

چکیده

مدل تنش کولمب بر اساس محاسبه آستانه شروع لغزش در سطوح گسلی تحت تنش با فرمول معیار گسیختگی کولمب و محاسبه تنش حاصل از جنبش بلوک‌های دو سوی یک گسیختگی سرچشمه بنا شده است. دستاوردهای این مدل برهم کنش زمین‌لرزه‌ها و پراکنندگی مکانی پس‌لرزه‌ها را در بر می‌گیرد و با احتمالات زمین‌لرزه‌ای و تغییرات نرخ لرزه‌خیزی همخوانی زیادی دارد. پهنه گسلی دشت بیاض در شمال بلوک لوت، به عنوان یک منطقه فعال زمین‌ساختی در شرق ایران شناخته شده است. بررسی تغییرات تنش کولمب نشان می‌دهد که زمین‌لرزه اصلی دشت بیاض در سال ۱۹۶۸ بخش‌هایی از گسل رانده فردوس (زمین‌لرزه ۱۹۶۸ فردوس) و شرق گسل راست‌الغز چپ‌بر دشت بیاض شرقی (زمین‌لرزه ۱۹۷۹ کولی - بنیاباد) را برانگیخته است اما بر روی گسل آوش (زلزله ۱۹۷۶ وندیک) با افت تنش و باربرداری همراه بوده است. شواهد زمین‌ریخت‌شناسی از جمله جابه‌جایی قنات‌ها، تپه‌های باستانی تخریب شده، جابه‌جایی آبراهه‌ها و افزایش فرسایش یافته نشان‌دهنده تجدید فعالیت این گسل در طی تاریخ می‌باشند. به نظر می‌رسد که علاوه بر امتداد گسل دشت بیاض که طی زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۸ فردوس و ۱۹۷۹ کولی - بنیاباد فعال شده‌اند، بخش‌های جنوبی گسل دشت بیاض به سمت قانات نیز از مناطق پرخطر در آینده باشد.

واژگان کلیدی: توالی زمین‌لرزه‌ها، اثرات برانگیختگی، تغییرات تنش کولمب، گسل دشت بیاض، بلوک لوت.

اثر تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین‌لرزه ۳۱ اوت ۱۹۶۸ دشت بیاض در چکانش رخدادهای آتی

سعید زارعی (نویسنده مسئول)

دانشجوی دکتری زمین‌شناسی تکتونیک، دانشگاه بیرجند

zareisaed@birjand.ac.ir

محمد مهدی خطیب

استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه بیرجند

مهدی زارع

استاد پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و

مهندسی زلزله

سید مرتضی موسوی

استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه بیرجند

۱- مقدمه

سامانه گسلی برآورد شده است. به نظر می‌رسد خاور ایران تحت تأثیر سامانه گسل امتداد لغز هم‌زمان با چرخش حول محور قائم و با فعالیت گسل‌های جدید تغییر کرده است [۱].

ناحیه دشت بیاض چندین زمین‌لرزه بزرگ قرن بیستم و فعالیت‌های تاریخی فراوان را تحمل کرده است که این زمین‌لرزه‌های ویرانگر در مجاورت تغییر شکل فعال در ناحیه دشت بیاض گسترده‌تری دارد.

در سال‌های اخیر، محققین به منظور درک زمین‌ساخت فعال خاور ایران به بیان الگوهای دگرشکلی جوان پوسته پرداخته‌اند که بررسی آنها به فهم سازوکار ایجاد زمین‌لرزه‌های مختلف در این منطقه کمک می‌کند. در الگوی چرخش گسل‌های

زلزله یکی از ویرانگرترین پدیده‌های طبیعی به شمار می‌آید و خسارات جانی و مالی و آسیب‌های حاصل از این پدیده بسیار زیاد است. زلزله‌ها در اثر اعمال مداوم تنش ناشی از حرکت صفحه‌های تکتونیکی به وجود می‌آیند.

پهنه لوت، با درازایی حدود ۹۰۰ کیلومتر، خاوری‌ترین بخش خرد قاره ایران مرکزی است و از زلزله‌خیزترین پهنه‌های فلات ایران به شمار می‌رود. مرز خاوری این پهنه با گسل نهبندان و حوضه فلیشی خاور ایران و مرز باختری آن با گسل نایبند و بلوک طبس مشخص می‌شود.

با بررسی گسلش فعال در ناحیه دشت بیاض به عنوان بخشی از بلوک لوت، نرخ لغزش بیش از ۲/۵ میلی‌متر در سال برای این

بررسی محدوده‌ی مورد مطالعه‌ی خود پرداخته و نتایج آنها می‌تواند کمک خوبی به درک این مفهوم از زمین‌شناسی ساختاری نماید. از آن جمله می‌توان به مطالعات سرکاری نژاد و انصاری [۸] بر روی زلزله رودبار، پاپادیمتریو [۹] بر روی زلزله‌های بزرگ در جزایر آیونیا یونان که نشان داد از ۱۴ زلزله با بزرگای بزرگ‌تر از ۶/۳، ۱۳ مورد در محل‌هایی رخ داده است که تنش کولمب به وسیله زمین لرزه قبلی افزایش یافته بود. ملکی و حمزه‌لو [۱۰] در شرق ایران نشان دادند که توزیع مکانی پس‌لرزه‌های ناشی از زمین‌لرزه‌های ۲۰ دسامبر ۲۰۱۰ و ۲۷ ژانویه ۲۰۱۱ ریگان همبستگی خوبی با تغییرات تنش کولمب ایجاد شده توسط این رخدادها دارد. سرخوندی و همکاران [۱۱] مطالعه تأثیر تغییرات تنش کولمب بر مدل‌های وابسته به زمان در شرق ایران، استین بر روی گسل سن اندریاس [۴] و آناطولی [۱۲] و مطالعات مک‌کلوسکی و همکاران [۷] بر روی زلزله‌های اندونزی اشاره نمود. این مطالعه اهمیت تلفیقی اطلاعات لرزه‌شناسی برای زلزله‌های بزرگ رخ داده روی گسل‌های در حال گسترش و مطالعه زمین‌ریخت‌شناسی سطحی گسل‌ها را مشخص می‌کند. اطلاعاتی مانند استفاده از عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای دقیق‌تر و اطلاعات عمقی گسل در مطالعات تکتونیک فعال و ارزیابی خطر لرزه‌ای گسل کمک می‌کنند. این موارد می‌تواند با مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی دقیق مورد ارزیابی قرار گیرند.

۲- زمین‌ساخت و لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه

دگرشکلی در ایران در نتیجه همگرایی صفحات عربی-اوراسیا بوده که احتمالاً از ۳۵ میلیون سال قبل شروع شده است [۱۳]. دگرشکلی حاصل از این برخورد، یکی از بزرگ‌ترین دگرشکلی‌های همگرادر پوسته زمین است که خاور ترکیه تا خاور ایران را در بر گرفته و میزان کوتاه‌شدگی ۴۰ میلی‌متر در سال (تا طول ۶۰ درجه خاوری) بر ایران تحمیل می‌کند [۱۴-۱۸]. منطقه مورد مطالعه در زون گسلی دشت بیاض واقع شده است.

راستالغز و راندگی‌های پایانه‌ای آنها در پهنه‌ی همگرای مایل، بردارهای لغزشی بر روی گسل‌های راندگی و راستالغز برابر نیستند و بلوک‌های در حال چرخش صلب نبوده و دگرشکلی درونی دارند. در این صورت اتصال بین دو سازوکار راستالغز و راندگی با چرخش راندگی‌های پایانه‌ای امکان‌پذیر می‌شود. در توالی زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۸ دشت بیاض و فردوس، چرخش ساعت‌گرد حول محور قائم در گسل راستالغز چپ‌بر دشت بیاض مستلزم دگرشکلی درونی بلوک‌ها است زیرا بعد از زمین‌لرزه دشت بیاض به فاصله زمانی حدود ۲۰ ساعت، گسل راندگی فردوس در انتهای باختری گسل دشت بیاض فعالیت می‌کند [۱]. در واقع ارتباط چنین گسل‌هایی به صورت همدرد می‌تواند موضوع چالش برانگیزی در تحلیل خطر زمین‌لرزه و پیش‌یابی زلزله در منطقه باشد.

بررسی تغییرات تنش کولمب برای تعیین شرایط برانگیختگی زمین‌لرزه‌ها روشی است که در سال‌های اخیر در مورد زمین‌لرزه‌های بزرگ بسیاری بکار رفته است [۲-۸]. در این نوشتار با استفاده از روش بررسی تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین‌لرزه ۳۱ اوت ۱۹۶۸ دشت بیاض به مطالعه امکان برانگیختگی زمین‌لرزه‌های رخ داده پس از آن پرداخته خواهد شد. زمین‌لرزه‌هایی که در این مقاله مورد بررسی قرار می‌گیرند، زمین‌لرزه سال ۱۹۶۸ میلادی فردوس، زمین‌لرزه ۱۹۷۶ قائن (آوش) و زمین‌لرزه سال ۱۹۷۹ میلادی کولی-بنياباد روی ادامه خاوری گسل راستالغز چپ بر دشت بیاض می‌باشند. از طرف دیگر یکی از ویژگی‌های ریخت‌زمین‌ساختی یعنی مهاجرت افزای گسلی در عرض پهنه‌ی برشی گسل امتداد لغز چپ‌بر دشت بیاض در این منطقه مورد بررسی قرار گرفته است تا در نهایت بتوان علاوه بر نشان دادن اثر زمین‌لرزه‌ها بر یکدیگر، تغییرات ایجاد شده در حریم گسل و مناطق پرخطر آتی نیز مورد ارزیابی قرار گیرد.

