبت به غرب آن است. در منطقه وان زمین‌لرزه‌ها به‌صورت یک ابر لرزه‌ای با امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی توزیع شده است. در قسمت شمالی این ابر لرزه‌ای، روندهایی همسو با گسله‌های راستالغز راست‌بر دیده می‌شود که با سازوکارهای کانونی به دست آمده برای این منطقه و نقشه‌های گسلی موجود نیز همخوانی دارد. در قسمت جنوبی ابر لرزه‌ای منطقه وان روندهایی با امتداد شمالی-جنوبی و شمال‌شرقی-جنوب-غربی دیده می‌شود، اما شواهد زمین‌شناسی، گسیختگی سطحی و گسلش را در این منطقه معرفی نمی‌کند. سازوکارهای به دست آمده برای زمین‌لرزه‌های این منطقه اغلب به صورت معکوس با روند شرقی-غربی هستند. با توجه به اطلاعات موجود می‌توان نتیجه گرفت که قسمت شمالی منطقه وان متأثر از سامانه گسلی راست‌بر شناخته شده مرز شمالی آن است و به همین دلیل سازوکار زمین‌لرزه‌های این منطقه اغلب راستالغز راست‌بر هستند، اما

جنوبی آن مشاهده شد که راستای یکی از صفحات سازوکارهای کانونی با شاخه‌های گسلی که از سامانه گسلی بسکله به شمال‌غرب می‌رسند منطبق است (شکل ۱۲-ب). اغلب این سازوکارهای معکوس با راستای بردارهای تنش اصلی که تقریباً در جهت شمال‌غرب است همخوانی دارد. پخش شدن استرین لرزه‌ای بر روی گسله تراستی شمال‌شرق‌شرق-جنوب‌غرب‌غرب و گسله راستالغز راست‌بر با راستای شمال‌غرب‌غرب-جنوب‌شرق‌شرق نشان‌دهنده هندسه پیچیده و رژیم ترفشارشی در این منطقه است (شکل ۱۲-ب). براساس نقشه‌های گسلی پیشین گسله خوی به‌عنوان اتصال بین گسله گلاتو-سیاه‌چشمه و گسله شمال تبریز و یک روند یکپارچه راستالغز راست‌بر در نظر گرفته شده است، اما شواهد لرزه‌خیزی ما نشان می‌دهد در بخش خوی مجموعه‌ای از سازوکارهای متفاوت وجود دارد که با روند مشخص شده برای گسله خوی همخوانی ندارد. بنابراین به نظر می‌رسد زمین‌لرزه‌های متفاوت بخش خوی ناشی از یک پهنه برشی است که دارای ساختار هندسی و گسلی پیچیده‌تر از تصورات کنونی است و یک مطالعه جامع زمین‌شناسی و ساختاری دقیق برای روشن شدن این مساله نیاز است.

مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که نیمه غربی گسله بزقوش شمالی لرزه‌خیزی و فعالیت بیشتری دارد و عمده لرزه‌خیزی روی این گسله اتفاق افتاده است و گسله بزقوش جنوبی در کل فعالیت زیادی را نشان نمی‌دهد. در انتهای شرقی بزقوش زمین‌لرزه‌هایی با سازوکار معکوس و راستالغز بر روی یک روند تقریباً شمالی-جنوبی مشاهده می‌شود (شکل ۱۱-الف). روندهای شمالی-جنوبی در این ناحیه می‌تواند نتیجه جای‌دهی دگرریختی درونی در شبکه گسلی این بخش و یا ناشی از انتقال جرم به سمت شمال در اثر حرکت راست‌بر رو به شرق گسله شمال تبریز براساس مطالعه قدس و همکاران (۲۰۱۵) باشد. سازوکارهای معکوس به استناد مطالعه افلاکی و همکاران (۲۰۲۱) ممکن است به دلیل تغییر جهت تنش و کمان انتهای گسله بزقوش

