

مقاله‌ها

هاشمی، ن.، ارزیابی همبستگی آماری و مکانی بین پارامترهای لرزه‌خیزی و بی‌هنجاری بوگه در ایران ۱

قاضی‌نژاد، س.، ابطحی نجف آبادی، م.، باجلان، م. و مصیر، ا.، مطالعه ژئوفیزیک بررسی زمین لغزش مسیر خط لوله گاز امامزاده هاشم-رودهن استان تهران ۱۸

منتهاایی، م.، ساجدی، م.، زارع، ا. و اسماعیلی‌اوغاز، ح.، تجزیه و تحلیل توابع پاسخ مربوط به مجموعه‌ای حجیم از داده‌های مگنتوتلوریک در محدوده تراشکاف (دیپر) نمکی نصرآباد، ایران مرکزی ۳۱

کرباسی، س.، ملکوتی، ح. و فضل‌کاظمی، ا.، ارزیابی مدل منطقه‌ای WRF-GHG و مدل جهانی TM3 در مطالعه غلظت ستونی دی‌اکسید کربن روی ایران با استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای GOSAT ۵۳

امیری، م.، طالبی، م. و رحیمی، ح.، بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه شمال شرق ایران پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ در منطقه ۶۷

جهانتیغ، م.، رمضی، ح.، فردوسی، ح. و جعفری، ز.، مطالعه ساختارهای مغناطیسی با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی و بررسی ارتباط آنها با کانی‌زایی مس پورفیری در محدوده مطالعاتی شهربابک، استان کرمان ۸۵

امینی، ح.، اثر کامل بودن اطلاعات در تعیین شدت زمین‌لرزه با تمرکز بر زمین‌لرزه اردکول قائن (۲۰ اردیبهشت ۱۳۷۶)، ایران ۹۷

مجله ژئوفیزیک ایران

(علمی - پژوهشی)

جلد ۱۸، شماره ۱، ۱۴۰۳

شاپا: ۲۰۰۸-۳۳۶

انجمن ژئوفیزیک ایران

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۸، شماره ۱، ۱۴۰۳

نمایه شده در پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)

ناشر و صاحب امتیاز: انجمن ژئوفیزیک ایران

مدیرمسئول: دکتر محمدرضا حاتمی

سر دبیر: دکتر محمدرضا قیطانچی

مدیر داخلی: مهندس مجتبی خسروی

هیئت تحریریه

دکتر مجید آزادی (دانشیار پژوهشکده هواشناسی و علوم جو سازمان هواشناسی کشور)، دکتر وحید ابراهیمزاده اردستانی (استاد دانشگاه تهران)، دکتر عبدالحمید انصاری (دانشیار دانشگاه یزد)، دکتر محمد تاتار (دانشیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله)، دکتر عبدالرحیم جواهریان (استاد دانشگاه صنعتی امیرکبیر)، دکتر آزاده حجت (دانشیار مهندسی معدن دانشگاه باهنر کرمان)، دکتر امین روشندل کاهو (دانشیار دانشگاه صنعتی شاهرود)، دکتر محمدعلی ریاحی (استاد دانشگاه تهران)، دکتر هرمان زین (استاد دانشگاه پاریس)، دکتر محمدرضا قیطانچی (استاد دانشگاه تهران)، دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی (دانشیار دانشگاه صنعتی شاهرود)، دکتر علیرضا محب‌الحجه (استاد دانشگاه تهران)، دکتر محمد موسوی بایگی (استاد دانشگاه فردوسی مشهد)، دکتر محمود میرزائی (دانشیار دانشگاه اراک)، دکتر مجید نبی‌بیدهدنی (استاد دانشگاه تهران)

مشاوران علمی این شماره

دکتر مجید آزادی، دکتر وحید ابراهیمزاده اردستانی، دکتر عبدالحمید انصاری، دکتر محسن اویسی موخر، دکتر محمد تاتار، دکتر سمانه ثابت قدم، دکتر فرهاد ثبوتی، دکتر غلام جوان دلویی، دکتر عبدالرحیم جواهریان، دکتر آزاده حجت، دکتر امین روشندل کاهو، دکتر مریم رضازاده، دکتر محمدعلی ریاحی، دکتر هرمان زین، دکتر احمد سدیدخوی، دکتر الهام شعبانی، دکتر امین عباسی، دکتر محسن فرخی، دکتر غلام عباس فنایی خیرآباد، دکتر رضا قناتی، دکتر محمدرضا قیطانچی، دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی، دکتر علیرضا محب‌الحجه، دکتر نوربخش میرزائی، سید محمد موسوی بایگی، دکتر میثم محمودآبادی، دکتر محمود میرزائی، دکتر مجید نبی‌بیدهدنی، دکتر مجتبی ناموران

مسئول دفتر مجله و صفحه‌آرا: پریسا مهدی

ویراستار: زهرا حسینی

ناشر: انجمن ژئوفیزیک ایران

راهنمای تهیه و ارائه مقاله: (وبگاه مجله ژئوفیزیک ایران <http://www.ijgeophysics.ir/journal/authors.note>)

شرایط اشتراک: مجله ژئوفیزیک ایران چهار شماره فارسی و یک شماره انگلیسی در سال منتشر می‌شود. قیمت تک شماره ۸۰۰۰۰ تومان است. برای اشتراک به وبگاه www.nigs.ir مراجعه شود.

نشانی مجله: تهران، انتهای خیابان کارگر شمالی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ساختمان شماره ۳، صندوق پستی ۱۱۳۸-۱۴۳۹۵

تلفن: ۸۲۰۹۸۳۰۷، دورنگار: ۸۸۶۳۰۵۴۶، پست الکترونیکی: nigs_ijg@ut.ac.ir

شاپا: ۲۰۰۸-۳۳۶

ارزیابی همبستگی آماری و مکانی بین پارامترهای لرزه‌خیزی و بی‌هنجاری بوگه در ایران

سید ناصر هاشمی^{*}

^۱استادیار زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۱۹، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۱۰)

چکیده

در این تحقیق، همبستگی آماری و مکانی بین متغیرهای معرف بی‌هنجاری گرانی بوگه و پارامترهای لرزه‌خیزی در گستره ایران مورد ارزیابی قرار گرفته است. به این منظور، داده‌های بی‌هنجاری بوگه و لرزه‌خیزی این گستره در بازه زمانی ۱۹۷۵-۲۰۲۱، بررسی شده است. در این راستا، ابتدا ناحیه مورد مطالعه به چهارگوش‌هایی با ابعاد ۰/۵ در ۰/۵ درجه جغرافیایی تقسیم بندی شده و سپس متغیرهای معرف لرزه‌خیزی و بی‌هنجاری بوگه برای هر سلول محاسبه شد. با استفاده از نرم افزارهای آماری، ضریب همبستگی پیرسون بین این متغیرها تعیین شده و سپس مورد اعتبارسنجی قرار گرفت. همچنین، نقشه‌های معرف الگوی توزیع مکانی این متغیرها تهیه شده است. در ادامه، نمودارهای واریوگرام برای هر متغیر ترسیم شده و این نمودارها مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفت. با تفسیر نمودارهای واریوگرام، ارتباط و همبستگی مکانی این متغیرها مورد ارزیابی قرار گرفته است. بر اساس یافته‌های این تحقیق می‌توان چنین گفت که همبستگی قابل توجه و معنادار مشاهده شده بین متغیر بیشینه تغییرات بی‌هنجاری بوگه و متغیرهای معرف لرزه‌خیزی، بخصوص متغیرهای مرتبط با فراوانی رخداد زلزله‌ها، نشان می‌دهد تغییرات بی‌هنجاری گرانی بوگه می‌تواند از عوامل مؤثر بر رخداد زلزله‌ها در این گستره به شمار آید. همچنین، می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که نیروهای گرانی و بخصوص نیروهای ناشی از عدم تعادل ایزوستازی، می‌توانند نقش مهمی در رخداد زلزله‌های این گستره، ایفا نمایند.

کلمه‌های کلیدی: لرزه زمین ساخت؛ تحلیل مکانی؛ پارامترهای لرزه‌خیزی؛ بی‌هنجاری‌های گرانی؛ همبستگی مکانی

۱ مقدمه

فلات ایران به دلیل جایگاه زمین شناختی و زمین ساختی آن از لرزه خیز ترین نواحی کره زمین محسوب می شود. این فلات از ناهمواری توپوگرافی زیادی برخوردار است که با وجود رشته کوه هایی عظیم مانند زاگرس و البرز، تغییرات بی هنجاری های گرانی و ایزوستازی در این گستره بسیار مشهود است. محققان زیادی به مطالعه تغییرات بی هنجاری های گرانی در گستره ایران پرداخته اند و برخی نیز به ارتباط بین این بی هنجاری ها و فعالیت لرزه خیزی در این ناحیه اشاره نموده اند (بن ونوتی و کاپوتو، ۱۹۸۲؛ دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳؛ زمانی و هاشمی، ۲۰۰۰؛ خان و کاکرابوتب، ۲۰۰۷؛ جیمزمنان و همکاران، ۲۰۱۲؛ بورا و همکاران، ۲۰۱۸). بی هنجاری گرانی بوگه با انجام تصحیحات لازم بر روی اندازه گیری های به عمل آمده به طور مستقیم از ایستگاه های زمینی، بدست می آید و به خوبی تغییرات ناحیه ای چگالی درون زمین را به تصویر می کشد (ملیک و همکاران، ۲۰۱۲). این بی هنجاری همچنین می تواند به وضوح تغییرات ضخامت پوسته در نواحی مختلف را نشان دهد، به گونه ای که نواحی با ضخامت پوسته ای زیاد با بی هنجاری بوگه منفی و نواحی با ضخامت پوسته ای کم، بی هنجاری بوگه مثبت از خود نشان می دهند. این ویژگی ژئوفیزیکی می تواند در مقیاس های ناحیه ای برای ارزیابی تغییرات عمقی ویژگی های زمین شناختی مورد استفاده قرار گیرد. تحقیقات صورت گرفته گویای این واقعیت است که نقش گسل های بزرگ مقیاس پی سنگی در تغییرات بی هنجاری های گرانی و بویژه بی هنجاری بوگه، انکارناپذیر است. جاکوبی و اسمیلد (۲۰۰۹) مفاهیم پایه و اساسی در گرانی سنجی و تفسیر بی هنجاری های گرانی را به تفصیل ارائه داده اند.

در این مقاله کوشش شده است ضمن بررسی تغییرات مکانی بی هنجاری گرانی بوگه و پارامترهای معرف لرزه خیزی در گستره ایران، ارتباط بین این دو دسته متغیرها،

هم با استفاده از روش های ساده آماری کلاسیک و هم با استفاده از روش زمین آماری تحلیل واریوگرام ها، مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرد.

عوامل و نیروهای بسیاری در رخداد زلزله و لرزه خیزی یک ناحیه مؤثر است. اگرچه اعتقاد بر آن است که عمده نیروهای دخیل در فرایند لرزه خیزی نواحی فعال کره زمین از زمین ساخت صفحه ای و حرکت صفحات زمین ساختی ناشی می شوند، لیکن بی هنجاری های گرانی، عدم تعادل گرانی و ایزوستازی در یک ناحیه می تواند باعث یک سری حرکات عمودی شود که می تواند در رخداد زلزله مؤثر واقع شود. پیرامون این موضوع سؤالات فراوانی ذهن محققان را به خود مشغول داشته است که از جمله می توان به این موارد اشاره نمود: آیا بین لرزه خیزی و رخداد زلزله ها و وضعیت بی هنجاری های گرانی در نواحی فعال لرزه خیز کره زمین ارتباطی وجود دارد؟ آیا تغییرات شدید و ناگهانی بی هنجاری های گرانی و از جمله بی هنجاری بوگه می تواند نشان از وجود گسل های پی سنگی پنهان باشد و آیا لرزه خیزی ناشی از آنها قابل تشخیص است؟

در دهه های اخیر، محققان زیادی به بررسی و مطالعه الگوی تغییرات مکانی بی هنجاری های گرانی و ارتباط این بی هنجاری ها با عوامل ساختاری بزرگ مقیاس ناحیه ای و از جمله با لرزه خیزی نواحی مختلف دنیا پرداخته اند. مکنزی (۱۹۷۲) با بررسی توزیع مکانی رومرکز زلزله ها، اشاره ای کوتاه به ارتباط بین وضعیت توپوگرافی و لرزه خیزی در گستره ایران نموده است. جیمزمنان و همکاران (۲۰۱۲) به بررسی سه بعدی ساختار سنگ کره و تحلیل داده های بی هنجاری گرانی بوگه در ناحیه برخوردی اوراسیا - عربی پرداختند و تغییرات ضخامت پوسته در این ناحیه را بر اساس این داده ها مورد بررسی قرار دادند. کاپوتو و همکاران (۱۹۸۴، ۱۹۸۵) با مدل سازی و شبیه سازی تنش های افقی حاصل از تغییرات توپوگرافی و عدم تعادل ایزوستازی در ناحیه آبنین (ایتالیا)، و تأثیر آن در

باعث ایجاد بی‌هنجاری گرانی شود. به همین دلیل، در مواردی که گسل‌ها پنهان باشند و آثاری از گسیختگی سطحی آنها در سطح مشاهده نشود، مطالعه تغییرات بی‌هنجاری گرانی می‌تواند منجر به تشخیص و حتی در مواردی تعیین ویژگی‌های گسل‌های پنهان شود. به همین جهت، تحلیل داده‌های گرانی و تفسیر و مدل‌سازی آنها در شناخت ساختار پوسته و کشف ساختارهای زیر سطحی بزرگ مقیاس، از جمله گسل‌های پی‌سنگی، اهمیت زیادی دارد. در این راستا و در بررسی ارتباط بین گسلش و تغییرات بی‌هنجاری‌های گرانشی در سال‌های اخیر مطالعات فراوانی صورت گرفته است. عبدالرحمان و همکاران (۲۰۰۳) با استفاده از روش‌های آماری به مدل‌سازی داده‌های گرانی به منظور تخمین عمق و زاویه شیب گسل‌های مدفون از دیدگاه تئوری پرداختند که نتایج ایشان، همخوانی خوبی با داده‌های گرانی در ناحیه مصر به عنوان نمونه، نشان داد. همچنین، گوش و همکاران (۲۰۱۵) و گوش (۲۰۱۹) نیز به کمک تفسیر داده‌های بی‌هنجاری گرانی به شناسایی مکان گسل‌های رانده در شمال شرق هند و نواحی اطراف پرداختند که نتایج ایشان نیز حاکی از قابلیت بالای تحلیل داده‌های گرانی در کشف و شناخت گسل‌ها است.

در رابطه با پیشینه مطالعات مرتبط با این تحقیق، زمانی و هاشمی (۲۰۰۰) با استفاده از روش‌های آماری دومتغیره کلاسیک به ارزیابی همبستگی بین توپوگرافی، بی‌هنجاری‌های گرانی و لرزه‌خیزی در ایران پرداختند و با تفکیک گستره ایران به سلول‌هایی با ابعاد ۱ در ۱ درجه جغرافیایی، ارتباط بین متغیرهای مختلف را مورد ارزیابی قرار دادند و چنین نتیجه گرفتند که در این گستره ارتباط معناداری بین پارامترهای لرزه‌خیزی و توپوگرافی و بی‌هنجاری‌های گرانی وجود دارد. در این تحقیق، که می‌توان آن را ادامه کار زمانی و هاشمی (۲۰۰۰) دانست، کوشش شده است ضمن استفاده از جدیدترین داده‌های لرزه‌خیزی ایران، و

افزایش تنش برشی بیشینه ناحیه (بوژه برای اعماق کمتر از ۵ کیلومتر)، نشان دادند که بزرگترین زلزله‌های رخ داده در ناحیه به مناطقی اختصاص می‌یابد که دارای بیشترین تنش برشی و همچنین بیشترین گرادیان بی‌هنجاری گرانی هستند. این یافته می‌تواند مؤید نقش ایزوستازی و تغییرات توپوگرافی در رخداد زلزله و فعالیت لرزه‌خیزی باشد. ژان و همکاران (۲۰۱۱) اذعان کردند که قبل از رخداد زلزله‌های بزرگ در چین و در حد فاصل زمان ۱۹۹۸ تا ۲۰۰۵ تغییرات قابل ملاحظه‌ای در میدان گرانی مناطق اطراف رومکز زلزله‌ها مشاهده شده است و بالا بودن بی‌هنجاری بوگه در مناطق با فعالیت لرزه‌خیزی شدید توسط برخی محققان از جمله، پامو کچو و همکاران (۲۰۲۱) گزارش شده است. همچنین، توینگ و همکاران (۲۰۲۱) به بررسی ارتباط بین بی‌هنجاری گرانی و لرزه‌خیزی در ناحیه بالای پرداختند. سرکاری نژاد و همکاران (۲۰۱۳) ارتباط بین لرزه‌خیزی و بی‌هنجاری‌های گرانی در ناحیه زاگرس را با استفاده از روش‌های زمین‌آماري مورد مطالعه قرار دادند. استفاده از روش‌های زمین‌آماري از جمله روش مدل‌سازی واریوگرام‌ها برای تحلیل تغییرات مکانی متغیرهای ناحیه‌ای بسیار معمول بوده است و محققان بسیاری برای بررسی نحوه تغییرپذیری مکانی متغیر بی‌هنجاری‌های گرانی در مقیاس‌های مختلف از این روش کمک گرفته‌اند (نوروس و همکاران، ۱۹۹۷؛ هاشمی و کولیوند، ۱۳۹۷). هاشمی و عسکری (۱۳۹۱) با استفاده از مدل‌سازی واریوگرام‌ها، ناهمسانگردی الگوی توزیع بی‌هنجاری‌های گرانی بوگه در زاگرس را مورد مطالعه قرار دادند و دریافتند که روند ناهمسانگردی این متغیر به خوبی با راستای غالب گسل‌های بزرگ مقیاس این ناحیه تطابق نشان می‌دهد و ارتباط بین گسل‌خوردگی ناحیه و توزیع بی‌هنجاری‌های گرانی بوگه مشهود است.

عملکرد گسل‌ها، بوژه گسل‌های بزرگ مقیاسی که جابجایی قائم قابل ملاحظه‌ای ایجاد می‌کنند، می‌تواند

ایران) به همراه مهمترین پهنه های ساختاری ایران نشان داده شده است. گستره ایران از نظر ویژگی های زمین ساختی و لرزه خیزی یکنواخت نیست. مهمترین پهنه های ساختاری و لرزه زمین ساختی ایران عبارتند از: زاگرس، البرز، شرق مرکز ایران، کپه داغ و مکران (شکل (۱)).

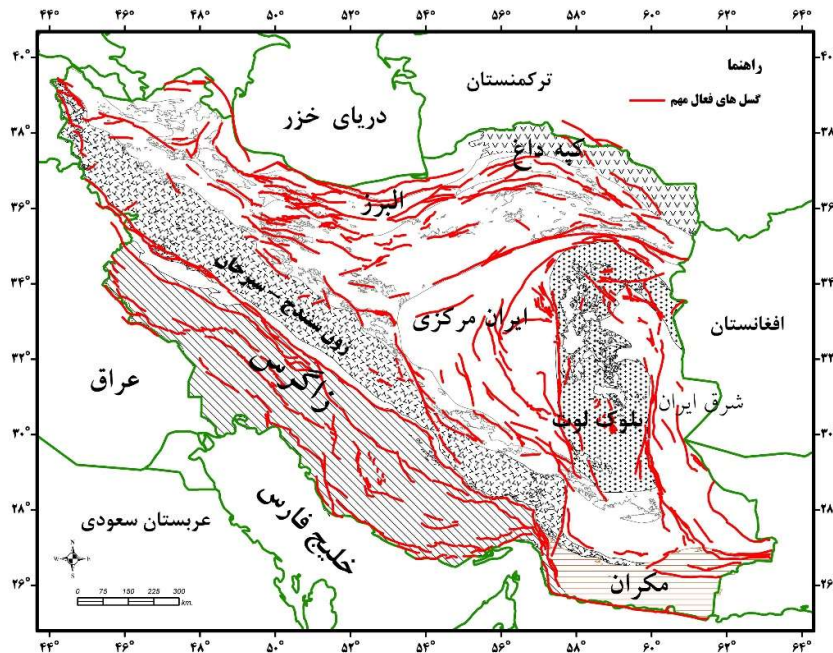
هر یک از این پهنه ها دارای ویژگی های خاص و منحصر بفرد خود از دیدگاه زمین ساختی، لرزه خیزی و ساختار پوسته ای هستند که باعث شده رفتار لرزه زمین ساختی آنها کاملاً از هم متمایز گردد. با وجود این تمایز آشکار، با توجه به حجم کلی داده های موجود، امکان بدست آوردن نتایج معنادار و قابل اعتماد از بررسی هر یک از این پهنه ها به صورت مجزا وجود ندارد و به همین دلیل تصمیم گرفته شد در این تحقیق کل گستره ایران (شکل (۱))، به عنوان یک ناحیه واحد در این بررسی آماری و زمین آماری مطالعه شود.

ناهمواری های ایران که به شکل رشته کوه های معروفی مانند زاگرس، البرز و کپه داغ قابل مشاهده هستند (شکل (۱))، حاصل دگرشکلی طولانی مدت این ناحیه بوده و تحت اثر فرایندهای زمین ساختی، ایزوستازی و فرسایش، شکل گرفته است. این گستره همچنین با فعالیت گسل های فعال بسیاری همراه است که حاصل فعالیت آنها رخداد زلزله های بزرگی است که باعث شده است ایران یکی از لرزه خیزترین نواحی دنیا محسوب شود. گسل های فعال واقع در گستره ایران دارای ویژگی های هندسی و سازوکارهای متفاوتی هستند. اغلب این گسل های فعال و لرزه زا دارای سازوکاری فشاری همراه با مؤلفه ی امتدادلغزی هستند (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳).

همچنین داده های دقیق گرانی این ناحیه، با تفکیک گستره ایران به سلول های کوچکتر (با ابعاد ۰/۵ در ۰/۵ درجه جغرافیایی) و همچنین استفاده از روش های تحلیل مکانی، ارزیابی دقیق تری از ارتباط بین لرزه خیزی و بی‌هنجاری های گرانی در ایران، صورت گیرد.

۲ زمین ساخت و لرزه خیزی ایران

فلات ایران با توجه به موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی خود، در طول تاریخ زمین شناسی شاهد وقایع زمین ساختی متعددی بوده است که حاصل آن ناهمواری های شاخص این گستره به همراه لرزه خیزی و گسلش فعال قابل توجه آن است. این فلات به عنوان بخشی از کمربند لرزه ای آلپ-همیالیا، از غرب اروپا شروع شده و تا جنوب شرق آسیا امتداد دارد (اشنوکلین، ۱۹۶۸؛ مکنزی، ۱۹۷۸). فلات ایران در محل برخورد صفحه های عربی، هند و اوراسیا واقع شده است. تنش های وارد شده به پوسته ایران در نتیجه تلاقی این صفحه هاست که باعث شده است این فلات مستعد رخداد زلزله های بزرگی باشد. با وجود لرزه-خیز بودن کل پهنه ی ایران، بخش های مختلف این پهنه، ویژگی های لرزه خیزی متفاوتی دارند و با توجه به جایگاه زمین-ساختی آنها از رفتار لرزه ای مشابهی برخوردار نیستند. دگرشکلی های رخ داده در این گستره را می توان به همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا مرتبط دانست که بر اساس بررسی های به عمل آمده بر مبنای داده های GPS نرخ همگرایی این دو صفحه زمین ساختی در طول جغرافیایی ۵۰ درجه شرقی، حدود ۲۱ میلی متر در سال است که به سمت شرق این همگرایی افزایش می یابد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). در شکل (۱) محدوده مورد مطالعه در این تحقیق (گستره



شکل ۱. نقشه ساختاری و زمین ساختی گستره ایران که در آن پهنه های مختلف ساختاری ایران نمایش داده شده است (برگرفته همراه با تغییرات از اشتوکلین (۱۹۶۸) و بربریان (۱۹۷۶). اطلاعات گسل ها از حسامی و همکاران (۲۰۰۳) اقتباس شده است).

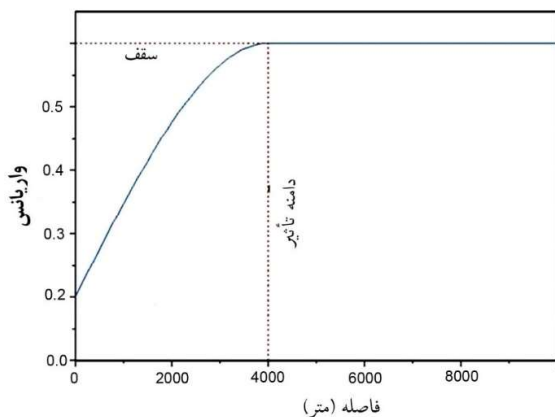
۳ مبانی نظری و روش تحقیق

در بسیاری از تحقیقات و پژوهش ها با مجموعه ای از متغیرها مواجه هستیم و برای ما یافتن ارتباط بین این متغیرها مهم و تعیین کننده است. در آمار کلاسیک، بدون در نظر گرفتن موقعیت مکانی و زمانی نقاط داده ای، به بررسی ارتباط بین دو یا چند متغیر پرداخته می شود. همبستگی بین متغیرها ممکن است دلیلی بر آن باشد که فرایندهایی یکسان آن متغیرها را کنترل می کنند. بسته به هدف از تحقیق، روش های متعددی برای بررسی ارتباط بین متغیرها توسط محققان ارائه شده است. در بین این روش ها، تحلیل همبستگی بین متغیرها از ساده ترین و پرکاربرد ترین روش ها در بررسی ارتباط بین متغیرها محسوب می شود. کمیت های مختلفی تحت عنوان ضریب همبستگی بین متغیرها در آمار کلاسیک معرفی شده است. ضریب همبستگی پیرسون معروف ترین ضریب در تعیین همبستگی بین دو متغیر کمی است. نحوه محاسبه این ضریب و همچنین اعتبارسنجی آن

در بسیاری از کتب مرجع آمار کلاسیک و زمین آمار به تفصیل آمده است (سوان و ساندرلندز، ۱۹۹۵؛ دیویس، ۲۰۰۲). کمیت ضریب همبستگی پیرسون وابسته به مقیاس داده ها نیست و دامنه تغییرات متغیرها چندان اثری بر این کمیت ندارد. از این جهت به خوبی می تواند در بررسی و تحلیل ارتباط بین متغیرها مورد استفاده قرار گیرد. مقدار ضریب همبستگی پیرسون بین ۱- و ۱ تغییر می کند. وقتی این مقدار به صفر نزدیک شود بدین معنی است که ارتباط معناداری بین دو متغیر مورد مطالعه وجود ندارد. از طرف دیگر هرچه مقدار قدر مطلق این ضریب به عدد یک نزدیکتر شود بدین معنی است که ارتباط قوی تری بین متغیرهای مورد مطالعه وجود دارد. مقادیر مثبت این ضریب ارتباط مستقیم و مقادیر منفی آن ارتباط معکوس بین متغیرها را نشان می دهد.

در تحقیقات آماری ضرورت دارد بررسی همبستگی و ارتباط آماری بین متغیرها با دقت و لحاظ نمودن معیارهای

استفاده در این تحقیق و همچنین بررسی شباهت بین آنها استفاده شده است. شکل کلی این نمودارها (شکل (۲)) چنین است که با افزایش فاصله گام، میزان واریانس متغیرهای مکانی افزایش می یابد و تا فاصله مشخصی (دامنه تأثیر) این افزایش واریانس ادامه می یابد. اما، از این فاصله به بعد، با افزایش فاصله گام، تغییری در واریانس متغیر دیده نمی شود و مقدار واریانس به حد سقف خود و یا اشباع شدگی می رسد. معمولاً در تفسیر نمودار واریوگرام از میزان شیب بخش اول نمودار می توان به میزان تغییرپذیری مکانی متغیر مورد نظر دست یافت و همچنین فاصله محدوده تغییرات، که از آن فاصله به بعد واریانس ثابت می ماند، نیز در تفسیر این نمودار کلیدی و مهم است. برای تشریح و مدل سازی رفتار واریوگرام ها، معمولاً سه مؤلفه مورد استفاده قرار می گیرد: دامنه تأثیر (Range)، حد آستانه یا سقف (Sill) و اثر قطعه ای (Nugget Effect). در شکل (۲)، نمونه ای از یک نمودار واریوگرام و اجزای آن نمایش داده شده است.



شکل ۲. نمونه ای از یک نمودار واریوگرام و اجزای تشکیل دهنده آن.

۴ داده ها

داده های مورد استفاده در این تحقیق شامل دو بخش است: بخش اول داده های مرتبط با بی هنجاری گرانی بوگه است

علمی صورت گیرد. معمولاً حجم داده ها و نوع آنها در تفسیر ضرایب همبستگی بین متغیرها باید لحاظ شود و از این جهت ضرایب همبستگی لازم است اعتبار سنجی شوند. از سوی دیگر، وقتی که داده ها از نوع مکانی باشند، روش های آمار کلاسیک به تنهایی نمی توانند رابطه دقیق بین متغیرها را به تصویر بکشند. در این موارد لازم است از روش های زمین آماری که موقعیت مکانی داده ها را نیز در تحلیل ها دخالت می دهند، استفاده شود. یکی از راه های موثر در شناخت تغییر پذیری مکانی متغیرها در علوم زمین و یافتن الگوی تغییرات مکانی این استفاده از روش های زمین آماری و به ویژه روش تحلیل واریوگرام است. واریوگرام یکی از مفیدترین ابزارهای زمین آماری در راستای نیل به این هدف می باشد که امکان تحلیل و تفسیر ساختار، مقیاس و شدت تغییرات مکانی متغیرهای ناحیه ای را فراهم می سازد (خسروی و اسمعیلی، ۱۳۹۴). از آنجا که در مطالعات علوم زمین، بسیاری از متغیرها تغییرات مکانی وابسته به جهت دارند، لذا می توان از بررسی و مقایسه واریوگرام های تهیه شده در جهات مختلف برای مطالعه الگوی جهتی تغییرات متغیرها استفاده نمود (دوچیچ، ۲۰۰۲). نمودار واریوگرام تغییرات واریانس یک متغیر ناحیه ای نسبت به فاصله گام را طبق معادله زیر نمایش می دهد:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(u_{(i)+h}) - Z(u_{(i)})]^2 \quad (1)$$

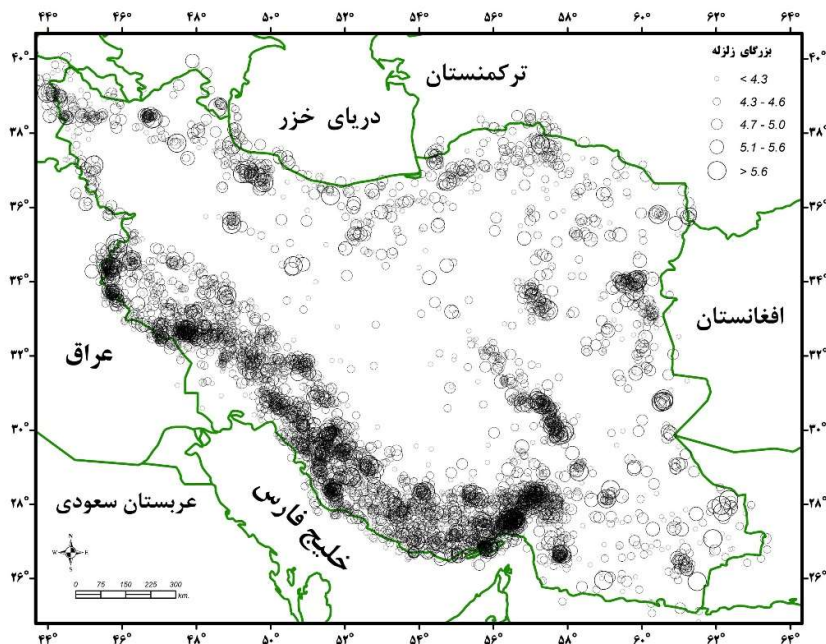
که در فرمول (۱) $\gamma(h)$ مقدار واریانس، $N(h)$ تعداد جفت داده هایی که در جدایش فاصله ای h برای محاسبه واریانس مورد استفاده قرار گرفته است، و $Z(u)$ نیز مقادیر متغیر ناحیه ای مورد مطالعه در موقعیت مکانی u است (وبستر و الیور، ۲۰۰۷). متغیرهای ناحیه ای بر حسب شدت و نحوه تغییرات مکانی مقادیر آنها، الگوهای متفاوتی از این نمودار را نشان می دهند. در این مقاله از نمودارهای واریوگرام برای ارزیابی نحوه تغییرپذیری متغیرهای مورد

از ۴/۰) را شامل می‌شود. اگرچه داده‌های دقیق‌تری از لرزه‌خیزی ایران (به ویژه از نظر بزرگ‌ها)، از پایگاه‌های داده‌های ملی، قابل دریافت است، لیکن به منظور رعایت همگنی زمانی و مکانی کاتالوگ داده‌ای مورد استفاده، افزایش بازه‌ی زمانی کاتالوگ داده‌ای، و همچنین امکان حذف زلزله‌های کوچک‌تر، تصمیم گرفته شد در این تحقیق از داده‌های بازبینی شده‌ی پایگاه داده‌ای ISC (با بازه‌ی زمانی بیش از ۴۶ سال) استفاده شود. نقشه توزیع رومرکز این زلزله‌ها نیز در شکل (۴) نمایش داده شده است.

که از برداشت‌های زمینی و بر روی تعداد ۸۱۷۶ ایستگاه (با دقت ۵ میلی‌گال) برداشت شده و از سازمان نقشه برداری کشور دریافت شده است. موقعیت مکانی این ایستگاه‌ها در ایران در شکل (۳) نشان داده شده است. توزیع مکانی این ایستگاه‌ها به خوبی کل‌گستره را پوشش می‌دهد و می‌تواند تصویر قابل‌قبولی از تغییر مکانی بی‌هنجاری در کل ایران را به ما بدهد. بخش دوم داده‌ها مرتبط با لرزه‌خیزی ایران است که شامل زلزله‌های رخ داده در این گستره است که از پایگاه داده‌ای ISC, ISC (2022) و در بازه‌ی زمانی آغاز سال ۱۹۷۵ تا پایان ماه مارس سال ۲۰۲۱ (به تعداد ۵۸۹۰ زلزله با بزرگی مساوی و بیش



شکل ۳. نقشه موقعیت ایستگاه‌های برداشت زمینی داده‌های گرانی‌سنجی (منبع داده‌ها: سازمان نقشه‌برداری کشور).



شکل ۴. نقشه رومرکز زلزله‌های استفاده‌شده در این تحقیق در بازه زمانی ۲۰۲۱-۱۹۷۵ با بزرگای مساوی و بیش از ۴/۰ (منبع داده‌ها: پایگاه داده ISC).

ژئوفیزیکی را مهیا سازد. در این راستا، ۶ متغیر کمی (دو متغیر مرتبط با بی‌هنجاری گرانی بوگه و ۴ متغیر مرتبط با لرزه خیزی ناحیه) برای هر سلول و با لحاظ کردن فاصله بافری ۰/۲۵ درجه از هر سلول، محاسبه و ثبت شد.