مطالعات جدیدی در این زمینه در بخش‌های مختلف جهان انجام شده است که هر کدام با مطالعه‌ی تغییرات تنش کولمب به

یک گسستگی به طول ۸۰ کیلومتر که از طول جغرافیایی ۵۸ درجه و ۳۵ دقیقه در شرق زیقان تا طول ۵۹ درجه و ۲۵ دقیقه می‌باشد، را حاصل می‌کند و موجب خسارت ناحیه وسیعی در شرق ایران می‌شود [۲۷]. بیشینه جابه‌جایی افقی به میزان ۴/۵ متر و همچنین بیشینه جابه‌جایی قائم به میزان ۲/۵ متر بود. به‌طور میانگین میزان جابه‌جایی‌ها به میزان ۲ متر اندازه‌گیری شده بود. در شکل (۲) مقایسه‌ای از وضعیت سال‌های نزدیک به زمین‌لرزه و امروزه صورت گرفته است.

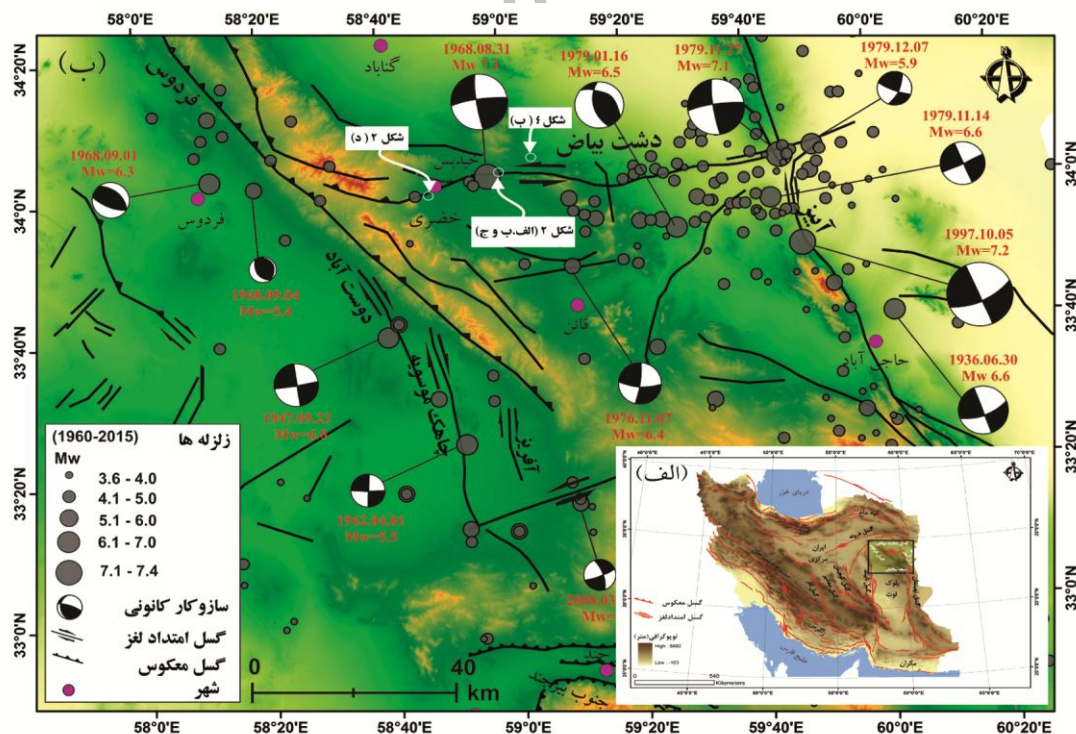
جابه‌جایی قنات‌ها نشان می‌دهد که زون گسلی زمین‌لرزه ۱۹۶۸ میلادی در طی تاریخ خود فعال بوده است. زلزله‌های سال ۱۲۳۸ و ۱۶۷۵ منطقه‌ی گناباد و همچنین زلزله‌های تاریخی اطراف قائن از نمونه زلزله‌های تاریخی اشاره شده در منابع می‌باشد (جدول شماره ۱). خطوط قنات در مناطق مختلف بخش نیمبلوک زون گسلی را قطع می‌کند و جابه‌جایی افقی چپ‌بر را تا حدود ده متر نشان می‌دهند (شکل ۳).

این منطقه در شمال گسل‌های فعال راست بر زون سیستان (سامانه گسلس آیز) قرار دارد که ممکن است مسبب ایجاد مقادیر بزرگی از برش راست‌بر در جریان همگرایی بین ایران و افغانستان باشند. چرخش ۲۰۰ کیلومتری در طول گسل دشت بیاض که نسبتاً سریع و به اندازه ۶ درجه در هر میلیون سال می‌باشد، و در انتهای شرقی با افغانستان پایدار اتصال دارد و می‌تواند با برش راست بر ۲۰ میلی‌متر در سال و شکستگی‌های زمین‌ساختی در ارتباط با آن توجیه شود [۱۹-۲۱].

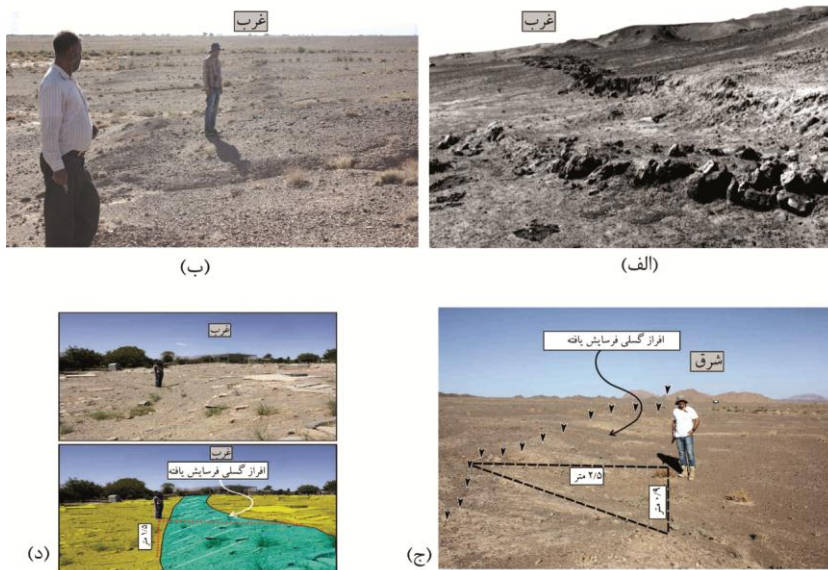
زلزله‌های تاریخی و دستگاهی گزارش شده برای منطقه دشت بیاض در شکل (۱) نشان داده شده و جزئیات آن به وسیله آمبرسیز و چالنگو در سال ۱۹۶۹ [۲۲]، آمبرسیز و ملویل در سال ۱۹۸۲ [۲۳]، بربریان و یتس در سال ۱۹۹۹ و ۲۰۰۱ [۲۴-۲۵] و بربریان و همکاران در سال ۱۹۹۹ [۲۶] مورد بررسی قرار گرفته است.

۱-۲- زلزله ۳۱ اوت ۱۹۶۸ دشت بیاض

این زلزله با بزرگی $M_w = 7.1$ و ژرفای کانونی ۱۰ کیلومتر



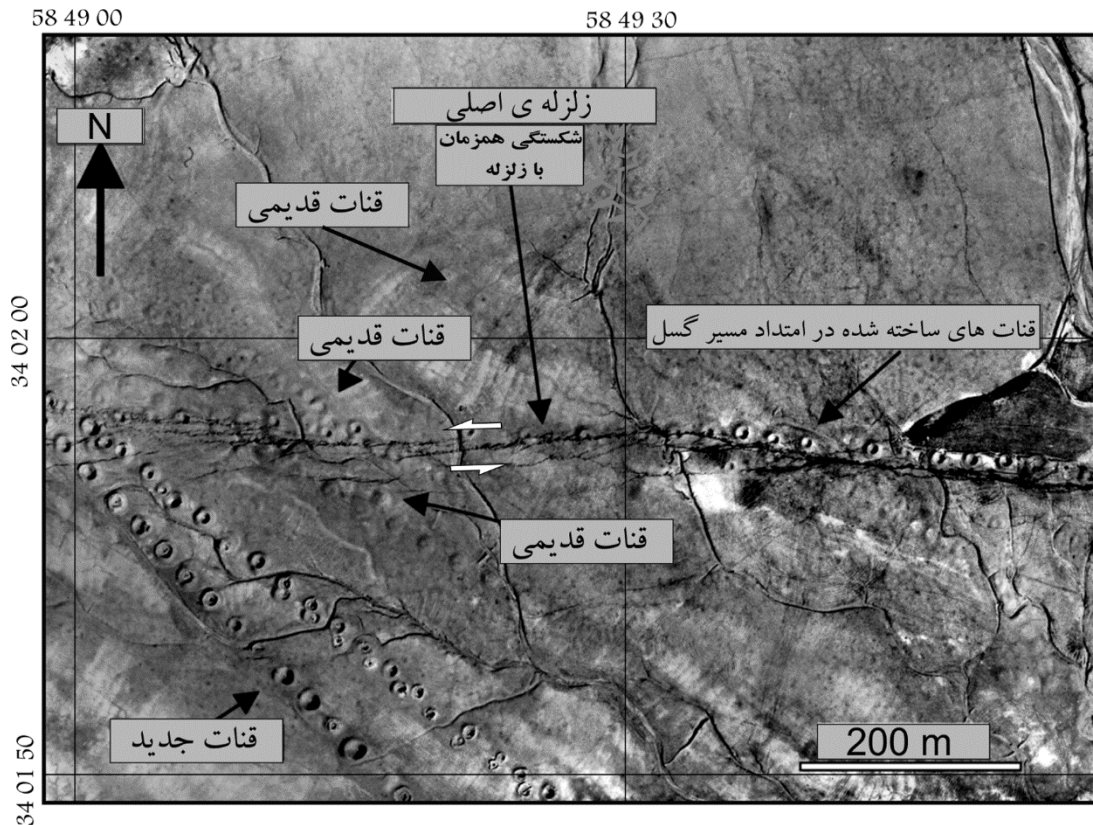
شکل (۱): نقشه پستی و بلندی‌های ایران که در آن بلوک‌های ساختاری نشان داده شده‌اند. کادر مشخص شده منطقه‌ی مطالعاتی (شکل ب) را نشان می‌دهد. (ب) نقشه‌ی تکتونیکی محدوده‌ی مطالعاتی، توزیع رومرکزی زمین‌لرزه‌های بزرگ (۱۹۶۰-۲۰۱۵) و سازوکار ژرفی (سیاه-سفید) برای دشت بیاض و منطقه زیرکوه. سازوکار ژرفی برگرفته از واگر و همکاران (۲۰۰۴) [۱] می‌باشد.



