



سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
دفتر بررسی مخاطرات زمین‌شناسی، زیست‌محیطی و مهندسی
گروه لرزه‌زمین‌ساخت و زلزله‌شناسی، تهران با همکاری مراکز ارومیه، تبریز و گیلان

پژوهش‌های لرزه‌زمین‌ساختی در گستره پیرامون دریاچه ارومیه (خطر زمینلرزه - گسلش)

چارگوش ۱/۲۵۰۰۰۰ ارومیه از طرح ملی اطلس لرزه‌زمین‌ساخت ایران

دکتر شهریار سلیمانی آزاد، دکتر محمد فریدی، مهندس محمد علی شکری، مهندس عبدالحمید
سرتیپی

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

کشور



سازمان زمین شناسی

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

گنجینه‌های معدنی کشور

این گزارش مورد تأیید داوران شورای ارزیابی قرار گرفته و طبق کد شماره ۱۴۰۲/۰۲ گ ۳۱۶۶-۳۳۰۰-۱۴۰۰ از این شورا مجوز انتشار دریافت کرده است.

سازمان زمین‌شناسی

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

چکیده

شمال‌باختر ایران، در بخش میانی کمربند لرزه خیز آلپ-همی‌مالیا واقع شده است و در پیشینه خود تجربه‌گر زمینلرزه‌های آسیب‌رسان و فاجعه بار بسیاری نیز بوده است. در این گستره که گسل‌های جنب‌ها و لرزه‌خیز بسیاری نیز در آن شناسایی شده‌اند، دریاچه ارومیه به عنوان یک فرونشست زمین‌ساختی بزرگ شکل گرفته است. در گذر زمان، زمینلرزه‌های بزرگ و اثرگذاری در این پهنه از ایران به ثبت رسیده‌اند. بر پایه پژوهش‌های انجام شده در سه دهه اخیر، سرچشمه زمینلرزه‌های برخی از این رخداد‌های لرزه‌ای شناسایی و تعدادی نیز همچنان ناشناخته باقی مانده است. از این رو، در پژوهش حاضر برآنیم تا با بهره‌گیری از بررسی‌های نوزمین‌ساختی به تکمیل شناسایی گسل‌های جنب‌ها و دارای قابلیت لرزه‌زایی در گستره پیرامون دریاچه ارومیه بپردازیم. گستره پیرامون دریاچه ارومیه با لرزه‌خیزی تاریخی پراکنده و نیز خردلرزه‌خیزی دستگاهی، به ویژه در کناره‌های شمالی، خاوری و جنوب‌باختری آن مشخص می‌گردد. کناره شمالی این دریاچه به پایانه باختری سامانه گسلی تبریز با راستای عمومی ESE محدود شده است. در پژوهش حاضر، دست کم سه پهنه گسلی جنب‌های آذرشهر، ارومیه و زرینه‌رود به ترتیب در خاور، باختر و جنوب این دریاچه شناسایی و معرفی گردیده است. بر این پایه، شکل‌گیری و تکامل حوضه ارومیه به شکلی بنیادین از دگرشکلی زمین‌ساختی این پهنه‌های گسلی متأثر بوده و رخداد زمینلرزه‌های معاصر نیز می‌تواند به روشنی گویای تداوم تکامل آن در حال حاضر باشد. تمامی این گسل‌ها راستایی تقریباً NNW داشته و عمدتاً ساختارهایی مورب‌لغز (راستگرد-معکوس) پلیوسن-کواترنری می‌باشند. با توجه به ابعاد بزرگ آنها، این گسل‌ها توان ایجاد زمینلرزه‌های متوسط و بزرگ اثرگذار را دارند. از این رو، مطالعات برآورد خطر زمینلرزه این گستره پرجمعیت و صنعتی، دست پایین بوده و نیازمند بازنگری و اصلاحات بر پایه داده‌های لرزه‌زمین‌ساختی اخیر می‌باشند.

در پایان زحمات آقای دکتر سیروس اسماعیلی در همراهی فیلد نهایی و نیز آقایان دکتر خالد حسامی، دکتر مرتضی طالبیان و سرکار خانم مهندس سمیه حبیبی در بازبینی نهایی این گزارش پژوهشی را ارج نهاده و از ایشان سپاسگزاریم.

شهریار سلیمانی آزاد و همکاران

بهار ۱۴۰۰

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

دبیاچه.....	۱
۱- دبیاچه.....	۲
ویژگی‌های زمین‌شناختی گستره شمال باختری ایران.....	۸
۱-۲- پیش‌درآمدی بر ویژگی‌های زمین‌شناختی گستره شمال باختری ایران.....	۹
۲-۲- جغرافیای طبیعی و زمین‌ریخت‌شناسی شمال باختری ایران.....	۱۰
۳-۲- موقعیت شمال باختری ایران در زمین‌ساخت ناحیه‌ای فلات ایران.....	۱۵
۴-۲- سرگذشت زمین‌شناسی گستره شمال باختری ایران.....	۱۸
۱-۴-۲- پرکامبرین پایانی.....	۱۸
۲-۴-۲- پالئوزوئیک.....	۱۸
۳-۴-۲- مزوزوئیک.....	۱۹
۴-۴-۲- سنوزوئیک.....	۱۹
۵-۲- تکامل ساختاری و ویژگی‌های نوزمین‌ساختی گستره شمال باختری ایران.....	۲۰
لرزه‌زمین‌ساخت.....	۲۵
۱-۳- ساختار پوسته زمین و ضخامت لایه لرزه‌زا در گستره مورد بررسی.....	۳۶
۲-۳- زمین‌ساخت جنبا.....	۳۸
۳-۳- زمینلرزه‌ها در گستره شمال باختری ایران.....	۴۲
۱-۳-۳- وضعیت زمینلرزه‌های تاریخی در گستره شمال باختری ایران.....	۴۲
۲-۳-۳- وضعیت زمینلرزه‌های دستگاهی در گستره شمال باختری ایران.....	۴۳
۳-۳-۳- وضعیت ساز و کار ژرفی زمینلرزه‌های در گستره شمال باختری ایران.....	۴۳
گسلش جنبا در پیرامون دریاچه ارومیه.....	۴۶
۱-۴- پیشنهاد لرزه‌خیزی پیرامون دریاچه ارومیه.....	۴۸
۱-۱-۴- زمینلرزه تاریخی ۵ فوریه ۱۶۴۱ میلادی دهخوارقان-تبریز (Ms; 6.8).....	۴۹
۲-۱-۴- زمینلرزه تاریخی اکتبر ۱۷۸۶ میلادی، مرند (Ms; 6.3).....	۵۰
۳-۱-۴- زمینلرزه تاریخی ۱۱ ژوئیه ۱۸۰۷ میلادی، تسوج.....	۵۰
۴-۱-۴- زمینلرزه (۷ (۶) مه) ۱۹۳۰ میلادی سلماس (M; 7.3).....	۵۱
۲-۴- موقعیت زمین‌شناختی و ساختاری آذربایجان غربی و دریاچه ارومیه.....	۵۴
۳-۴- گسلش جنبا در گستره شمالی دریاچه ارومیه.....	۵۸
۴-۴- گسلش جنبا در گستره باختری دریاچه ارومیه.....	۵۸
۵-۴- گسلش جنبا در گستره خاوری دریاچه ارومیه.....	۶۲
۶-۴- گسلش جنبا در گستره جنوبی دریاچه ارومیه.....	۶۴
۵- بحث و نتیجه‌گیری.....	۶۶
References.....	۶۸
Abstract.....	۷۸

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

کشور

معذنی

اختصاصات

دیباچه

و شناسی

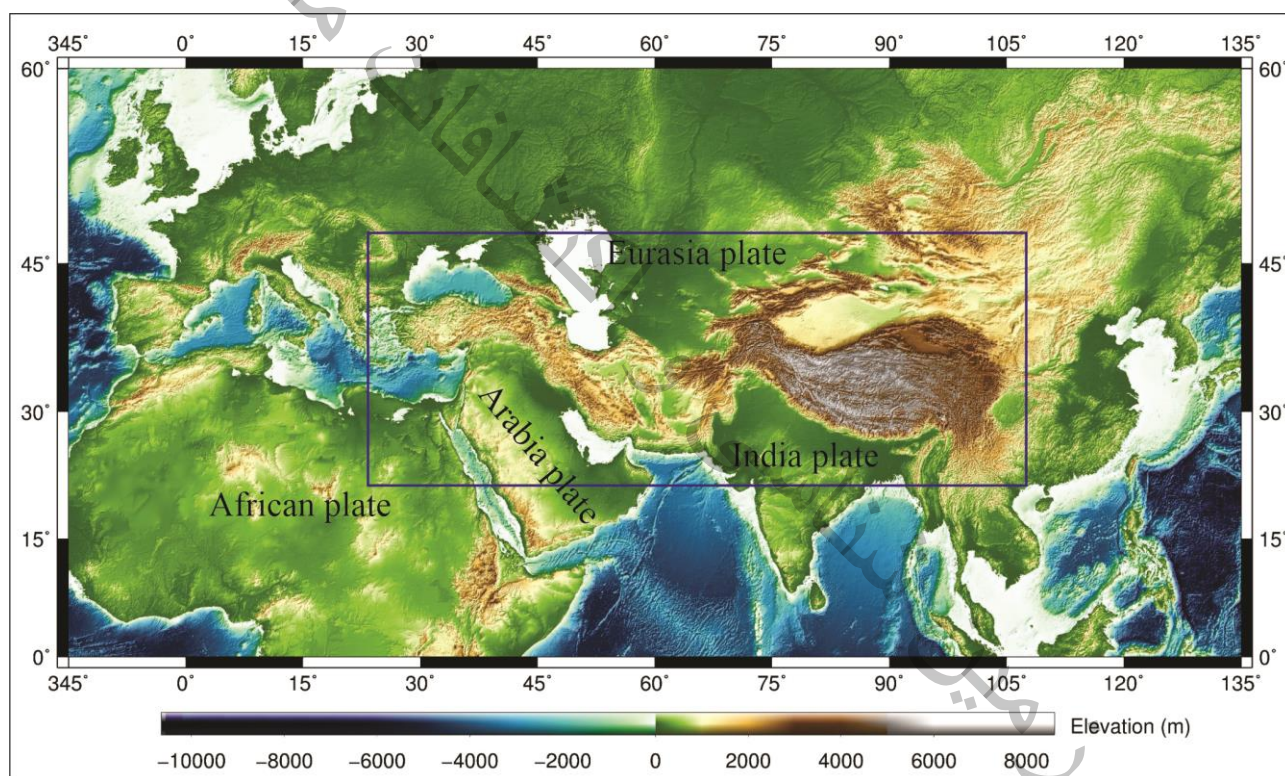
زمین

سازمان

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۱- دیباچه

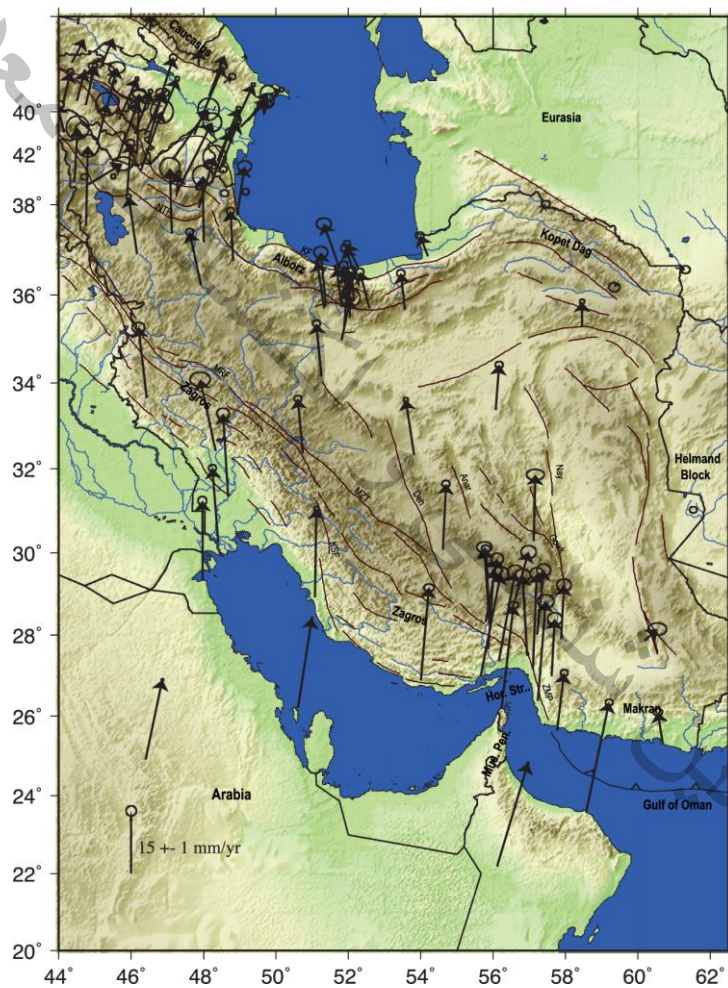
از دیدگاه زمین‌ساختی، ایران در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا قرار گرفته است (همچون: Sengör and Kidd, 1979; Sengör and Yilmaz, 1981; Jackson and McKenzie, 1984; Jackson, 1992). توپوگرافی بزرگ مقیاس گستره ایران زمین نتیجه ایجاد تعداد زیادی رشته کوه‌های گسلی و حوضه‌ها و فلات‌های شکل گرفته در میان آنهاست. این عوارض از همگرایی و برخورد پلیت‌های عربی، در جنوب و اوراسیا در شمال و اندرکنش آن با تکیه‌گاه صلب خزر جنوبی (شکل ۱) و در طی میلیون‌ها سال به ویژه از زمان اولیگوسن تا میوسن و نیز تداوم آن تا به امروز حاصل شده‌اند (همچون: Solaymani Azad et al., 2019a).



شکل ۱- موقعیت ایران در کمربند چین خورده آلپ-همیالیا (همچون: بربریان، ۱۹۸۳)

اندازه‌گیری‌های ژئودتیک GPS (McClusky et al., 2003; Nilforoushan et al., 2003; Djamour, 2004; Vernant et al., 2004; Hessami et al., 2006; Reilinger et al., 2006; Forte et al., 2010; Djamour et al., 2011; Karakhanyan et al., 2013; UNAVCO, 2016; Khorrami et al., 2019) به همراه روش‌ها و بررسی‌های زمین‌شناختی (همچون: Vita-Finzi, 2001) در این گستره نشانگر آهنگی به اندازه ۲۰ تا ۲۵ میلیمتر در سال برای

حرکت رو به شمال پلیت عربی نسبت به اوراسیا می‌باشد (شکل ۲). در پاسخ به این حرکت رو به شمال پلیت عربی در شمال باختر ایران، قطعات قاره‌ای آناتولی و NW ایران در لبه شمالی این پهنه برخوردی به طرفین حرکت می‌کنند (همچون: Mckenzie, 1972; Philip et al., 1989, 2001; Chamberlin and Anderson, 1989; Cisternas and Philip, 1997; Barka, and Reilinger, 1997; Jackson and McKenzie, 1984; Jackson, 1992; Solaymani Azad et al., 2019a). از این رو، پهنه‌های برشی بزرگ و بنیادینی از این حرکات رو به کناره‌ها در خاور ترکیه، شمال باختری ایران و در گستره انتقالی قفقاز (Transcaucasian domain) شکل گرفته‌اند.



شکل ۲- توزیع ایستگاه‌های اصلی GPS ایران (Masson et al., 2014). این گونه بررسی‌ها در ایران گویای آهنگ کوتاه‌شدگی پوسته باندازه ۲۰-۲۵ mm/yr است

در گستره فلات ترکی-ایرانی (همچون: Solaymani Azad et al., 2015; Copley and Jackson, 2006) و ارمستان، آتشفشان‌های پلیوسن-کواترنری فراوانی همچون؛ آرات، سهند و سبلان وجود دارند که توسط کشش

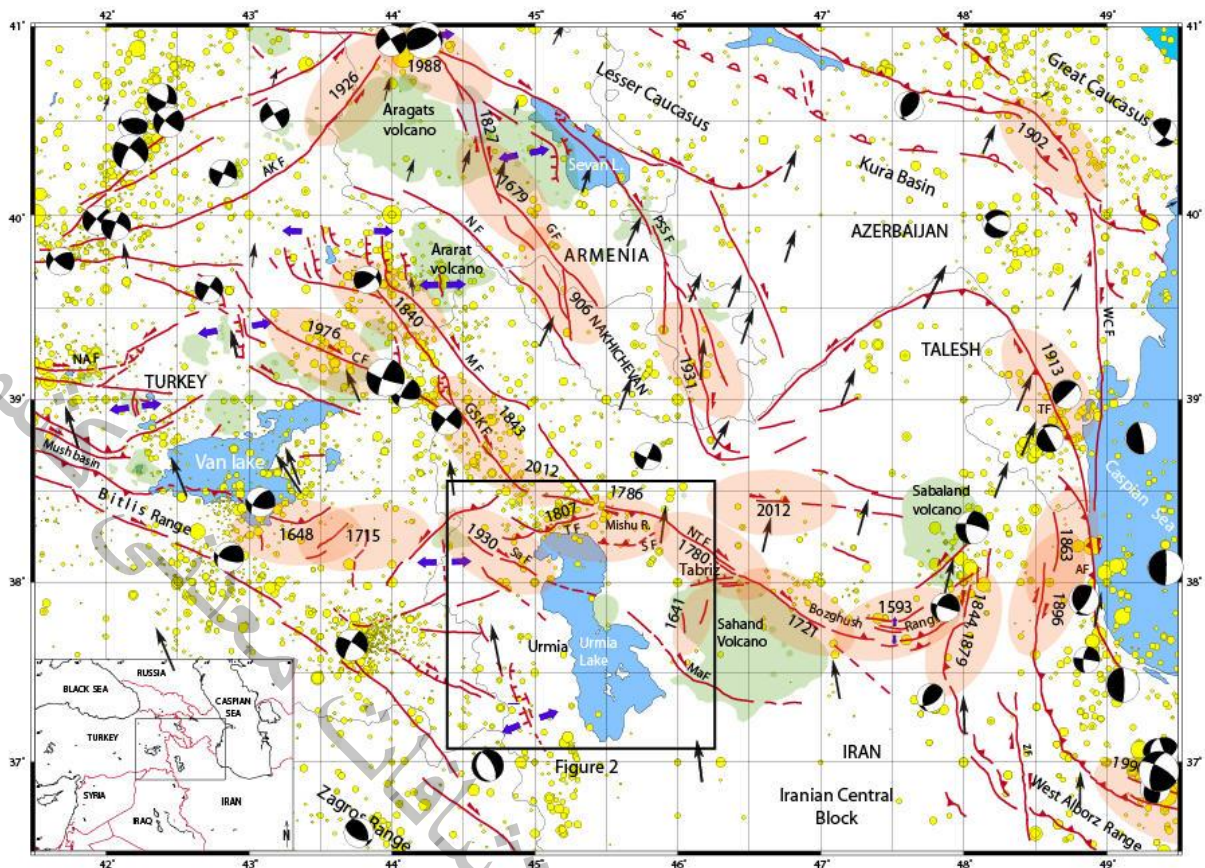
خاوری-باختری جنبا (همچون: Philip et al., 1989; Karakhanyan et al., 2002; Solaymani Azad 2009) در زیرپهنه‌های ساختاری خاصی متمرکز شده‌اند (Shabanian et al., 2012; Solaymani Azad et al., 2019a; Ghalamghash et al., 2019). در نیمه باختری ایران (بین طول‌های جغرافیایی ۴۵ تا ۵۴ درجه خاوری)، همگرایی پلیت‌های عربی-اوراسیا عمدتاً در دو سوی شمالی و جنوبی ایران مرکزی متمرکز شده و از این رو از دیدگاه فیزیوگرافیکی یک لندفرم Mountain Range and Basin را شکل داده است. به‌طور کلی، ایران مرکزی به عنوان بخش صلب‌تر فلات ایران معرفی شده است (همچون: Stöcklin 1968 and 1974; Jackson and McKenzie, 1984). با این وجود، نتایج پژوهش‌های زمین‌ساخت جنوبی سالیان اخیر در این گستره گویای رخداد زمینلرزه‌های بزرگی به ویژه بر روی گسل‌های راستالغز بوده و از این رو این پهنه به صورت یک بلوک کاملاً صلب رفتار نمی‌کند (همچون: Le Dortz et al., 2009, 2011; Solaymani Azad et al., 2011, 2014, 2015, 2019a; Foroutan et al., 2012, 2014).

در جنوب پهنه‌های لرزه‌زمین‌ساختی آرام‌تر ایران مرکزی و سنندج-سیرجان و در راستای رشته کوه شمال‌باختری-جنوب خاوری زاگرس، آهنگ خردلرزه‌خیزی زیاد است (همچون: Berberian, 1995; Oveisi et al., 2008). با این وجود، رخداد زمینلرزه‌های بزرگ دارای گسلش سطحی کم است که بیشتر در ژرفای ۸ تا ۳۰ کیلومتری رخ می‌دهند (همچون: Maggi et al., 2000; Talebian and Jackson, 2004; Tatar et al., 2004; Oveisi et al., 2008; Nissen et al., 2011; Solaymani Azad et al., 2015; Solaymani Azad et al., 2017). در شمال ایران مرکزی و در گستره دربرگیرنده ارمنستان، ترکیه خاوری، شمال‌باختری ایران و در مجموع در منطقه انتقالی قفقاز علی‌رغم آهنگ لرزه‌خیزی دستگاهی کمتر زمینلرزه‌های تاریخی ویرانگری رخ داده است (همچون: Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1994; Berberian, 1997; Cisternas and Philip, 1997; Solaymani Azad, Siahkali Moradi et al., 2009). در این بخش، کانون بیشتر این زمینلرزه‌های بزرگ کم ژرفا است (همچون: Berberian and Yeats, 1999; Hessami et al., 2003a; Karakhanian et al., 2004; Solaymani Azad et al., 2015). بزرگی و دوره بازگشت زیاد این زمینلرزه‌ها به روشنی می‌تواند گویای رخداد‌های زمینلرزه‌ای از نوع درون صفحه‌ای (intra-plate) در این گستره باشد (همچون: Berberian and Yeats, 1999; Solaymani Azad et al., 2014, 2015, 2019a, 2019b). از این رو، گستره لرزه-

خیز و بسیار پرجمعیت شمال‌باختری ایران همواره از این دیدگاه گستره‌ای بسیار خطرناک و پر ریسک به شمار می‌آید (همچون: Cisternas and Philip, 1997; Berberian and Yeats, 1999; Karakhanian et al., 2004; Faridi et al., 2017; Faridi, 2017; Solaymani Azad et al., 2015, 2019a; Faridi et al., 2017; Faridi, 2017). با این حال، در برخی موارد (همچون؛ زمینلرزه سال ۱۹۸۸ میلادی اسپیتک ارمنستان به بزرگی ۶٫۷ و یا زمینلرزه سال ۲۰۱۲ میلادی اهر-ورزقان در شمال‌باختری ایران به بزرگی ۶٫۵) تراز خطر رخداد زمینلرزه‌های اثرگذار با دست‌کم گرفته شدن آن، نادرست برآورد شده‌اند.

در شمال باختر ایران و در پهنه گذار (Transitional zone) از ایالت لرزه زمینساختی زاگرس (در جنوب) به ایالت لرزه‌زمینساختی آذربایجان (در شمال)، دریاچه ارومیه به سبب یک فروافتادگی زمین‌ساختی و در بین چند پهنه گسلی جنب‌با و لرزه‌زا شکل گرفته است (همچون: Solaymani Azad et al., 2019a; Solaymani Azad, 2009). (شکل شماره ۳). افزون بر این، در راستای قطعات و شاخه‌های نردبانی راست پله (Right-Stepped) برخی گسل‌های بنیادین راست‌الغز-راستگرد این گستره همچون گسل اصلی جوان زاگرس (Zagros Main Recent Fault) گاه‌ها حوضه‌های کششی (Pull-apart Basins) در مقیاس محلی شکل گرفته‌اند (نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱).

از دیدگاهی فیزیوگرافیکی، حوضه ارومیه را می‌توان به عنوان یک دریاچه بین کوهستانی در بخش داخلی یک ساختار رشته کوه و حوضه (Mountain Range and Basin) در بین رشته بلندی‌های زاگرس و آذربایجان ایران برشمرد. در گذر سه دهه گذشته، پژوهشگران بسیاری (همچون: Berberian and Arshadi, 1976; Hempton and Dewey, 1983; Berberian, 1997; Cisternas and Philip, 1997; Avagian, 2001; Karakhanian et al., 2002; Jackson et al., 2002; Hessami et al., 2003a; Karakhanian et al., 2004; Davtyan, 2007; Solaymani Azad, 2009; Solaymani Azad et al., 2011, 2015, 2019a, 2019b; Faridi et al., 2017; Faridi, 2017) به منظور بهبود مطالعات برآورد خطر زمینلرزه در این پهنه درون قاره‌ای به انجام بررسی‌های زمین‌ساخت جنب‌با و دیرینه‌لرزه‌شناسی پرداخته‌اند. رخداد زمینلرزه‌های به‌واقع بزرگ، دوره‌های آرامش لرزه‌ای طولانی و بازه‌های زمانی به‌شدت فعال لرزه‌ای همگی از ویژگی‌های اصلی این گستره جنب‌با به‌شمار می‌آیند (Solaymani Azad et al., 2015).