در قسمت میانی و جنوبی آن گسله شناخته شده‌ای موجود نیست که با زمین‌لرزه‌های تراستی منطبق باشد. به نظر می‌رسد زمین‌لرزه‌های معکوس در بخش میانی و جنوبی متأثر از سامانه گسلی معکوس و زمین‌درز بیتلیس-زاگرس و یا گسله‌هایی باشند که به سطح نرسیده و گسیختگی سطحی ندارند و به همین دلیل سازوکار زمین‌لرزه‌های این منطقه اغلب به صورت معکوس است. زمین‌لرزه ۲۳ اکتبر سال ۲۰۱۱ وان نیز بر روی همین سامانه گسلی معکوس با روند شرقی-غربی در بخش میانی بلوک رخ داده است. سازوکار کانونی نشان می‌دهد سازوکار زمین‌لرزه اصلی و بیشتر پس‌لرزه‌ها به صورت معکوس است و امتداد یکی از صفحات سازوکار کانونی با راستای تنش اصلی به دست آمده در مطالعه خرمی و همکاران (۲۰۱۹) منطبق است. همچنین توزیع پس‌لرزه‌ها و سازوکارهای کانونی نشان می‌دهد پس‌لرزه‌های بخش جنوب‌غربی روی یک گسله معکوس با امتداد شمال‌شرقی-جنوب‌غربی و شیب رو به شمال‌غرب رخ داده است که با نتایج مطالعه الیوت و همکاران (۲۰۱۳) و بایراک و همکاران (۲۰۱۳) مطابقت دارد. زمین‌لرزه‌های با سازوکار امتداد لغز راست‌بر در بخش جنوبی بلوک ناشی از گسیختگی‌های ثانویه با امتداد شرقی-غربی پس از زمین‌لرزه ۲۳ اکتبر ۲۰۱۱ است. زلزله ۲۳ اکتبر ۲۰۱۱ وان، بزرگترین زلزله ثبت شده با سازوکار معکوس تقریباً محض در دوره دستگاهی در شرق آناتولی است. در مدل‌های تکتونیکی ارائه شده در این بخش فرض بر این است که همگرایی رو به شمال صفحه عربی بر روی سیستم‌های گسلی راست‌الغز جای‌دهی می‌شود اما وقوع این رخداد اهمیت در نظر گرفتن گسله‌های معکوس در مدل‌های تکتونیکی جدید را نشان می‌دهد. در مطالعه نیاسری‌فرد و همکاران (۲۰۲۱) منطقه وان به صورت یک بلوک زمین‌ساختی با مرزهای مشخص معرفی شده است. اندازه و جهت بردارهای سرعت جی‌پی‌اس موجود در وان (شکل ۶)، نشان می‌دهد که از جنوب به شمال وان جهت بردارهای سرعت جی‌پی‌اس کمی تغییر می‌کند و اندازه

آن‌ها کاهش می‌یابد که می‌تواند دلیلی بر دگرریختی درونی بلوک وان باشد. توزیع زمین‌لرزه‌ها در این منطقه نیز نشان می‌دهد بخش مشخص و محدودی از این بلوک درگیر دگرریختی درونی بارزی است و زبانه‌ای از لرزه‌خیزی به درون آن نفوذ می‌کند. با این وجود، گستره بزرگی از آن هنوز بدون لرزه باقی مانده و در مقیاس کلی به عنوان یک بلوک با دگرریختی درونی اندک قابل تعریف است.

۳-۶ لرزه‌خیزی و همخوانی با نقشه گسله‌های فعال

علاوه بر مرزهای تکتونیکی و مدل کینماتیک منطقه، نتایج مکان‌یابی مجدد در برخی موارد با نقشه گسله‌های فعال موجود نیز همخوانی ندارد. در مطالعه نیاسری‌فرد و همکاران (۲۰۲۱) با توجه به اطلاعات زمین‌شناسی و شواهد سطحی یک پهنه گسلی به موازات مرز اصلی بعنوان گسله جنوب بسکله معرفی شده است، اما نتایج مکان‌یابی مجدد زمین‌لرزه‌ها، لرزه‌خیزی و فعالیت قابل استنادی را بر روی این سامانه گسلی نشان نمی‌دهد. بنابراین ما احتمال می‌دهیم این پهنه گسله‌ای، یک گسله قاشقی باشد که رو به شرق و در اعماق به پهنه اصلی گسله سرو پیوندد. این دو مجموعه از گسله‌های نرمال با عمق نفوذ مختلف دگرریختی زمین‌ساختی کشتی را در منطقه جای می‌دهند اما از دیدگاه لرزه‌زمین‌ساختی تنها بخش‌های عمیق آن در ناحیه سرو در عمق به لایه لرزه‌زا رسیده و لرزه‌خیزی را کنترل می‌کنند. گسله مراغه براساس شواهد سطحی و اطلاعات دقیق زمین‌شناسی در مطالعه سلیمانی‌آزاد (۲۰۰۹) و تقی‌پور و همکاران (۲۰۱۸) مشخص شده است. با توجه به اینکه در این مطالعه تمام زمین‌لرزه‌های موجود با بزرگای ۳ و بیشتر در نظر گرفته شده است و خردلرزه‌خیزی منطقه بطور دقیق مطالعه شده است، اما فعالیت لرزه‌ای در بازه مورد مطالعه بر روی این گسله مشاهده نشد. بنابراین ما حدس می‌زنیم این گسله در بازه مشاهده ما دچار قفل‌شدگی و بارگذاری لرزه‌ای باشد و ممکن است در آینده مانند زمین‌لرزه اهر-

