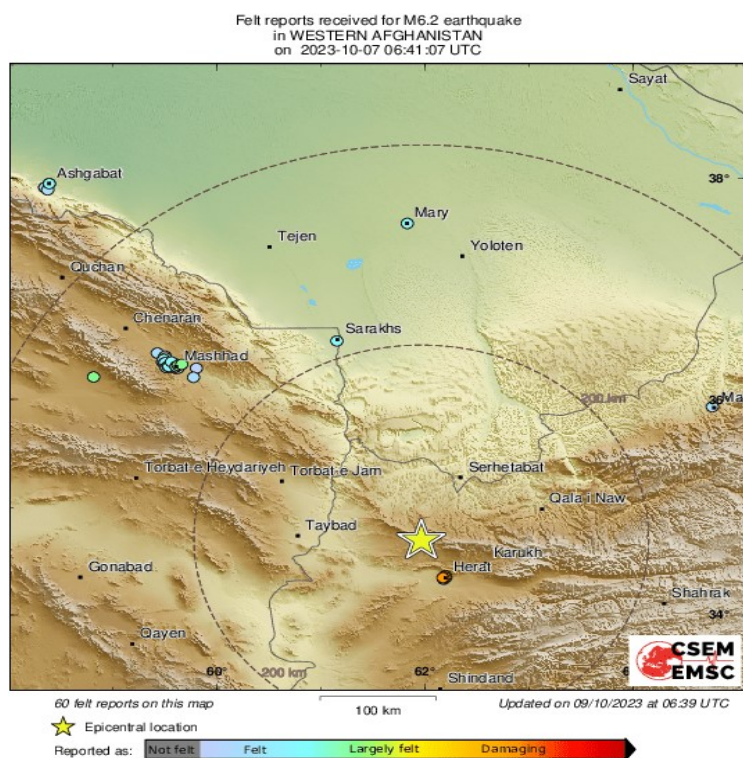




گزارش تحلیلی زمین لرزه های مهرماه ۱۴۰۲ افغانستان

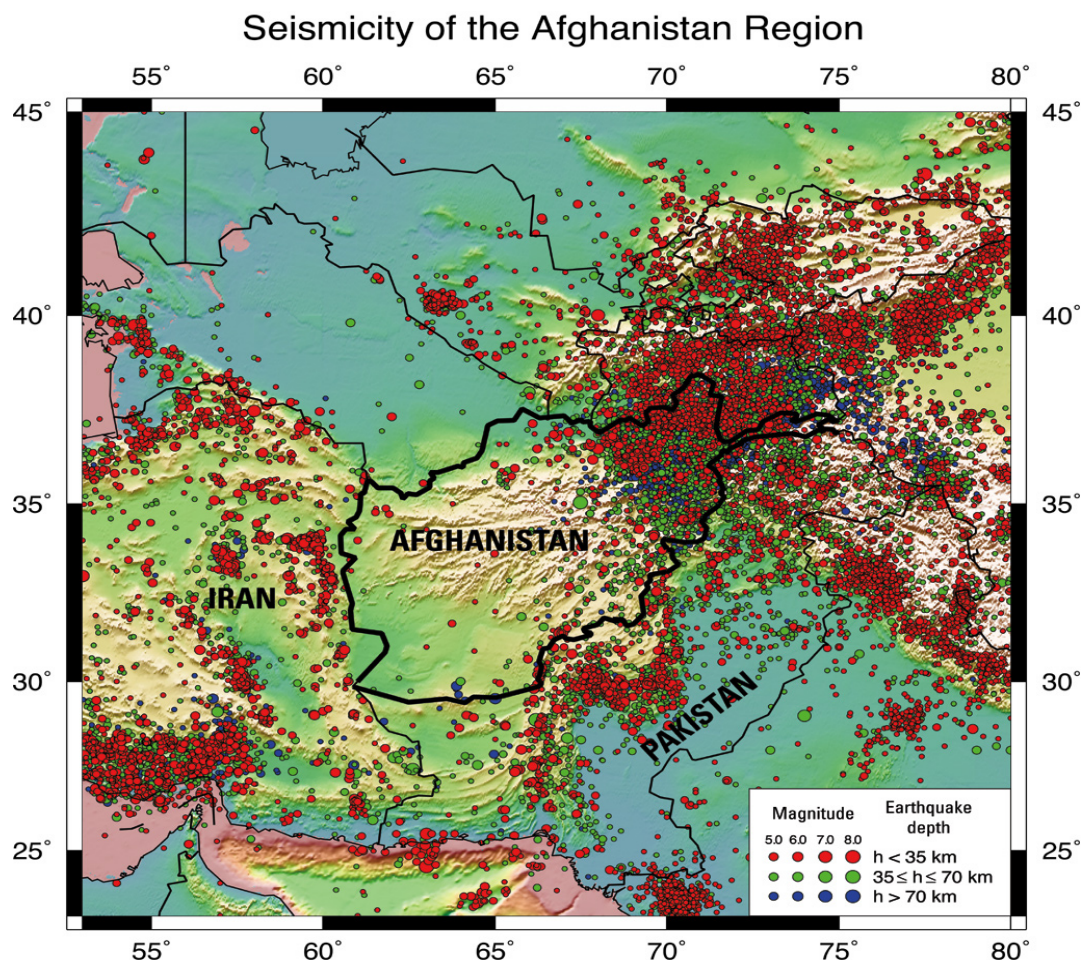
اداره کل نقشه برداری زمینی و بنیادی

تهیه کننده: دکتر حمید رضا نانکلی



۱-مقدمه :