شکل (۲): الف) گسیختگی سطحی مربوط به زلزله ۱۹۶۸ دشت بیاض. این تصویر چهار سال بعد از زلزله یعنی در سال ۱۹۷۲ گرفته شده که توسط چالنگو و بربریان [۲۸] ارائه شده است. ب) افراز گسلی فرسایش یافته در روستای خیدیس (این تصویر ۴۵ سال بعد از تصویر الف و در نزدیکی همان منطقه برداشت شده است). منطقه خیدیس در شکل (۱) نشان داده شده و امروزه خالی از سکنه می‌باشد. ج) افراز فرسایش یافته‌ی گسل دشت بیاض با ۹۰ سانتی متر جابه‌جایی قائم در منطقه خیدیس با دید به سمت شرق. د) جابه‌جایی قائم گسیختگی هم‌زمان با زلزله ۱۹۶۸ دشت بیاض به میزان ۱/۵ متر در قبرستان «خضر نبی» بخش دشت بیاض (جانمایی تصاویر در شکل (۱) نشان داده شده است).

جدول (۱): تاریخچه‌ی لرزه‌خیزی منطقه مورد مطالعه (۱) آمبرسیز و ملویل [۲۳]، (۲) بربریان و همکاران [۲۶]، (۳) بربریان و بیس [۲۴]، (۴) بربریان و بیس [۲۵]، (۵) واکر و همکاران [۲۷].

موقع	گسل	Mw	Ms	طول	عرض	تاریخ
۴	بزین آباد یا پاوک		۶/۵	-	-	مه ۱۰۶۶
۳ و ۴	گناباد/بیدخت؟	-	-	-	-	تابستان ۱۲۳۸
۴	شمال بیرجند		۶/۷	۶۰	۳۳/۷	۱۵/۱۲/۱۵۴۹
۱	گناباد/بیدخت؟		۶/۵	۵۹/۹۶	۳۴/۳	زمستان ۱۶۷۵
۴	قائن؟		-	-	-	۱۸۴۷
۴	پاوک؟		۶/۵	-	-	۲۹/۱۱/۱۹۲۳
۵	گسل راستالغز راستبر آبیض (وسط گسل)		۶/۰	۵۹/۹۶	۳۳/۶۱	۳۰/۶/۱۹۳۶
۱	محمدآباد	۶/۴	۶/۱	۵۸/۸۷	۳۳/۴۱	۱۶/۲/۱۹۴۱
۳ و ۱	دوست‌آباد	۶/۸	۶/۸	۵۸/۶۷	۳۳/۶۷	۲۳/۹/۱۹۴۷
۱	چاهک موسویه		۵/۵	۵۸/۸۷	۳۳/۲۱	۱/۴/۱۹۶۲
۱	گسل راستالغز چپ‌بر دشت بیاض (باختر گسل)	۷/۱	۷/۳	۵۹/۰۳	۳۴/۰۲	۳۱/۸/۱۹۶۸
۱	گسل معکوس فردوس (ثلث شمال باختری)	۶/۴	۶/۴	۵۸/۲۸	۳۴/۱۰	۱/۹/۱۹۶۸
۲	آوش گسل راستالغز چپ‌بر	۶/۰	۶/۵	۵۹/۲۳	۳۳/۸۶	۷/۱۱/۱۹۷۶
۲	بزین آباد یا پاوک گسل معکوس / راست‌بر	۶/۵	۶/۷	۵۹/۵۳	۳۳/۹۶	۱۶/۱/۱۹۷۹
۲ و ۱	گسل آبیض (شمال گسل)	۶/۶	۶/۶	۵۹/۸۳	۳۳/۹۰	۱۴/۱۱/۱۹۷۹
۲ و ۱	گسل دشت بیاض (خاور گسل)	۷/۱	۷/۱	۵۹/۶۳	۳۴/۰۵	۲۷/۱۱/۱۹۷۹
۲	گسل آبیض (شمال گسل)	۵/۹	۶/۱	۵۹/۸۰	۳۴/۰۳	۷/۱۲/۱۹۷۹
۲	گسل آبیض (کل گسل)	۷/۲	۷/۳	۵۹/۸۳	۳۳/۸۶	۱۰/۵/۱۹۹۷
۲	-	۵	۵	۶۰/۰۷	۳۳/۲۹	۱۶/۶/۱۹۹۷
۲	بزین آباد یا پاوک؟	۵/۷	۵/۸	۵۹/۴۸	۳۳/۹۴	۲۵/۶/۱۹۹۷



شکل (۳): تصویر هوایی از زلزله ۳۱ اوت ۱۹۶۸ دشت بیاض و گسیختگی سطحی ناشی از این زلزله در شرق دشت بیاض و اطراف روستای میم. جابه جایی چپ بر آبراهه در تصویر دیده می‌شود. خطوط قنات قدیمی و جدید در تصویر به وضوح دیده می‌شود. قنات‌های قدیمی به دلیل عملکرد زلزله‌های تاریخی جابه‌جا شده‌اند [۱].

۲-۲- زلزله ۱ سپتامبر ۱۹۶۸ میلادی فردوس

حدود ۲۰ ساعت پس از زمین‌لرزه دشت بیاض ساعت ۱۱ صبح روز دهم شهریور ۱۳۴۷ زمین‌لرزه‌ای به بزرگی $M_w = 6/2$ ناحیه فردوس را لرزاند. حل سازوکار ژرفی زمین‌لرزه، گسلی معکوس با مؤلفه‌ی راست‌الغز راست‌بر را معرفی می‌کند و شواهد ریخت‌زمین‌شناختی چین‌خوردگی مرتبط با راندگی‌های پنهان را در خاور فردوس و باختر کوه تون این موضوع را تأیید می‌کند [۱]. روابط هندسی، جهت بردارهای حرکتی و تأخیر زمانی حرکت گسل فردوس نسبت به گسل دشت بیاض این عقیده را قوت می‌بخشد که حرکت توأم با زمین‌لرزه گسل فردوس در اثر تحریک ناشی از حرکت گسل دشت بیاض بوده است. از این رو راندگی فردوس را می‌توان به عنوان راندگی‌های پایانه‌ای گسل دشت بیاض معرفی کرد.

سامانه گسلی فردوس با روند شمال باختری- جنوب خاوری با شیب به سمت شمال خاور در خاور ایران قرار دارد. این سامانه از چندین گسل معکوس و رانده تشکیل شده است. کوه سیاد در فرادیواره این سامانه قرار گرفته، که ارتفاع زیاد آن بیانگر جنبش فعال این گسل است. این گسل رسوبات ترشیری و کواترنری را بالا رانده و چین داده است. حرکت گسل رانده فردوس به سمت باختر، در رشد پهنه گسلی راست‌الغز دشت بیاض نقش اساسی دارد [۲۱].

۲-۳- زلزله ۷ نوامبر ۱۹۷۶ وندیک

زلزله با بزرگی $M_w = 6/5$ در شمال شهر قائن و بر روی گسل آوش با یک سازوکار چپ‌بر خاوری- باختری روی داد. طی این زمین‌لرزه که در یک گسل امتداد لغز خاوری باختری به وقوع پیوست قنات‌های خونیک بالا تخریب گردید.

۲-۴- زلزله ۲۷ نوامبر ۱۹۷۹ کلی - بنیاباد

این رخداد بزرگ زلزله با بزرگی $M_w = 7.1$ ، یک دگر ریختی به طول ۶۰ کیلومتر است که مرکز سطحی آن در شرقی ترین بخش از گسل دشت بیاض اتفاق افتاده است؛ که از طول جغرافیایی ۵۹ درجه و ۱۵ دقیقه در شرق زیقان تا طول ۵۹ درجه و ۵۰ دقیقه، بین دره چاه زندر و بنیاباد می باشد. این زلزله موجب دگر ریختی ۱۵ کیلومتری در سطح گسل دشت بیاض شد، که ادامه آن به شرق زیقان می رسد. جزئیات دگر ریختی های سطحی در آن زمان به خوبی شناخته نشده بود. اما حقی پور و عمیدی [۲۹] گزارش کردند که در انتهای شرق منطقه شکسته شده جدایش های قائم بیشتر از ۲/۵ متر بوده و جابه جایی افقی چپ بر در اینجا ۱ تا ۴ متر است. به اعتقاد حقی پور و عمیدی در اثر این زلزله، ۱۵ کیلومتری شرقی ترین بخش گسل راست بر آیز دوباره فعال شد؛ اما بربریان و یتس [۲۴] نشان دادند که زلزله ۷ دسامبر ۱۹۷۹ کلات شور (جدول ۱) مسئول این شکستگی است. مرکز سطحی زلزله در انتهای شرقی دگر ریختی سطحی ۱۹۷۹ است. از آنجا که دگر ریختی سطحی این زلزله مشاهده شده است، لذا شکلی در این نیست که دگر ریختی اصلی حاصل یک گسل امتداد لغز چپ بر شرقی - غربی است.

