

بررسی زمان وقوع زلزله به کمک تحلیل زمان طبیعی برای زلزله‌ی ۵/۵ ریشتری جمهوری آذربایجان

بهزاد زمانی قره چمنی*^۱، کامران بختی^۱، محمد حسن پور صدقی^۱

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- مرکز پایش پیش نشانگرهای زمین لرزه، آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تبریز، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۹/۱/۲۳

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۹/۷/۱۴

چکیده

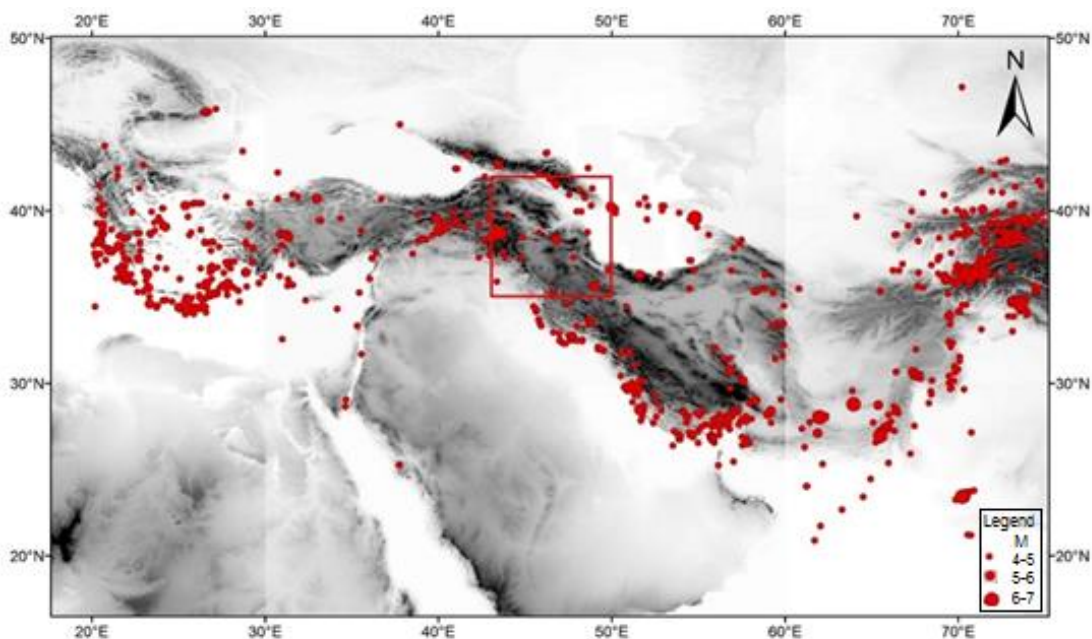
زلزله به عنوان یکی از بلایای طبیعی، از نظر جانی و مالی همواره خطری برای جوامع بشری محسوب می‌شود؛ به همین دلیل، تلاش برای پیش‌بینی زلزله به عنوان یکی از راه‌کارهای مقابله با زلزله همواره مورد توجه بوده است. از طرفی کشور ایران با قرارگیری در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا که یکی از لرزه‌خیزترین مناطق جهان است، از نظر لرزه‌خیزی در وضعیت لرزه‌خیزی شدید قرار دارد. یکی از موفق‌ترین پیش‌نشانگرهای کوتاه‌مدت زلزله، سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای (SES) است که روش VAN نامیده شده است. در این ارتباط از اوایل سال ۱۳۹۳ ایستگاه‌هایی جهت ثبت و پایش سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای در شمال‌غرب ایران نصب گردیده است. با دریافت و تحلیل این سیگنال‌ها، می‌توان بزرگا، رومرکز و زمان زلزله‌ی قریب‌الوقوع را تعیین کرد. این پژوهش به بررسی SES دریافت شده در تاریخ ۱۶ مرداد ۱۳۹۴ و چگونگی انجام تحلیل‌های زمان طبیعی جهت پی بردن به زمان وقوع زلزله‌ی پیش رو در بازه‌ی زمانی کمتر از یک هفته می‌پردازد. نتایج تحلیل‌های زمان طبیعی نشان داد که این سامانه در تاریخ ۱۲ شهریور ۱۳۹۴ به مرحله‌ی بحرانی رسیده است و متعاقباً در صبح ۱۳ شهریور ۱۳۹۴ زلزله‌ی اصلی این سامانه به بزرگای ۵/۵ ریشتر در منطقه‌ی ائقوز جمهوری آذربایجان و در فاصله‌ی ۳۱۰ کیلومتری از ایستگاه اسپیران به وقوع پیوست. نکته‌ی مهم در این رابطه این است که در فاصله‌ی زمانی ۶ ماه پیش و ۶ ماه پس از این زلزله، هیچ زلزله‌ی بزرگتر از ۵ ریشتری در منطقه مورد مطالعه رخ نداده است؛ که خود تأییدی بر اتفاقی نبودن این پیش‌بینی است.

واژه‌های کلیدی: پیش‌بینی زلزله، تحلیل زمان طبیعی، سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای (SES).

مقدمه

آناتولی، شاخه‌های گسل جوان اصلی (زاگرس) و گسل‌های البرز باختری در این ناحیه تأثیر گذار هستند (Berberian, 1976) و از نگاه زمین ساختی و لرزه‌خیزی آن را به منطقه‌ای ناآرام و پرتکاپو تبدیل کرده است. به همین جهت توانایی پیش‌بینی کوتاه مدت زمین‌لرزه در این منطقه می‌تواند مفید باشد.

منطقه‌ی شمال غرب ایران (شکل ۱) در روی کمر بند کوهزایی آلپ-هیمالیا، در ناحیه‌ای میان کوه‌های تالش، جنوب کوهزاد قفقاز، خاور آناتولی و شمال کوهزاد زاگرس قرار گرفته و شاخه‌های فرعی بسیاری از گسل‌های عمده و بزرگ از جمله گسل تبریز، گسل آناتولی شمالی، گسل خاور



شکل ۱: موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه در میان کمر بند کوهزایی آلپ-هیمالیا به همراه زلزله‌های بزرگتر از ۴ ریشتر که بین سال‌های ۲۰۰۰ تا ۲۰۱۷ رخ داده‌اند. داده‌های لرزه‌ای برگرفته از کاتالوگ لرزه‌ای ISC می‌باشند.

هستند که بین چند روز تا چند ماه پیش از رخداد زلزله مشاهده می‌شوند. همچنین اثبات شده هنگامی که تنش در منطقه‌ی کانونی زلزله به حد بحرانی برسد، این سیگنال‌ها منتشر می‌شوند (Varotsos–Alexopoulos, 2013; Varotsos, 2005). هدف اصلی این تحقیق، بررسی یکی از سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای است که در منطقه‌ی شمال غرب ایران دریافت شده و زلزله‌ای با بزرگای ۵/۵ در مقیاس M_b (۵/۴ در مقیاس M_w) را در پی داشته است.

پیش‌بینی زلزله به روش سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای (SES) که به روش VAN معروف است (مخفف نام سه محقق یونانی: Varotsos–Alexopoulos–Nomicos)، بیشتر در یونان (Varotsos–Alexopoulos, 1984a) و ژاپن (Ueda et al, 1984b; Alexopoulos, 2007) انجام شده است و هم‌اکنون نیز در حال انجام است. سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای، سیگنال‌های گذرایی با فرکانس پایین ($\leq 1\text{Hz}$)

کشورهایی که امروزه از روش VAN استفاده می‌کنند

در این رابطه در کشورهای یونان، ژاپن، آمریکا، مکزیک و ایتالیا از این روش به عنوان پیش‌نشان گرهای زمین لرزه استفاده می‌کنند. (Orihara et al, 2009; Uyeda et al, 2009) در ژاپن سیگنال‌های الکتریکی پیش از زلزله را دریافت کرده و در زلزله‌های پیش از رویداد آتشفشان مورد شناسایی قرار دادند. همچنین کارهای انجام شده توسط واروتسوز و همکاران ایشان در زمینه زمان طبیعی و پیش‌بینی‌های انجام شده با این روش (زلزله ۶/۶ ریشتری گروانا- کوزانی در سال ۱۹۹۵، زلزله ۶/۵ ریشتری اراتینی - اژن در سال ۱۹۹۵، زلزله ۶/۴ ریشتری استروفاریس در سال ۱۹۹۷ و زلزله ۶/۵ ریشتری در دریای اژه در ۲۰۰۱ ...) را قبل از رویداد مورد شناسایی و اعلام نمودند. ۶ محقق آمریکایی با نام‌های هالیدی، راندل، توکارت، کلین، تیبامپو و نوملن کسانی که در دانشگاه آمریکا و کانادا و همچنین در ناسا شناخته شده هستند در سال ۲۰۰۶ با انجام کاری تحت عنوان " خوشه‌بندی فضا - زمان و تطابق زمین لرزه های بزرگ " (Holiday et al, 2006) و همچنین لنارتز، بانده و تورکات (دو مورد اول از آلمان و سومی از آمریکا در سال ۲۰۰۱) با انجام کاری تحت عنوان " مدلسازی کاتالوگ زلزله به وسیله مدل CasCade " مفهوم زمان طبیعی (که برای تعیین زمان رویداد زلزله پیش رو پس از دریافت سیگنال ابداع شده) پیشنهاد شده توسط واروتسوز و همکاران (Varotsos, et al, 2008) را مورد بررسی قرار داده و به این نتیجه رسیده‌اند که انطباق عالی بین داده‌های لرزه‌ای کالیفرنیا و این مدلسازی وجود دارد. چینی‌ها با نصب ۱۲۰ ایستگاه VAN با توجه به آخرین مقاله منتشر شده (که با همکاری ۲۸ محقق در سال ۲۰۰۹