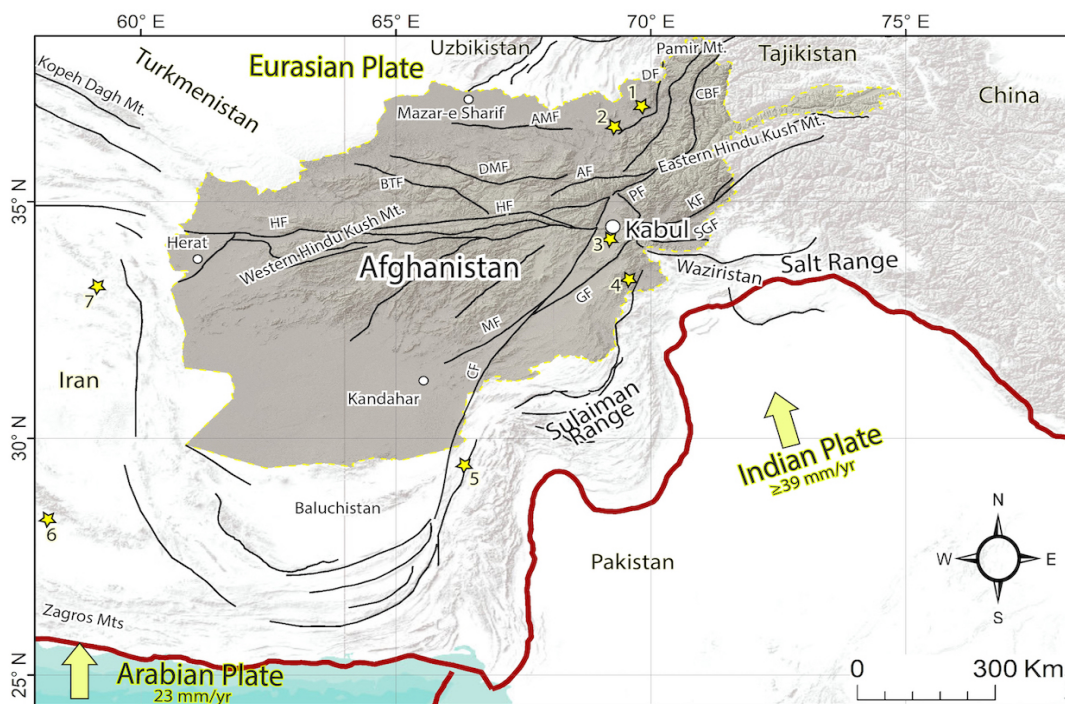
زمین لرزه باژتاب یک رویداد زمین شناسی است که به صورت جنبش در سطح زمین ظاهر می شود. گسیختگی در پوسته جامد زمین که به دلیل جنبش های برشی در دو سوی گسل ها روی می دهد عامل اصلی بروز زمین لرزه بوده و پیامد مستقیم انباشتگی تنش ها در پی جابه جایی ورقه های زمین ساختی نسبت به یکدیگر می باشد. کشور افغانستان در کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا از لرزه خیزی بالایی در طول تاریخ برخوردار بوده است و سوابق زمین لرزه های بزرگی را در کارنامه خود دارد. زمین لرزه های ۸۴۹ میلادی با بزرگای ۵,۶ و ۱۱۰۲ میلادی با بزرگای ۵,۶ و ۱۳۶۴ میلادی با بزرگای ۵,۹ (هر سه بزرگای برآورد شده بر اساس گزارش های تاریخی) موجب برخی خرابی ها در این کشور شده است. همچنین زلزله ۲۴ سپتامبر ۱۹۵۰ با بزرگای ۵,۷ نیز برای این منطقه گزارش شده است. تنش تکتونیکی ناشی از برخورد سه گانه (Triple Junction) صفحات عربی در سمت جنوب غربی و هند در سمت جنوب شرقی با اوراسیا عامل اصلی رخ داد زمین لرزه در این کشور است (شکل ۱).



شکل ۱-لرزه خیزی افغانستان (برگرفته از USGS)

۲-زمین ساخت افغانستان

افغانستان یکی از زلزله خیزترین مناطق بین قاره ای در جهان است. بخش بزرگی از شمال افغانستان را فلاتی شکل داده که از مرکز افغانستان با گسل هرات (هریرود) و در شرق و جنوب شرقی با گسل "چمن" از ساختارهای هندوکش غربی و شمال غربی بدخشان جدا شده است. بلوک مرکزی و غربی افغانستان که با لرزه‌خیزی نسبتاً کم مشخص می‌شود، به دلیل برخورد صفحات عربی و هند در خلاف جهت عقربه‌های ساعت دوران دارد. نرخ حرکت صفحه عربی نسبت به اوراسیا ۲۳ میلی‌متر در سال و در جهت شمال می‌باشد. نرخ تغییر شکل از شرق به غرب افغانستان متغیر است بطوریکه در قسمت شرقی، صفحه هند با سرعت ۳۹ میلی‌متر در سال در جهت شمال نسبت به اوراسیا حرکت می‌کند. گسل چمن با نرخ لغزش ۱۰ میلی‌متر در سال، گسل مرکزی بدخشان با نرخ لغزش ۱۲ میلی‌متر در سال، گسل دروازه با نرخ لغزش ۷ میلی‌متر در سال و گسل هریرود با نرخ لغزش ۳ میلی‌متر در سال از جمله گسل‌های فعال افغانستان هستند. گسل هریرود به طول حدود ۷۳۰ کیلومتر و جابه‌جایی فشاری و راستالغز راستگرد از تقاطع خود با گسل چمن در شمال کابل به سمت غرب تا مرز ایران امتداد دارد. شکل ۲



شکل ۲-زمین ساخت افغانستان (طالبیان، ۲۰۲۰)



۳- رخدادهای غیر عادی اکتبر ۲۰۲۳ افغانستان

زمینلرزه‌های هرات با رخداد ۶,۳ ساعت ۱۱:۱۱ صبح به وقت محلی در روز شنبه ۱۵ مهر شروع شدند و طی ۷ روز، ۲۶ زمینلرزه با بزرگای بیش از ۴ رخ داده است که از این تعداد، ۸ رخداد با بزرگای بیش از ۵ و سه رخداد از آنها با بزرگای بیش از ۶ بوده است. دو زلزله پی در پی با بزرگای ۶,۳ در روز اول و زلزله سوم در روز چهارشنبه ۱۹ مهر با بزرگای ۶,۳ و عمق ۹ کیلومتر موجب خرابی‌های گسترده در حدود ۳۰ کیلومتری شمال غرب هرات و در حدود ۲۰ کیلومتری شمال "زنده‌جان" افغانستان شد. زمین لرزه ۲۳ مهرماه نیز با بزرگای ۶,۳ در نزدیکی هرات، افغانستان، در نتیجه گسلش راندگی عمق کم و در نزدیکی انتهای غربی رشته کوه هندوکش رخ داده است. هر چهار زمین لرزه توسط گسلش شیب لغز فشاری (راندگی) با شیب به سمت شمال مسبب رخداد زمینلرزه‌های یاد شده بوده و در ژرفای بین ۸ تا ۱۵ کیلومتر رخ داده‌اند زمین لرزه‌ها در صفحه اوراسیا در یک کمربند کوهستانی درون قاره ای رخ داده است. زلزله در افغانستان و مناطق اطراف آن به دلیل تعاملات پیچیده و فعال بین صفحات عربستان، اوراسیا و هند رایج است. زمین لرزه‌ها در غرب و مرکز افغانستان عمدتاً تحت تأثیر حرکت به سمت شمال صفحه عربستان نسبت به صفحه اوراسیا است. از سال ۱۹۲۰، هفت زلزله دیگر به بزرگی ۶ ریشتر یا بیشتر در فاصله ۲۵۰ کیلومتری زمین لرزه ۷ اکتبر، همگی در داخل ایران رخ داده است.