در حوضه تالش و خزر روندهای لرزه‌خیزی با سازوکارهای مختلف و توزیع زمین‌لرزه‌ها به صورت متمرکز و پراکنده نشان دهنده یک مرز بارز میان پوسته قاره‌ای و شبه اقیانوسی (منصف و همکاران، ۲۰۲۲) و تاثیر به‌سزای بلوک خزر در جای‌گیری تنش و نحوه تغییرشکل منطقه است. در بخش غربی و میانی منطقه، سازوکار زمین‌لرزه‌ها بیشتر به صورت راستالغز چپ‌بر است که بر روی روندها و گسله‌های راستالغز شمالی-جنوبی از جمله گسله اردبیل و گسله شمالی-جنوبی نزدیک به آن و گسله سنگاور و شاخه گسلی شمالی-جنوبی موازی با گسله سنگاور در انتهای جنوبی آن در عمق ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر رخ داده است. روند شاخه‌های گسلی مسبب برخی از زمین‌لرزه‌ها در نقشه‌های گسلی کنونی، موجود نیست و نیازمند به مطالعات زمین‌شناسی و بازنگری نقشه‌های گسلی موجود است. این سازوکارهای راستالغز چپ‌بر فعالیت گسله‌های چپ‌بر شمالی-جنوبی و اهمیت آن‌ها در جای‌گیری تنش و نحوه تغییرشکل منطقه را نشان می‌دهد. در بخش شرقی منطقه (مرز تالش و خزر جنوبی و لنکران) سازوکار زمین‌لرزه‌ها به صورت تراستی کم‌شیب و کاملاً متفاوت با بخش غربی منطقه است. عمق زمین‌لرزه‌ها نیز در این بخش به بیش از ۲۰ کیلومتر می‌رسد که نشان می‌دهد همانطور که در مطالعات پیشین (بطور مثال عزیززنجانی و همکاران، ۲۰۱۳) نیز مطرح شده است زمین‌لرزه‌ها در پوسته شبه اقیانوسی و زیر پوشش رسوبی رخ داده است.

در بخش شمالی منطقه (شهر ایمیشلی در جنوب کشور آذربایجان) یک روند لرزه‌خیزی با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی از گسله غرب خزر به سمت حوضه کورا مشاهده شد که عمق زمین‌لرزه‌ها در انتهای شمال‌غربی آن با تمام مناطق متفاوت است و به بیش از ۶۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۷). با دقت بر سازوکارهای به‌دست آمده در این بخش (شکل ۸)، مشاهده می‌کنیم که زمین‌لرزه‌های عمیق تر

ورزقان شاهد فعالیت لرزه‌ای آن باشیم. همچنین ما حدس می‌زنیم پهنه لرزه‌ای در امتداد شرقی این گسله نیز یک پهنه لرزه‌ای با سازوکارهای متفاوت است که تنش کلی بین گسله‌های اطراف آن مانند گسله مراغه، گسله میانه، گسله تخت سلیمان و گسله گرمچای در آن پهنه جای‌گیری می‌شود. پیشنهاد می‌شود از مطالعات جی‌پی‌اس برای درک بهتر تغییرات تنش در این بخش استفاده شود.

ما دو روند عمود بر گسله شمال تبریز با روند شمال-شرقی-جنوب‌غربی مشاهده کردیم (خط‌چین‌های آبی رنگ در شکل ۱۲-الف) که به نظر می‌رسد با گسله‌های پیشنهادی پایان و بستان‌آباد در مطالعه فریدی و همکاران (۲۰۱۷) منطبق است. ما حدس می‌زنیم این روندهای لرزه‌خیزی، پله‌های گسلی با سازوکار راستالغز چپ‌بر باشد که مقداری از تنش و تغییرشکل گسله شمال تبریز روی این گسله‌ها جای‌گیری می‌شود اما در حال حاضر سازوکار کانونی برای رخدادهای این روندها در دسترس نیست. این مشاهدات زلزله‌شناختی ضرورت بررسی‌های دقیق تر زمین‌شناختی و زمین‌ساخت فعال را در این بخش از منطقه نشان می‌دهد.

در شاخه مرکزی گسله شمال تبریز با وجود اینکه آهنگ لغزش به‌دست آمده از مطالعات جی‌پی‌اس (بطور مثال، ریزا و همکاران، ۲۰۱۳) مقدار بالایی را نشان می‌دهد، لرزه‌خیزی کمتری نسبت به دو بخش شمالی و جنوبی مشاهده شد. با توجه به اینکه این بخش از گسله در قرن هجدهم و در بازه سال‌های ۱۷۲۱ تا ۱۷۸۶ سه زمین‌لرزه بزرگ با بزرگای ۷ و بیشتر را تجربه کرده است (شکل ۲) و بر اساس مطالعه ریزا و همکاران (۲۰۱۳) در این بخش از گسله خزش هم گزارش نشده است، این لرزه‌خیزی کم می‌تواند ناشی از بارگذاری بین‌لرزه‌ای این بخش گسلی باشد.