مقدمه‌ای بر روش پیش‌بینی زمین لرزه به روش VAN

پروفسور اییدا محقق برجسته ژاپنی مرکز مطالعات پیش‌بینی زمین لرزه توکایی- شیموزو ژاپن و هیات علمی گروه زمین‌شناسی- ژئوفیزیک دانشگاه ایالتی تگزاس آمریکا است که حدود ۲۰ سال است که همکار مستقیم تیم ون است. خلاصه‌ای از نظرات ایشان در خصوص روش ون به شرح زیر است (Ueda, 2002): این روش بر پایه بررسی تغییر در مشخصات پتانسیل ژئوالکتریکی، که اصطلاحاً سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای SES (seismic electric signal)، نامیده می‌شوند استوار بوده و قبل از زمین لرزه آشکار می‌شود. SES، تنها در نقاط مخصوصی (سایت‌های حساس) مشاهده می‌شوند و به‌طور گزینشی سایت حساس، نسبت به منبع لرزه‌ای SES را دریافت می‌کند و تخمینی از مکان رویداد را تا ۱۰۰ کیلومتر فراهم می‌کند. بزرگای زمین لرزه پیش رو نیز تا ۰/۷ واحد در مقیاس بزرگی پیش‌بینی می‌شود. پروفسور واروتسوز بانی روش ون مدیر گروه فیزیک حالت جامد دانشگاه آتن است و بیش از ۲۵۰ مقاله و ۸ کتاب در این زمینه منتشر کرده است که لیست انتشارات وی در آدرس <http://physlab.phys.uoa.gr/org/director.htm> در دسترس است. برای دلیل تولید SES در گسل‌ها چندین سازوکار توسط دانشمندان ارائه شده است: (۱) تاثیرات پیزوالکتریکی، (۲) فعالیت‌های جنبشی الکتریکی (electro-kinetic) (پتانسیل جاری، streaming potential) (۳) مهاجرت جادر رفتگی‌ها (dislocation) (۴) آبرزایی کانی‌های آبدار. در این روش در صورت کامل بودن شبکه امکان تعیین مکان رویداد زلزله پیش رو (با خطای ۱۰۰ کیلومتر) و زمان رویداد وجود دارد (Varotsos, 2006).

نوشته شده است) برای مشاهدات ژئوالکتریک زمین، موفق به ثبت سیگنال‌های SES شده‌اند و علائم زلزله‌های مربوطه را پیش از رویداد دریافت و اعلام کرده‌اند. همچنین جاثو و همکاران (۲۰۱۰) موفق به ثبت تغییرات مهم در زمینه ژئوالکتریک مربوط به زمین‌لرزه وینچوان شدند. پروفوسور هینگ هو هانگ عضو موسسه ژئوفیزیک دانشگاه پکن (Huang, 2011) و هوهانگ و لین (۲۰۱۰) با بررسی داده‌های ژئوفیزیکی مربوط به زلزله ۸ ریشتری وینچوان، سیگنال‌های مشاهده شده وابسته به پیش‌نشانگرهای الکتریکی ون قبل از زلزله وینچوان را تایید کردند. چینل و همکاران (Chinel et al, 2010) (از کشور روسیه) با بررسی تنوع پارامترهای توزین و طبیعت سیگنال‌های الکترومغناطیس، انتشار سیگنال‌های لرزه‌ای الکتریکی را تایید کرده و در جامعه ژئوفیزیک به رسمیت شناخته‌اند. گازمن و همکاران (Gazman, et al, 2009) تیمی از محققان دانشگاه‌های بلیتنیک و دیگر مراکز تحقیقاتی در مکزیک چند ایستگاه VAN را در سراسر کشور راه‌اندازی کرده‌اند و موفق به ثبت سیگنال‌های SES شده‌اند. در ایتالیا نیز تلسکا و همکاران (۲۰۰۵) و کولانگیلو و همکاران (Colangelo et al, 2008) موفق به شناسایی و ثبت پیش‌نشانگرهای الکتریکی مذکور شده‌اند و در ارتباط با زلزله‌های جنوب آبناینا (Abnayna) (ایتالیا) که از نواحی لرزه‌خیز مدیترانه‌ای است مورد استفاده قرار داده‌اند. زلوتنیکی (Zlotnicki et al, 2006) با مطالعه الکترومغناطیس زمین با سنجش از راه دور خلاصه‌ای از نتایج اندازه‌گیری‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی را برای زلزله‌های آتش-فشان‌ها ارائه دادند. همچنین تاسیف (۱۹۹۶) آتشفشان شناس معروف فرانسوی نشان داد، که قبل از آتشفشان و زلزله‌های بزرگ سیگنال‌های

الکتریکی SES ظاهر می‌شود. روش VAN، یکی از روش‌های پیش‌بینی کوتاه-مدت زلزله است. در این روش، از الکترودهای دفن شده در زمین جهت دریافت سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای (SES^۱) منتشره از کانون زلزله‌ی پیش‌رو که مقدم بر زلزله هستند، استفاده می‌شود. این سیگنال‌ها در حقیقت تغییرات گذاری میدان الکتریکی زمین هستند. پیشتر به صورت آزمایشگاهی وجود این سیگنال‌ها با انجام آزمایش بر روی سنگ‌های مختلف تأیید شده است (Varotsos et al, 2008) به گونه‌ای که با افزایش تدریجی تنش، پیش از رسیدن سنگ به نقطه‌ی شکست سیگنال‌هایی منتشر می‌شود. با اندازه‌گیری و تحلیل این سیگنال‌ها، می‌توان پیش از وقوع زلزله به بزرگا، رومرکز و زمان زلزله‌ی قریب‌الوقوع دست یافت.

تعیین بزرگا و رومرکز زلزله‌ها

در پیش‌بینی کوتاه مدت زلزله سه پارامتر مهم وجود دارد: بزرگا، رومرکز و زمان وقوع زلزله (در بخش بعدی در مورد زمان وقوع زلزله صحبت خواهد شد). در واقع هدف از پیش‌بینی کوتاه مدت این است که چه زلزله‌ای با چه بزرگایی و در چه مکان و زمانی رخ می‌دهد. پیش‌بینی رومرکز زلزله، نیازمند ایجاد نقشه‌ی انتخابی برای هر ایستگاه است (Varotsos et al, 2011)، که این کار مستلزم دریافت چندین سیگنال الکتریکی لرزه‌ای و مطالعه‌ی زلزله‌هایی است که سیگنال-های دریافتی در پی دارند. در واقع نقشه‌ی انتخابی، اشاره به این حقیقت تجربی دارد که یک ایستگاه حساس به سیگنال الکتریکی لرزه‌ای تنها قادر به دریافت سیگنال از یک محدوده خاصی است که این محدوده را نقشه‌ی انتخابی آن ایستگاه می‌نامند (Varotsos and Lazarido, 1993; 1991). همچنین زلزله-های رخ داده در محدوده‌ی نقشه‌ی انتخابی هر

و a از طریق معادله ۱، به دلیل صرف نظر کردن از پارامتر b ، پارامتر r به صورت تقریبی حاصل خواهد شد و مقدار b نیز پس از رخ دادن چند زلزله مشخص خواهد شد و از آن پس برای سیگنال‌های دریافتی و زلزله‌هایی که متعاقباً در پی خواهند داشت پارامترهای اصلی این دو رابطه یعنی M و r با دقت بیشتری مشخص خواهند شد. روابط فوق‌الذکر امکان دیگری را نیز فراهم می‌کنند؛ اگر بزرگای پیش‌بینی شده با بزرگای زلزله از رخ داده و همچنین فاصله‌ی رومرکز زلزله از ایستگاه دریافت کننده سیگنال همخوانی داشته باشد، می‌توان از آن به عنوان دلیلی برای نوفه نبودن سیگنال دریافتی استفاده کرد، علاوه بر این در صورت نوفه نبودن سیگنال دریافتی، احتمال اینکه زلزله‌ی رخ داده مربوط به همان سیگنالی باشد که دریافت شده است بسیار بیشتر خواهد بود.