امتداد سامانه گسلی هریرود غربی به سوی غرب و خاک ایران با سامانه گسلی درونه در شمال و دشت بیاض در جنوب مجانب می‌شود که از جمله گسل‌های طویل و لرزه‌زای ایران مرکزی تلقی می‌شود و رخنمون گسیختگی واضحی در سطح دارند. گسل درونه به طول تقریبی ۷۰۰ کیلومتر در راستای شرق به غرب در ایران مرکزی، در ادامه سامانه گسلی هریرود در شرق به ترتیب از مجاورت شهرهای تایباد، تربت حیدریه، کاشمر و بردسکن به سمت غرب در جنوب استان خراسان رضوی می‌گذرد.

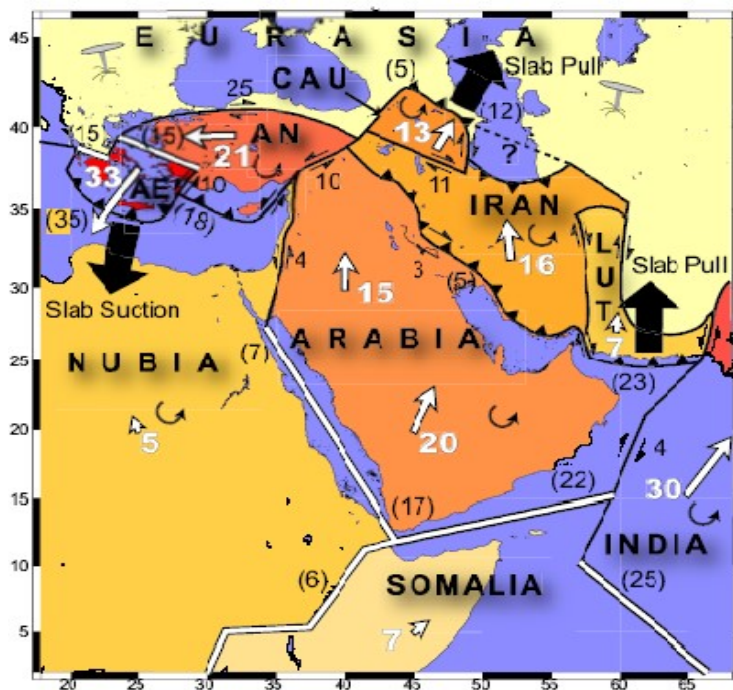
۴- مدل سازی میدان سرعت منطقه با استفاده از ایستگاه‌های دائمی GNSS

از اهداف مهم در ایجاد شبکه ژئودینامیک اندازه‌گیری و تعیین تغییرات پوسته زمین در طول زمان می‌باشد. در این راستا با اندازه‌گیری‌های دائم GPS در ایستگاه‌های شبکه ژئودینامیک، پردازش و آنالیز نتایج می‌توانیم به شناخت کاملتری از وضعیت و حرکات پوسته زمین در دست یابیم و بتوانیم حرکات آنها را مدل‌سازی کنیم. اندازه‌گیری‌های دقیق ژئودینامیک در تعیین حرکات صفحات تکتونیک قاره‌ای، بررسی حرکات گسل‌های فعال و پیش‌بینی روند جابجایی آنها، تعیین جابجایی و حرکت پوسته زمین برای کاهش خسارات احتمالی ناشی از زلزله و همچنین جهت مکانیابی بهینه سازه‌ها در پروژه‌های عظیم مهندسی کاربرد دارد. از جمله این شبکه‌ها در منطقه تکتونیکی اوراسیا غربی می‌توان به شبکه ایستگاه‌های دائمی سازمان نقشه برداری کشور ایران و شبکه ایستگاه‌های دائمی ترکیه را نام برد که نقش بسزایی در مدل‌سازی حرکت تکتونیکی منطقه دارند. مدل حرکت در منطقه ایران توسط سازمان نقشه برداری کشور محاسبه شده است که بر اساس آن جهت و نرخ حرکت و تغییر شکل مشخص است.

شمال شرق ایران یکی از مناطق فعال به لحاظ لرزه‌خیزی است و در طول تاریخ زمین لرزه‌های مخرب زیادی را متحمل شده است که برخی از آنها با خسارات جانی و مالی زیادی همراه بوده است. زمین‌لرزه‌های تاریخی رخ داده در گستره شمال شرق کشور عبارت هستند از: زمین‌لرزه سال ۸۴۰ میلادی در

منطقه تربت جام با بزرگای برآورد شده ۶,۵ و زمین لرزه های ۱۶۸۷ و ۱۶۷۳ میلادی مشهود با بزرگای حدود ۶,۶ همچنین شهرهای نیشابور و قوچان بارها متحمل زمین لرزه های قوی با بزرگای بالای ۷ شده است. از مهمترین گسلها میتوان به کشف رود، تربت جام، بینالود، تربت جام سبزوار، دشت بیاض - راندگی فردوس - درونه- سرایان را نام برد. شهرستان های خواف با ۵,۴ ریشتر در سال ۱۳۹۱، نیشابور با ۵,۵ ریشتر در سال و تربت حیدریه با ۵,۷ ریشتر در سال ۱۳۸۹ از جمله زمین لرزه های این منطقه هستند. شبکه ای ایستگاه های دائمی سازمان نقشه برداری کشور در این منطقه شامل ۲۷ ایستگاه **GPS** است. نتایج حاصل از میدان سرعت **GPS** چگونگی تغییر شکل برخورد دو صفحه عربستان و اوراسیا در منطقه تغییر شکل را نشان میدهد. مدل حرکت امروزی به سمت شمال از ۱۱ میلی متر در سال در تهران (۵۲ درجه شرقی) به ۱,۵ میلی متر در سال در مشهد کاهش می یابد.