متغیرهای معرف لرزه خیزی مورد استفاده در این تحقیق عبارتند از:

- مقدار ضریب لرزه خیزی a از رابطه گوتنبرگ - ریشتر (AV)

- مقدار ضریب لرزه خیزی b از رابطه گوتنبرگ - ریشتر (BV)

- تعداد زلزله‌های رخ داده در محدوده چهارگوش با بزرگی مساوی و بیش از ۴/۵ (NE)

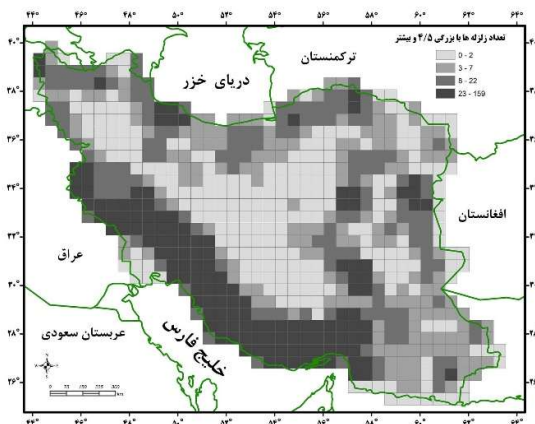
- بیشینه بزرگی زلزله‌های رخ داده در محدوده چهارگوش ها (MM)

همچنین، دو متغیر معرف بی‌هنجاری گرانی ناحیه ای بوگه نیز عبارتند از:

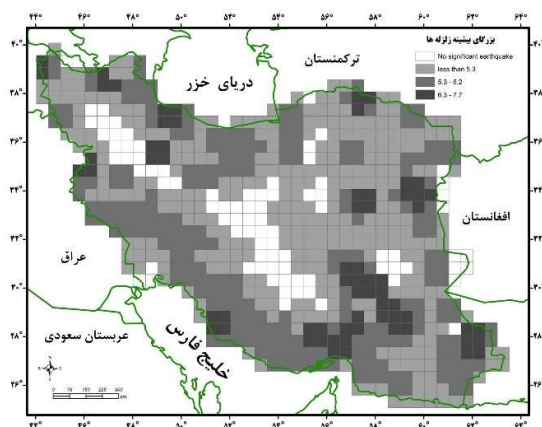
در این مقاله، با توجه به هدف تحقیق یعنی ارزیابی ارتباط بین لرزه خیزی و بی‌هنجاری گرانی بوگه در گستره ایران، و همچنین با توجه به اینکه برداشت مقادیر بی‌هنجاری‌های بوگه به صورت نقطه ای بوده و امکان تطبیق مکانی مستقیم با داده‌های لرزه خیزی را ندارند، تصمیم گرفته شد گستره مورد مطالعه به شبکه ای از ۶۸۲ چهارگوش (سلول) با ابعاد ۰/۵ در ۰/۵ درجه جغرافیایی تقسیم بندی شود. سپس، متغیرهای مورد نظر برای این مطالعه در محدوده این سلول‌ها محاسبه و تعیین شده و برای تحلیل‌های آماری و زمین آماری این مقادیر بدست آمده، به مرکز چهارگوش‌ها اختصاص داده شده است. این شیوه انجام تحقیق می‌تواند به طور قابل توجهی خطای عدم قطعیت مکانی زلزله‌ها و همچنین توزیع ناهمگن ایستگاه‌های برداشت زمینی داده‌های گرانی را کاهش داده و امکان ارزیابی دقیق تری از ارتباط بین این دو خصوصیت

گستره برخوردار است. در مجموع، نقشه‌های تهیه شده برای این متغیرها الگوهای نسبتاً مشابهی را نشان می‌دهند که می‌تواند نشان از همبستگی بالای این متغیرها باشد. از سوی دیگر، نقشه‌های ارائه شده در شکل (۶) نیز، مانند شکل (۵) و با همین رویکرد، توزیع مکانی بی‌هنجاری گرانی بوگه را در ایران نشان می‌دهد. نقشه الف در این شکل، میانگین این بی‌هنجاری را در محدوده تعریف شده برای سلول‌ها (با احتساب فاصله بافری ۰/۲۵ درجه‌ای) نشان می‌دهد و نقشه ب نیز حداکثر تغییرات این بی‌هنجاری در محدوده سلول‌ها را به نمایش می‌گذارد. نگاهی کلی به این دو نقشه و مقایسه آنها با نقشه‌های معرف توزیع لرزه‌خیزی در ایران نشان می‌دهد، شباهت قابل توجهی بین نقشه‌های توزیع بی‌هنجاری گرانی بوگه و نقشه‌های لرزه‌خیزی قابل مشاهده است. به طور خاص، این شباهت بین نقشه توزیع بیشینه بزرگای زلزله‌ها (شکل ۵ب)) و نقشه تغییرات بی‌هنجاری بوگه (شکل ۶ب)) واضح‌تر از سایر نقشه‌ها است. شباهت این الگوی توزیع مکانی متغیرها، خود می‌تواند دلیلی بر ارتباط و همبستگی بین متغیرها باشد. همچنین، مناطق با فعالیت لرزه‌خیزی بیشتر و بی‌هنجاری گرانی بوگه بالاتر، از نظر موقعیت مکانی همخوانی خوبی با موقعیت قرارگیری گسل‌های مهم ناحیه (شکل ۱)) نشان می‌دهند. از این جهت، مناطق

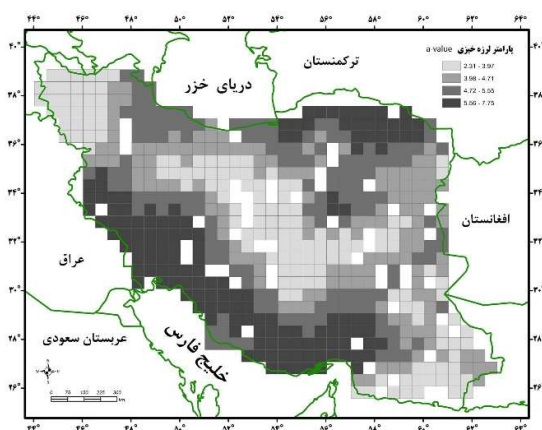
- متوسط بی‌هنجاری ناحیه ای بوگه در محدوده چهارگوش‌ها (AB) - تفاوت بیشینه و کمینه مقدار بی‌هنجاری ناحیه‌ای بوگه در محدوده چهارگوش‌ها (BR) - نقشه‌های توزیع مکانی این متغیرها در گستره ایران، در شکل‌های (۵) و (۶) نمایش داده شده است. در این تحقیق، از نرم افزار ArcGIS (10.8) برای نمایش نقشه‌ها و از نرم افزار Surfer (14.0) برای تهیه نمودارهای واریوگرام، کمک گرفته شده است. به منظور تهیه نقشه‌های توزیع مکانی متغیرها، ابتدا داده‌های لرزه‌خیزی هر چهارگوش با رعایت فاصله بافری ۰/۲۵ درجه ای از کاتالوگ داده‌ای جداسازی شده و سپس، با استفاده از نرم افزار Zmap پارامترهای لرزه‌خیزی a و b و سایر متغیرهای فوق برآورد شد. در نقشه‌های شکل (۵) توزیع مکانی متغیرهای مرتبط با لرزه‌خیزی ناحیه، با دسته بندی چهارگوش‌ها و با روش تقسیم بندی همگن چهارگوش‌ها (دسته‌های با تعداد اعضاء یکسان)، ارائه شده است. بر اساس این نقشه‌ها می‌توان مناطق با توان لرزه‌خیزی بالاتر را از نواحی با لرزه‌خیزی کمتر تفکیک نمود. بر این اساس مشاهده می‌شود، ناحیه زاگرس و البرز از لرزه‌خیزی بالاتری نسبت به سایر بخش‌های ایران برخوردارند و از طرف دیگر پهنه ایران مرکزی از لرزه‌خیزی کمتری در این



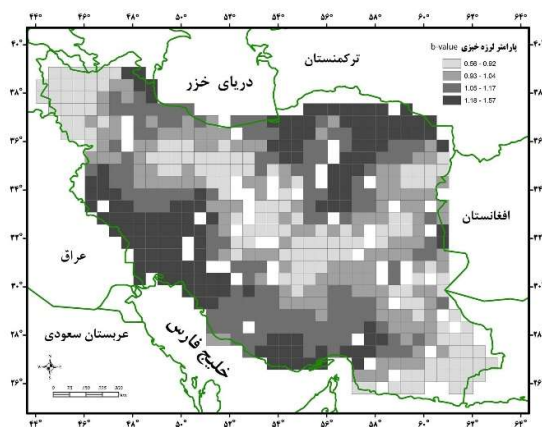
(الف)



(ب)

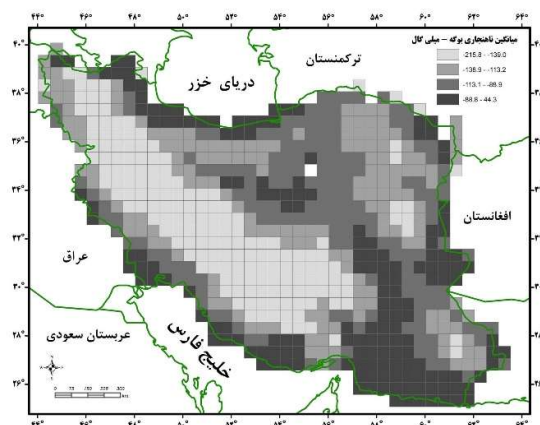


(ج)

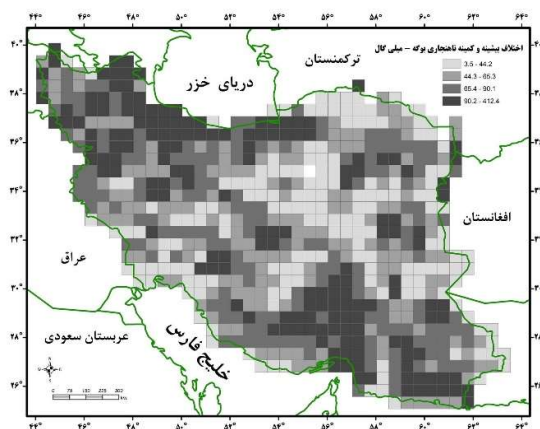


(د)

شکل ۵. نقشه‌های معرف الگوی توزیع مکانی چهار متغیر معرف لرزه‌خیزی در این تحقیق. الف) تعداد زلزله‌های رخ داده (NE) (ب) بیشینه بزرگای زلزله‌های رخ داده (MM) (ج) مقدار ضریب لرزه‌خیزی a از رابطه گوتنبرگ-ریشتر (AV) (د) مقدار ضریب لرزه‌خیزی b از رابطه گوتنبرگ-ریشتر (BV).



(الف)



(ب)

شکل ۶. نقشه‌های معرف الگوی توزیع مکانی دو متغیر معرف بی‌هنجاری بوگه در این تحقیق. (الف) متوسط بی‌هنجاری ناحیه‌ای بوگه (AB) (ب) تفاوت بیشینه و کمینه مقدار بی‌هنجاری ناحیه‌ای بوگه (BR).

بررسی شد. در جدول (۱) مقادیر ضرایب همبستگی پیرسون که بین ۶ متغیر مورد مطالعه در این تحقیق بدست آمده است، ارائه شده است. بر اساس تعداد نقاط داده ای ($n=682$)، حد بحرانی معناداری ضریب همبستگی پیرسون برای حد اطمینان ۹۹ درصد، به مقدار $0/146$ تعیین می شود (سوان و ساندرلندز، ۱۹۹۵)، به این معنا که مقادیر بیشتر از $0/146$ و کمتر از $-0/146$ معنادار می باشند. در جدول (۱) مقادیر دارای اعتبار با علامت ستاره نمایش داده شده اند.

مقادیر ارائه شده در جدول (۱) نشان می دهد، متغیرهای معرف لرزه خیزی، دارای همبستگی مثبت معناداری هستند

با تغییرات بی‌هنجاری بوگه زیاد شاید نشانه ای از گسل های پنهان در این مناطق باشند که ممکن است از لرزه خیزی بالایی هم برخوردار باشند. موضوع عملکرد گسل های پنهان در گستره ایران و بویژه در ناحیه زاگرس قبلاً توسط برخی محققان از جمله بربریان (۱۹۹۵) مورد اشاره قرار گرفته است.

۵ تحلیل آماری و بحث

به منظور بررسی ارتباط آماری بین ۶ متغیر کمی مورد مطالعه در این تحقیق، مقادیر ضریب همبستگی پیرسون بین این متغیرها محاسبه گردید و درجه اعتبار این ضرایب نیز

نسبت به دو متغیر دیگر لرزه خیزی (یعنی BV و MM) به متغیرهای معرف بی هنجاری بوگه نشان می دهند. در بین دو متغیر معرف بی هنجاری گرانی بوگه نیز، متغیر BR با متغیرهای لرزه خیزی همبستگی بالاتری دارد.

بر اساس یافته های این بررسی آماری می توان چنین استدلال نمود که تغییر در مقدار بی هنجاری بوگه می تواند با لرزه خیزی ارتباط معناداری داشته باشد. شاید بتوان چنین گفت که تغییر در بی هنجاری گرانی، نیروهایی مؤثر بر رخداد زلزله ها را ایجاد می نماید. این ارتباط معنادار آماری، با متغیرهای نشان دهنده فراوانی رخداد زلزله ها (یعنی AV و NE) به طور قوی تری دیده می شود.

که با توجه به ماهیت مشابه این متغیرها، این نتیجه قابل انتظار است. دو متغیر معرف وضعیت بی هنجاری بوگه (AB, BR) تقریباً از هم مستقل بوده و همبستگی معناداری با هم ندارند. این دو متغیر با اکثر متغیرهای معرف لرزه خیزی همبستگی مثبت قابل توجه نشان می دهند.

متغیر میانگین بی هنجاری بوگه (AB) با ضرایب لرزه خیزی a و b از رابطه گوتنبرگ و ریشتر (BV, AV) همبستگی معنادار قابل توجهی نشان می دهد. متغیر حداکثر تغییرات بی هنجاری بوگه (BR) با متغیرهای معرف لرزه خیزی AV, BV, NE همبستگی مثبت قابل توجه و معناداری نشان می دهد. متغیرهای معرف فراوانی رخداد زلزله ها، یعنی دو متغیر AV و NE، همبستگی بالاتری

جدول ۱. ماتریس ضریب همبستگی پیرسون محاسبه شده بین شش متغیر مورد مطالعه در این تحقیق.

متغیر	AV	BV	NE	MM	AB	BR
AV	۱/۰۰۰					
BV	* ۰/۹۷۶	۱/۰۰۰				
NE	* ۰/۴۳۲	* ۰/۳۱۰	۱/۰۰۰			
MM	* ۰/۳۳۱	* ۰/۲۷۰	* ۰/۴۵۶	۱/۰۰۰		
AB	* ۰/۲۹۱	* ۰/۲۷۲	* ۰/۰۳۲	* ۰/۰۸۶	۱/۰۰۰	
BR	* ۰/۳۶۵	* ۰/۲۶۰	* ۰/۳۱۲	* ۰/۱۳۱	* ۰/۰۸۱	۱/۰۰۰

* دارنده اعتبار در سطح احتمال ۰/۰۱

و محاسبه شد، با اختصاص این مقادیر به نقاط مرکزی چهار گوش ها، نمودار واریوگرام کلی (بدون دخالت دادن راستای تغییر پذیری) برای این نقاط که فاصله بندی ۰/۵ درجه ای، هم در جهت طول و هم در جهت عرض دارند، تهیه شد. این نمودارها به خوبی نحوه تغییر پذیری مکانی این متغیرها نسبت به طول گام (بر حسب کیلومتر)، را به ما نشان می دهند. در ادامه کوشش می شود با مقایسه نمودارهای واریوگرام تهیه شده، به ارزیابی شباهت و همبستگی بین متغیرها پرداخته شود.

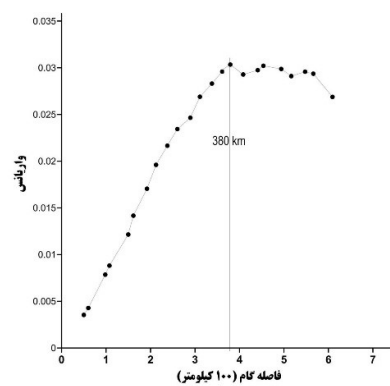
در شکل (۷)، چهار نمودار واریوگرام معرف نحوه تغییر پذیری متغیرهای مرتبط با لرزه خیزی نمایش داده شده

اگرچه تحلیل همبستگی آماری بین متغیرها به شیوه آمار کلاسیک و بر مبنای محاسبه ضریب همبستگی پیرسون می تواند دیدی کلی از نحوه ارتباط بین متغیرها را در اختیار ما قرار دهد، اما با توجه به اینکه متغیرهای مورد مطالعه در این تحقیق ماهیت مکانی دارند و تغییر پذیری مکانی آنها نیز باید در ارزیابی ارتباطی بین آنها مورد نظر قرار گیرد، لازم است از روش های زمین آماری برای تحلیل تغییر پذیری و ارتباط بین آنها کمک گرفته شود. در این راستا، برای هر کدام از ۶ متغیر مورد مطالعه، نمودار واریوگرام تهیه شد. به این منظور، پس از اینکه مقادیر متغیرهای مورد مطالعه برای هر یک از چهار گوش ها تعیین

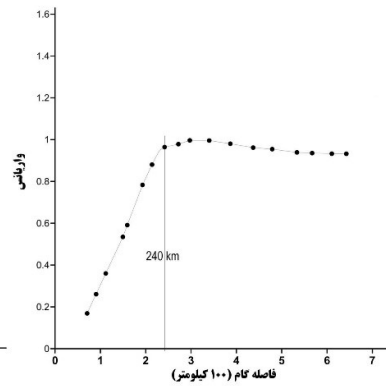
نمودار خاتمه می‌یابد و نمودار به حالت تقریباً افقی در می‌آید. در نمودارهای واریوگرام، این فاصله به عنوان دامنه تأثیر نشان داده شده است. از سوی دیگر شیب بخش اول نمودار واریوگرام (قبل از افقی شدن) نیز شدت تغییرپذیری متغیر مورد مطالعه را نشان می‌دهد. شیب بیشتر این بخش نشان دهنده تغییرپذیری مکانی بیشتر متغیر است.

بر همین اساس، دامنه تأثیر واریوگرام برای متغیرهای MM ، BV و AV نیز به ترتیب حدود ۳۸۰، ۲۴۵ و ۲۴۰ کیلومتر است. متغیر BV نسبت به سایر متغیرهای مرتبط با لرزه خیزی تفاوت فاحشی در دامنه تأثیر نشان می‌دهد که به وضوح در این نمودار دیده می‌شود.

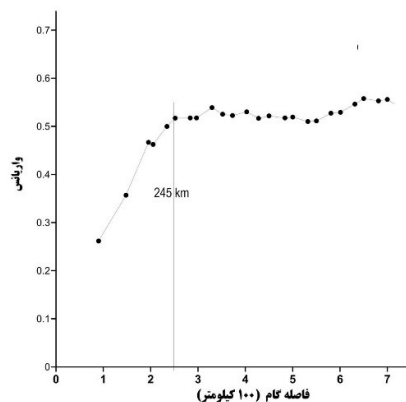
است. نگاهی کلی به این نمودارها نشان می‌دهد که در بین این چهار متغیر، متغیرهای AV و NE در فواصل کوتاه تری نسبت به دو متغیر دیگر، تغییرپذیری بالاتری را از خود نشان می‌دهند. دو متغیر دیگر MM و BV تا فواصل طولانی تری خودهمبستگی مکانی خود را حفظ می‌کنند و تغییرات مکانی بیشتری از خود نشان می‌دهند. بر همین اساس، به عنوان مثال متغیر NE حداکثر تا فاصله تقریبی ۲۰۰ کیلومتری، از خودهمبستگی قابل ملاحظه‌ای برخوردار است و در ورای این فاصله به نظر می‌رسد مقادیر این متغیر، همبستگی مکانی خاصی با هم ندارند. در تحلیل نمودار واریوگرام، این فاصله جایی تعیین می‌شود که شیب



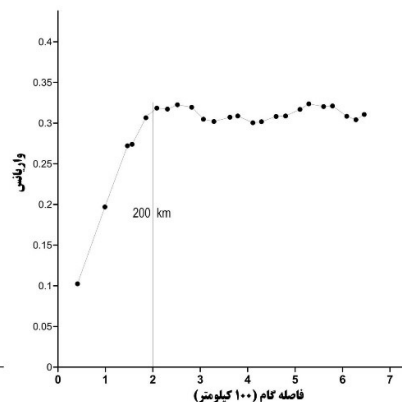
(ب)



(الف)

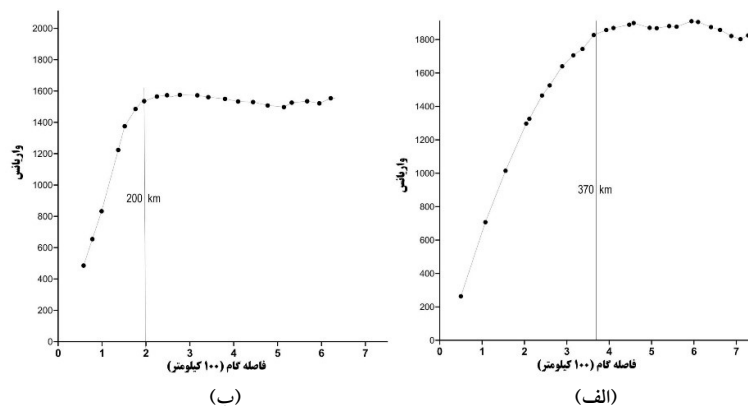


(د)



(ج)

شکل ۷. نمودارهای واریوگرام تهیه شده برای چهار متغیر معرف لرزه‌خیزی در این تحقیق. (الف) مقدار ضریب لرزه‌خیزی a از رابطه گوتنبرگ-ریشر (AV) (ب) مقدار ضریب لرزه‌خیزی b از رابطه گوتنبرگ-ریشر (BV) (ج) لگاریتم تعداد زلزله‌های رخ داده (NE) (د) بیشینه بزرگای زلزله‌های رخ داده (MM).



شکل ۸. نمودارهای واریوگرام تهیه شده برای دو متغیر معرف بی‌هنجاری بوگه در این تحقیق. (الف) متوسط بی‌هنجاری ناحیه‌ای بوگه (AB) (ب) تفاوت پیشینه و کمینه مقدار بی‌هنجاری ناحیه‌ای بوگه (BR).

و داده‌های لرزه‌خیزی دستگامی این گستره در بازه زمانی ۲۰۲۱-۱۹۷۵ در این تحلیل استفاده شده است. بی‌هنجاری گرانی بوگه می‌تواند نشان دهنده ناپایداری‌های گرانی در مقیاس‌های مختلف باشد و ممکن است نقشی مهم و اساسی در رخداد زلزله ایفا نماید.

برای انجام این تحقیق، ابتدا ناحیه مورد مطالعه (کل گستره ایران) به چهار گوش‌هایی با ابعاد ۰/۵ در ۰/۵ درجه جغرافیایی تقسیم بندی شده و سپس متغیرهای معرف لرزه‌خیزی و بی‌هنجاری گرانی بوگه برای هر سلول محاسبه شده است. در ادامه، ضریب همبستگی پیرسون بین این متغیرها تعیین و اعتبارسنجی شده است. همچنین، نقشه‌های معرف الگوی توزیع مکانی این متغیرها و نمودارهای واریوگرام برای هر متغیر تهیه شده و این نقشه‌ها و نمودارها مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفته است. به طور خلاصه می‌توان نتایج حاصل از این تحقیق را چنین برشمرد:

- بطور کلی شباهت قابل توجه بین الگوی مکانی تغییرات این متغیرها، نشان از ارتباط معنادار بین بی‌هنجاری گرانی بوگه و لرزه‌خیزی در این ناحیه دارد. مقادیر ضریب همبستگی پیرسون محاسبه شده بین متغیرها نیز گویای این واقعیت است. این مقادیر نشان می‌دهند، هر دو متغیر

در شکل (۸) دو نمودار واریوگرام معرف تغییرپذیری متغیرهای مرتبط با بی‌هنجاری گرانی بوگه نمایش داده شده است. نمودار واریوگرام مربوط به متغیر AB دارای دامنه تأثیر بیشتری (حدود ۳۷۰ کیلومتر) نسبت به متغیر BA (حدود ۲۰۰ کیلومتر) است. پس از مقایسه این نمودارها با نمودارهای واریوگرام مربوط به متغیرهای مرتبط با لرزه‌خیزی (شکل (۷))، می‌توان چنین نتیجه گرفت که متغیر AB شباهت نموداری بالایی با متغیر BV نشان می‌دهد، به این معنی که هر دو دارای دامنه تأثیر مشابه و نسبتاً زیادی هستند. از سوی دیگر، متغیر BA که معرف تغییرات بی‌هنجاری است، به خوبی با متغیرهای لرزه‌خیزی NE و AV شباهت نموداری قابل توجهی نشان می‌دهد که می‌تواند به معنای همبستگی بالای این متغیرها باشد.

۶ نتیجه‌گیری

در این مقاله، تغییرپذیری مکانی و همبستگی بین متغیرهای معرف بی‌هنجاری گرانی بوگه و لرزه‌خیزی در گستره ایران مورد ارزیابی قرار گرفته است. به این منظور، از داده‌های برداشت زمینی بی‌هنجاری گرانی با دقت ۵ میلی‌گال

مانند هر تحقیق دیگری که مبتنی بر تحلیل داده‌ها باشد، نتایج این مطالعه نیز به دقت و صحت داده‌ها وابسته است. بخصوص در مورد داده‌های لرزه‌خیزی با توجه به بازه زمانی نسبتاً کوتاه داده‌های لرزه‌ای (در قیاس با فرایندهای طولانی مدت زمین‌شناختی)، نمی‌توان با اطمینان خاطر در خصوص نتایج حاصله اظهار نظر نمود. انتظار می‌رود با در دسترس قرار گرفتن داده‌های دقیق‌تر و قابل اعتمادتر، بتوان به ارزیابی دقیق‌تری از ارتباط بین این متغیرها، با روش بکار رفته در این تحقیق، پرداخت. به علاوه، با توجه به اینکه این تحقیق به بررسی ارتباط بین تغییرات لرزه‌خیزی و بی‌هنجاری بوگه در مقیاسی ناحیه‌ای و وسعت زیاد می‌پردازد، پیشنهاد می‌شود نتایج کلی این تحقیق در خصوص همبستگی معنادار تغییرات لرزه‌خیزی و بی‌هنجاری بوگه، در مقیاسی محلی و کوچکتر و با بررسی دقیق مکانی - زمانی داده‌ها، به ویژه با استفاده از داده‌های دقیق‌تر، مورد تحلیل و صحت‌سنجی قرار گیرد.

سپاس‌گزاری

نویسنده از سازمان نقشه برداری کشور به خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های گرانی سنجی زمینی ایران، کمال تشکر و قدردانی را دارد. از داوران محترم مجله ژئوفیزیک ایران که نقطه نظر‌ها و پیشنهاد‌های ایشان باعث ارتقاء کیفی مقاله گردید، سپاس‌گزاری می‌شود. از حمایت‌های مادی و معنوی معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه دامغان در انجام این تحقیق تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

خسروی، ی. اسمعیلی، ع. ۱۳۹۴، تحلیل فضایی داده‌های محیطی با زمین‌آمار. چاپ اول، انتشارات آذر کلک. هاشمی، ن.، کولیوند، ف.، ۱۳۹۷، تحلیل مکانی لرزه‌خیزی در ناحیه زاگرس با استفاده از مدل سازی واریوگرام. هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۲۰-۱۸

میانگین بی‌هنجاری گرانی بوگه و بیشینه تغییرات این بی‌هنجاری، با متغیرهای معرف لرزه‌خیزی بطور مثبت همبستگی قابل توجه نشان می‌دهند. این درجه همبستگی برای متغیر بیشینه تغییرات بی‌هنجاری بوگه، قوی‌تر است و به علاوه، متغیر بیشینه تغییرات بی‌هنجاری بوگه با متغیرهای لرزه‌خیزی مرتبط با فراوانی زلزله‌ها، همبستگی بیشتری نشان می‌دهد.

- نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که در بین متغیرهای معرف لرزه‌خیزی ناحیه، متغیر پارامتر لرزه‌خیزی b (از رابطه گوتنبرگ - ریشتر) تغییرپذیری مکانی بیشتری نسبت به سایر متغیرها داشته و تا فواصل زیادی خودهمبستگی مکانی بین مقادیر این متغیر، حفظ شده است. از طرف دیگر، دو متغیر فراوانی زلزله‌ها و بیشینه بزرگای زلزله‌ها، به همراه پارامتر لرزه‌خیزی a ، در فواصل کمتری خودهمبستگی مکانی دارند. نمودارهای واریوگرام تهیه شده برای دو متغیر معرف بی‌هنجاری بوگه نیز نشان می‌دهند هر دو این نمودارها شباهت قابل ملاحظه‌ای با نمودارهای معرف لرزه‌خیزی از خود نشان می‌دهند. این شباهت برای متغیر بیشینه تغییرات بی‌هنجاری بوگه واضح‌تر است. شباهت‌های قابل توجه نمودارهای واریوگرام، به همراه شباهت نقشه‌های توزیع مکانی این متغیرها، می‌تواند نشان دهنده ارتباط نزدیک بین این دو سری متغیر باشد.

- بر اساس یافته‌های این تحقیق می‌توان چنین گفت که همبستگی قابل توجه مشاهده شده بین متغیر بیشینه تغییرات بی‌هنجاری گرانی بوگه و متغیرهای معرف لرزه‌خیزی، بخصوص متغیرهای مرتبط با فراوانی رخداد زلزله‌ها، نشان می‌دهد تغییرات بی‌هنجاری گرانی بوگه می‌تواند از عوامل مؤثر بر رخداد زلزله‌ها در این گستره به شمار آید. می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که نیروهای گرانی و بخصوص نیروهای ناشی از عدم تعادل ایزوستازی، می‌توانند نقش مهمی در رخداد زلزله‌های این گستره و به ویژه فراوانی زلزله‌ها ایفا نمایند.

- Oxford.
- Ghosh, G.K., 2019. Interpretation of gravity anomaly to delineate thrust faults locations at the northeastern part of India and its adjacent areas using source edge detection technique, tilt derivative and $\text{Cos}(\theta)$ analysis. *Acta Geophysica*, 67, 1277–1295.
- Ghosh, G.K., Dasgupta, R., Reddy, B.J., Singh, S.N., 2015. Gravity data interpretation across the Brahmaputra Thrust and Dauki Fault in the north-Eastern India. *Journal of Geophysics*, 7(1):31–38.
- Hessami, K., Jamali, F., Tabasi, H., 2003. Major Active Faults map of Iran, Scale 1:2500000, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), 1 sheet.
- International Seismological Centre (2023), On-line Bulletin, <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- Jacoby, W., Smilde, P.L., 2009. Gravity Interpretation: Fundamentals and Application of Gravity Inversion and Geological Interpretation. Springer, Berlin, 395 p.
- Jimenez-Munt, I., Fernandez, M., Saura, E., Verges, J. and Garcia-Castellanos, D., 2012. 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia–Eurasia collision (Iran). *Geophys. J. Int.*, 190, 1311–1324.
- Khan, P.K., Chakraborty, P.P., 2007. The seismic b-value and its correlation with Bouguer gravity anomaly over the Shillong Plateau area: tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 136–147.
- Mallick, K., Vasanthi, A., Sharma, K.K., 2012. Bouguer gravity regional and residual separation: Application to geology and environment. 1th edn., Springer, New York.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D. P., 1987. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical* اردیبهشت ۱۳۹۷، دانشگاه تهران، تهران.
- هاشمی، س.ن.، عسکری، ل.، ۱۳۹۱، استفاده از روش زمین آماری تحلی واریوگرام ها در بررسی تغییرات مکانی ناهنجاری گرانشی بوگه در ناحیه زاگرس. شانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۱۴ تا ۱۶ شهریور ماه ۱۳۹۳، دانشگاه شیراز، شیراز.
- Abdelrahman, E.M., El-Araby, H.M., El-Araby, T.M., Abo-Ezz, E.R., 2003. A least-squares derivatives analysis of gravity anomalies due to faulted thin slabs. *Geophysics*, 68: 535–543.
- Benvenuti, M. and Caputo, M., 1982. Pattern recognition of a gravity anomaly-seismicity relationship. *Atti Accad. Naz. Lincei*, 72(1): 360-372.
- Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II). Geological Survey of Iran, Report No. 39, p. 517.
- Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241,193-224.
- Bora, D.K., Borah, K., Mahanta, R., Borgohain, J.M., 2018. Seismic b-values and its correlation with seismic moment and Bouguer gravity anomaly over Indo-Burma ranges of northeast India: Tectonic implications. *Tectonophysics*, 728-729, 130-141.
- Caputo, M., Milana, G. and Rayhorn, J., 1984. Topography and its isostatic compensation as a cause of seismicity of the Apennines. *Tectonophysics*, 102, 333-342.
- Caputo, M., Manzetti, V. and Nicelli, R., 1985. Topography and its isostatic compensation as a cause of seismicity: a revision. *Tectonophysics*, 111, 25-39.
- Davis, J.C., 2002. *Statistics and Data Analysis in Geology*, Third Edition. John Wiley and Sons, New York, 638 p.
- Dehghani, G.A. and Makris, J., 1983. The gravity field and crustal structure of Iran. Geological Survey of Iran, 51, 51-68.
- Deutsch, C.V., 2002. *Geostatistical Reservoir Modeling*, Oxford University Press,

- Journal of the Royal Astronomical Society, 55, 217-254.
- Noreus, J.P., Nyborg, M.R., Hayling, K.L., 1997. The gravity anomaly field in the Gulf of Bothnia spatially characterized from satellite altimetry and in situ measurements. *J. appl. Geophys.*, 37, 67-84.
- Pamukçu OA, Doğru F, Çirmik A, Göneş D., 2021. Seismic a and b-values and crustal parameters of Samos Island-Aegean Sea, Lesvos Island-Karaburun, Kos Island-Gökova Bay earthquakes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30: 833-850, doi:10.3906/yer-2107-13
- Sarkarinejad, K., Mehdi Zadeh, R., Webster, R., 2013. Two-dimensional spatial analysis of the seismic b-value and the Bouguer gravity anomaly in the southeastern part of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran tectonic implications, *Journal of Asian Earth Sciences*, 62, p.308-316.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Swan, A.R.H., Sandilands, M., 1995. *Introduction to Geological Data Analysis*. Blackwell Sciences, Oxford, 446 p.
- Tobing, A. A. L., Sukarasa, I. K., & Yusuf, M., 2021. Analysis of gravity anomaly and seismicity in Bali region. *International Journal of Physical Sciences and Engineering*, 5(3), 34-43. <https://doi.org/10.53730/ijpse.v5n3.1723>
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.
- Webster, R., Oliver, M.A., 2007. *Geostatistics for Environmental Scientists*, Second Edition, John Wiley & Sons, Ltd.
- Zamani, A. and Hashemi, S.N., 2000. A comparison between seismicity, topographic relief, and gravity anomalies of the Iranian Plateau. *Tectonophysics*, 327, 25-36.
- Zhan, F.B., Zhu, Y., Ning, J., Zhou J., Liang W., Xu Y., 2011. Gravity changes before large earthquakes in China: 1998–2005. *Geo-spat. Inf. Sci.* 14, 1–9. <https://doi.org/10.1007/s11806-011-0440-0>.

بررسی وضعیت رانش زمین در مسیر خطوط انتقال لوله گاز محدوده امامزاده هاشم - رودهن، استان تهران

سعید قاضی نژاد^{۱*}، مهشید ابطحی نجف آبادی^۲، مهدی باجلان^۳ و امیررضا مصیر^۴

^۱ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲ عضو هیات مدیره مهندسين مشاور صحراکاو، تهران، ایران
^۳ رئیس مهندسی و طراحی طرح خط لوله دهم سراسری، تهران، ایران
^۴ مهندسين مشاور صحراکاو، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۱۸، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۱۱)

چکیده

در این مقاله با استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی و به‌کارگیری سه روش ژئوالکتريک یک‌بعدی، ژئوالکتريک دوبعدی IP&RS و ژئورادار نفوذی GPR، دلایل ریزش و لغزش زمین در مسیر پیشنهادی خط لوله گاز امامزاده هاشم - رودهن واقع در استان تهران بررسی می‌شود. برای این منظور تعداد بیست سونداژ الکتریکی به صورت نامنظم در محدوده رانش و در طول ده پروفیل برداشت شد و پس از شناسایی حدودی محدوده رانش، تعداد دو پروفیل با آرایش قطبی - دوقطبی به طول ۳۸۰ متر و فواصل ایستگاهی ۵ و ۱۰ متر با روش‌های قطبش القایی و مقاومت ویژه داده‌برداری شد. همچنین داده‌های ژئورادار نفوذی در طول ۱۰۰۰ متر با ۲۷ پروفیل برداشت شد. با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی ذکر شده، محدوده‌های رانش مشخص شد. با توجه به وجود حفرات در زیر زمین، این محدوده‌ها به کمک روش رادار نفوذی تفکیک شدند. سپس با به‌کارگیری نرم‌افزارهای تحلیل پایداری، روش‌های تحکیم و تثبیت محدوده‌های بی‌هنجاری بررسی شد.