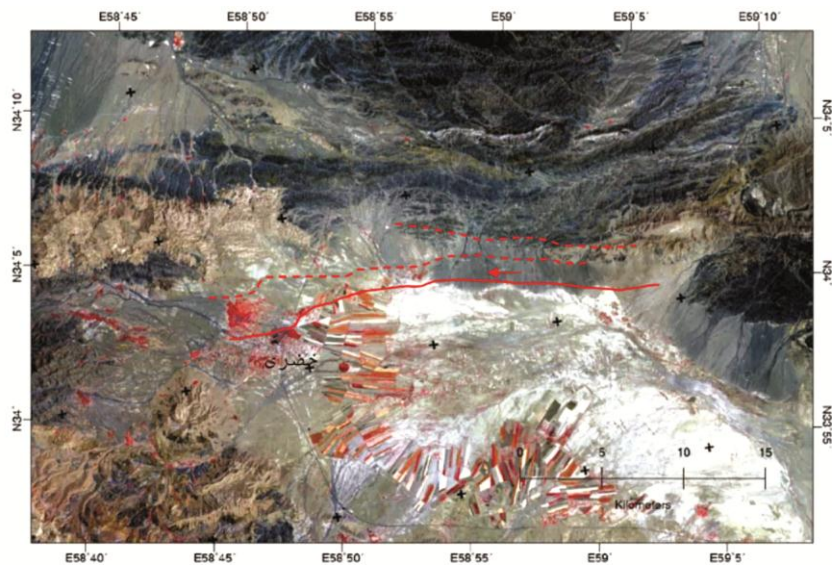
۳- زمین ریخت شناسی و لرزه خیزی سیمای سطحی گسل دشت بیاض و فردوس

مهاجرت پهنه گسله دشت بیاض به سمت جنوب یکی از پدیده های ریخت زمین ساختی در بلوک لوت می باشد. مهاجرت افرازی های گسلی در عرض پهنه ی برشی گسل امتداد لغز چپ بر دشت بیاض در منطقه چادراز و خیدبس با تظاهر افرازی های متعدد قابل مشاهده است. تفاوت در میزان فرسایش دیواره های افرازی های گسلی نشان دهنده ی پیدایش ناهم زمان این افرازاها در طی رویدادهای لرزه ای متعدد است.

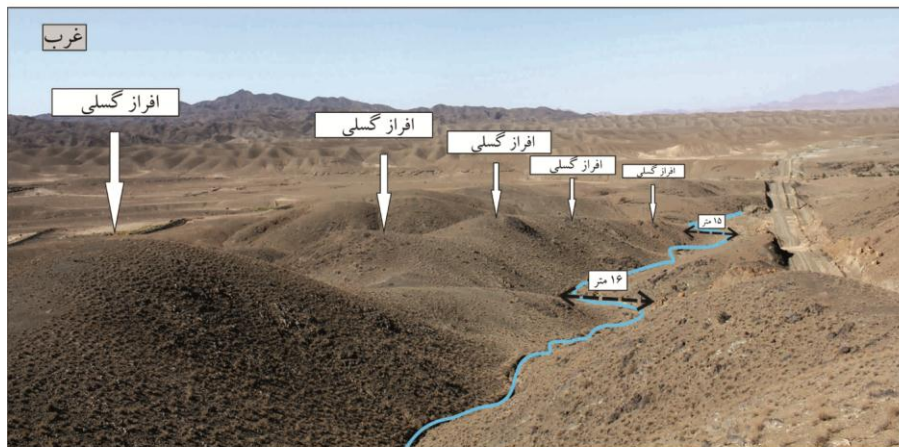
بررسی تصاویر ماهواره ای آستر و لندست TM نشان می دهد که آثار افرازی های گسلی در مرز بین تپه های شمال خضری

(۲ کیلومتری شمال شهر کنونی خضری) بوده و در طی فرآیندهای متعدد حرکتی به موقعیت کنونی پهنه ی گسلی تغییر مکان داده است [۳۰]. این مسئله در ارزیابی حریم گسل های فعال بسیار حائز اهمیت است زیرا ارائه رابطه تجربی مبنی بر میزان مهاجرت و همچنین جهت و هندسه مهاجرت افرازی گسلی در پهنه ی امتداد لغز دشت بیاض و مناطق در معرض خطر در حرکات لرزه ای آتی این گسل ها را نشان خواهد داد (شکل ۴). واکر در سال ۲۰۰۳ در شرق فردوس یک زون بالا آمده و چین خورده را نشان داد. رسوبات کواترنری در قسمت شرقی گسل راندگی تغییر کرده اند. تغییر شکل این زون به زمین لرزه های تراستی اول و چهارم سپتامبر ۱۹۶۸ کمی بعد از زمین لرزه دشت بیاض نسبت داده می شود. چین خوردگی ها و گسل خوردگی های امروزی به سمت غرب در فرو دیواره گسل راندگی قدیمی تر (نوژن) جابه جا شده اند تا به شکل رشته جلویی کوه کلات در آید. برخاستگی در بالای گسل فردوس بیشترین تظاهر را در انتهای جنوب شرقی دارد تا جایی که سنگ بستر از رسوبات کواترنری و نوژن برهنه شده است. جابه جایی ها در گسل راندگی فردوس به صورت متقاطع افت می کند. همان طور که گسل امتداد لغز با هم پیوستگی جدید در جهت غرب گسل راندگی رشد می کند، مهاجرت قسمت غربی گسل راندگی فردوس ممکن است در رشد زون گسله امتداد لغز دشت بیاض شرکت کند. سازوکار مشابه برای رشد گسل های امتداد لغز در مغولستان پیشنهاد شده است. مهاجرت گسل فردوس نیز ممکن است به دلیل رشد گسل دشت بیاض باشد [۱].

وجود افرازی های گسلی در بخش های مختلف گسل دشت بیاض و تفاوت در میزان فرسایش در مناطق شمالی و جنوبی، نشان می دهد که افرازاها در مناطق شمالی فرسایش بیشتری دارند و به نظر قدیمی ترند و بخش های جنوبی در محل گسیختگی جدید با فرسایش کمتر دیده شده اند. بررسی این موضوع و در ادامه مطالعه تغییرات تنش کولمب می تواند مناطق پر خطر در آینده را معرفی نمایند.



(الف)



(ب)

شکل (۴): الف) مهاجرت پهنه‌ی گسل دشت بیاض به سمت جنوب طی فعالیت‌های متعدد. خط چین‌های قرمز مربوط به فعالیت‌های قبلی و خط پیوسته مربوط به گسیختگی زلزله ۱۹۶۸ دشت بیاض است [۳۰]. ب) مهاجرت افزای گسلی دشت بیاض در سه کیلومتری روستای عباس‌آباد (موقعیت $34^{\circ}06'$ و $59^{\circ}02'$). در محل افزای گسلی جابه‌جایی آبراهه‌ها و فرسایش دیده می‌شود. محل برداشت تصویر در شکل (۱-ب) نشان داده شده است.

۴- تغییرات تنش کولمب

زمین‌شناسی آمریکا (USGS) بر روی زمین‌لرزه‌های کالیفرنیا جنوبی به کار گرفته شد.

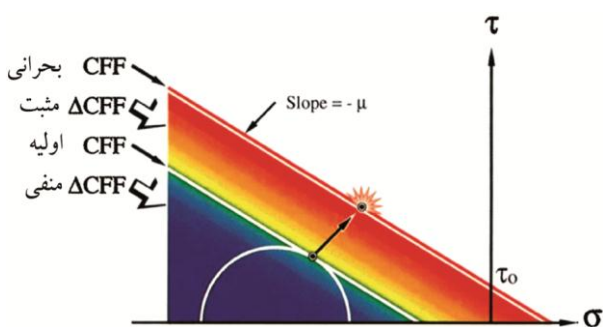
فرضیه‌ی برانگیختگی تنش^۲ بدین صورت است که گسل‌ها، به تنشی که از گسل‌ها یا زمین‌لرزه‌های مجاور دریافت می‌کنند، پاسخ می‌دهند. تحلیل تنش کولمب به خوبی موقعیت زمین‌لرزه‌های مشخص در گذشته را توصیف می‌کند [۳۱].

مدل تنش گسیختگی کولمب بر اساس محاسبه‌ی آستانه‌ی شروع لغزش در سطوح گسلی تحت تنش با فرمول معیار

زمین‌لرزه‌ها می‌توانند با یکدیگر برهم‌کنش داشته باشند و این موضوع می‌تواند منجر به توالی زمین‌لرزه‌ها، خوشه‌بندی و رخداد پس‌لرزه‌ها گردد. یکی از معیارهای برهم‌کنش که مربوط به درک عمیق از رخداد زمین‌لرزه و توصیف بهتری از خطرات احتمالی می‌باشد، انتقال تنش کولمب است. مدل تنش کولمب تغییرات تنش ایستایی روی سطوح لغزش یک منطقه را قابل محاسبه می‌نماید و اولین بار توسط پژوهشگران سازمان

گسیختگی کولمب از یک سو و محاسبه تنش حاصل از حرکت بلوک های دو سوی یک گسیختگی سرچشمه از سوی دیگر، برهم کنش زمین لرزه ها و پراکنندگی مکانی پس لرزه ها را در بر می گیرد و نتایج حاصل از آن با احتمالات زمین لرزه ای و تغییرات نرخ لرزه خیزی همخوانی های کمیته دارد.

حرکت بلوک های دو طرف یک گسیختگی باعث ایجاد تغییراتی در تنش ایستایی محیط اطراف آن می شود که در هر نقطه با مقدار کرنش ایجاد شده در آنجا متناسب است. این تغییر تنش روی سطوح گیرنده اطراف گسیختگی دارای دو مؤلفه نرمال و برشی می شود که نسبت آنها به سامانه هندسی این سطح بستگی دارد.