تعیین زمان رویداد زلزله‌ی پیش رو به کمک تحلیل‌های زمان طبیعی

در طول دو دهه‌ی گذشته تحلیل سری‌های زمانی جهت پیش‌بینی زمان وقوع زلزله، توسط گروه VAN طبیعی نام‌گذاری شده است که "تحلیل‌های زمان طبیعی" نام‌گذاری شده است (Varotsos et al, 2011). در سال ۲۰۰۱، واروتسوز و همکاران (Varotsos et al, 2011) اظهار کردند که زمان بایستی به شیوه‌ای متفاوت با شیوه‌ی معمول اندازه‌گیری شود. براساس مفهوم زمان طبیعی، با داشتن مجموعه‌ای از رخدادها در یک بازه‌ی زمانی خاص، فاصله میان رخدادها یکسان در نظر گرفته می‌شود و یا به عبارتی از فاصله‌ی میان رخدادها صرف نظر می‌شود (واروتسوز و همکاران Varotsos et al, 2011). در یک سری زمانی شامل N رخداد، زمان طبیعی $X_k = k/N$ به عنوان اندیسی برای k مین رخداد در نظر گرفته می‌شود.

ایستگاه که سیگنال آن‌ها دریافت نشود، به عنوان مناطقی که ایستگاه مذکور به آن‌ها حساس نمی‌باشد، مشخص می‌شوند و از محدوده‌ی نقشه‌ی انتخابی ایستگاه تمییز داده می‌شوند. جهت پیش‌بینی رومرکز زلزله، بایستی هر ایستگاه دریافت کننده‌ی SES را برای زلزله‌هایی با ساز و کارهای مختلف کالبره کرد. جهت پیش‌بینی بزرگای زلزله، می‌توان از رابطه ۱ ارائه شده توسط واروتسوز و همکاران (Varotsos et al, 2011) استفاده کرد:

رابطه ۱)

$$M_2 = M_1 + (1/a) \times \log_{10}(E_2/E_1)$$

در رابطه‌ی ۱، سیگنالی دریافت شده است (E_1) و متعاقباً زلزله‌ای با بزرگای M_1 رخ داده که مربوط به این سیگنال است. سپس برای سیگنال بعدی (E_2) زلزله‌ای با بزرگای M_2 وجود خواهد داشت. بدین طریق، با داشتن دو سیگنال که دو زلزله را در پی داشته‌اند، می‌توان مقدار فاکتور a را برای هر مکانی به دست آورد. a یک فاکتور جهانی مربوط به هندسه‌ی فرکتالی مکان منتشرکننده سیگنال است که بین 0.34 و 0.37 متغیر است. همچنین، جهت پیش‌بینی بزرگای زلزله، می‌توان از رابطه ۲ ارائه شده توسط اوریهارا و همکاران (Orihara et al, 2012) استفاده کرد:

رابطه ۲)

$$\text{Log}(E \times r) = a \times M + b$$

که در این معادله M بزرگای زلزله، r فاصله‌ی رومرکز زلزله از ایستگاه دریافت کننده سیگنال، E دامنه‌ی سیگنال ($E = \Delta V/L$) که ΔV نشان دهنده‌ی اختلاف پتانسیل دریافتی و L نشان دهنده‌ی طول دوقطبی دریافت کننده‌ی سیگنال است) و b پارامتری است که به "زلزله‌ی قریب الوقوع" و "ایستگاه دریافت کننده‌ی سیگنال" بستگی دارد. در معادله ۲ با داشتن E و همچنین محاسبه‌ی M

محدوده‌ی محتمل زمین لرزه (نقشه‌ی انتخابی ایستگاه) را در محاسبات زمان طبیعی قرار داد (Sarlis et al, 2008).

نتایج به دست آمده در یونان

گروه VAN در مدت ۸ سال شبکه‌ای متشکل از ۱۸ ایستگاه حساس به SES را در سرتاسر یونان راه‌اندازی کردند و ۹ زمین‌لرزه از ۱۲ زمین لرزه روی داده را با بزرگی بیشتر از ۵ ریشتر را با موفقیت پیش‌بینی کنند (به عنوان مثال زمین لرزه ۱۹۸۷/۰۲/۲۶ با بزرگی $M=6/6$ (Varotsos, et al, 1993).

مواد و روش‌ها

سیگنال دریافتی

شکل ۲ نقشه‌ی ایستگاه‌های SES در شمال غرب ایران را همراه با موقعیت قرارگیری آن‌ها نسبت به گسل شمال تبریز نشان می‌دهد. برای نصب ایستگاه‌ها ابتدا با مطالعات اولیه دفتری و میدانی، مناطق مناسب برای نصب ایستگاه در نظر گرفته شده است. سپس در هر یک از مناطق مشخص شده، به صورت موقت ایستگاهی جهت پایش پیش‌نشانگرهای الکتریکی زمین‌لرزه نصب شده است. از میان ایستگاه‌های نصب شده، آن‌هایی که به SES حساس بوده‌اند به عنوان ایستگاه دائمی در نظر گرفته شده‌اند. ایستگاه‌های دند، اولیه‌ی اسپیران و بستان آباد به دلیل نداشتن حساسیت به SES و یا داشتن نوفه‌ی فراوان، تجهیز نشده‌اند. ایستگاه‌های ائل گلی، ترکمن‌چای و میانه نیز در حال حاضر به دلایل مختلفی غیرفعال هستند. ایستگاه‌های دانشگاه تبریز و اسپیران به خاطر نداشتن حساسیت به SES و همچنین شرایط مناسب، تجهیز شده‌اند و مورد پایش قرار گرفته‌اند (شکل ۲).

ترکیب این اندیس با انرژی Q_k منتشره در طول k مین رخداد، یعنی جفت Q_k و X_k در تحلیل‌های زمان طبیعی مطالعه شده است. متناوباً جفت Q_k و P_k نیز مطالعه شده است که P_k نشان دهنده‌ی انرژی نرمال شده‌ی منتشره در طول k مین رخداد است که در معادله ۳ نشان داده می‌شود.

رابطه ۳)

$$P_k = Q_k / \sum_{n=1}^N Q_n$$

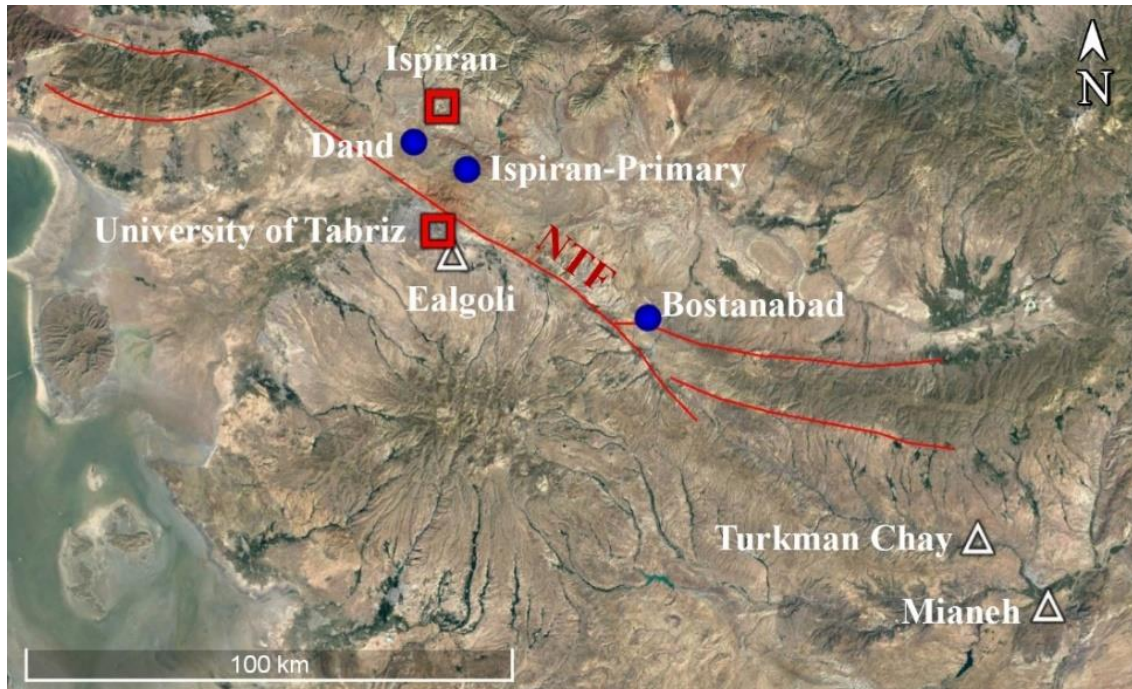
همچنین بیان شده که واریانس X بر وزن P_k به k_1 اختصاص داده می‌شود (Varotsos et al, 2013; Varotsos, et al, 2011).