۴-۶ نقش بلوک خزر

دارای سازوکاری راستالغز راست‌بر با جز کششی هستند و راستای روند لرزه‌خیزی منطبق بر یکی از صفحات سازوکارهای کانونی است. با توجه به لرزه‌خیزی‌ها، سازوکارهای به‌دست آمده و تغییرات بردارهای سرعت جی‌پی‌اس ما حدس می‌زنیم پهنه گسلی غرب خزر و احتمالاً یک رشته گسله موازی دیگر با سازوکار راستالغز راست‌بر در داخل حوضه کورا مسبب زمین‌لرزه‌های راستالغز موجود باشند که ممکن است در انتهای شمال‌غربی آن‌ها زمین‌لرزه‌های راستالغز با جز کششی و یا ساختارهایی مزدوج با سازوکار راستالغز چپ‌بر نیز مشاهده شود. مطالعه گانلز و همکاران (۲۰۲۱) و مارشال و همکاران (۲۰۲۴) بر روی حوضه کورا و خزر جنوبی نیز این شواهد را تایید می‌کند. محل اتصال حوضه‌های قفقاز بزرگ، خزر جنوبی و کورا نمونه مهمی از یک مرز پیچیده است. زمین‌لرزه‌های عمق متوسط با جزء کششی در این بخش می‌تواند نشان‌دهنده زیرراندگی غرب صفحه خزر جنوبی به زیر کورا باشد که در مطالعه گانلز و همکاران (۲۰۲۱) در شمال منطقه مورد مطالعه به آن اشاره شده است.

نابالغ که به طور خاص درون بلوک‌ها قرار دارند، به دلیل پایدار بودن پوسته میزبان و نرخ فعالیت کمتری که دارند، ضخامت لایه لرزه‌زای بیشتری دارند و لرزه‌خیزی عمیق‌تری نشان می‌دهند (سیسون، ۱۹۸۴). همچنین گسله‌های نابالغ به علت اینکه سطحی ناهموار دارند و دارای مناطق ضعف و خردشدگی کمتر هستند، اصطکاک بیشتری دارند و برای شروع لغزش و گسیختگی به تنش برشی بیشتری نیاز دارند که این تنش برشی بر اساس قانون بایرلی در اعماق بیشتر (فشار لیتواستاتیک بالاتر) به دست می‌آید. در مقابل گسله‌های بالغ به علت داشتن سطح صیقل یافته و مناطق ضعف و خرد شده تکامل یافته با کمترین تنش شروع به لغزش می‌کنند به همین دلیل زمین‌لرزه‌ها بر روی آن‌ها عمق کمتری دارند. در تالش و لنکران نیز به دلیل وجود پوسته آذرین خزر جنوبی که از عمق ۲۰ کیلومتری شروع می‌شود و اغلب زمین‌لرزه‌ها در آن رخ می‌دهد، عمق زمین‌لرزه‌ها نسبت به کل منطقه افزایش می‌یابد که در مطالعه عزیززنجانی و همکاران (۲۰۱۳) نیز به آن پرداخته شده است و نتایج این مطالعه نیز آن را تایید می‌کند.

۵-۶ عمق لرزه‌خیزی

نتایج تعیین عمق زمین‌لرزه‌ها نیز تغییرات عمقی بسیار جالبی را در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه نشان می‌دهد. به طور مثال زمین‌لرزه‌هایی که در امتداد گسله شمال تبریز مکان‌یابی شده‌اند، همگی دارای عمق میانگین (تا ۱۲ کیلومتر) هستند، اما در درون بلوک‌ها، یعنی در خوشه اهر-ورزقان و همچنین در زاگرس و در خوشه اشنویه و باشکال، عمق زمین‌لرزه‌ها بیشتر می‌شود که می‌تواند به علت جوان و نابالغ بودن گسله‌های مسبب این زمین‌لرزه‌ها باشد (سیسون، ۱۹۸۲). معمولاً چون گسله‌های بالغ حرکت سریع‌تر و بلندمدت‌تری دارند، شار گرمایی در پهنه گسله بالا می‌رود، زون گسله ناپایدار و گرم‌تر است و زمین‌گرمای بالاتری پیدا می‌کنند، برای همین ضخامت لایه لرزه‌زا در زیر آن‌ها نسبت به پیرامون کمتر می‌شود. اما گسله‌های فرعی‌تر و