شکل ۳- نقشه زمین ساخت جنبی از الگوی تغییر شکل در بخش شمال مرکزی زون برخوردی پلت عربی-اوراسیا. مربع سیاه رنگ موقعیت منطقه مورد مطالعه را در بخش شمال باختری ایران-قفقاز نشان می دهد (تغییر یافته پس از سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹). زمینلرزه های دستگاهی (دایره های زرد رنگ) برگرفته از IRIS. فوکل مکانیسمهای سیاه و خاکستری رنگ به ترتیب برگرفته از جکسون و همکاران، ۲۰۰۲ و USGS. بردارهای GPS برگرفته از رلینگر و همکاران، ۲۰۰۶. زمینلرزه های تاریخی برگرفته از بربریان، ۱۹۹۷ و آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲. GSKF: سیستم گسلی گیلانو-سیه چشمه-خوی؛ NAF: گسل شمال آناتولی؛ CF: گسل چالدران؛ AKF: گسل آکوران؛ MF: گسل ماکو؛ TF: گسل تسوج؛ SaF: گسل سلماس؛ MaF: گسل مراغه؛ GF: گسل گارنی؛ PSSF: گسل پومپک-سوان-سونیک؛ WCF: گسل کاسپین باختری؛ AF: گسل آستارا؛ TF: گسل تالش؛ ZF: گسل زنجان (سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۱)

در بخش داخل مرز ایران در گستره مورد پژوهش، بیشترین پژوهشها بر روی گسل شمال تبریز (NTF)، به عنوان یکی از اصلی ترین سرچشمه های لرزه زا در گستره یادشده، متمرکز بوده اند (همچون: Berberian and Arshadi, 2003a; Hessami et al., 1976; Solaymani Azad et al., 2015; Faridi, 2017). بر پایه پژوهش های سلیمانی آزاد و همکاران (۲۰۱۵)، گسل شمال تبریز بخشی از یک سامانه گسلی به نام سامانه گسل تبریز (TFS) به درازای بیش از ۳۰۰ کیلومتر می باشد. از دیدگاهی کلی، پهنه گسل راستالغز شمال تبریز، در بخش میانی سامانه یاد شده (به همراه دو بخش پایانه ای مورب-لغز خود) نقشی بنیادین و مهم در ژئودینامیک این گستره از ایران ایفا نموده و می نماید (همچون: Eftekhari Nezhad, 1975; Nabavi, 1976; Berberian, 1997; Solaymani Azad, 2009).

(Solaymani Azad et al., 2015, 2019a; Ghods et al., 2015) در واقع، این گسل زمینلرزه‌ای یک گسل راستالغز راستگرد جنباست (همچون: Karakhanyan et al., 2003a; Hessami et al., 1976; Berberian and Arshadi, 2002, 2004; Solaymani Azad, 2009; Moradi-Siahkali et al., 2011; Faridi et al., 2017; Faridi, 2017) که در بخش مرکزی سامانه گسلی تبریز جای گرفته است (Solaymani Azad et al., 2015).

در راستای این گسل، آهنگ حرکات برشی از دو رهیافت (approach) بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی (morphotectonic studies) و اندازه‌گیری‌های GPS ژئودتیک به اندازه ۴ تا ۷ میلیمتر در سال برآورد شده است (همچون: Hessami et al., 2003a; Vernant and Chery, 2006). بر پایه پژوهش‌های جدیدتر (Solaymani Azad et al., 2015; Rezaeifar et al., 2016) تفاوت‌های زمین‌شناختی میان بخش‌های باختری و خاوری این پهنه گسلی بنیادین وجود دارد. پژوهش‌های ریخت‌زمین‌ساختی و دیرینه‌لرزه‌شناختی بیشتر بر روی گسل شمال تبریز می‌تواند گویای کاهش آهنگ دگرشکلی زمینلرزه‌ای از شمال‌باختر به سمت بخش‌های جنوب‌خاوری آن باشد (Solaymani Azad et al., 2015).

در این گستره، دریاچه ارومیه در جنوب پایانه باختری سامانه گسلی تبریز (یعنی؛ گسل‌های مورب لغز معکوس-راستگرد صوفیان، شبستر، تسوج و شمال و جنوب میشو) و در خاور گسل زمینلرزه‌ای سلماس جای گرفته است (شکل ۳). با این وجود، این دریاچه توسط لرزه‌خیزی پراکنده تاریخی و خردلرزه‌ای دستگاهی احاطه شده است. بر پایه مستندات لرزه‌زمین‌ساختی شمال‌باختر ایران (همچون: Hessami et al., 1997; Barzegar et al., 1997; Berberian, 2014) نقشه کاملی از گسل‌های جنب‌ها که پوشش‌دهنده این لرزه‌خیزی‌ها باشد وجود ندارد. در پژوهش حاضر، برآنیم تا با بهره‌گیری از رهیافت و تکنیک‌های زمین‌ساخت جنب‌ها به شناسایی هرچه بیشتر گسل‌های جنب‌ها و تکمیل نقشه این گستره در پیرامون دریاچه ارومیه بپردازیم. بنابراین، بر پایه این نقشه گسل‌های جنب‌ها و داده‌های جدید، نقشه‌های خطر و خطرپذیری زمینلرزه این گستره باید اصلاح و به‌روزرسانی شوند. از این رو، این نقشه به‌روز از گسل‌های جنب‌های پیرامون دریاچه ارومیه داده‌های ورودی کامل‌تر، بهینه‌تر و قابل‌اعتمادتری را برای انجام برآوردهای هر چه درست‌تر از وضعیت خطر زمینلرزه برای این گستره (با جمعیتی افزون بر پنج میلیون نفر) فراهم خواهد نمود.

ویژگی‌های زمین‌شناختی گستره شمال باختری ایران

سازمان زمین‌شناسی و
گستره شمال باختری ایران

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۱-۲- پیش‌درآمدی بر ویژگی‌های زمین‌شناختی گستره شمال باختری ایران

گستره پرجعیت مورد پژوهش با مساحتی نزدیک به ۶۰۰۰۰ کیلومتر مربع در شمال‌باختری ایران از جمله مهمترین پهنه‌های تمرکز جمعیتی و اقتصادی کشور به‌شمار می‌آید.

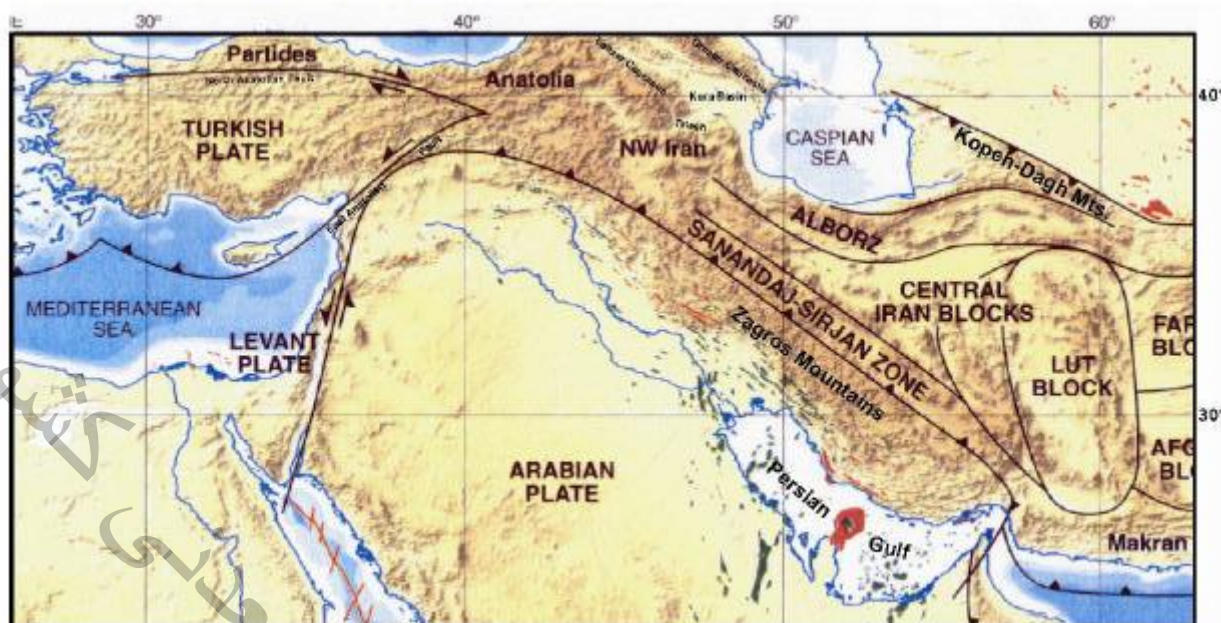
بسیاری از شهرها و روستاهای این پهنه همواره در طول تاریخ شکل‌گیری و گسترش خود زمینلرزه‌های مخربی را تجربه نموده‌اند. بر اثر رویداد زمینلرزه‌های یاد شده، این گستره‌های تمرکز جمعیتی گاه بارها ویران و در بیشتر موارد دوباره از نو و در همان جایگاه پیشین خود بنا شده‌اند.

یکی از بارزترین معضلات این مراکز جمعیتی بنا نهاده شدن و گسترش آنها در کنار سرچشمه‌های لرزه‌زا (Seismic Sources) یعنی گسل‌های جنب‌ا (Active Faults) و لرزه‌زا (Seismogenic Faults) می‌باشد. به‌عنوان نمونه، از سال ۸۵۸ میلادی تاکنون شهری همچون تبریز در گوشه شمال‌خاوری گستره مورد بررسی و مناطق پیرامون آن حدود بیست زمینلرزه مخرب بزرگ و متوسط را تجربه کرده است که بر پایه مستندات تاریخی، می‌توان دست‌کم وقوع سه زمینلرزه از زمینلرزه‌های یاد شده را به فعالیت گسل شمال‌تبریز نسبت داد (همچون: سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۵).

گسل شمال‌تبریز همواره به‌عنوان یکی از مهمترین سرچشمه‌های لرزه‌زا در گستره آذربایجان و در کناره شمالی شهر تبریز مورد توجه زمین‌شناسان مختلفی بوده است. این گسل برای نخستین بار توسط نبوی در سال ۱۳۵۵ ه.ش. و با نام گسل تبریز معرفی شد. از آن زمان تاکنون پژوهشگران بسیاری این گسل را از جنبه‌های گوناگون زمین‌شناختی مورد پژوهش و بررسی قرار داده‌اند (همچون: افتخارنژاد، ۱۹۷۵؛ بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ کارخانیان و همکاران، ۲۰۰۴؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۵؛ فریدی، ۲۰۱۷). با توجه به پیشینه لرزه‌خیزی و فاصله بسیار اندک گسل‌های جنب‌ا تا مراکز جمعیتی و در حال گسترش در ایران و در آذربایجان (به‌سبب مساله دسترسی به آب رودخانه‌های کوهپایه‌ای و چشمه‌ها در این سرزمین نیمه‌خشک)، لزوم شناخت هر چه دقیقتر ویژگی‌های لرزه‌خیزی این ساختارها به‌عنوان مهمترین سرچشمه‌های لرزه‌زا در بررسی‌های برآورد خطر زمینلرزه برای این گونه پهنه‌ها اهمیت ویژه‌ای در گستره‌های پرجعیت و مهمی همچون شمال‌باختری ایران می‌یابد.

۲-۲- جغرافیای طبیعی و زمین‌ریخت‌شناسی شمال باختری ایران

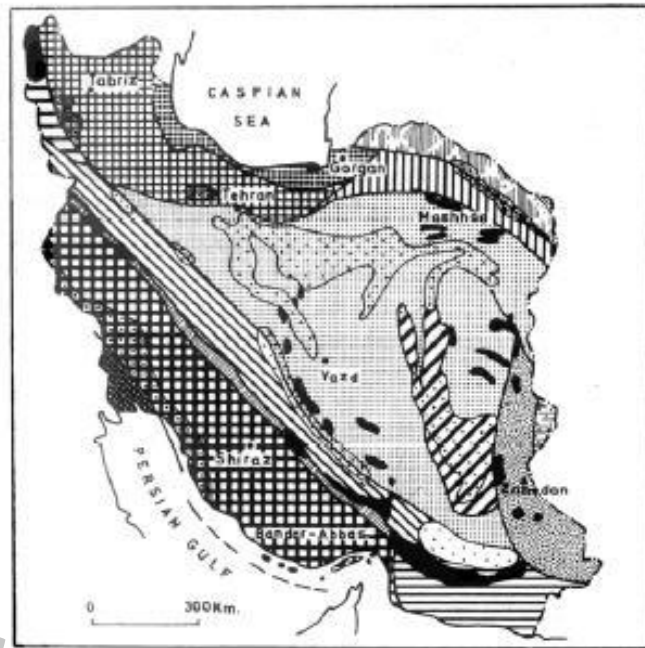
پهنه شمال‌باختری ایران شامل مجموعه ناهمواری‌هایی است که در محدوده سیاسی آذربایجان، کردستان و زنجان تا حدود عرض ۳۵ درجه شمالی گسترده شده‌اند و شامل مجموعه از ناهمواری‌هایی است که در محدوده تلاقی رشته کوه‌های البرز و زاگرس شکل گرفته‌اند (شکل ۴). این ناهمواری‌ها از سمت شمال به وسیله فروافتادگی دره ارس از کوه‌های قفقاز و ارمنستان جدا شده‌اند که مرز سیاسی کشور با جمهوری آذربایجان و ارمنستان نیز محسوب می‌شود. مرز باختری این گستره را نیز مرز سیاسی کشور با ترکیه تعیین می‌کند که در بیشتر مسیر، منطبق بر خط الراس کوه‌های آذربایجان غربی است. هر دو مرز یادشده اگرچه مرزهای طبیعی به‌شمار می‌روند ولی یک مرز ژئومورفولوژی را تشکیل نداده‌اند. چرا که، ویژگی‌های زمین‌شناختی آذربایجان در آن سوی مرزهای طبیعی نیز همچنان دیده می‌شود (همچون: حسامی و همکاران، ۱۳۸۶). در خاور، ناهمواری‌های شمال‌باختری ایران به‌طور مشخص توسط کوه‌های طالش محدود شده‌اند. اما در سوی جنوبی گستره، مرز بسیار بارزی برای جدا کردن آن از زمین‌های مجاور نمی‌توان یافت. زیرا، بعضی ویژگی‌های این ناحیه در جنوب هم کم و بیش تا کوه‌های زاگرس دیده می‌شود و در جنوب‌خاوری نیز تغییر و تحولات شکل سطح زمین تدریجی بوده و تا مسافتی دور برخی ویژگی‌های آذربایجان را همچنان می‌توان مشاهده نمود. از این رو و به همین دلیل در تعاریف موجود ناهمواری‌های آذربایجان همراه با زمین‌های کردستان و زنجان (تا حدود مدار 35 درجه شمالی) تحت عنوان واحد ژئومورفولوژیکی شمال‌باختری ایران معرفی شده‌اند. گوناگونی در اشکال ناهمواری‌ها از ویژگی‌های ریخت‌شناختی گستره شمال-باختری کشور می‌باشد به طوری که شمال‌باختری ایران به واقع گره کوهستانی کشور به‌شمار می‌آید. در این ناحیه، رشته کوه‌های حاشیه شمالی ایران (البرز) و حاشیه جنوب‌باختری فلات ایران (زاگرس) با ساختارهایی متفاوت به هم می‌رسند. افزون بر این، رشته کوه‌های مرکزی ایران که واحد ریخت‌زمین ساختی دیگری را در ایران ساخته از اینجا انشعاب یافته است. به هم پیوستگی رشته کوه‌های یاد شده موجب گوناگونی زیاد عوارض ساختاری در این گستره شده است.



شکل ۴- موقعیت کلی عوارض سطحی و پهنه‌های ساختاری در ایران و پیرامون. پهنه شمال‌باختری ایران (NW Iran) شامل مجموعه ناهمواری‌هایی است که در محدوده تلاقی رشته کوه‌های البرز و زاگرس-سندج سیرجان شکل گرفته‌اند

به‌طور کلی، سرزمین آذربایجان از دیدگاه توپوگرافی به شکل یک فلات نسبتاً بلند (۲۲۰۰ متر) است، به نحوی که اختلاف ارتفاع بین پست‌ترین نقطه آذربایجان (فرونشست اورمیه) و فرونشست خزر به حدود ۱۳۰۰ متر می‌رسد. بخش میانی این فلات، فروافتاده است (فرونشست اورمیه) و به وسیله فروافتادگی یادشده به دو بخش نامساوی خاوری و باختری تقسیم شده است. در نگاه نخست، دو خطواره ساختاری مهم شاید بتواند وجود فرونشست اورمیه را توجیه کند. این خطواره‌ها سامانه‌های ساختاری بنیادینی می‌توانند به‌شمار آیند که در پیرامون فرونشست اورمیه امتداد یافته‌اند (شکل ۵).

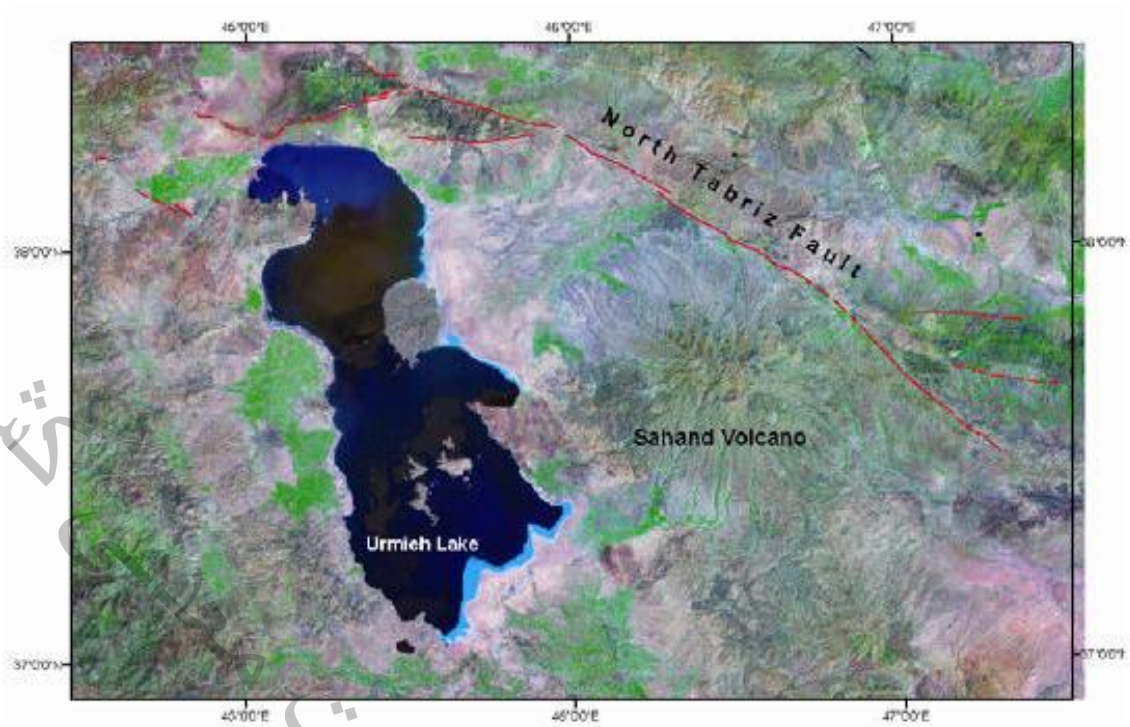
به‌طور کلی، روند بیشتر این خطواره‌ها شمال‌باختری - جنوب‌خاوری است. یکی از این خطواره ساختاری در شمال-خاوری دریاچه به گسل تبریز موسوم است که جاده ترانزیتی تهران-بازرگان (از نزدیکی‌های تاکستان تا ماکو) به موازات آن و در مجاورت آن کشیده شده است. در ماکو نیز خطواره ساختاری دیگری از نزدیک بخش باختری پهنه گسلی تبریز جدا شده و به سوی جنوب با عبور از باختر دریاچه اورمیه به زرينه رود می‌رسد. بخش جنوبی‌تر این ساختار به خطواره گسلی زرينه‌رود معروف است که در نقشه واحدهای ساختمانی نبوی (۱۳۵۵) ارتفاعات باختر دریاچه اورمیه را به عنوان واحد ساختمانی خوی - مهاباد از پهنه پست ساحل باختری دریاچه اورمیه جدا می‌کند (شکل ۶).



شکل ۶- ایالت‌های زمین ساختی رسوبی ایران. به نقش خطواره ساختاری زرينه‌رود در تفکیک دو پهنه ساختاری البرز-آذربایجان و خوی - مه‌باد توجه نمایید. برگرفته از نبوی (۱۳۵۵)

بیشتر زمین‌های آذربایجان پوشیده از سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی می باشد. اغلب این سنگ‌های ماگمایی را سنگ‌های آندزیتی تشکیل داده‌اند. فراوانی سنگ‌های آتشفشانی موجب شده تا ناحیه آذربایجان به نام یک فلات آتشفشانی معرفی گردد (خیام، ۱۳۷۰). دو عارضه ریخت‌زمین‌شناختی مشخص و مهم در چشم انداز آذربایجان یعنی سیلان به بلندای ۴۸۱۱ متر و سهند به بلندای ۳۷۱۰ متر حاصل همین فعالیت‌ها می‌باشند.

توده آتشفشانی سهند در جنوب شهر تبریز و به فاصله ۴۰ کیلومتری از آن قرار دارد (شکل ۷). توده سهند از نظر ساختار زمین شناسی در جنوب گسل شمال تبریز واقع شده و از سمت باختر و شمال‌باختر به فرونشست ساختاری ارومیه مسلط است.



شکل ۷- تصویر ماهواره‌ای لندست که نشان دهنده بخشی از گستره شمال‌باختری ایران شامل ساختارهای زمین‌ساختی پیرامون تبریز، دریاچه اورمیه و کوه آتشفشانی سهند می‌باشد

در چشم انداز ریخت‌زمین شناختی آذربایجان، ساخت‌های چین‌خورده نیز به خوبی شکل گرفته و گسترش یافته‌اند. رشته‌های چین‌خورده در بخش خاوری آذربایجان نظم بهتری نسبت به باختری فرونشست اورمیه دارند و عموماً روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری را دنبال کرده‌اند، در حالیکه در بخش باختری، محور چین‌ها تحت تاثیر لبه فلات آناتولی، جهت شمالی - جنوبی به خود گرفته. افزون بر این، گسل‌های طولی و عرضی در این گستره نیز سبب بی‌نظمی در ساختمان چین‌ها شده‌اند.

از ویژگی‌های عمومی زمین‌ریخت‌شناختی ناحیه آذربایجان، اشکال هورست و گراین مانند بسیاری از پستی و بلندی‌ها است. بسیاری از دامنه‌ها در آذربایجان با سطوح ژئومورفیک فرسایشی بریده شده‌اند. به عنوان نمونه، بقایای یک سطح در ارتفاع ۲۲۰۰-۲۳۰۰ متر و یک سطح دیگر در ارتفاع حدود ۱۸۵۰ متر در بیشتر بخش‌های گستره مورد بررسی قابل مشاهده و ردیابی است (شکل ۸). افزون بر این، در نوار حاشیه‌ای بیشتر فروافتادگی‌های ساختاری این گستره (همچون: فروافتادگی‌های خوی و اردبیل) نیز می‌توان چینین سطوحی را مشاهده کرد. این سطوح فرسایشی سبب شده‌اند تا بیشتر ارتفاعات در شکل کلی همانند فلات یا به شکل‌های هورست مانند دیده شوند (همچون: هورست بزقوش در جنوب سراب) (همچون: حسامی و همکاران، ۱۳۸۶).

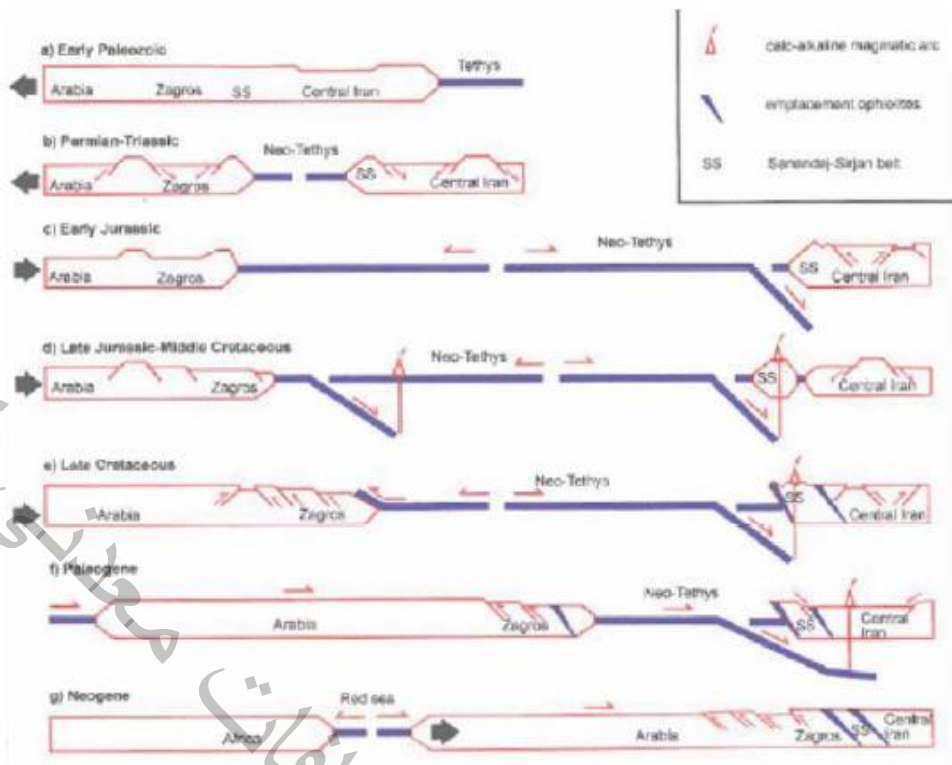


شکل ۸- نمونه‌ایی از بقایای سطوح ژئومورفیک شکل گرفته در اثر تقابل فرایندهای ساختاری-فرسایشی در گستره شمال‌باختری ایران در NE ارومیه

۲-۳- موقعیت شمال‌باختری ایران در زمین‌ساخت ناحیه‌ای فلات ایران

به‌طور کلی، فلات ایران با داشتن یک پوسته قاره‌ای نسبتاً ضعیف در بین دو ابرصفحه صلب تر قرار گرفته و بخشی از یک پهنه برخوردی وسیع و ناهمگون را تشکیل داده است. برخورد و همگرایی شمالی-جنوبی صفحات اوراسیا در شمال و عربستان در جنوب مسبب اصلی ایجاد فرایش و دگرشکلی، تشکیل عوارض ریخت‌زمین‌ساختی و زمین‌ساخت جنب‌در ایران هستند.