رابطه ۴ نحوه‌ی محاسبه‌ی پارامتر ترتیبی لرزه-خیزی^۲ را نشان می‌دهد:

رابطه ۴)

$$k_1 = \langle x^2 \rangle - \langle x \rangle^2 = \sum_{k=1}^N P_k X_k^2 - \left(\sum_{k=1}^N P_k X_k \right)^2$$

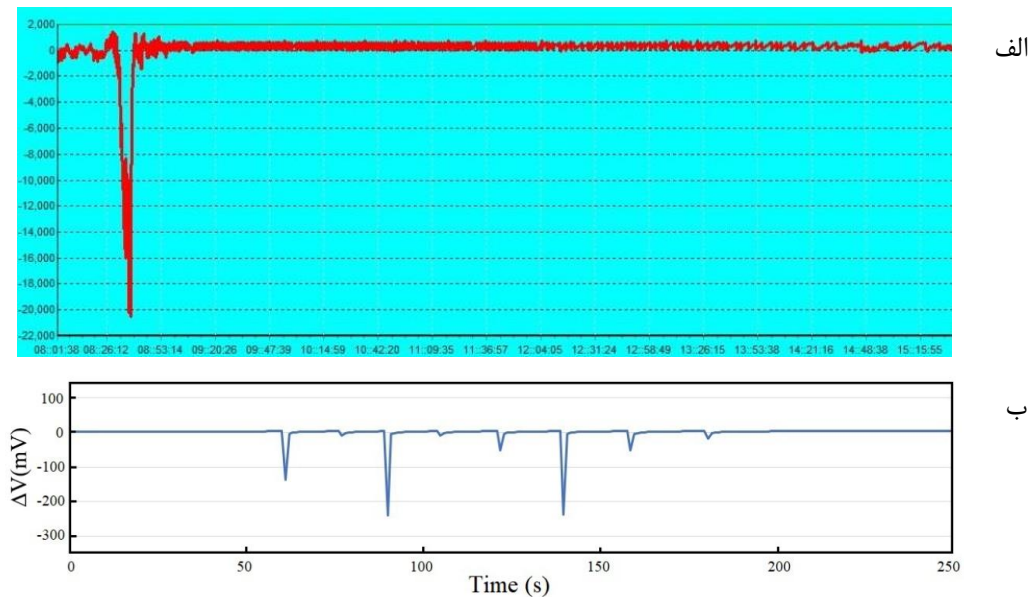
که در این معادله، k_1 پارامتر ترتیبی لرزه‌خیزی است و نقش اصلی را در معادلات زمان طبیعی ایفا می‌کند (Varotsos, et al, 2005). به‌طور تجربی مشاهده شده که k_1 لرزه‌خیزی در محدوده‌ی محتمل زلزله، هنگامی که سیستم به مرحله‌ی بحرانی برسد، برابر با ۰/۷۰ خواهد بود؛ در واقع مقدار k_1 عددی بین ۰ و ۱ خواهد بود (Varotsos, et al, 2016) و هنگامی که سیستم به حد بحرانی برسد، تابع چگالی احتمال (PDF^۳) پارامتر ترتیبی لرزه‌خیزی (k_1) به حداکثر خود خواهد رسید (Varotsos et al, 2015; Sarlis et al, 2008) بین چند دقیقه تا چند روز (تا نهایتاً یک هفته) پس از اینکه سیستم به مرحله‌ی بحرانی رسید، زلزله‌ی اصلی رخ خواهد داد (Varotsos et al, 2006; Sarlis et al, 2008; Varotsos et al, 2015). برای این کار بایستی با توجه به لرزه‌خیزی منطقه، یک بزرگای آستانه در نظر گرفت و تمام زلزله‌های بزرگتر یا مساوی با بزرگای آستانه در



شکل ۲: موقعیت ایستگاه‌های SES نصب شده در شمال غرب کشور نسبت به گسل شمال تبریز. مربع‌های قرمز توخالی: ایستگاه‌های دائمی؛ دایره‌های آبی توپر: ایستگاه‌های موقت؛ مثلث‌های سفید توخالی: ایستگاه‌های غیرفعال. NTF: گسل شمال تبریز.

کنترل اینکه این سیگنال، سیگنال الکتریکی لرزه-ای بوده و یا نوفه، وجود نداشت. در شکل ۳ الف سیگنال دریافت شده در ایستگاه اسپیران به همراه میزان اختلاف پتانسیل سیگنال در الکترودهای دریافت کننده، به تصویر کشیده شده است. در شکل ۳ ب یک نمونه از سیگنالی که در زمان بارش باران ثبت شده، مشاهده می‌شود. معمولاً سیگنال‌های ناشی از بارش باران اختلاف پتانسیل الکتریکی کمتری دارند و با توجه به اینکه پس از مشاهده آن‌ها زلزله‌ای رخ نداده، می‌توان اینگونه سیگنال‌ها را جزء نوفه‌های الکتروشیمیایی به حساب آورد (Varotso, et al, 2011). نوفه‌های الکتروشیمیایی، عموماً به تغییر پتانسیل تماسی بین الکترودها و زمین مربوط می‌شوند و با توجه به اینکه در دو دوقطبی موازی، به‌طور همزمان ثبت نمی‌شوند، به راحتی قابل تشخیص هستند (Varotsos and Aloxopolous, 1984a).

سیگنال الکتریکی لرزه‌ای مورد بحث، در تاریخ ۱۶ مرداد ۱۳۹۴ در ایستگاه اسپیران و در دوقطبی شرقی-غربی به طول ۸۰ متر دریافت شد و در زمان دریافت این سیگنال، دیگر ایستگاه SES این منطقه یعنی ایستگاه دانشگاه تبریز غیرفعال بوده است. این سیگنال دارای حداکثر اختلاف پتانسیل ۲۱/۹۷۷ ولت بود. حدوداً ۲۸ روز پس از شروع این سیگنال یعنی در تاریخ ۱۳ شهریور ماه ۱۳۹۴ و در ساعت ۰۸:۱۹ زلزله‌ای به بزرگای ۵/۵ ریشتر در مقیاس M_N در شهرستان ائقوز جمهوری آذربایجان، در عرض جغرافیایی ۴۰/۹۸ و طول جغرافیایی ۴۷/۴۲ رخ داد. بنا به نظر واروتسوز و همکاران (Varotsos et al, 2006)، با داشتن حداقل دو سری دوقطبی عمود بر هم در یک ایستگاه و یا با انجام تحلیل‌های زمان طبیعی می‌توان نوفه را از سیگنال الکتریکی لرزه‌ای تشخیص داد؛ بنابراین در زمان دریافت سیگنال امکان



شکل ۳: الف) سیگنال الکتریکی دریافت شده در ایستگاه اسپیران، ب) نمونه‌ای از نوفه‌ی الکتروشمیایی دریافت شده در ایستگاه دانشگاه تبریز.

در خصوص سیگنال دریافتی در این پژوهش که طول دایپل دریافت کننده ۵۰ متر و اختلاف پتانسیل دریافتی ۲۰ ولت بوده است می‌توان بزرگی زلزله پیش رو را با رابطه ۵ محاسبه نمود که داریم:

رابطه ۵)

$$E = \Delta V / L = 20 / 50 = 0.4$$

r فاصله‌ی رومرکز زلزله از ایستگاه دریافت کننده -

ی سیگنال ۳۱۲ کیلومتر بوده و از این رو داریم:

رابطه ۶)

$$\text{Log}(E \times r) = \text{Log}(0.4 \times 312) = 2.09$$

با لحاظ $a = .38$ داریم:

$$2.09 = .38M + b$$

با صرف نظر کردن از پارامتر b ، $M = 5.5$ که با بزرگی زلزله رویداده ۵/۴ انطباق ارزشمندی نشان می‌دهد. دریافت سیگنالی با حداکثر اختلاف پتانسیل ۲۱/۹۷۷ ولت در ایستگاه اسپیران، خبر از وقوع زلزله‌ی نسبتاً بزرگی را می‌داد؛ بنابراین جهت بررسی زمان وقوع چنین رویدادی، تحلیل-های زمان طبیعی بر روی سیگنال دریافتی و لرزه‌خیزی منطقه اعمال شد که شرح آن به

با توجه به این نکته که در هنگام دریافت این سیگنال در شهریورماه بارش باران را نداشته‌ایم، امکان تشدید اختلاف پتانسیل الکتریکی در این سیگنال به علت یونیزه شدن خاک وجود ندارد. همچنین با بررسی بلند مدت و دوره‌ای در ایستگاه‌های اسپیران و دانشگاه تبریز، عدم وجود نوفه‌های صنعتی در آن‌ها نشان داده شده است.