۷ نتیجه‌گیری

تلفیق داده‌های زمین‌شناسی و زمین لرزه‌ای نشان می‌دهد آنچه از نظر تکنونیک‌ها به عنوان مرزهای اصلی در شمال-غرب ایران و شرق ترکیه تعریف شده و سازوکارهایی که برای آنها منظور شده است معتبرند. نتایج نشان می‌دهد اغلب لرزه‌خیزی در مرز بلوک‌ها متمرکز شده است اما در بخشی از ناحیه وان لرزه‌خیزی درون بلوک نیز کشیده شده است که باید با استناد به آن مرز شمالی این بلوک را بهتر تعیین کرد. علاوه بر آن در بخشی از بلوک شمال‌غرب ایران نیز لرزه‌خیزی درون بلوک توزیع شده است. همچنین نتایج نشان می‌دهد توزیع لرزه‌خیزی در پایانه‌های گسلی مانند انتهای شمالی سیستم گسلی جوان زاگرس و چالدران پراکنده است. در برخی نواحی نیز نتایج مکان‌یابی مجدد داده‌های لرزه‌ای نشانی از فعالیت لرزه‌ای بر روی گسله‌های

و همکاران (۲۰۱۵) در این بخش نشان نمی‌دهد و بهتر است نقش بلوک خزر در تکنونیک منطقه با مطالعات جامع‌تر بررسی شده و مدل‌های لرزه‌زمین‌ساختی بازنگری شود. در بخش خوی نتایج و روندهای به‌دست آمده از این مطالعه با نقشه‌های گسلی ساده موجود مطابقت ندارد و به نظر می‌رسد در این منطقه ساختار و هندسه گسلی پیچیده‌تری حاکم باشد و پیشنهاد می‌شود مطالعات زمین‌شناسی و ساختاری دقیق‌تری برای مشخص شدن هندسه گسلی و سازوکار گسله‌ها انجام گیرد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از همه مراکز لرزه‌نگاری که از کاتالوگ زمین‌لرزه‌های آنها در این مطالعه استفاده شده است تشکر می‌کنند.

بارز و مشخص زمین‌شناختی مانند گسله جنوب بسکله و گسله مراغه ارائه نمی‌دهد که با توجه به بازه زمانی نگاشت زمین‌لرزه‌ها و ماهیت لرزه‌خیزی منطقه، این دسته از گسله‌ها ممکن است گسله‌های پی‌سنگی نباشند و ریشه در عمق لایه لرزه‌ناداشته باشند و یا در بازه قفل‌شدگی و بارگذاری بین لرزه‌ای باشند، هرچند از دیدگاه زمین‌ساختی می‌توانند نقش مهمی در جای‌دهی دگرریختی سطحی ایفا کنند. براساس نتایج به‌دست آمده در این مطالعه به نظر می‌رسد زیراندگی بخش غربی صفحه خزر جنوبی به زیر کورا، گسله غرب خزر و مجموعه گسله‌های راستالغز راست‌بر مسبب زمین‌لرزه‌های عمیق با سازوکار راستالغز با جز کششی در پوسته شبه‌اقیانوسی حوضه کورا باشند. نتایج مکان‌یابی مجدد و سازوکارهای بدست آمده هیچگونه لرزه‌خیزی با امتداد شمالی-جنوبی و سازوکار امتدادلغز راست‌بر در مرز تالش و خزر جنوبی را در تایید مدل قدس

منابع

- Aflaki, M., Shabanian, E., Sahami, S., & Arshadi, M. (2021). Evolution of the stress field at the junction of Talesh-Alborz-Central Iran during the past 5 Ma: Implications for the tectonics of NW Iran. *Tectonophysics*, 229115.
- Afra, M., Moradi, A., & Pakzad, M. (2017). Stress regimes in the northwest of Iran from stress inversion of earthquake focal mechanisms. *Journal of Geodynamics*, 111, 50-60.
- Akkoyunlu, M. F., Kaypak, B., Oruc, B., & Kalafat, D. (2024). Derivation of a 1-D seismic velocity model for the Lake Van region. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 33(4), 407-429.
- Ambraseys NN, Melville CP (1982) A history of Persian earthquakes. Cambridge University Press, Cambridge, p 219
- Aziz Zanjani, A., Ghods, A., Sobouti, F., Bergman, E., Mortezaejad, G., Priestley, K., ... & Rezaeian, M. (2013). Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains. *Geophysical Journal International*, 195(2), 799-814.
- Bayrak, Y., Yadav, R. B. S., Kalafat, D., Tsapanos, T. M., Çınar, H., Singh, A. P., ... & Koravos, G. (2013). Seismogenesis and earthquake triggering during the Van (Turkey) 2011 seismic sequence. *Tectonophysics*, 601, 163-176.
- Berberian, M., & Arshadi, S. (1976). On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city. *Geol. Surv. Iran Rep*, 39, 397-418.
- Berberian, M. (1997). Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. *Historical and prehistorical earthquakes in the Caucasus*, 28, 233-311.
- Berberian, M. (1981). Active faulting and tectonics of Iran. *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*, 3, 33-69.
- Berberian, M. (1983). The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(2), 163-183.
- Berberian, M., & Yeats, R. S. (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the*