رژیم زمین ساخت شمال شرق کشور و در اطراف پهنه گسلی بصورت کشش و فشارش با راستای شمال شرقی جنوب غربی و بین ۱۵ تا ۵۰ نانو استرین در سال است که حاکی از لرزه خیزی نسبتا بالایی است. نتایج تحلیلی ایستگاه های دائمی **GPS** برای ارزیابی خطر و پتانسیل زمین لرزه در شمال شرق و شرق ایران که شامل مراکز جمعیتی زیادی و دارای سابقه زلزله تاریخی فراوانی می باشد بسیار مهم است.



شکل ۳- مدل حرکت و میدان سرعت صفحات زمین ساخت منطقه بر اساس مشاهدات GNSS نسبت به اوراسیا

(Vernant.,2016)

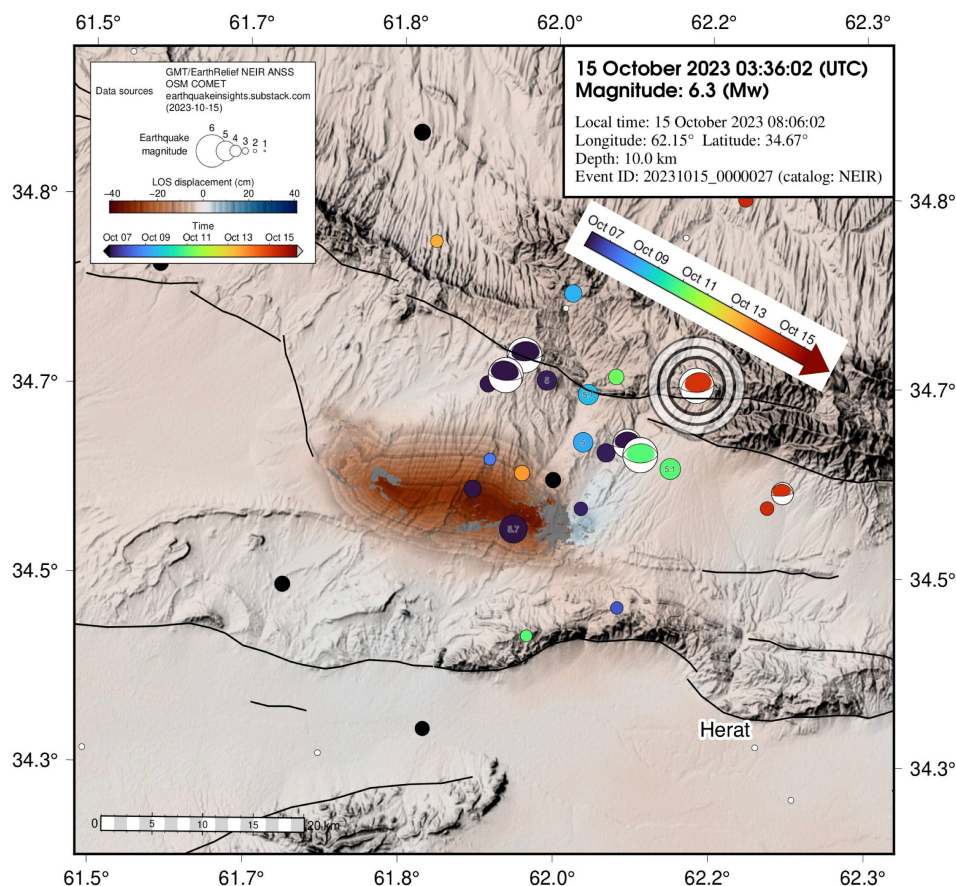
۵- مکانیزم تغییر شکل در پوسته

قسمت بالای لیتوسفر شامل صفحات مسطح شکننده و گسل‌ها می‌باشد. با استفاده از قانون آمونتون (Turcott, 1982) و لغزش این صفحات (یا دو طرف گسل نسبت به هم) می‌توان به تغییر شکل‌های شکننده یا Brittle دست پیدا کرد. در این راستا ضریب اصطکاک به عنوان یک پارامتری که مقاومت در برابر لغزش را نشان می‌دهد به همراه استرس برشی و استرس نرمال تعریف می‌گردد. عمومی‌ترین مکانیزمی که برای تشریح تغییر شکل‌های شکننده در قسمت بالای لیتوسفر (پوسته) استفاده می‌گردد، شکست برشی یا shear failure می‌باشد که معمولاً با قانون کولمب بیان می‌گردد. این معیار شکست با حذف چسبندگی یا cohesion صفر و بادر نظر گرفتن ضریب اصطکاک و اصطکاک لغزشی (Ranalli, 1995) مشابه قانون آمونتون می‌باشد. شکست مواد زمانی اتفاق می‌افتد که تغییر شکل دائمی رخ می‌دهد و در این حالت مقدار استرس deviatoric به یک حد بحرانی می‌رسد که به آن استرس تسلیم می‌گوییم. این شکست می‌تواند بصورت تغییر شکل ناپیوسته مثل یک ترک یا تغییر شکل پیوسته و غیرقابل برگشت یعنی رفتار پلاستیک باشد که در حالت اول تغییر شکل مواد بصورت شکننده یا brittle تعریف می‌شود و در حالت دوم بصورت ductile یا خمیری شکل تعریف می‌گردد. گسل، چین خوردگی به عنوان مثال‌هایی از رفتارهای شکننده و خمیری هستند. یکی از اطلاعاتی که در ارزیابی آسیب پذیری لرزه ای لازم است شناخت دقیق نرخ واقعی لغزش هر گسل است. همانطور که گفته شد رفتار کشسانی پوسته زمین برای یک گسل قفل شده باعث می‌شود که مقدار جابجایی و تغییر شکل تکتونیکی مناطق گسلی بر حسب ویژگی‌های هندسی و فیزیکی گسل دارای تغییراتی باشد، بنابر (Savage & Burford, 1973) مدل حرکت نقاط مختلف منطقه گسلی تابعی از سه پارامتر عمق قفل شدگی گسل، فاصله از خط گسل و نرخ لغزش واقعی گسل می‌باشد.