کلمه‌های کلیدی: ژئوالکتريک دوبعدی، قطبش القایی، ژئورادار نفوذی، زمین‌لغزش، تحلیل پایداری، امامزاده هاشم

۱ مقدمه

بررسی‌های مختلف، آزمایش‌ها و برداشت‌های ژئوفیزیکی در دستور کار قرار گرفت. در این مطالعه از دو روش ژئوالکتریک یک‌بعدی و دوبعدی جهت شناسایی محدوده رانش و از روش رادار نفوذی جهت شناسایی حفرات موجود در زیر زمین استفاده شد.

محدوده مورد مطالعه در حدود ۷۰ کیلومتری شرق تهران و نزدیکی شهرستان رودهن واقع شده است (شکل ۱). از آنجا که در محدوده عملیات، دو مخاطره ژئوتکنیکی رانش زمین و حفرات زیرزمینی وجود دارد، پس از



شکل ۱. موقعیت محدوده مورد مطالعه در استان تهران و تصویر ماهواره‌ای.

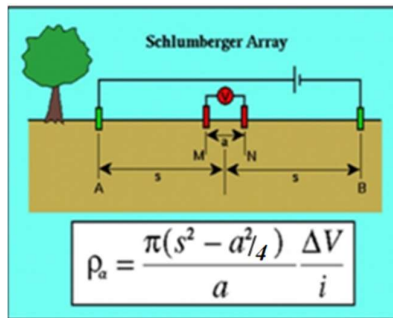
۲ روش اندازه‌گیری

در یک تقسیم‌بندی کلی می‌توان روش‌های ژئوفیزیک را به دو بخش عمده تقسیم کرد: (۱) روش‌هایی که در آنها از چشمه انرژی طبیعی استفاده می‌شود؛ (۲) روش‌هایی که در آنها از چشمه انرژی مصنوعی استفاده می‌شود.

موقعیت الکترودها می‌توان مقاومت ظاهری را بر اساس فرمول $\rho = k \Delta V / I$ به دست آورد. در سامانه ایدنال GPR، مدار فرستنده یک سیگنال الکتریکی را به آنتن فرستنده می‌فرستد و آنتن آن را به صورت انرژی گسیل می‌کند. در ادامه مقاله، سامانه GPR بیشتر معرفی می‌شود.

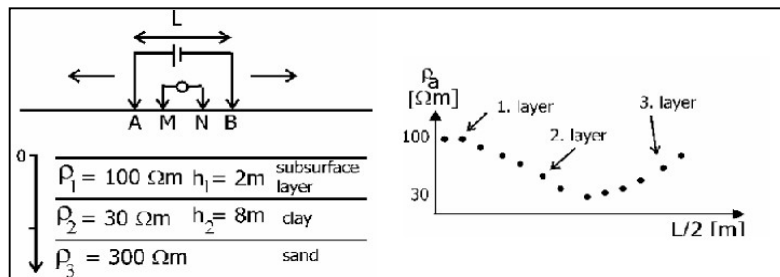
روش‌های مقاومت ویژه و الکترومغناطیس در زمره روش‌های دسته دوم محسوب می‌شوند. روش مقاومت ویژه را که روشی اکتشافی است، ابتدا برادران شلومبرژه در دهه ۱۹۲۰ به کاربردند. اساس کار این روش، تزریق جریان الکتریکی مستقیم یا متناوب (با فرکانس کم در حد چند هرتز) به داخل زمین و اندازه‌گیری آن در فواصل منظم روی زمین یا درون چاه است. در این روش با اندازه‌گیری تغییرات پتانسیل الکتریکی، توزیع مقاومت ویژه در زیر سطح به دست می‌آید. در روش مقاومت ویژه، جریان الکتریکی معمولاً با دو الکتروده به زمین تزریق و اختلاف پتانسیل با استفاده از دو الکتروده دیگر اندازه‌گیری می‌شود. با دانستن اختلاف پتانسیل، مقدار جریان تزریق شده و

۲-۱ روش اندازه‌گیری داده‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی با آرایه یک‌بعدی
در این پروژه، آرایه مورد استفاده در ژئوالکتریک یک‌بعدی، آرایه شلومبرژه است (شکل ۲).



شکل ۲. نحوه قرارگیری الکترودها در آرایه شلومبرژه.

همچنین آباک دستی، مدل و مقاطع ژئوالکتریک رسم می‌شوند و در اختیار مفسر قرار می‌گیرند تا با توجه به اطلاعات، مقاطع را لایه‌بندی کند. شکل ۳ وضعیت واقعی لایه‌های زیر زمین و منحنی به‌دست آمده از داده‌برداری را نشان می‌دهد.



شکل ۳. نمونه‌ای از روش تفسیر منحنی صحرائی.

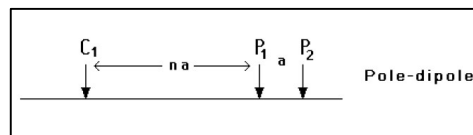
نزدیک‌ترین فاصله بین الکترودهای جریان و پتانسیل برابر na است. معمولاً در این آرایش نقطه اندازه‌گیری بین C_1 و P_2 قرار دارد (شکل ۵).

به این ترتیب از مجموع نقاط اندازه‌گیری شده با این روش، شبه‌مقطعی از بارپذیری و مقاومت ویژه ظاهری در امتداد یک پروفیل به‌دست خواهد آمد. این آرایه جهت شناسایی مرز ناهمگنی‌های جانبی در امتداد خط برداشت به‌کار می‌رود. داده‌ها در نرم‌افزارهای مخصوص وارد و مقاطع مقاومت ظاهری (pseudo section) و مقاومت حقیقی تهیه می‌شوند و در اختیار مفسر قرار می‌گیرند تا با توجه به اطلاعات، مقاطع لایه‌بندی شوند.

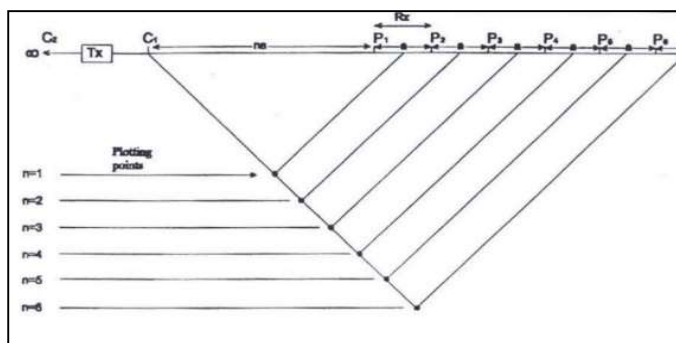
در عملیات صحرائی، تعدادی سونداژ الکتریکی با آرایش شلومبرژه ($AB \leq 1000m$) برداشت می‌شود. در هر اندازه‌گیری، AB و MN با فواصل مشخص و در یک آرایش خطی تغییر می‌کنند. پس از اتمام داده‌برداری، داده‌ها و مختصات نقاط در نرم‌افزار وارد می‌شود. سپس مقاطع هم‌مقاومت ویژه ظاهری رسم و سونداژها با رایانه

روش اندازه‌گیری داده‌های مقاومت ویژه و قطبش القایی با آرایه دوبعدی

در این مطالعه، آرایه مورد استفاده در ژئوالکتریک دوبعدی، آرایه قطبی-دوقطبی است. در هر اندازه‌گیری، الکترودهای جریان ثابت هستند و الکترودهای پتانسیل در امتداد مقطع حرکت می‌کنند (شکل ۴).



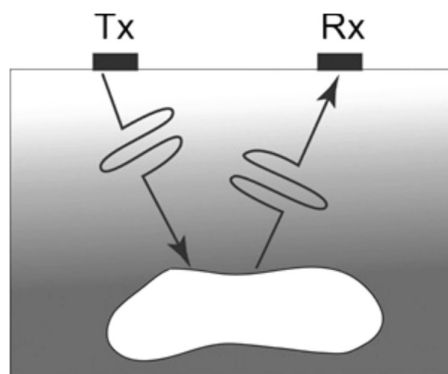
شکل ۴. نحوه قرارگیری الکترودها در آرایه قطبی-دوقطبی.



شکل ۵. آرایش الکترودها برای اندازه‌گیری دوبعدی قطبی-دوقطبی.

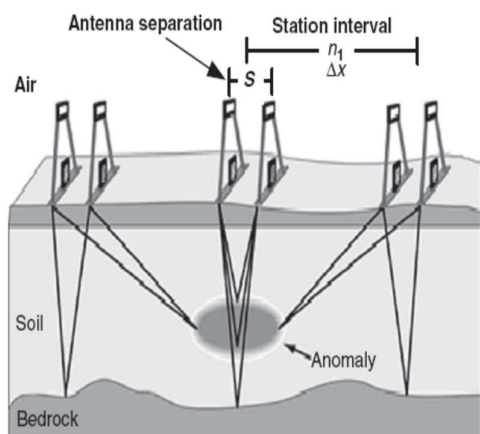
۲-۳ روش اندازه‌گیری داده‌های ژئورادار نفوذی (GPR)

در رایج‌ترین شکل اندازه‌گیری‌های GPR، از یک فرستنده و گیرنده استفاده می‌شود که در نقطه‌ای ثابت قرار گرفته‌اند و برای دریافت امواج بازتابی ناشی از ساختارهای زیرسطحی، روی سطح حرکت داده می‌شوند (شکل ۶). به‌طور کلی عبور موج از حجم مورد بررسی کارایی بیشتری دارد.



شکل ۶. روش برداشت رادار نفوذی و نحوه ارسال و دریافت موج.

اندازه‌گیری‌ها در فواصل ایستگاهی مشخص (Δx) انجام می‌شود. اگر قرار به پردازش‌های پیشرفته و تصویرسازی باشد، معمولاً داده‌هایی با فواصل یکسان مطلوب است (الکادی و همکاران، ۲۰۰۴). در این پژوهش، دستگاه داده‌ها را با این روش برداشت کرده است. داده‌های برداشت‌شده با نرم‌افزار اصلی RADAN پردازش شده‌اند. ویرایش داده‌ها شامل مراحل همچون تصحیح جابه‌جایی صفر زمانی جهت تصحیح اثر فاصله آنتن با توجه به موج مستقیم دریافت‌شده از هوا، تصحیح اشباع سیگنال برای حذف اثر فرکانس‌های پایین ناشی از عمق کم اهداف مورد مطالعه و همچنین استفاده از فیلتر حذف نویز زمینه (background noise removal) است. به‌طور خلاصه، در این پروژه از فیلترهای تصحیح جابه‌جایی صفر زمانی، فیلتر حذف نویز زمینه و فیلتر میان‌گذر (band pass) با باند فرکانسی ۳۰ تا ۹۰ مگاهرتز استفاده شد و با تقویت (gain) مناسب دامنه سیگنال‌ها، مقاطع عمقی تحلیلی به‌دست آمدند.



شکل ۷. نمایش برداشت فاصله مشترک در طول یک خط.

همان‌طور که پیشتر گفته شد، در سامانه ایدئال GPR، مدار فرستنده سیگنال الکتریکی را به آنتن فرستنده می‌فرستد و آن سیگنال به صورت انرژی گسیل می‌شود. آنتن گیرنده، میدان گسیل‌شده را دریافت و به سیگنال الکتریکی تبدیل می‌کند. در این سامانه، سیگنال خروجی از مدار فرستنده، $P(t)$ ، آنتن فرستنده را تغذیه می‌کند و سیگنال بازگشتی از آنتن گیرنده، $\alpha(t)$ ، با استفاده از یک مبدل آنالوگ به دیجیتال که گستره دینامیکی وسیعی دارد، به‌سرعت به صورت دیجیتال ثبت و نمایش داده می‌شود (آنان، ۲۰۰۵).

۳ برداشت، پردازش و تفسیر داده‌های مقاومت ویژه یک‌بعدی

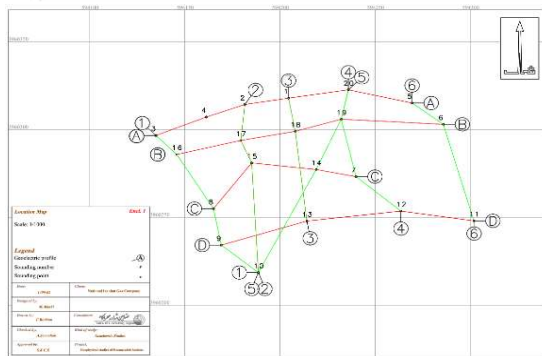
۳-۱ برداشت داده‌های مقاومت ویژه یک‌بعدی جهت اندازه‌گیری تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در محل تعیین‌شده، بررسی شرایط زمین برای خط لوله گاز در

در برداشت‌های فاصله مشترک، از یک فرستنده معمولی استفاده می‌شود که در فاصله معینی از گیرنده قرار دارد. آنتن‌های فرستنده و گیرنده برای میدان ایجادشده و ثبت‌شده ویژگی‌های القایی معینی دارند. مختصات آنتن‌ها ثابت است (برای مثال، فاصله s) و

جریان $AB=200$ متر روی چهار خط برداشت اصلی به نام‌های A تا D و شش خط برداشت فرعی به نام‌های ۱ تا ۶ در محدوده برداشت شد (شکل ۸).

پروژه امامزاده هاشم، تفکیک لایه‌های زیرزمینی بر اساس مقاومت ویژه الکتریکی آنها و تشخیص شکستگی‌های احتمالی، تعداد بیست سونداژ الکتریک با طول فرسوده

تعداد خطهای برداشت	۴
تعداد سونداژها	۲۰
طول فرسوده جریان (AB)	۲۰۰ متر
مقادیر مقاومت ویژه ظاهری	
• حداقل	۲ اهم متر
• حداکثر	۳۰۰۰ اهم متر
ارتفاع سونداژها	
• حداقل	۲۷۲۲/۵۶ متر
• حداکثر	۲۷۹۱/۳۷ متر



شکل ۸. موقعیت خطوط برداشت یک‌بعدی و دوبعدی به همراه سونداژهای برداشت شده روی تصویر ماهواره‌ای.

گسترش آنها را به‌طور کیفی ارزیابی کرد. در این مقطع‌ها همچنین می‌توان روند همبندی‌ها و شکستگی‌های احتمالی را از روی شیب به‌نسبت تند پربندها تشخیص داد. منحنی‌های هم‌مقاومت ویژه ظاهری در این مقاطع، بیشتر برای مقادیر ۵ تا ۳۰۰۰ اهم‌متر رسم شده‌اند (شکل ۹).

• مقاطع ژئوالکتریک

در مقاطع ژئوالکتریک می‌توان تغییرات مقاومت حقیقی را بعد از تصحیحات و تفسیر اولیه مشاهده کرد. در این مقاطع با افزایش عمق، روند افزایش مقاومت مشاهده می‌شود. وجود مقاومت‌های زیر ۱۰۰ اهم‌متر در سطح می‌تواند ناشی از عوامل مربوط به هوازدگی باشد. با کمی فاصله از سطح،

۳-۲ پردازش و تفسیر داده‌های ژئوالکتریک یک‌بعدی

به منظور بررسی کیفی و کمی تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی زمین در منطقه مورد مطالعه، مقاطعی بر اساس مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری و حقیقی تهیه شد که از داده‌های خام صحرائی محاسبه شده بودند.

• مقاطع هم‌مقاومت ویژه ظاهری

مقاطع هم‌مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری نشان‌دهنده نحوه تغییرات مقاومت ویژه ظاهری در صفحات قائمی است که از امتداد خطوط برداشت می‌گذرند. براساس روند پربندها در این مقاطع می‌توان گسترش لایه‌ها و تغییرات روند

باشد که ناشی از مقاومت کم آن است. این موضوع سبب تشدید لغزش می شود. در طول مقاطع معرفی شده، دو سطح لغزش با رنگ های قرمز و آبی مشخص شده است. زیر سطح لغزش ثانویه در برخی قسمت ها یک ناحیه کم مقاومت جداسازی شده است که بیانگر سست بودن این محدوده و احتمال ریزش مجدد آن است (شکل ۹).

۴ برداشت، پردازش و تفسیر داده های مقاومت ویژه دوبعدی

۴-۱ برداشت داده های مقاومت ویژه دوبعدی در مطالعه محدوده امامزاده هاشم، از آرایه قطبی - دوقطبی با فواصل الکترودی ۵ و ۱۰ متر استفاده شده است. برای دستیابی هم زمان به اطلاعات بیشتر در نزدیک سطح و همچنین بررسی گسترش به عمق، از فواصل الکترودی ۵ متر با حداکثر ۸ پرش و فواصل ۱۰ متری با پرش ۴ تا ۱۳ برای الکترو پتانسیل استفاده شده است (شکل ۱۰). عمق بررسی حدود ۵۰ متر خواهد بود.

بخشی از زمین مقاومت بیشتری نشان می دهد که می تواند نشانه ای از بی هنجاری مرتبط باشد. روند افزایش مقاومت را با زیاد شدن رنگ آبی در مقاطع از شمال به جنوب می توان مشاهده کرد. در این مقاطع در سطح، دو لایه آهک و شیل کم مقاومت و همچنین واریزه هایی از شیل و آهک وجود دارد. محل اتصال بین این دو لایه به دلیل اختلاف مقاومت، جزء خطوط لغزشی محسوب می شود. لایه TRe^1 ، با توجه به کم مقاومت بودن، احتمال ایجاد ریزش مجدد و لغزش را به وجود می آورد. ممکن است در اثر بارندگی ها این محدوده حاوی آب باشد. در این مقطع دو سطح لغزش با رنگ های قرمز و آبی مشخص شده است (شکل ۹).

به طور کلی مقدار منحنی های مقاومت ویژه در این مقاطع، نشان دهنده افزایش مقاومت به سمت جنوب و همچنین افزایش مقاومت در عمق است. سه لایه آهک و شیل به صورت شیب دار و با اختلاف مقاومت ویژه روی یکدیگر قرار گرفتند و خط لغزش دوباره از بین آنها عبور کرده است. احتمال می رود در لایه TRe^1 آب وجود داشته

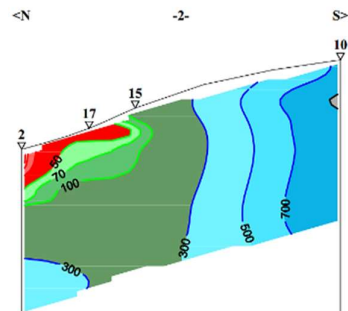
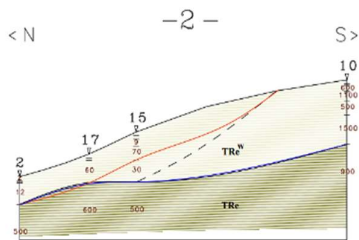
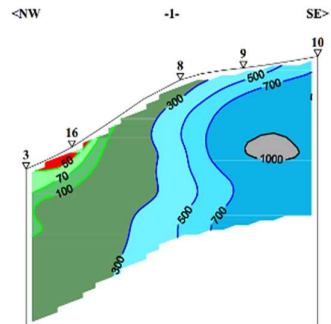
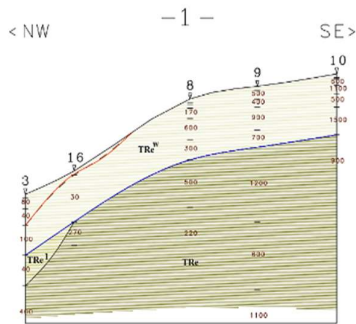
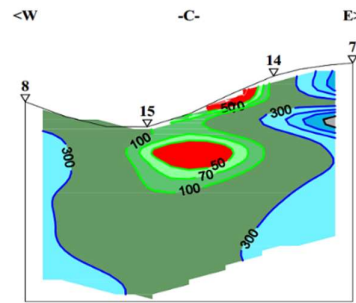
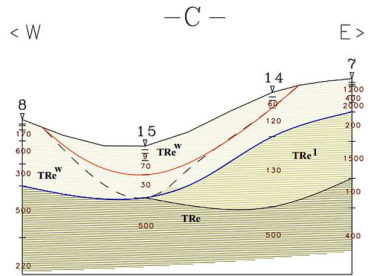
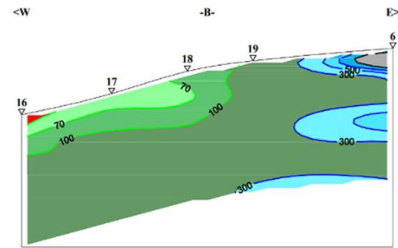
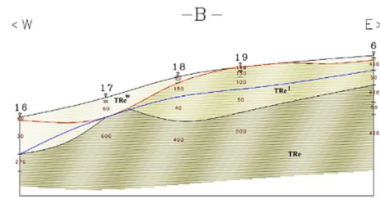
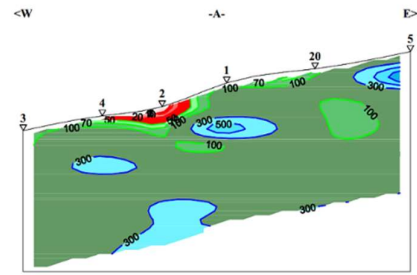
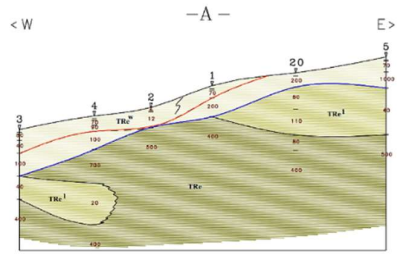
جدول ۱. نقاط برداشت شده به تفکیک پروفیل ها.

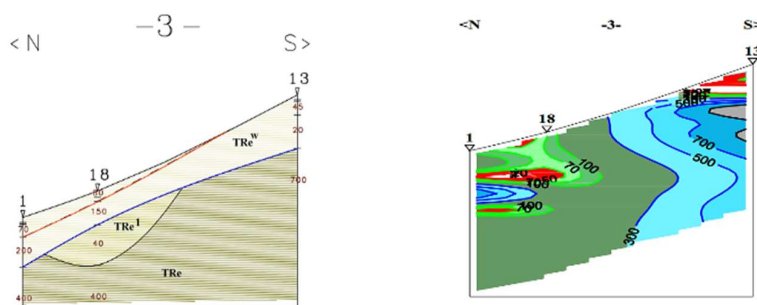
پروفیل	A	B	C	D
شماره سونداژ	۶	۵	۴	۴
ایستگاه	۲۰-۵-۴-۳-۲-۱	۶-۱۹-۱۸-۱۷-۱۶	۱۵-۱۴-۸-۷	۱۳-۱۲-۱۱-۹
جهت	W-E	W-E	W-E	W-E

پروفیل	۱	۲	۳	۴	۵	۶
شماره سونداژ	۵	۴	۳	۴	۴	۳
ایستگاه	۳-۱۶-۸-۹-۱۰	۲-۱۰-۱۵-۱۷	۱-۱۸-۱۳	۱۹-۲۰-۷-۱۲	۱۰-۱۴-۱۹-۲۰	۵-۶-۱۶
جهت	NW-SE	N-S	N-S	NW-SE	SW-NE	NW-SE

جدول ۲. نقاط برداشت شده به تفکیک پروفیل ها.

شماره پروفیل	آرایه برداشت	فاصله الکترودی	تعداد داده های برداشت شده
۱	قطبی - دوقطبی	۵-۱۰	۴۶۸
۲	قطبی - دوقطبی	۵-۱۰	۴۶۸
جمع کل			۹۳۶





شکل ۹. مقاطع مقاومت ویژه ظاهری و ژئوالکتریک.



شکل ۱۰. موقعیت خطوط برداشت یک‌بعدی و دوبعدی به همراه محل سونداژهای برداشت‌شده در تصویر ماهواره‌ای.

جانبی و عمقی این پارامترهای فیزیکی را نشان می‌دهند. استفاده از این تغییرات به‌تنهایی، سبب شناسایی نوع لیتولوژی نمی‌شود؛ بنابراین جهت کاهش عدم قطعیت در شناسایی نوع لیتولوژی در زمان تفسیر مقاطع ژئوالکتریک، باید از داده‌های زمین‌شناسی منطقه و اطلاعات گمانه‌های حفاری موجود استفاده شود.

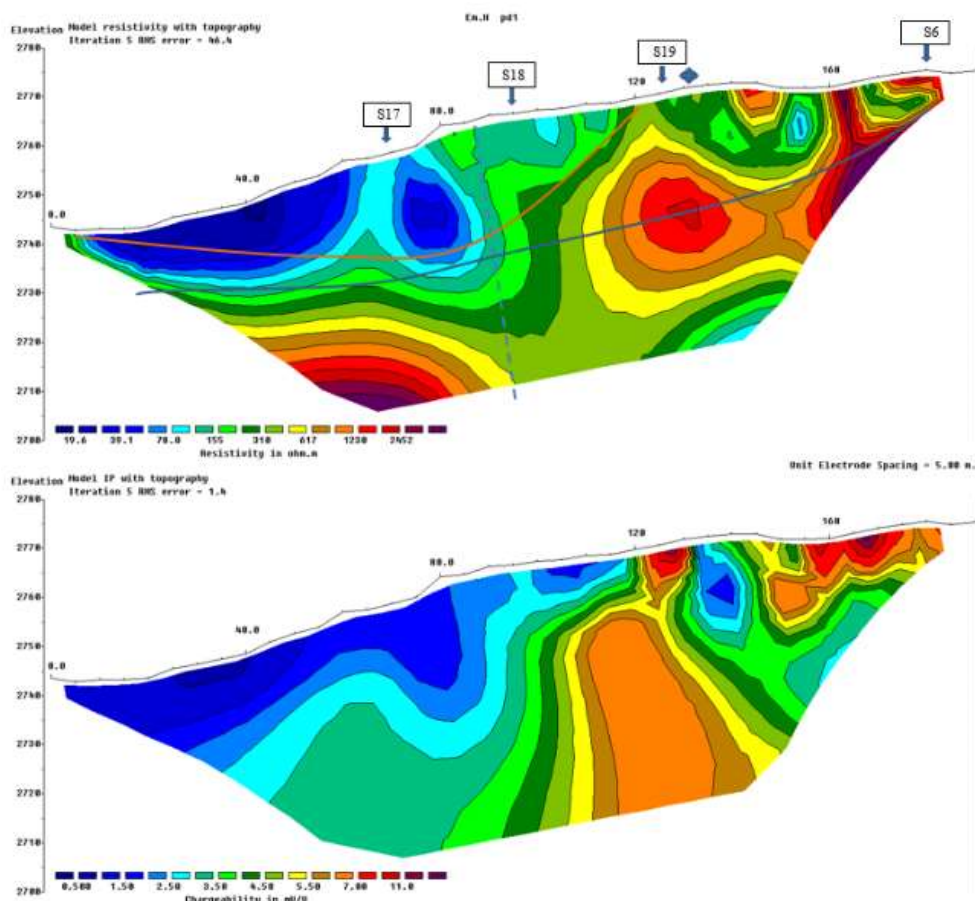
به‌طور کلی با توجه به داده‌های خام برداشت‌شده، مقدار بارپذیری کم است و حداکثر به ۵/۵ میلی‌ولت بر ولت رسیده است که این افزایش کم ناشی از وجود گل‌ولای در نواحی خاک‌های سطحی یا افزایش نسبی شست‌وخته در بعضی نواحی است. بیشینه مقاومت ویژه داده‌های خام پروفیل‌ها به ترتیب ۲۹۰۹ و ۳۶۰۹ اهم‌متر با میانگینی در حدود ۲۸۹ تا ۷۳۴ اهم‌متر است. مقاومت زیاد احتمالاً به دلیل وجود حفره و سنگ‌های آهکی یکپارچه در بعضی نواحی است.

۴-۲ پردازش و تفسیر داده‌های ژئوالکتریک دوبعدی

برای بررسی زمین‌لغزش در محدوده امامزاده هاشم، عملیات ژئوفیزیک به روش IP&RS اجرا شد. دو پروفیل متقاطع برای این عملیات تعیین شده است (جدول ۲).

داده‌های صحرائی برداشت‌شده IP/RS، با استفاده از نرم‌افزارهای پردازشی اصلاح و مدل‌سازی شدند. پس از آن، مقاطع ژئوفیزیکی تهیه شدند که شامل دو مقطع دوبعدی مقاومت ویژه و قطبش القایی بود. هنگام مدل‌سازی باید از ارتفاع نقاط خط برداشت برای تصحیحات توپوگرافی استفاده شود تا تأثیر توپوگرافی بر موقعیت و مقدار پارامترهای اندازه‌گیری‌شده محاسبه و اعمال شود. در شکل ۱۱ دامنه تغییرات مقادیر مقاومت ویژه و قطبش القایی از کوچک به بزرگ با طیف رنگی آبی تا بنفش نمایش داده شده است.

مقاطع مقاومت ویژه الکتریک و قطبش القایی، تغییرات



شکل ۱۱. مقطع مدل‌سازی شده مقاومت ویژه و قطبش القایی.

سقف حفره‌ها و همچنین سستی ناحیه گسله و واحد شیست- آهکی روی آن، باعث ایجاد زمین‌لغزش شده است (شکل ۱۱).

۵

برداشت، پردازش و تفسیر داده‌های ژئورادار نفوذی

۵-۱ برداشت داده‌های ژئورادار نفوذی

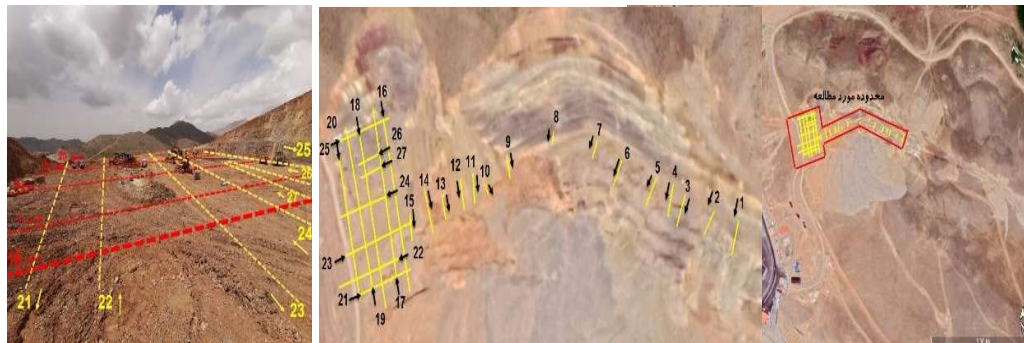
مطالعات ژئورادار نفوذی با هدف بررسی و تعیین محل مناطق سست‌شده و حفرات احتمالی در محدوده انجام شده است. عملیات برداشت داده‌ها با استفاده از آنتن ۸۰ مگاهرتز اجرا شد. نتایج برداشت به متر از کلی ۱۰۰۰ متر، با نرم‌افزار حرفه‌ای پردازش و با لحاظ کردن شرایط محیطی

با توجه به نتایج دو پروفیل برداشت‌شده، دو فرضیه را می‌توان درباره زمین‌لغزش در محدوده عبوری خط لوله گاز امامزاده هاشم مطرح کرد:

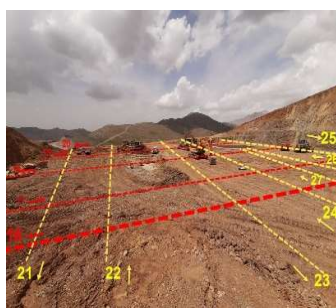
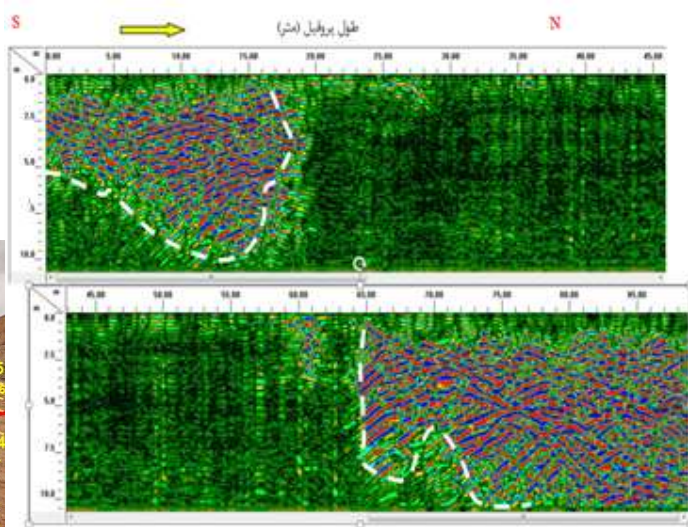
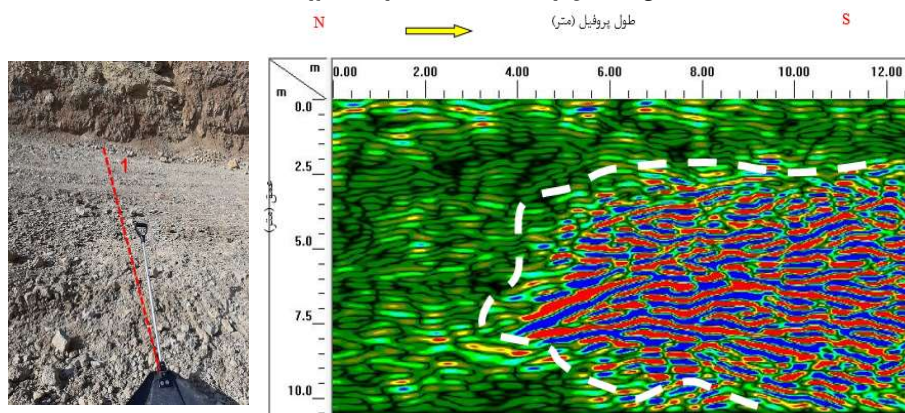
الف) به دلیل وجود گسل یا شکستگی احتمالی در هر دو مقطع و وسیع بودن خردشدگی که همراه با شکستگی‌های فراوان است و همچنین افزایش شیب‌توزیته در زیر مقاطع در عمق حدود ۲۰ متری و افزایش بارندگی که باعث جریان زیاد آب در این محدوده شده است، گسستگی و لغزش زمین در این ناحیه رخ داده است؛

ب) حفره‌های متعددی در سطح و در طول نواحی برداشت‌شده دیده می‌شود و همچنین حفره‌هایی احتمالی در مقطع شماره ۱ تشخیص داده شده است. احتمالاً نشست

و در نظر گرفتن تمامی عوارض موجود در مسیر پیمایش‌ها تفسیر شد. برداشت‌ها در قالب ۲۷ پروفیل انجام شده است. پروفیل‌های ۱ تا ۱۵ داخل ترانشه و عمود بر امتداد آن و پروفیل‌های ۱۶ تا ۲۷ در ساختگاه محل احداث ایستگاه در قالب شبکه برداشت شده‌اند (شکل ۱۲).



شکل ۱۲. محل برداشت داده‌های GPR در منطقه مورد مطالعه.

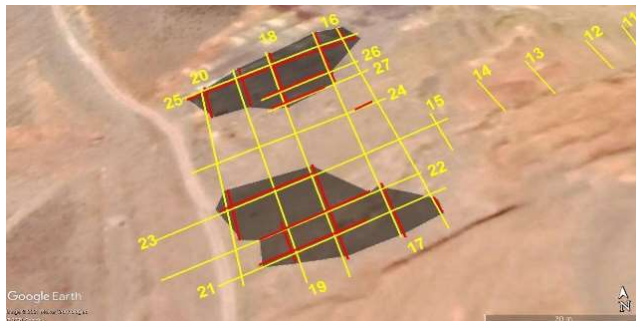


شکل ۱۳. مقاطع رادار نفوذی و نمایی از محل پروفیل‌ها.