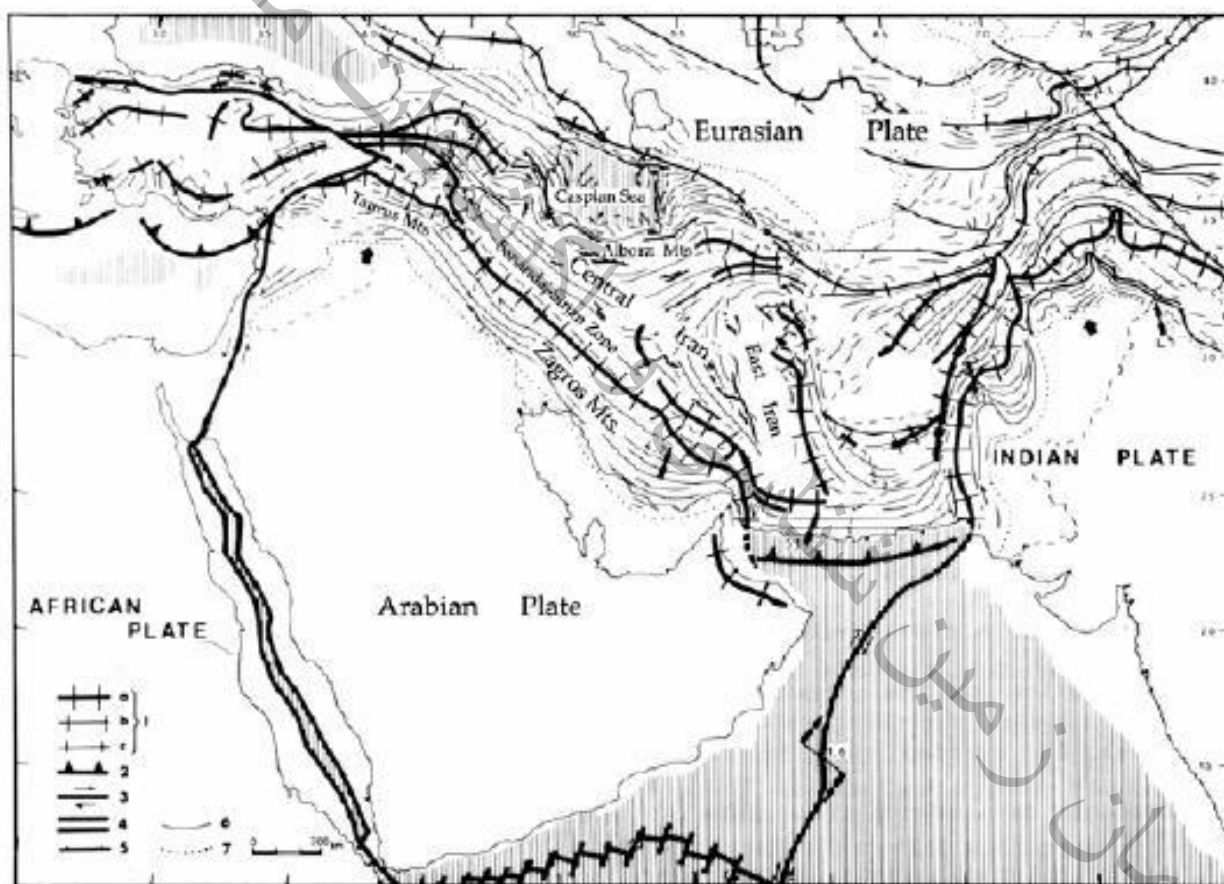
شواهد زمین‌شناختی نشان‌دهنده آن است که در طی پالئوزوئیک، ایران بخشی از ادامه شمالی پلاتفرم قاره‌ای عربستان بوده است (شکل ۹). در صورت وجود هر گونه بازشدگی قابل ملاحظه بین اوراسیا و عربستان، بایستی آن را در شمال ایران جستجو کرد. احتمالاً، فرونشست خزر جنوبی که از پوسته اقیانوسی برخوردار است (همچون: بربریان، ۱۹۸۳) بیانگر بقایای آن دریایی است که در شمال ایران وجود داشته و به پالئوتتیس معروف است (اشتوکلین، ۱۹۷۴).



شکل ۹- مقطع شوماتیک از تکون ساختاری در مقاطع مختلف زمانی و طی کوهزایی های مختلف در ایران (بربریان، ۱۹۸۳)

به طور کلی، بسته شدن پالتوتیس و بر جای ماندن بقایای خزر احتمالاً در نتیجه فرورانش صفحه ایران-عربستان به زیر صفحه اوراسیا در تریاس پایانی رخ داده است. از سوی دیگر، ریفتم قاره‌ای در صفحه ایران-عربستان در محل گسل اصلی زاگرس در تریاس و یا احتمالاً اواخر پالئوزویک روی داده است که به جدایش قطعات قاره‌ای ایران و عربستان و باز شدن یک حوضه اقیانوسی بنام نئوتتیس در بین آن دو منجر شد. اگر تشکیل این حوضه اقیانوسی بلافاصله پس از ایجاد ریفتم در محل گسل اصلی زاگرس روی داده باشد، در آن صورت احتمالاً بسته شدن پالتوتیس در شمال و باز شدن نئوتتیس در جنوب را می‌توان دو فرایند مرتبط و همزمان برشمرد که در نتیجه حرکت رو به شمال صفحه ایران اتفاق افتاده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). ایجاد شکستگی‌های بیشتر در صفحه ایران در اواخر مزوزویک می‌توانسته با ایجاد صفحات کوچکتری همراه بوده باشد (ایران مرکزی و خاور ایران) که در محاصره یک گودال اقیانوسی (شاخه‌ای از نئوتتیس) قرار داشته‌اند. گودال‌های اقیانوسی مشابه دیگری که احتمالاً آنها نیز به نحوی با نئوتتیس در ارتباط بوده‌اند، در اواخر مزوزویک در شمال باختر ایران وجود داشته‌اند.

حرکت رو به سمت شمال صفحه عربستان در اواخر کرتاسه منجر به هرچه باریک شدن نئوتتیس و برخورد حاشیه‌های قاره‌ای صفحات ایران و عربستان در طول پهنه خرد شده زاگرس گردید. این برخورد، فشردگی صفحه ایران، بسته شدن شاخه‌های نئوتتیس در خاور و شمال‌باختر ایران، یکپارچگی دوباره بخش‌های مرکزی و خاور ایران و چین‌خوردگی و گسلش ایران مرکزی و البرز را در طی کوهزایی آلپی به دنبال داشت (شکل ۱۰). این فرایندها را می‌توان نتیجه رویدادهای پیچیده‌تری برشمرد که بر اثر حرکت صفحات قاره‌ای آفریقا، هند و اوراسیا در کمربند کوهزایی آلپ-همالیا رویداده و توسط محققین زیادی به اشکال گوناگون مطرح شده است (تکین، ۱۹۷۲؛ اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).



شکل ۱۰- نقشه شماتیک تکتونیکی پهنه ایران - همالیا. توجه کنید که فلات ایران با دگرشکلی‌های فراوان در میان دو کراتون قدیمی در شمال و جنوب و دو پهنه پیوسته در خاور و باختر (که با علامت فلش مشخص شده‌اند) به تله افتاده است. به‌طور کلی، گسلش معکوس جبهه‌ای، شکل چیره دگرشکلی زمین‌ساختی در پوسته قاره‌ای به تله افتاده ایران است (برگرفته از بربریان و کینگ، ۱۹۸۱)

۲-۴- سرگذشت زمین‌شناسی گستره شمال باختری ایران

به‌طور کلی، گستره مورد بررسی در پهنه شمال باختری ایران قرار گرفته است. این منطقه در پهنه برخوردی میان ایران، عربستان و قفقاز جای گرفته و درگیر جنبش‌های زمین‌ساختی برآمده از برهم‌کنش این پهنه‌ها می‌باشد و از این دیدگاه از ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی ویژه‌ای برخوردار است. از آنجا که پیش‌بینی جنبش‌های امروزی این گستره و شناسایی عناصر و ارتباط ساختاری موجود در پیوند نزدیکی با پیشینه پیدایش آن‌ها است، در اینجا شرح مختصری از گاه‌شمار چینه‌شناختی-ساختاری پهنه شمال‌باختری ایران ارائه شده است.

۲-۴-۱- پرکامبرین پایانی

به‌طور کلی، این دوران هم‌زمان با پیدایش بالا آمدگی‌های مهمی در آذربایجان و در پی آن، شکل‌گیری دگرشیبی-های قره‌داغ تکاب بوده است. در بالاترین بخش پرکامبرین، آتشفشانی‌های گسترده‌ای روی داده است که از آن جمله به شکل‌گیری ریولیت مهاباد می‌توان اشاره کرد (افتخار نژاد، ۱۹۷۵).

۲-۴-۲- پالئوزوئیک

نهشته‌های این دوران با نبود رسوبی بر روی افق‌های پرکامبرین نشسته است. وجود نبوده‌های رسوبی در میان سنگ‌های سیلورین و دونین گستره، نشانگر رویداد جنبش‌های خشکی زایی در آن زمان است (نبوی، ۱۳۵۵). به‌طور کلی، رویداد کالدونین در پالئوزوئیک میانی در قالب جنبش‌های خشکی زایی سرتاسر آذربایجان را متاثر کرده است (افتخار نژاد، ۱۹۷۵). برپایه بربریان و حمدی (۱۹۷۷)، این جنبش‌ها در ماکو دگرگونی ضعیفی را نیز در سنگ‌های اردوئین پدید آورده است. آثار جنبش‌های هرسی نین نیز در مناطق میشو، مرنند و خوی قابل مشاهده‌اند (ریبن، ۱۹۳۵). شاید مهم‌ترین پدیده زمین‌ساختی در این زمان، پیدایش گسل بنیادین و دیرینه شمال تبریز (در اوایل دونین) بوده است که تقسیم شدن بسیار بارز رخساره‌ها را در آذربایجان در پی داشته است. این ساختار که به‌صورت یک زخم مورفولوژیکی کهن از گودال زنجان ابهر، تا کوه‌های میشو و حتی شاید تا شمال-

باختری آذربایجان و تا قفقاز ادامه می یافته، آذربایجان را به دو بلوک جدا می کرده است و تا پایان کربنیفر کنترل کننده مرز رخساره‌ای به‌شمار می‌آمده است (افتخارنژاد، ۱۹۷۵؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹).

۲-۴-۳- مزوزوئیک

در تریاس بالایی، رویداد جنبش‌های مهم زمین‌ساختی آذربایجان را از حالت پلاتفرمی پالئوزوئیک به دو نیمه جدا کرده و احتمالاً بخش زیرینه رود نیز در این زمان پدید آمده است. در این هنگام، این پلاتفرم با خط جداکننده WSW آن به گودالی با فرونشینی ملایم تبدیل شده است. این گودال با نهشته‌های ضخیم (رخساره شیلی فعالیت‌های آتشفشانی) تریاس بالایی تا کرتاسه پایینی، پوشیده شده و در نهایت در ترشیری پسین، چین‌خورده است. بخش باختری و شمال‌باختری آن به تدریج به یک محیط دریایی ژرف تبدیل شده و نهشته‌های پلاژیک همراه با مواد آتشفشانی زیر دریایی کرتاسه پایانی تا ائوسن در آن انباشته شده است. این بخش با نخستین جنبش‌های کوهزایی آلپی به شدت دگرشکل شده است. در مجموع، جنبش‌های زمین‌ساختی این گستره از دیدگاه شیوه و سن دگرشکلی‌ها، با بخش باختری و جنوب‌باختری آن تفاوت‌های بارزی را نشان می‌دهد (افتخارنژاد، ۱۹۷۵).

۲-۴-۴- سنوزوئیک

در کل، پهنه شمال باختری ایران نیز همچون بسیاری از مناطق البرز و ایران مرکزی، از کوهزایی پیرنه متاثر شده است. این دوره با نفوذ و جای‌گیری توده‌های آتشفشانی ائوسن همراه بوده و چین‌خوردگی نهشته‌های باختر و جنوب باختری آذربایجان را سبب شده است. در الیگوسن پیشین، این ناحیه پذیرای فرایش (uplift) شده و پس از آن، نهشته‌های دریایی سازند قم، در بخش‌های مرکزی، جلفا و ماکو بر جای نهاده شده‌اند و در نهایت روی آنها با سازند قرمز بالایی پوشیده شده است. در نهایت نیز نهشته‌های پلیوسن به‌شکلی دگر شیب بر روی سازند قرمز بالایی نشست است.

به باور افتخارنژاد (۱۹۷۵) جنبش‌های زمین‌ساختی پلیوسن اهمیت فراوانی داشته و فعالیت‌های آتشفشانی سترگی را در پلیوسن-کواترنری این ناحیه ایفا نموده است. این جنبش‌ها مسبب فعالیت بسیاری از گسل‌ها در این ناحیه

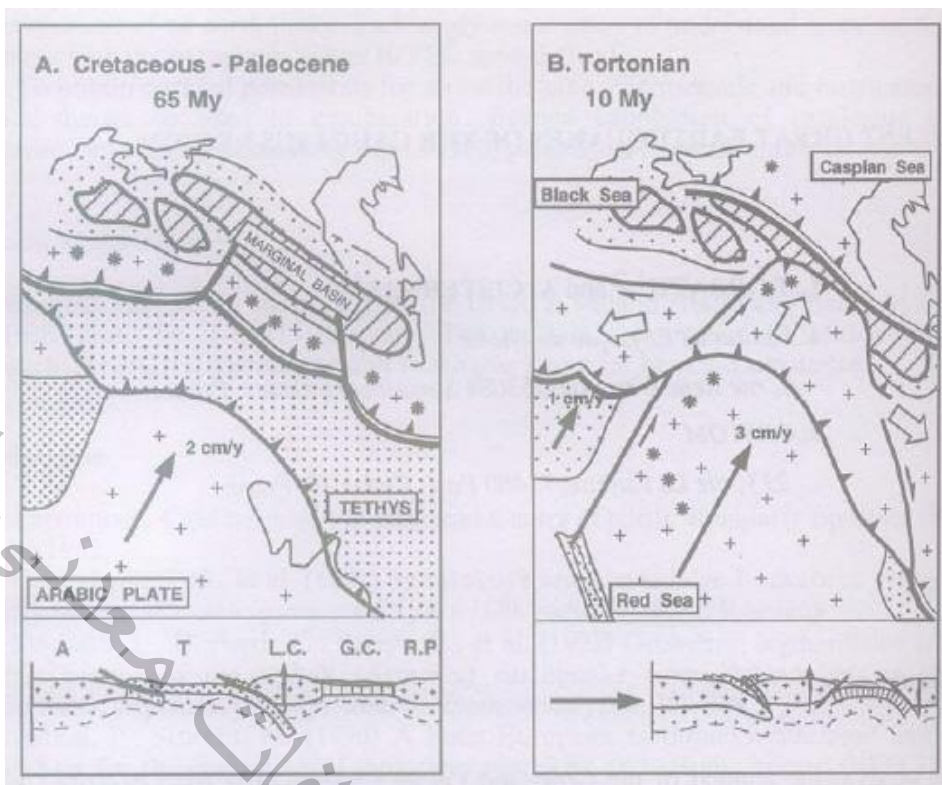
بوده و آثار جنبایی آنها را در نهشته‌های هولوسن نیز می‌توان به‌چشم دید. از آن جمله می‌توان به گسل‌های شمال-تبریز و سلماس اشاره کرد که پیشینه لرزه‌خیزی بنیادینی را نیز به‌خود اختصاص داده‌اند. نهشته‌های کواترنری گستره مورد بررسی نیز بیشتر دربرگیرنده مخروط افکنه‌ها، پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و جوان، تراورتن‌ها، پهنه‌های خردشده گسلی، حوضه‌ها و کفه‌های نمکی و نیز نهشته‌های نرم و دریاچه‌ای است (شهرابی، ۱۳۷۳). در مجموع، به نظر می‌رسد که گسل‌هایی همچون شمال‌تبریز به‌همراه شاخه‌های فرعی آنها در شکل‌گیری ریخت‌شناسی و نیز توزیع رخساره‌های زمین‌شناختی زمان‌های مختلف منطقه، نقشی بنیادین ایفا نموده‌اند (افتخار نژاد، ۱۹۷۵).

۲-۵- تکامل ساختاری و ویژگی‌های نوزمین‌ساختی گستره شمال باختری ایران

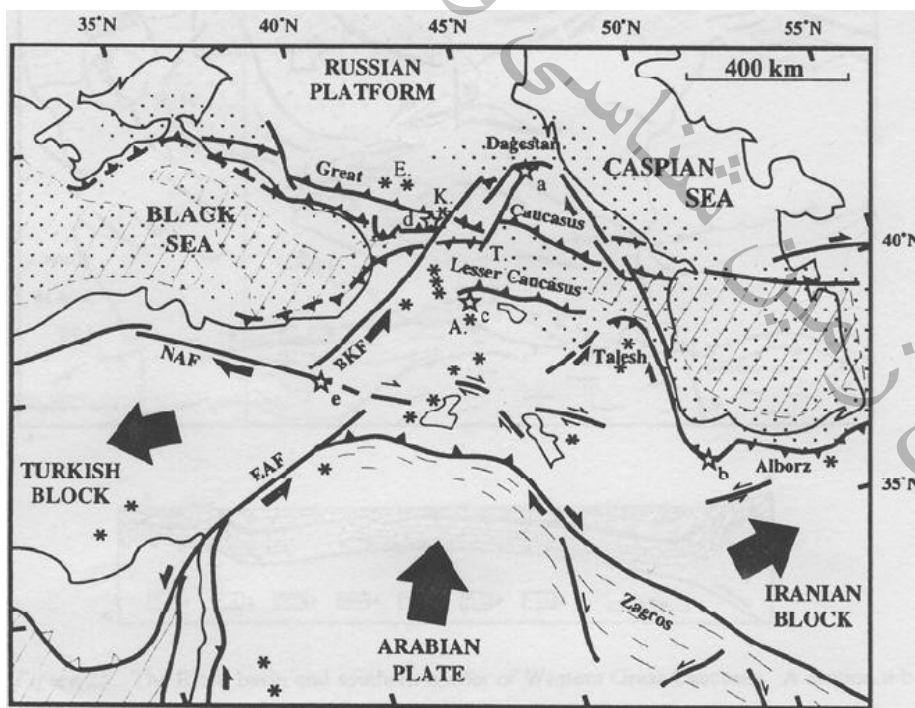
در حاشیه جنوب خاوری قفقاز، شمال باختر ایران به عنوان یکی از اجزاء تشکیل دهنده پهنه ساختاری Transcaucasian و در گستره‌ای به نام فلات ترکی-ایرانی (Turkish-Iranian Plateau) جای گرفته است (شکل ۱۱).

در نمایی کلی، گستره یاد شده دربرگیرنده مناطقی از خاور ترکیه، آذربایجان، شمال‌باختر ایران و جنوب ارمنستان می‌باشد. در مجموعه یادشده، فلات ترکی-ایرانی بخشی از پهنه همگرایی صفحات عربستان - اوراسیا می‌باشد. از دیدگاه ریخت‌زمین‌ساختی، این فلات در بین دو دریای سیاه (در باختر) و خزر (در خاور) و بر اثر فرایش شکل گرفته و بلندای متوسطی باندازه دو هزار متر از سطح دریا دارد (ونکوورینگ و میلر، ۱۹۷۱).

از دیدگاه کلی، دو پهنه همگرایی شمالی - جنوبی یکی در میان صفحات عربستان و اوراسیا در بخش خاوری و با آهنگ همگرایی ۲۵ تا ۳۰ میلیمتر در سال و دیگری بین صفحات آفریقا و اروپا در بخش باختری و با آهنگ همگرایی ۱۰ میلیمتر در سال بر این گستره اثرگذاراند (شکل ۱۲). اختلاف سرعت این دو پهنه همگرایی همجوار توسط یک جابجایی راستالغز-چپگرد بر روی گسل NNE-SSW اردن مستهلک می‌شود (فیلیپ و همکاران، ۱۹۸۹؛ سیسترناس و فیلیپ، ۱۹۹۷).



شکل ۱۱- تکامل ساختاری شمال باختر ایران و حاشیه جنوبی قفقاز در ۱۰ میلیون سال پیش. به جابجایی چپگرد حاصل از اختلاف سرعت همگرایی در دو پهله همگرایی مجاور آفریقا-اوراسیا (در باختر) و عربی-اوراسیا (در خاور) بر روی گسل اردن توجه نمایید (فیلیپ و همکاران، ۱۹۸۹)



شکل ۱۲- زمین ساخت جنب و نحوه توزیع گسل های جنب در گستره شمال باختری ایران، خاور ترکیه و قفقاز (سیسترناس و فیلیپ، ۱۹۹۷)

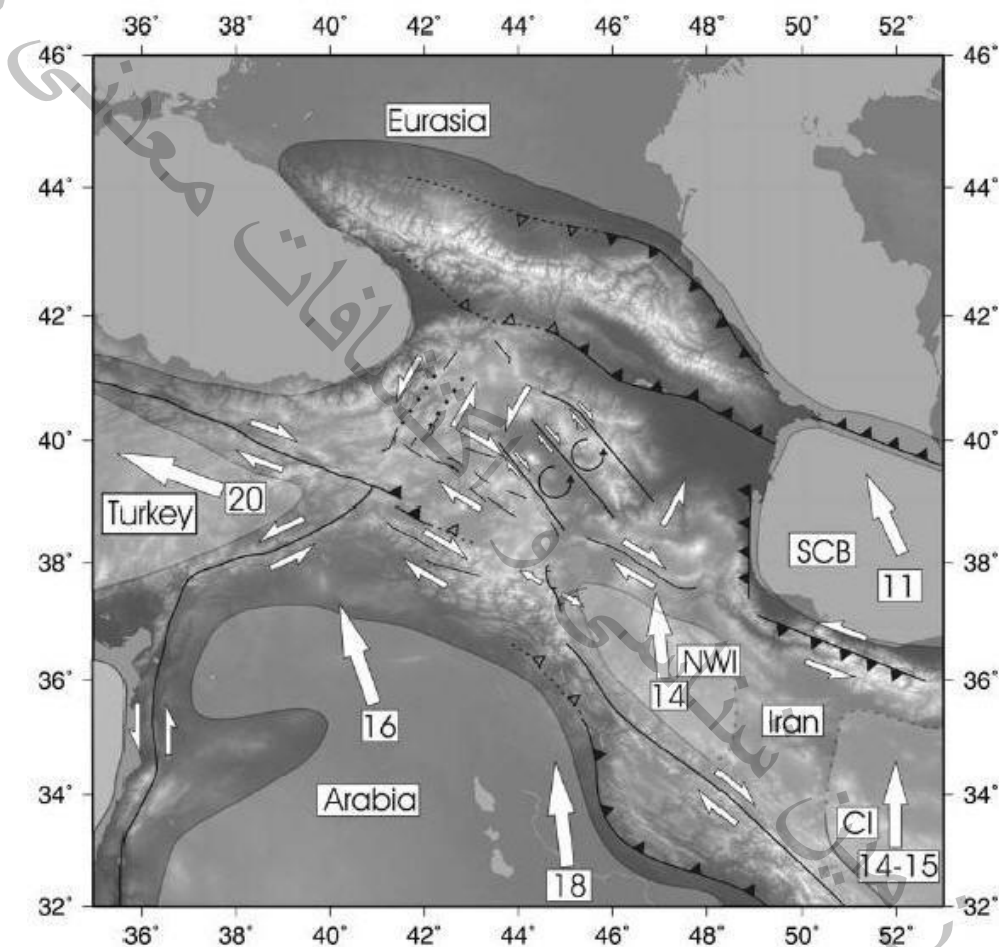
با باز شدن دریای سرخ در تورتونین (میوسن بالایی، حدود ۱۰ میلیون سال پیش) و حرکت صفحه عربستان به سوی شمال، بلوک آناتولی (ترکیه مرکزی) به سمت باختر و بلوک ایران به سمت خاور شروع به حرکت کرده اند و این در حالی بوده که بخش مرکزی یعنی قفقاز نیز در همین زمان شروع به کوتاه‌شدگی و تغییرشکل ناشی از آن (چین خوردن و گسلش معکوس) نمود (سیسترناس و فیلیپ، ۱۹۹۷).