چرخه زمین لرزه این قطعه گسلی که مسبب زلزله با بزرگای ۶٫۵ افغانستان بوده است عامل دو تغییر شکل در این منطقه شده است. اول: تغییر شکل آنی سطح زمین: در قسمت بالای پوسته تا عمق ۱۰-۲۰ کیلومتر که دارای دمای کم - اصطکاک و شکننده است و به آن تغییر شکل هم لرزه ای می‌گوییم: دوم بلافاصله پس از وقوع زلزله مکانیسم آزاد شدن تنش به دلیل ویسکوزیته کم و دمای بالا در قسمت پایین یا شکل پذیر پوسته زمین فعال شده که منجر به تغییر شکل‌های پس لرزه ای در این قطعه گسلی شده. این سیکل با توجه به بزرگای زمین لرزه‌های مربوط به یک دوره از چند دقیقه تا ماه‌ها یا سال‌ها پس از زلزله است که پوسته و گسل هر دو به حالت تغییرات تنش پوسته ناشی از زلزله تنظیم می‌شوند. در طول دوره پس لرزه ای حداقل دو فرآیند مشخص باعث ایجاد حرکت اضافی پوسته می‌شود. یکی شامل لغزش اضافی که معمولاً جزئی و در امتداد گسل رخ می‌دهد و دوم مناطق عمیق تری از پوسته پایین تر از ۲۰ کیلومتر که در پاسخ به تغییرات تنش پوسته جریان دارند.

۶- نتایج تصاویر راداری

کانون این زمین لرزه‌ها بین گسل سیابوبک در شمال و گسل هرات در جنوب بوده است. بر اساس داده‌های ماهواره ای Sentinel-1A، منطقه ای به ابعاد ۳۰ کیلومتر در ۱۵ کیلومتر و امتداد شرق به غرب در اطراف محل این زمین لرزه‌ها در حدود ۳۰ سانتی متر بالا آمده است. به نظر می‌رسد که گسل ناشناخته که بین گسل‌های هرات و سیابوبک قرار دارد عامل این زمین لرزه‌ها بوده است. بر اساس مشخصات پهنه گسلی صفحه گسیختگی با شیب به سوی شمال مسبب بزرگترین زلزله‌های رخ داده تا کنون باشد.



شکل ۴-جابجایی در جهت حرکت (خط دید) ماهواره Judith Hubbard;2023

ابعاد گسل و دامنه لغزش در امتداد گسلی که باعث ایجاد زلزله شده است را می توان در یک "مدل گسل محدود" نشان داد. این مدل از زلزله از طریق یک «وارونگی گسل محدود» تولید می شود که برای تخمین مکان، زمان و میزان لغزش استفاده می شود. موسسه ملی ژئوفیزیک و آتشفشان شناسی ایتالیا دو مدل گسل محدود احتمالی را برای دومین زمین لرزه بزرگ منتشر کرد. در هر دو مدل، هیچ لغزشی در عمق بالا رخ نداده. مکانیسم گسیختگی شامل گسل تراستی با یک مولفه کوچک راستا لغز می باشد که در عمق ۵ کیلومتری آغاز شده است. در این مدل، حداکثر لغزش ۲,۲ متر و در عمق ۴,۸ کیلومتری بوده است. شکل ۵.

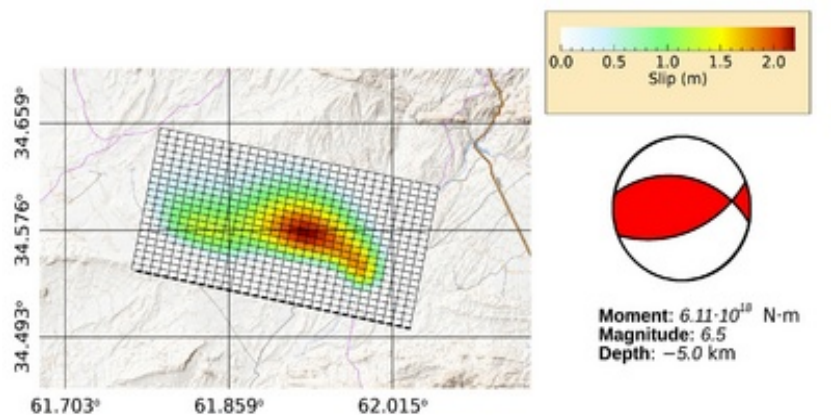
در مدل دوم، گسل به صورت شرقی - غربی در نظر گرفته شده است. حداکثر لغزش ۲,۸ متر و در عمق ۵,۳ کیلومتری رخ داده است. بود. شکل ۶.



M 6.4 Northwestern Afghanistan [Land: Afghanistan]

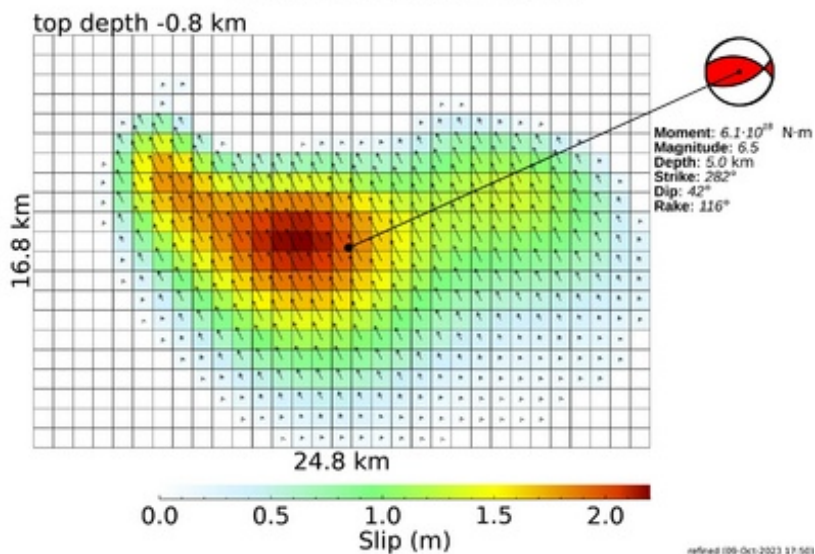
(7/10/2023, 07:12 UTC)