- Seismological Society of America, 89(1), 120-139.
- Berberian, M. (2014). Earthquakes and coseismic surface faulting on the Iranian Plateau. *Social and Physical Approach*. Elsevier, Amsterdam.
- Copley, A., & Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. *Tectonics*, 25(6), TC6006.
- Braunmiller, J., Nabelek, J., & Ghods, A. (2020). Sensor orientation of Iranian broadband seismic stations from P-wave particle motion. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1660-1671.
- Braunmiller, J., & Ghods, A. (2021, December). The 2004-2020 Iran Moment Tensor Database from In-Country Regional Broadband Data. In *AGU Fall Meeting Abstracts* (Vol. 2021, pp. S45E-0342).
- Braunmiller, J., & Wetmore, P. (2024). The 2020 M w 6.5 Stanley, Idaho, Earthquake and Aftershock Sequence: Complex Faulting at the Northern End of the Basin and Range Province. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 114(4), 1839-1856.
- Djamour, Y., Vernant, P., Nankali, H. R., & Tavakoli, F. (2011). NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(1-2), 27-34.
- Elliott, J. R., Copley, A. C., Holley, R., Scharer, K., & Parsons, B. (2013). The 2011 Mw 7.1 van (eastern Turkey) earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(4), 1619-1637.
- Elliott, J. R., Bergman, E. A., Copley, A. C., Ghods, A. R., Nissen, E. K., Oveisi, B., ... & Yamini-Fard, F. (2015). The 2013 Mw 6.2 Khaki-Shonbe (Iran) earthquake: Insights into seismic and aseismic shortening of the Zagros sedimentary cover. *Earth and Space Science*, 2(11), 435-471.
- Faridi, M., Burg, J. P., Nazari, H., Talebian, M., & Ghorashi, M. (2017). Active faults pattern and interplay in the Azerbaijan region (NW Iran). *Geotectonics*, 51(4), 428-437.
- Ghods, A., Rezapour, M., Bergman, E., Mortezaejad, G., & Talebian, M. (2012). Relocation of the 2006 M w 6.1 Silakhour, Iran, earthquake sequence: details of fault segmentation on the main recent fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 398-416.
- Ghods, A., Shabaniyan, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezaejad, G., & Aziz-Zanjani, A. (2015). The Varzaghan–Ahar, Iran, Earthquake Doublet (M w 6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran. *Geophysical Journal International*, 203(1), 522-540.
- Gunnels, M., Yetrimishli, G., Kazimova, S., & Sandvol, E. (2021). Seismotectonic evidence for subduction beneath the Eastern Greater Caucasus. *Geophysical Journal International*, 224(3), 1825-1834.
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (1999). SEISAN earthquake analysis software. *Seismological Research Letters*, 70(5), 532-534.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabaniyan, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K., & Solaymani, S. (2003). Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics*, 46(5).
- Jackson, J. (1992). Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B9), 12471-12479.
- Jackson, J., & McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysical Journal International*, 148(2), 214-245.
- Jordan, T. H., & Sverdrup, K. A. (1981). Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the south-central Pacific. *Bulletin of the*