به طور کلی، در این منطقه سه روند ساختاری چیره را می‌توان مشاهده نمود؛ W-E و NE-SW، NW-SE که توسط گسل‌های ترانسفورم حاشیه‌ای تقریباً شمالی-جنوبی (گسل‌های آستارا و اردن) محدود شده‌اند (همچون: سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹؛ سلیمانی آزاد و همکاران، 2019a). به‌طور کلی، در این گستره روندهای ساختاری NE-SW دربرگیرنده گسل‌های راستالغز چپگرد (همچون: گسل ارس)، روندهای ساختاری NW-SE دربرگیرنده گسل‌های راستالغز راستگرد (همچون: گسل شمال‌تبریز) و روندهای ساختاری W-E دربرگیرنده گسل‌های معکوس (همچون: گسل‌های قفقاز)، راندگی‌ها و چین‌ها می‌باشند (سلیمانی آزاد، ۲۰۱۵).

به بیان دیگر، در گستره انتقالی قفقاز (Transcaucasian) بخشی از همگرایی میان صفحات عربستان و اوراسیا در منطقه حاشیه جنوبی قفقاز و در فاصله عرض‌های جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۲ تا ۴۷ درجه خاوری توسط سامانه‌های گسلی جنبای راستالغز-راستگرد با روند NW-SE در شمال‌باختر ایران و بخش دیگری از این همگرایی نیز توسط سامانه‌های گسلی E-W معکوس واقع در بخش‌های شمالی‌تر مستهلک می‌شود. پیش از این، وستاوی (۱۹۹۰) عنوان نموده بود که در حال حاضر بیشتر همگرایی میان صفحات عربی و اوراسیا در اثر خروج جانبی مواد پوسته در این گستره روی می‌دهد و بخش عمده توپوگرافی بلند و ضخیم‌شدگی پوسته در قفقاز بزرگ (Great Caucasus)، NW ترکیه از دست کم ۱۰ میلیون سال پیش وجود داشته است. بر این پایه، شواهد موجود بیانگر رویداد یک تغییر بنیادین در رفتار و طبیعت پهنه همگرایی یاد شده می‌باشد. جکسون و مکنزی (۱۹۸۴) و کوپلی و جکسون (۲۰۰۶) نیز مهم‌ترین اثر حرکت رو به باختر ترکیه مرکزی و نیز حرکت رو به خاور بخش شمال‌باختری ایران را ضخیم نشدن پوسته در ناحیه وان ترکیه برشمرده‌اند.

از سوی دیگر نتیجه حرکت رو به خاور ایران شمالی در این گستره، رانده شدن آن بر روی پوسته اقیانوسی خزر جنوبی عنوان شده است (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴). داده‌های فراهم آمده از سازوکار کانونی زمینلرزه‌های روی داده و شواهد زمین‌شناختی نیز گویای فرار ناحیه شمال‌باختری ایران از قفقاز و رانده

شدن حاشیه جنوبی قفقاز بر روی پوسته دریای خزر است (جکسون، ۱۹۹۲؛ وستاوی، ۱۹۹۰). با این وجود، پژوهش‌های متاخرتر (همچون؛ ریتز و همکاران، ۲۰۰۶؛ عزیز زنجانی و همکاران، ۲۰۱۳؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۹) گویای نکاتی تکمیلی و گاه متفاوت است. به این ترتیب و با توجه به احاطه شدن این گستره با گسل‌های چیگرد و راستگرد به نظر می‌رسد که هم اکنون ناحیه آذربایجان، افزون بر جابجایی‌های انتقالی، درگیر برخی چرخش‌های خلاف ساعتگرد نیز باشد (شکل ۱۳).



شکل ۱۳- نقشه زمین ساخت جنبا در فلات ترکی-ایرانی. براساس اطلاعات به دست آمده از مطالعات لرزه خیزی، حوضه شمال باختری ایران (NWI)، ایران مرکزی (CI) و اطلاعات توپوگرافیکی مناطق ترکیه، عربستان و اوراسیا به طور نسبی فاقد دگر شکلی هستند. بردارهای سفید سرعت GPS مناطق مختلف جنوب خزر (SCB) نسبت به اوراسیا را نمایش می‌دهد

جکسون و مکنزی (۱۹۸۴) و (۱۹۸۸) و جکسون (۱۹۹۲)، جنبایی همزمان گسل‌های راستالغز و معکوس در این گستره را فقط به توسط تسهیم واتنش (Strain Partitioning) میسر دانسته‌اند. وستاوی (۱۹۹۰) نیز ضمن پذیرش

عملکرد تسهیم واتنش در این پهنه همگرایی، سهم دگرشکلی شکننده پوسته بالایی و سهم کوتاه شدگی در هر یک از بخش‌های مختلف گستره یاد شده را روشن نمی‌داند.

نرخ گشتاور لرزه‌ای آزاد شده در طی زمینلرزه‌های روی داده در منطقه نشانگر آن است که تنها ده تا بیست درصد از همگرایی حاصل از حرکت نسبی میان صفحات عربستان و اوراسیا به صورت لغزش هم‌لرز (Coseismic) بر روی گسل‌های مناطق قفقاز و ترکیه خاوری روی می‌دهد و هشتاد تا نود درصد دگرشکلی در این مناطق به صورت بی‌لرز (Aseismic) تظاهر یافته است. در تحقیقات بعدی جکسون و مکنزی (۱۹۸۸) این موضوع روشن شد که بر پایه مقادیر افت تنش، تقریباً تمامی کوتاه شدگی در قفقاز و هفتاد پنج درصد از کل دگرشکلی قابل انتظار در مناطق قفقاز بعلاوه ترکیه خاوری به صورت دگرشکلی بی‌لرز اتفاق می‌افتد. بنابراین، بیست و پنج درصد باقیمانده که به صورت هم‌لرز یا دگرشکلی زمینلرزه‌ای است، تماماً در ترکیه خاوری و شمال باختری ایران روی می‌دهد (جکسون، ۱۹۹۲؛ جکسون و امبرسیز، ۱۹۹۷).

لرزه زمین ساخت

سازمان زمین شناسی و
گسترش افات معدنی کشور

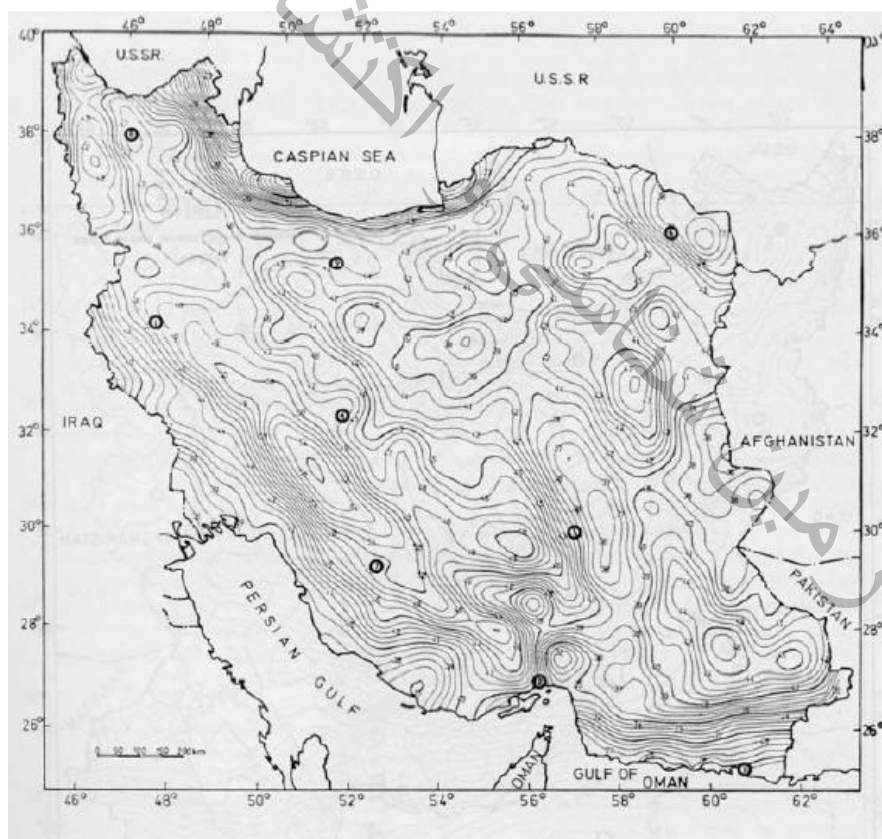
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۳-۱- ساختار پوسته زمین و ضخامت لایه لرزه‌زا در گستره مورد بررسی

جهت دستیابی به ژرفای موهو و تعیین ستبرای پوسته در مناطق مختلف ایران تلاش‌های گوناگونی تاکنون و با

استفاده از روش‌های گوناگون صورت گرفته است که به طور مختصر به برخی از آنها به شرح زیر اشاره می‌شود.

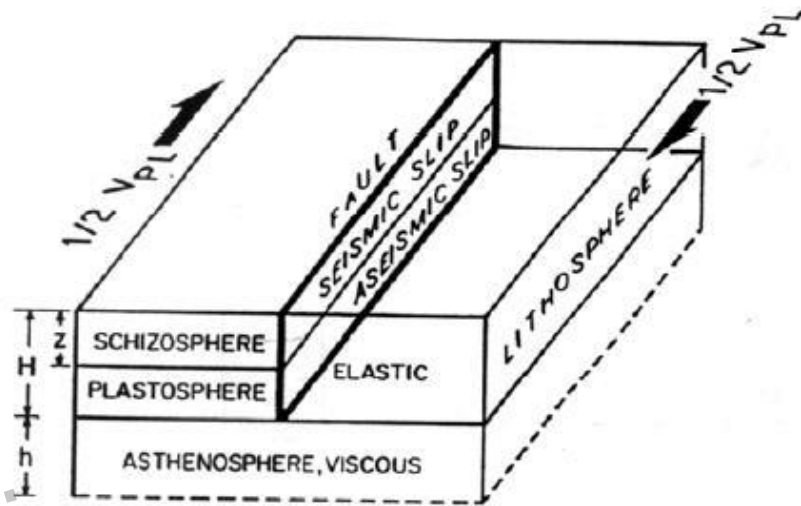
به‌طور کلی، برپایه اندازه‌گیری‌های انجام شده به روش گرانی‌سنجی (دهقانی و مکریس، ۱۹۸۳) ضخامت میانگین پوسته زمین در شمال‌باختری ایران حدود ۴۰ کیلومتر به دست آمده است (شکل ۱۴). در این گستره، ژرفای به دست آمده به روش گرانی‌سنجی برای مرز موهو در بیشینه مقدار خود (در مرز ایران و ترکیه و نیز در پیرامون تبریز در NE دریاچه ارومیه) به ۴۸ کیلومتر و در کمینه مقدار (در کوه‌های تالش) به حدود ۳۷ کیلومتر می‌رسد. در پژوهش یاد شده، ژرفای موهو در زیر دریاچه ارومیه نیز ۴۱ کیلومتر محاسبه شده است. این مقادیر با ژرفای میانگین ۴۰ کیلومتر برای مرز موهو توسط مگی و همکاران (۲۰۰۰) نیز همخوانی دارد.



شکل ۱۴- نقشه ژرفای موهو حاصل از تحلیل‌های گرانی‌سنجی در گستره مورد بررسی (برگرفته از دهقانی و مکریس، ۱۹۸۳)

همچنین با استفاده از دو روش تحلیل توابع گیرنده و پراکندگی امواج سطحی و تجزیه و تحلیل همزمان این دو روش، ساختار پوسته در زیر ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، مطالعه و ژرفای موهو در زیر هر یک از این ایستگاه‌ها تعیین گردیده است (نصرآبادی و همکاران، ۲۰۰۷). برپایه نتایج فراهم آمده از این روش ژرفای موهو در زیر ایستگاه گرمی - اردبیل حدود ۴۹ کیلومتر و در زیر ایستگاه ماکو به حدود ۴۰ کیلومتر می‌رسد. کادینسکی و همکاران (۱۹۸۱) نیز در زیر ناحیه شمال‌باختری ایران، پهنه‌ای با میرایی بالا را معرفی نموده و آن را ناشی از وجود مواد نرم کره گونه در زیر پوسته این بخش برمی‌شمارند. ایشان با استناد به فعالیت‌های آتشفشانی گسترده بازه زمانی پلیوسن تا عهد حاضر در این گستره، به ویژه در شمال باختری ایران و در خاور ترکیه (همچون: سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۹a)، احتمال فرایند ذوب بخشی در این گستره را عامل اصلی توضیح این پدیده برشمرده‌اند. به‌طورکلی، در اعماق پوسته زمین می‌توان یک سطح افقی را در نظر گرفت که در بالاتر از آن سطح بیشتر زمین‌لرزه‌های متوسط تا بزرگ به‌وقوع می‌پیوندند. این سطح را می‌توان قاعده منطقه‌ای برشمرد که در آن استرین لرزه‌ای در حال تجمع است (شکل ۱۵). ژرفای این سطح در نقاط مختلف پوسته زمین متفاوت بوده و معمولاً از طریق تعیین ژرفای زمین‌لرزه‌های روی داده در منطقه تعیین می‌شود (شولتز، ۱۹۹۰).

در مطالعه‌ای که با شمار داده‌های زمین‌لرزه‌ای بیشتری انجام شده است (مگی و همکاران، ۲۰۰۰)، معمول‌ترین ژرفای زمین‌لرزه‌ای در این گستره ۸ تا ۱۰ کیلومتر و بیشینه آن ۲۰ کیلومتر برآورد شده است. در مجموع، با این توضیح به نظر می‌رسد ستبرای لایه لرزه‌زا در گستره شمال‌باختری ایران از ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر فراتر نمی‌باشد. بر پایه بررسی‌های انجام شده توسط جکسون و مکنزی (۱۹۸۴)، زمین‌لرزه‌های بنیادین در شمال‌باختری ایران ژرفای کانونی کمی را نشان می‌دهند (۸ تا ۱۰ کیلومتر) و شواهد کاملی از فعالیت‌های مهم در زیر پوسته نیز وجود مشاهده نمی‌شود. ایشان با استناد به ثبت داده‌های مربوط به پس‌لرزه‌ها در ایستگاه‌های محلی جنوب قفقاز (روستانوویچ، ۱۹۷۴) تمامی فعالیت‌های زمین‌لرزه‌ای این گستره را در ژرفایی کمتر از ۱۰ کیلومتر برمی‌شمارند.



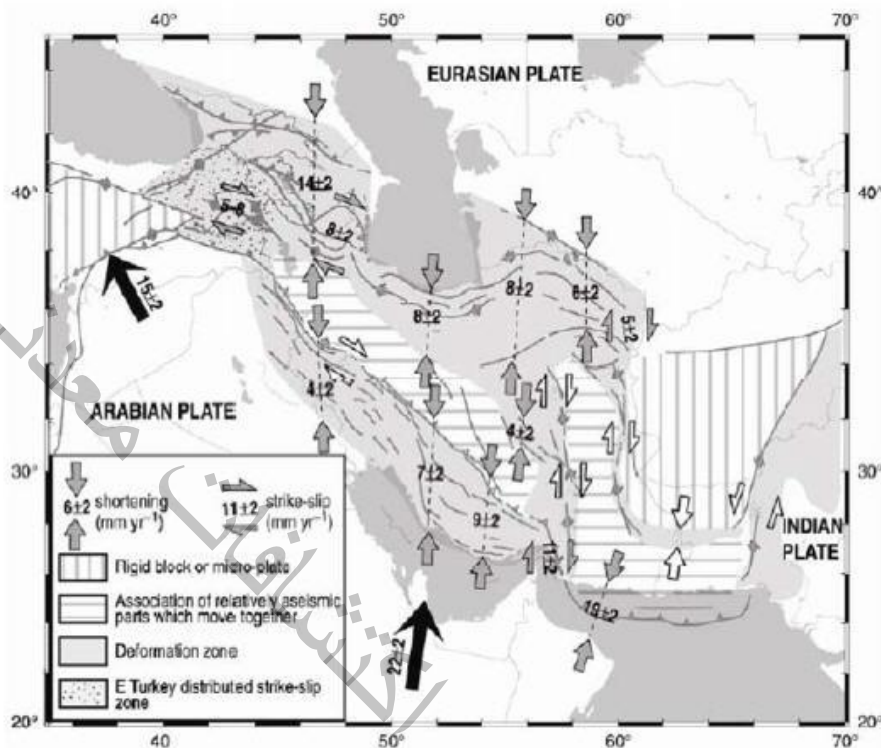
شکل ۱۵- الگوی عمومی گسلش در سنگ کره. لایه لرزه‌زا در سنگ کره تا ژرفای Z قابل گسترش است. به‌طور کلی، معمولاً سنگ کره در ژرفاهای پایین‌تر از Z به‌شکل غیرزمینلرزه‌ای تغییر شکل می‌یابد (برگرفته از شولتز، ۱۹۹۰).

به‌طور کلی، ژرفای برآورد شده برای زمینلرزه‌های محلی ثبت شده توسط شبکه لرزه‌نگاری تبریز به‌همراه یک شبکه لرزه‌نگاری موقت و متراکم بر این واقعیت دلالت بیشتری دارد که رویدادهای لرزه‌ای در شمال‌باختری ایران (به‌ویژه در گستره گسل شمال تبریز) در مقایسه با نتایج ارایه شده بر پایه بررسی امواج دور لرز (مگی و همکاران، ۲۰۰۰؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴) اکثراً در اعماق بیشتری رخ می‌دهند. توزیع کانون‌ژرفی زمینلرزه‌های محلی در گستره تبریز نیز با نشان دادن بیشینه‌ای در اعماق ۱۷ تا ۲۰ کیلومتری، اساساً بین ژرفاهای ۷ تا ۲۱ کیلومتر محدود می‌باشند (سیاهکالی مرادی، ۱۳۸۷).

۲-۳- زمین‌ساخت جنوب

به منظور تعیین جهت و آهنگ یا نرخ کوتاه‌شدگی در ایران، محققین در گذشته از جمع برداری (بردار چرخش) صفحات نسبت به یکدیگر استفاده می‌کردند. از این رو، لوپیشون (۱۹۶۸) و مکنزی (۱۹۷۲) نرخ همگرایی میان صفحات عربستان (در جنوب) و اوراسیا (در شمال) را در ایران به ترتیب ۴۳ و ۴۸ میلیمتر در سال برآورد کرده‌اند. از سوی دیگر، دیمتز و همکاران در سال ۱۹۹۰ با استفاده از داده‌های مربوط به گسترش کف اقیانوس‌ها، آزیموت

گسل‌های ترانسفورم و بردار لغزش زمینلرزه‌ها، یک همگرایی تقریباً شمالی - جنوبی و با آهنگی حدود ۳۱ میلی‌متر در سال را برای ایران در طول جغرافیایی ۵۱ درجه خاوری و عرض جغرافیایی ۳۰ درجه شمالی برآورد نمودند.



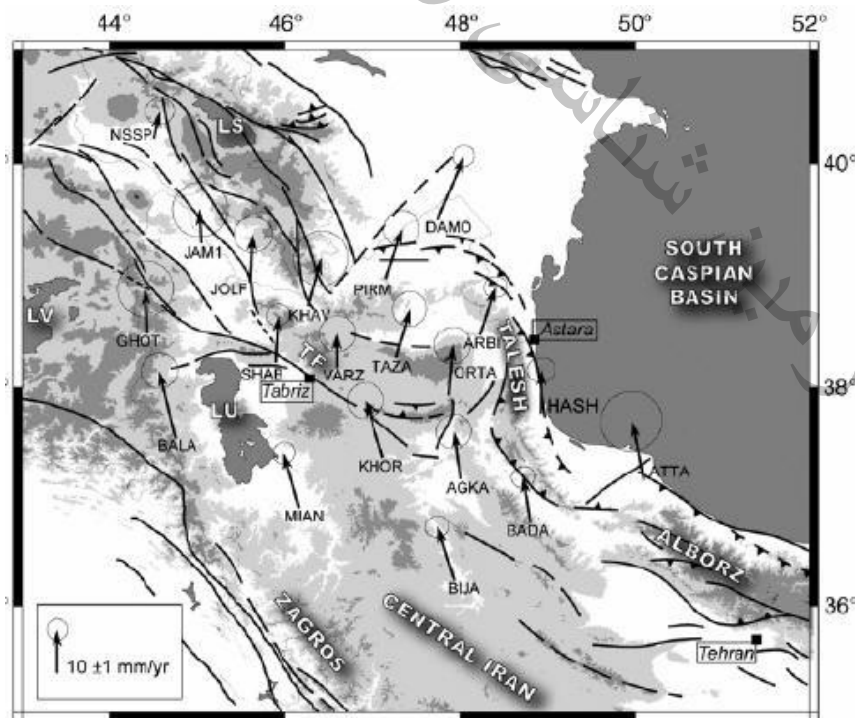
شکل ۱۶- آهنگ کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف گستره ایران با بهره‌گیری از اندازه‌گیری‌های ژئودتیک GPS. به‌طور کلی، آهنگ کوتاه‌شدگی در ایران از باختر به خاور رو به افزایش است. در باختر، بیشتر کوتاه‌شدگی بر روی کوه‌های قفقاز، زاگرس و البرز روی می‌دهد. این در حالی است که بیشترین مقدار کوتاه‌شدگی در خاور در پهنه فرورانش مکران دیده می‌شود (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

اندازه‌گیری ژئودتیک انجام گرفته با استفاده از برداشت‌های GPS در سال‌های ۱۹۹۶ و ۲۰۰۱ میلادی داده‌های جدیدی را به منظور کمی کردن حرکات زمین‌ساختی امروزی و تغییر شکل فعال در ایران فراهم نموده است (نیلفروشان و همکاران، ۲۰۰۲ و ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). سرعت‌های فراهم آمده از اندازه‌گیری‌های ژئودتیک GPS در طول حاشیه شمال خاوری صفحه عربستان بیانگر آن است که صفحه عربستان نسبت به اوراسیا با سرعت کمتری (در مقایسه با آنچه توسط دیمتز و همکاران در سال ۱۹۹۰ پیش‌بینی شده بود) به سوی شمال در حرکت است (شکل ۱۶). به بیان دیگر، در طول جغرافیایی بحرین، عربستان با سرعتی معادل 22 ± 2 میلی‌متر در سال و در

راستای $N 8 \pm 5^\circ E$ در حرکت است. با استفاده از نتایج اندازه‌گیری‌های یاد شده، بردار چرخش صفحه عربستان نسبت به صفحه اوراسیا با پارامترهای ویژه خود قابل تعریف است.

به‌طور کلی، کوتاه‌شدگی به دو شکل متفاوت در بخش‌های خاوری و باختری ایران روی می‌دهد (شکل ۱۷). در خاور طول جغرافیایی ۵۸ درجه، بیشتر کوتاه‌شدگی در پهنه فرورانش مکران اتفاق می‌افتد ($19,5 \pm 2$ میلیمتر در سال) و بقیه آن ($6,5 \pm 2$ میلیمتر در سال) در پهنه کپه داغ مستهلک می‌گردد. در باختر طول جغرافیایی ۵۸ درجه، تغییر شکل برآمده از همگرایی صفحات زمین‌ساختی عربستان و اوراسیا بر روی چند کمربند کوهزایی توزیع شده است. در طول جغرافیایی منطقه تهران نیز نرخ کوتاه‌شدگی در کوه‌های زاگرس و البرز به ترتیب باندازه $6,5 \pm 2$ و 8 ± 2 میلیمتر در سال برآورد شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). در پژوهش یادشده، نرخ جابجایی راستالغز-راستگرد بر روی سامانه گسل جوان زاگرس نیز باندازه 3 ± 2 میلیمتر در سال آرایه شده است. در مقابل، مقدار نرخ جابجایی در شمال باختری ایران به‌طور "نسبی" بسیار زیاد می‌باشد (8 ± 2 میلیمتر در سال). بر پایه پژوهش یاد شده و از دیدگاه ژئودتیکی، بلوک ایران مرکزی به‌طور نسبی به صورت یک جسم صلب عمل کرده و دارای یک حرکت منسجم و یکپارچه است. بر این اساس، مناطق واقع در خاور طول جغرافیایی ۶۱ درجه خاوری در ایران نیز جابجایی زمین‌ساختی بسیار کمی را نسبت به موقعیت اوراسیا نشان می‌دهند. در این مجموعه، تفاوت سرعت و نحوه دگرشکلی زمین‌ساختی مشاهده شده در بخش سطحی پوسته خاور و باختر ایران در قالب حرکات راستالغز-راستگرد در طول حاشیه بلوک لوت خودنمایی می‌کند. در جنوب خاوری ایران، پهنه گذار زمین‌ساختی از زاگرس به مکران نیز با سرعتی باندازه 11 ± 2 میلیمتر در سال و در راستای شمالی-جنوبی به صورت راستگرد در حال حرکت است (شکل ۱۷). بر پایه پژوهش ماسون و همکاران (۲۰۰۶)، ایشان به منظور به دست آوردن نتایج کمی هرچه دقیق‌تر از حرکات راستالغز-راستگرد، حرکات کششی و نیز وضعیت حرکت حوضه خزر جنوبی، اقدام به نصب یک شبکه متراکم GPS در پهنه شمال‌باختری ایران کردند. در پژوهش یادشده، نتایج حاصل از سه برداشت متوالی که در بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۴ میلادی انجام شد، حاوی دست‌کم دو نکته مهم می‌تواند باشد: نخست آنکه، در بخش‌های جنوبی‌تر گستره شمال‌باختری ایران جهت یافتگی بردارهای سرعت GPS به سوی شمال‌باختر می‌باشد ولی جهت یافتگی بردارهای سرعت GPS در بخش‌های شمالی‌تر گستره یادشده به سوی شمال‌خاور می‌باشد (شکل ۱۷) و همچنین طول این بردارها نیز در مناطق شمالی‌تر بیش از مناطق جنوبی‌تر است. این موضوع می‌تواند بیانگر

وجود چرخش‌های بلوکی پادساعتگرد در پوسته این گستره از ایران باشد (شکل ۱۳). از این‌رو، انتظار می‌رفت این چرخش با جابجایی راستالغز - راستگرد و با مؤلفه‌ای کششی در طول گسل‌های جنبای NW-SE همراه گردد. دوم آنکه، از سوی باختر به خاور و در طول قفقاز بزرگ، طول بردارهای سرعت GPS به‌طور کلی و به تدریج افزایش نشان می‌دهند. بر پایه پژوهش ماسون و همکاران (۲۰۰۶)، میزان واتنش بر روی بخش جنوبی گسل شمال تبریز تقریباً صفر بوده و از این‌رو این موضوع می‌تواند گویای عملکرد نسبتاً صلب بلوک یاد شده و حرکت یک‌پارچه آن داشته باشد. به بیان دیگر، گسل شمال تبریز جداکننده بلوک نسبتاً صلب ایران مرکزی (دربرگیرنده پهنه سنج - سیرجان) در جنوب و بلوک بیشتر دگرشکل شده تالش در شمال می‌باشد. افزون بر این، ایشان با توجه به افزایش اندازه بردارهای سرعت GPS در شمال فلات تالش، به وجود کششی به اندازه ۸ میلیمتر در سال و با آزیموت $N 30^\circ$ در این گستره و بر روی بخش شمالی گسل شمال تبریز (یعنی پهنه تالش) اشاره می‌کنند. با این‌جود، ورنانت و شری (۲۰۰۶) با اعمال تصحیحات بیشتر، این مقدار کشش را به حدود ۲ میلیمتر در سال تصحیح و تعدیل نموده و منشاء احتمالی آن را موتور فرورانشی پوسته اقیانوسی خزر جنوبی (بربریان، ۱۹۸۳) و نیز پوسته زمین در منطقه کورا به زیر اوراسیا (در محل خط جداکننده برجستگی آپشرون - بالکان) برشمرده‌اند.