Slip distribution from geodetic data

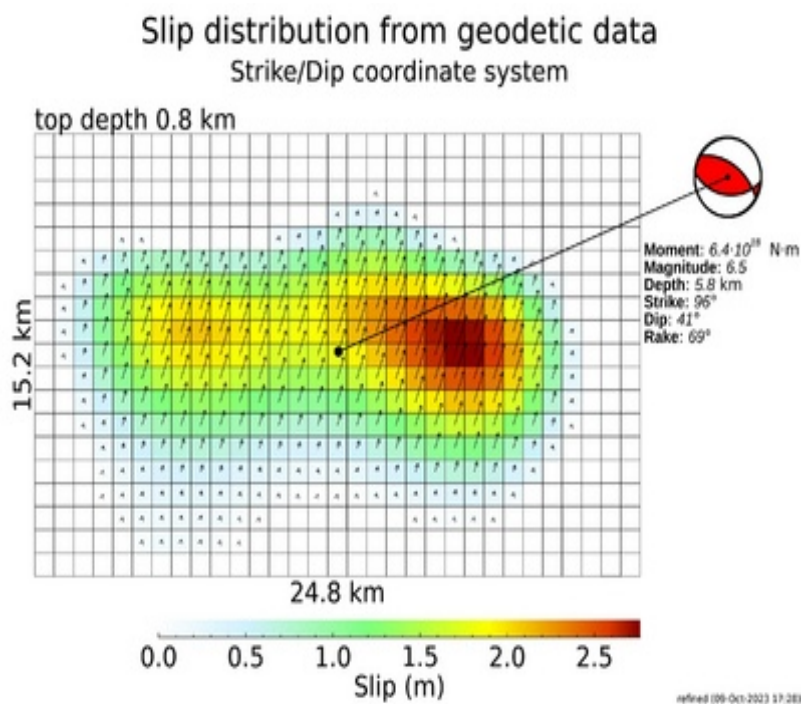
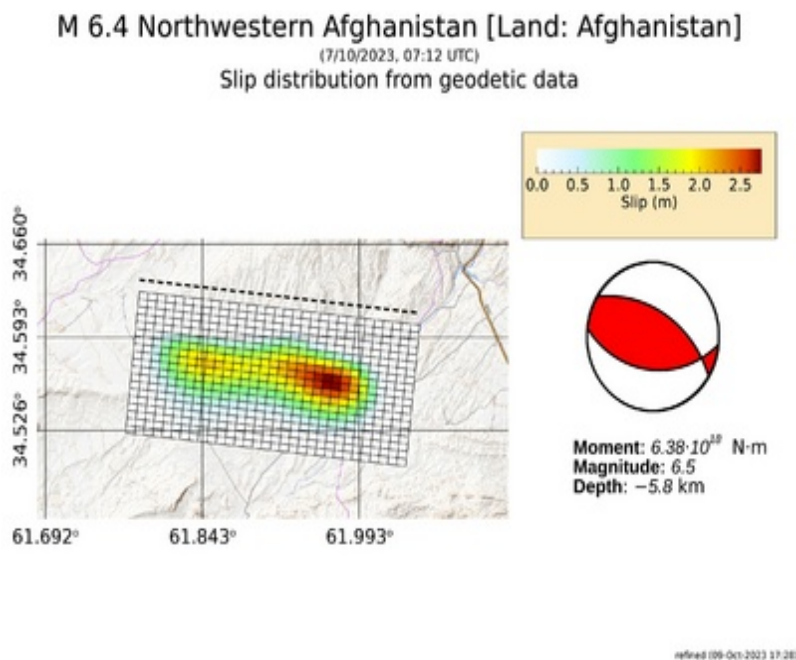


Slip distribution from geodetic data

Strike/Dip coordinate system



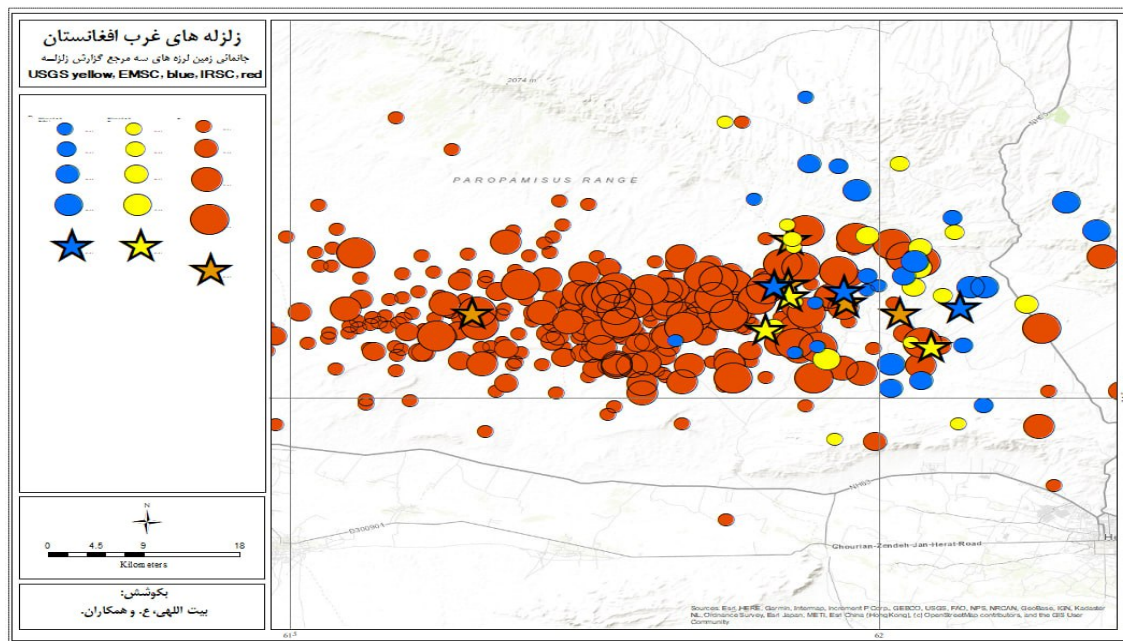
شکل ۵- میزان و پهنه لغزش در صفحه گسلی (گسیختگی) مدل اول



شکل ۶- میزان و پهنه لغزش در صفحه گسلی (گسیختگی) مدل دوم

۷- حرکات پسا لرزه ای

پس لرزه ها دنباله ای از زمین لرزه ها هستند که پس از وقوع شوک اصلی در یک گسل اتفاق می افتند پس لرزه ها در نزدیکی منطقه گسل که در آن گسیختگی اصلی اتفاق افتاده رخ می دهد و بخشی از "روند تنظیم مجدد" پس از لغزش اصلی در صفحه گسلی است. پس لرزه ها با گذشت زمان کمتر می شوند و می توانند برای روزها ، هفته ها ، ماهها ادامه داشته باشند. وقوع پس لرزه ها پس از یک رخداد زمین لرزه بزرگ ناشی از به تعادل رسیدن و ثبات تنش تکتونیکی حاکم بر پوسته زمین پس از رخداد زمین لرزه اصلی است. پس لرزه ها به عبارتی باقی مانده انرژی است که از رخداد اصلی در زمین باقی مانده است .پس از یک زلزله بزرگ حرکات پوسته متوقف نمی شود و پس لرزه هایی به دنبال دارد که برخی از آنها آسیب زا هستند. لغزش مربوط به این پس لرزه ها را پس لغزش می نامند و ممکن است به صورت زمین لرزه های معمولی یا به صورت لغزش کند رخ دهد. شکل ۶