شکل (۵): شکل ساده شده قانون گسیختگی کولمب توسط دایره مور. σ و τ مؤلفه های نرمال و برشی تنش بر روی یک گسل بالقوه می باشند. رنگ گرم (قرمز) نشان دهنده ی مقادیر زیاد تابع گسیختگی کولمب (CFF) و رنگ سرد (آبی) نشان دهنده ی مقادیر کم این تابع است. محل برخورد محور τ با خط بحرانی تابع گسیختگی کولمب، چسبندگی τ_0 می باشد. مقادیر مثبت در CFF در ارتباط با زمین لرزه های گذشته یا بارگذاری تکنونیک بوده که بیانگر حرکت به طرف گسیخته شدن است و احتمال لغزش در زمین لرزه های آینده را افزایش می دهد. مقادیر منفی بیانگر دور شدن از گسیختگی می باشد.

در ساده ترین شکل، تغییر تنش گسیختگی کولمب $\Delta\sigma_f$ که به صورت $\Delta\sigma_f$ یا ΔCFF نیز نوشته می شود برابر است با:

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_\beta - \mu' \Delta\sigma_n \quad (1)$$

در این رابطه $\Delta\sigma_f$ تغییرات تنش کولمب، $\Delta\tau_\beta$ و $\Delta\sigma_n$ به ترتیب تغییرات تنش برشی و نرمال اعمال شده روی سطوحی که با تنش اصلی بیشینه σ_1 زاویه β می سازند. μ' به عنوان ضریب اصطکاک مؤثر از رابطه (۲) به دست می آید:

معیار گسیختگی کولمب یکی از معیارهایی است که گسیخته شدن نوپدید^۳ و به جنبش در آمدن گسل های قدیمی را در حالت شکننده، در یک محیط الاستیکی، تحت تأثیر تنش کنترل می کنند، که تابع هر دو نوع تنش نرمال و برش اعمال شده روی سطوح گیرنده می باشد.

الگوریتم محاسبات در این مقاله منطبق بر مطالعات اوکادا [۳۲] می باشد که با انجام یکسری محاسبات پیچیده ریاضی، کرنش و تنش ایجاد شده به وسیله سرچشمه های نقطه ای و صفحه ای را با استفاده از تئوری جابه جایی^۴، در یک نیم فضای الاستیکی^۵ به صورت فرمول های تجزیه ای بسته^۶ محاسبه می نماید.

در این مقاله از میان برنامه های کامپیوتری که توسط مراکز مختلف بر پایه این روابط و روابط پیش از این نوشته شده اند، از برنامه Coulomb 3.3 که توسط تودا [۳۳] در سازمان زمین شناسی آمریکا (USGS) تهیه شده است، استفاده شد.

اگر یک زمین لرزه بتواند زمین لرزه دیگر را برانگیخته کند یا منجر به عدم برانگیختگی در آن شود در این صورت از تغییرات تنش کولمب برای برآورد آن استفاده می شود. تغییرات تابع گسیختگی کولمب بر روی دایره مور به طور ساده در شکل (۵) آمده است که در آن ضریب اصطکاک ظاهری ثابت در نظر گرفته شده است. هر مقدار ثابت از تابع گسیختگی کولمب (CFF) نشان دهنده ی یک خط صاف و موازی با پوش بحرانی^۷

بلافاصله پس از وقوع زمین لرزه، $B \approx 2/3$ اما در صورتی که سیالات به طور کامل از زون گسلش زهکش شوند، می‌تواند به صفر نیز کاهش یابد. می‌توان مقدار $\mu' = 0/4$ را در نظر گرفت که معادل مقادیر آزمایشگاهی اصطکاک ($\mu \sim 0/75$) و فشار متوسط می‌باشد. در صورتی که سیالات به طور کامل خارج نشده باشند $B \sim 0/5$ در نظر گرفته می‌شود [۳۹].

بیشینه تغییرات تنش کولمب روی سطوحی روی می‌دهند که جهت یافتگی بهینه دارند [۴]. انتظار روی دادن پس لرزه‌ها روی این سطوح بیشتر است و معمولاً گسیختگی‌های فعال از آن تبعیت می‌کنند. زاویه β در این سطوح با μ' تناسب دارند [۳].

$$\tan 2\beta = \pm 1/\mu' \quad (3)$$

محاسبات در یک فضای کشسان با مدول یانگ 8×10^5 بار، مدول برشی $10^5 \times 3/2$ بار و نسبت پواسون $0/25$ انجام گرفته است. عمق زمین لرزه اصلی ۱۰ کیلومتر [۴۰] و طول گسیختگی ۸۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است [۴۱]. عرض پهنه ی گسیختگی، لغزش و طول گسیختگی نیز از روابط لئونارد [۴۱] مورد ارزیابی و محاسبه قرار گرفته است. پارامترهای محاسبه شده و مراجع مربوط به هر کدام در جدول (۲) آورده شده است.

جابه‌جایی روی گسیختگی همراه با یک زمین لرزه، عامل

$$\mu' = \mu(1-B) \quad (2)$$

در این رابطه، μ ضریب اصطکاک می‌باشد که بین $1-0$ تغییر می‌کند [۳۵-۳۷]. مقادیر ضریب اصطکاک مؤثر روی گسل‌های اصلی، پایین ($\mu' < 0/2$) و روی گسل‌های فرعی بالا ($\mu' > 0/8$) می‌باشد [۳۵]. μ' معمولاً برای گسل‌هایی با لغزش تجمعی ناچیز $0/8-0/4$ در نظر گرفته می‌شود که در این حالت سطح گسل معمولاً خشن است و برای گسل‌هایی با لغزش تجمعی زیاد که سطوح گسلی صاف تری دارند، $0/4-0/1$ در نظر گرفته می‌شود [۳۸]. گسل‌های بالغ^۸ مانند سن اندریاس مقدار ضریب اصطکاک کمی دارند [۳۵]. لذا بر اساس مطالب گفته شده در این مطالعه از ضریب اصطکاک مؤثر $0/4$ استفاده شده است. B ضریب اسکمپتون^۹ می‌باشد و بین 0 (برای خاک خشک) تا 1 (برای خاک کاملاً اشباع شده) تغییر می‌کند [۳۵]. این ضریب برای خاک‌ها تعیین می‌گردد و بستگی به مدول بالک^{۱۰} مواد و حجمی که توسط سیال اشغال شده است، دارد. فشار سیال می‌تواند در حین جریان یافتن تغییر کند که این تغییر کندتر از تنش سنگی می‌باشد و تنش نرمال مؤثر را کاهش می‌دهد. در واقع فشار سیال می‌تواند به وسیله ضریب اسکمپتون به تنش محصور شده در سنگ ارتباط پیدا کند [۳].

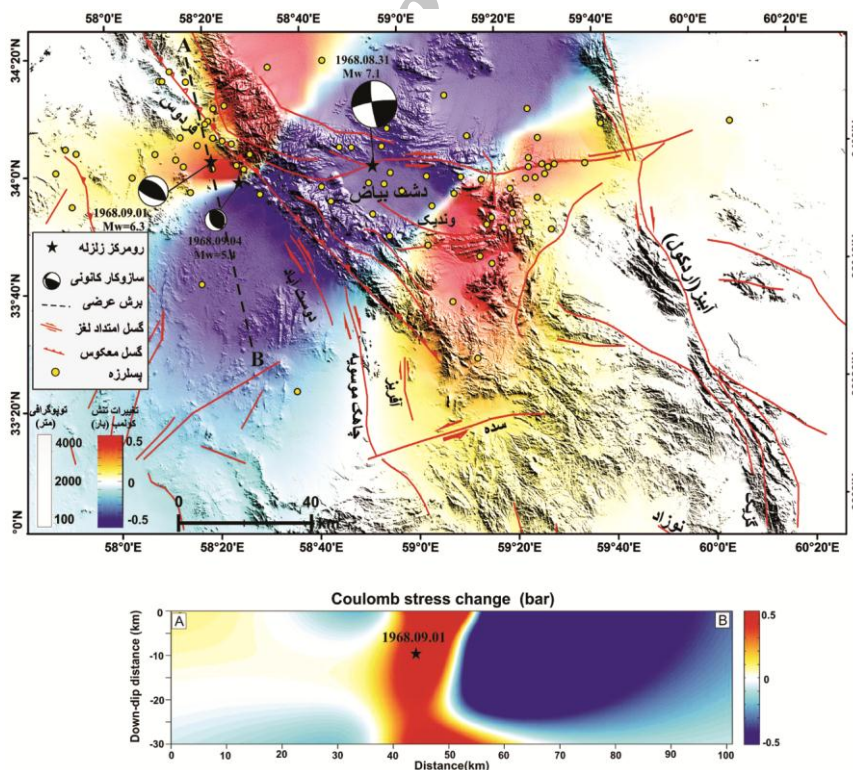
جدول (۲): پارامترهای گسیختگی برای زمین لرزه‌های منطقه مورد مطالعه. حروف اشاره شده در جدول مربوط به مراجع زیر می‌باشند: الف: برریان و همکاران [۲۶]؛ ب: واکر و همکاران [۲۱]؛ ج: واکر و همکاران [۱]؛ د: واکر و همکاران [۲۷]؛ و: بیکر [۴۲]؛ ه: لئونارد [۴۰]؛ ی: جکسون [۴۳].