شکل ۱۷- نقشه توزیع بردارهای سرعت حاصل از اندازه‌گیری‌های ژئودتیک GPS در گستره شمال‌باختری ایران (ماسون و همکاران، ۲۰۰۶). صفحه اوراسیا ثابت فرض شده است. برای توصیفات بیشتر به متن گزارش پژوهشی مراجعه شود.

۳-۳- زمینلرزه‌ها در گستره شمال باختری ایران

آگاهی و شناخت دقیق از ویژگی‌های زمینلرزه‌های بزرگ و اثرگذار تاریخی و پیشین و گسلش‌های همراه آنها می‌تواند ابزار بسیار کارآمدی برای درک وضعیت زمین ساخت‌جنبا و ارزیابی خطر زمینلرزه به شمار آید. افزون بر این، بررسی خرد لرزه‌خیزی گستره‌های خالی از گسل‌های به نقشه کشیده شده نیز پارامتری کلیدی به‌منظور شناسایی و معرفی پهنه‌های گسلی جنبا (به عنوان بنیادی‌ترین سرچشمه‌های زمینلرزه‌ای در برآورد خطر زمینلرزه) به‌شمار می‌آید. به‌طور کلی، پتانسیل ایجاد زمینلرزه بر پایه تخمین پارامترهای گسلش ارزیابی می‌گردد و این پارامترها نیز خود مرتبط با بزرگای زمینلرزه‌اند. در مجموع، توانایی برآورد فعالیت احتمالی گسل‌ها در آینده می‌تواند با استفاده از ترکیب دانش ما از زمینلرزه‌های تاریخی و دستگامی و همچنین موقعیت گسل‌های جنبا فراهم شود. یکی از عناصر بنیادین در شناخت وضعیت لرزه‌زمین‌ساختی یک گستره آگاهی از پیشینه لرزه‌خیزی آن گستره است. بررسی زمینلرزه‌های تاریخی به همراه لرزه‌خیزی دیرینه (Paleoseismicity) به‌ویژه در تعیین فاکتورهای مهمی همچون تغییرات دوره‌های بازگشت زمینلرزه‌ها در طول یک گسل جنبا، کمک بزرگی به‌شمار می‌آیند. اگر داده‌های لرزه‌ای با توجه به شواهد تاریخی مورد ارزیابی دقیق و مناسب قرار گیرند می‌توانند به گونه‌ای قابل قبول به یکی از گسل‌های جنبای کواترنری در گستره مورد پژوهش نسبت داده شوند. با این که ارتباط دادن زمینلرزه‌ها به گسل‌های مشخص نیازمند بررسی شواهدی خاص می‌باشد و از این رو همواره به سادگی انجام نمی‌شود، اما داده‌ها و اطلاعات مه‌لرزه‌ای به‌همراه نتایج بررسی‌های ریخت‌زمین‌ساختی و نوزمین‌ساختی گسل‌ها و چین‌خوردگی‌های فعال، در انجام این امر کمک بسیار ثمربخشی به‌شمار می‌آیند.

۳-۳-۱- وضعیت زمینلرزه‌های تاریخی در گستره شمال باختری ایران

کهن‌ترین زمینلرزه تاریخی در گستره شمال‌باختری ایران را به سال ۸۵۸ میلادی نسبت داده‌اند که در منطقه تبریز به وقوع پیوسته است (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). از جمله پژوهشگرانی که در مورد پیشینه تاریخی زمینلرزه‌های شمال‌باختری ایران به تحقیق پرداخته‌اند می‌توان به ذکا (۱۳۶۸)، آمبرسیز و ملویل (۱۹۸۲)، بربریان (۱۹۹۷) و بربریان و بیتس (۱۹۹۹) و سلیمانی‌آزاد (۲۰۰۹) اشاره داشت که نتایج تحقیقات و پژوهش هر یک از آنها دارای

تفاوت‌های جزئی و گاه بنیادین در توصیف کیفی و مکانی نیز ویژگی‌های برخی از رخداد‌های زمینلرزه‌ای می‌باشند. سرچشمه لرزه‌ای بسیاری از زمینلرزه‌های تاریخی گستره شمال‌باختری ایران همچون دیگر پهنه‌های ایران زمین به طور دقیق مشخص نیست ولی با این حال، شواهد تاریخی و نیز بررسی‌های متاخر گویای آن است که تعدادی از گسل‌های شناخته‌شده این گستره مانند؛ سامانه گسلی تبریز (سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹) و گسل‌های سلماس (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۵؛ فریدی، ۲۰۱۷؛ تقی‌پور و همکاران، ۲۰۱۸؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۲۱) و تسوج (همچون: سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۵) مسبب رخداد تعدادی از زمینلرزه‌های بسیار ویرانگر و آسیب‌رسان در این گستره از کشورمان بوده است.

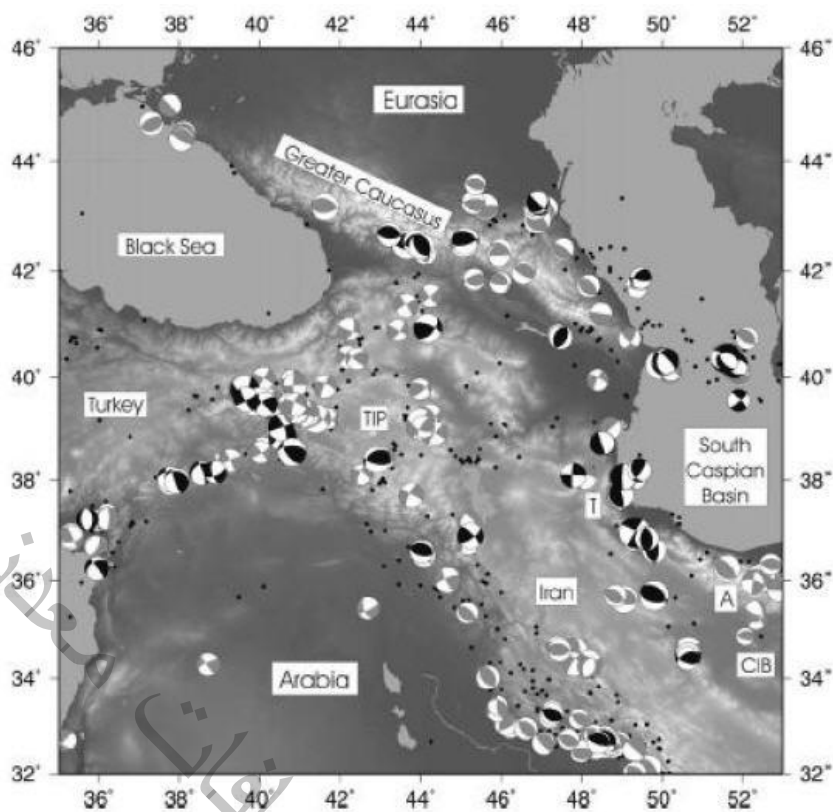
۳-۳-۲- وضعیت زمینلرزه‌های دستگاهی در گستره شمال‌باختری ایران

داده‌های دورلرزه‌ای زمینلرزه‌های سده بیستم در دهه‌های گوناگون این سده دارای خطاهای گوناگونی در رومرکز و کانون ژرفی رویداد زمینلرزه‌ها هستند. هم‌زمان با تکمیل دستگاه‌های لرزه‌نگاری و افزایش شمار ایستگاه‌های لرزه‌نگاری این خطاها کمتر شده است. علی‌رغم کاهش خطاهای داده‌های دستگاهی، دقت آنها برای بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی کافی نیست و از این رو داده‌های یادشده می‌بایست، در صورت موجود بودن، همراه با داده‌های مه‌لرزه‌ای که مبتنی بر مشاهدات محلی و میزان تلفات و خسارات است، مورد استفاده قرار گیرند (همچون: حسامی و همکاران، ۱۳۸۶؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹).

۳-۳-۳- وضعیت ساز و کار ژرفی زمینلرزه‌های در گستره شمال‌باختری ایران

یکی از ابزارهای بررسی زمین‌ساخت جنبا استفاده از سازوکار کانونی زمینلرزه‌های رخ داده در گستره مورد بررسی است (شکل ۱۸). با بهره‌گیری از این روش می‌توان اطلاعات ارزشمندی را درباره وضعیت صفحات گسلی، جهت بردار لغزش و وضعیت تنش‌های اصلی در گستره مورد بررسی بدست آورد.

بجز زمینلرزه‌های تاریخی فراوان و گاه بزرگ که در ناحیه شمال‌باختری ایران روی داده است، نخستین زمینلرزه دستگاهی بزرگ این گستره در ششم ماه مه سال ۱۹۳۰ میلادی و بر روی گسل سلماس رخ داد. بزرگای این



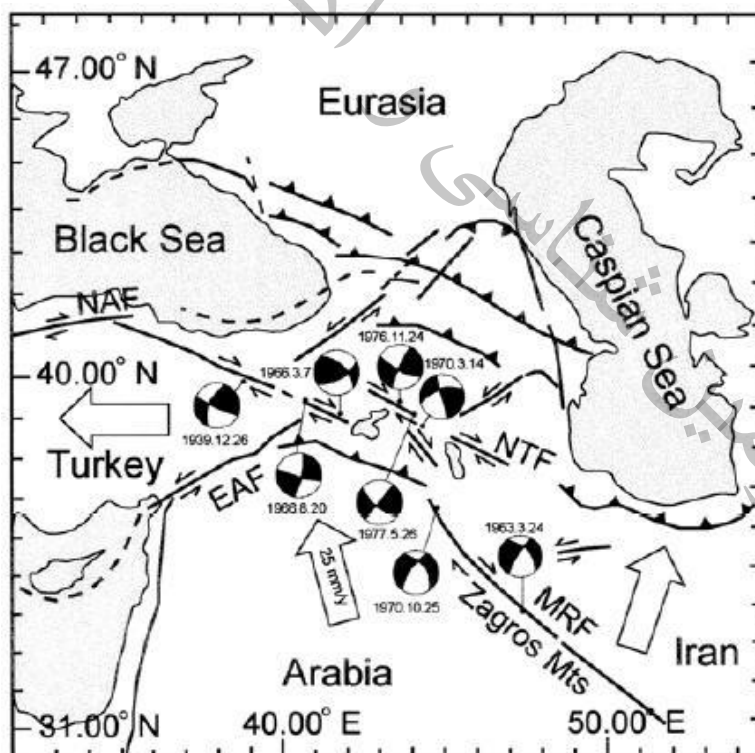
شکل ۱۸- حل سازوکار کانونی زمینلرزه‌های رخ داده در شمال‌باختری ایران (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶)

زمینلرزه ۷/۴ (در مقیاس mb) و سازوکار آن از گونه راستالغز راستگرد و با مولفه‌ای از جنبش شاقولی نرمال بود (همچون، کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۲۱). زمینلرزه بزرگ دیگری در تاریخ بیست و چهارم نوامبر سال ۱۹۷۶ میلادی با ژرفای کم و سازوکار راستالغز راستگرد، بر روی گسل چالدران در جنوب خاوری ترکیه، به بزرگای ۷/۳ (در مقیاس Ms) به‌وقوع پیوست. زمینلرزه بیست و ششم ماه مه سال ۱۹۷۷ میلادی نیز در پایانه خاوری گسل چالدران و با بزرگای ۵/۴ و با سازوکار راستالغز راستگرد و درست بمانند زمینلرزه پیشین رخ داده است. از زمینلرزه‌ها دستگاهی دیگر گستره شمال‌باختری ایران باید به زمینلرزه‌های بیست و نهم آوریل سال ۱۹۶۸ میلادی با بزرگای ۵/۷ (در مقیاس mb) و نیز زمینلرزه چهاردهم مارس سال ۱۹۷۰ میلادی با بزرگای ۵/۳ (در مقیاس mb) اشاره کرد که این دو نیز با سازوکار راستالغز راستگرد رخ داده‌اند (همچون؛ بربریان، ۱۹۹۷؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴؛ سلیمانی آزاد، ۲۰۰۹). زمینلرزه‌های دوگانه اهر-ورزقان در سال ۲۰۱۲ میلادی با بزرگای ۶/۴ و ۶/۲ و با سازوکار مورب‌الغز راستگرد-معکوس بر روی گسلی خاوری-باختری در کوه قوشاداغی (سلیمانی آزاد و همکاران، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۹) و زمینلرزه ترکمنچای در سال ۲۰۱۹ و با بزرگای ۵/۹

و سازوکار راستالغز چپگرد بر روی گسلی NE-SW در دامنه جنوبی کوه بزقوش از مهمترین زمینلرزه‌های متاخر این گستره‌اند. از نکات مهمی که برای این گستره می‌توان بیان کرد تغییر قابل توجهی است که در راستای بردارهای لغزش زمینلرزه‌ای، از باختر به سوی خاور ناحیه دیده می‌شود.

این تغییر، ظاهراً با پیدایش مولفه‌ای از گسلس نرمال همراه است که نشانه‌های آن را می‌توان در سازوکار گسل‌های این گستره همچون گسل سرو در خاور ترکیه و گسلس‌های زمینلرزه سال ۱۹۳۰ میلادی سلماس و زمینلرزه‌های بیست و چهارم مارس سال ۱۹۶۳ میلادی و بیست و پنجم اکتبر سال ۱۹۷۰ میلادی دنبال کرد (همچون؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶؛ نیاسری فرد و همکاران، ۲۰۲۱).

به‌طور کلی، سازوکار کانونی بیشتر زمینلرزه‌ها در این گستره از گونه راستالغز محض تا راستالغز با مولفه‌هایی از کشش و فشار تغییر می‌کند. به‌طور آماری، سازوکار گسلس اصلی حاکم در این گستره را می‌توان از گونه راستالغز تا مورب لغز برشمرده (شکل ۱۹)، که باتوجه به زمینلرزه‌های مربوط، مولفه افقی آنها بیشتر از گونه راستگرد و مولفه شاقولی آنها در قلمرویی میان واژگون و نرمال خواهد بود (حسامی و همکاران، ۱۳۸۶).



شکل ۱۹- جایگاه لرزه‌زمین‌ساختی گستره مورد بررسی در شمال باختری ایران و موقعیت گسل‌های فعال شمال باختری ایران، جنوب-خاوری ترکیه، همراه با شماری از سازوکارهای کانونی زمینلرزه‌های بزرگ ($m_b > 5/3$). در این شکل: EAF، گسل خاور آناتولی، NAF، گسل شمال آناتولی، MRF، گسل اصلی جوان زاگرس و NTF، گسل شمال تبریز است (برگرفته از حسامی و همکاران، ۲۰۰۳)

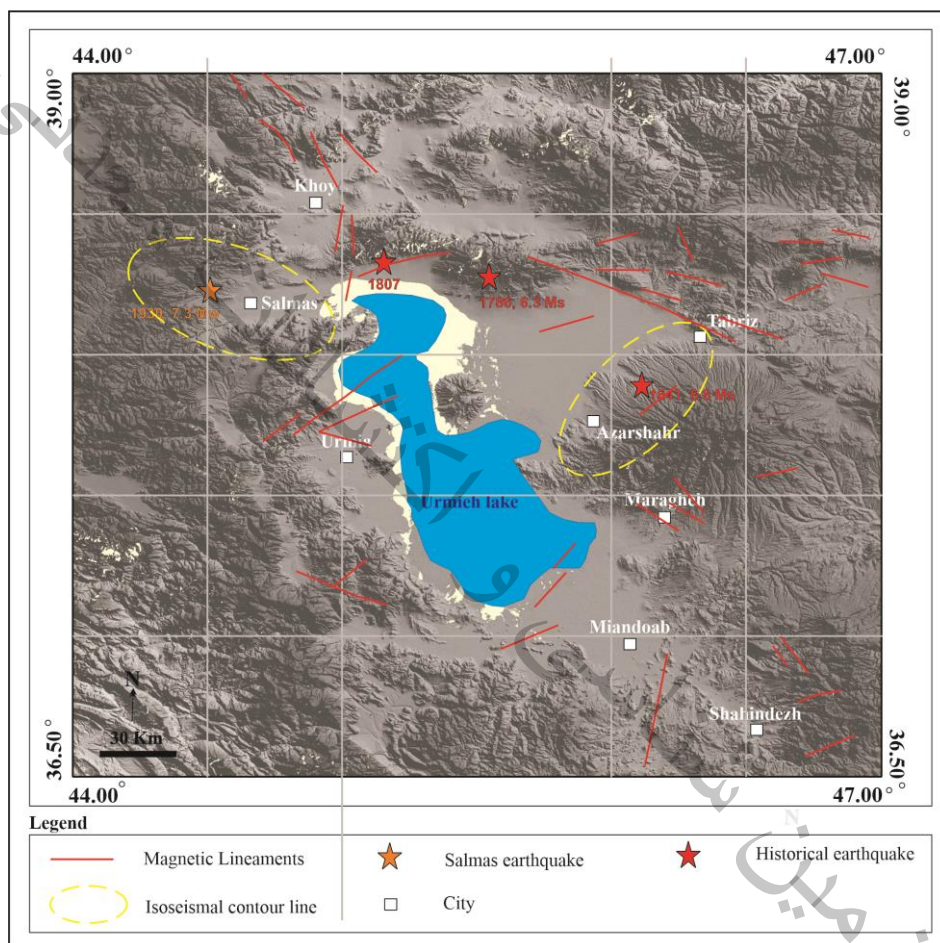
گسلش جنبا در پیرامون دریاچه ارومیه

سازمان زمین شناسی و
گسلشناسی و
معدنی کشور

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۴-۱- پیشنه لرزه‌خیزی پیرامون دریاچه ارومیه

مطالعه لرزه‌خیزی منطقه، ساختارهای زمین شناختی موجود و همچنین نگاهی بر زمینلرزه‌های تاریخی (شکل ۲۰) و دستگاهی (شکل ۲۲) مهم و تاثیرگذار رخ داده در پیرامون دریاچه ارومیه و همچنین بررسی خطواره‌های مغناطیسی موجود در منطقه (شکل ۲۰)، بیانگر لرزه‌خیزی بالای منطقه و زمین ساخت جنبای آن می باشد.



شکل ۲۰- موقعیت جغرافیایی زمینلرزه‌های تاریخی (ستاره‌های قرمز رنگ) و پهنه مهلززه‌ای زمینلرزه ۱۹۳۰ سلماس (ستاره نارنجی) برگرفته از امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲، کویلی و جکسون، ۲۰۰۶ و خطواره‌های مغناطیسی (امامقلی یوسفی، ۱۳۷۳) در مقایسه با جایگاه دریاچه ارومیه

از جمله زمینلرزه‌های مهم منطقه می توان به موارد زیر اشاره کرد (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲). لازم به ذکر است کلیه توضیحات در خصوص شرح زمینلرزه‌ها، بدون تغییر از کتاب تاریخ زمینلرزه‌های ایران، نوشته امبرسیز و ملویل با ترجمه ابولحسن رده (۱۳۷۰)، آورده شده است.

۴-۱-۱- زمینلرزه تاریخی ۵ فوریه ۱۶۴۱ میلادی دهخوارقان- تبریز (Ms; 6.8)

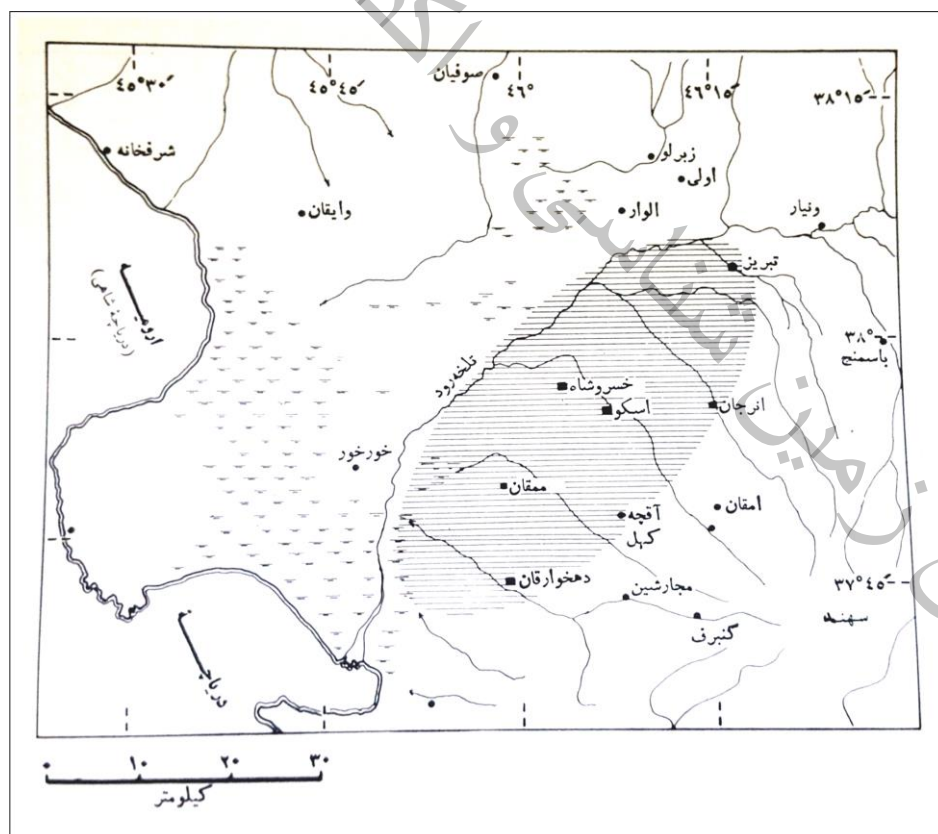
در تاریخ ۵ فوریه ۱۶۴۱ میلادی در منطقه بین تبریز و دریاچه ارومیه در آذربایجان زمینلرزه ویرانگری روی داد (شکل ۲۱). مناطق اسکو و خسروشاه بر دامنه های شمال باختری کوه سهند، و نیز دهخوارقان (آذر شهر کنونی)، به تمامی ویران شد و تلفات بسیاری به بارآمد (شکل ۵). در تبریز بسیاری خانه ها و ساختمان های همگانی، از جمله بیشتر بناهای مشهور تاریخی، فروریختند. مجموعه نیمه ویران ساختمان های شام غازان، که در حدود پنج کیلومتری باختر شهر جای داشت، فروریخت و تنها چهار گوشه بنای اصلی برپا ماند. بخشی از مسجد استاد-شاگرد تبریز ویران شد، به احتمال بسیار زیاد مسجد علیشاه نیز پس از این زمینلرزه به حالت ویران در مرکز شهر به جا ماند. لرزه به ویژه به گنبدها و مناره های مسجدها آسیب رساند که درهم شکسته و فرو می افتادند، و نیز ساختمان های عمده شهر آسیب دیدند، هر چند برخی از آنها تا این زمان پیشاپیش به گونه ای دامنه دار به ویرانی کشیده شده بودند. آسیب ها به مناطق همسایه گسترش داشت و زمینلرزه روی هم رفته سبب مرگ ۱۲۰۰ تن شد. در کوهستان ها لرزه ها سبب راه اندازی سنگریزش ها و زمین لغزش های بزرگی شد که بر میزان ویرانی ها افزود. در برخی جاها زمین از هم باز شد. در جای دیگر، که گمان می رود دشت تلخه رود باشد، آب از شکاف های زمین به بیرون جریان یافت و تنها در روز سوم در اثر پس لرزه ای نیرومند قطع شد، آنگاه از جای دیگری سر بر آورد تا اینکه خشک شد. گواهی در دست نیست که این دگرریختی های زمین خاستگاه زمینساختی داشته اند. منطقه استعداد زمین لغزش دارد. به دنبال لرزه اصلی، که در منطقه وان حس شد، پس لرزه های بسیاری آمد که بتدریج در طی یک دوره پنج ماهه فروکش کردند و در سه روز نخستین بویژه شدید بودند و احتمالاً به آسیب ها افزودند. در تاتو، حدود ۱۶۰ کیلومتر آنسوتر، پس لرزه ها به مدت سه ماه حس می شد؛ در منطقه کلان لرزه ای یک ماه به درازا کشید تا توانستند همه دارایی ها و جسدها را از زیر آوار بدر آورند (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

۴-۱-۲- زمینلرزه تاریخی اکتبر ۱۷۸۶ میلادی، مرند (Ms; 6.3)

زمینلرزه ویرانگری در منطقه زیلبیر چای مرند روی داد. در جنوب خاور مرند و در سرتا سر منطقه صوفیان تا تبریز روستاها ویران شد و در باختر شهر، لرزه چندین خیابان خوی را کاملا ویران کرد. در تبریز بسیاری از خانه هایی که پس از زمینلرزه ۱۷۸۰ میلادی دگرباره ساخته شده بود فروریخت. لرزه به گونه‌ای گسترده تا اچمیادزین و ایروان حس شد (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

۴-۱-۳- زمینلرزه تاریخی ۱۱ ژوئیه ۱۸۰۷ میلادی، تسوج

لرزه ویرانگری در تسوج تقریبا تمامی این شهر، بازار و مسجدهای آنرا ویران کرد. دامنه آسیب ها تا منطقه سلماس گسترده بود اما حد گستره‌ای که زمینلرزه در آن حس شد چندان دور نبود (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).