شکل ۶- توزیع پس لرزه ها غرب افغانستان (برگرفته از کانال دکتر بیت اللهی)

با نگاهی به موقعیت خوشه لرزه ای و پس لرزه های آن مساحتی با ابعاد ۸۰ کیلومتر در طول و ۲۰ کیلومتر در عرض را پوشش میدهد که نشان دهنده تجمع تنش تکتونیکی در پهنه گسلی و رها شدن آن در طی زمان است. تا کنون ۵۴۵ پس لرزه در پهنه رخداد روی داده است. فاصله محدوده مرکزی خوشه لرزه ای غرب افغانستان از شهر تایباد ۹۰ کیلومتر، تربت جام ۱۳۰ کیلومتر، تربت حیدریه ۲۴۰ کیلومتر و از مشهد ۲۹۰ کیلومتر است. تعداد پس لرزه های تولید شده در منطقه نیز بیانگر افزایش تنش و تغییرات تنش ناشی از لرزه اصلی هستند که نقطه مستعد و آماده گسیخته شدن بعدی را مشخص کردند. همانطور که در شکل مشاهده میگردد گسل به صورت شرقی-غربی و روند پس لرزه ها یا مها جرت لرزه ای نیز به سمت شرق است.



۸- انتقال و برهم کنش تنش استاتیک و دینامیک

زمین لرزه ها می توانند با همدیگر بر هم کنش داشته باشند و این موضوع می تواند منجر به توالی زمین لرزه ها و خوشه بندی و رخداد پس لرزه ها گردد. برانگیختگی تنش بدین صورت است که گسل ها به تنشی که از گسل ها یا زمین لرزه های مجاور دریافت می کنند پاسخ می دهند. حرکت بلوکهای دو طرف یک گسیختگی باعث ایجاد تغییر در تنش ایستایی محیط اطراف آن میشود. این تغییر تنش روی سطوح گیرنده اطراف گسیختگی دارای دو مولفه نرمال و برشی میشود. معیار کلمب یکی از معیارهای است که گسیخته شدن نو پدید و به جنبش در آمدن گسل ها ی قدیمی را در حال شکننده و در محیط الاستیک تحت تاثیر تنش کنترل می کند که تابع هر دو تنش نرمال و برشی اعمال شده روی سطوح گیرنده است.

وقوع زمین لرزه نزدیک به هم در زمان و مکان که به صورت خوشه ای لحاظ می شود براساس تئوری انتقال تنش و اثر متقابل آن محاسبه می شود ، تنش انباشته شده در روی یک گسل به عنوان کلید اصلی به منظور آغاز گسیختگی در نظر گرفته می شود و در هنگام وقوع زلزله به سادگی از بین نمی رود. تنش آزاد شده از یک گسل می تواند هر چند کم می تواند تنش را روی گسل های مجاور و نزدیک را افزایش یا کاهش دهد و بالقوه باعث ایجاد گسیختگی و زلزله یا تاخیر در زمان رخداد شود. برای این منظور نرخ بلند مدت تنش تکتونیکی بر روی یک گسل فعال باید مشخص باشد. انتقال تنش مثبت (یعنی افزایش تنش) می تواند چرخه لرزه ای گسل را به طور موقت اصلاح کند و زلزله بعدی را با یک دوره زمانی T پیش ببرد و بر عکس کاهش تنش باعث تاخیر در گسیختگی و زمان وقوع زلزله می شود (دوران آرامش).

با توجه به فاصله ۳۰۰ کیلومتری کانون زمین لرزه هرات و وسعت پس لرزه ها -عدم گسیختگی سطحی و درون صفحه ای بودن آن ارتباطی بین این زلزله و رخداد ۵،۳ شوسف در استان خراسان جنوبی بر روی سامانه گسلی نه‌بندان مورخ ۱۴۰۲/۸/۵ دیده نمی شود اما احتمال وقوع زلزله و گسیختگی در آینده توسط گسلهای هرات و سیابوبک دور از انتظار نیست شبیه آنچه که در زلزله اخیر ترکیه رخ داد.