۲-۵ پردازش و تفسیر داده‌های ژئورادار نفوذی

در طول مسیرهای برداشت شده، مناطق سست شده احتمالی با رنگ‌های آبی و قرمز که نشان‌دهنده انعکاس بیشتر امواج است، در اعماق مربوطه روی مقاطع دیده می‌شود (شکل ۱۳). مناطق سست شده احتمالی در مقاطع با خط‌چین سفید مشخص شده‌اند. در طول پروفیل‌ها محدوده‌هایی مشخص

شده است که احتمالاً حفره‌هایی در آنها وجود دارد (شکل ۱۴). مناطق تیره‌رنگ در محدوده ساختگاه در شکل ۱۴، مساحت دربرگیرنده حفره‌ها را نشان می‌دهند. این مناطق از به هم وصل کردن نواحی سست شده احتمالی در هر پروفیل حاصل شده‌اند.



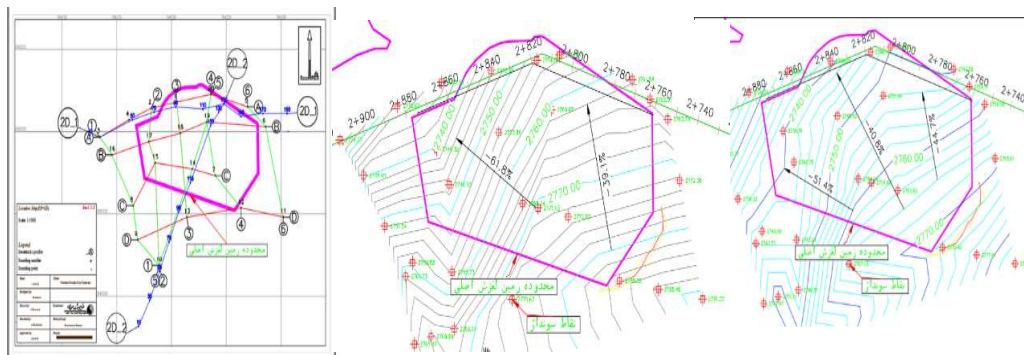
شکل ۱۴. نمایی از پروفیل پیمایش شده در ساختگاه ایستگاه و محل بی‌هنجاری‌های مشخص شده

۶ بررسی رانش زمین مجاور خط لوله و تحلیل پایداری

در گام اول، بر اساس عمق سطح مستعد لغزش حاصل از مطالعات ژئوفیزیک، توپوگرافی سطح مستعد لغزش تعیین و دو سطح مستعد لغزش فوقانی و تحتانی طی مطالعات ژئوالکتریک یک‌بعدی و دوبعدی شناسایی شد (شکل‌های ۹ و ۱۱). سطح مستعد لغزش فوقانی حالت صفحه‌ای (planar) دارد و شیب آن بین ۳۹ تا ۶۲ درصد (زاویه با افق ۲۱ تا ۳۲ درجه) است. سطح مستعد لغزش تحتانی نیز بیشتر

حالت صفحه‌ای دارد و شیب آن بین ۴۱ تا ۵۱ درصد (زاویه با افق ۲۲ تا ۲۷ درجه) است. سطوح مستعد لغزش روی شیب لایه‌بندی زمین تشکیل شده‌اند و سازوکار لغزش‌ها حرکت صفحه‌ای است که یکی از انواع لغزش‌های انتقالی (translational) محسوب می‌شود (شکل ۱۵).

از آنجا که عمده مشکل ایجادشده مربوط به قطع کردن پنجه سطح مستعد لغزش فوقانی به دلیل حفاری باند لوله بوده است؛ از این رو هر توده خاکی و سنگی روی این سطح، مستعد حرکت‌های ثانویه خواهد بود.



شکل ۱۵. موقعیت پروفیل‌های ژئوالکتریک نسبت به محدوده لغزش (چپ)، توپوگرافی سطح مستعد لغزش فوقانی (وسط) و تحتانی (سمت راست).

۷ نتیجه گیری

(۱) با استفاده از مطالعات ژئوالکتریک یک بعدی، نوع و ضخامت لایه هوازده و لایه های زیرین و لایه های فرعی داخل آن مشخص و روند سنگ کف و سطح لغزش نیز تعیین شد. در طول مقاطع ارائه شده، دو سطح لغزش مشخص شد. در زیر سطح لغزش ثانویه، در برخی قسمت ها یک ناحیه کم مقاومت جداسازی شده که بیانگر سست بودن این محدوده و احتمال ریزش مجدد آن است؛

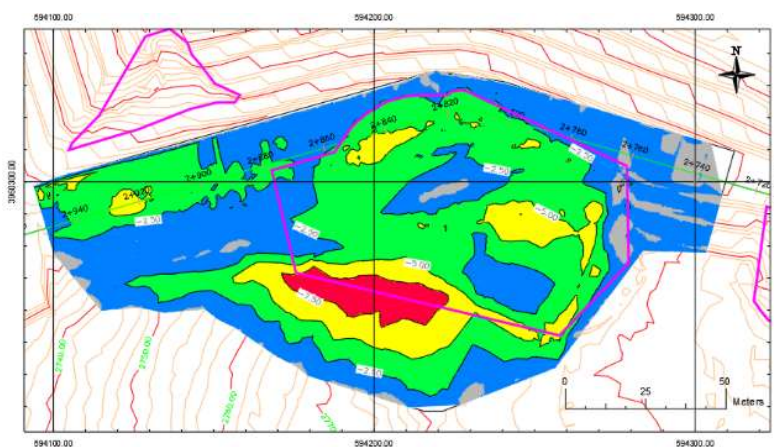
(۲) با بهره گیری از مطالعات ژئوالکتریک دوبعدی مشخص شد در منطقه، گسل یا شکستگی احتمالی همراه با شکستگی های فراوان و افزایش شیبستیزیته در برخی نقاط وجود دارد؛ لذا افزایش بارندگی در این محدوده که به جریان زیاد آب منجر شده است، احتمالاً باعث گسستگی و لغزش زمین در این ناحیه شده است؛

(۳) با کمک مطالعات GPR، حفره های متعددی در سطح و در طول نواحی برداشت شده مشاهده شد که احتمال نشست سقف حفره ها و همچنین سستی منطقه گسله را نشان می دهد. این موضوع می تواند باعث ایجاد زمین لغزش شده باشد؛

(۴) با کمک مجموعه مطالعات انجام شده، محدوده زمین لغزش اصلی حاصل از مطالعات ژئوفیزیک مشخص می شود؛

(۵) سطوح مستعد لغزش، روی شیب لایه بندی زمین تشکیل می شوند و سازوکار لغزش ها حرکت صفحه ای است؛

(۶) عمده مشکل ایجاد شده مربوط به سطح مستعد لغزش فوقانی است؛ لذا راهکار عملیاتی مناسب، برداشت کامل توده هوازده با توجه به شیب تقریبی صفحه لغزش و هندسه مورد نیاز باند لوله گذاری خواهد بود (شکل ۱۶).



شکل ۱۶. خطوط هم تراز برداشت زمین.

منابع

- مهندسين مشاور صحراکاو، ۱۴۰۰، گزارش ژئوفیزیک بر روی خط لوله گاز امامزاده هاشم- رودهن استان تهران.
- مهندسين مشاور صحراکاو، ۱۴۰۰، گزارش تحلیل پایداری و بررسی رانش زمین مجاور امامزاده هاشم (ع).
- Borecka, A., Herzig, J., and Durjasz-Rybacka, M., 2015, Ground penetrating radar investigations of landslides: a case study in a landslide in Radziszów: Sdtudia Geotechnica et Mechanica, **37**(3), 11-18.
- Gosar, A., and Čeru, T., 2016, Search for an artificially buried karst cave entrance using ground penetrating radar: a successful case of locating the S-19 cave in the Mt. Kanin massif (NW Slovenia): International Journal of Speleology, **45**(2), 135-147.
- Jongmans, D., and Garambois, S., 2007,

Revil, A., Soueid Ahmed, A., Coperey, A., Ravanel, L., Sharma, R., and Panwar, N., 2020, Induced polarization as a tool to characterize shallow landslides: *Journal of Hydrology*, **589**, 125369.

Geophysical investigation of landslides: a review: *Bulletin de la Société Géologique de France*, Société géologique de France, **178**(2), 101-112.

تجزیه و تحلیل توابع پاسخ مربوط به مجموعه‌ای حجیم از داده‌های مگنتوتلوریک در محدوده تراشکاف (دیپر) نمکی نصرآباد، ایران مرکزی

منصوره منتهایی^{۱*}، مهرداد ساجدی^۲، الهام زارع^۲ و حکیم اسماعیلی اوغاز^۳

^۱ استادیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ دانشجوی کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ ناظر طرح‌های ذخیره‌سازی هیدروکربوری، شرکت مهندسی و توسعه گاز ایران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۲۳، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۴)

چکیده

تجزیه و تحلیل حجم زیاد داده‌ها همواره یکی از چالش‌های مهم پژوهش‌های ژئوفیزیکی است؛ زیرا از یک سو زمان‌بر است و دستیابی به نتایج همخوان از همه نقطه داده‌های متأثر از نوفه‌های متفاوت دشوار است و از سوی دیگر، نتایج آن بینش ژرف و ارزشمندی راجع به ساختارهای زیر سطح زمین فراهم و مدل‌سازی دقیق این ساختارها را امکان‌پذیر می‌سازد. در این پژوهش از راهکار نظام‌مندی برای تحلیل داده‌های مگنتوتلوریک (MT) برداشت‌شده بر فراز ساختار نصرآباد (از مجموعه دیپرهای نمکی شوراب) در شمال غرب کاشان استفاده شده است. این مجموعه داده حاوی توابع پاسخ ژئومغناطیسی و امپدانس MT برداشت‌شده در امتداد هفت پروفیل است. دویست و هشتاد و چهار ایستگاه MT باندپهن توزیع‌شده در امتداد این پروفیل‌ها، داده‌ها را در ۸۹ دوره تناوب متعلق به بازه زمانی ۲۶۰۰-۰/۰۰۳ ثانیه اندازه گرفته‌اند.

هدف این تحلیل‌ها، شناسایی اعوجاج گالوانی ناشی از توده‌های رسانای کوچک مقیاس محلی است. این اعوجاج، پاسخ‌های القایی ساختار منطقه‌ای را مخدوش می‌سازد و باعث می‌شود نتایج مدل‌سازی و تفسیر داده‌ها با واقعیت مغایرت داشته باشند. در این مطالعه تجزیه نظام‌مندی از این آثار مخرب موجود در مجموعه حجیم داده‌های MT نصرآباد صورت گرفته و بعدیت و سوگیری غالب ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای تعیین شده است. نتایج این تحلیل‌ها نشان می‌دهند که ساختار هدایت‌ویژه الکتریکی منطقه‌ای در شمال شرق این پروفیل‌ها پیچیدگی کمتری نسبت به جنوب غرب آنها دارد اما به‌طور کلی می‌توان آن را ساختاری دوبعدی با روندی در راستای $N30^{\circ}W$ در نظر گرفت.

کلمه‌های کلیدی: تحلیل بعدیت، تانسور فاز، دیپر نمکی، مگنتوتلوریک، نصرآباد

۱ مقدمه

داده‌های مگنتوتلوریک (MT) حاوی امیدانس الکتریکی (Z) محاسبه شده از نسبت مؤلفه‌های متعامد میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی و بردارهای القای (یا تپیر [tipper]): (W_x, W_y) محاسبه شده از نسبت مؤلفه‌های قائم به افقی میدان مغناطیسی هستند که برای دوره‌های تناوبی مختلف نوسانات این میدان‌ها (T) محاسبه می‌شوند (ژانگ و همکاران، ۱۹۸۷):

$$\begin{bmatrix} E_x(T) \\ E_y(T) \\ H_z(T) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \\ W_x & W_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(T) \\ H_y(T) \end{bmatrix} \quad (1)$$

در رابطه (۱) متغیرهای x, y و Z مختصات ژئومغناطیسی در دستگاه دکارتی هستند. قبل از مدل‌سازی و تفسیر این داده‌ها ضروری است بعدیت ساختار منطقه و نیز میزان وجود آثار اعوجاجی مخدوش‌کننده پاسخ این ساختار ارزیابی شوند تا رویکرد مناسب برای مدل‌سازی داده‌ها تعیین شود (چیو و جونز، ۲۰۱۲). روش‌های متنوعی برای این منظور ارائه شده‌اند که از جمله آنها می‌توان به تحلیل داده‌ها بر مبنای ناوردهای چرخشی اشاره کرد. این ناوردها مجموعه‌ای از پارامترها هستند که از مؤلفه‌های مختلف تانسور امیدانس محاسبه می‌شوند و به جهت محورهای اندازه‌گیری وابسته نیستند. عمده ناوردهای چرخشی معرفی شده برای تحلیل بعدیت داده‌ها مثل ناوردای سوئیفت (κ) و ناوردای حساس به فاز بار (Bahr) (η) تنها برای یک گونه خاص از بعدیت ساختار منطقه کارایی دارند (سیمپسون و بار، ۲۰۰۵). یکی از پیشرفت‌های اصلی با استفاده از این ابزار، ناوردهای چرخشی WAL (ویور و همکاران، ۲۰۰۰) است که بعدیت ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه از صفر شدن آنها طبقه‌بندی می‌شود. ویژگی این روش طبقه‌بندی آن است که درباره بعدیت ساختار هدایت ویژه الکتریکی زیرسطحی هیچ فرض اولیه‌ای ندارد و در شرایطی که هم ساختار منطقه و هم ناهمگنی‌های محلی سه‌بعدی هستند، کاربرد دارد. برای

آنکه مدل‌های ایدئال بعدیت پیش‌فرض این روش با امیدانس‌های اندازه‌گیری شده حاوی خطا و نوفه محیطی منطبق شود، این روش بسط داده شد تا خطای ناوردهای WAL برحسب چگونگی انتشار خطای امیدانس‌های اندازه‌گیری شده محاسبه و مقادیر آستانه بهینه برای این ناوردها تعیین شود (مارتی و همکاران، ۲۰۰۹).

بعدیت و روند ساختار منطقه را ناوردهای چرخشی تانسور فاز (محاسبه شده از بخش‌های حقیقی و موهومی تانسور امیدانس) نیز ارزیابی می‌کنند. این پارامترها هیچ‌گونه فرض اولیه‌ای درباره ساختار منطقه ندارند و عاری از اثرهای اعوجاجی هستند (کالدول و همکاران، ۲۰۰۴).

در این مقاله برای مجموعه‌ای حجیم از داده‌های MT باندپهن که بر فراز دیاپر نصرآباد ثبت شده‌اند، روش‌های تحلیلی مذکور به کار گرفته می‌شوند. این مجموعه داده حاوی ۲۸۴ ایستگاه توزیع شده در امتداد هفت پروفیل است که هر یک داده‌های امیدانس و تپیر را در ۸۹ دوره تناوب متعلق به بازه زمانی ۲۶۰۰-۰/۰۳ ثانیه اندازه گرفته‌اند.

داده‌های MT همواره در معرض آثار اعوجاج گالوانی ناشی از ساختارهای رسانای کوچک مقیاس محلی هستند که پاسخ ساختار منطقه‌ای را مخدوش می‌سازند. چالش مهم در مواجهه با مجموعه‌ای حجیم از داده‌های MT که در معرض آثار اعوجاج گالوانی ناشی از ساختارهای رسانای کوچک مقیاس و متعدد هستند آن است که چگونه می‌توان با وجود این آثار اعوجاجی متفاوت، به تصویر منسجمی از ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای دست یافت به گونه‌ای که این یافته با داده‌های همه پروفیل‌ها همخوان باشد. بدیهی است پاسخ به این سؤال مستلزم اعمال روش‌های تحلیلی بر داده‌های همه پروفیل‌ها و سپس مقایسه و ارزیابی نتایج همه آنها است. تکمیل نشدن این مرحله باعث می‌شود مدل حاصل در مراحل بعد، تصویری از ساختار منطقه در یک راستای غلط باشد و نتوان تفسیر دقیقی از داده‌ها ارائه داد (چیو و جونز، ۲۰۱۲). در

نصرت، ایندس، قم- زفره و دهشیر مهم‌ترین آنها هستند. این گسل‌ها مؤلفه غالبی از لغزش به سوی راست دارند و از الگوی پلکانی تبعیت می‌کنند که موجب شده است بین قطعه‌های گسلی مختلف آنها نواحی گسل‌گامه‌ای مهارکننده شامل چین‌ها و روراندها ایجاد شوند. در این منطقه برخی تاقدیس‌ها و روراندها مثل تاقدیس البرز و گسل البرز به موازات گسل‌های امتدادلغز (گسل قم) امتداد یافته‌اند و جزءبندی تغییر شکل‌ها در این ناحیه را خاطر نشان می‌کنند (بابااحمدی و همکاران، ۲۰۱۰).

تاقدیس‌های البرز و سراج، دو میدان نفتی در غرب حوزه ایران مرکزی هستند. نفت و گاز این نواحی در زیر لایه‌های سنگ‌آهکی- شیلی مربوط به دوران الیگوسن (سازند قم) واقع است. این سازند از نظر سن، معادل با بخش پربار سازند آسماری مشهور در جنوب ایران است. این ساختارها در نتیجه چین‌خوردگی و گسلش همراه با آن ایجاد شده‌اند. این چین‌خوردگی هم‌زمان با شکل‌گیری سازند قم تا اواخر پلیوسن رخ داده است (جعفری، ۱۹۶۳). یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های نرمال (یا امتدادلغز همراه با کشیدگی) در ناحیه قم- ساوه، گسل خورآباد است که بین تاقدیس‌های البرز و سراج، خطی از برون‌زدهای آن به سمت جنوب گسترش یافته است. مطالعات چینه‌شناسی نشان داده‌اند که این گسل عامل کنترل‌کننده گسترش نمک - که با حجم بسیار زیاد در سازند سرخ پایینی رسوب کرده است- به درون سازند سرخ بالایی است. بخشی از گسل خورآباد که به سمت جنوب شرقی حوزه ایران مرکزی روند NW-SE تا N-S پیدا کرده است، گسل آب‌شیرین خوانده می‌شود. دیپرهای نمکی شوراب در نئوژن و در آخرین مرحله تحولات ساختاری در حوزه ایران مرکزی که زمین‌ساخت ترافشارشی (transpressional) حاکم بوده است، در مجاورت ناحیه گسلیده آب‌شیرین- خورآباد شکل گرفته‌اند و در حال حاضر فعالیت ندارند (مورلی و همکاران، ۲۰۰۹).

بررسی‌های قبلی انجام‌شده برای مجموعه داده MT نصرآباد (بیک‌پور و همکاران، ۲۰۱۶؛ اسکویی و همکاران، ۲۰۱۹ و مرادی و همکاران، ۲۰۱۹) این نکته لحاظ نشده است. در این مقاله به منظور دستیابی به تصویری کلی و منسجم از ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه نصرآباد، داده‌های MT در راستای هفت پروفیل تحلیل و نتایج آنها با هم مقایسه شده است.

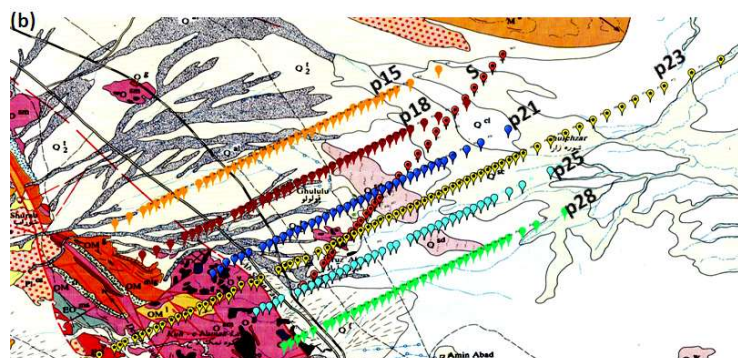
۲ زمین‌شناسی منطقه

مجموعه داده‌های MT بررسی شده در این پژوهش، روی دیپار نمکی مدفون نصرآباد برداشت شده‌اند. این ساختار یکی از پنج دیپار نمکی در مجموعه دیپرهای شوراب در حوزه ایران مرکزی است (روستا و همکاران، ۲۰۱۹). گفنتی است دیپرهای شماره ۱، ۲، ۳ و ۵ برونزد دارند و دیپار شماره ۴ که نزدیک نصرآباد است، فاقد برونزد است. حوزه ایران مرکزی به همراه ناحیه برخورد قاره‌ای زاگرس، کمربند سندانج- سیرجان، رشته کوه البرز، کپه‌داغ، مکران و سیستان و بلوچستان هفت بلوک زمین‌ساختی مجزا ناشی از برخورد صفحات عربی و اوراسیا هستند که فلات ایران را شکل می‌دهند. این حوزه در شمال به کوه‌های البرز و در شرق به خردصفحه ایران مرکزی محدود می‌شود. به موازات حواشی این بلوک‌های زمین‌ساختی، سامانه‌های گسلی امتدادلغز و رورانده به‌خوبی توسعه یافته‌اند. حوزه ایران مرکزی از دو بخش اصلی تشکیل شده است: شعبه‌ای با روند NW-SE که شامل منطقه قم- ساوه است و شعبه دیگر با روند NE-SW که زیر آن دشت کویر قرار گرفته است (مورلی و همکاران، ۲۰۰۹). منطقه نصرآباد کاشان در غرب حوزه ایران مرکزی واقع است. ساختارهای اصلی در این ناحیه از روند اصلی چین‌خوردگی زاگرس تبعیت کرده و در راستای NW-SE امتداد یافته‌اند. گسل‌های کواترنری متعددی با سازوکار امتدادلغز یا رورانده در غرب حوزه ایران مرکزی توسعه یافته‌اند. گسل‌های آوج، کوشک

۳ توابع پاسخ امیدانس

داده‌های نصرآباد حاوی ۲۸۴ ایستگاه باندپهن MT (محدوده دوره تناوبی ۳۴۱۴-۱۰^{-۴} ثانیه) در امتداد هفت پروفیل است (شکل ۱). این پروفیل‌ها در امتداد SW-NE از چهار ناحیه رسوب‌شناختی-زمین‌ساختی رسوبات مخروط‌افکنه‌ای قدیمی، سازند نمکی سرخ پایینی، رسوبات مخروط‌افکنه‌ای جوان و رس‌های شیستی (در انتهای شمال شرقی پروفیل‌ها) عبور می‌کنند. شکل‌های ۲ و ۳ سونداژهای مقاومت ویژه الکتریکی و فاز امیدانسی را

برای چند ایستگاه نمونه نشان می‌دهند. این داده‌های امیدانسی در دستگاه مختصات ژئومغناطیسی (شمال || x و شرق || y) نمایش داده شده‌اند. بررسی اولیه این نمودارها نتایج زیر را در پی دارد:
الف) توابع تبدیلی نمایش داده شده در این شکل‌ها تغییرات بسیار همواری با دوره تناوب دارند. در اغلب ایستگاه‌ها دو مؤلفه قطر اصلی تانسور امیدانس در سرتاسر دوره تناوبی بین یک تا سه دهه لگاریتمی کوچک‌تر از مؤلفه‌های قطر فرعی تانسور امیدانس هستند؛



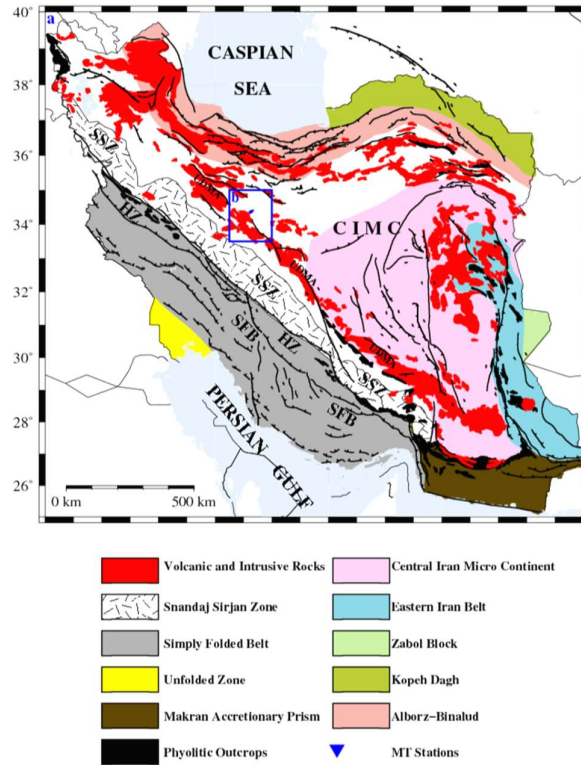
سنگ‌های نفوذی و نیمه عمق Intrusive and subvolcanic rocks

	Ox ^{OP} : Osmolite, tonalite, granite, partly quartz diorite (post oligocene)	گروه‌های سنگ‌های نفوذی و نیمه عمق (بعد از الگوسن)
	di: Diorite, microdiorite	دیوریت + میکرودیوریت
	O ^{di} : Labrador - diorite, microgabro - microdiorite (post Eocene)	گابرو - دیوریت + میکروگابرو - میکرودیوریت (بعد از ائوسن)
	ap: Aplitic dikes	دایکهای آپلیتی
	d: Dacitic dikes and lava flows	دایکها و گدازه‌های داسیتی
	ab: Andesitic - basaltic dikes (Eocene)	دایکهای آندزیتی - بازالتی (ائوسن)
	Ng ^{ab} : Andesitic - basaltic dikes (Neogene)	دایکهای آندزیتی - بازالتی (نئوژن)
	an: Andesitic dome or dikes (Neogene)	گدازه‌ها و دایکهای آندزیتی (نئوژن)

Hydrothermally altered zones

نواحی دگرمان شده توسط محلولهای گرمایی

	al: Aluminized and kaolinized zone	ناحیه آلومینی و کائولین شده
	ep: Epithermal zone	ناحیه پیدرالی شده
	Generally altered zone	ناحیه دگرمان شده بطور عمومی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی به همراه موقعیت ایستگاه‌های MT. در شکل (الف)، مستطیل آبی‌رنگ در نقشه زمین‌شناسی ایران موقعیت منطقه مطالعه را نشان می‌دهد که در شکل (ب) بزرگ‌نمایی شده است.

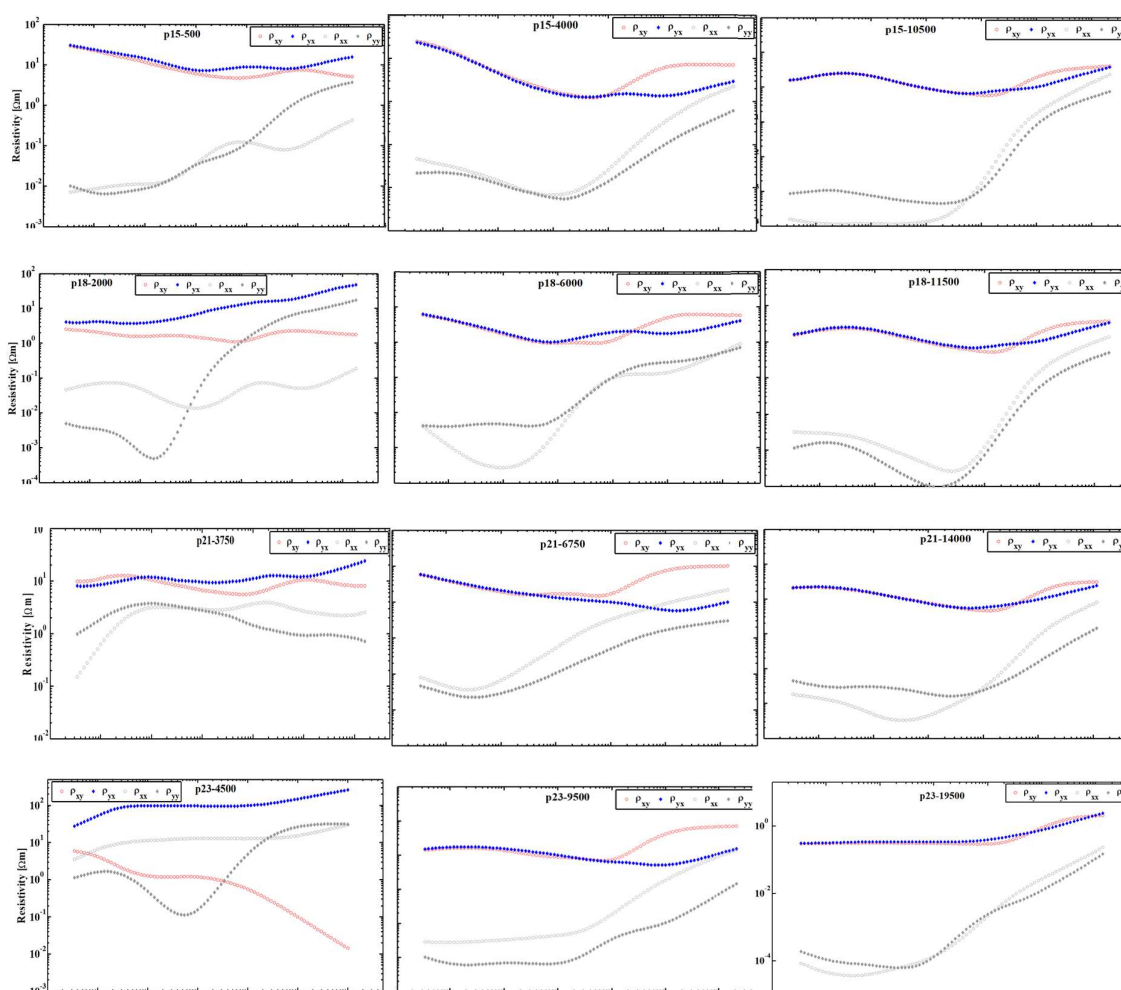
و به دوره تناوب‌های بلندتر منتقل می‌شود (شکل ۲). این یافته‌ها نشان می‌دهند که با حرکت از جنوب غرب به شمال شرق این پروفیل‌ها، ضخامت رولایه رسانای سطحی افزایش می‌یابد و در قسمت جنوب غرب این پروفیل‌ها ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای پیچیدگی بیشتری دارد. این واقعیت را معیارهای تحلیل بعدیت (در بخش بعد)، به‌ویژه پارامتر μ (رابطه ۵) که هم‌فاز بودن همه مؤلفه‌های تانسور امیدانس را می‌سنجد نیز تأیید کرده است (شکل ۶). اگر ساختار منطقه یک‌بعدی باشد، همه مؤلفه‌های تانسور امیدانس هم‌فاز هستند و مقدار μ صفر است (سیمپسون و بار، ۲۰۰۵). شکل ۶ نشان می‌دهد مقادیر این پارامتر در ایستگاه‌های واقع در شمال شرق پروفیل کمتر از مقادیر آن در ایستگاه‌های جنوب غربی است و در قسمت شمال شرق پروفیل‌ها مقادیر کم این پارامتر (< 0.1) تا دوره

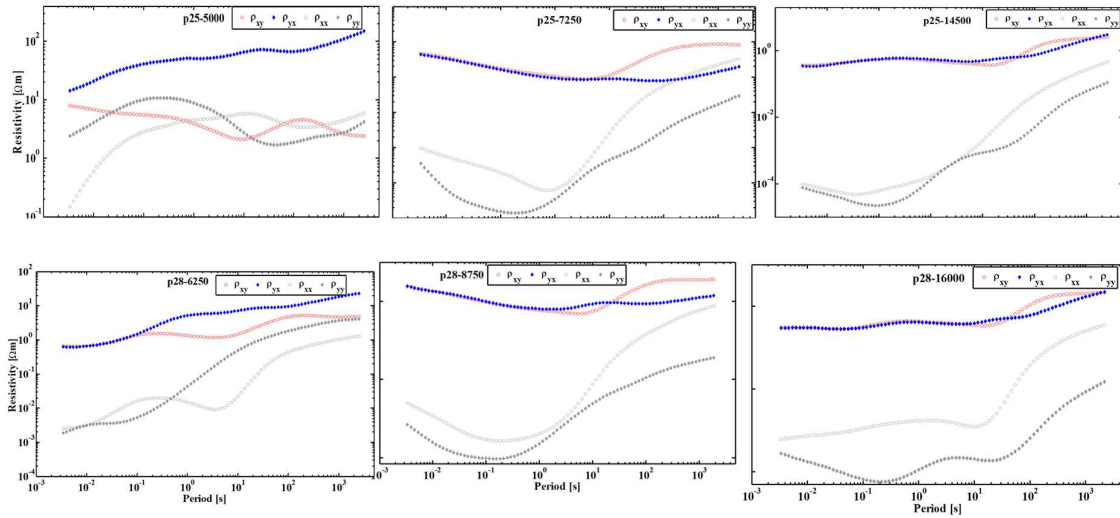
(ب) منحنی‌های سونداژ مقاومت ویژه الکتریکی در اکثر ایستگاه‌ها مقادیر کمی بین $1-0.1 \Omega m$ را نشان می‌دهند (شکل ۲). در دوره تناوب‌های کوتاه کمتر از یک ثانیه که به عمق نفوذهای کم میدان‌های EM مربوط است، با مقادیر زیاد فاز امیدانس‌ها مواجهیم (شکل ۳)؛ بنابراین چنین به‌نظر می‌رسد در سرتاسر منطقه یک رولایه رسانا وجود دارد؛

(ج) با حرکت در امتداد پروفیل‌ها مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی از $423 \Omega m$ (مثل ایستگاه p23-4500 در شکل ۲) در جنوب غربی پروفیل‌ها به مقدار $0.2 \Omega m$ در شمال شرقی آنها می‌رسد (مثل ایستگاه p23-19500 در شکل ۲)؛ (د) با حرکت از جنوب غرب به شمال شرق در امتداد پروفیل‌ها، جدایش سونداژهای مقاومت ویژه الکتریکی مربوط به قطبش‌های TM و TE (ρ_{yx} و ρ_{xy}) کاهش می‌یابد

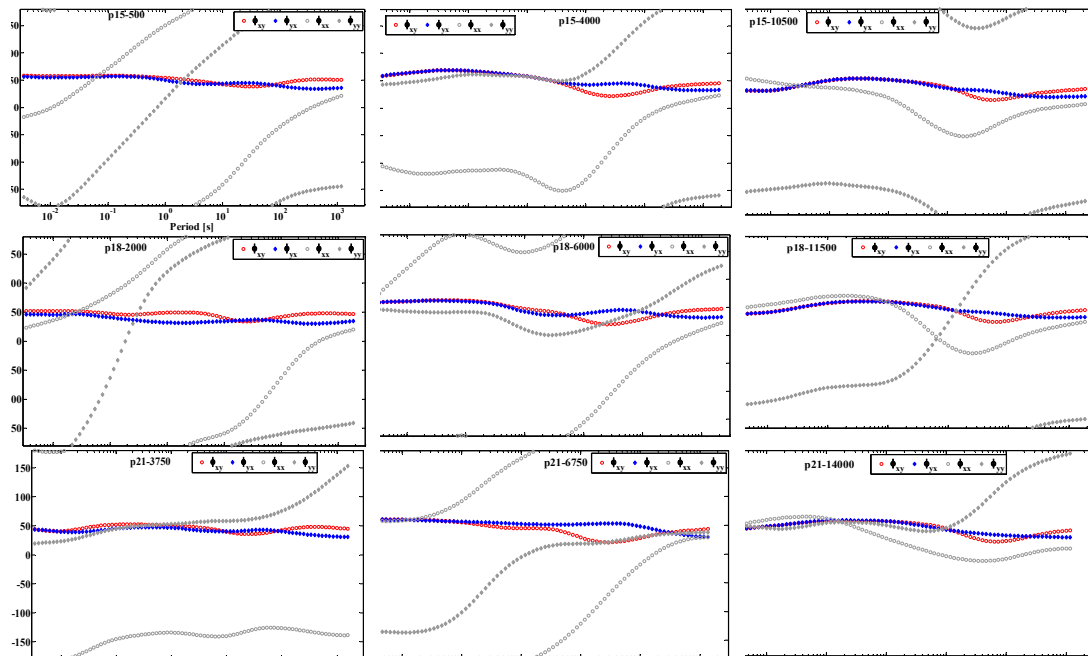
سونداژ ρ_{xy} (یا ρ_{TE}) دارند، اما در شرق این گسل (ایستگاه‌های p21-، p23-9500، p25-7250، p28-8750 و p15-4000، p18-6000، 6750 است؛ منحنی‌های سونداژ ρ_{xy} غلبه دارند و به‌ویژه در دوره تناوب‌های بلند مقادیر بیشتری نسبت به ρ_{yx} نمایش می‌دهند (شکل ۲).