تاریخ	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (کیلومتر)	M_w	M_0 (10^{18} Nm)	سازوکار			طول گسل (کیلومتر)	عرض گسل (کیلومتر)	جابه‌جایی (سانتی‌متر)
						امتداد	شیب	ریک			
۳۱ اوت ۱۹۶۸	۳۴/۰۷	۵۸/۰۱	۱۷	۷/۱	۵۹/۹۷۰	۲۵۴	۸۴°	۵°	۷۰	۲۷	۴۰۰ (افقی) ۲۵۰ (عمودی)
						۳۲۰	۷۰°	۹۰°			
۱ سپتامبر ۱۹۶۸	۳۴/۰۹	۵۸/۱۵	۹	۶/۳	۳/۴۲۰	۱۱۵	۵۴°	۸۵°	۳۵	۱۷	۱۰۰
۴ سپتامبر ۱۹۶۸	۳۴/۰۴	۵۸/۲۴	۹	۵/۵	۲/۲۵۶	۱۴۸	۵۶°	۸۱°	۱۷	۱۱	۹۰
۷ نوامبر ۱۹۷۶	۳۳/۸۴	۵۹/۱۷	۸	۶	۲/۵۴۱	۸۴	۷۹°	۱۲°	۲۴	۸	۵۵
						۶۷	۵۲°	-۷°			
۲۷ نوامبر ۱۹۷۹	۳۴/۰۶	۵۹/۷۷	۸	۷/۱	۵۰/۱۱۹	۲۶۱	۸۹°	۸°	۶۰	۱۵	۴۰۰ (افقی) ۲۵۰ (عمودی)
۷ دسامبر ۱۹۷۹	۳۴/۱۳	۵۹/۸۹	۱۰	۵/۹	۱/۲۱۶	۱۱۳	۸۴°	۲۱°	۱۲	۹	۲۳۰ (افقی) ۹۰ (عمودی)

در این مطالعه ابتدا برای گسل چشمه، میزان لغزش برآورد شده توسط بربریان و همکاران [۲۶]، واکر و همکاران [۲۱، ۱] و سایر اطلاعات موجود استخراج گردید. سپس با استفاده از روابط لئونارد [۴۴] که تصحیح شده‌ی روابط ولز و کوپر اسمیت [۴۷] و پژوهشگران دیگر است محاسبه گردید. در مدل انجام شده در این مطالعه از یک قطعه^{۱۱} و لغزش میانگین استفاده شده است.

در شکل (۶) تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین لرزه ۳۱ اوت ۱۹۶۸ گسل دشت بیاض غربی بر روی گسل رانده فردوس به عنوان گسل گیرنده بررسی شده است. باید در نظر داشت که مقادیر مثبت تغییرات تنش کولمب (ΔCFS) نشان می‌دهد که صفحه‌ی مورد نظر به گسیختگی نزدیک شده است و مقادیر منفی تغییرات تنش کولمب بیانگر آن است که صفحه مورد نظر از حالت گسیختگی دور شده است. به عبارت دیگر، افزایش یا کاهش تنش کولمب می‌تواند موجب تقدم یا تأخر در وقوع زمین لرزه‌ها شود. هرگاه دامنه تغییرات تنش کولمب مثبت باشد

اصلی ایجاد کرنش در بلوک‌های دو سوی گسیختگی و تنش روی سطوح لغزش اطراف می‌باشد [۳]. برای اندازه‌گیری لغزش روی گسیختگی سال ۱۹۹۲ لندرز، روش والد و هیتون [۴۴] را استفاده کردند که شامل تمام روش‌های اندازه‌گیری داده‌های زمین پیمایش، دورلرزه‌ای و شتاب‌نگاری می‌باشد. اما استین [۳۹] به دلیل عدم دسترسی به اطلاعات دیگر فقط از داده‌های اندازه‌گیری شده لغزش سطحی برای گسل آنتاتولی شمالی استفاده کرده است. در گسل دشت بیاض داده‌های لغزش سطحی توسط تعدادی از پژوهشگران اندازه‌گیری شده است که به عنوان مثال می‌توان به امبرسیز و چالنگو [۲۲، ۴۵] و همچنین نیازی [۴۶] اشاره کرد. امبرسیز و چالنگو در سیزده منطقه با لیتولوژی مختلف جابه‌جایی چپ بر و افقی را اندازه‌گیری کردند. چالنگو و بربریان در سال ۱۹۷۵ [۲۸] مجدداً بررسی‌هایی انجام دادند که به خصوص در دره نیمبلوک و خیدبس به نسبت از دقت بالاتری برخوردار بوده و در جدول (۲) آمده است.



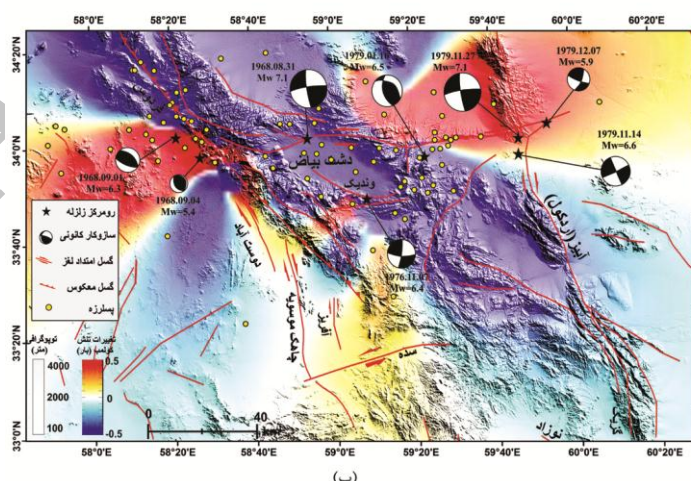
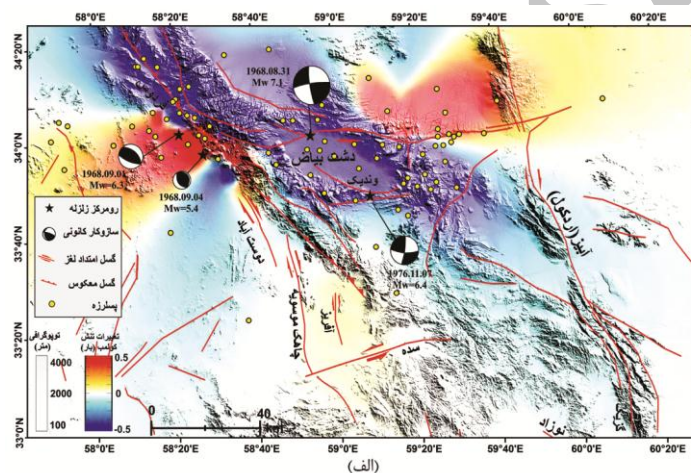
شکل (۶): تغییرات تنش کولمب ناشی از زمین لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض با ضریب اصطکاک ۰/۴ به همراه مقطع عرضی. در این شکل گسل دشت بیاض غربی به عنوان گسل چشمه و اثر آن بر گسل رانده فردوس به عنوان گیرنده بررسی شده‌اند. همان گونه که در شکل مشاهده می‌شود بخش شمالی گسل فردوس در منطقه خیز تنش واقع شده است. تغییرات در اعماق مختلف مورد بررسی قرار گرفت که در اینجا عمق ۹ کیلومتر نشان داده شده است.

حدود ۳۰ کیلومتر گسیختگی سطحی در امتداد سامانه گسلی فردوس داشته است که در زمان روی دادن آن مورد بررسی قرار نگرفته است [۴۸]. لازم به ذکر است، برای یافتن موقعیت هندسی این گسیختگی سازوکار ژرفی این زمین‌لرزه مورد بررسی قرار گرفت که در نوشته‌های مختلف به صورت متفاوتی ارائه شده است. اما بربریان و همکاران [۲۶] و واکر و همکاران [۲۱] با کمک سازوکار ژرفی امتداد شمال باختر جنوب خاور و شیب به سمت شمال شرق را برای این گسل به کار گرفته‌اند.

تغییرات تنش کولمب تجمعی ناشی از زمین‌لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض و فردوس بر روی گسل‌های راست‌الغز آوش در شکل (۷-الف) نشان داده شده است.

برای برانگیختگی زمین‌لرزه‌های بعدی مورد توجه قرار می‌گیرد. به طور کلی افزایش تنش کولمب به میزان بیشتر یا مساوی ۰/۱ بار می‌تواند اثر مستقیم و مثبتی بر برانگیختگی زمین‌لرزه‌های بعدی داشته باشد [۳۶-۳۸].

در الگوی به‌دست‌آمده از تغییرات تنش کولمب دو زبانه‌ی خیز تنش که به هم چسبیده‌اند در اطراف زبانه افت تنش واقع شده‌اند. الگوی به‌دست‌آمده نشان می‌دهد که بخش‌های شمالی تر گسل فردوس در اثر این زمین‌لرزه در محدوده‌ی خیز تنش تا ۰/۵ بار نیز شده‌اند که نشان می‌دهد زمین‌لرزه اتفاق افتاده در کمتر از ۲۴ ساعت بعد از زلزله‌ی ویرانگر دشت بیاض می‌تواند متأثر از زلزله‌ی روز قبل باشد. زمین‌لرزه‌ی فردوس



شکل (۷): الف) نقشه تغییرات تنش کولمب تجمعی ناشی از زمین‌لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض و فردوس به‌عنوان گسل چشمه و گسل آوش (وندیک) به‌عنوان گسل گیرنده، ب) تغییرات تنش تجمعی ناشی از زمین‌لرزه‌های دشت بیاض، فردوس و وندیک. در این شکل گسل گیرنده دشت بیاض شرقی است که در منطقه خیز تنش (بیش از ۰/۲ بار) قرار می‌گیرد و نشان می‌دهد که این زلزله متأثر از سه زلزله‌ی قبلی بررسی شده در این مطالعه می‌باشد. بررسی‌ها در عمق ۱۰ کیلومتر صورت گرفته است.