نتایج

نتایج تحلیل‌های زمان طبیعی

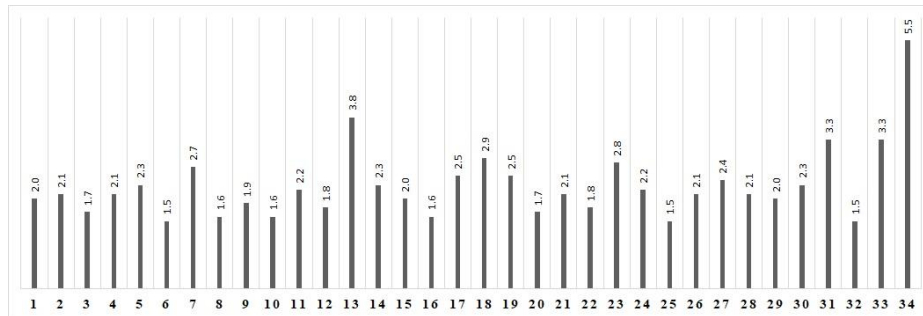
زلزله‌ی $M_N = 5/5$ شمال آذربایجان ($M_W = 5/4$) در مکان و زمان خاصی اتفاق افتاد که تأییدی بر تصادفی نبودن پیش‌بینی به روش VAN است. در فاصله‌ی زمانی ۶ ماه پیش و ۶ ماه پس از این زلزله، هیچ زلزله‌ی بزرگتر از ۵ ریشتری در میان عرض جغرافیایی ۳۵ و ۴۲ درجه و طول جغرافیایی ۴۳ و ۵۰ درجه (منطقه‌ی مورد مطالعه، که محدوده‌ی نقشه‌ی انتخابی ایستگاه-های نصب شده در منطقه نیز درون این محدوده قرار دارد) رخ نداده است.

صورت زیر است: در جدول ۱ لرزه‌خیزی نقشه‌ی انتخابی ایستگاه اسپیران از لحظه‌ی شروع سیگنال تا وقوع زلزله‌ی پیش‌بینی شده نشان داده شده است.

جدول ۱: زلزله‌های بزرگتر مساوی از بزرگای آستانه (۱/۵ ریشتر) در محدوده‌ی نقشه‌ی انتخابی ایستگاه اسپیران، که پس از شروع اولین SES تا هنگام وقوع زلزله‌ی اصلی رخ داده‌اند (کاتالوگ IGTU).

شماره زلزله	تاریخ	زمان (UTC)	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق (km)	بزرگا (M _N)
1	2015-08-08	14:17:17.1	38.52	46.87	10.0	2.0
2	2015-08-08	15:23:32.0	38.68	46.66	4.0	2.1
3	2015-08-10	04:21:53.3	38.01	46.88	10.0	1.7
4	2015-08-10	05:14:19.5	38.00	46.81	10.0	2.1
5	2015-08-10	17:52:13.4	38.39	46.93	10.7	2.3
6	2015-08-10	20:04:21.4	37.92	47.91	10.3	1.5
7	2015-08-11	11:37:45.1	38.17	46.80	6.0	2.7
8	2015-08-11	13:17:41.4	38.97	46.44	10.0	1.6
9	2015-08-12	05:42:25.4	38.09	46.73	10.0	1.9
10	2015-08-12	12:38:19.1	38.99	46.17	10.0	1.6
11	2015-08-12	22:15:49.2	39.01	45.22	10.0	2.2
12	2015-08-13	09:45:02.3	38.78	46.76	10.0	1.8
13	2015-08-15	19:47:31.4	39.37	43.96	4.0	3.8
14	2015-08-15	23:09:33.2	37.90	48.66	10.0	2.3
15	2015-08-17	02:45:49.2	38.39	46.67	10.0	2.0
16	2015-08-18	09:42:09.6	38.68	46.70	10.0	1.6
17	2015-08-19	20:15:17.6	38.93	44.24	8.0	2.5
18	2015-08-19	23:38:59.0	37.50	48.44	5.7	2.9
19	2015-08-20	10:02:11.2	39.65	44.87	8.0	2.5
20	2015-08-20	12:43:39.4	38.92	46.16	10.0	1.7
21	2015-08-20	16:44:13.1	38.55	44.34	8.0	2.1
22	2015-08-21	14:15:01.4	38.34	46.89	10.0	1.8
23	2015-08-26	17:02:18.8	38.41	45.15	7.6	2.8
24	2015-08-28	13:22:35.1	38.42	45.38	4.0	2.2
25	2015-08-29	00:39:40.7	38.30	45.97	10.0	1.5
26	2015-08-29	07:38:05.9	37.47	48.73	8.0	2.1
27	2015-08-29	21:25:15.0	38.17	46.84	4.0	2.4
28	2015-08-30	07:06:12.5	38.36	44.90	12.5	2.1
29	2015-09-01	12:00:10.9	38.35	45.38	7.7	2.0
30	2015-09-02	20:17:31.6	38.72	48.50	13.6	2.3
31	2015-09-03	11:10:15.6	39.38	43.92	8.4	3.3
32	2015-09-03	12:59:43.2	39.24	46.13	6.7	1.5
33	2015-09-03	16:11:00.7	39.38	43.94	8.8	3.3
34	2015-09-04	04:49:38.4	40.98	47.42	23.1	5.5

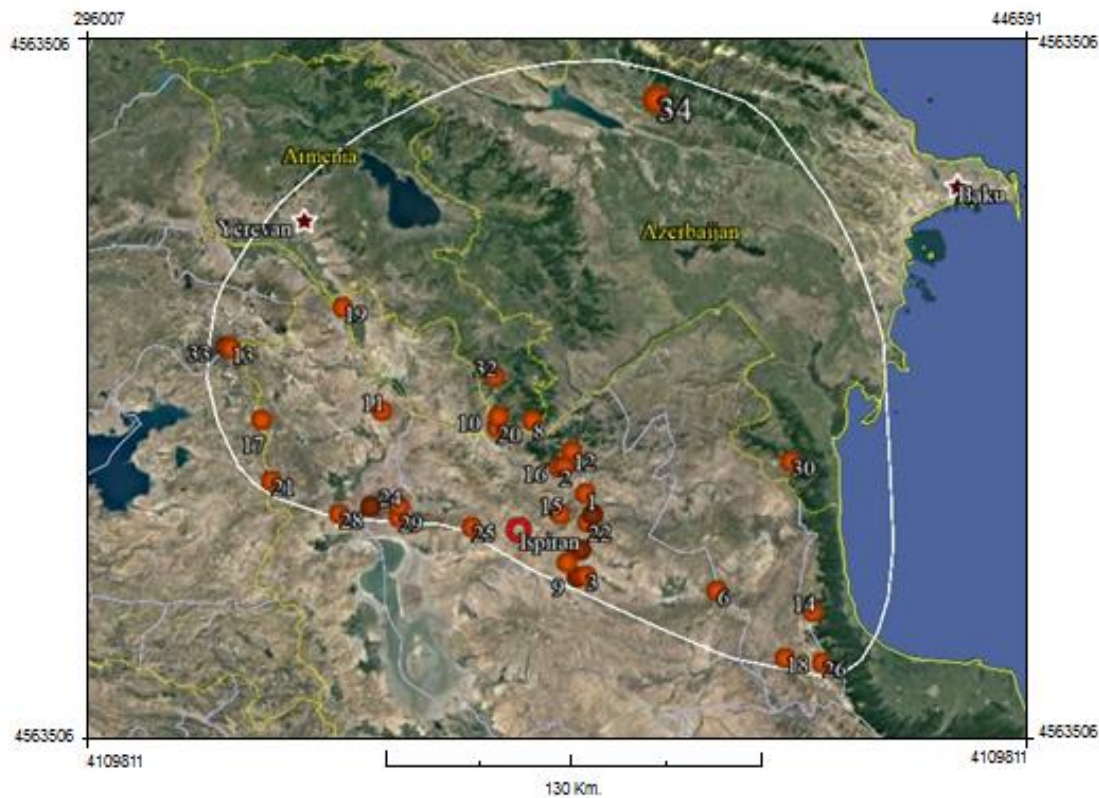
در شکل ۴، چگونگی قرائت مجموعه‌ای از رخدادها در زمان طبیعی نشان داده شده است. در زمان طبیعی، فاصله‌ی میان رخدادها یکسان در نظر گرفته می‌شود و فقط انرژی رخدادها اهمیت دارد.



شکل ۴: چگونگی قرائت لرزه خیزی در زمان طبیعی. اعداد زیر ستون‌ها، شماره‌ی رخداد را نشان می‌دهند و اعداد بالای ستون‌ها مربوط به بزرگای زلزله‌های رخ داده است.