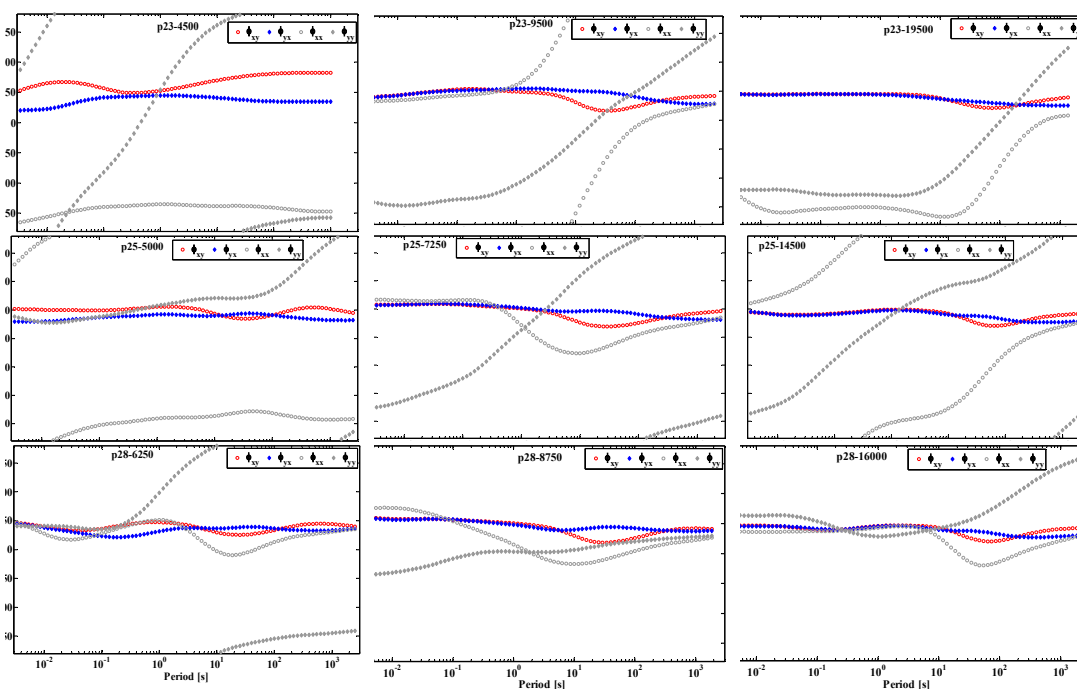
تناوب‌های بیش از ۱۰ ثانیه نیز وجود دارند؛ (مهم‌ترین عارضه زمین‌ساختی که اثر آن بر منحنی‌های سونداژ مقاومت ویژه الکتریکی همه پروفیل‌ها نمود یافته است، گسل آب-شیرین است. در ایستگاه‌های واقع در غرب این گسل (ایستگاه‌های p25-6000، p28-6250، p15-500، p18-2000، p21-3750، p23-4500 سونداژ ρ_{yx} (یا ρ_{TM}) مقادیر بیشتری نسبت به منحنی‌های



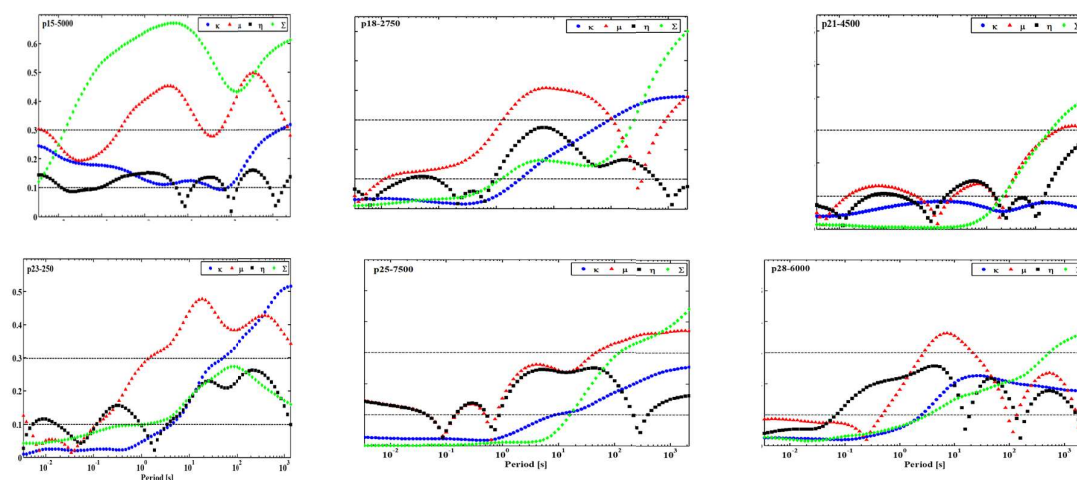


شکل ۲. منحنی‌های سونداژ مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری مربوط به ایستگاه‌های p15-500، p15-4000 و p15-10500 واقع بر پروفیل ۱۵، ایستگاه‌های p18-16000، p18-6000 و p18-11500 واقع بر پروفیل ۱۸، ایستگاه‌های p21-3750، p21-6750 و p21-14000 واقع بر پروفیل ۲۱، ایستگاه‌های p23-9500 و p23-19500 واقع بر پروفیل ۲۳، ایستگاه‌های p25-5000، p25-7250 و p25-14500 واقع بر پروفیل ۲۵ و ایستگاه‌های p28-6250، p28-8750 و p28-16000 واقع بر پروفیل ۲۸. محور افقی دوره تناوب نوسانات میدان‌های EM و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری اندازه‌گیری‌شده را نشان می‌دهد. مقیاس هر دو محور لگاریتمی است. MT واقع بر پروفیل‌های مختلف p15، p18، p21، p23، p25، p28 در منطقه نصرآباد کاشان. شماره ایستگاه‌ها در عنوان هر شکل آمده است. در همه این شکل‌ها محور افق لگاریتمی و دوره تناوب میدان‌های EM را نشان می‌دهد. محور قائم نیز لگاریتمی است و مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری را نشان می‌دهد.

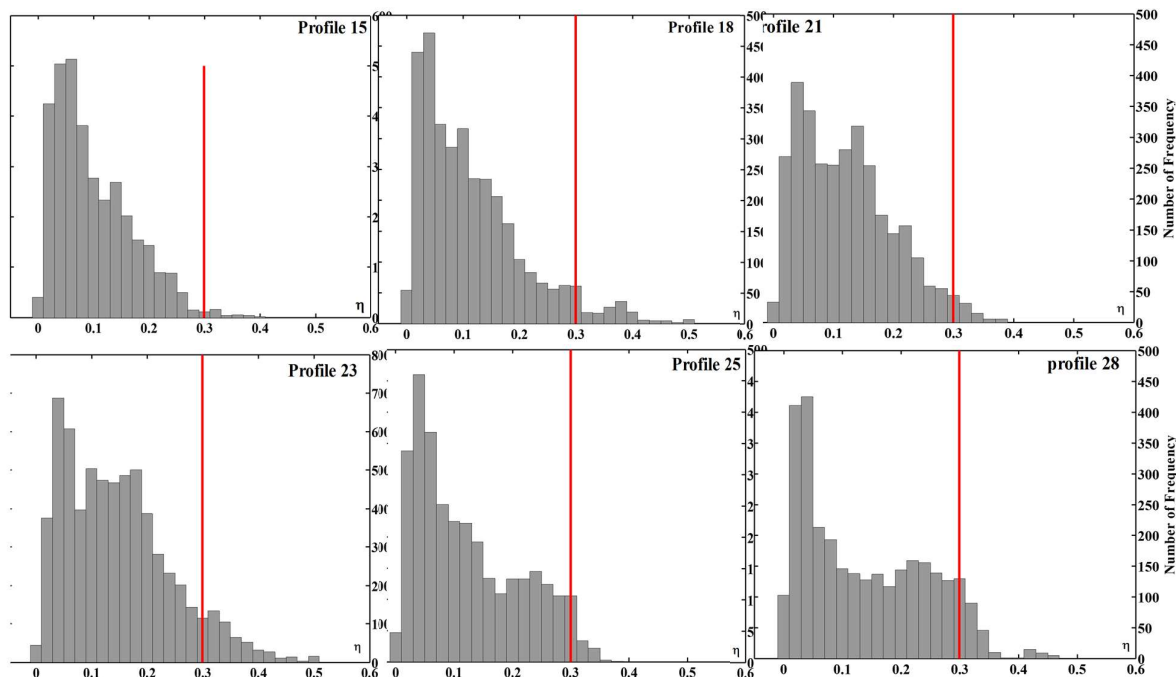




شکل ۳. منحنی‌های سونداژ فازمربوط به ایستگاه‌های p15-4000، p15-10500 و p15-10500 واقع بر پروفیل ۱۵، ایستگاه‌های p18-2000، p18-6000 و p18- ایستگاه‌های p21-3750، p21-6750 و p21-14000 واقع بر پروفیل ۲۱، ایستگاه‌های p23-4500، p23-9500 و p23-19500 واقع بر پروفیل ۲۳، ایستگاه‌های p25-5000، p25-7250 و p25-14500 واقع بر پروفیل ۲۵ و ایستگاه‌های p28-6250، p28-8750 و p28-16000 واقع بر پروفیل ۲۸. محور افقی دوره تناوب نوسانات میدان‌های EM را نشان می‌دهد و مقیاس آن لگاریتمی است. محور قائم فاز امپدانس را نشان می‌دهد و مقیاس آن خطی است.



شکل ۴. ناوردهای چرخشی بار در چند ایستگاه منتخب از مجموعه داده MT نصرآباد کاشان



شکل ۵. تحلیل آماری مقادیر اسکيو حساس به فاز بار (η) که برای داده‌های امپدانس برداشت‌شده در امتداد پروفیل‌های مختلف منطقه نصرآباد کاشان محاسبه شده‌اند.

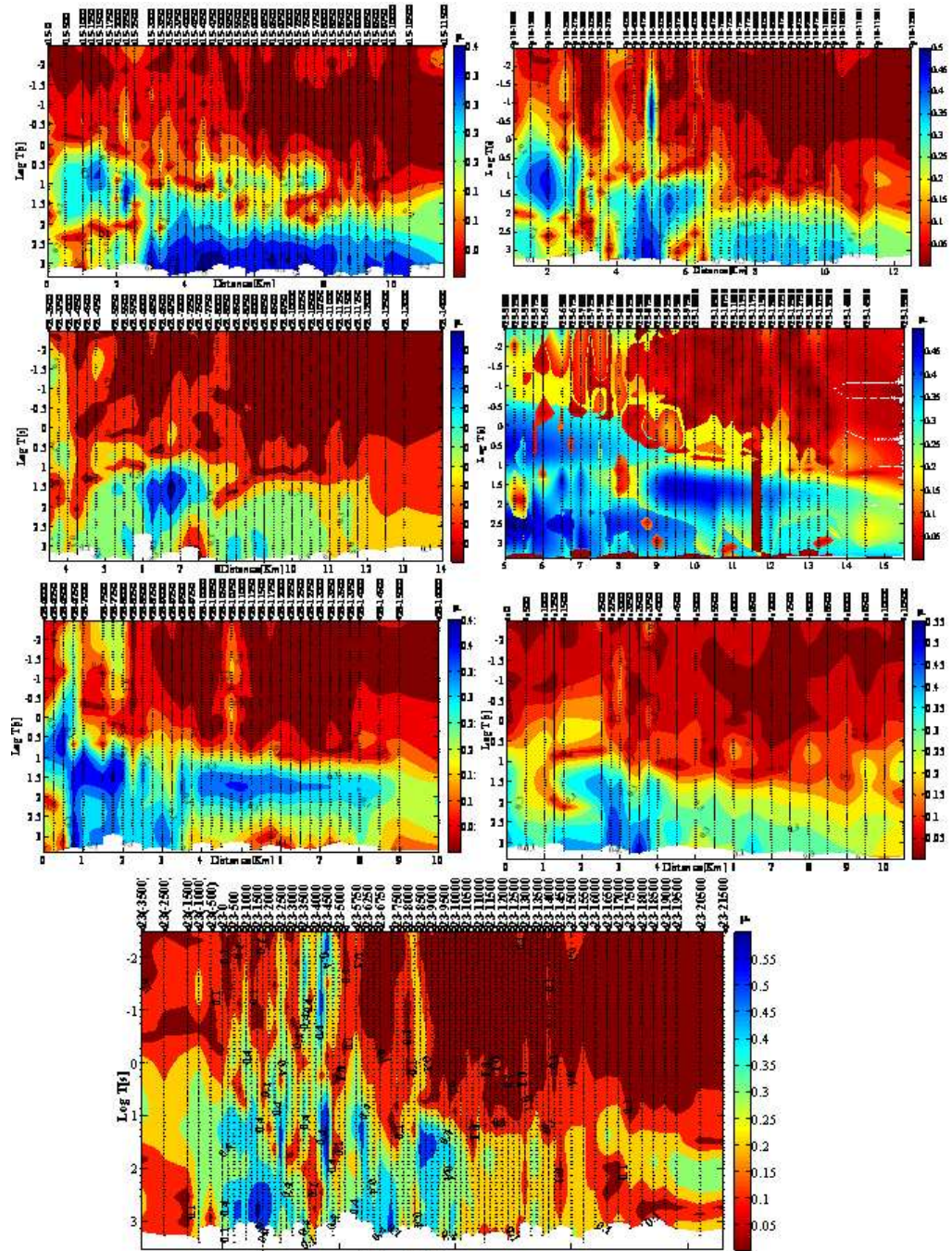
زیرسطحی استفاده می‌شوند. این پارامترها به دو دسته کلی تقسیم می‌شوند. دسته اول پارامترهایی مبتنی بر یک مدل پیش‌فرض اولیه برای ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای هستند و میزان انطباق امپدانس‌های اندازه‌گیری-شده را با پاسخ‌های MT این مدل پیش‌فرض می‌سنجند [ناوردهای چرخشی بار (بار و سیمپسون، ۲۰۰۵)] و دسته دوم ناوردهای چرخشی‌ای هستند که در استخراج آنها هیچ‌گونه فرض اولیه‌ای درباره ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای وجود نداشته است [ناوردهای چرخشی WAL (ویور و همکاران، ۲۰۰۰)]. این ناوردها به‌گونه‌ای تعریف شده‌اند که در نمودار دایره‌ای مور (Mohr)، معرفی‌شده در لیلی (۱۹۷۶)، نمایش واضحی داشته باشند.

۴ تحلیل بعدیت داده‌ها

برداشت داده‌ها در امتداد پروفیل‌ها به این واقعیت اشاره دارد که بررسی‌های اولیه، ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای را دوبعدی ارزیابی کرده‌اند. در ادامه، اعتبار این فرض درباره محدوده دیپر نمکی نصرآباد با به‌کارگیری سه روش طبقه‌بندی بار (سیمپسون و بار، ۲۰۰۵)، تانسور فاز (کالدول و همکاران، ۲۰۰۴) و طبقه‌بندی WAL (ویور و همکاران، ۲۰۰۰) در مورد داده‌های MT برداشت‌شده در این محدوده بررسی می‌شود.

۴-۱ ناوردهای چرخشی تانسور امپدانس

ناوردهای چرخشی تانسور امپدانس معمولاً به‌عنوان شاخص‌هایی از بعدیت ساختار هدایت ویژه الکتریکی



شکل ۶. شبه‌مقطع مقادیر اسکپو μ محاسبه‌شده از داده‌های امپدانسی برداشت‌شده در امتداد هفت پروفیل در منطقه نصرآباد کاشان

۴-۱-۱ تحلیل داده‌های MT با استفاده از ناوردهای

چرخشی بار

سیمپسون و بار (۲۰۰۵) مجموعه‌ای از ناوردهای چرخشی را به منظور طبقه‌بندی بعدیت ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه و آثار اعوجاجی متأثرکننده پاسخ این ساختار معرفی کرده‌اند. این طبقه‌بندی با کمی‌سازی پارامترهای اسکيو سوئیفت (κ)، لارسن (Σ) و معیارهای حساس به فاز (μ, η) انجام می‌شود:

$$\kappa = \frac{|S_1|}{|D_2|} \quad (۲)$$

$$\Sigma = \frac{D_1^2 + S_2^2}{D_2^2} \quad (۳)$$

$$\eta = \frac{\sqrt{|D_1, S_2|} - |S_1, D_2|}{|D_2|} \quad (۴)$$

$$\mu = \frac{\sqrt{|D_1, S_2|} + |S_1, D_2|}{|D_2|} \quad (۵)$$

این روابط از مؤلفه‌های تانسور امیدانس به شرح زیر ساخته می‌شوند: $[C_1, C_2] = \text{Im}(C_2 C_1^*) = \text{Re}C_1 \text{Im}C_2 - \text{Re}C_2 \text{Im}C_1$

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy}, S_2 = Z_{xy} + Z_{yx}, D_1 = Z_{xx} - Z_{yy}, D_2 = Z_{xy} - Z_{yx}, \quad (۶)$$

که C_1 و C_2 معرف دو عدد مختلط دلخواه Z_{ij} ($i, j = x, y$) معرف مؤلفه‌ای از تانسور امیدانس است. پارامترهای معرفی شده در روابط (۲) تا (۶) از نسبت مؤلفه‌های تانسور امیدانس محاسبه شده‌اند و فاقد بعد هستند. این پارامترها با چرخش محورهای دستگاه مختصاتی در صفحه افق تغییر نمی‌کنند (سیمپسون و بار، ۲۰۰۵) و به همین علت ناوردهای چرخشی خوانده می‌شوند. هنگامی که ساختار منطقه‌ای تنها یک‌بعدی یا دوبعدی باشد، تانسور امیدانس پادقطری است و مؤلفه‌های قطر اصلی آن صفر است. مؤلفه‌های قطر فرعی تانسور امیدانس برای ساختار منطقه‌ای یک‌بعدی، برابر و مختلف‌العلامه و برای ساختار منطقه‌ای دوبعدی کاملاً متفاوت

هستند. در ساختار منطقه‌ای سه‌بعدی، همه چهار مؤلفه تانسور امیدانس متفاوت هستند. با این مقدمه، k که از نسبت بزرگی‌های مجموع مؤلفه‌های قطر اصلی به تفاضل مؤلفه‌های قطر فرعی تانسور امیدانس محاسبه می‌شود (رابطه ۲)، عدم تقارن تانسور امیدانس اندازه‌گیری شده را می‌سنجد و در ساختارهای منطقه‌ای یک‌بعدی و دوبعدی، مقدار چشمداشتی آن صفر است. پارامتر Σ (رابطه ۳) نیز از بزرگی مؤلفه‌های تانسور امیدانس محاسبه می‌شود و اگر ساختار منطقه‌ای یک‌بعدی باشد، مقدار آن صفر است. عملگر براکت معرفی شده طبق رابطه (۶) اختلاف فاز بین دو عدد مختلط C_1 و C_2 را می‌سنجد. با این تعریف اگر ساختار منطقه یک‌بعدی باشد و هر چهار مؤلفه تانسور امیدانس هم‌فاز باشند، پارامتر μ (رابطه ۵) صفر است و در صورت دوبعدی بودن ساختار منطقه، مؤلفه‌های ستونی تانسور امیدانس هم‌فازند و پارامتر η (رابطه ۴) صفر است.

طبقه‌بندی ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه نصرآباد با محاسبه این پارامترها با استفاده از داده‌های MT این منطقه انجام شده است. شکل ۴ شاخص‌های تحلیل بعدیت (پارامترهای اسکيو) محاسبه شده برای چند ایستگاه از این مجموعه داده را نشان می‌دهد. اسکيوهای κ و Σ به علت وابسته بودن به بزرگی مؤلفه‌های قطر اصلی و فرعی تانسور امیدانس، هم‌زمان از آثار اعوجاج گالوانی و بی‌هنجاری‌های القایی بزرگ مقیاس متأثرند، اما اسکيو حساس به فاز η و نیز شاخص یک‌بعدی بودن ساختار (μ) به اختلاف فاز مؤلفه‌های تانسور امیدانس وابسته‌اند و به همین علت عاری از آثار اعوجاجی هستند. مقادیر آستانه‌ای که به پارامترهای μ و η نسبت داده می‌شود، به ترتیب برابر با ۰/۱ و ۰/۳ است. مقادیر کمتر از ۰/۱ پارامتر μ نشان‌دهنده وجود ساختار القاگر یک‌بعدی است و مقادیر کمتر از ۰/۳ پارامتر η شرط لازم (و نه کافی) برای

شده‌اند. با استفاده از این ناورداها بدون هیچ‌گونه فرض اولیه‌ای درباره ساختار منطقه و تنها از صفر شدن ناورداها می‌توان بعدیت ساختار منطقه‌ای و آثار اعوجاجی مخدوش‌کننده پاسخ این ساختارها را طبقه‌بندی کرد. I_1 و I_2 ناورداهای بنیادین و غیرصفری هستند که از آنها برای بهنجارسازی بزرگی سایر ناورداها به مقدار یک استفاده می‌شود. به همین علت بعد I_1 و I_2 همانند بعد امیدانس است، اما سایر ناورداها بی‌بعد هستند. اگر غیر از I_1 و I_2 سایر ناورداهای I_3 تا I_7 محاسبه‌شده از روی اندازه‌گیری‌ها کوچک و نزدیک به صفر باشند، ساختار منطقه‌ای یک‌بعدی است و توابع پاسخ MT آن را می‌توان از روی ناورداهای I_1 و I_2 محاسبه کرد. در صورتی که غیر از I_1 و I_2 مقادیر I_3 و I_4 نیز درخور توجه باشند، ساختار منطقه‌ای دوبعدی است. مقادیر غیرصفر ناورداهای I_5 و I_6 معرف وجود ساختار منطقه‌ای دوبعدی به همراه سطوح مختلف اثرهای اعوجاج گالوانی است. در نهایت، اگر I_7 محاسبه‌شده از روی اندازه‌گیری‌ها صفر نباشد، ساختار منطقه‌ای سه‌بعدی است. Q نیز ناورداي چرخشی امیدانسی است که برخلاف ناورداهای I_1 تا I_7 مستقل نیست و برحسب سایر ناورداها محاسبه می‌شود. اگر مقدار محاسبه‌شده این پارامتر بسیار کوچک و نزدیک به صفر باشد، مقدار I_7 نامعین می‌شود و از آن در تحلیل بعدیت داده‌ها نمی‌توان استفاده کرد (ویور و همکاران، ۲۰۰۰ و مارتی و همکاران، ۲۰۰۹).

مارتی و همکاران (۲۰۰۹) برنامه WALDIM را بر مبنای ناورداهای یادشده تدوین کردند. ویژگی برجسته این برنامه لحاظ کردن خطای امیدانس‌های اندازه‌گیری‌شده در تخمین ناورداهای چرخشی، خطای آنها و در نهایت، تحلیل بعدیت داده‌ها است. این تحلیل‌ها با در نظر گرفتن مقادیر آستانه‌ای متفاوت برای ناورداها انجام شد. در مورد داده‌های نصرآباد،

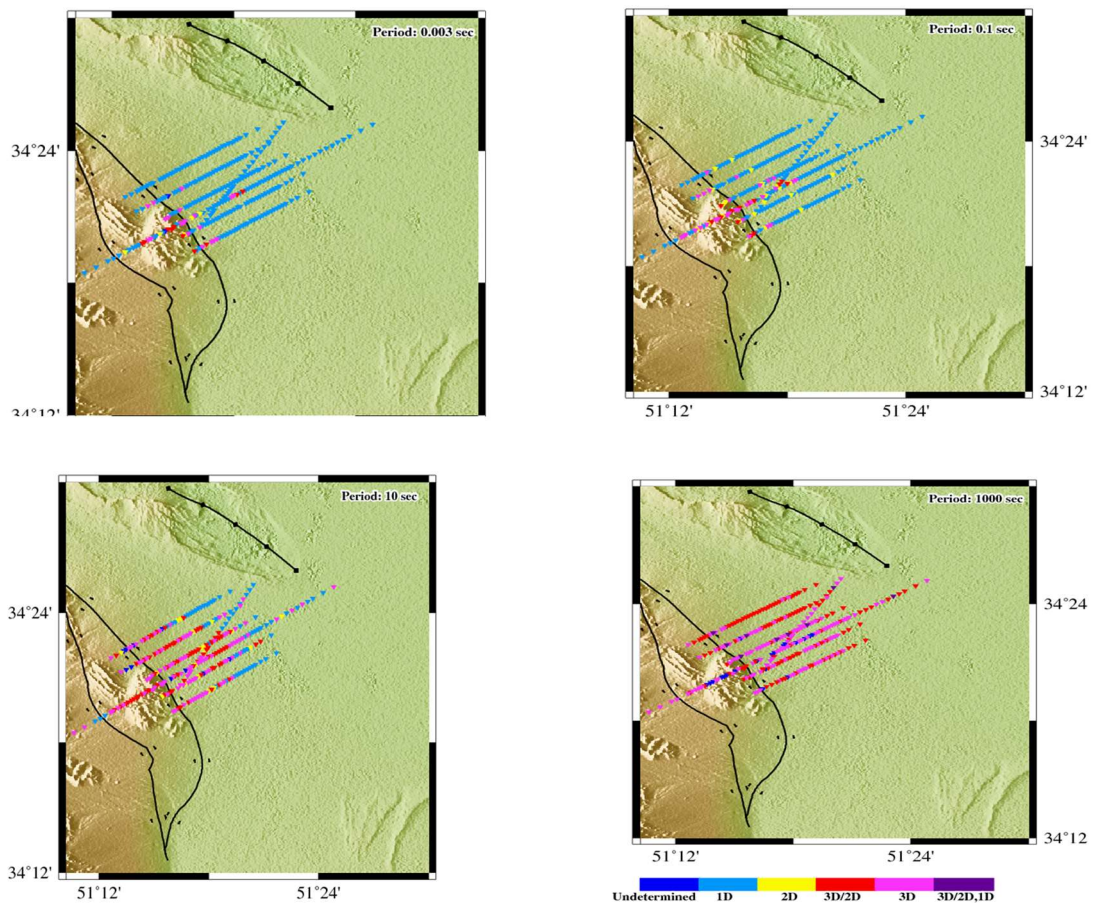
ساختار منطقه‌ای دوبعدی است (سیمپسون و بار، ۲۰۰۵). ناورداهای نمایش‌داده‌شده در شکل ۴ روند افزایشی این پارامترها را با افزایش دوره تناوب نشان می‌دهند. شبه‌مقاطع مقادیر اسکيو μ (رابطه ۵) و توزیع آماری مقادیر اسکيو حساس به فاز η (رابطه ۴) که برای کل مجموعه داده‌های MT ثبت‌شده محاسبه شده است، به ترتیب در شکل‌های ۵ و ۶ نمایش داده شده‌اند. در اغلب دوره تناوب‌ها مقادیر اسکيو μ بیشتر از حد آستانه‌ای آن (شکل ۶) است، درحالی که تحلیل آماری مقادیر اسکيو η برای پروفیل‌های S، P28، P25، P23، P21، P18 و P15 نشان می‌دهد این پارامتر به ترتیب در ۹۰٪، ۹۲٪، ۹۵٪، ۹۸٪، ۹۷٪/۵٪ و ۹۵٪ و ۹۸٪ از نقاط داده کمتر از حد آستانه‌ای آن (شکل ۵) است. این واقعیت نشان می‌دهد ساختار منطقه‌ای بیش از آنکه یک‌بعدی یا سه‌بعدی باشد، دوبعدی است. همچنین افزایش مقادیر این ناورداها در دوره تناوب‌های بلند را بیشتر از آنکه بتوان ناشی از اثرهای القایی سه‌بعدی در نظر گرفت، به‌طور عمده به اثرهای اعوجاج گالوانی می‌توان نسبت داد.

۲-۱-۴ تحلیل داده‌های MT با استفاده از ناورداهای چرخشی WAL

همان‌گونه که بردار با اندازه و جهت مشخص می‌شود، تانسور مرتبه دوم را نیز می‌توان به‌صورت کلی با مجموعه‌ای از ناورداهای چرخشی سرشت‌نمایی کرد. چون هر تابعی از این ناورداها، مجدداً یک ناورداي چرخشی می‌سازد، روش‌های متنوعی برای تعریف ناورداهای چرخشی وجود دارد. کامل‌ترین مجموعه از ناورداهای چرخشی تانسور امیدانس را ویور و همکاران (۲۰۰۰) ارائه داده‌اند. این مجموعه حاوی هفت پارامتر مستقل (I_1 تا I_7) و یک پارامتر وابسته (Q) است که از بخش‌های حقیقی و موهومی مؤلفه‌های امیدانس محاسبه

($<10s$) تأیید می‌کند. این در حالی است که با افزایش دوره تناوب، پیچیدگی ساختار منطقه بیشتر می‌شود؛ یعنی ساختار منطقه یا به صورت برهم‌نهمی از ساختارهای محلی و منطقه‌ای به ترتیب سه‌بعدی و دوبعدی (سه‌بعدی/دوبعدی) است یا به طور کلی سه‌بعدی است.

پایدارترین پاسخها به ازاء مقادیر آستانه‌ای 0.1 و 0.15 به ترتیب برای ناوردهای I_1 تا I_7 و ناوردای Q حاصل شدند. در شکل ۷ نتایج اعمال این روش برای محدوده‌های مختلف دوره تناوب نشان داده شده است. این نتایج وجود ساختار منطقه‌ای یک‌بعدی یا دوبعدی را در دوره تناوب‌های کوتاه



شکل ۷. نتایج تحلیل بعدیت داده‌ها با استفاده از ناوردهای WAL در دوره تناوب‌های مختلف.

الکتریکی منطقه به کار گرفته می‌شود. در این روش اطلاعات فازی موجود در تانسور امپدانس از روی بخش‌های حقیقی (X) و موهومی (Y) تانسور امپدانس ساخته می‌شود:

۲-۴ ناوردهای مختصاتی تانسور فاز

در گام بعد، رویکرد تانسور فاز (کالدول و همکاران، ۲۰۰۴) برای تحلیل بعدیت و جهت‌نمایی ساختار هدایت ویژه

P15, P18, P21, P23, P25 و P28 نشان می‌دهد به ترتیب ۸۷٪، ۹۳٪، ۸۷٪، ۸۶٪، ۷۶٪، ۷۹٪ و ۷۲٪ این داده‌ها کمتر از مقدار آستانه ۳° هستند. علاوه بر این هماهنگی با نتایج سایر پارامترهای اسکيو، پیچیدگی ساختار هدایت ویژه الکتریکی در بخش جنوب غربی پروفیل بیشتر از بخش شمال شرقی آن است.

۵ روند ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای

تحلیل‌های انجام شده در بخش قبل، بعدیت ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه‌ای را برهم‌نهی از ساختار بزرگ مقیاس دوبعدی و ناهمگنی‌های محلی سه‌بعدی پیشنهاد دادند. در ادامه، رویکرد تانسور فاز به کار گرفته می‌شود تا روند این ساختار منطقه‌ای تخمین زده شود. با در نظر گرفتن روابط (۷) تا (۹) روند ساختار منطقه از روی جهت‌گیری محورهای اصلی تانسور فاز طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود (بوکر، ۲۰۱۴):

$$\theta_{\text{ellipse}} = \alpha - \frac{\Psi}{2}, \alpha = \frac{1}{2} \text{tg}^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} - \Phi_{22}} \right) \quad (10)$$

شکل ۹ نتایج تحلیل روند ساختار منطقه با استفاده از این روش را برای هفت پروفیل از داده‌های MT در منطقه نصرآباد کاشان نشان می‌دهد. براساس این نتایج، زوایای روند تخمین زده شده برای هفت پروفیل مختلف این منطقه کاملاً سازگار و هماهنگ هستند. این شکل‌ها، زوایای روند تخمین زده شده را برای سه محدوده دوره تناوب‌های کمتر از یک ثانیه، دوره تناوب‌های بین ۱ تا ۲۰۰ ثانیه و دوره تناوب‌های بلند بین ۲۰۰ تا ۲۵۶۰ ثانیه نشان می‌دهند. در این سه محدوده، زوایای روند تخمین زده شده کاملاً متفاوت هستند. از آنجا که محدوده نمونه برداری میدان‌های EM (شعاع کره القا) بسیار کوچک است، در کوتاه‌ترین دوره تناوب‌ها (کوچک‌تر از یک ثانیه) این میدان‌ها به‌طور عمده متأثر از

$$\mathbf{Z} = \mathbf{X} + \mathbf{IY}, \Phi = \mathbf{X}^{-1}\mathbf{Y} = \begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} \quad (7)$$

ویژگی برجسته این تانسور آن است که مؤلفه‌های آن عاری از آثار اعوجاج گالوانی (بیشتر ناشی از ساختارهای رسانای محلی تفکیک‌ناپذیر) هستند. این تابع پاسخ را مشابه با هر تانسور حقیقی و دوبعدی دیگر می‌توان برحسب سه ناوردای مختصاتی $(\Psi, \Phi_{\min}, \Phi_{\max})$ و یک جهت $(\theta_{\text{ellipse}})$ سرشت‌نمایی کرد (کالدول و همکاران، ۲۰۰۴ و بوکر، ۲۰۱۴):

$$\Phi = \mathbf{R}^{-1}(\theta_{\text{ellipse}}) \begin{bmatrix} \Phi_a & 0 \\ 0 & \Phi_b \end{bmatrix} \mathbf{R}(\Psi) \mathbf{R}(\theta_{\text{ellipse}}) \quad (8)$$

در این رابطه Φ_a و Φ_b مقادیر اصلی تانسور فاز و \mathbf{R} ماتریس چرخش هستند. $\Psi (=2\beta)$ معیاری از عدم تقارن تانسور فاز (اسکیو تانسور فاز یا زاویه اسکيو β) است و از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

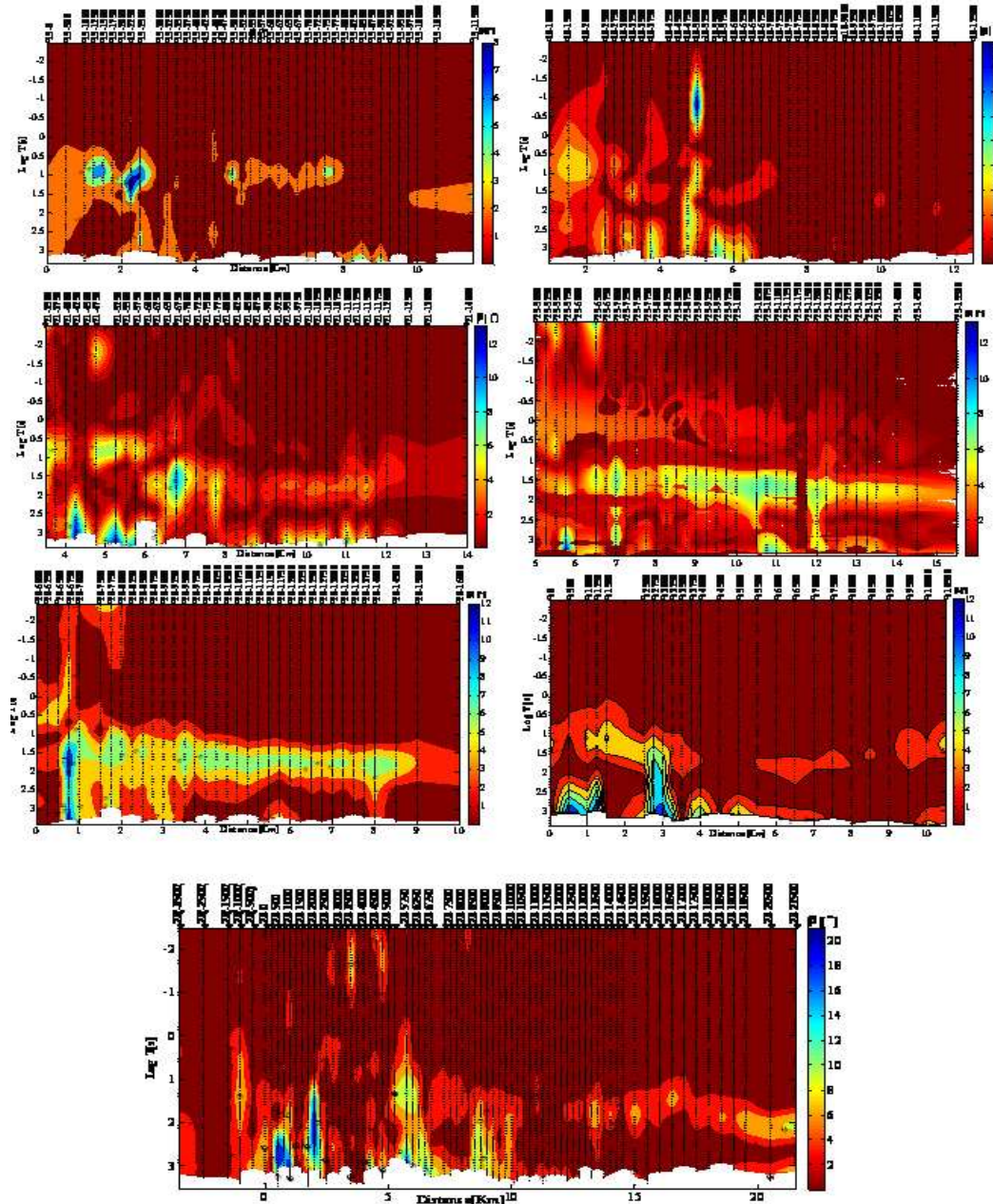
$$\Psi = \text{tg}^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad (9)$$

بر فراز ساختار یک‌بعدی، تانسور فاز مضرب حقیقی از ماتریس همانی است. مقدار این مضرب برابر با تانژانت فاز امپدانس ساختار یک‌بعدی است. بر فراز ساختار دوبعدی، مقدار عدم تقارن تانسور فاز صفر است ($\Psi=0$) و مقادیر اصلی (Φ_a, Φ_b) برابر با تانژانت فاز قطبش‌های متعامد TE و TM داده‌های امپدانس هستند. بر فراز ساختار سه‌بعدی، تانسور فاز نامتقارن و اسکيو تانسور فاز غیر صفر است (بوکر، ۲۰۱۴).