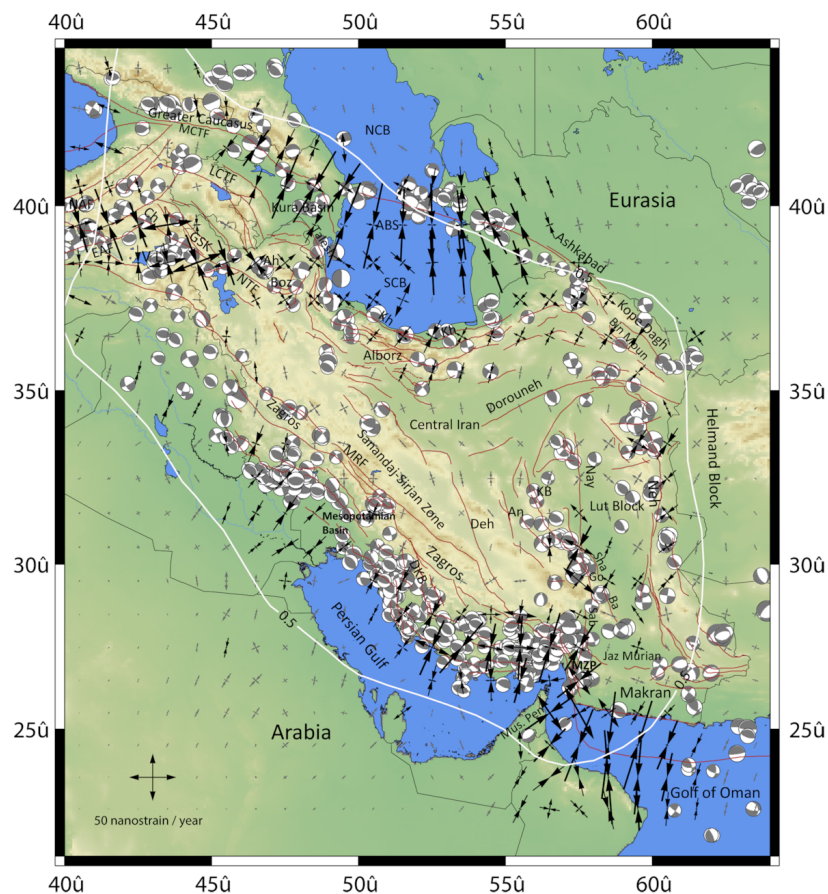
۹- تحلیل رخداد

آنچه در زلزله افغانستان با بزرگای ۵،۶ رخ داده است در اثر تجمع تنش فعال ناشی از حرکات صفحه تکتونیکی AR-EU -در طول زمان و غلبه این تنش بر استحکام بلوک گسلی مسبب زلزله و شکست آن (تنش برشی بر تنش ناشی از اصطکاک غلبه کرده) گسیختگی ایجاد و لغزش بر روی صفحه گسلی انجام شده است. در این حالت انتقال تنش به سمت دم گسل بین ۲ تا ۳ بار - و گسل های (هرات و سیابوبک) تا ۱ بار و قسمت پایین و بالای پوسته انجام شده که با پراکندگی پس لرزه ها تطابق دارد. میزان تنش قبل از زلزله و آغاز گسیختگی بر روی این قسمت از گسل ۱۹ مگا پاسکال می باشد. در این حالت تنش برشی بر تنش قبل از زلزله غلبه کرده و لغزش در صفحه گسل رخ داده. افت تنش در این زمین لرزه ۳،۵ مگا پاسکال و تنش انتقالی ۰،۲ تا ۰،۳ مگا پاسکال است (معادل ۲-۳ بار) . افت تنش تفاوت بین تنش موجود در صفحه گسلی قبل و بعد از گسیختگی زلزله است. بعضی از قسمتهای گسل ممکن است از قسمت دیگر قوی تر باشند و بر میزان تنش ذخیره شده و آزاد شده در قسمتهای مختلف گسل تأثیر بگذارند. تراکم تنش بر روی گسیختگی ایجاد شده بعد از گذر از آستانه مقاومت برشی (۱۵،۵ مگا پاسکال) باعث فعالیت دوباره گسیختگی شد و این رها شدن مجدد تنش و شروع گسیختگی از جایی آغاز شده که بیشترین تراکم تنش آنجا اتفاق افتاده بود. زلزله اصلی ۵،۶ ریشتری باعث افزایش تنش های برشی و نرمال در اطراف گسیختگی شده است که این میزان معادل ۰،۲

تا ۰,۳ مگا پاسکال است. تعداد پس لرزه‌های تولید شده در منطقه نیز بیانگر افزایش تنش و تغییرات تنش ناشی از لرزه اصلی هستند که نقطه مستعد و آماده گسیخته شدن بعدی رامشخص کردند.

۱۰- نتیجه گیری

افغانستان تحت تأثیر فرو رانش مایل بین صفحات هند و اوراسیا در شمال و فرو رانش کم عمق صفحه عربی در مکران و در جنوب قرار دارد. در سمت غرب مولفه برشی برخورد بین ایران مرکزی و افغانستان توسط گسل‌های امتداد لغز راستگرد N-S ایجاد شده است. در سمت شرق، گسل چپ گردچمن، مرز شرقی بین صفحه هند و صفحه اوراسیا را ایجاد می‌کند. گسل چمن ناحیه همگرای مکران را در جنوب به هندو-کوش-پامیر در شمال متصل می‌کند. این زمین لرزه‌ها در صفحه اوراسیا رخ داده و از نوع درون صفحه‌ای Intraplate هستند. بزرگای زلزله ۶,۳ تا ۶,۵ در این منطقه تابع پارامترهای بسیاری است از جمله عمق -رئولوژی پوخته و منتل -ویسکوزیته - ضریب اصطکاک -نرخ همگرایی صفحات -تنش تکتونیکی و نرخ آن -نرخ استرین(کرنش) در سال و جهت محورهای اصلی آن می‌باشد(شکل ۷)



شکل ۷-نرخ کرنش(خرمی و همکاران ۲۰۱۹)



سرعت‌های نسبی، میدان تنش و لرزه‌خیزی موجود در منطقه کاملاً وابسته به فعالیت این گسل‌ها و خصوصیات دینامیکی آنها است. رئولوژی و ضریب اصطکاک درونی این گسل‌ها مقدار تنش برشی و آهنگ حرکت نسبی بر روی آن‌ها را تعیین می‌کند. حرکت در طول یک گسل فعال می‌تواند بصورت تدریجی و پیوسته (خزش زمین ساختمانی) و یا تناوبی از دوره‌های آرامش و حرکت ناگهانی با رها شدن انرژی بصورت زمین لرزه باشد. همانطوریکه در شکل ۷ مشاهده می‌گردد منطقه‌ای که در آن زمین لرزه رخ داده است دارای نرخ تغییر شکل کمی در محدوده ۱۰ تا ۲۰ نانو استرین در سال می‌باشد و این نرخ به سمت جنوب افغانستان بیشتر می‌گردد. علت رخداد غیر عادی خوشه لرزه‌ای با بزرگای ۶ در این قطعه گسلی با نرخ تغییر شکل پایین و گسیختگی در چندین مرحله می‌تواند ناشی از دو سناریو باشد: ۱- انتقال تنش و چکانش: لغزش در یک قطعه گسل باعث چکانش و لغزش در قطعه مجاور می‌گردد. در سال ۱۹۹۴ سه زمین لرزه کم عمق با بزرگای ۶ توسط گسل‌های تراستی پنهان در نزدیکی سفید آبه، در شرق ایران رخ داد که از این سناریو تبعیت می‌کرد. در سال ۲۰۱۹، یک زمین لرزه‌های چهار گانه در جزیره میندانائو در فیلیپین با توالی زمین‌لرزه‌های ۶،۴، ۶،۶، ۶،۵ و ۶،۸ بین اکتبر تا دسامبر به وقوع پیوست. مکانیزم آن زمین لرزه‌ها به صورت امتداد لغز بود، ۲- وجود اسپریتی و یا انحنا در صفحه گسلی که باعث افزایش اصطکاک و جلوگیری از حرکت پیوسته گسل شده است و باعث شده که تنش در چند مرحله آزاد شود. اگر ۴ زمین لرزه فوق همزمان گسیخته می‌شدند معادل یک زمین لرزه با بزرگای ۶،۷ می‌شد. به نظر می‌رسد که مکانیزم و هندسه گسل در این دو سناریو نقش مهمی دارند.