شمال گسل تبریز دریافت نشده است. از نظر تکتونیکی زلزله اصلی موردنظر و زلزله‌های کوچک در دو زون کاملاً متفاوت تکتونیکی قرار دارند و هیچ ارتباطی بین آنها وجود ندارد. در واقع اصول دریافت سیگنال‌های SES به نظر واروتسوز و همکاران (Varotsos et al, 2011) چنین است که جهت انتقال یک سیگنال الکتریکی - لرزه‌ای کافی است از یک زون به زون دیگر (در مسیر گسل‌ها در عمق زمین) رسانایی وجود داشته باشد تا این سیگنال منتقل گردد و به ایستگاه در زون تکتونیکی دیگری برسد و زون‌بندی‌های تکتونیکی یا مکانیسم گسل‌ها و غیره نقشی در این میان ندارند و مانعی ایجاد نمی‌کنند. چنان که با اطلاعاتی که تاکنون به دست آمده است به نظر می‌رسد گسل تبریز یک زون نارسانا است ولی در فاصله سیگنال موردنظر در این تحقیق و به دلیل ثبت آن می‌بایست رسانایی کافی بین این دو زون تکتونیکی وجود داشته باشد. به دلیل حجم زیاد محاسبات، مقادیر k_1 که پارامتر ترتیبی لرزه‌خیزی نام دارد، در جدول ۲ آورده شده است. از آنجایی که جهت محاسبه‌ی k_1 به حداقل ۶ زلزله در محدوده‌ی زمانی بین دریافت سیگنال تا وقوع زلزله‌ی اصلی نیاز داریم، اولین k_1 مربوط به زلزله-ی ششم است؛ به همین ترتیب دومین k_1 مربوط به زلزله‌ی هفتم و در نهایت بیست و هشتمین k_1 مربوط به سی و سومین زلزله است.

در شکل ۵ نقشه‌ی انتخابی ایستگاه اسپیران همراه با رومرکز زلزله‌های رخ داده در فاصله‌ی بین دریافت سیگنال تا وقوع زلزله‌ای اصلی نشان داده شده است. نقشه‌ی انتخابی هر ایستگاه، به محدوده‌ای گفته می‌شود که چنانچه از هر نقطه‌ای از آن محدوده سیگنال الکتریکی لرزه‌ای که مقدم بر وقوع زلزله است ساطع شود، ایستگاه مورد نظر قادر به دریافت آن سیگنال باشد (Varotsos et al, 2011). این شکل نیم بیضی بر مبنای تعریف فوق‌الذکر (Varotsos et al, 2011) به دست آمده است. البته افزودن داده‌های جدید یقیناً این شکل را تغییر خواهد داد و کامل‌تر خواهد کرد. اما متأسفانه به دلیل محدودیت و عدم حمایت‌های مالی پروژه این ایستگاه چند وقتی است تعطیل شده و امکان چنین تدقیقی وجود نداشته است. بخش جنوبی محدوده‌ی نقشه‌ی انتخابی ایستگاه اسپیران همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، بر گسل شمال تبریز منطبق است؛ بدین معنی که ایستگاه اسپیران به سیگنال‌های جنوب گسل شمال تبریز حساس نیست. به دلیل شلوغ شدن تصویر و عدم امکان مشاهده صحیح مکان ایستگاه‌ها در این شکل گسل‌ها نشان داده نشده است. ایستگاه اسپیران به سیگنال‌های جنوب گسل شمال تبریز به این دلیل حساس نیست که هیچ سیگنال SES تاکنون (پس از ۶ سال فعالیت) از جنوب گسل تبریز در هیچ یک از ایستگاه‌های



شکل ۵: نقشه‌ی انتخابی ایستگاه اسپیران که رومرکز زلزله نیز در این محدوده خواهد بود، همراه با زلزله‌های رخ داده در این محدوده در فاصله‌ی زمانی بین دریافت سیگنال و زلزله‌ی اصلی. زلزله‌ی اصلی با شماره ۳۴ نشان داده شده است.

دهد (Varotsos et al, 2011). این سامانه در تاریخ ۱۲ شهریور ماه ۱۳۹۴ و زمان ۱۹:۴۱ با وقوع زلزله‌ی ۳/۳ ریشتری با عرض جغرافیایی ۳۹/۳۸ و طول جغرافیایی ۴۳/۹۴ یعنی ۱۲ ساعت و ۳۸ دقیقه پیش از زلزله‌ی اصلی به مرحله‌ی بحرانی رسیده است و زلزله‌ی اصلی در منطقه‌ی ائقوز جمهوری آذربایجان و در فاصله‌ی ۳۱۰ کیلومتری از ایستگاه اسپیران با بزرگای ۵/۵ ریشتری، در عرض جغرافیایی ۴۰/۹۷ و طول جغرافیایی ۴۷/۴۲، در تاریخ ۱۳ شهریورماه ۱۳۹۴ و در زمان ۰۸:۱۹ به وقت ایران به وقوع پیوست.

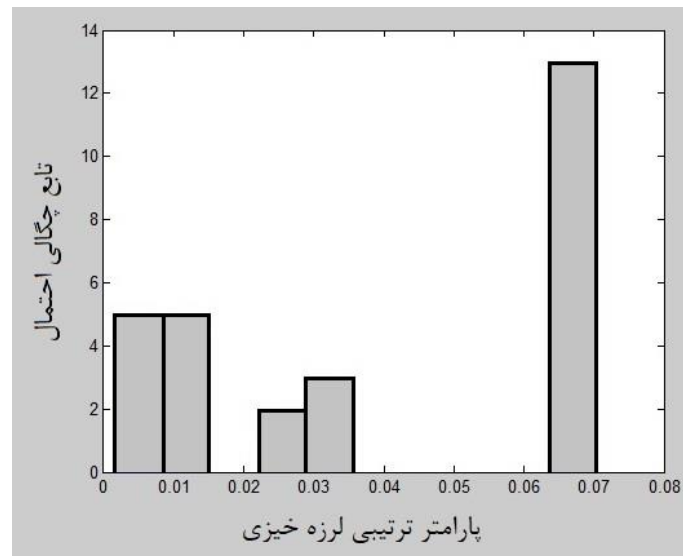
همان‌طور که در این جدول دیده می‌شود تنها در هنگام وقوع سی و سومین زلزله، مقادیر k_1 در نهایت به عدد ۰/۰۷۰ می‌رسند که به معنای رسیدن به مرحله‌ی بحرانی سامانه است. شکل ۶ تابع چگالی احتمال مقادیر k_1 در هنگام وقوع زلزله‌ی سی و سوم را نشان می‌دهد، که $k_1=0/070$ در حداکثر مقدار قرار دارد که شرط اصلی تحلیل‌های زمان طبیعی جهت تأیید به مرحله‌ی بحرانی رسیدن سامانه است. همان‌طور که پیش‌تر گفته شد انتظار می‌رود بین چند ساعت تا چند روز (نهایتاً یک هفته) پس از اینکه سامانه به مرحله‌ی بحرانی رسید، زلزله‌ی اصلی رخ

جدول ۲: مقادیر k_1 (پارامتر ترتیبی لرزه‌خیزی) به دست آمده برای تحلیل‌های زمان طبیعی مربوط به سیگنال دریافت شده (زلزله‌های ششم تا نوزدهم).

EQ6	EQ7	EQ8	EQ9	EQ10	EQ11	EQ12	EQ13	EQ14	EQ15	EQ16	EQ17	EQ18	EQ19
0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.003	0	0	0	0	0	0.002	0.002
-	0.004	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0	0	0	0	0.002	0.002
-	-	0.004	0.003	0.002	0.004	0.004	0.002	0.002	0	0	0	0.002	0.002
-	-	-	0.004	0.003	0.004	0.004	0.002	0.002	0.002	0	0	0.002	0.003
-	-	-	-	0.005	0.005	0.005	0.003	0.002	0.002	0.002	0	0.002	0.003
-	-	-	-	-	0.007	0.006	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003
-	-	-	-	-	-	0.007	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003
-	-	-	-	-	-	-	0.005	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004
-	-	-	-	-	-	-	-	0.005	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004
-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.005	0.004	0.003	0.005	0.005
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.005	0.004	0.005	0.005
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.005	0.006	0.006
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.006	0.006
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.007

ادامه جدول ۲: مقادیر k_1 به دست آمده برای تحلیل‌های زمان طبیعی مربوط به سومین سیگنال (زلزله‌های بیستم تا سی و سوم).