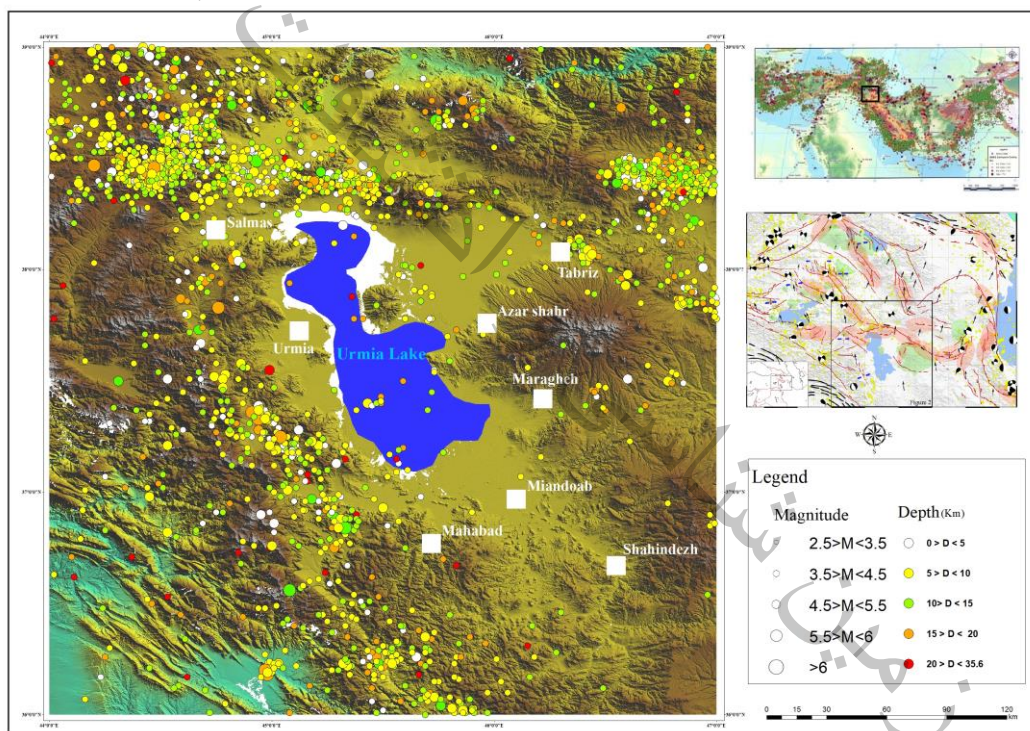


شکل ۲۱- پهنه مهلزده‌ای زمینلرزه تاریخی ۵ فوریه ۱۶۴۱ میلادی دهخوارقان-تبریز (امبرسیز و ملویل ۱۹۸۲)

در ادامه، از جمله زمینلرزه‌های دستگاهی (شکل ۲۲) مهم و تاثیرگذاری که در محدوده پیرامون دریاچه ارومیه رخ داده می‌توان به زمینلرزه سلماس اشاره کرد.

۴-۱-۴- زمینلرزه (۷ (۶) مه) ۱۹۳۰ میلادی سلماس (M; 7.3)

زمینلرزه‌ای، که پانزده ساعت پیش از رخداد یک پیشلرزه آسیب رسان روی داده بود، در ساعات آغازین بامداد (به وقت محلی) شهرستان شاهپور را در هم کوبید. پیشلرزه به هشت روستا و همچنین دیلمقان آسیب رساند و بیست و پنج نفر را کشت (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲).



شکل ۲۲- لرزه‌خیزی دستگاهی پیرامون دریاچه ارومیه از سال ۱۳۸۵ تا کنون، برگرفته از مرکز لرزه نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC). موقعیت شهرهای مهم پیرامون دریاچه ارومیه با مربع های سفید رنگ مشخص شده است

پیشلرزه این اثر را داشت که به اکثریت ساکنان ناحیه ای که لرزه اصلی در آن به دنبال آمد هشدار داد و آنان آن شب را در بیرون از خانه ها خوابیدند و بدینسان جان خود را نجات دادند ۳۴۵ لرزه اصلی، دیلمقان (بعد با نام

شاهپور دگر باره ساخته شد) و حدود شصت روستا را در دشت سلماس و مناطق کوهستانی حاشیه آن بکلی ویران کرد و حدود ۲۵۰۰ تن کشته شدند.

دامنه آسیب ها از دشت سلماس به دهستان قطور و مسیر علیای زاب در ترکیه کشیده شده بود. در منطقه سلماس حدود پنجاه کلیسای ارمنی و آشوری ویران شد و یا به حد تعمیرناپذیری آسیب دید. در میان آنهایی که ویران شدند ده کلیسا در سده های یازدهم تا پانزدهم و یازده کلیسای دیگر در سده های شانزدهم تا هجدهم ساخته شده بودند. در کهنه شهر (که با نام تازه شهر دگر باره ساخته شد) برج قرون وسطایی میرخاتوم و مسجد جامع نیز ویران شد. واقعیت این است که دیگر هیچ بنای تاریخی پیشین در دره سلماس وجود ندارد. این زمینلرزه با گسلشی همراه بود که هنوز قابل مشاهده است و می توان آن را بر روی زمین به گونه ای ناپیوسته در درازای حدود شانزده تا سی کیلومتر از شمال باختر شورگل تا همسایگی کهنه شهر دنبال کرد (شکل ۲۳). در بیشتر مسیر آن، که دارای راستای ۳۰۰ درجه است، می توان درباره جهت جنبش واقعی داوری کرد (که راستگرد است)، اما بجز در دو نقطه که جابجایی افقی راستگرد ۱ و ۴ متری قابل اندازه گیری است، مقدار جنبش را نمی توان تعیین کرد (امبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲ و کوپلی و وجکسون، ۲۰۰۶).

بین شور گل و محل تقاطع گسلش با زولاچای، طرف شمال خاوری شکستگی گسله پایین افتاده است. مقدار جابجایی قائم متغیر است و در برخی جاها افت ظاهری به ۴ تا ۶ متر می رسد. باری، میانگین جابجایی قائم در سراسر درازای گسیختگی از ۱/۲ متر در نمی گذرد. اثر گسیختگی در فراسوی کهنه شهر دیگر قابل مشاهده نیست. با اینهمه، اطلاعات محلی دلالت بر آن دارد که این اثر در درازای شش تا دوازده کیلومتر دیگر در همان راستا، در درازنای کناره جنوب باختری رودخانه دوشیون ادامه داشته است. در شمال باختر دریک، شکستگی گسله دیگری را در سنگ و آبرفت می توان دید که در درازای حدود سه کیلومتر، با گرای ۵۰ تا ۶۰ درجه کشیده شده و طرف شمال باختری آن پایین افتاده است که این افت از حدود یک متر بیشتر نیست. هیچ گواهی بر جنبش افقی وجود ندارد و نیز هیچ گواه قاطعی در دست نیست که دنباله این سیما به سوی شمال خاور در فراسوی تقاطع آن با دوشیون گسترش بسیار داشته است.

همانند آن در جاهای دیگری نیز یافت شده است، آشکار کرد و می توان آنرا به حالت آغازین لغزش در اثر رویداد ۱۹۳۰ میلادی و یا زمینلرزه ای پیشتر از آن نسبت داد.

زمینلرزه آسیب اندکی را در مرند، خوی و ارومیه (رضائیه) سبب شد و در تبریز به نیرومندی حس شد که در آن خطوط برق قطع شد و آب در نتیجه نوسان از درون مخازن به بیرون سرریز کرد. این لرزه در سوی شمال تا لنیناکان و تفلیس و در سوی جنوب تا کرکوک و بغداد حس شد. رشته پس لرزه ها در حدود سه ماه و نیم دنباله داشت. بزرگترین پس لرزه، در ۸ مه، آسیب های گسترده ای را در گستره پهناوری در سوی شمال خاوری منطقه کلانلرزه ای به بار آورد. این پس لرزه روستاهای گیوران، میرعمر، راویان و چالیان در سوی جنوبی قطور را، که پیشاپیش در اثر لرزه اصلی ویران شده بودند، تقریباً بکلی ویران کرد. همچنین این پس لرزه در سوی جنوب خاوری تاشکریازی، به ناحیه ای که در اثر لرزه اصلی زیان شدیدی ندیده بود، به سختی آسیب رساند.

۴-۲- موقعیت زمین شناختی و ساختاری آذربایجان غربی و دریاچه ارومیه

بر اساس تقسیم بندی انجام شده برای واحدهای زمین شناختی و ساختمانی ایران، استان آذربایجان غربی در بخشی از زون البرز باختری و آذربایجان قرار می گیرد. این زون حوادث زیادی را پشت سر گذاشته که آثار آن از پرکامبرین (زمین های دگرگونه زنگان، میانه، خوی و شمال ارومیه، ولکانیسم سبلان و سهند) تا به امروز قابل مشاهده است. حرکات پرکامبرین پایانی بالازدگی های مهمی در آذربایجان به وجود آورده و به طور محلی سبب دگرشیبی های زاویه دار در چند نقطه شده است (تکاب و قره داغ). طی پالئوزوئیک وقوع حرکات قائم در کامبرین سبب ایجاد تغییر ناگهانی در لیتولوژی یا نبود در رسوب گذاری (مابین سازند میلا و لالون) شده است. در سنگ های پالئوزوئیک میانی نشانه هایی حاکی از فرسایش در سرتاسر آذربایجان دیده می شود که نمایانگر بالآمدگی حاصل از حرکات خشکی زایی به سن کالدونین است. همچنین در این راستا می توان گفت هیچ فاز کوهزایی طی پالئوزوئیک زیرین تا دونین سرزمین آذربایجان را تخت تأثیر قرار نداده است. پدیده تکتونیکی مهمی در اوایل دونین که با شکستگی توأم بوده باعث تقسیم بسیار مشخص رخساره ها در آذربایجان شده است (گسل تبریز). شکستگی مزبور از گودال زنگان- ابهر شروع و با امتداد شمال باختر تا رشته کوه های شمال تبریز و از آنجا تا شمال باختری آذربایجان و قفقاز ادامه می یابد. رسوبات کربونیفر فوقانی مانند اکثر نقاط ایران در آذربایجان نیز وجود ندارد.

حرکات هرسی‌نین در خوی، مورو، میشو و هرزن- دره قابل مشاهده است. در این مناطق توده‌های نفوذی از نوع گرانیت، میکروگرانیت و دیوریت در داخل سیستم‌های قدیمی نفوذ کرده و به وسیله آهک‌های پرمین پوشیده شده‌اند. حرکتی که در تریاس میانی رخ داده باعث ایجاد شکاف در پلاتفرم پالئوزوئیک شده که این امر منجر به ایجاد دو بخش جداگانه با ساختمانی کاملاً متفاوت گردیده است (گسل زرینه‌رود). بخش باختری و جنوب باختری این خط جداکننده به یک گودال با فرونشینی مداوم تبدیل شده و رسوبات ضخیم با رخساره شیلی همراه با مواد آتشفشانی زیردریایی از تریاس فوقانی تا کرتاسه انباشته شده است. فرایندهای تکتونیکی در سمت دیگر خط جداکننده باعث ایجاد یک محیط قاره‌ای و گه‌گاه دریایی در شمال خاور و خاور حاکم شده است.

در دوره الیگوسن رسوبات بیشتر از نوع تخریبی و کم‌عمق دریایی و تقریباً بدون فعالیت آتشفشانی بوده است. لازم به ذکر است که پس از بالآمدگی ناشی از چین‌خوردگی الیگوسن آغازی رسوبات دریایی قم در بخش‌های آذربایجان و منتهی‌الیه شمال خاوری و باختری آذربایجان ته‌نشین شده است. بخش زیرین این رسوبات را نمک گچ و انیدریت تشکیل داده و به حالت بین لایه‌ای در آن رس و سیلت دیده می‌شود.

استان آذربایجان غربی در پایانه شمال باختری کشور قرار داشته و از باختر با دو کشور عراق و ترکیه و از شمال با جمهوری ارمنستان مرز مشترک دارد. در آذربایجان غربی مورفولوژی حاکم از نوع کوهستانی پیوسته است ولی در کنار خاوری استان فرونشست تکتونیکی دریاچه ارومیه قرار دارد که در حدود ۳۵ تا ۴۰ هزار سال پیش شکل گرفته است. از نگاه زمین‌شناسی ساختمانی و با توجه به عواملی نظیر نقش گسل‌ها به فرآیندهای ماگماتیسم و دگرگونی و به‌ویژه نوع و خاستگاه پوسته، پهنه‌های ساختاری زیر را می‌توان در استان آذربایجان غربی شناسایی کرد.

(الف) زون ماکو - تبریز که مناطقی چون ماکو، علی حاجی، مرند و جلفا در آن قرار می‌گیرند.

(ب) گوه افیولیتی خوی - مرند که مناطقی نظیر سیه چشمه، قره ضیاء الدین، قطور و شمال کوه میشو را شامل می‌شود.

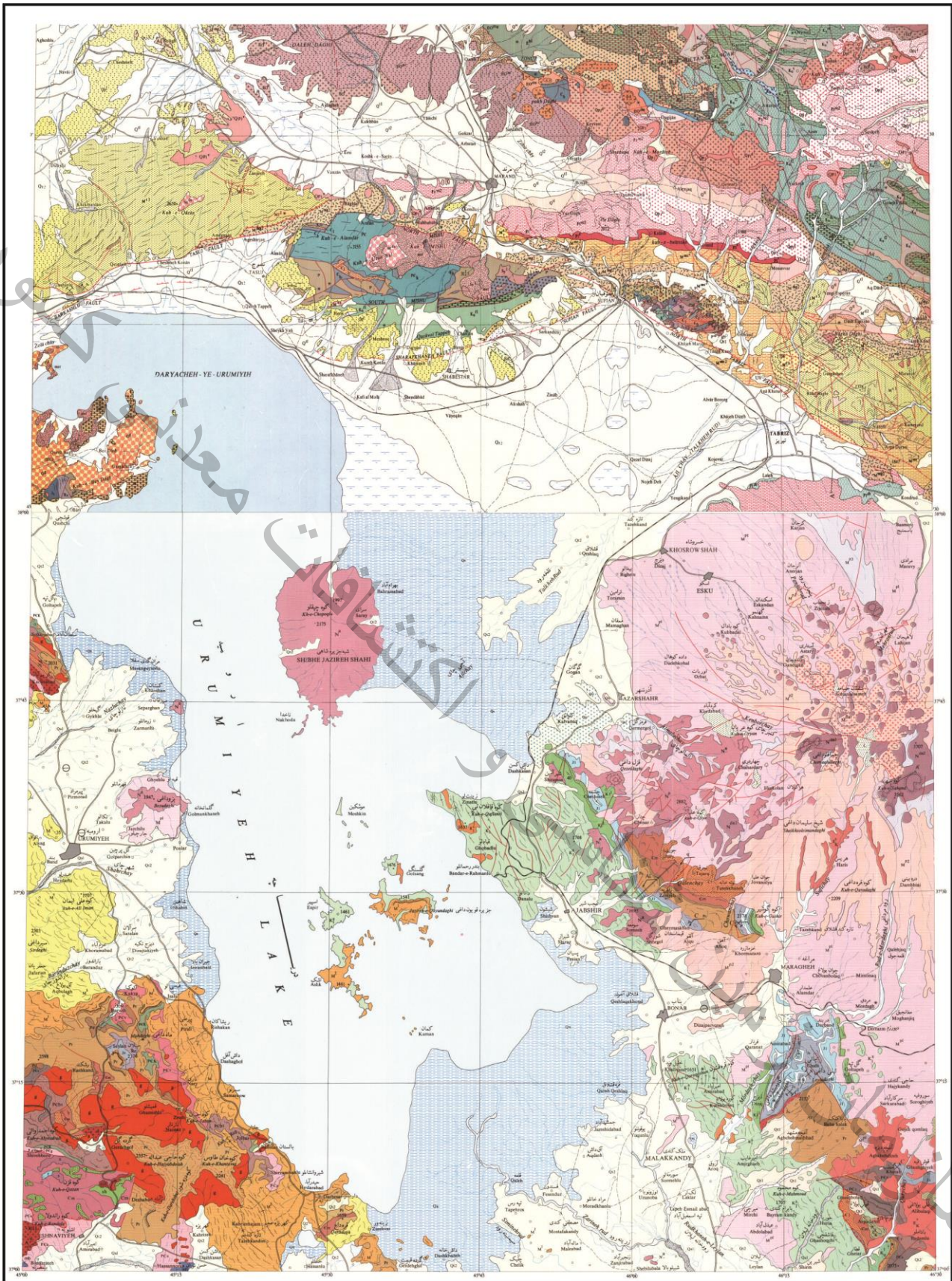
(ج) پلاتفرم پالئوزوئیک باختر دریاچه ارومیه

(د) فرونشست دریاچه ارومیه

(و) زون دگرگونه اشنویه - مه‌باد که ارتفاعات جنوب اشنویه - مه‌باد تا سنندج را زیر پوشش قرار می‌دهد

(برگرفته از گزارش نقشه راه علوم زمین و معدن، آذربایجان غربی).

در شمال باختری ایران، مورفولوژی حوضه‌های رسوبی بنیادین به شکل گسترده‌ای توسط پهنه‌های ساختاری جنب‌کنترل شده‌اند (همچون: Solaymani Azad, 2009; Solaymani Azad et al., 2008; Ballato et al., 2008; Berberian, 1983; et al., 2015, 2019a). در جنوب باختری تبریز، دریاچه ارومیه با کشیدگی شمال-شمال باختری به عنوان یک حوضه درون قاره‌ای پلیوسن-کواترنری و در داخل یک حوضه قدیمی‌تر عمل نموده و با خطوط ساحلی و تراس‌های دریاچه‌ای فراوان نمود یافته است (همچون: Solaymani Azad et al., 2019a) (شکل ۲۰). واحدهای زمین‌شناختی دربرگیرنده گستره پیرامون این دریاچه شامل واحدهای پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک به همراه نهشته‌ها و مواد آتشفشانی کواترنری می‌باشند (شکل ۲۴). از دیدگاه مورفولوژیکی، بخش شمالی دریاچه از بخش جنوبی آن ژرف‌تر است و هر دو بخش نیز با کنتراست‌های توپوگرافیکی مختلف احاطه شده‌اند (شکل ۲۰). لبه‌های تقریباً تمامی این برجستگی‌های توپوگرافیکی با موقعیت مکانی رخدادهای کوچک و بزرگ زمینلرزه‌های تاریخی (همچون: Ambraseys and Melville, 1982) و دستگاهی (همچون: IRSC, 2020) مشخص می‌شوند (شکل‌های ۳ و ۶). در این خصوص، پهنه‌های مه‌لرزه‌ای زمینلرزه‌های تاریخی متوسط-بزرگ آسیب‌رسان سال‌های ۱۶۴۱، ۱۷۸۶ و ۱۸۰۷ میلادی در خاور و شمال دریاچه ارومیه قرار گرفته‌اند (همچون: Ambraseys and Melville, 1982; Azad et al., 2015, 2019a; Faridi et al., 2017; Faridi, 2017) (شکل ۲۰). افزون بر این، زمینلرزه بزرگ سلماس نیز در سال ۱۹۳۰ میلادی در شمال باختری این دریاچه رخ داده و به ثبت رسیده است (همچون: Tchalenko and Berberian, 1974; Copley and Jackson, 2006). با این وجود، خردلرزه‌خیزی پراکنده تقریباً تمام پیرامون دریاچه را پوشش می‌دهد (شکل ۳ و ۲۲). بر پایه داده‌ها و نقشه‌های مغناطیسی (همچون: Foroutan and Kheirollahi, 2014) و مغناطیس‌هوایی (Yousefi and Friedberg, 1978 و یوسفی، ۱۳۷۳)، در داخل و پیرامون این دریاچه چند خطواره بارز (شکل ۲۰) وجود دارد (همچون: Zare, 2009) که نشانگر دگرشکلی زمینساختی متمرکز می‌توانند باشند. از این رو، در پژوهش حاضر با بهره‌گیری از تکنیک‌های زمین‌ساخت جنب‌به بررسی چهارسویه این دریاچه به منظور تکمیل هرچه بیشتر نقشه گسل‌های جنب‌خواهیم پرداخت.



شکل ۲۴- واحدهای زمین شناسی موجود در مناطق پیرامون دریاچه ارومیه. (تلفیقی از برگه های زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ (تبریز- پلدشت و ارومیه)

۴-۳- گسلش جنبا در گستره شمالی دریاچه ارومیه

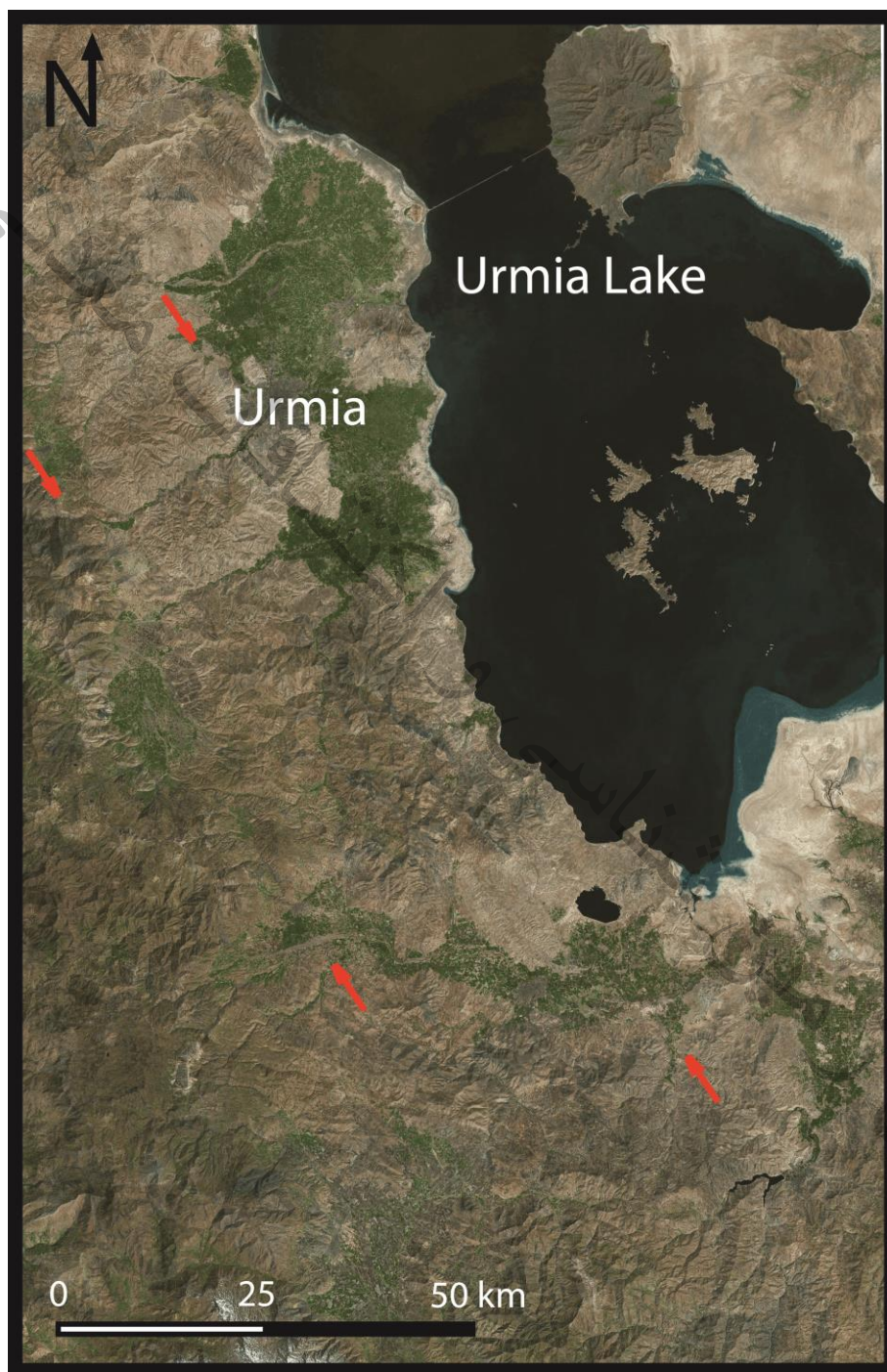
در بخش پایانه باختری سامانه گسلی تبریز، دامنه جنوبی کوه میشو با پهنه‌های گسلی خاوری-باختری صوفیان، شبستر، تسوج، شمال و جنوب میشو ساحل شمالی دریاچه ارومیه را سد کرده است (شکل ۳). این پهنه‌های ساختاری جنبا اساساً مورب-لغز (معکوس-راستگرد) و شیب‌لغزاند (معکوس-راندگی) و در حقیقت پایانه باختری پهنه گسلی بنیادین راستالغز-راستگرد شمال تبریز را شکل داده‌اند (Solaymani Azad et al., 2015). بر پایه مستندات تاریخی زمینلرزه‌ها در شمال‌باختر ایران (همچون: Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1997; Solaymani Azad et al., 2015, 2019a)، پهنه‌های مهلرزه‌ای زمینلرزه‌های تاریخی و اثرگذار سال‌های ۱۷۸۶ و ۱۸۰۷ میلادی در این گستره منطبق با این پهنه‌های گسلی بوده است (شکل‌های ۳ و ۴). از این رو و از دیدگاه ریخت‌زمین‌ساختی، مولفه شاقولی گسلش و چین‌خوردگی جنبا در این پهنه‌های ساختاری خاوری-باختری از سامانه گسلی تبریز نقشی مهم در سدشدگی کناره شمالی دریاچه ارومیه داشته است.