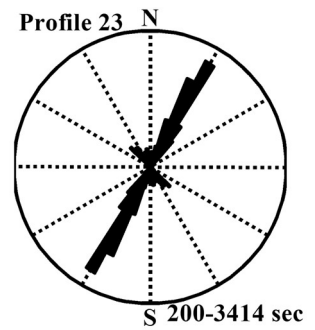
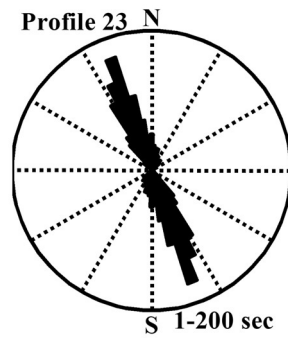
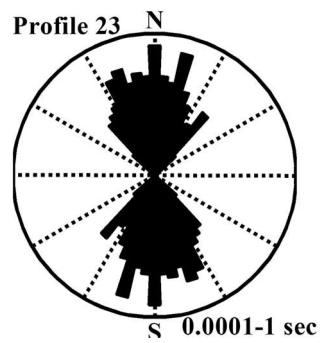
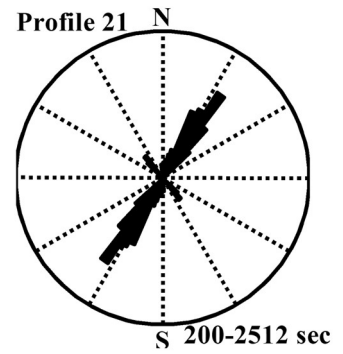
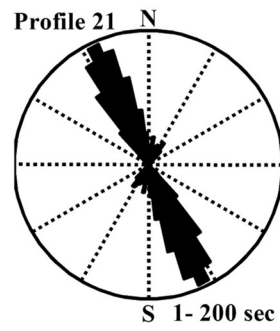
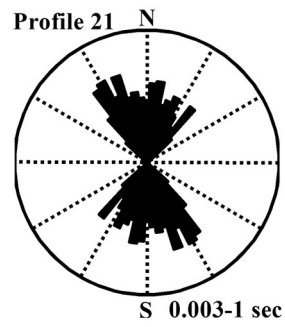
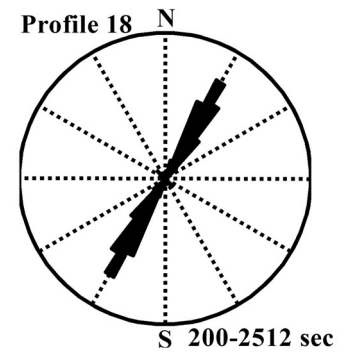
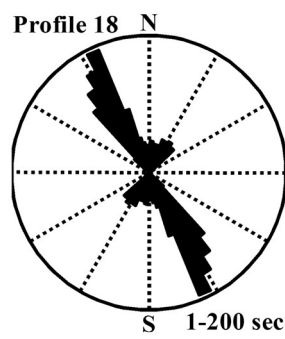
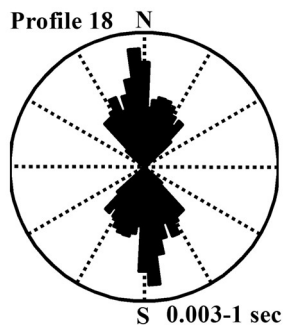
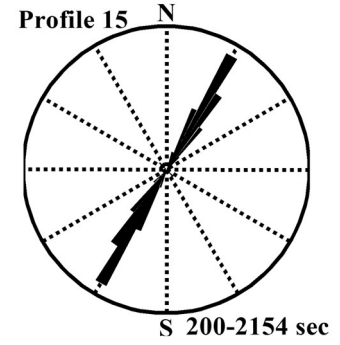
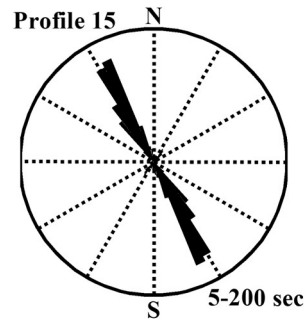
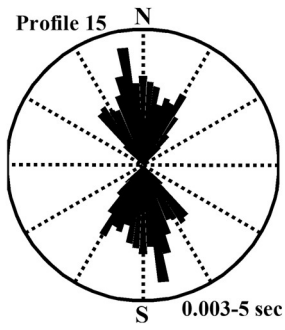
شکل ۸ نتایج تحلیل بعدیت با استفاده از روش تانسور فاز را برای داده‌های هفت پروفیل منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد. مقدار آستانه زاویه اسکيو β برابر ۳° است، به‌گونه‌ای که مقادیر کوچک‌تر و بزرگ‌تر این حد آستانه دلیل بر وجود القای الکترومغناطیسی حائز اهمیت است که با یک ساختار منطقه‌ای به ترتیب دوبعدی یا سه‌بعدی ایجاد شده است. تحلیل آمار اسکيو β محاسبه شده برای پروفیل‌های S،

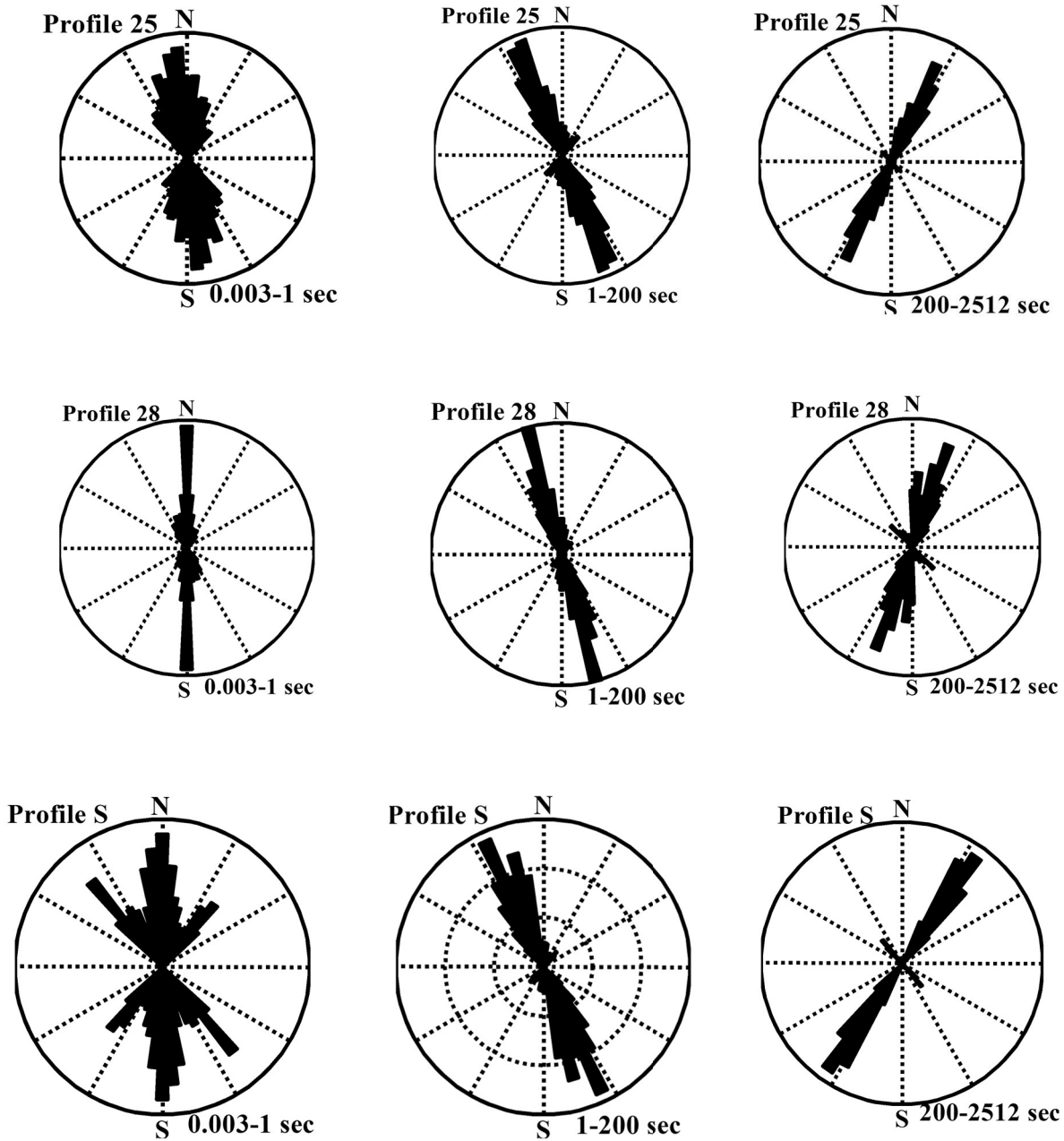
دوره تناوب، این زوایای روند تخمین زده شده نظم و ترتیب یافته و ابتدا در محدوده دوره تناوبی میانی بین ۱ تا ۲۰۰ ثانیه در راستای NW-SE و سپس در بلندترین دوره تناوبها

ساختارهای کوچک مقیاس محلی هستند؛ بنابراین در این محدوده دوره تناوبی زوایای روند تخمین زده شده نامنظم و متفرق هستند و از الگوی مشخصی پیروی نمی‌کنند. با افزایش



شکل ۸. شبه‌مقطع مقادیر اسکوی تانسور فاز محاسبه شده از داده‌های اِمپدانسی برداشت شده در امتداد هفت پروفیل در منطقه نصرآباد کاشان.





شکل ۹. نمودار گل سرخی زوایای روند تخمین زده شده برای ساختار منطقه با اعمال روش تانسور فاز بر داده‌های امپدانسی هفت پروفیل مختلف در منطقه نصرآباد کاشان.

زاویه روند محاسبه شده با روش تانسور فاز حاوی یک ابهام 90° است؛ زیرا مشخص نیست در رابطه (۹) کدام یک از

(بزرگ تر از 200° ثانیه) در راستای NE-SW جهت گیری کرده‌اند.

آن برای تعیین جهت روند ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه می توان استفاده کرد. شکل ۱۰ بردارهای القای حقیقی مربوط به مجموعه داده MT نصرآباد را در دو دوره تناوب ۵۴ ثانیه و ۱۳۵۹ ثانیه نشان می دهد. این توابع پاسخ در دوره تناوب های کمتر از ۱۰ ثانیه بسیار کوچک هستند (کمتر از مقدار خطای داده ها) و جهت گیری در هم ریخته ای دارند. در دوره تناوب های میانی بیشتر از ۱۰ ثانیه این بردارها در سرتاسر پروفیل ابتدا رفتار دوگانه ای نشان می دهند و سپس در بلندترین دوره تناوب ها راستای همگی NE-SW است و در راستای عمود بر جهت چین خوردگی زاگرس سوگیری کرده اند که مهم ترین عامل ژئودینامیکی کنترل کننده ساختارهای زمین شناسی در این منطقه محسوب می شود. رفتار دوگانه بردارهای القا در دوره تناوب های میانی را به عمق نفوذ مختلف میدان های EM در قسمت های مختلف این پروفیل ها می توان نسبت داد. قسمت شمال شرق این پروفیل ها بیشتر بر رسوبات عهد حاضر (رسانای الکتریکی) واقع است. در این قسمت، میدان های EM در دوره تناوب های میانی اغلب با رولایه رسانا غربال شده اند و عمق نفوذ کمتری دارند؛ بنابراین از ساختارهای سطحی تر (گسل های آب شیرین و ده نار) متأثرند. در قسمت جنوب غرب پروفیل ها که بر فراز دیاپرهای نمکی شماره ۴ و ۵ نصرآباد گسترده شده است، میدان های EM عمق نفوذ بیشتری دارند و از کمربند کوهزایی زاگرس (ZFTB) متأثرند.

فازهای Φ_a یا Φ_b به قطبش های TE یا TM مربوط هستند. در عمل، این ابهام با استفاده از داده های میدان مغناطیسی قائم و اطلاعات زمین شناسی منطقه برطرف می شود (کالدول و همکاران، ۲۰۰۴).

۶ توابع پاسخ ژئومغناطیسی

در مواجهه با یک همبری جانبی هدایت ویژه الکتریکی، میدان مغناطیسی القا شده در زمین از وضعیت اولیه آن که در صفحه افق واقع است، منحرف شده و مؤلفه قائمی پیدا می کند که به شکل زیر به مؤلفه های افقی وابسته است (چیو و جونز، ۲۰۱۲):

$$H_z(T) = W_x(T) H_x(T) + W_y(T) H_y(T) \quad (11)$$

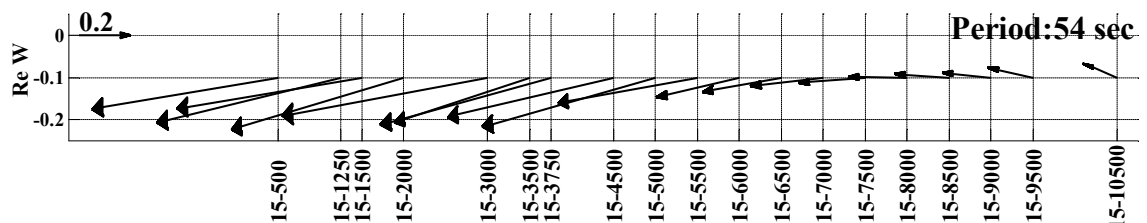
تابع پاسخ ژئومغناطیسی $W(W_x, W_y)$ تابعی مختلط است و بخش های حقیقی و موهومی آن عبارت اند از:

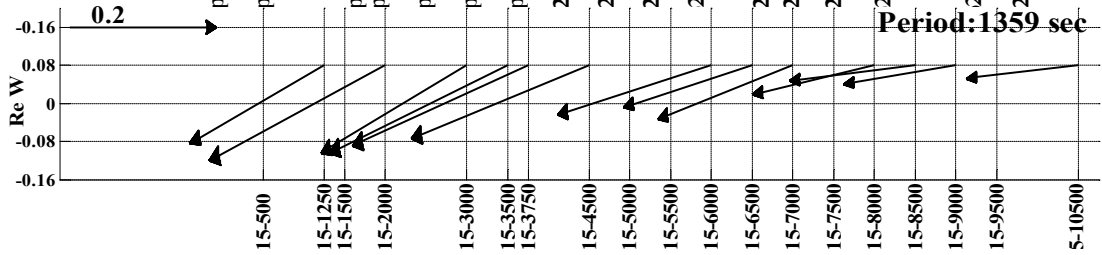
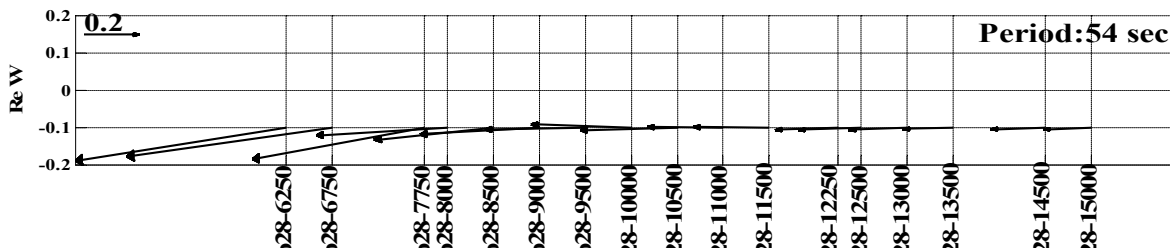
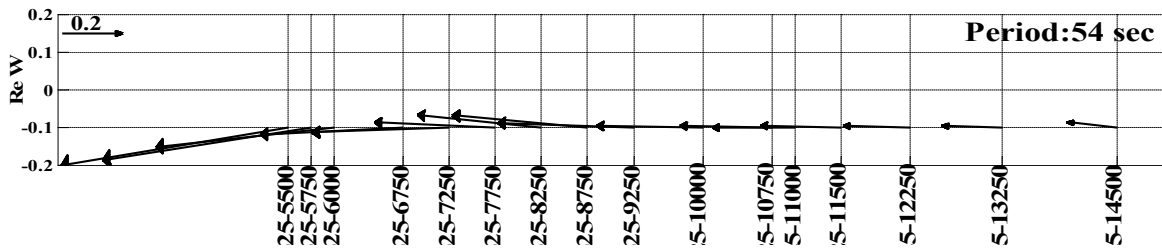
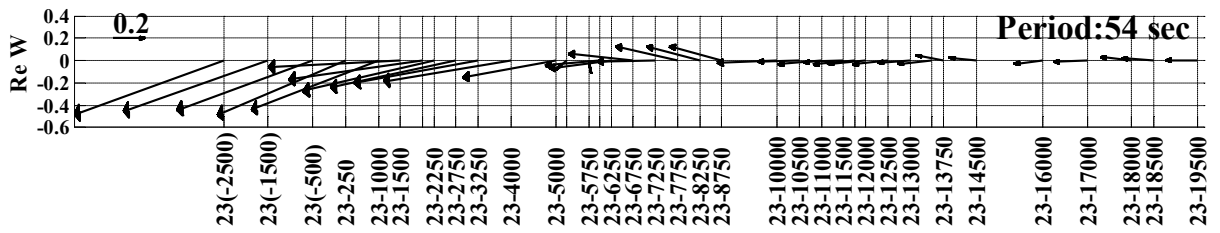
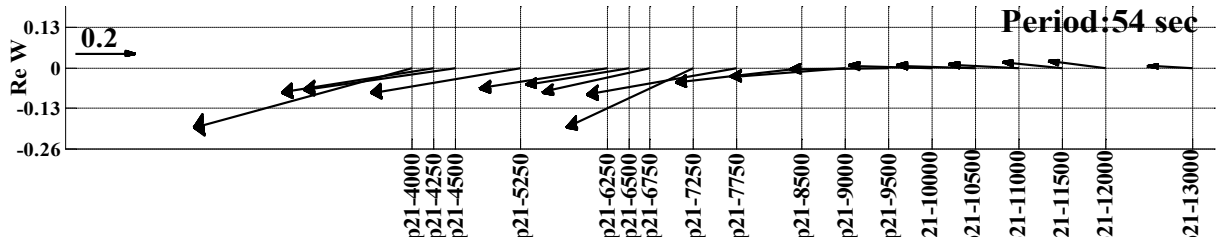
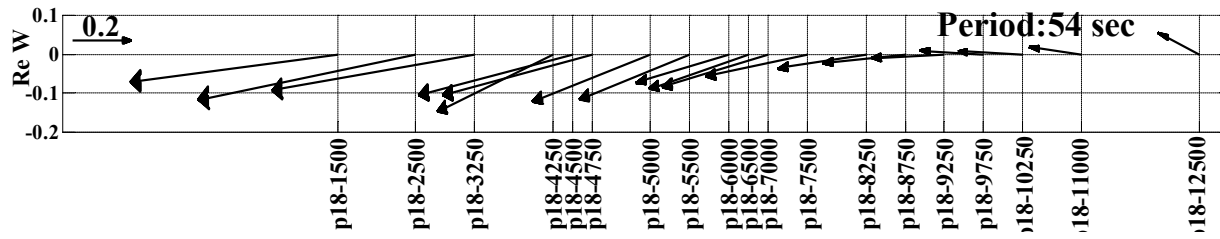
$$\vec{P}(T) = Re[W_x(T)]\hat{i} + Re[W_y(T)]\hat{j} \quad (12)$$

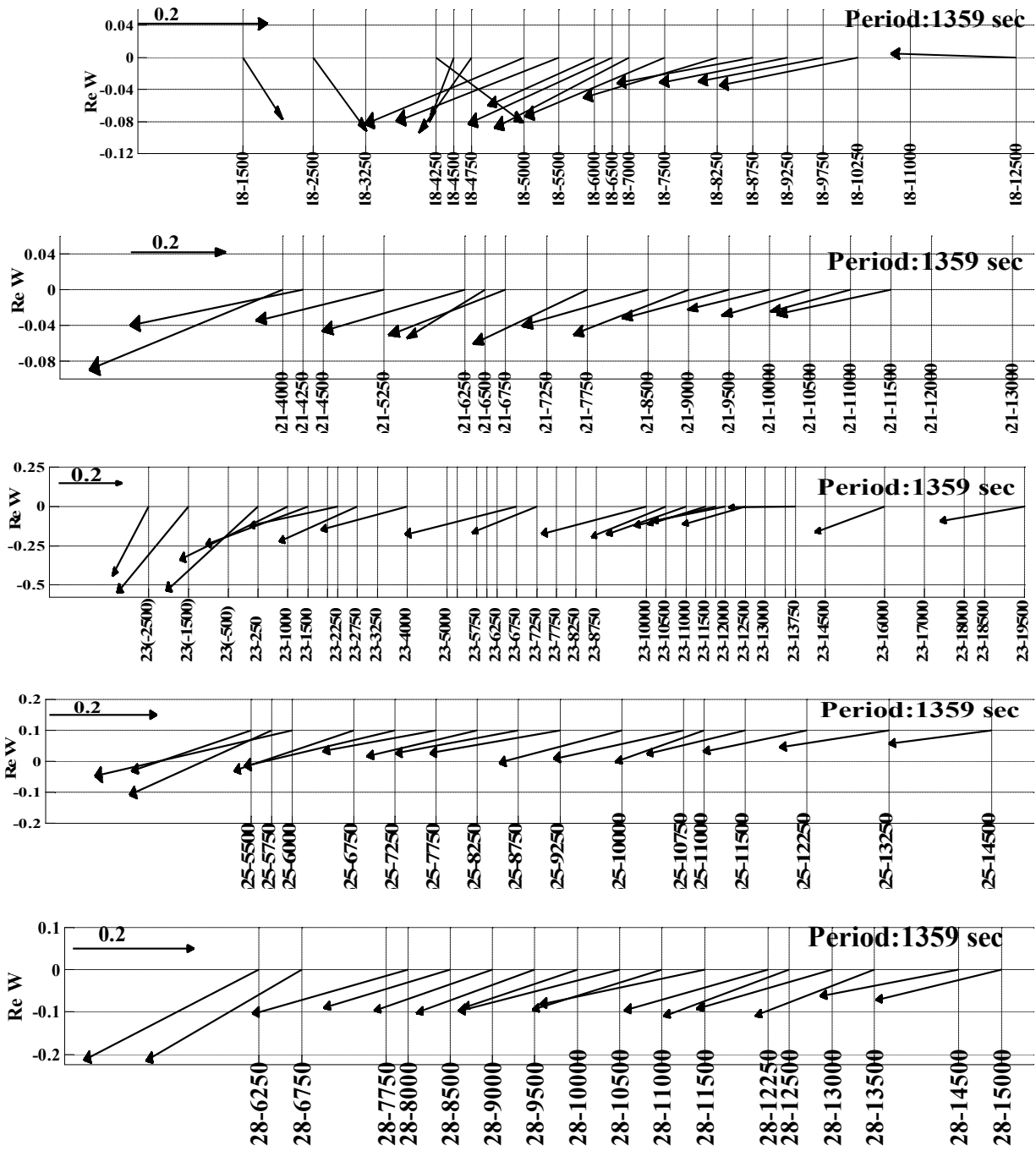
$$\vec{Q}(T) = Im[W_x(T)]\hat{i} + Im[W_y(T)]\hat{j} \quad (13)$$

که \hat{i} و \hat{j} بردارهای یکه دستگاه مختصات دکارتی هستند. به علت سهولت در نتیجه گیری، معمولاً بردارهای القای حقیقی تحلیل و نمایش داده می شوند.

جریان های تلوریک مربوط به قطبش TE میدان های EM به موازات روند ساختارهای هدایت ویژه الکتریکی شارش می یابند؛ بنابراین مؤلفه های قائم میدان مغناطیسی القایی آنها عمود بر روند ساختار منطقه جهت گیری می کند و از اطلاعات







شکل ۱۰. بردارهای القای حقیقی اندازه‌گیری شده در دو دوره تناوب (الف) ۵۴ ثانیه (ب) ۱۳۵۹ ثانیه در ایستگاه‌های مختلف منطقه نصرآباد کاشان.

۷ نتیجه‌گیری

تحلیل تمام و کمال مجموعه‌ای حجیم از داده‌های MT به منظور دست‌یابی به تصویری منسجم از ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه، چالش برانگیز است. در این پژوهش به عنوان اولین گام در تحلیل و تفسیر مجموعه‌ای حجیم از داده‌های MT برداشت‌شده در منطقه نصرآباد کاشان، مطالعه کاملی از بعدیت و سوگیری ساختار منطقه‌ای هدایت ویژه الکتریکی انجام شده است. این مجموعه داده مرکب از مقادیر امیدانس و تیپر وابسته فرکانسی است که در ۲۸۴ ایستگاه واقع در امتداد هفت پروفیل با راستای NE-SW ثبت شده‌اند. با به کارگیری روش‌های مختلف تحلیل بعدیت برای داده‌های امیدانس پروفیل‌های مختلف، نتایجی همخوان به دست آمد. در رویکرد کلان‌مقیاس، ساختار هدایت ویژه الکتریکی منطقه در قسمت شمال شرق این پروفیل‌ها پیچیدگی کمتری نسبت به جنوب غرب دارد. تحلیل داده‌های امیدانس با استفاده از ناوردهای چرخشی WAL با لحاظ کردن مقادیر خطای داده‌ها در محاسبه آنها و نیز در نظر گرفتن مقادیر آستانه‌ای متفاوت برای ناوردها انجام گرفت. نتایج این تحلیل نشان می‌دهد در قسمت شمال شرق پروفیل‌ها تا دوره تناوب ۱۰ ثانیه شاهد وجود ساختار منطقه‌ای یک‌بعدی هستیم و حوزه رسوبی این منطقه در نتایج تحلیل بعدیت به صورت ساختار یک‌بعدی نمود یافته است. در دوره تناوب‌های بیشتر، ساختار منطقه پیچیدگی بیشتری دارد و می‌توان آن را به صورت برهم‌نهی از ساختارهای دوبعدی/سه‌بعدی در نظر گرفت. کاربرد روش تانسور فاز برای تعیین راستای روند ساختار منطقه و نیز بررسی بردارهای القا، الگوی همواری از روند ساختار در سرتاسر منطقه نشان می‌دهد که می‌توان آن را به واحدهای زمین‌شناسی منطقه نسبت داد. آنچه در مجموع از اعمال روش‌های مختلف بر داده‌های پروفیل‌های متفاوت حاصل

شده است نشان می‌دهد ساختار هدایت ویژه الکتریکی در محدوده نصرآباد کاشان در مقیاس کلان و منطقه‌ای دوبعدی است، اما پاسخ‌های MT آن با اثرهای غیرالقایی ناشی از توده‌های رسانای کوچک‌مقیاس پراکنده در پوسته بالایی اعوجاج یافته‌اند؛ بنابراین در گام‌های بعدی تفسیر این مجموعه داده، استفاده از رویکرد دوبعدی برای مدل‌سازی‌ها کافی به نظر می‌رسد، ولی به منظور ارتقاء مدل‌های قبلی و دست‌یابی به مدل‌های دقیق‌تر از ساختار منطقه، ضروری است این آثار اعوجاجی از داده‌ها حذف شوند.

منابع

- Babaahmadi, A., Safaei, H., Yassaghi, A., Vafa, H., Naeimi, A., Madanipour, S., and Ahmadi, M., 2010, A study of Quaternary structures in the Qom region, West Central Iran: *Journal of Geodynamics*, **50**(5), 355-367.
- Baikpour, S., Motiei, H., and Najafzadeh, K., 2016, Geological and geophysical study of salt diapirs for hazardous waste disposal: *International Journal of Environmental Science and Technology*, **13**, 1951-1972.
- Booker, J. R., 2014, The magnetotelluric phase tensor: a critical review: *Surveys in Geophysics*, **35**, 7-40.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., and Brown, C., 2004, The magnetotelluric phase tensor: *Geophysical Journal International*, **158**(2), 457-469.
- Chave, A. D., and Jones, A. G., (eds.), 2012, *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*: Cambridge University Press.
- Jaafari, A., 1963, History and development of the Alborz and Sarajeh fields of Central Iran: 6th World Petroleum Congress.
- Lilley, F. E. M., 1976, Diagrams for magnetotelluric data: *Geophysics*, **41**(4), 766-770.
- Martí, A., Queralt, P., and Ledo, J., 2009, WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor: *Computers & Geosciences*, **35**(12), 2295-2303.
- Moradi, M., Oskooi, B., Pushkarev, P., Smirnov, M.,

- and Esmacili Oghaz, H., 2019, Cooperative inversion of magnetotelluric and seismic data on Shurab diapirs in Central Iran: *Environmental Earth Sciences*, **78**, 1-14.
- Morley, C. K., Kongwung, B., Julapour, A. A., et al., 2009, Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in Central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area: *Geosphere*, **5**(4), 325-362.
- Oskooi, B., Moradi, M., and Smirnov, M., 2019, Integrated interpretation of seismic and magnetotelluric data on Shurab diapirs in Qom basin, Central Iran: *Acta Geophysica*, **67**, 1071-1090.
- Roosta, H., 2019, Surface deformation over the buried Nasr Abad salt diapir, Central Iran using interferometric synthetic aperture radar data: *International Journal of Remote Sensing*, **40**(22), 8322-8341.
- Simpson, F., and Bahr, K., 2005, *Practical Magnetotellurics*: Cambridge University Press.
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., and Lilley, F. E. M., 2000, Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants: *Geophysical Journal International*, **141**(2), 321-336.
- Zhang, P., Roberts, R. G., and Pedersen, L. B., 1987, Magnetotelluric strike rules: *Geophysics*, **52**(3), 267-278

ارزیابی مدل منطقه‌ای WRF-GHG و مدل جهانی TM3 در مطالعه غلظت ستونی دی‌اکسید کربن روی ایران با استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای GOSAT

سمیرا کرباسی^۱، حسین ملکوتی^{۲*} و امین فضل کاظمی^۳

^۱ دکتری هواشناسی، گروه علوم غیر زیستی جوی و اقیانوسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
^۲ استاد، علوم و تکنولوژی محیط زیست، گروه علوم غیر زیستی جوی و اقیانوسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران
^۳ دانشجوی دکتری هواشناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۲۶، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۴)

چکیده

در زمینه گرم شدن کره زمین و تغییرات آب‌وهوایی، کربن دی‌اکسید (CO_2) یکی از مهم‌ترین گازهای گلخانه‌ای است که تأثیر بسزایی در روند گرمایش جهانی دارد. به دلیل وضوح افقی کم مدل‌های انتقال جهانی در مناطق قاره‌ای یا ساحلی، شبیه‌سازی گاز کربن دی‌اکسید در فواصل زمانی ساعتی/هفتگی با وضوح قائم بیشتر از مهم‌ترین چالش‌های محیطی است. در این مطالعه ضمن گردآوری اطلاعات گسیل کربن دی‌اکسید از منابع مختلف، شبیه‌سازی عددی منطقه‌ای غلظت جوی دی‌اکسید کربن با تفکیک مکانی ۳۰ و ۱۰ کیلومتر با استفاده از مدل تحقیقات آب‌وهوا و پیش‌بینی-شیمی (WRF-GHG) انجام و از اطلاعات XCO_2 بازیابی شده از مشاهدات ماهواره گوست (GOSAT) برای کنترل دقت و ارزیابی نتایج شبیه‌سازی غلظت ستونی کربن دی‌اکسید در فصل گرم (ماه اوت) و سرد (ماه فوریه) در مقایسه با نتایج خروجی مدل جهانی TM3 استفاده شد. عملکرد شبیه‌سازی‌ها در پیش‌بینی غلظت گاز گلخانه‌ای کربن دی‌اکسید برای دوره مطالعاتی فوریه و اوت در سال ۲۰۱۰ نشان داد تغییرپذیری مکانی و زمانی متغیرهای هواشناسی دما، باد و رطوبت نسبی با ضرایب همبستگی ۹۲٪-۸۶٪، ۷۵٪-۶۷٪ و ۸۲٪-۷۶٪ به خوبی شبیه‌سازی شده است. نتایج ارزیابی نشان داد مدل WRF-GHG با توجه به خطاهای آماری بهتر از مدل جهانی TM3 عمل می‌کند. متوسط خطای آریبی در هر دو ماه گرم و سرد به ترتیب ۰/۷۹- و ۰/۴۵ (۸۵/۰- و ۱۲/۱) در مدل منطقه‌ای (جهانی) است. نتایج ارزیابی همچنین حاکیست تفاوت موجود بین غلظت‌های شبیه‌سازی شده و مشاهدات XCO_2 از ماهواره GOSAT می‌تواند ناشی از فراتخمین گسیل ناشی از فعالیت‌های انسانی، گسیل اقیانوسی و بهره‌برداری از سوخت‌های فسیلی باشد. این مطالعه نشان داد مدل WRF-GHG قادر است به خوبی بسیاری از ویژگی‌های مهم میدان‌های متغیرهای جوی را در جنوب غربی آسیا (منطقه خاورمیانه - ایران) شبیه‌سازی کند و استفاده از آن برای مطالعات آبی در این منطقه کارساز است.

کلمه‌های کلیدی: گرمایش جهانی، دی‌اکسید کربن (CO_2)، مدل WRF-GHG، ماهواره GOSAT، مدل TM3، ایران

۱ مقدمه

گرمایش جهانی توجه جهانیان را به خود جلب کرده است. غلظت کربن دی‌اکسید جوئی که گاز گلخانه‌ای مهمی محسوب می‌شود، می‌تواند بر روند تحولات آب‌وهوایی مختلف تأثیر بگذارد. این گاز گلخانه‌ای کلیدی اتمسفر با حدود ۶۰٪ از کل اثر، می‌تواند روند تحولات اقلیمی را تحت تأثیر خود قرار دهد. این مهم بر امنیت ملی، جهانی و توسعه اقتصادی پایدار تأثیر جدی خواهد داشت (چین و همکاران، ۲۰۱۵؛ لیو و همکاران، ۲۰۱۸ و هیئت بین‌دولتی تغییر اقلیم، ۲۰۲۱). بر اساس جدیدترین خبرنامه گازهای گلخانه‌ای سازمان هواشناسی جهانی (۲۰۲۰)، میانگین غلظت جهانی کربن دی‌اکسید اتمسفر به 4013.2 ppm در سال ۲۰۲۰ در مقایسه با 280 ppm در دوران پیش از صنعتی شدن افزایش یافته است؛ بنابراین کنترل میزان گسیل کربن دی‌اکسید و کاهش اثر فعالیت انسانی بر گرم شدن آب‌وهوا و درک توزیع مکانی و زمانی کربن دی‌اکسید جوئی بسیار مهم است. تعداد زیادی رصدخانه زمینی در سراسر جهان ساخته شده است که از روش‌های مختلفی برای به‌دست آوردن اطلاعات در زمینه غلظت کربن دی‌اکسید و شار کربن استفاده می‌کنند.