EQ20	EQ21	EQ22	EQ23	EQ24	EQ25	EQ26	EQ27	EQ28	EQ29	EQ30	EQ31	EQ32	EQ33
0	0	0.001	0.005	0.003	0	0.001	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001
0.002	0.001	0.001	0.005	0.005	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.004	0.002	0.002	0.002
0.003	0.002	0.002	0.005	0.006	0.005	0.004	0.003	0.004	0.004	0.006	0.003	0.002	0.002
0.003	0.003	0.003	0.005	0.006	0.006	0.006	0.006	0.004	0.005	0.006	0.009	0.003	0.003
0.003	0.003	0.003	0.007	0.006	0.006	0.007	0.009	0.007	0.005	0.007	0.009	0.009	0.004
0.003	0.003	0.003	0.007	0.007	0.006	0.007	0.009	0.010	0.008	0.007	0.010	0.009	0.009
0.003	0.003	0.003	0.007	0.008	0.008	0.007	0.009	0.011	0.011	0.010	0.011	0.010	0.009
0.003	0.003	0.003	0.007	0.008	0.008	0.009	0.010	0.011	0.012	0.014	0.015	0.011	0.010
0.004	0.003	0.003	0.007	0.008	0.008	0.009	0.011	0.011	0.012	0.015	0.025	0.015	0.011
0.004	0.004	0.003	0.007	0.008	0.008	0.009	0.011	0.013	0.012	0.015	0.028	0.025	0.015
0.005	0.005	0.005	0.007	0.008	0.008	0.009	0.011	0.012	0.014	0.015	0.028	0.028	0.026
0.005	0.005	0.005	0.008	0.008	0.008	0.009	0.011	0.012	0.013	0.017	0.029	0.028	0.029
0.006	0.006	0.005	0.008	0.009	0.008	0.009	0.011	0.012	0.013	0.015	0.032	0.029	0.029
0.006	0.006	0.006	0.009	0.009	0.009	0.009	0.011	0.012	0.013	0.015	0.044	0.032	0.030
0.007	0.007	0.006	0.010	0.010	0.009	0.010	0.011	0.012	0.013	0.015	0.044	0.045	0.033
-	0.007	0.007	0.010	0.010	0.010	0.010	0.012	0.012	0.013	0.015	0.044	0.045	0.065
-	-	0.008	0.011	0.011	0.011	0.011	0.012	0.013	0.013	0.015	0.044	0.045	0.065
-	-	-	0.011	0.011	0.011	0.011	0.013	0.013	0.014	0.015	0.044	0.045	0.065
-	-	-	-	0.012	0.012	0.012	0.014	0.014	0.014	0.017	0.045	0.045	0.065
-	-	-	-	-	0.012	0.012	0.014	0.015	0.015	0.017	0.046	0.045	0.065
-	-	-	-	-	-	0.013	0.015	0.015	0.016	0.017	0.046	0.046	0.065
-	-	-	-	-	-	-	0.015	0.016	0.016	0.018	0.047	0.046	0.067
-	-	-	-	-	-	-	-	0.016	0.017	0.018	0.048	0.047	0.067
-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.017	0.019	0.048	0.048	0.068
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.020	0.049	0.048	0.068
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.049	0.049	0.069
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.050	0.070
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.070



شکل ۶: تابع چگالی احتمال مقادیر k_1 در هنگام وقوع سی و سومین زلزله

نتیجه گیری

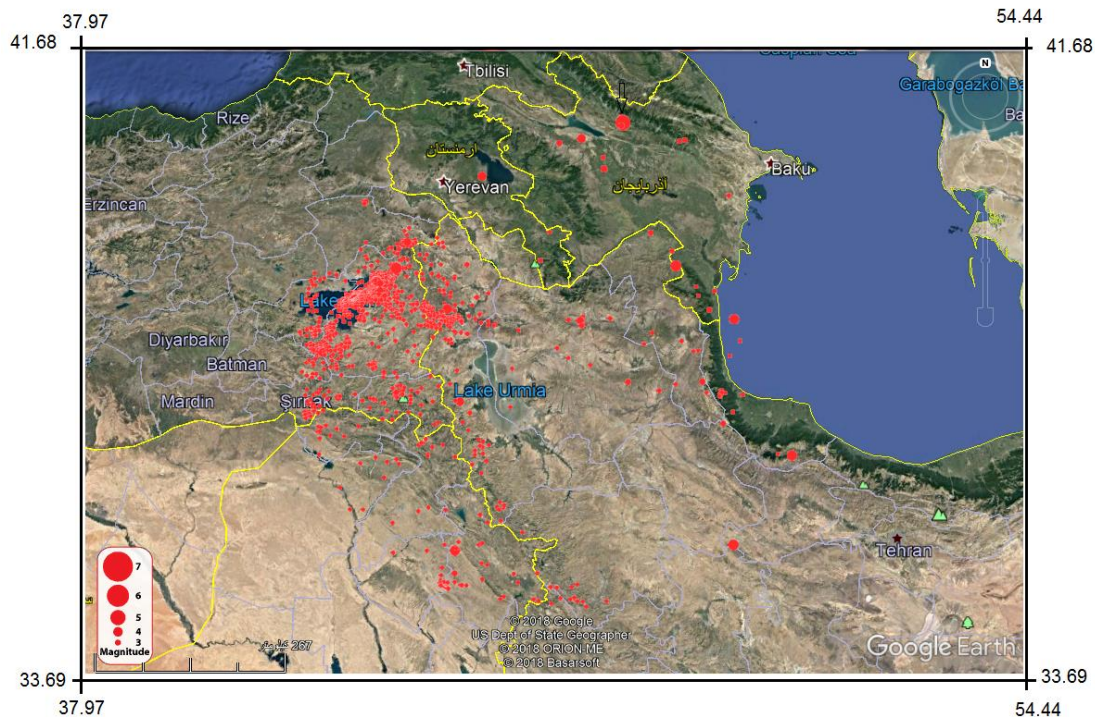
در این پژوهش، از داده‌های ایستگاه‌های ون حساس به سیگنال‌های الکتریکی لرزه‌ای (SES) نصب شده در منطقه‌ی مورد مطالعه، استفاده شده است تا لرزه‌خیزی و پیش‌بینی زلزله‌های احتمالی بررسی گردد. بزرگترین سیگنالی که در طول ۴ سال پس از نصب ایستگاه‌ها، در ایستگاه اسپیران دریافت شده است، سیگنال ۱۶ مرداد ۱۳۹۴ بوده است، که یک زلزله‌ی ۵/۵ ریشتری را در پی داشت به طوری که در فاصله‌ی زمانی ۶ ماه پیش و ۶ ماه پس از این زلزله، هیچ زلزله‌ی بزرگتر از ۵ ریشتری در منطقه‌ی مورد مطالعه رخ نداده است. داده‌های زلزله‌های شش ماه پیش و پس از زلزله مذکور به شعاع ۳۵۰ کیلومتر (پیوست دو فایل داده و شکل ۷) ارائه گردیده و به این ترتیب می‌توان در این پیوست مشاهده کرد که ۶ ماه پیش و ۶ ماه پس از این زلزله، هیچ زلزله‌ی بزرگتر از ۵ ریشتر در منطقه‌ی مورد مطالعه رخ نداده است. اما در این خصوص اضافه می‌کند که (Varetsous et al, 2008, 2011) سیگنال‌های زلزله‌هایی را در یونان با فاصله بین ایستگاه و کانون زلزله تا ۳۵۰

کیلومتر را نیز دریافت و به دقت پیش‌بینی نموده‌اند. همچنین با توجه به فاصله زیاد بین ایستگاه و کانون اصلی زلزله مورد نظر به نظر می‌رسد چنین زلزله‌ای در فاصله نزدیکتر باید اختلاف پتانسیل خیلی بزرگتری را ایجاد نماید. در این مورد باید گفت طبق نظر واروتسوز و همکاران (Varotsos et al, 2011) و زمانی و همکاران (۱۳۹۵) آنچه اهمیت دارد نسبت اختلاف پتانسیل به طول دایپل ثبت کننده است که باید در چند دایپل مختلف این نسبت، برای یک زلزله، بسیار نزدیک به هم باشد.

دریافت سیگنالی با حداکثر اختلاف پتانسیل ۲۱/۹۷۷ ولت در ایستگاه اسپیران، خبر از وقوع زلزله نسبتاً بزرگی را می‌داد؛ بنابراین جهت بررسی زمان وقوع چنین رویدادی، تحلیل‌های زمان طبیعی بر روی سیگنال دریافتی و لرزه‌خیزی منطقه اعمال شد که شرح آن به صورت زیر است: با محاسبه‌ی پارامتر ترتیبی لرزه‌خیزی در محدوده زمانی بین دریافت سیگنال تا وقوع زلزله اصلی، پس از رخ دادن سی و سومین زلزله، مقادیر k_1 به عدد ۰/۰۷۰ رسید. با ترسیم و تحلیل تابع چگالی

شهریور ۱۳۹۴ به مرحله بحرانی رسیده است و متعاقباً در صبح ۱۳ شهریور ۱۳۹۴ زلزله اصلی این سامانه به بزرگای ۵/۵ ریشتر در منطقه ائتقوز جمهوری آذربایجان در فاصله ۳۱۰ کیلومتری از ایستگاه به وقوع پیوست که خود تأیید کننده نتایج تحلیل‌های مذکور است.