۴-۴- گسلش جنبا در گستره باختری دریاچه ارومیه

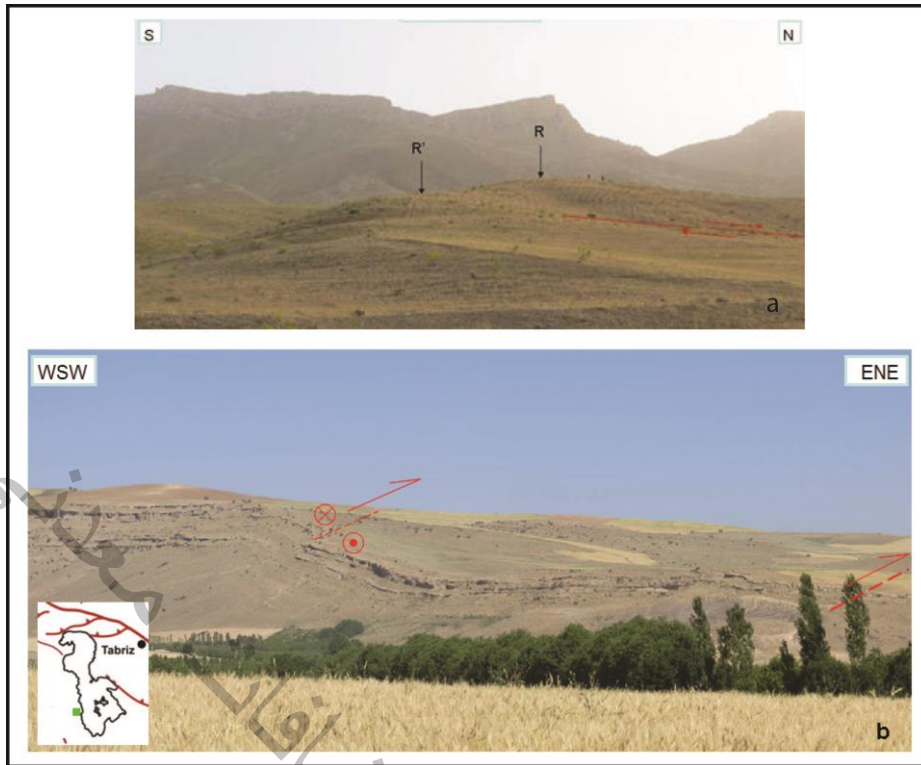
در سمت باختری دریاچه، رخداد خردلرزه‌هایی با آرایش خطی (شکل‌های ۳ و ۲۲) به همراه شواهد ریخت‌زمین-ساختی نشانگر وجود یک پهنه گسلی NNW-SSE است که بخش شمالی آن از شهر ارومیه گذر می‌نماید (شکل ۲۵). در این پهنه گسلی به موازات کناره باختری دریاچه ارومیه، دو شاخه گسلی اصلی معکوس-راستگرد با راستای شمال‌شمال‌باختری-جنوب‌جنوب‌خاوری و شیب به سوی جنوب‌باختر وجود دارد (شکل ۲۵). این پهنه گسلی نهشته‌های نئوژن-کواترنری را بریده و بر روی سطح زمین با افزایش (scarp) رو به سوی ENE مشخص است (شکل ۲۶). در راستای این پهنه گسلی، وجود زمینلغزش‌های دینامیکی بزرگ و سنگریزش‌های گسترده و تکرارشونده به-روشنی گویای قابلیت و توان زمینلرزه‌ای آن می‌تواند باشد (شکل‌های ۲۷ و ۲۸). بر پایه ابعاد هندسی، این پهنه گسلی قابلیت و توان ایجاد زمینلرزه‌های متوسط و بزرگ در گستره پرجمعیت و صنعتی ارومیه را داراست.

در سمت شمال، این پهنه گسلی به انتهای خاوری گسل زمینلرزه‌ای سلماس (همچون: Tchalenko and Berberian, 1974; Copley and Jackson, 2006; Solaymani Azad et al., 2009; Taghipour et al., 2018) با

راستای ESE، نزدیک می‌شود (شکل ۳). در این گستره، زمینلرزه سلماس ($M_w \sim 7.3$) در سال ۱۹۳۰ میلادی با سازوکار نرمال-راستگرد و با گسلی به طول حدود ۳۰ کیلومتر در سطح زمین اتفاق افتاد. مقدار متوسط جابجایی‌های بیشینه شاقولی و افقی حاصل از گسلی سطحی این زمینلرزه بزرگ به ترتیب ۵ و ۳ متر بوده است (شکل ۲۹). در مجموع، این زمینلرزه بزرگ با گسلی سطحی کوتاه و مقدار جابجایی بزرگی همراه بوده است.



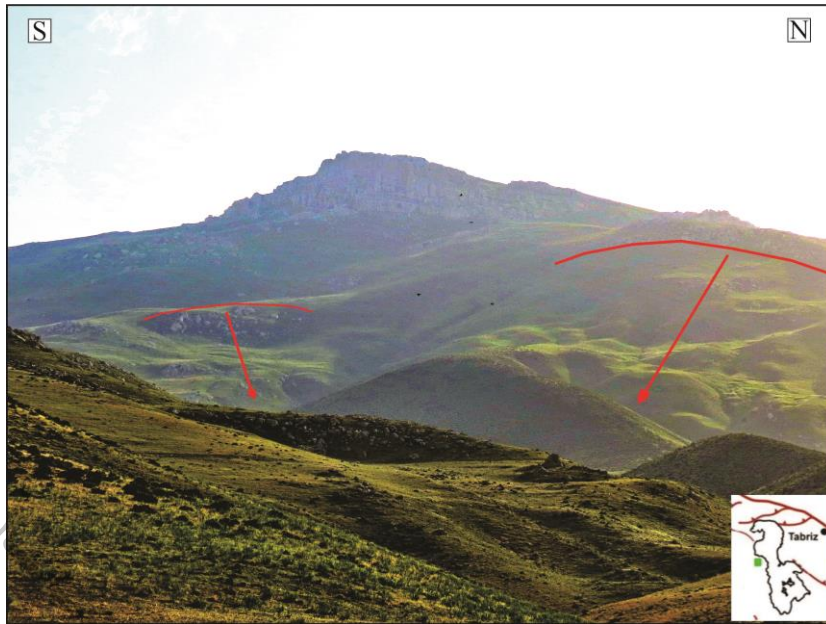
شکل ۲۵- موقعیت پهنه گسلی به موازات کناره باختری دریاچه ارومیه که بخش شمالی آن از شهر ارومیه گذر می‌کند. دو شاخه گسلی اصلی معکوس-راستگرد با راستای شمال-شمال باختری-جنوب جنوب خاوری و شیب به سوی جنوب باختر، با پیکان‌های قرمز رنگ مشخص شده است



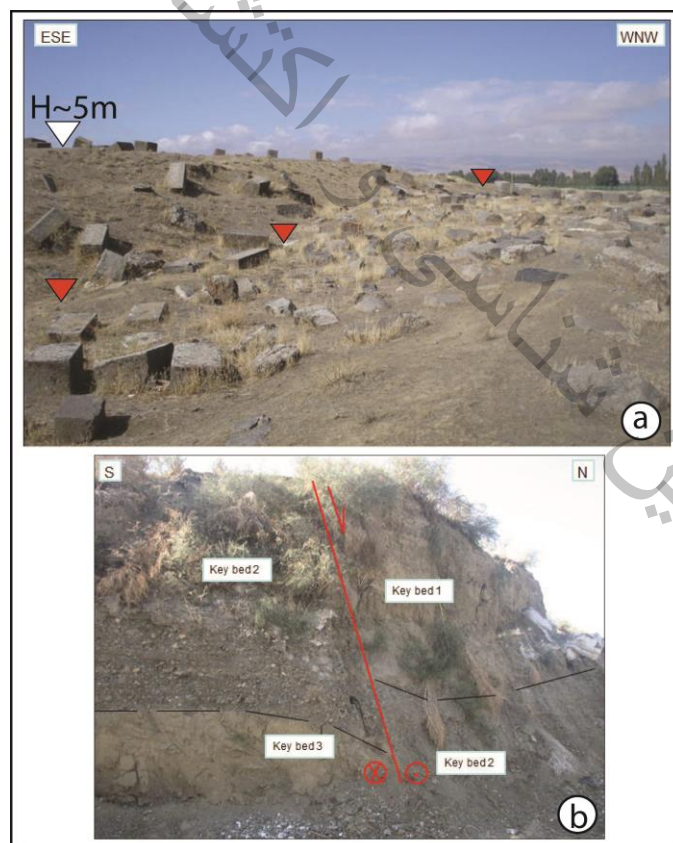
شکل ۲۶- (بالا): بخشی از موقعیت پهنه گسلی به موازات کناره باختری دریاچه ارومیه با ساز و کار اصلی معکوس-راستگرد با راستای شمال شمال باختری-جنوب جنوب خاوری و شیب به سوی جنوب باختر (قابل توجه است که جایجایی تجمعی راستگرد بین دو نقطه R و R' در حدود ۲۰ متر می باشد). (پایین): این پهنه گسلی نهشته‌های نئوژن-کواترنری را بریده و بر روی سطح زمین با افزایش (scarp) رو به سوی ENE مشخص است



شکل ۲۷- نمایی از سنگ افتهای دینامیکی مرتبط با رخداد زمینلرزه در راستای زون گسلی ارومیه. همانطور که در تصویر مشخص است، دو نوع از تخته سنگها و بلوکها بصورت دفن شده (قدیمی) و سطحی (جوان) وجود دارند که بعنوان شواهدی از رخدادهای تکرار شونده محسوب می شوند



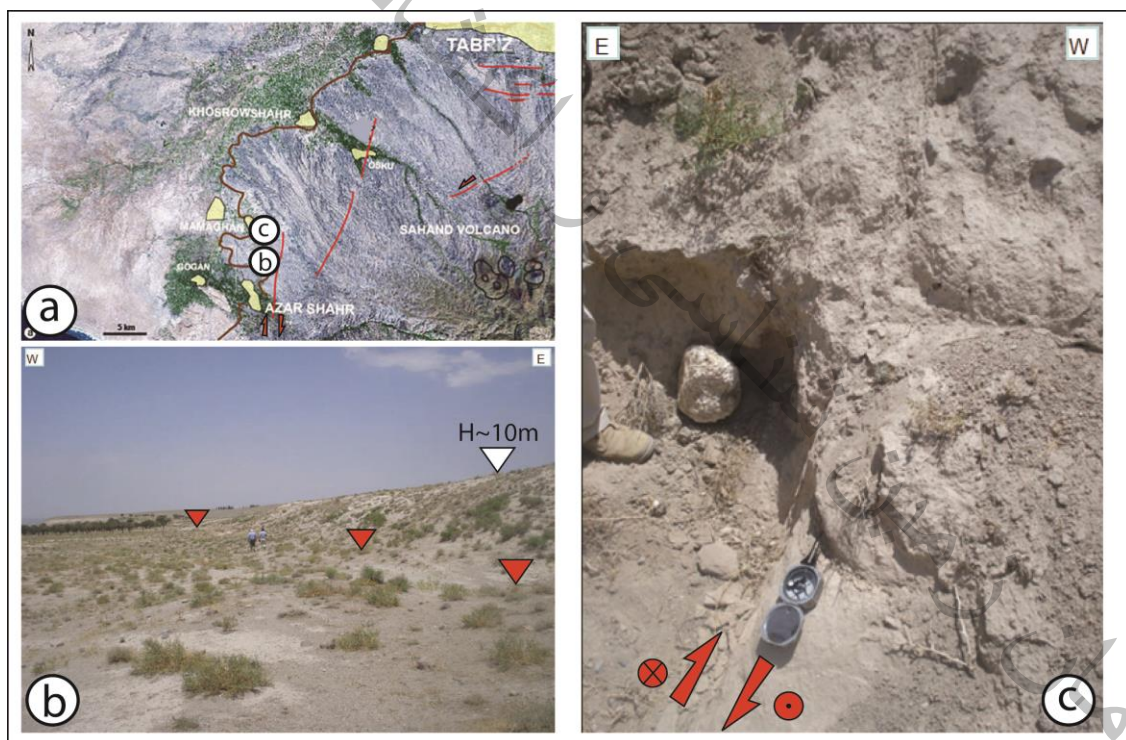
شکل ۲۸- نمایی از زمین لغزش های دینامیکی رخ داده در راستای کشیدگی شمالی زون گسلی ارومیه. این زمین لغزش ها نشان از پتانسیل تغییر شکل های مرتبط با زمینلرزه دارد



شکل ۲۹- (a) نمایی از افراز گسل زمینلرزه ای سلماس که پهنه گسلی ارومیه در سمت شمال با راستای ESE به انتهای خاوری آن متصل می شود. امتداد گسل بر روی زمین با مثلث های قرمز رنگ مشخص شده است. ارتفاع افراز ۵ متر برآورد می شود (b) نمایی از برش عرضی افراز زمینلرزه ۱۹۳۰ میلادی سلماس با بزرگای ۷,۳ که سبب جابجایی قائم بزرگی در نهشته های جوان شده است. این زمینلرزه بزرگ با گسلش سطحی کوتاه و مقدار جابجایی بزرگی همراه بوده است

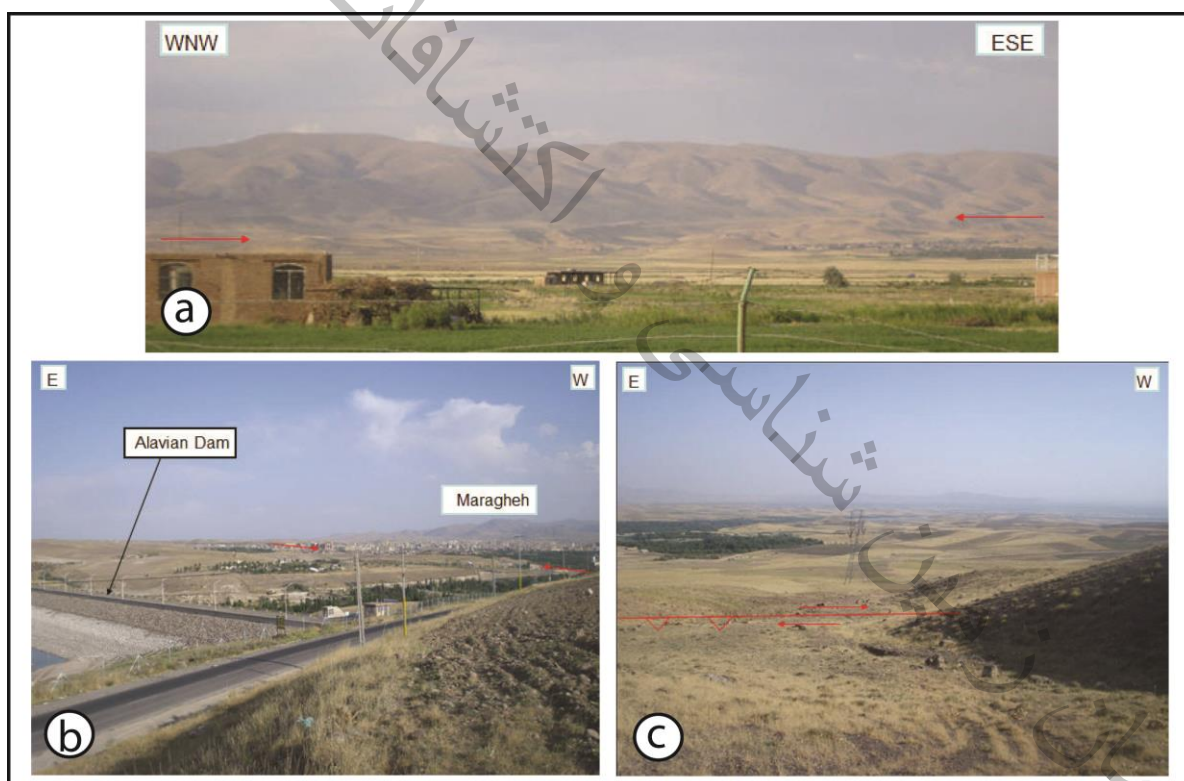
۴-۵- گسلش جنباً در گستره خاوری دریاچه ارومیه

کرانه خاوری دریاچه ارومیه به دامنه باختری آتشفشان استراتوولکان سهند به سن پلیوسن-کواترنری و گسل‌های تقریباً شمالی-جنوبی محدود شده است. کرانه یادشده در بین مناطق آذرشهر، ممقان و اسکو جای گرفته (شکل‌های ۳ و ۳۰) و در پهنه مهلرزهای زمینلرزه تاریخی و ویرانگر دهخوارقان (آذرشهر قدیم) با بزرگای برآورد شده ۶،۵ در سال ۱۶۴۱ میلادی واقع شده است (همچون: Ambraseys and Melville, 1982; Berberian, 1994). این پهنه گسلی دربرگیرنده شاخه‌های پرشیب معکوس-راستگرد و با شیب به‌سوی خاور است که در آن واحدهای سنگی آتشفشان سهند (در خاور) بر روی نهشته‌های کواترنری دریاچه ارومیه (در باختر) رانده شده‌اند (شکل ۳۰). در شمال خاوری‌ترین بخش این پهنه گسلی، یک شاخه گسلی شمال خاوری-جنوب باختری با مولفه چپگرد نیز در سنگ‌ها و نهشته‌های آتشفشانی پلیوسن-کواترنری سهند شکل گرفته است.



شکل ۳۰- (a) نمایی از کرانه خاوری دریاچه ارومیه که به دامنه باختری آتشفشان استراتوولکان سهند (با سن پلیوسن-کواترنری) و گسل‌های تقریباً شمالی-جنوبی محدود شده که در بین مناطق آذرشهر، ممقان و اسکو جای گرفته است (به منظور شناسایی موقعیت جغرافیایی منطقه به تصویر ۳ دقت کنید). (b) نمایی از شاخه گسل‌های پرشیب معکوس-راستگرد و با شیب به سوی خاور، که در آن واحدهای سنگی آتشفشان سهند (در خاور) بر روی نهشته‌های کواترنری دریاچه ارومیه (در باختر) رانده شده‌اند. (c) صفحه گسلی برداشت شده در بازدیدهای میدانی با سازوکار معکوس-راستگرد

در گوشه جنوب باختری آتشفشان جوان سهند، پهنه گسلی باخترشمال باختری-خاور جنوب خاوری مورب-لغز (معکوس-راستگرد) مراغه (همچون: Taghipour et al., 2015; Solaymani Azad et al., 2009; Solaymani Azad, 2018), در شمال شهر مراغه و در نزدیک سد علویان قرار گرفته است (شکل ۳۱). بررسی تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی و انجام پژوهش‌های میدانی همگی گویای نمود سطحی بارز این پهنه گسلی است که نهشته‌های کواترنری پسین را بریده است. با این وجود، تداوم و نمود سطحی بخش باختری این پهنه گسلی به سوی بخش خاوری گسل زمینلرزه‌ای سلماس همچنان مورد بحث است (همچون: Taghipour et al., 2018; Solaymani Azad et al., 2019a). اختلاف ژرفای دو بخش شمالی و جنوبی دریاچه ارومیه می‌تواند بر اثر جنبایی این بخش روی داده باشد.

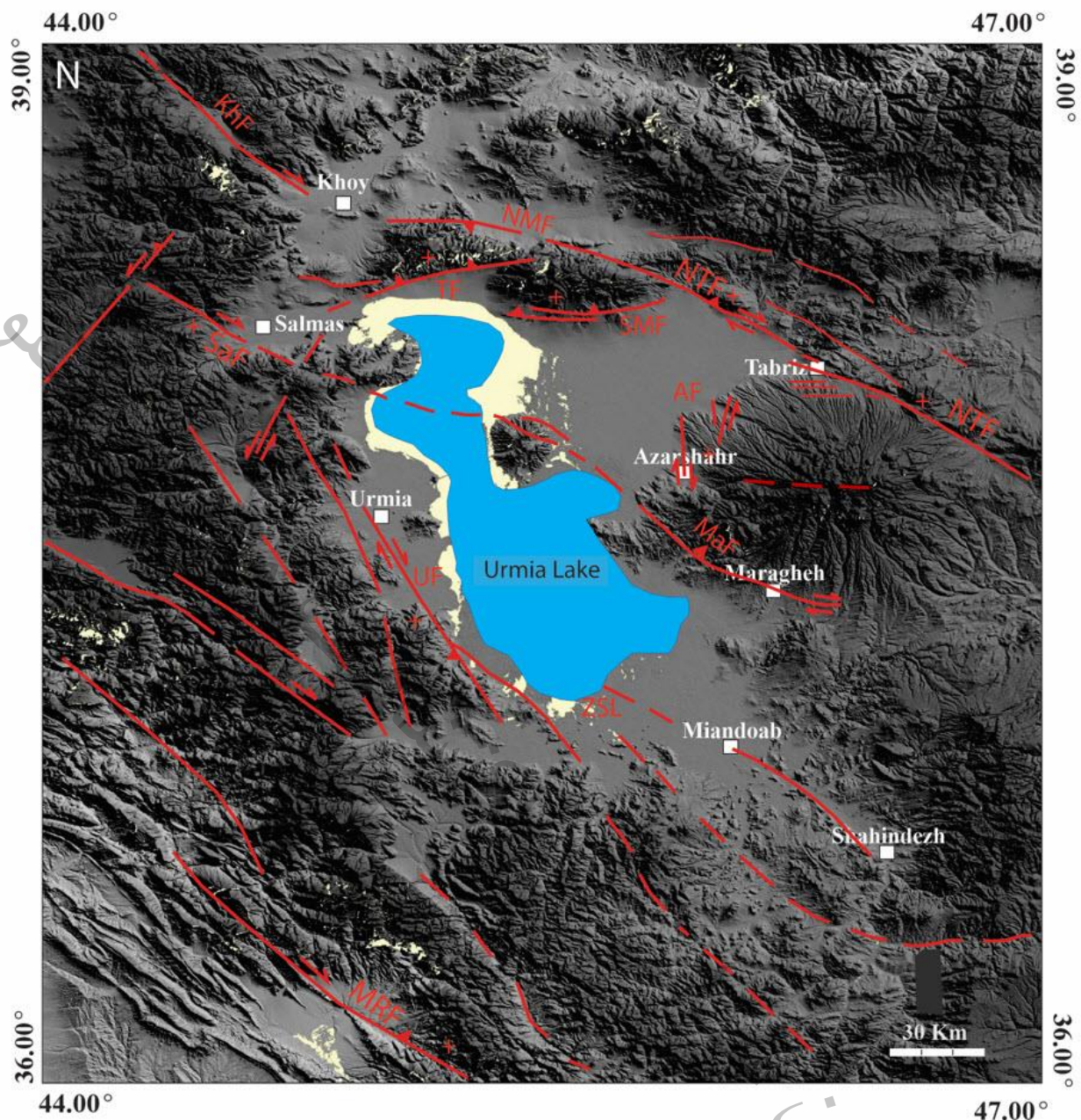


شکل ۳۱- (a) نمایی از پهنه گسلی مورب-لغز (معکوس-راستگرد) مراغه (پیکانهای قرمز رنگ) با روند باخترشمال باختری-خاور جنوب خاوری در گوشه جنوب باختری آتشفشان جوان سهند قرار گرفته است. (b) نمایی از ادامه گسل مراغه در شمال شهر مراغه و در نزدیکی سد علویان، پیکانهای قرمز رنگ موقعیت مکانی گسل را در مقایسه با شهر مراغه مشخص کرده است. (c) جابجایی تجمعی راستگرد در پشته و آبراهه در راستای گسل مراغه (پیکانهای قرمز رنگ) واقع در باختر شهر مراغه

۴-۶- گسلش جنبا در گستره جنوبی دریاچه ارومیه

از دیدگاه مورفولوژیکی، در ادامه کشیدگی جنوبی دریاچه ارومیه خطواره‌ای ساختاری با امتداد NW-SE مسیل رودخانه زربینه رود را کنترل می‌کند (همچون: Barzegar et al., 1997; Solaymani Azad et al., 2019a). از دیدگاه کلی، این رود در دره‌ای خطی و از سوی جنوب‌خاور به سوی شمال‌باختر جاری است. بر پایه پژوهش حاضر، در طول این دره شواهد ریخت‌زمین‌ساختی گوناگونی نشانگر نمود سطحی این ساختار زمین‌ساختی می‌تواند باشد. قله هم‌مانند (accordant summits) در دو سوی دره و با جهت‌گیری در راستای شمال‌باختر، پهنه‌های شکستگی، ترک‌خورده و برشی بسیار پرشیب با همان راستا، شکل خطی این دره با جهت‌گیری در راستای شمال-باختری، خرد لرزه‌خیزی پراکنده و... همگی می‌توانند گویای وجود و عملکرد این پهنه‌ساختاری در پهنه‌گذار (transitional zone) ساختاری از ایالت لرزه‌زمین‌ساختی سندرچ-سیرجان به آذربایجان باشند. در کرانه جنوبی دریاچه ارومیه، این رود بر اثر افزایش نفوذپذیری بستر به سبب وجود پهنه‌های ترک‌خورده و خردشده در این پهنه و در رسوبات آبرفتی و مردابی دلتای خود فرو می‌رود و از این رو دیگر در سطح زمین به سوی دریاچه ادامه مسیر نمی‌دهد.