در حال حاضر، گازهای گلخانه‌ای جوئی در سطح جهان با انواع سامانه‌های رصدکننده کنترل می‌شوند. این سامانه‌ها شامل ایستگاه‌های زمینی با مشاهدات منظم و دقیق گونه‌های جوئی؛ اندازه‌گیری‌های درجا؛ نمونه‌گیری فلاسک با هواپیما، کشتی و بالن؛ مشاهدات سنجش از دور اجزای سازنده جو (مانند مشاهداتی که از ماهواره‌ها انجام می‌شود) و همچنین اندازه‌گیری‌های شبکه سطحی مشاهده کل ستون کربن (Total Column Carbon) (Observing Network, TCCON) (تون و همکاران، ۲۰۰۹ و وونچ و همکاران، ۲۰۱۱) هستند؛ با این حال محدودیت اندازه‌گیری‌های مبتنی بر سطح این است که از نمونه‌برداری‌های پراکنده استفاده می‌کنند و توزیع

یکنواختی در سطح جهان ندارند. علاوه بر این توانایی پایش در مقیاس منطقه‌ای محدود است.

اندازه‌گیری اجزای جوئی به صورت مکانی، چالش‌برانگیز است، اما ابزار سنجش از دور چشم‌انداز بی‌نظیری از وضعیت محیط در کوتاه‌مدت و بلندمدت و در سطح محلی و جهانی ارائه می‌دهد (کلرباوکس و همکاران، ۲۰۰۹). در دهه‌های اخیر، با توسعه روش‌های اندازه‌گیری به کمک فناوری‌های سنجش از دور، برای جبران برخی از کمبودهای مشاهدات زمینی از مشاهدات مبتنی بر ماهواره‌ها استقبال شده است. به منظور ارائه مشاهدات پایدار از سطح زمین و جو آن، اولین اندازه‌گیری‌های فضایی برای اندازه‌گیری غلظت گاز کربن دی‌اکسید در سال ۱۹۷۹ و با استفاده از داده‌های NOAA-TOVS (پس از ماهواره هواشناسی قطبی NOAA) صورت گرفت (اسمیت و همکاران، ۱۹۷۹). سنجنده مجهز به حسگر اشعه فرسرخ با وضوح زیاد (High Resolution Infrared Radiation) (Sounder, HIRS)، یکی از سه وسیله‌ای است که در سامانه صوتی عملیاتی (TIROS) (TOVS) نصب شده است و از سری ماهواره‌های خورشید هم‌زمان NOAA است. نتایج نشان می‌دهد اندازه‌گیری‌های صورت گرفته همخوانی خوبی با مقادیر مشاهداتی در سطح و اندازه‌گیری‌های هواپیما دارد (چدین و همکاران، ۲۰۰۲).

سنجنده SCIAMACHY که اولین آشکارساز روی ماهواره تحقیقاتی محیطی آژانس فضایی اروپا (ENVISAT) است، نخستین ابزار فضایی تخصصی بود که به کمک آن نسبت آمیختگی میانگین ستونی کربن دی‌اکسید (XCO_2) جو اندازه‌گیری شد (باونسمان و همکاران، ۱۹۹۹). پس از راه‌اندازی سنجنده SCIAMACHY، دقت بهبودیافته در بازیابی گازهای گلخانه‌ای به کمتر از ۱٪ رسید؛ از این رو می‌توان دائم در مقایسه با ابزارهای قبلی از آن استفاده کرد (بوچویتز و باروز، ۲۰۰۴؛ برامستد و همکاران، ۲۰۰۸ و ریوتر و

می‌گیرد. مشخصات بیشتر ابزار OCO-2 در ساکوما و همکاران (۲۰۱۰) شرح داده شده است.

ماهواره رصدکننده گازهای گلخانه‌ای گوست (Greenhouse Gases Observing Satellite, GOSAT) یا ایبوکی (IBUKI) در ۲۳ ژانویه ۲۰۰۹ در جزیره تانگاشیمای ژاپن به فضا پرتاب شد (یوکوتا و همکاران، ۲۰۰۹). پروژه گوست تلاش مشترک آژانس اکتشافات فضایی ژاپن (JAXA)، وزارت محیط زیست و انجمن ملی مطالعات محیط زیست ژاپن است (میانو و همکاران، ۲۰۱۳). هدف اصلی از اجرای پروژه گوست، برآورد میزان تولید و جذب گازهای گلخانه‌ای در مقیاس شبه‌قاره‌ای (چند هزار کیلومتر مربع) با دقت بیشتر و همچنین کمک به اداره محیط زیست برای ارزیابی تعادل بوم‌سازگان زمین و ارزیابی تولید و جذب منطقه‌ای است. با تحلیل داده‌های گوست، دانشمندان اطلاعات جدیدی از توزیع جهانی و تغییرات زمانی گازهای گلخانه‌ای و چرخه جهانی کربن و تأثیرات آن بر آب‌وهوا کسب می‌کنند. دقت مشاهدات ارزیابی فراوانی ستون‌های بازیابی شده برای گوست در بیشتر موارد کمتر از یک درصد است (یوشیدا و همکاران، ۲۰۱۱). از این یافته‌های جدید برای پیش‌بینی تغییرات آب‌وهوایی آینده و ارزیابی تأثیرات آن استفاده خواهد شد. در حال حاضر، ماهواره‌های فعال در مدار که به‌طور خاص مشاهدات CO₂ را انجام می‌دهند عبارت‌اند از: ماهواره GOSAT از ژاپن؛ ماهواره OCO-2 از ایالات متحده آمریکا؛ ماهواره TanSat از چین. اهداف این ماهواره‌ها، پایش جهانی بلندمدت و مداوم غلظت XCO₂، بهبود دقت اندازه‌گیری منابع گسیل و مخازن کربن و همچنین غلظت منطقه‌ای کربن‌دی‌اکسید و بهبود درک ویژگی‌های توزیعی و تکاملی آنها است (ترنر و همکاران، ۲۰۱۵ و هاکاراینن و همکاران، ۲۰۱۶). یکی دیگر از روش‌های مناسب برای دستیابی به وضوح زیاد توزیع مکانی و زمانی غلظت کربن‌دی‌اکسید، مدل‌های عددی و

همکاران، ۲۰۱۰). با وجود امتیازات و امکانات موجود در سنجنده SCIAMACHY نسبت به سنجنده‌های پیشین، این سنجنده به دلیل نبود یک حالت براق نمی‌تواند اطلاعات دقیقی درباره گازهای موجود روی سطح آب فراهم کند. سنجنده فروسرخ (Atmospheric Infrared) AIRS روی فضاپیمای Aqua، اولین دستگاه مجهز به TIR است که ابرها را اندازه‌گیری می‌کند. از این سنجنده به‌طور گسترده‌ای برای بازیابی ستونی اجزای تشکیل‌دهنده جوّ مانند CO₂، CH₄، CO، SO₂، O₃ و... در محدوده وردسپهر میانی و فوقانی استفاده شده است (چاهین و همکاران، ۲۰۰۸؛ السن و فلمینگ، ۲۰۱۱ و جیانگ و همکاران، ۲۰۱۲). این سرویس که از ۴ مه ۲۰۰۲ در مدار شروع به کار کرده و هنوز هم در حال کار است، توانسته است مقادیر متوسط CO₂ و تغییر مقدار فراوانی آن را در سطحی پذیرفتنی و با دقت ۱٪ یا کمتر ثبت کند (چدین و همکاران، ۲۰۰۲).

دستگاه تداخل‌سنج فروسرخ (IASI Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) ابزار سنجش از دور فروسرخ است که روی ماهواره MetOp-A اروپا قرار دارد. هدف اصلی مأموریت IASI تهیه نمایه‌های دما و رطوبت برای استفاده در پیش‌بینی جوّی و کمی‌سازی اجزای جوّی مانند CO₂، CH₄ و O₃ است. دقت محاسبه‌شده در مقیاس زمانی ماهانه، ۲ ppm (۰٪/۵) در مساحت ۵×۵ درجه تخمین زده شده است (کارلسون، ۲۰۱۴).

رصدکننده مدار کربن OCO-2 که بر اساس مأموریت اصلی سنجنده OCO ساخته شده است، تحت نظارت برنامه ESSP (Earth System Science Pathfinder) ناسا توسعه یافته و در پایگاه هوایی واندنبرگ در ۲۴ فوریه ۲۰۰۹ راه‌اندازی شده است (ناسا، ۲۰۱۴). این رصدکننده اولین ابزاری است که فقط غلظت کربن‌دی‌اکسید را اندازه

کیفیت شبیه‌سازی‌های پیش‌رو تا حد زیادی به توانایی ما در نشان دادن ناهمگنی شارهای سطح و رفتار انتقال مدل در اطراف هر سایت بستگی دارد (تولک و همکاران، ۲۰۱۱). مطالعات اخیر با استفاده از مدل‌های انتقال شیمیایی منطقه‌ای، محدودیت در وضوح افقی مدل را کاهش داده و ناهمگنی شارهای سطح را لحاظ کرده است؛ در نتیجه ساختارهای مؤثر در تغییر غلظت گازهای گلخانه‌ای را شناسایی کرده است (کیم و همکاران، ۲۰۲۰).

تا پیش از این مقاله، در منطقه ایران شبیه‌سازی CO_2 با استفاده از مدل منطقه‌ای انجام نشده بود. این پژوهش بر شبیه‌سازی گسیل و پخش جوّی گاز کربن‌دی‌اکسید در منطقه ایران تمرکز دارد. هدف اصلی در مطالعه حاضر، درک عملکرد مدل در مقایسه با داده‌های مشاهده‌شده در منطقه ایران است. برای این منظور عملکرد مدل-WRF GHG با سه روش ارزیابی می‌شود: (۱) مقایسه با متغیرهای هواشناسی (دما، رطوبت و باد) اندازه‌گیری‌شده از شبکه پایش ایستگاه‌های دیده‌بانی همدیدی؛ (۲) مقایسه تغییرات روزانه داده‌های میانگین در ماه‌های سرد و گرم؛ (۳) بررسی نتایج خروجی شبیه‌سازی مدل منطقه‌ای WRF-GHG و مدل جهانی TM3 در شبیه‌سازی غلظت کربن‌دی‌اکسید کل در ایران و مقایسه با مشاهدات ماهواره‌ای GOSAT. در ادامه مقاله، پیکربندی مدل، مواد و روش‌ها در بخش ۲، نتایج و بحث‌ها در بخش ۳ و نتیجه‌گیری در بخش ۴ ارائه می‌شود.

۲ مواد و روش‌ها

در ابتدا با در نظر گرفتن بهترین شرایط اولیه و تنظیم پیکربندی مدل با استفاده از طرح‌واره‌های منتخب مربوط به پارامترهای مورد نظر، شبیه‌سازی گاز آلاینده در بازه زمانی دو ماهه فوریه و اوت (در فصل‌های زمستان و تابستان) تنظیم شد. در این ماه‌ها شرایط آب‌وهوایی خشک و تا حدودی مرطوب است. ارزیابی‌ها نیز در بازه زمانی ۱ تا ۲۸

شیمیایی جوّی است که از داده‌های هواشناسی و داده‌های اولیه مربوط به گاز CO_2 برای نشان دادن فعالیت‌های جوّی و شناسایی سناریوهای گسیل مختلف استفاده می‌کنند.

از شبیه‌سازی عددی انتقال (transport) شیمیایی به گونه‌ای گسترده برای مطالعه و پیش‌بینی کربن‌دی‌اکسید در مقیاس جهانی و منطقه‌ای و همچنین مقایسه با مشاهدات استفاده می‌شود (شیم و همکاران، ۲۰۱۳ و وانگ و همکاران، ۲۰۱۴). علاوه بر این با ترکیب مدل‌های شیمیایی جوّ و مشاهدات اندازه‌گیری‌شده از غلظت کربن‌دی‌اکسید در شبیه‌سازی، می‌توان شبیه‌سازی را رویکردی مستقیم و مؤثر برای شناسایی منابع و مخازن کربن دانست (پترز و همکاران، ۲۰۰۷؛ پنگ و همکاران، ۲۰۱۵ و تیان و همکاران، ۲۰۱۴). از آنجا که نتیجه مدل، تخمینی از دنیای واقعی است، عملکرد مدل به دقت میدان شار ورودی و سازوکار انتقال مدل محدود می‌شود (لیو و همکاران، ۲۰۱۸).

از دهه ۱۹۹۰ برای شبیه‌سازی غلظت کربن‌دی‌اکسید از مدل‌های مختلف جهانی استفاده شده است (پاترا و همکاران، ۲۰۰۸). اکثر این مدل‌ها نه تنها تفکیک مکانی خوبی نداشتند، بلکه برخی از آنها پارامترسازی‌های کامل هواشناسی را نیز برای بازسازی درست فرایندهای لایه مرزی جوّی یا همرفت نداشتند (برای مثال، تاگوجی و همکاران، ۲۰۱۱). در سال‌های اخیر، مدل‌های مختلفی از شبیه‌سازی انتقال‌های منطقه‌ای ترکیبات جوّی با وضوح مکانی زیاد توسعه پیدا کرده است (وگل و همکاران، ۲۰۱۳).

مدل WRF Greenhouse Gas (WRF-GHG) برای شبیه‌سازی انتقال ردیاب‌های غیرفعال CO_2 ، CH_4 و CO توسعه داده شده است (بک و همکاران، ۲۰۱۱). جهت برآورد شار گسیل و نشست CO_2 ، CH_4 و CO از چندین مدل شار و سامانه گسیل استفاده می‌شود.

وضوح افقی ۰/۲۵ درجه در ۱۳۷ لایه عمودی و وضوح زمانی شش ساعته استفاده شده است. همچنین اطلاعات سرویس نظارت بر جوّ کوپرنیکوس (CAMS) برای شرایط اولیه و مرزی میدان‌های شیمیایی کربن‌دی‌اکسید در WRF-GHG به کار رفته است (ماسارت و همکاران، ۲۰۱۴). اساس داده‌های CAMS، مشاهدات ماهواره‌ای همراه با اندازه‌گیری زمینی است (ورکایک، ۲۰۱۹). CAMS نسبت‌های آمیختگی کربن‌دی‌اکسید را با وضوح فضایی 0.8° در ۱۳۷ سطح عمودی و وضوح زمانی شش ساعته ارائه می‌کند (در وبگاه <https://atmosphere.copernicus.eu>).

اطلاعات مربوط به ورودی کربن‌دی‌اکسید به مدل از چهار چشمه اصلی مختلف در مقیاس جهانی دریافت و مطالعه شده است. منابع مختلف گازهای گلخانه‌ای عبارت‌اند از: گسیل انسان‌ساخت (anthropogenic emission)؛ گسیل زیست‌توده (biogenic emission)؛ احتراق زیست‌توده (biomass burning emission)؛ تبادلات با اقیانوس (ocean emission). در این بخش توضیح مختصری درباره مدل‌های مختلف و موجودی گسیل‌های استفاده‌شده برای محاسبه شار کربن‌دی‌اکسید داده‌شده به مدل WRF-GHG بیان می‌شود.

برای گسیل گازهای گلخانه‌ای انسان‌ساخت از بین داده‌های جهانی مانند RETRO، REAS، EDGAR، NEI و غیره، موجودی جهانی گسیل EDGARv5.0 انتخاب شد. این مجموعه که سه گاز اصلی گلخانه‌ای (CO_2 ، CH_4 و N_2O) را در بخش گسیل انسان‌ساخت و کشور پوشش می‌دهد، با وضوح ۰/۱ در ۰/۱ درجه و در سطح جهانی برای گازهای گلخانه‌ای و گازهای ردیابی برای سال‌های ۲۰۲۰-۱۹۷۰ به صورت سالانه در دسترس است.

برای معرفی گسیل کربن‌دی‌اکسید زیست‌کره (مبادله خالص زیست‌کره و جوّ)، از مجموعه داده‌های NEE.ANN.CRUNCEPv6 با تفکیک مکانی ۰/۵ در

فوریه سال ۲۰۱۰ و ۱ تا ۳۱ اوت سال ۲۰۱۰ انجام می‌شود. سپس با استفاده از سنج‌های آماری، نتایج شبیه‌سازی عددی (WRF-GHG و TM3) غلظت آلاینده CO_2 ارزیابی و میزان سازگاری آن با تصاویر ماهواره‌ای بررسی می‌شود.

۲-۱ معرفی مدل عددی جوّی- شیمی (WRF-GHG) و منطقه مورد مطالعه

در این مطالعه از مدل WRF-Chem نسخه ۳.۹.۱.۱ برای تحقیق و پیش‌بینی آب‌وهوای غیرهیدرواستاتیک و کاملاً متراکم همراه با شیمی با هسته دینامیکی ARW (اسکاماروک و همکاران، ۲۰۰۸) استفاده شده است (گرل و همکاران، ۲۰۰۵). انگیزه اصلی برای توسعه مدل WRF-GHG استفاده از آن برای شبیه‌سازی‌های منطقه‌ای و انتقال ردیاب منفعل (بدون هیچ واکنش شیمیایی) با وضوح زیاد، نه تنها برای گاز کربن‌دی‌اکسید بلکه برای متان (CH_4) و کربن‌مونوکسید (CO) است. اتصال مدل GHG به مدل WRF با نسخه WRFV3.1.1 آغاز شد. اصلاحات اخیر مورد نیاز برای توزیع کد WRF-GHG در نسخه رسمی WRF-Chem از نسخه ۳.۴ به بعد، از پیش تعریف شده است.

حوزه مورد نظر از دو دامنه (تودرتو) تشکیل شده است که تعداد نقاط شبکه افقی آنها برابر 173×124 و 222×213 است. فاصله نقاط، ۳۰ کیلومتر برای دامنه درشت‌تر ($d01$) و ۱۰ کیلومتر برای دامنه دوم ($d02$) است که به ترتیب، منطقه خاورمیانه و ایران را شامل می‌شود (شکل ۱). جزئیات کامل مربوط به پیکربندی مدل، تعداد نقاط شبکه و تفکیک افقی و قائم برای هر دو دامنه به همراه جزئیات مربوط به شرایط شبیه‌سازی عددی در جدول ۱ آورده شده است.

در این مطالعه، ۳۷ تراز سیگمای قائم با بالاترین سطح در ۶۵ هکتوپاسکال در نظر گرفته شد. برای تأمین شرایط اولیه و مرزی میدان‌های هواشناسی از داده‌های بازتحلیل ERA5 با

ارومیه)، ساحلی (بندرعباس، رشت) و هموار (اراک، شیراز، اصفهان، اهواز) با پراکندگی مناسب از مجموعه مشاهدات ایستگاه‌های هواشناسی همدیدی انتخاب شدند (شکل ۳). نتایج پارامترهای ارزیابی ذکر شده با استفاده از مقایسه متغیرهای شبیه‌سازی شده و مشاهداتی (جدول ۵) در بازه زمانی ۱ فوریه تا ۲۸ فوریه و ۱ اوت تا ۳۱ اوت سال ۲۰۱۰ تحلیل شد.

۲-۲ معرفی مدل عددی جوئی - شیمی (TM3)

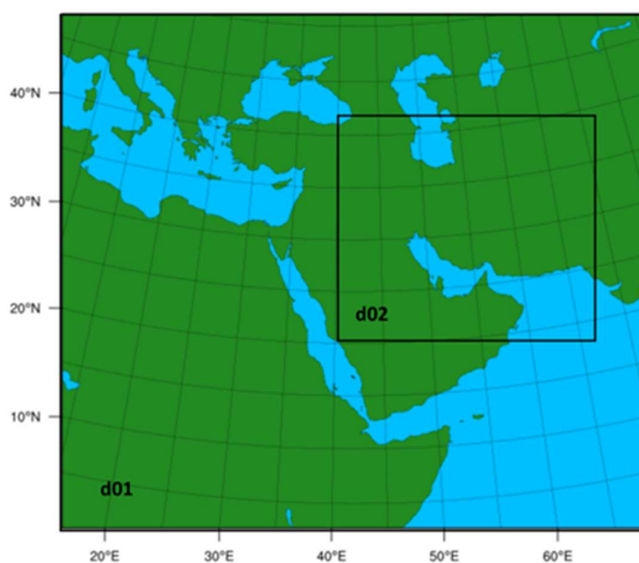
مدل دیگر مورد استفاده در این مطالعه، مدل جهانی TM3 (The atmospheric tracer model) (ردنیک و همکاران، ۲۰۰۳) با وضوح افقی $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ است. این مدل ۱۹ سطح عمودی از سطح زمین تا وردایست (تروپوپاز) دارد و از داده‌های NCEP/NCAR_V6 برای ورودی هواشناسی استفاده می‌کند. وضوح زمانی خروجی مدل جهانی غلظت کربن‌دی‌اکسید سه ساعت است. هدف از افزودن این مدل جهت مقایسه با مشاهدات ماهواره گوست، بررسی بهبود شبیه‌سازی تغییرپذیری کربن‌دی‌اکسید ناشی از افزایش وضوح است.

۰/۵ درجه در بازه زمانی روزانه استفاده شده است (ترامونتانا و همکاران، ۲۰۱۶).

با استفاده از سامانه گسیل آتش‌سوزی (Global Fire Assimilation System, GFAS)، گسیل گازهای ردیاب و ذرات معلق در هوا ناشی از سوختن زیست‌توده محاسبه شد. پوشش داده‌های موجود، جهانی است. وضوح مکانی داده‌ها ۰/۱ درجه و وضوح زمانی آن روزانه است (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/gl-obal-fire-assimilation-system>).

مجموعه داده‌های شار کربن‌دی‌اکسید اقیانوسی از شبکه پایش Carboscope (<https://www.bgc-jena.mpg.de/CarboScope/>) با وضوح مکانی $4^{\circ} \times 5^{\circ}$ و وضوح زمانی روزانه بارگیری شده است (تاکاهاشی و همکاران، ۲۰۰۹).

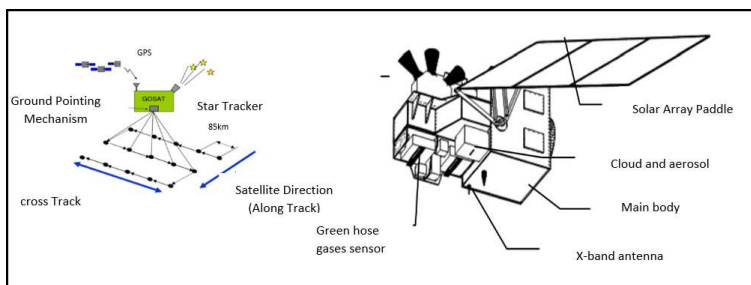
سه متغیر کلیدی هواشناسی شامل دمای هوا (Air Temperature, AT)، رطوبت نسبی (Relative Humidity, RH) و سرعت باد (Wind Speed, WS) مربوط به ده ایستگاه منتخب از مناطق کوهستانی (تهران، مشهد، تبریز،



شکل ۱. حوزه مطالعاتی استفاده شده در شبیه‌سازی WRF-GHG.

جدول ۱. پیکربندی مدل WRF-GHG شبیه‌سازی‌های عددی انجام‌شده (بالا، ۲۰۱۲).

WSM 3-class (هونگ و همکاران، ۲۰۰۴)	میکروفیزیک
Long Wave: RRTM (ملاور و همکاران، ۱۹۹۹)	تابش
Short Wave: Dudhia scheme (دودهیا، ۱۹۸۹)	
Mellor-Yamada-Janjic (یانجک، ۱۹۹۴)	لایه مرزی
Noah Land Surface Model (چن و دودهیا، ۲۰۰۱)	مدل سطح
Monin-Obukhov (Janjic) scheme (منین و اباخوف، ۱۹۵۴)	لایه سطح
Grell-Freitas ensemble scheme (گرل و دونی، ۲۰۰۲)	فیزیک ابر
Greenhouse Gas tracer emissions	شیمی
CAMS (0.8)-ERA5 (0.25)	شرایط اولیه و مرزی
۲۰۱۰-۰۲-۲۸_۰۰:۰۰ تا ۲۰۱۰-۰۲-۰۱_۰۰:۰۰ و ۲۰۱۰-۰۸-۳۱_۰۰:۰۰ تا ۰۱-۰۸-۲۰۱۰_۰۰:۰۰	دوره زمانی
d01: ۳۰km (۱۷۳×۱۲۴) d02: ۱۰km (۲۲۲×۲۱۳)	تفکیک افقی (نقاط شبکه)



شکل ۲. اجزای تشکیل‌دهنده سنجنده گوست در مدار (برگرفته از یوکوتا و همکاران، ۲۰۰۹).

۲-۳ ماهواره GOSAT

جذب منطقه‌ای است. با تحلیل داده‌های گوست، دانشمندان اطلاعات جدیدی درباره توزیع جهانی و تغییرات زمانی گازهای گلخانه‌ای و چرخه جهانی کربن و تأثیر آن بر آب‌وهوا کسب می‌کنند. از این یافته‌های جدید برای پیش‌بینی تغییرات آب‌وهوایی آینده و ارزیابی آثار آن استفاده خواهد شد. داده‌های تولیدشده از داده‌های خام ماهواره گوست با الگوریتم NIES تولید می‌شوند و تبدیل آنها به داده‌های غلظت گاز گلخانه‌ای کربن‌دی‌اکسید و متان از وبگاه داده‌های گوست برداشت شده است (<https://data2.gosat.nies.go.jp/GosatDataArchiveS>). در این وبگاه داده‌ها به صورت رایگان و در بازه‌های زمانی روزانه و میانگین در دسترس عموم قرار دارد (شکل ۲).

در ۲۳ ژانویه ۲۰۰۹ آژانس فضایی ژاپن ماهواره گوست را با موفقیت پرتاب کرد. این ماهواره که اولین ماهواره‌ای است که به‌طور خاص برای نظارت هم‌زمان بر غلظت CO_2 و CH_4 از فضا استفاده می‌شود، در ارتفاع ۶۶۶ کیلومتری از زمین در مدار قرار دارد. گوست می‌تواند طیف جذب گاز نور بازتاب‌شده را در ناحیه فرسرخ موج کوتاه (SWIR) (۰/۷۶، ۱/۶ و ۲/۰ میکرومتر) و باند حرارتی فرسرخ (TIR) (۵/۵ تا ۱۴/۳ میکرومتر) تشخیص دهد (کوز و همکاران، ۲۰۰۹ و یوکوتا و همکاران، ۲۰۰۹). هدف اصلی از اجرای پروژه گوست، برآورد تولید و جذب گازهای گلخانه‌ای در مقیاس شبه‌قاره‌ای (چند هزار کیلومتر مربع) با دقت بیشتر و همچنین کمک به اداره محیط زیست جهت ارزیابی تعادل بوم‌سازگان زمین و ارزیابی تولید و

۲-۴ معرفی مدل عددی جوّی- شیمی (WRF-

GHG) و منطقه مورد مطالعه

ارزیابی اخیر عملکرد الگوریتم‌های بازایی NIES، ACOS و Remo Tec برای مشاهدات پایه ماهواره گوست روی منطقه عرض میانه (بین عرض‌های جغرافیایی ۰ و ۷۰ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۱۷۰ درجه شرقی و ۱۲۰ درجه غربی)، نشان از برتری کیفی الگوریتم‌های بازایی NIES دارد (کرباسی و همکاران، ۲۰۲۲). بر همین اساس، در این مطالعه برای اعتبارسنجی شبیه‌سازی‌های WRF-GHG و بررسی آماری غلظت ستونی گازهای گلخانه‌ای مدنظر (CO₂) در نقاطی که داده‌های سنجش از دور (داده‌های سنجنده گوست) وجود دارد، از مجموعه محصولات سطح دو تولیدشده با الگوریتم NIES استفاده شد. در این پژوهش، از مجموعه داده‌های سطح دو (کسر

مولی هوای خشک از مقادیر متوسط میانگین ستونی

جدول ۲. سنجش‌های ارزیابی مقادیر مشاهده‌شده و شبیه‌سازی.

شاخص ارزیابی	معادله	بهترین مقدار
خطای جذر میانگین مربعات (RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (M_i^* - O_i)^2}$	۰
اریبی میانگین (MBE)	$BIAS = (M_i^* - O_i)$	۰
ضریب همبستگی (R)	$R = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(M_i^* - \bar{M})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (M_i^* - \bar{M})^2}}$	۱
خطای میانگین مطلق (MAE)	$MAE = \frac{\sum_{i=1}^n M_i - O_i }{N}$	۰

جدول ۳. پارامترهای ارزیابی بین مقادیر مشاهده‌شده و شبیه‌سازی‌شده متغیرهای هواشناسی برحسب میانگین ماهانه (اوت- فوریه).

میانگین ایستگاه‌ها	زمستان (فوریه)			تابستان (اوت)		
	RH (%)	AT(°C)	WS(m/s)	RH (%)	AT(°C)	WS(m/s)
همبستگی (R)	۰/۸۲	۰/۹۲	۰/۷۵	۰/۷۶	۰/۸۶	۰/۶۷
خطای اریبی	-۳/۵۹	-۰/۳۸	۱/۲۹	-۲/۶۰	-۰/۵۴	۰/۸۲
خطای RMSE	۱۰/۴	۲/۳۷	۲/۲۹	۱۱/۳۷	۳/۸۶	۲/۹۰

[XCO₂] تولیدشده با الگوریتم NIES به‌عنوان مقادیر واقعی برای ارزیابی مقادیر ستونی شبیه‌سازی‌شده با مدل منطقه‌ای WRF-GHG و جهانی TM3 استفاده می‌شود. وبگاه حاوی

داده‌ها https://data2.gosat.nies.go.jp/index_en.html است.

در حال حاضر، مقادیر متناظر زمانی و مکانی شبیه‌سازی متغیرهای جوّی و شیمیایی استخراج می‌شوند و می‌توان آنها را با استفاده از روش‌های آماری مختلف مقایسه کرد. این فرایند برای داده‌های فصل خشک و مرطوب انجام می‌شود. معیارهای آماری مختلفی برای اعتبارسنجی شبیه‌سازی‌های عددی و کمی‌سازی خطاها در متغیرهای هواشناسی و شیمیایی لحاظ می‌شود؛ برای نمونه می‌توان از خطای میانگین اریبی (MBE)، خطای جذر میانگین مربعات (RMSE) و ضریب همبستگی پیرسون (R) نام برد (جدول ۲).

۳ نتایج و بحث

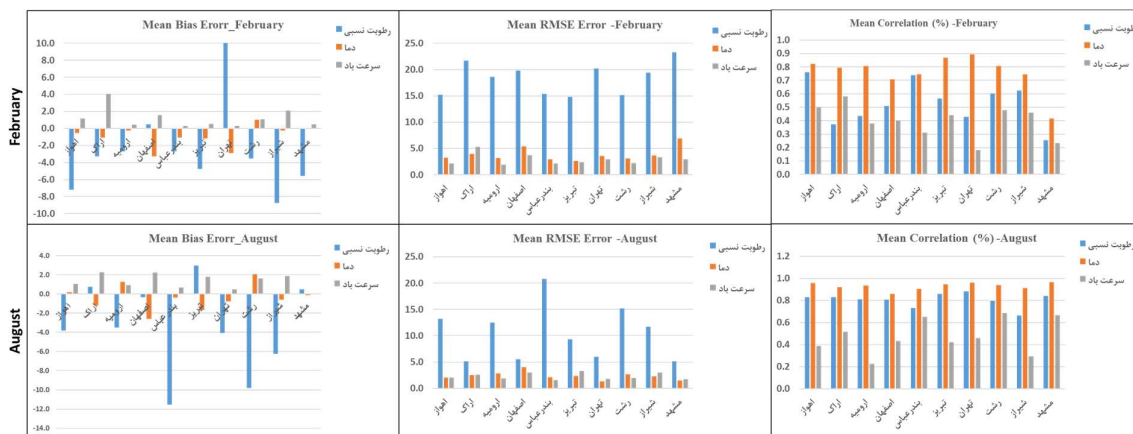
۳-۱ ارزیابی نتایج شبیه‌سازی عددی WRF-

GHG میدان‌های هواشناسی

ارزیابی و کمی‌سازی اعتبار میدان‌های هواشناسی شبیه‌سازی شده با مدل عددی WRF-GHG از دمای دو متری، سرعت باد تراز ده متر و رطوبت نسبی تراز دو متری با استفاده از پارامترهای اعتبارسنجی انجام شده است (جدول ۳). از ارزیابی‌ها می‌توان دریافت دمای دو متری، بهترین مقادیر R را برای هر دو ماه در همه ایستگاه‌های مشاهداتی دارد. اگر از ایستگاه مشهد در زمستان چشم‌پوشی شود، مقادیر همبستگی دمای دو متری بین ۰/۸۵ تا ۰/۹۶ و ۰/۷ تا ۰/۸۹ به ترتیب در زمستان و تابستان متغیر است و مقادیر خطای RMSE نسبت به دیگر پارامترها کمتر است (در ماه سرد و گرم به طور میانگین ۲/۳۷ و ۳/۸۶ است). میزان میانگین خطای اریبی در ماه‌های سرد و گرم به ترتیب ۰/۳۸- و ۰/۵۴- است. پس از دما، بهترین مقادیر R را رطوبت نسبی دارد. اگر از ایستگاه‌های ارومیه، مشهد، اراک و تهران در ماه سرد چشم‌پوشی شود، R در طول هر دو ماه از ۰/۷۲ تا ۰/۸۸ متغیر است. میانگین خطای اریبی برای رطوبت نسبی با صرف نظر کردن از ایستگاه تهران در زمستان و بندرعباس در تابستان، برابر ۲/۶- و ۳/۵۹- در

تابستان و زمستان است. مقادیر R در سرعت باد ده متری، کمتر از مقادیر آن برای رطوبت نسبی است، البته RMSE آن نیز مقادیر کمتری دارد (به طور متوسط در دو ماه سرد و گرم به ترتیب ۲/۲۹ و ۲/۹۰) که تفاوت چندانی با مقادیر آن برای دمای دو متری ندارد. مقادیر میانگین خطای اریبی در دو ماه سرد و گرم به طور متوسط ۱/۲۹ و ۰/۸۲ است.

مدل توانسته است تغییرات زمانی دمای سطح، رطوبت نسبی و سرعت باد را با خطاهای آماری محاسبه شده برای همه اندازه‌گیری‌ها تا حد درستی محاسبه کند (شکل ۳). همان‌طور که در شکل ۳ مشخص است، تمایل کلی مدل، فروتخمین دما و رطوبت نسبی مشاهده شده برای دوره زمانی انتخابی است. به طور کلی در مقایسه با مشاهدات، میانگین محاسبه شده دمای قبل از ظهر، فروتخمین و میانگین محاسبه شده دمای بعد از ظهر فراتخمین است. شکل ۳ همچنین نشان می‌دهد در هر دو ماه گرم و سرد در بیشتر قسمت‌ها، رطوبت نسبی شبیه‌سازی شده فروتخمین است. بررسی تمام سی روز در دو ماه نشان می‌دهد در فصل تابستان مقادیر مدل به مشاهدات نزدیک‌تر است. بازه تغییرات سرعت باد پیش‌بینی شده در بیشتر اوقات با مقادیر سرعت باد حاصل از اندازه‌گیری سازگار است. بر اساس شکل ۳ در اکثر قسمت‌ها سرعت باد فراتخمین است.



شکل ۳. مقایسه سری ماهانه متغیرهای هواشناسی مشاهده شده و شبیه‌سازی شده با مدل WRF-GHG شامل دما (°C)، رطوبت نسبی (%). و سرعت باد (m/s) در تمام ایستگاه‌های همدیدی برای ماه‌های فوریه و اوت.