گسل، اطلاعات اتساع آب شکافت^{۱۲} یا شکستگی گمانه^{۱۳} و وارونه سازی خش های گسلی^{۱۴} برای ارزیابی محورهای تنش اصلی بیشینه استفاده کرد. نقشه استرس جهانی نیز می تواند مورد استفاده قرار بگیرد که جهت حدود N45E را نشان می دهد [۵۴]. ماسون و همکاران [۵۵] نیز بر اساس اطلاعات لرزه شناسی و GPS مقدار نرخ کرنش را در ایران به دست آورده اند. جهت بیشینه کوتاه شدگی نزدیک به جهت بیشینه فشارش گسل های تراستی در بلوک لوت می باشد. مطابق با نظر ظریفی و همکاران [۵۶] جهت بیشینه تنش افقی در این ناحیه بر اساس محورهای P و T حاصل از سازوکارهای ژرفی زمین لرزه ها دارای امتداد ۲۲۲/۲ درجه و زاویه میل ۳/۷ می باشد. بنابراین با به کار بردن این جهت به عنوان بیشینه تنش منطقه، تغییرات تنش کولمب بر روی جهت های بهینه محاسبه گردید (شکل ۶ و ۷). زمین ساخت و گسل های فعال منطقه (شکل ۱) نشان می دهد که سازوکار گسل های غالب منطقه راستالغز و رانده می باشد. میانگین نرخ کوتاه شدگی ژئودتیک در کل بلوک لوت حدود ۹ میلی متر در سال برآورد شده است [۱۸].

توزیع مکانی پس لرزه های زمین لرزه ۳۱ اوت ۱۹۶۸ دشت بیاض برگرفته از بایر و همکاران [۵۷] نشان می دهد که این پس لرزه ها از پراکنندگی و بی نظمی قابل توجهی برخوردار بوده و به سختی می توان سه تجمع مکانی در آنها مشاهده کرد. از آنجا که در بررسی توزیع مکانی پس لرزه ها به رخدادهایی نیاز است که به خوبی تعیین مکان شده باشند و امکان مکان یابی مجدد و کاهش خطای رومرکز و عمقی رخدادهای وجود داشته باشد، لذا در این مطالعه نمی توان تفسیر صحیحی از توزیع مکانی پس لرزه ها ارائه نمود. بنابراین عدم قطعیت های موجود در پارامترهای روش کولمب، اطلاعات لرزه ای و گزارش های موجود و برداشت شده از گسل ها، محدودیت هایی را برای اظهار نظر قطعی ایجاد می کنند.

تأثیر زمین لرزه سال ۱۹۶۸ دشت بیاض بر روی زمین لرزه فردوس نشان می دهد که این زلزله ها کاملاً از مدل تنش کولمب

در این شکل تغییرات منفی تنش کولمب دارای روند شمال باختری- جنوب خاوری است و تغییرات مثبت دارای چهار پهنه می باشد که در آن پهنه های با روند باختری- خاوری نسبت به دیگر پهنه ها برجسته تر هستند و افزایش تنش ۰/۱ تا ۰/۵ بار را تجربه کرده اند. زلزله ۱۹۷۶ وندیک (بر روی گسل آوش در شمال شهرستان قائن) در منطقه کاهش تنش (سایه تنش) قرار دارد و به میزان ۰/۲ - ۰/۵ بار از گسیختگی دور می شود.

در ادامه محاسبات اثر تجمعی تغییرات تنش ناشی از هر سه زمین لرزه دشت بیاض، فردوس و وندیک بر روی گسل دشت بیاض شرقی به عنوان گیرنده مورد بررسی قرار گرفته است. زمین لرزه کولی- بنیاد در پایانه شرقی گسل چپ بر دشت بیاض رخ داده است. نتایج تغییرات تنش کولمب نشان می دهد کانون این زمین لرزه در منطقه یخیز تنش ناشی از رخدادهای ۱۹۶۸-۱۹۷۶ بوده و به اندازه ۰/۲ تا ۰/۴ بار به گسیختگی نزدیک تر شده است.

۵- بحث

با توجه به مطالعات انجام شده، رابطه مشخصی بین موقعیت مکانی پس لرزه ها و نواحی افزایش تنش کولمب وجود دارد [۴۹]؛ به طوری که تغییرات مثبت تنش کولمب پس از رخدادهای لرزه ای بزرگ به اندازه بیش از ۰/۱ بار موجب تغییر نرخ لرزه خیزی می شود [۳، ۳۵، ۵۰]. به عبارت دیگر پس لرزه های یک زمین لرزه در روی گسل های اطراف بر اثر تغییرات تنش حاصل از زلزله اصلی و تغییر ویژگی های فیزیکی محیط پیرامون موجودیت می یابند [۵۱-۵۳].

تنش ناحیه ای (زمین ساختی) و راستای آن در منطقه از پارامترهای مهم در مدل تنش کولمب است که پایدار و ثابت بوده و عامل دگر ریختی در منطقه می باشد و ساختارها را متأثر می سازد؛ زیرا بیشینه لغزش احتمالی در زاویه ی ویژه ای نسبت به راستای تنش ناحیه ای روی می دهد [۳، ۱۰].

برای این منظور می توان از محورهای P و T حاصل از سازوکار ژرفی زمین لرزه های رخ داده بر روی صفحه اصلی

در این مناطق گردیده است. اما زمین لرزه ۱۹۷۶ وندیک در منطقه قائن در منطقه‌ی سایه تنش واقع بوده و از این مدل پیروی نمی‌کند. شواهد زمین‌ریختی نشان می‌دهد گسل دشت بیاض در طی تکامل خود از بخش‌های شمالی‌تر در نزدیکی گناباد به سمت بخش‌های جنوبی‌تر مهاجرت نموده است که این در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی نیز مشاهده می‌شود. وجود افزای‌های فرسایش یافته، جابه‌جایی قنات‌ها در طول تاریخ و زمین لرزه‌های تاریخی بخش‌های شمالی‌تر تا حدودی می‌تواند نشان‌دهنده‌ی پدیده‌ی مهاجرت افزای‌های گسلی باشد که در تعیین حریم گسل اهمیت ویژه‌ای دارند.

قدردانی

بدین وسیله مراتب سپاس نویسندگان مقاله از سردبیر و ویراستار محترم فصلنامه که در روند پذیرش و ارتقاء کیفی مقاله کمک شایانی نمودند و داوران مقاله که نظرات ایشان موجب بهبود مقاله شده است اعلام می‌گردد. همچنین از سرکار خانم دکتر سعیده کشاورز جهت پیشنهادهای سازنده علمی، آقایان دکتر رضا منصوری و دکتر شیر اشکپور مطلق به واسطه راهنمایی در زمینه نرم‌افزار کمال سپاسگزاری را داریم.

مراجع

1. Walker, R., Jackson, J., and Baker, C. (2004) Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophys J. Int.*, **157**, 265-282.
2. Toda, S., Stein, R.S., Reasenber, P.A., and Dieterich, J.H. (1998) Stress transferred by the M=6.5 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24543-24565.
3. King, G.C.P., Stein, R.S., and Lin, J. (1994) Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 935-953.
4. Stein, R.S., King, G.C.P., and Lin, J. (1992) Change in failure stress on the southern San Andreas fault

پیروی نموده است و این یک مورد آموزنده از درک شرایط برانگیختگی می‌تواند باشد. گسیختگی حاصل از زمین‌لرزه فردوس منطبق بر یکی از زبانه‌های خیز تنش می‌باشد. فاصله زمانی کم بین زمین‌لرزه‌ی سرچشمه‌ی تنش و زمین‌لرزه‌ی گیرنده تنش اثر فرایندهای ویسکوالاستیک و خزش‌های بدون لرزه را کاهش داده است.

از طرفی به دلیل وجود بلوک صلب افغانستان در خاور بلوک لوت و ایجاد چرخش ناهمگن در بخش‌های مختلف بلوک لوت [۱، ۱۷]، در نهایت راستای تنش ناحیه‌ای در نزدیکی این مرزها دچار تغییر می‌شود و نوعی ناهمگنی در راستای خاوری-باختری به وجود آمده است. در زمین‌لرزه‌ی ۱۹۶۸ دشت بیاض به دلیل نزدیکی مکان رومرکز زمین‌لرزه به سرچشمه‌ی تنش مقدار این خطا کم می‌شود.

الگوی مربوط به محاسبه زمین‌لرزه ۱۹۷۹ کولی-بنیاباد نیز از مدل تنش کولمب پیروی می‌نماید، یعنی زمان این زمین‌لرزه بعد از رویداد زمین‌لرزه ۱۹۶۸ دشت بیاض، فردوس و وندیک جلو افتاده است. زبانه‌های خیز تنش در اثر گسیختگی حاصل از زمین‌لرزه‌های پیش از رخداد ۱۹۷۹، عاملی برای رشد طولی گسل دشت بیاض و روی دادن زلزله‌ی بعدی با ایجاد خیز تنش در راستای خاوری گسل است.

۶- نتیجه‌گیری

برهم‌کنش زمین‌لرزه ۳۱ اوت ۱۹۶۸ دشت بیاض و زلزله ۱ سپتامبر ۱۹۶۸ فردوس از مدل تنش کولمب پیروی می‌کند و تأثیر زمین‌لرزه دشت بیاض بر روی زمین‌لرزه فردوس، ایجاد شرایط برانگیختگی می‌باشد. ناچیز بودن فاصله زمانی و مکانی بین این دو زلزله می‌تواند ایجاد خطا در محاسبات را کم کند و می‌توان این دو گسل را به عنوان گسل‌های هم‌درد معرفی نمود. زلزله دشت بیاض همچنین با ایجاد شرایط خیز تنش در دو سوی گسیختگی همراه با خود موجب تسریع در رویداد زلزله ۱۹۷۹ کولی-بنیاباد شده و موجب رشد طولی گسل زمین‌لرزه‌ای