احتمال مقادیر k_1 مشخص گردید که در سی و سومین زلزله تابع چگالی احتمال $k_1=0/070$ در حداکثر مقدار خود قرار دارد که شرط اصلی تحلیل‌های زمان طبیعی جهت تأیید به مرحله بحرانی رسیدن سامانه است. نتایج تحلیل‌های زمان طبیعی نشان داد که این سامانه در تاریخ ۱۲



شکل ۷: زلزله‌های شش ماه پیش و پس از زلزله موردنظر در این پژوهش (که با فلش سیاه رنگ در بخش شمال تصویر نشان داده شده است) به شعاع ۳۵۰ کیلومتر از ایستگاه اسپران (داده‌ها در پیوست دو اضافه گردیده) و به این ترتیب می‌توان در این تصویر مشاهده کرد که ۶ ماه پیش و ۶ ماه پس از این زلزله، هیچ زلزله‌ی بزرگتر از ۵ ریشتر در منطقه مورد مطالعه رخ نداده است (داده‌ها از سایت ISC به صورت آنلاین گرفته شده است).

نشانگرهای زمین لرزه واقع در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه تبریز و داده‌های لرزه‌ای توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران فراهم شده است که به این نحو سپاس‌گزاری می‌گردد.

سپاس‌گزاری

این پژوهش با حمایت وزارت علوم، تحقیقات و فناوری و همچنین دانشگاه تبریز انجام گرفته است. داده‌های این پژوهش از طریق مرکز پیش

پانویس

- 1-Seismic Electric Signals
- 2-The order parameter of seismicity

- 3-Probability density function

منابع

- پیش‌نشانگرهای الکتریکی زمین‌لرزه‌ها به روش VAN در شمال‌غرب ایران، م. فیزیک زمین و فضا، شماره ۴۲(۱)، ص ۲۵-۳۶.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran, 1st edn., Part 10, Rep., Geological Survey of Iran, v. 39, 518 p.
- Chmel, A., Smirnov, V. and Golovanov, O., 2010. Variability of scaling parameters in nonconservative systems: Geophysical aspect, *Physica A* 389, p. 2617-2627.
- Colangelo, G., Lapenna, V. and Telesca, L., 2008. Study of self potential anomalous fluctuations in a seismic active zone of Lucano Apennine (southern Italy): recent results, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, v. 8, p. 1099-1104.
- Flores-Márquez, L., Márquez-Cruz, J., Ramírez-Rojas, A., Galvez-Coyt, G. and Angulo-Brown, F., 2007. A statistical analysis of electric self-potential time series associated to two 1993 earthquakes in Mexico, *Natural Hazards and Earth System Science*, v. 7(5), p. 549-556.
- Guzman-Vargas, L., Ramirez-Rojas, A., Hernandez-Perez, R. and Angulo-Brown, F., 2009. Correlations and variability in electrical signals related to earthquake activity, *Physica A*, v. 388, p. 4218-4228.
- Holliday, J., Rundle, J., Tiampo, K., Klein, W. and Donnellan, A., 2006. Systematic procedural and sensitivity analysis of the pattern informatics method for forecasting large ($m > 5$) earthquake events in southern California, *Pure and Applied Geophysics*, v. 163, p. 2433-2454.
- Huang, Q.H., 2011. Rethinking earthquake-related DC-ULF electromagnetic phenomena: towards a physics-based approach, *Nat. Hazard Earth Sys*, v. 11, p. 2941-2949.
- Huang, Q.H., 2011. Retrospective investigation of geophysical data possibly associated with the M(s)8.0 Wenchuan earthquake in Sichuan, China, *J. Asian Earth Sci*, v. 41, p. 421-427.
- Institute of Geophysics University of Tehran, IGUT. catalogue: <http://irsc.ut.ac.ir>.
- ISC, International Seismological Centre, <http://www.isc.ac.uk>.
- Orihara, Y., Kamogawa, M., Nagao, T. and Uyeda, S., 2012. Preseismic anomalous telluric current signals observed in Kozu-shima Island, Japan, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, p. 201215669.
- Orihara, Y., Kamogawa, M., Nagao, T. and Uyeda, S., 2009. Independent component analysis of geoelectric field data in the northern Nagano, Japan, *Proceedings of the Japan Academy, Ser. B.*, v. 85, p. 435-442.
- Sarlis, N.V., Skordas, E.S. and Varotsos, P.A., 2009. Multiplicative cascades and seismicity in natural time, *Physical Review E*, v. 80(2), p. 022102.
- Sarlis, N.V., Skordas, E.S., Lazaridou, M.S. and Varotsos, P.A., 2008. Investigation of seismicity after the initiation of a seismic electric signal activity until the main shock. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, v. 84(8), p. 331-343.
- Uyeda, S., Hayakawa, M., Nagao, T., Molchanov, O., Hattori, K., Orihara, Y., Gotoh, K., Akinaga, Y. and Tanaka, H., 2002. Electric and magnetic phenomena observed before the volcano-seismic activity in 2000 in the Izu Island

- Region, Japan, Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 99(11), p. 7352-7355.
- Uyeda, S., Nagao, T., Orihara, Y., Yamaguchi, T. and Takahashi, I., 2000. Geoelectric potential changes: Possible precursors to earthquakes in Japan, Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 97(9), p. 4561-4566.
- Uyeda, H., Nagao, T. and Kamogawa, M., 2009. Short-term earthquake prediction: Current status of seismo-electromagnetics, Tectonophysics, v. 470, p. 205-213.
- Varotsos, P. and Alexopoulos, K., 1984a. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, I. Tectonophysics, v. 110(1-2), p. 73-98.
- Varotsos, P. and Alexopoulos, K., 1984b. Physical properties of the variations of the electric field of the earth preceding earthquakes, II. Determination of epicenter and magnitude. Tectonophysics, v. 110(1-2), p. 99-125.
- Varotsos, P. and Lazaridou, M., 1991. Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals. Tectonophysics, v. 188(3-4), p. 321-347.
- Varotsos, P., Alexopoulos, K. and Lazaridou, M., 1993. Latest aspects of earthquake prediction in Greece based on seismic electric signals, II. Tectonophysics, v. 224(1-3), p. 1-37.
- Varotsos, P., Sarlis, N. and Skordas, E., 2003. Long range correlations in the signals that precede rupture: Further investigations. Physical Review, v. 67, p. 021109.
- Varotsos, P.A. and Alexopoulos, K.D., 2013. Thermodynamics of point defects and their relation with bulk properties, Elsevier, v. 14, p. 214-228.
- Varotsos, P.A., 2005. The Physics of Seismic Electric Signals, TerraPub, 475 p.
- Varotsos, P.A., 2006. What happened before the last five strong earthquakes in Greece: Facts and open questions. Proceedings of the Japan Academy, Series B, v. 82(2), p. 86-91.
- Varotsos, P.A., Sarlis, N.V. and Skordas, E.S., 2001. Spatio-temporal complexity aspects on the interrelation between seismic electric signals and seismicity. Practica of Athens Academy, v. 76, p. 294-321.
- Varotsos, P.A., Sarlis, N.V. and Skordas, E.S., 2011. Natural Time Analysis of Seismic Electric Signals. In Natural Time Analysis: The New View of Time, Springer, Berlin, Heidelberg.
- Varotsos, P.A., Sarlis, N.V. and Skordas, E.S., 2016. On the motivation and foundation of natural time analysis: useful remarks. Acta Geophysica, v. 64(4), p. 841-852.
- Varotsos, P.A., Sarlis, N.V., Skordas, E.S., Christopoulos, S.R.G. and Lazaridou-Varotsos, M.S., 2015. Identifying the occurrence time of an impending mainshock: a very recent case, Earthquake Science, v. 28(3), p. 215-222.
- Varotsos, P.A., Sarlis, N.V., Skordas, E.S., Tanaka, H.K. and Lazaridou, M.S., 2006. Entropy of seismic electric signals: Analysis in natural time under time reversal, Physical Review E, v. 73(3), p. 031114.
- Varotsos, P.A., Sarlis, N.V., Tanaka, H.K. and Skordas, E.S., 2005. Similarity of fluctuations in correlated systems: The case of seismicity. Physical Review E, v. 72(4), p. 041103.
- Varotsos, P.A., Sarlis, N.V. and Skordas, E.S., 2006. On the recent advances in the study of seismic electric signals, (VAN method), Physics and Chemistry of the Earth, v. 31, p. 189-197.