- Seismological Society of America*, 71(4), 1105-1130.
- Karakhanian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., & Avagian, A. (2002). Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 319-344.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., ... & Adilkhanyan, A. (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics*, 380(3-4), 189-219.
- Karakhanyan, A., Vernant, P., Doerflinger, E., Avagyan, A., Philip, H., Aslanyan, R., ... & Masson, F. (2013). GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics*, 592, 39-45.
- Karasözen, E., Nissen, E., Bergman, E. A., & Ghods, A. (2019). Seismotectonics of the Zagros (Iran) from orogen-wide, calibrated earthquake relocations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 9109-9129.
- Kennett, B. L., Engdahl, E. R., & Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1), 108-124.
- Khodaverdian, A., Zafarani, H., & Rahimian, M. (2015). Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian Plateau. *Tectonics*, 34(10), 2190-2220.
- Khorrani, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., ... & Aghamohammadi, A. (2019). An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. *Geophysical Journal International*, 217(2), 832-843.
- Kreemer, C., Blewitt, G., & Klein, E. C. (2014). A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(10), 3849-3889.
- Maheri-Peyrov, M., Ghods, A., Donner, S., Akbarzadeh-Aghdam, M., Sobouti, F., Motaghi, K., ... & Chen, L. (2020). Upper crustal structure of NW Iran revealed by regional 3-D Pg velocity tomography. *Geophysical Journal International*, 222(2), 1093-1108.
- Mackenzie, D., Elliott, J. R., Altunel, E. R. H. A. N., Walker, R. T., Kurban, Y. C., Schwenninger, J. L., & Parsons, B. (2016). Seismotectonics and rupture process of the MW 7.1 2011 Van reverse-faulting earthquake, eastern Turkey, and implications for hazard in regions of distributed shortening. *Geophysical Journal International*, 206(1), 501-524.
- Marshall, Neill & Guliyev, I. & Yetirmishli, Gurban & Muradov, Rauf & Kazimova, Sabina & Kazimov, Ilyas & Pierce, I. & Rhodes, E. & Walker, Richard & Javanshir, Rashid & Johnson, B. & Pascale, G. (2024). Active strike slip faulting in an over-pressured sedimentary basin: paleoseismic results from the West Caspian Fault Zone (Azerbaijan). Preprint.
- Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y., & Doubre, C. (2014). Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. *Geophysical Journal International*, 197(1), 10-21.
- Monsef, I., Zhang, Z., Shabaniyan, E., le Roux, P., & Rahgoshay, M. (2022). Tethyan subduction and Cretaceous rift magmatism at the southern margin of Eurasia: Evidence for crustal evolution of the South Caspian Basin. *Earth-Science Reviews*, 228, 104012.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D., & Tatar, M. (2011). Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics*, 506(1-4), 22-30.
- Mortezanejad, G., Aziz Zanjani, A., Ghods, A., & Sobouti, F. (2013). Insights into the crustal structure and the seismotectonics of the Talesh region using the local and teleseismic data. *Geosciences*, 88(2), 38-47.
- Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Shabaniyan, E., Mahmoudabadi, M., & Priestley, K. (2018). Lithospheric seismic structure of the West Alborz–Talesh ranges, Iran. *Geophysical Journal International*

- International*, 215(3), 1766-1780.
- Nábělek, J., & Xia, G. (1995). Moment-tensor analysis using regional data: Application to the 25 March, 1993, Scotts Mills, Oregon, earthquake. *Geophysical Research Letters*, 22(1), 13-16.
- Niassarifard, M., Shabaniyan, E., Azad, S. S., & Madanipour, S. (2021). New tectonic configuration in NW Iran: Intracontinental dextral shear between NW Iran and SE Anatolia. *Tectonophysics*, 811, 228886.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., ... & Chéry, J. (2003). GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *Journal of Geodesy*, 77(7), 411-422.
- Nissen, E., Yamini-Fard, F., Tatar, M., Gholamzadeh, A., Bergman, E., Elliott, J. R., ... & Parsons, B. (2010). The vertical separation of mainshock rupture and microseismicity at Qeshm island in the Zagros fold-and-thrust belt, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 296(3-4), 181-194.
- Priestley, K., Baker, C., & Jackson, J. (1994). Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian Basin and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 118(1), 111-141.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., ... & Nadariya, M. (2006). GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B5).
- Rizza, M., Vernant, P., Ritz, J. F., Peyret, M., Nankali, H., Nazari, H., ... & Mahan, S. A. (2013). Morphotectonic and geodetic evidence for a constant slip-rate over the last 45 kyr along the Tabriz fault (Iran). *Geophysical Journal International*, 193(3), 1083-1094.
- Shahvar, M. P., Farzanegan, E., Eshaghi, A., & Mirzaei, H. (2021). II-net: The Iran strong motion network. *Seismological Society of America*, 92(4), 2100-2108.
- Sibson, R. H. (1982). Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(1), 151-163.
- Sibson, R. H. (1984). Roughness at the base of the seismogenic zone: contributing factors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 5791-5799.
- Solaymani Azad, S., 2009. Evaluation de l'aléa sismique pour les villes de Téhéran, Tabriz et Zandjan dans le NW de l'Iran. Approche morphotectonique et paléosismologique, PhD thèses de l'Université de Montpellier 2. 150 pp.
- Solaymani Azad, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasandzadeh, M., Foroutan, M., ... & Lamothe, M. (2015). Paleoseismological and morphological evidence of slip rate variations along the North Tabriz fault (NW Iran). *Tectonophysics*, 640, 20-38.
- Solaymani Azad, S., Nemati, M., Abbassi, M. R., Foroutan, M., Hessami, K., Dominguez, S., ... & Shahpasandzadeh, M. (2019). Active-couple indentation in geodynamics of NNW Iran: Evidence from synchronous left-and right-lateral co-linear seismogenic faults in western Alborz and Iranian Azerbaijan domains. *Tectonophysics*, 754, 1-17.
- Taghipour, K., Khatib, M. M., Heyhat, M., Shabaniyan, E., & Vaezihir, A. (2018). Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: The Maragheh and Salmas fault zones. *Tectonophysics*, 742, 15-33.
- Tymińska, A., & Lizurek, G. (2024). Reliability of Moment Tensor Inversion for Different Seismic Networks. *Pure and Applied Geophysics*, 181(9), 2787-2800.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., ... & Tavakoli, F. (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(1), 381-398.