- Int. J. Earth. Sci.*, **94**, 401-419.
14. Jackson, J.A. and Mckenzie, D.P. (1984) Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Aster. Soc.*, **77**, 185-264.
 15. Chu, D. and Gordon, R.G. (1998) Current plate motions across the Red Sea. *Geophys. J. Int.*, **135**, 313-328.
 16. DeMets, C., Gordon, R., Argus, D.F., and Stein, S. (1994) Effects of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motion. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191-2194.
 17. Jackson, J.A., Haines, J., and Holt, W. (1995) The accommodation of Arabia-Eurasia Plate convergence in Iran. *J. Geophys. Res.*, **100**(B8), 15205-15219.
 18. Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J. (2004) Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and Northern Oman. *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
 19. Meyer, B., and Le Dortz, K. (2007) Strike-slip kinematics in Central and Eastern Iran: estimating fault slip-rates averaged over the Holocene. *Tectonics*, **26**(5), TC5009.
 20. Walker, R.T. and Khatib, M.M. (2006) Active faulting in the Birjand region of NE Iran. *Tectonics*, **25**, TC4016, doi: 10.1029/2005TC001871.
 21. Walker, R., Jackson, J., and Baker, C. (2003) Thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophys. J. Int.*, **152**, 749-765.
 22. Ambraseys, N.N. and Tchalenko, J.S. (1969) The Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake of August 31, 1968: a field report. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59**, 1751-179.
 23. Ambraseys, N.N. and Melville, C.P. (1982) *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge system caused by the 1992 Magnitude = 7.4 Landers earthquake. *Science*, **258**, 1328-1332.
 5. Steacy, S., Gombert, J., and Cocco, M. (2005) Introduction to special section: stress transfer, earthquake triggering and time-dependent seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, **110**(B5), B05S01. doi: 10.1029/2005JB003692.
 6. Steacy, S., Marsan, D., Nalbant, S.S., and McCloskey, J. (2004) Sensitivity of Static Stress Calculations to the Earthquake Slip Distribution. *J. Geophys. Res.*, **109**(B4), B04303, doi: 10.1029/2002JB002365.
 7. McCloskey, J., Nalbant, S.S., and Steacy, S. (2005) Indonesian earthquake: Earthquake risk from co-seismic stress. *Nature*, **434**, 291.
 8. Sarkarinejad, Kh. and Ansari, Sh. (2014) The Coulomb stress change and seismicity rate due to the 1990 Rudbar M 7.3 earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, doi: 10.1785/0120130314.
 9. Papadimitriou, E. (2002) Mode of strong earthquake recurrence in the central Ionian Islands (Greece): Possible triggering due to Coulomb stress changes generated by the occurrence of previous strong shocks. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92**(8), 3293-3308.
 10. Maleki Asayesh, B. and Hamzehloo, H. (2015) The Coulomb Stress Changes Due to Rigan Earthquakes and its Aftershocks. *Bulletin of Earthquake Science and Engineering*, **2**(2), 1-10 (in Persian).
 11. Sorkhvandi, S., Zafarian, H., and Ghalandarzadeh, A. (2015) Effect of Coulomb Stress Changes on Time-Dependent Model in East of Iran. *Bulletin of Earthquake Science and Engineering*, **2**(4), 1-10 (in Persian).
 12. Stein, R.S., Barka, A.A., and Dieterich, J.H. (1997) Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake static stress triggering. *Geophys. J. Int.*, **128**, 594-604.
 13. Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation,

- and *Volcano Research and Teaching-User Guide*. U.S. Geological Survey Open-File Report, 2011-1060.
34. Deng, J. and Sykes, L.R. (1997) Stress evolution in southern California and triggering of moderate-, small-, and micro size earthquakes. *J. Geophys. Res.*, **102**, 24411-24435.
35. Stein, R. (1999) The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, **402**, 605-609
36. Toda, Sh. (2008) Coulomb stresses imparted by the 25 March 2007 Mw = 6.6 Noto-Hanto, Japan, earthquake explain its 'butterfly' distribution of aftershocks and suggest a heightened seismic hazard. *Earth, Planets and Space*, **60**, 1041-1046.
37. Harris, R. (1998) Introduction to special section: stress triggers, stress shadow, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24347-24358.
38. Ma, K.F., Chan, C.H., and Stein, R.S. (2005) Response of seismicity to Coulomb stress triggers and shadows of the 1999 Mw = 7.6 Chi-Chi, Taiwan earthquake. *J. Geophys. Res.*, **110**, B05S19. doi:10.1029/2004JB003389
39. Stein, R.S., Barka, A.A., and Dieterich, J.H. (1997) Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake static stress triggering. *Geophys. J. Int.*, **128**, 594-604.
40. Walker, R.T., Bergman, E.A., Szeliga, W., and Fielding, E.J. (2011) Insights into the 1968-1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery. *Geophys. J. Int.*, **187**, 1577-1603.
41. Leonard, M. (2010) Earthquake fault scaling: self-consistent relating of rupture length, width, average Displacement, and moment release. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **100**, 1971-1988.
42. Baker, C. (1993) *Active Seismicity and Tectonics of Iran*. Ph.D. Thesis, University of Cambridge, Cambridge.
43. Jackson, J. (2001) Living with earthquakes: know your faults. *J. Earthq. Eng.*, **5**(1), 5-123.
- University Press, Cambridge. *Astronomical Soc.*, **77**, 185-264.
24. Berberian, M. and Yeats, R.S. (1999) Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **89**, 120-139.
25. Berberian, M. and Yeats, R.S. (2001) Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau. *J. Struct. Geol.*, **23**, 563-584.
26. Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Khatib, M.M., Priestly, K., Talebian, M., and Ghafori-Ashtiani, M. (1999) The 1997 May10 Zirkuh (Qaenat) earthquake (M 7.1): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran. *Geophys. J. Int.*, **136**, 671-694.
27. Walker, R.T., Bergman, E.A., Szeliga, W., and Fielding, E.J. (2011) Insights into the 1968-1997 Dasht-e-Bayaz and Zirkuh earthquake sequences, eastern Iran, from calibrated relocations, InSAR and high-resolution satellite imagery. *Geophys. J. Int.*, **187**, 1577-1603.
28. Tchalenko, J.S. and Berberian, M. (1975) Dasht-e Bayaz Fault, Iran: Earthquake and related structures in bedrock. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 703-709
29. Haghypour, A. and Amidi, M. (1980) The November 14 to December 25, 1979 Ghaenat earthquakes of northeast Iran and their tectonic implications. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **70**(5), 1751-1757.
30. Khatib, M.M. and Walker, R. (2006) Paleoseismology evaluation of Dasht-e-bayaz fault using the morphotectonic evidence. *25th Symposium of Geoscience (GSI)*, Tehran.
31. Stein, R.S. (2003) Earthquake Conversations. *Scientific American*, **288**, 72-79.
32. Okada, Y. (1992) Internal derofmation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
33. Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V., and Lin, J. (2011) *Coulomb 3.3 Graphic Rich Deformation and Stress-Change Software for Earthquake, Tectonic,*

54. Heidbach, O., Fuchs, K., Müller, B., Reinecker, J., Sperner, B., Tingay, M., and Wenzel, F. (2007) World stress map, WSM Release 2005, <http://www.world-stress-map.org>.
55. Masson, F., Chery, J., Hatzfeld, D., Martinod, Vernant, P., Tavakoli, F. and GhaforyAshtiani, M. (2005) Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. *Geophys. J. Int.*, **160**, 217-226.
56. Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., and Raeesi, M. (2013) Crustal stress map of Iran: insight from seismic and geodetics computations. *Pure and Applied Geophysics*, **171**, 1219-1236.
57. Bayer, C.K., Heuckroth, L.E., and Karim, R.I. (1969) An investigation of the Dasht-e Bayaz, Iran earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **59**, 1793-1822.
44. Wald, D.J. and Heaton, T.H. (1994) Spatial and temporal distribution of slip for 1992 Landers, California earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 668-691.
45. Ambraseys, N.N. and Tchalenko, J.S. (1968) Dasht-e-Bayaz, Iran, Earthquake of 31 August 1968. *Nature*, **220**, 903-905.
46. Niazi, M. (1968) Fault rupture in the Iranian (Dasht-e Bayaz) earthquake of August, 1968. *Nature*, **220**, 569-570.
47. Wells, D.L. and Coppersmith, K.J. (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 974-1002.
48. Berberian, M. (1976) *Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II)*. Report No 39, Geological Survey of Iran.

واژه نامه

Sympathetic	۱- همدرد
Stress Triggering	۲- برانگیختگی تنش
Incipient	۳- نوپدید
Dislocation	۴- جابه جایی
Elastic Half-Space	۵- نیم فضای الاستیکی
Formulas Closed Analytical	۶- فرمول های تجزیه ای بسته
Critical Envelope	۷- پوش بحرانی
Mature Faults	۸- گسل های بالغ
Skempton Coefficient	۹- ضریب اسکمپتون
Bulk Moduli	۱۰- مدول بالک
Segment	۱۱- قطعه
Hydrofracturing	۱۲- آب شکافت
Borehole Breakout	۱۳- شکستگی گمانه
Fault Striae Inversions	۱۴- وارونه سازی خش های گسلی

49. Das, S. and Henry, C. (2003) Spatial relation between main earthquake slip and its aftershock distribution. *Reviews of Geophysics*, **41**, doi: 10.1029/2002RG000119.
50. Toda, S.R.S., Stein, P.A., Reasenberg, J.H., Dieterich, and Yoshida, A. (1998) Stress transferred by the 1995 Mw = 6.9 Kobe, Japan, shock: Effect on aftershocks and future earthquake probabilities. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24543-24565.
51. Kilb, D., Gombert, J., and Bodin, P. (2002) Aftershock triggering by complete Coulomb stress changes. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1-14.
52. Utkucu, M., Durmus, H., Yalcın, H., Budakoglu, E., and Isık, E. (2013) Coulomb static stress changes before and after the 23 October 2011 Van, eastern Turkey, earthquake (MW = 7.1): implications for the earthquake hazard mitigation. *Nat. Hazards Earth. Sys. Sci.*, **13**, 1889-1902.
53. Yadav, R.B.S., Gahalaut, V.K., Chopra, S., and Shan, B. (2012) Tectonic implications and seismicity triggering during the 2008 Baluchistan, Pakistan earthquake sequence. *J. Asian Earth. Sci.*, **45**, 167-178.