نتایج پژوهش حاضر در قالب نقشه موقعیت و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی ساختارهای گسلی جنبای گستره پیرامون دریاچه ارومیه در شکل ۳۲ ارائه شده است.



شکل ۳۲- الگوی گسلسش فعال در گستره پیرامون دریاچه ارومیه. شکل‌گیری و تکوین این پهنه‌های گسلی جنبی (خطوط قرمز رنگ) با مولفه شاغولی، نقشی بنیادین در شکل‌گیری و توسعه این حوضه ایفا کرده‌و می‌کنند. در این نقشه، NMF، TF، SMF، NTF، KhF، MRF، MaF، ZSL، AF، UF، SaF به ترتیب نشانگر گسل‌های شمال تبریز، خوی، شمال میشو، تسوج، جنوب میشو، سلماس، ارومیه، آذرشهر، خطواره ساختاری زرینه رود، مراغه و جوان زاگرس می‌باشند. خط چین‌های قرمز نیز بجز ZSL گویای گسل‌های جنبی شناسایی شده فقط بر پایه بررسی‌های دورسنجی است.

۵- بحث و نتیجه‌گیری

بررسی موقعیت و ویژگی‌های هندسی و کینماتیکی ساختارهای گسلی جنبای گستره پیرامون دریاچه ارومیه در قالب بازدیدهای میدانی و مطالعات دفتری گسترده، صورت پذیرفت. در مجموع، مولفه شاقولی جابجایی‌ها در این پهنه‌های گسلی جنبای نقشی بنیادین در شکل‌گیری و تکوین این حوضه بین کوهستانی مهم در شمال‌باختری ایران داشته است. از دیدگاه ریخت‌زمین‌ساختی، قسمت شمالی این دریاچه ژرف‌تر از قسمت جنوبی آن است. این موضوع شاید به سبب فرایش (uplift) بیشتر برآمده از جنبایی گسل‌های شیب‌لغز و مورب‌لغز نسبت به گسل‌های راست‌لغز در طول بخش باختری سامانه گسلی تبریز در کرانه شمالی دریاچه ارومیه باشد. افزون بر این، قطعه مرتبط کننده احتمالی بین گسل‌های سلماس و مراغه نیز در مرز دو بخش یاد شده قرار گرفته است (همچون: Taghipour et al., 2019a; Solaymani Azad et al., 2018). در شمال‌باختری ایران، دریاچه ارومیه با کشیدگی خود در راستای NNW در میان پهنه‌های گسلی مورب‌لغز NNW ارومیه (در باختر) و آذرشهر (در خاور) قرار گرفته است و شکل‌گیری آن از کشش خاوری-باختری جوان این گستره نیز می‌توانسته متأثر باشد. در مجموع، شکل‌گیری و تکوین دریاچه ارومیه به میزان زیادی از دگرشکلی پهنه‌های گسلی مورد بحث در پژوهش حاضر متأثر بوده است. رخداد زمینارزه‌های تاریخی و دستگاهی در این گستره نیز گویای تداوم تکامل ساختاری آن در زمان حاضر است. بر پایه مستندات تاریخی و کاتالوگ زمینلرزه‌ها در این گستره، کرانه‌های خاوری، شمالی و شمال‌باختری دریاچه ارومیه تجربه‌گر رخداد زمینلرزه‌های ویرانگری بوده‌اند. با این حال و با وجود پهنه‌های گسلی جنبای معرفی شده در کرانه‌های جنوبی، جنوب خاوری و به‌ویژه در گستره پرمعیت باختری آن، این بخش‌ها در گذر سده‌های اخیر هنوز از این دیدگاه آرام بوده‌اند. با توجه به ابعاد بزرگ این پهنه‌های گسلی، این مناطق به روشنی قابلیت و توان تجربه زمینلرزه‌های متوسط و بزرگ اثرگذار را دارا می‌باشند. از این رو، بر پایه نقشه و داده‌های جدید فراهم آمده در پژوهش حاضر، بازنگری و به‌روزرسانی تحلیل‌ها و نقشه‌های خطر زمینلرزه در این گستره پرمعیت و صنعتی بسیار بایسته است. بر پایه برخی داده‌ها و اطلاعات مبنایی زمینلرزه‌های ویرانگر در پیرامون دریاچه ارومیه، تعدادی از قطعات گسلی (Fault segments) جنبای کوتاه در این گستره، همچون گسل مسبب زمینلرزه سلماس با بزرگای ۷,۳ در سال ۱۹۳۰ میلادی، قابلیت و توان ایجاد زمینلرزه‌هایی بزرگ و دارای جابجایی‌های بسیار بزرگ را در سطح زمین را داشته‌اند. چنانچه جابجایی شاقولی زمینلرزه سلماس با بزرگای ۷,۳ باندازه بیش از پنج متر از بزرگترین

جابجایی‌های حاصل از گسلش سطحی در طی رخداد یک زمینلرزه در ایران است. نکته مهم آنست که با توجه به اهمیت پارامترهای طول گسلش و اندازه جابجایی گسلی در رابطه ممان یا گشتاور لرزه‌ای، کاهش هر یک از آنها با افزایش پارامتر دیگر قابل جبران خواهد بود. آهنگ کند رخداد خردلرزه‌ها در کرانه‌های جنوبی و خاوری دریاچه ارومیه نیز می‌تواند به ترتیب به سبب اثرات رفتاری (rheological effects) این بخش‌ها در نزدیکی ایالت لرزه-زمین‌ساختی آرامتر سنندج-سیرجان و اختلافات اصطکاکی (frictional variation) گسل‌ها در نزدیک آتشفشان سهند باشد.

References

Ambraseys, N.N., Melville, C.P., 1982. A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, New York.

Avagyan, A., 2001. Estimation of Slip Rates and Recurrence Intervals of Strong Earthquakes on the Fault System of Pambak–Sevan–Sunik (Armenia): Segmentation and Relation with Volcanic Activity (PhD thesis) Montpellier II University, France.

Ballato, P., Nowaczyk, N.R., Landgraf, A., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S.H., 2008. Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, northern Iran, *Tectonics*, 27, TC6001. doi:10.1029/2008TC002278 (3.413).

Barka, A., Reilinger R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data. *Ann. Geophys.-Italy*, 40 (3): 587–610.

Barzegar, F., Ghorashi, M., Berberian, M., Maleki, E., Moinfar, A., Naderzadeh, A., 1997, Report of seismic hazard assessment map for Iran, BHRC, Iran (in Persian).

Berberian, M., 1983. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.*, 20 (2), 163–183.

Berberian, M., 1994. Natural hazards and the first earthquake catalog of Iran. Historical hazards in Iran prior 1900, I.I.E.E.S. report, vol. 1.

Berberian, M., 1995. Master “blind” thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193–224.

Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes, in: Giardini, S., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, The Netherlands, pp. 233–311.

Berberian, M., 2014. Earthquakes and Coseismic Active Faulting on the Iranian Plateau, a Historical, Social and Physical Approach, *Developments in Earth Surface Processes*. vol. 17 Elsevier.

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., Yeats, R.S., 1999, Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 120–139.

Chamberlin, R.M., Anderson, O.J., 1989. The Laramide Zuni Uplift, southeastern Colorado Plateau: a microcosm of Eurasian-style indentation-extrusion tectonics?, in: Anderson, O.J., Lucas, S.G.,

Love, D.W., Cather, S.M. (Eds.), Southeastern Colorado Plateau, New Mexico Geological Society 40th Annual Field Conference Guidebook, 81–90.

Cisternas, A., Philip, H., 1997. Seismotectonics of the Mediterranean region and the Caucasus, in: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus, Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, The Netherlands, pp. 39–77.

Copley, A., Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish–Iranian Plateau. *Tectonics* 25, TC6006. <http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001906>.

Davtyan, Vahan, 2007. Les faille actives d'Arménie; estimation des vitesses de déplacement par la géodésie (GPS), l'archéosismologie et la paléosismologie (PhD thesis) 2. Université Montpellier, France.

Djamour, Y., 2004. Contribution de la Géodésie (GPS et nivellement) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa sismique sur la région de Téhéran (montagne de l'Alborz, Iran), PhD, University of Montpellier (France) (in French).

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 Planet. Sci. Lett.*, 307, 27–34.

Eftekhari Nezhad, J., 1975. Brief History and Structural Development of Azarbaijan. *Geol. Surv. Iran Rep.* 8.

Faridi, M., 2017. Active tectonics and earthquake potential of seismic sources of Northwestern Iran; a morphotectonic and paleoseismological approach, PhD, Research Institute for Earth Sciences, Iran, (in Persian).

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.

Foroutan, M., Sébrier, M., Nazari, H., Meyer, B., Fattahi, M., Rashidi, A., Le Dortz, K., Bateman, M.D., 2012. New evidence for large earthquakes on the Central Iran Plateau: paleoseismology of the Anar fault. *Geophys. J. Int.*, 189 (1), 6–18, 10.1111/j.1365-246X.2012.05365.x.

Foroutan, M., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Murray, A.S., Le Dortz, K., Shokri, M.A., Arnold, M., Aumaître, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Solaymani Azad, S., Bolourchi, M.J., 2014. Late Pleistocene–Holocene right slip rate and paleoseismology of the Nayband fault, western margin of the Lut block, Iran. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119 (4), 3517–3560.

Foroutan, M., and Kheirollahi, H., 2014. Map of prominent magnetic faults of Iran, Geological Survey of Iran

Forte, A.M., Cowgill, E., Bernardin, T., Kreylos, O., Hamanne, B., 2010. Late Cenozoic deformation of the Kura fold-thrust belt, Southern Greater Caucasus. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 122, 465–486.

- Ghahamghash, J., Axel, S., Chaharlang, R., 2019, Age and compositional evolution of Sahand volcano in the context of post-collisional magmatism in northwestern Iran: Evidence for time-transgressive magmatism away from the collisional suture, *Lithos*, 344-345:265-279 DOI: [10.1016/j.lithos.2019.06.031](https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.06.031)
- Ghods, A., Shabaniyan, E., Bergman, E., Faridi, M., Donner, S., Mortezaejad, G., AzizZanjani, A., 2015. The Varzaghan –Ahar, Iran, earthquake doublet (Mw 6.4, 6.2): implications for the geodynamics of northwest Iran. *Geophys. J. Int.* 203, 522–540
- Hessami, K., Pantosi, D., Tabassi, H., Shabaniyan, E., Abbassi, M.-R., Feghhi, K., Solaymani, S., 2003a. Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz fault, NW Iran: preliminary results. *Ann. Geophys.*, 46, 903–915.
- Hessami, K., Jamali, F., Tabassi, H., 2003b. Map of Major Active Faults of Iran. International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Iran.
- Hessami, K., Nilfouroushan, F., Talbot, C. J., 2006. Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *J. Geol. Soc.*, 163, 143–148, doi:10.1144/0016-764905-031.
- Hempton, M.R., Dewey, J.F., 1983. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian fault, southeast Turkey. *Tectonophysics* 98, 7–14.
- IRSC, 2019, Instrumental seismicity catalog of Iran, Tehran university, Iran
- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 97, 12471–12479.
- Jackson, J., McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine–Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 77 (1), 185–264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophys. J. Int.*, 148, 214–245.
- Karakhanyan, A., Djrashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., Avagian, A., 2002, Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 113 (1–2), 319–344.
- Karakhanyan, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtyan, V., Adilkhanyan, A., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and Northern Iran. *Tectonophysics*, 380, 189–219.
- Karakhanyan, A., Vernant, P., Doerflinger, E., Avagyan, A., Philip, H., Aslanyan, R., Champollion, C., Arakelyan, S., Collard, P., Baghdasaryan, H., Peyret, M., Davtyan, V., Calais, E., Masson, F., 2013. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. *Tectonophysics*, 592, 39–45, doi: 10.1016/j.tecto.2013.02.002.

Khorrami, F., Masson, F., Nilforoushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H.R., Saadat, S.A., Vernant, P., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P., Aghamohammadi, A., Alijanzade, M., 2019, An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities, *Geoph. J. Int.*, **209** (3): 1800-1830, <https://doi.org/10.1093/gji/ggx126>.

Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourles, D., Talebian, M., Bateman, M.D., Ghorashi, M., 2009. Holocene right slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophys. J. Int.* 179, 700–710.

Le Dortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Braucher, R., Nazari, H., Benedetti, L., Fattahi, M., Bourlès, D., Foroutan, M., Siame, L., Rashidi, A., Bateman, M.D., 2011. Dating inset terraces and offset fans along the Dehshir Fault (Iran) combining cosmogenic and OSL methods. *Geophys. J. Int.* 185, 1147–1174. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05010.x>.

Maggi, A., Jackson, J.A., Priestley, K., Baker, C., 2000. A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and Northern India: do earthquakes really occur in the continental mantle? *Geophys. J. Int.* 143, 629–661.

Masson, F., Lehujeur, M., Ziegler, Y., Doubre, C. Strain rate tensor in Iran from a new GPS velocity field. *Geophysical Journal International*, Volume 197, Issue 1, April, 2014, Pages 10–21

McKenzie, D., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. Int.*, **30**, 109–185

McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D., Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.*, 30, 126–138.

Moradi-Siahkali., A., Hatzfeld, D., Tatar, M., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran). *Tectonophysics*, 506, 22–30.

Nabavi, M.H., 1976. Preface to geology of Iran. *Geol. Surv. Iran* 109 (in Persian).

Niassarifard, M., Shabanian, E., Soleymani Azad, S., Madanipour, S., 2021, Evolution of extensional basins concerning the continuation of the Zagros Main Recent Fault in NW of Iran, *Tectonophysics*, 811, 1-27, <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228886>.

Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M.-R., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, M., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P., Chéry, J., 2003. GPS network monitors the Arabia–Eurasia collision deformation in Iran. *J. Geod.* 77, 411–422.

Nissen, E., Tatar, M., Jackson, J., Allen, M.B., 2011. New views on earthquake faulting in the Zagros fold-and-thrust belt of Iran. *Geophys. J. Int.* 186, 928–944. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.5119.x>.

- Oveisi, B., Lav'e, J., van der Beek, P., Carcaillet, J., Benedetti, L., Aubourg, C., 2008. Thick- and thin-skinned deformation rates in the central Zagros simple folded zone (Iran) indicated by displacement of geomorphic surfaces. *Geophys. J. Int.* 176, 627–654.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161, 1–21.
- Philip, H., Avagyan, A., Karakhanyan, A., Ritz, J.-F., Rebai, S., 2001. Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the Pambak–Sevan–Sunik fault (Armenia). *Tectonophysics* 343, 205–232.
- Reilinger, R.E., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dimitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa–Arabia–Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111, B05411. <https://doi.org/10.1029/2005JB004051>.
- Rezaeifar, M., Kissling, E., Shomali, Z.H., Shahpasandzadeh, M., 2016. 3D crustal structure of the northwest Alborz region (Iran) from local earthquake tomography. *Swiss J. Geosci.* 109, 389–400. <https://doi.org/10.1007/s00015-016-0219-2>.
- Sengör, A.M.C., Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish–Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics* 55, 361–376.
- Şengör, A.M.C., Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics* 75, 181–241.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H., Bellier, O., 2012. Structural control on volcanism in intraplate post collisional setting: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey. *Tectonics* 31, TC3019. <https://doi.org/10.1029/2011TC003042>.
- 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 thesis) University of Montpellier, (in French and English).
- Solaymani Azad, S., Dominguez, S., Philip, H., Hessami, K., Foroutan, M., Shahpasand Zadeh, M., Ritz, J.-F., 2011. The Zandjan fault system: morphological and tectonic evidence of a new active fault network in the NW of Iran. *Tectonophysics* 506, 73–85.
- Solaymani Azad, S., Hessami, K., Philip, H., Ritz, J.-F., Dominguez, S., Abbassi, M.-R., Foroutan, M., Shabanian, E., 2014. Conference Paper: Persia as a Paradise for Paleoseismological Studies, Example: Paleoseismologic and Geodynamic Issues, NW Iran, PATA Days, September 21–27, Busan, Korea.

Solaymani Azad, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasandzadeh, M., Foroutan, M., Tabassi, H., Lamothe, M., 2015. Paleoseismological and morphological evidence of slip rate variations along the North Tabriz fault (NW Iran). *Tectonophysics* 640–641, 20–38.

Solaymani Azad, S., Saboor, N., Moradi, M., Ajhdari, A., Youssefi, T., Mashal, M., Roustaie, M., 2017, Preliminary report on geological features of the Ezgaleh-Kermanshah earthquake (M~7.3), November 12, 2017, West Iran. Ver. 01, Geological Survey of Iran (GSI).

Solaymani Azad, S., Nemati, M., Abbassi, M.R., Foroutan, M., Hessami, K., Dominguez, S., Bolourchi, M.J., Shahpasandzadeh, M., 2019a. 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*, pp. 1-17, 54. doi:10.1016/j.tecto.2019.01.013.

Solaymani Azad, S., Esmaili, C., Roustai, M., Vajedian, S., Sartipi, A.H., Khoshzare, T., Rajab Zadeh, H.R., 2019b. The Geological features of the Torkmanchai NW Iran Earthquake on November 8, 2019 (Mw=5.9). Geological Survey of Iran, Technical report, p. 11

Solaymani Azad, S., Shokri, M. A., Sartipi, A. H., 2021, A Review of Tectonics and Seismotectonics of Urmia Lake, NW Iran (as a chapter of Lake Urmia: A Hypersaline Waterbody in a Drying Climate), Springer

Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bull.* 52, 1229–1258.

Stöcklin, J., 1974. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts: Data for orogenic studies. In: Spencer, A. (Ed.), Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society Special Publication, London vol. 4, pp. 213–234.

Taghipour, K., Khatib, M.-M., Heyhat, M., Shabanian, E., Vaezihir, A., 2018. Evidence for distributed active strike-slip faulting in NW Iran: the Maragheh and Salmas fault zones. *Tectonophysics* 742–743, 15–33.

Talebian, M., Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. *Geophys. J. Int.* 156, 506–526.

Tatar, M., Hatzfeld, D., Ghafory-Ashtiany, M., 2004. Tectonics of the central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity. *Geophys. J. Int.* 156, 255–266.

Tchalenko, J.S. and Berberian, M., 1974, The Salmas (Iran) earthquake of May 6th, 1930. *Ann. di Geofis.*, 27: 151.

UNAVCO, 2016. <http://www.unavco.org/software/visualization/GPS-Velocity-Viewer/GPS-Velocity-Viewer.html>.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chery, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.* 157, 381–398.

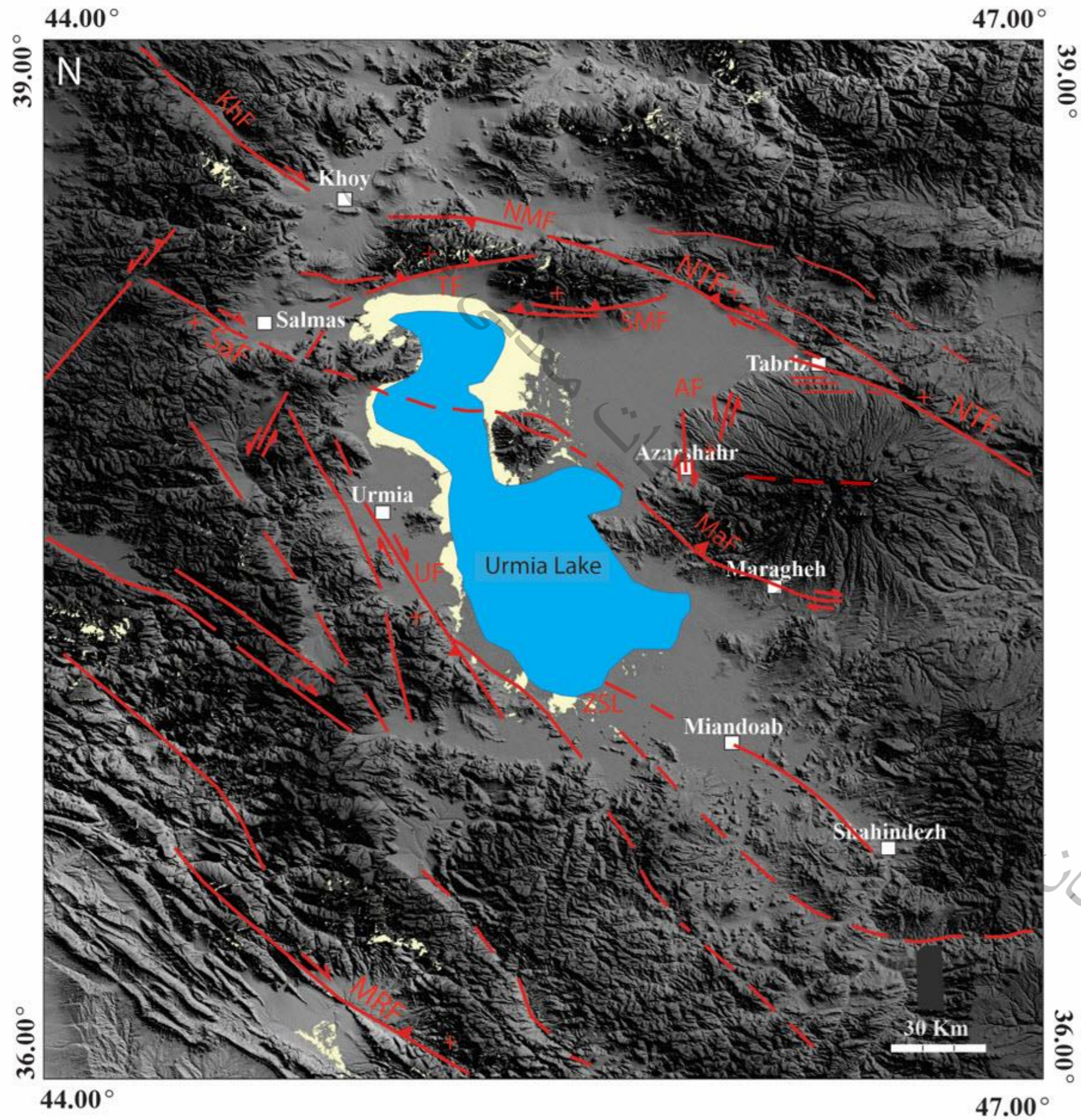
Vernant, P., Chéry, J., 2006. Mechanical modeling of oblique convergence in the Zagros, Iran. *Geophys. J. Int.* 165, 991–1002.

Vita-Finzi, C., 2001. Neotectonics at the Arabian plate margins, *Journal of Structural Geology* 23 521–530

Yousefi, E. and Friedberg, J., L., 1978, Aeromagnetic map of Iran "Quadrangle No. B3", Geological Survey of Iran.

Zare, M., 2009, Basics in Seismic Hazard Assessment, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), P. 144, (in Persian).

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور



Map of active faulting around the Urmia Lake, NW Iran. NTF: North Tabriz Fault, TF: Tassuj Fault, NMF: North Mishu Fault, SMF: South Mishu Fault, Saf: Salmas Fault, AF: Azarshahr Fault, MaF: Maragheh Fault, ZSL: Zarrinehrud Structural Lineament, MRF: Main Recent Fault (Zagros), and UF: Urmia Fault (See also solaymani Azad et al., 2021).

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

Abstract

NW of Iran, located in the central portion of the Alpine-Himalayan orogenic belt, has been experiencing active tectonic deformation with a number of damaging earthquakes. In this territory, the tectonic deformation has formed a large Quaternary depression known as Urmia Lake, where a number of active seismogenic fault zones have been identified. In this area, numerous strong and moderate earthquakes have been recorded. In the last three decades, the seismic sources for some of the events have been identified, with many still remained unknown. In this research, we have presented the results of our neotectonic studies in the region of the Urmia Lake. The region marks by scattered historical seismic events and recent microseismicity, especially within the northern and southwestern perimeters of the lake. The north front of the Urmia lake is bounded by the western termination of the Tabriz ESE-striking fault system. Our studies highlighted at least three active fault zones of Azarshahr, Urmia, and Zarrinehrud in eastern, western, and southern parts of the lake, respectively. It is thought that the formation and evolution of the Urmia Basin have been largely influenced by the tectonic deformation of these structural zones and earthquakes occurrence shows then its actual evolution. All these active faults are more or less NNW-striking oblique-slip (dextral-reverse) Pliocene-Quaternary structural zones. On the basis of their large active structural zones, the faults are capable of producing moderate-strong seismic events. According to this new active fault mapping, it is necessary to update the previous seismic hazard maps of this important region.