- Walker, R. T., Bergman, E. A., Szeliga, W., & Fielding, E. J. (2011). Insights into the 1968-1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery. *Geophysical Journal International*, 187(3), 1577-1603.
- Yang, J., Xu, C., & Wen, Y. (2020). The 2019 Mw 5.9 Torkaman chay earthquake in Bozgush mountain, NW Iran: A buried strike-slip event related to the sinistral Shalgun-Yelimsi fault revealed by InSAR. *Journal of Geodynamics*, 141, 101798.
- Yetirmishli, G. C., Kazimova, S. E., & Kazimov, I. E. (2011). One-dimensional velocity model of the Middle Kura Depression from local earthquakes data of Azerbaijan. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 47, 847-856.
- Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., & Raeesi, M. (2014). Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetic computations. *Pure and Applied Geophysics*, 171(7), 1219-1236.

Reappraisal of seismotectonics of northwest Iran and east Turkey

Salman Andayeshgar¹, Abdolreza Ghods^{2*}, Esmacil Shabani³ and Jochen Braunmiller⁴

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

³Associate Professor, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan, Iran

⁴Associate Professor, University of South Florida

(Received: 03 June 2025, Accepted: 04 September 2025)

Summary

To investigate the seismotectonics of NW Iran and East Turkey using the multi-event hypocentroid decomposition method, 12 seismic clusters comprising 2,149 relocated earthquakes were analyzed. Among these, 688 earthquakes were assigned focal depths with uncertainties of 2–3 km, and 234 focal mechanisms were calculated for these events. In this study, all available datasets were utilized to examine correlations between known active faults and their associated seismicity and mechanisms, identify potential new faults, estimate the mechanisms of active faults in the region and finally revise the kinematic deformation model of the region. The results confirm that the primary tectonic boundaries defined in NW Iran and East Turkey, along with their associated mechanisms, remain largely valid, with most seismicity concentrated along block boundaries. However, intra-block seismicity is observed within parts of the NW Iran and Van blocks. The seismicity pattern indicates that the majority of the seismic activity is concentrated along the right-lateral strike-slip North Tabriz Fault and its continuation toward the Gailatu-SiahCheshmeh-Khoy and Chalderan fault systems. Instrumental records reveal that seismic activity has persistently affected most segments of these faults over time. Our findings highlight a prominent and concentrated seismicity trend with normal mechanisms extending from the Zagros Mountains toward Salmas. Additionally, another seismicity trend with right-lateral strike-slip mechanisms is observed, initiating at the terminus of the Zagros Main Recent Fault System and extending toward southeast Anatolia. Furthermore, two newly identified trends perpendicular to the North Tabriz Fault, with a northeast orientation, emerge in the data. These may indicate the presence of fault segments characterized by left-lateral strike-slip mechanisms, which partially accommodate the displacement along the North Tabriz Fault. The distribution of aftershock cloud and variety of their focal mechanisms indicate that the fault geometry and mechanism in Khoy are more complex than the existing simplified fault maps suggest. Notably, the right-lateral strike-slip mechanisms along the Talesh–South Caspian boundary as proposed in earlier tectonic models were not observed. Similarly, the relocated seismicity does not show any seismic activity along the south Baskale fault or the Maragheh fault. Based on earthquake focal depths and focal mechanisms, we hypothesize that faults parallel to the western Caspian fault are responsible for deep strike-slip earthquakes with a transtensional component in the Kura Basin. The intermediate-depth events may suggest underplating of northwestern region of SCB beneath Kura basin. The focal and centeroid depths indicate that the depth of the earthquakes along the primary boundaries of tectonic blocks ranges from 10 to 12 kilometers. However, within the blocks, specifically in the Ahar-Varzeqan cluster, as well as in the Zagros region, including the Oshnaviyeh and Bashkal clusters the depth of earthquakes is larger. This may be due to the young and immature nature of the faults responsible for these earthquakes. Additionally, the depth of earthquakes in the Talesh region and the South Caspian Basin may exceed 40 kilometers, indicating seismic activity occurring within the cold igneous crust of the South Caspian Basin lying beneath a thick sedimentary cover.

Keywords: Seismicity, relocation, tectonics, NW Iran, east Turkey