۲-۳ ارزیابی نتایج شبیه‌سازی عددی غلظت CO_2 (WRF-GHG و TM3) و داده‌های ماهواره‌ای (GOSAT)

در بخش‌های پیشین تأثیر احتمالی خطاهای تخمین زده شده در پارامترهای هواشناسی بر شبیه‌سازی غلظت گونه‌های شیمیایی به صورت کیفی و جداگانه برای هر پارامتر بررسی شد. در این بخش نتایج شبیه‌سازی‌های عددی برای تعیین کمیت خطاها در شبیه‌سازی‌های شیمی با ترکیب خطاها در پارامترهای هواشناسی ارائه می‌شود.

در جدول ۴ با استفاده از میانگین خطای مطلق (MAE)، خطای جذر میانگین مربعات (RMSE)، میانگین خطای انحراف (MBE) و ضریب همبستگی پیرسون (R)، نتایج ارزیابی آماری عملکرد مدل WRF-GHG در دامنه دوم (ایران) به همراه سازوکار شیمی فاز گازی GHG و مدل جهانی TM3 در شبیه‌سازی غلظت کربن دی‌اکسید در برابر

مقادیر اندازه‌گیری شده با ماهواره گوست در دو ماه فوریه و اوت نشان داده شده است.

از بررسی نتایج در جدول ۲ می‌توان دریافت با توجه به سنج‌های MBE و RMSE، مدل WRF-GHG در شبیه‌سازی کربن دی‌اکسید در ماه سرد بهتر از ماه گرم عمل می‌کند. رابطه بین مقادیر بازیابی شده از ماهواره GOSAT و مقادیر غلظت شبیه‌سازی شده در ستون هوا حاکی از وجود همبستگی (R) بسیار قوی (با شاخص توافق بیشتر از ۰/۸۷ در تابستان) بین GOSAT و مقادیر شبیه‌سازی شده در دو ماه فوریه و اوت است. گفتنی است مقادیر خطاها در مدل WRF-GHG کمتر از مدل جهانی TM3 است که با توجه به قدرت تفکیک مدل جهانی و درونیابی داده‌های مدل جهانی در نقاط مشاهداتی ماهواره گوست دور از انتظار نیست.

جدول ۴. اعتبارسنجی مقادیر شبیه‌سازی شده CO_2 (با مدل‌های WRF-GHG و TM3) و مقادیر مشاهداتی ماهواره گوست

سنج‌های آماری	ماه	مدل عددی	MAE	RMSE	MBE	R
CO_2 (PPMV)	فوریه	WRF-GHG	۱/۴۳	۱/۶۳	-۰/۷۹	۰/۷۱
	اوت		۱/۸۱	۱/۹۶	۰/۴۵	۰/۸۷
	فوریه	TM3	۱/۵۶	۱/۹۱	-۰/۸۵	۰/۲۴
	اوت		۱/۹۸	۲/۰۱	۱/۱۲	۰/۳۴

همان‌گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌شود، تغییرات فصلی در غلظت گازها در ایران به خوبی با مدل شبیه‌سازی شده است. مقادیر میانگین ماهانه غلظت ستونی برحسب واحد PPMV است. تغییرات مکانی و زمانی توزیع غلظت که با استفاده از داده‌های شبیه‌سازی شده مدل به دست آمده است، مشابه تغییراتی است که در داده‌های مشاهداتی دیده می‌شود. نتایج مدل و بازیابی GOSAT نشان می‌دهد غلظت به طور کلی از تابستان به زمستان افزایش می‌یابد.

بررسی نقشه‌ها در ماه اوت، غلظت زیاد گازهای گلخانه‌ای را در نواحی جنوبی و مرکزی نشان می‌دهد. این

در شکل ۴ توزیع مکانی غلظت گازهای گلخانه‌ای (CO_2) بازیابی شده از مشاهدات ماهواره گوست و مقادیر شبیه‌سازی شده با مدل‌های منطقه‌ای و جهانی (WRF-GHG و TM3) در طول زمستان (فوریه) و تابستان (اوت) سال ۲۰۱۰ به صورت جمع ستونی نشان داده شده است. به دلیل پوشش ضعیف مجموعه داده‌های GOSAT و داده‌های مدل جهانی، پهنه‌بندی توزیع غلظت برای ترسیم در تمام نقاط دامنه مورد نظر درونیابی شده است. گفتنی است در این مطالعه داده‌های موجود از ماهواره گوست در ماه گرم نسبت به ماه سرد پوشش بسیار ضعیف‌تری دارد.

و مقادیر پس‌زمینه است که با داده‌های CAMS ایجاد و سبب افزایش نسبت اختلاط گازهای آلاینده مورد نظر در مقایسه با داده‌های مشاهداتی گوست در حوزه مطالعاتی می‌شود. دلیل دیگر اختلاف مقادیر شبیه‌سازی شده با مقادیر متناظر آن در مشاهدات، ممکن است سوگیری در جهت شبیه‌سازی شده باد و الگوی انتخابی گسیل ساعتی باشد؛ با این حال، مقادیر فروتخمین یا فراتخمین ممکن است ناشی از سایر متغیرهای هواشناسی مانند سرعت و دمای باد باشد؛ زیرا مدل قادر به شبیه‌سازی کاملاً دقیق متغیرهای هواشناسی نیست.

عدم قطعیت در گسیل شیمیایی مدل در مکان‌های مختلف (برای مثال، مناطق روستایی، شهری یا حومه) و عوامل هواشناسی مؤثر بر غلظت‌ها سبب نیاز به بهبود پیش‌بینی‌های هواشناسی به‌ویژه خطاهای بزرگ در پیش‌بینی سرعت باد می‌شود. باد عامل مهمی در انتقال آلاینده‌ها است و بر فرایندهای دیگر مانند رسوب خشک (dry deposition) تأثیر می‌گذارد. اشتباه در تعیین سرعت باد و جهت باد می‌تواند به نمایش ضعیف انتقال و اختلاط منجر شود. تغییرات هواشناسی می‌تواند به نوبه خود سبب واکنش‌های فتولیتیک شود. یکی از راه‌های بهبود چنین شبیه‌سازی‌هایی گنجاندن میزان گسیل بهتر کربن‌دی‌اکسید اولیه و میدان‌های اولیه پیش‌زمینه (background) کربن‌دی‌اکسید و همچنین روش‌های گنجاندن جذب داده است. مقادیر گسیل دقیق نیز برای بهبود کیفیت شبیه‌سازی هوا ضروری است. حالت ایدئال، ورود گسیل مستمر در زمان واقعی (continuous real-time emission) به مدل‌ها است؛ با وجود این ممکن است این شرایط همیشه امکان‌پذیر نباشد و خطاهایی در برآورد گسیل انسانی و زیست‌توده ایجاد شود که باید به حداقل برسد.

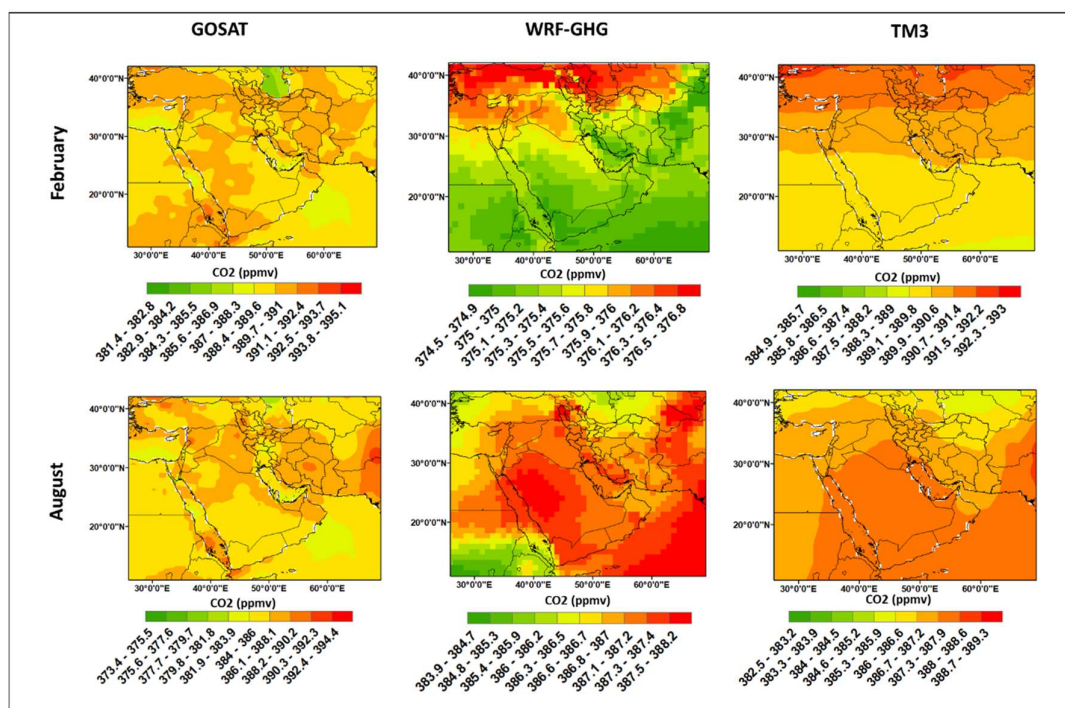
با توجه به توزیع مکانی منابع گسیل در شکل ۴، گسیل‌های انسانی گازهای گلخانه‌ای در فصول گرم و سرد سال، مناطق غرب خلیج فارس را در حوزه شبیه‌سازی این

نواحی در ماه اوت تحت تأثیر برهم‌کنش کم‌فشار حرارتی و مونسون هند، رودباد تراز پایین ۱۲۰ روزه شمالی سیستان در شرق کشور و برهم‌کنش کم‌فشار حرارتی و پرفشار عربستان، رودباد تابستانه شمال روی غرب و رشته‌کوه زاگرس هستند. در این مناطق فرونشست‌های مربوط به گردش عمومی جو، به ماندگاری و بازگردش کربن‌دی‌اکسید در گردش‌های منطقه‌ای و محلی منجر می‌شود. مناطقی که درگیر فرونشست هوا هستند، نسبت به مناطقی که صعود هوا را تجربه می‌کنند، پتانسیل بیشتری برای غلظت‌های بیشتر ستونی کربن‌دی‌اکسید دارند.

با بررسی ماه فوریه مشاهده می‌شود در ماه سرد، عرض‌های شمالی دریای خزر غلظت بیشتری دارند. در این ماه عمده باد غالب در غرب آسیا در منطقه مورد نظر، بادهای غربی هستند و منابع آلودگی اصلی طبق نقشه‌های مدل جهانی، به‌طور میانگین در عرض‌های بالاتر از دریای خزر و نواحی شمال شرقی هستند. شرایط همدیدی ایران در ماه‌های ژانویه و فوریه متأثر از نفوذ جت قطبی به عرض‌های میانی و عبور سامانه‌های کم‌فشار غربی است. صعود منطقه‌ای هوا با عبور سامانه کم‌فشار دینامیکی مدیترانه‌ای همراه است. در این شرایط، نواحی صعود و نزول هوا به‌ویژه در جنوب ایران قدرت زیادی دارند که از توپوگرافی منطقه متأثر است. این شرایط ناشی از بالا رفتن حجم استفاده از وسایل گرمایشی و مصارف خانگی در فصل سرد و جذب زیاد کربن‌دی‌اکسید در فصل رشد (growing season) درختان است؛ با این حال، برخی اختلافات بین توزیع مکانی شبیه‌سازی شده و داده‌های بازیابی شده گوست را در هر دو فصل می‌توان تشخیص داد. اختلاف بین نسبت اختلاط کربن‌دی‌اکسید حاصل از شبیه‌سازی عددی و مشاهدات دلایل متعددی دارد که یکی از آنها ندانستن میزان دقیق گسیل آلاینده‌ها به‌عنوان گسیل ورودی به مدل در حوزه مطالعه است. یکی دیگر از دلایل، وجود خطا در مقادیر شبیه‌سازی شده کربن‌دی‌اکسید با مدل

نشان می‌دهند. منابع گسیل زیست کره شامل دو بخش اصلی جذب و گسیل می‌شوند. همان‌طور که انتظار می‌رود، سهم جذب در زمستان کمتر از تابستان است.

پژوهش پوشش می‌دهند. گسیل انسانی ناشی از فعالیت‌های صنعتی و سوخت فسیلی است. برای آلاینده کربن‌دی‌اکسید، منابع گسیل انسان‌زا چرخه فصلی متمایزی را با بیشترین مقدار در زمستان و کمترین مقدار در تابستان



شکل ۴. توزیع مکانی غلظت گاز گلخانه‌ای CO₂ حاصل از شبیه‌سازی عددی با مدل‌های WRF-GHG و TM3. ردیف اول، ماه فوریه و ردیف دوم، ماه اوت سال ۲۰۱۰ را نشان می‌دهد.

گلخانه‌ای در منطقه مورد مطالعه، یافته‌های مهم این پژوهش عبارت‌اند از:

(۱) این مدل قادر است تغییرات زمانی دمای سطح، رطوبت نسبی و باد را بازتولید کند. مقایسه داده‌های ماهواره گوست با نتایج مدل WRF-GHG و خروجی شبیه‌سازی جهانی مدل TM3 نشان می‌دهد هر دو مدل نسبت به مشاهدات ماهواره‌ای، غلظت کربن‌دی‌اکسید را در ماه سرد، کمتر و در ماه گرم، بیشتر تخمین زده‌اند؛

(۲) با توجه به خطاهای آماری RMSE و MAE، نتایج ارزیابی حاکیست مدل در فصل سرد (ماه فوریه) بهتر از

۴ نتیجه‌گیری

گسیل انسانی گازهای گلخانه‌ای و ذرات معلق در هوا به دلیل رشد سریع در اقتصاد، صنایع، حمل‌ونقل و شهرنشینی به‌طور چشمگیری در منطقه آسیا افزایش یافته است (بیگ و همکاران، ۲۰۰۷). مطالعه حاضر جهت درک منطقه‌ای از گسیل گازهای گلخانه‌ای و با هدف شبیه‌سازی گاز گلخانه‌ای کربن‌دی‌اکسید با استفاده از یک مدل تحقیقاتی جدید پیش‌بینی برخط آب‌وهوا که با شیمی (WRF-GHG) توسعه یافته است، برای منطقه خاورمیانه انجام شده است. با توجه به بررسی توزیع و تغییرپذیری گازهای

منابع

- Ahmadov, R., Gerbig, C., Kretschmer, R., Körner, S., Rödenbeck, C., Bousquet, P., and Ramonet, M., 2009, Comparing high resolution WRF-VPRM simulations and two global CO₂ transport models with coastal tower measurements of CO₂: *Biogeosciences*, **6**(5), 807–817.
- Bovensmann, H., Burrows, J. P., Buchwitz, M., Frerick, J., Noël, S., Rozanov, V. V., Chance, K. V., and Goede, A. P. H., 1999, SCIAMACHY: Mission objectives and measurement modes: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **56**, 127-150.
- Buchwitz, M., Rozanov, V. V., and Burrows, J. P., 2000, A near-infrared optimized DOAS method for the fast global retrieval of atmospheric CH₄, CO, CO₂, H₂O, and N₂O total column amounts from SCIAMACHY Envisat-1 nadir radiances: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **105**, 15231-15245.
- Chédin, A., Hollingsworth, A., Scott, N. A., Serrar, S., Crevoisier, C., and Armante, R., 2002, Annual and seasonal variations of atmospheric CO₂, N₂O and CO concentrations retrieved from NOAA/TOVS satellite observations: *Geophysical Research Letters*, **29**, 110-1-110-4.
- Chen, F., and Dudhia, J., 2001, Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity: *Monthly Weather Review*, **129**(4), 569-585.
- Diao, Y. W., Huang, J. P., Liu, C., Cui, J., and Liu, S. D., 2015, A modeling study of CO₂ flux and concentrations over the Yangtze River Delta using the WRF-GHG model: *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, **39**, 849–860.
- Dudhia, J., 1989, Numerical study of convection observed during the winter Monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model: *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 3077-3107, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2).
- Fischer, M. L., Parazoo, N., Brophy, K., et al., 2017, Simulating estimation of California fossil fuel and biosphere carbon dioxide exchanges combining in-situ tower and satellite column observations: *Journal of Geophysical Research*, **122**, 3653–3671.
- Grell, G. A., and Devenyi, D., 2002, A generalized approach to parameterizing convection
- فصل گرم (ماه اوت) عمل می کند؛
- ۳) از مقایسه سنجه‌های آماری می‌توان دریافت دقت مدل WRF-GHG بیشتر از دقت مدل جهانی TM3 است. این موضوع نشان می‌دهد افزایش وضوح باعث بهبود شبیه‌سازی تغییرپذیری کربن‌دی‌اکسید می‌شود؛
- ۴) خطاهای شبیه‌سازی کربن‌دی‌اکسید را می‌توان به عدم قطعیت موجود در شبیه‌سازی اجزای مختلف ورودی سامانه گسیل کربن‌دی‌اکسید نسبت داد. بدیهی است بهبود شبیه‌سازی پارامترهای مختلف داده‌گواری شده به مدل به‌عنوان گسیل اولیه کربن‌دی‌اکسید می‌تواند سبب بهبود شبیه‌سازی کربن‌دی‌اکسید شود؛
- ۵) منابع احتمالی خطا در اجزای کربن‌دی‌اکسید پیش-بینی شده شامل عدم قطعیت در گسیل انسانی و زیست‌توده، مقادیر غلظت پس‌زمینه به‌عنوان شرایط اولیه و مرزی میدان‌های شیمیایی آلاینده‌ها و مقادیر پس‌زمینه میدان‌های هواشناسی وابسته به پیش‌بینی‌های هواشناسی است.
- تشکر و قدردانی**
- نگارندگان کمال تشکر را از سازمان هواشناسی کشور برای همکاری سازنده و در اختیار قرار دادن داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی منتخب دارند. این تحقیق با حمایت مالی بنیاد ملی علوم ایران (INSF)، تهران، ایران (شماره کمک‌هزینه: ۹۸۰۱۲۷۵۲) به انجام رسیده است. داده‌های NIES XCO₂، نسخه ۲.۹۵ گزارش شده در این مقاله در بخش ۲ برگرفته از داده‌های GOSAT است. این داده‌ها از سرویس بایگانی داده GOSAT (GDAS) در <https://data2.gosat.nies.go.jp> استخراج شده است. نویسندگان از اعضای آژانس اکتشافات هوافضای ژاپن (JAXA)، مؤسسه ملی مطالعات محیط زیست ژاپن (NIES) و وزارت محیط زیست ژاپن (MOE) تشکر می‌کنند.

- combining ensemble and data assimilation techniques: *Geophysical Research Letters*, **29**, 1693, <http://dx.doi.org/10.1029/2002gl015311>.
- Hakkarainen, J., Jalongo, I., and Tamminen, J., 2016, Direct space-based observations of anthropogenic CO₂ emission areas from OCO-2: *Geophysical Research Letters*, **43**, 11400–11406.
- Hong, S. Y., Dudhia, J., and Chen, S. H., 2004, A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation: *Monthly Weather Review*, **132**, 103-120, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2).
- Houweling, S., Breon, F. M., Aben, I. Rödenbeck, C., Gloor, M., Heimann, M., and Ciais, P., 2004, Inverse modeling of CO₂ sources and sinks using satellite data: a synthetic inter-comparison of measurement techniques and their performance as a function of space and time: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **4**(2), 523-538.
- Jain, N., Bhatia, A., Pathak, H., Gupta, N., Sharma, D. K., and Kaushik, R., 2015, Greenhouse gas emissions and global warming: Introduction to Environmental Sciences (TERI Press).
- Janjic, Z. I., 1994, The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes: *Monthly Weather Review*, **122**, 927-945, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2).
- Jiang, X., Ruzmaikin, A., Olsen, E., Nguyen, H., and Pagano, T., 2012, Correlations of the seasonal variability of AIRS mid-tropospheric CO₂ with MODIS derived Gross Primary Productivity (GPP): Pasadena, CA, Jet Propulsion Laboratory, National Aeronautics and Space Administration.
- Kadygrov, N., Maksyutov, S., Eguchi, N., Aoki, T., Nakazawa, T., Yokota, T., and Inoue, G., 2009, Role of simulated GOSAT total column CO₂ observations in surface CO₂ flux uncertainty reduction: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **114**(D21).
- Karbasi, S., Malakooti, H., Rahnama, M., and Azadi, M., 2022, Study of mid-latitude retrieval XCO₂ greenhouse gas: Validation of satellite-based shortwave infrared spectroscopy with ground-based TCCON observations: *Science of the Total Environment*, **836**, 155513.
- Karlsson, K. G., and Dybbroe, A., 2010, Evaluation of Arctic cloud products from the EUMETSAT Climate Monitoring Satellite Application Facility based on CALIPSO-CALIOP observations: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10**, 1789-1807.
- Kuze, A., Suto, H., Nakajima, M., and Hamazaki, T., 2009, Thermal and near infrared sensor for carbon observation Fourier-transform spectrometer on the Greenhouse Gases Observing Satellite for greenhouse gases monitoring: *Applied Optics*, **48**(35), 6716-6733.
- Liu, Y., Yue, T., Zhang, L., Zhao, N., Zhao, M., and Liu, Y., 2018, Simulation and analysis of XCO₂ in North China based on high accuracy surface modeling: *Environmental Science and Pollution Research*, **25**(27), 27378-27392.
- Miao, R., Lu, N., Yao, L., Zhu, Y., Wang, J., and Sun, J., 2013, Multi-year comparison of carbon dioxide from satellite data with ground-based FTS measurements (2003–2011): *Remote Sensing*, **5**(7), 3431-3456.
- Mlawer, E. J., Steven, J., Taubman, P., Brown, D., Iacono, M. J., and Clough, S. A., 1997, Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave: *Journal of Geophysical Research*, **102**, 16663–16682.
- Monin, A. S., and Obukhov, A. M., 1954, Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere: *Contributions of the Geophysical Institute of the Slovak Academy of Sciences, USSR*, **24**, 163-187.
- Morino, I., Matsuzaki, T., and Shishime, A., 2014, TCCON data from Tsukuba (JP), 125HR, Release GGG2014R0, TCCON data archive, hosted by the Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. DOI: [10.14291/tcon.ggg2014.tsukuba02.R0/1149301](https://doi.org/10.14291/tcon.ggg2014.tsukuba02.R0/1149301).
- Neue, H. U., Gaunt, J. L., Wang, Z. P., Becker-Heidmann, P., and Quijano, C., 1997, Carbon in tropical wetlands: *Geoderma*, **79**, 163-185.
- Olsen, F. O., 2011, Laser cutting from CO₂ laser to disc or fiber laser—possibilities and challenges: *International Congress on Applications of Lasers & Electro-Optics*, 6-15, Laser Institute of America.
- Peng, Z., Zhang, M., Kou, X., Tian, X., and Ma, X., 2015, A regional carbon data assimilation system and its preliminary evaluation in East Asia: *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 1087–1104.

- Peters, W., Jacobson, A. R., Sweeney, C., et al., 2007, An atmospheric perspective on North American carbon dioxide exchange: CarbonTracker: Proceeding of National Academy Sciences, USA/PNAS, **104**, 18925–18930.
- Reuter, S., Gupta, S. C., Chaturvedi, M. M., and Aggarwal, B. B., 2010, Oxidative stress, inflammation, and cancer: how are they linked?: Free Radical Biology and Medicine, **49**, 1603-1616.
- Riese, M., Ploeger, F., Rap, A., Vogel, B., Konopka, P., Dameris, M., and Forster, P., 2012, Impact of uncertainties in atmospheric mixing on simulated UTLS composition and related radiative effects: Journal of Geophysical Research: Atmospheres, **117**(D16).
- Shim, C., Lee, J., and Wang, Y. X., 2013, Effect of continental sources and sinks on the seasonal and latitudinal gradient of atmospheric carbon dioxide over East Asia: Atmospheric Environment, **79**(7), 853–860.
- Stocker, T., Dahe, Q., and WGITSU Team, 2013, Highlights of the new IPCC report: Climate Change.
- Takahashi, T., Sutherland, S. C., Wanninkhof, R., et al., 2009, Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans: Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, **56**, 554-577.
- Tian, X., Xie, Z., Liu, Y., Cai, Z., Fu, Y., Zhang, H., and Feng, L., 2014, A joint data assimilation system (Tan-Tracker) to simultaneously estimate surface CO₂ fluxes and 3-D atmospheric CO₂ concentrations from observations: Atmospheric Chemistry and Physics, **14**, 13281–13293.
- Toon, G., Blavier, J. F., Washenfelder, R., et al., 2009, Total column carbon observing network (TCCON): Fourier Transform Spectroscopy, JMA3, Optical Society of America.
- Tramontana, G., Jung, M., Schwalm, C. R., et al., 2016, Predicting carbon dioxide and energy fluxes across global FLUXNET sites with regression algorithms: Biogeosciences, **13**, 4291-4313.
- Turner, A. J., Jacob, D. J., Wecht, K. J., et al., 2015, Estimating global and North American methane emissions with high spatial resolution using GOSAT satellite data: Atmospheric Chemistry and Physics, **15**, 4495–4536.
- Verma, S., Kim, B., Jhong, H., Ma, S., and Kenis, P. J. A., 2016, A gross-margin model for defining technoeconomic benchmarks in the electroreduction of CO₂: ChemSusChem, **9**, 1972-1979.
- Wang, K., Jiang, H., Zhang, X. Y., and Zhou, G. M., 2011, Analysis of spatial and temporal variations of carbon dioxide over China using SCIAMACHY satellite observations during 2003-2005: International Journal of Remote Sensing, **32**, 815–832.
- Wang, Y. A., Lu, D. R., Li, Q., Duan, M. Z., Hu, F., and Hu, S. X., 2014, Observed and simulated features of the CO₂ diurnal cycle in the boundary layer at Beijing and Hefei, China: Chinese Science Bulletin, **59**, 1529–1535.
- Yokota, T., Yoshida, Y., Eguchi, N., Ota, Y., Tanaka, T., Watanabe, H., and Maksyutov, S., 2009, Global concentrations of CO₂ and CH₄ retrieved from GOSAT: First preliminary results: Sola, **5**, 160-163.
- Yoshida, Y., Ota, Y., Eguchi, N., et al., 2011, Retrieval algorithm for CO₂ and CH₄ column abundances from short-wavelength infrared spectral observations by the Greenhouse gases observing satellite: Atmospheric Measurement Techniques, **4**(4), 717-734.
- Yue, T. X., Zhao, N., Ramsey, D., Wang, C. L., Fan, Z. M., Chen, C. F., Lu, Y. M., and Li, B. L., 2013, Climate change trend in China, with improved accuracy: Climate Change, **120**(1-2), 137–151.

بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی در منطقه شمال شرق ایران پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ در منطقه

محمد امیری^۱، محمد طالبی^۲ و حبیب رحیمی^{۳*}

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
^۲دکتری، پژوهشکده زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۳استاد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۲/۲۲، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۷/۰۴)

چکیده

در این مطالعه تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی b -value و Z -value در منطقه شمال شرق ایران پیش از وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگای بیش از ۵ در این منطقه بررسی شد. برای این منظور، فهرست رویدادهای لرزه‌ای با بزرگای محلی بیش از ۰/۳ که بعد از سال ۲۰۰۶ میلادی رخ داده بودند، از مرکز لرزه‌نگاری کشوری استخراج شد. پس از اعمال پردازش‌های اولیه که شامل حذف داده‌های حاصل از انفجارات معدنی، حذف داده‌های وابسته (پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها) و حذف داده‌هایی با بزرگای کمتر از حد آستانه کامل بودن فهرست (M_c) بود، از داده‌های باقیمانده برای بررسی تغییرات زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی استفاده شد. نتایج این مطالعه نشان‌دهنده آن است که قبل از تمام ده زمین‌لرزه هدف، دست‌کم یکی از بی‌هنجاری‌های مرتبط با پارامترهای لرزه‌خیزی مذکور را می‌توان به صورت گذشته‌نگر مشاهده کرد. همچنین مشخص شد عمده مناطقی که روند b در آنها در طی زمان کاهش یافته است و مقدار b کمتر از ۱ و هم‌زمان، مقدار Z بزرگ‌تر از ۳ دارند، مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بااهمیت (با بزرگای محلی بیش از ۵/۰) در آینده هستند. بر اساس نتایج این مطالعه، بین بی‌هنجاری‌های مربوط به پارامترهای لرزه‌ای مذکور همبستگی به‌نسبت زیادی وجود دارد و در پاره‌ای از موارد، ضریب همبستگی بیش از ۰/۶ است. در مجموع، نتایج این مطالعه مؤید آن است که تغییرات مکانی-زمانی پارامترهای نامبرده را می‌توان شاخصی مؤثر برای مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بااهمیت دانست.

کلمه‌های کلیدی: پارامترهای لرزه‌خیزی، پیش‌نشانگرهای زلزله، تنش لرزه‌ای، سکون لرزه‌ای، شمال شرق ایران

۱ مقدمه

(۱۳۹۴) و بیگلری و همکاران (۱۳۹۸) اشاره کرد که با استفاده از پارامترهای لرزه‌خیزی b -value (گوتبرگ و ریشر، ۱۹۴۴) و D -value (گرسبرگر و پروکراسیا، ۱۹۸۳) در پهنه بخاردن-قوچان ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ، نقشه تغییرات مکانی توزیع تنش و نمودارهای زمانی پارامترهای مذکور را تهیه کردند. ایشان دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها را محاسبه و تنشگاه‌های موجود در این پهنه را نیز تعیین کردند.

در مطالعه حاضر با هدف مطالعات آماری پیش‌نشانگری زمین‌لرزه، پارامترهای لرزه‌خیزی b -value و Z -value (هابرمن، ۱۹۸۳ و اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲) در فضاهای زمانی و مکانی، قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های مهم منطقه شمال شرق ایران تحلیل شده است. نتایج بیانگر آن هستند که قبل از وقوع بیشتر زمین‌لرزه‌های مهم (با بزرگای محلی بیش از ۵)، احتمال مشاهده بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای تغییرات تنش و سکون لرزه‌ای بسیار زیاد است. این موضوع از دیدگاه مطالعات پیش‌نشانگری زمین‌لرزه، علاوه بر منطقه مورد مطالعه، برای سایر مناطق فعال لرزه‌ای فلات ایران نیز می‌تواند اهمیت فراوانی داشته باشد. در ادامه، ابتدا به معرفی و مرور اجمالی منطقه مورد مطالعه، داده‌ها و روش‌های مورد استفاده پرداخته و سپس درباره نتایج بحث می‌شود.

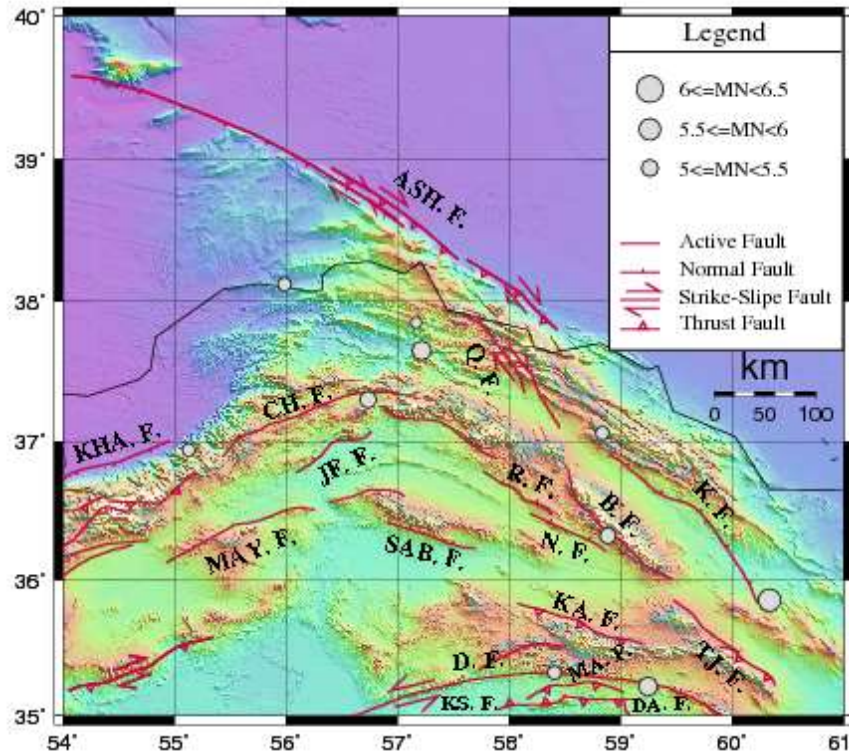
۲ منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش شمال شرق ایران و در محدوده ۳۲ تا ۳۷ درجه شمالی و ۵۵ تا ۶۰ درجه شرقی قرار دارد. این منطقه از غرب به البرز شرقی، از جنوب به بخش‌های شمال شرقی ایران مرکزی-شرق ایران و از شمال و شرق به رشته‌کوه‌های واقع در کشورهای افغانستان و ترکمنستان محدود می‌شود و بیشتر دربرگیرنده ایالت لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ است (شکل ۱).

در مناطق لرزه‌خیزی نظیر سرزمین ایران که جمعیت زیاد و زیرساخت‌های فراوان دارند، افزایش دانش مرتبط با زمین‌لرزه از جمله آمادگی لازم در برابر زمین‌لرزه و کاهش آثار مخرب آن اهمیت زیادی دارد. در این میان، تحلیل آماری لرزه‌خیزی می‌تواند اطلاعات سودمندی را درباره نرخ لرزه‌خیزی، تغییرات زمانی-مکانی تنش، تغییرات رفتار گسل‌ها و احتمال زمانی-مکانی وقوع زمین‌لرزه‌ها (پیش‌نشانگرهای وقایع لرزه‌ای با در نظر گرفتن عدم قطعیت‌ها) در اختیار جامعه علمی قرار دهد.

فلات ایران روی نوار لرزه‌خیز آلپ-همیالیا و در محل برخورد صفحات اوراسیا و عربی واقع شده است. تلاقی این صفحات و فشار وارده از سوی آنها باعث دگرشکلی، ایجاد چین‌خوردگی و وقوع زمین‌لرزه‌های فراوان در پوسته این فلات شده و آن را به یکی از فعال‌ترین مناطق لرزه‌ای کره زمین تبدیل کرده است. پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌ها در این فلات بیانگر این است که بیش‌تر دگرشکلی در داخل مرزهای سیاسی کشور ایران صورت می‌گیرد به گونه‌ای که در چند صد سال اخیر، وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب و ویرانگر سبب بروز تلفات و خسارات سنگینی شده است؛ برای نمونه در قرن بیستم میلادی، بیش از صد هزار نفر کشته و خسارات مالی فراوان ناشی از زمین‌لرزه‌های سیلاخور، دشت بیاض، طبس، قائنات، رودبار، منجیل، آوج، بم و زرنند گزارش شده است (بربریان، ۱۹۷۶، ۲۰۱۴؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴ و ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).

منطقه شمال شرق ایران یکی از بخش‌های فعال لرزه‌ای فلات ایران است که زمین‌لرزه‌های فراوانی طی دوره‌های زمانی گذشته در آن رخ داده است. در تحلیل آماری لرزه‌خیزی منطقه، عمده مطالعات مربوط به تحلیل خطر زمین‌لرزه است. در زمینه پیش‌نشانگری زمین‌لرزه نیز تا حدودی می‌توان به مطالعات حسن‌زاده و همکاران



شکل ۱. رومرکز زمین‌لرزه‌های رخ داده با بزرگای بیش از ۵ طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در منطقه مورد مطالعه. نقشه گسل‌ها برگرفته از حسامی آذر و همکاران (۲۰۰۳) است. ASH. F.: گسل عشق‌آباد؛ Q. F.: گسل قوچان؛ KHA. F.: گسل خزر؛ CH. F.: گسل نیک‌چشمه؛ MAY. F.: گسل میامی؛ JF. F.: گسل جاجرم؛ SAB. F.: گسل سبزواری؛ R. F.: گسل ریوند؛ N. F.: گسل نیشابور؛ B. F.: گسل بینالود؛ K. F.: گسل کشف‌رود؛ D. F.: گسل درونه؛ KA. F.: گسل کادکن؛ MA. F.: گسل کاشمر؛ DA. F.: گسل دوغ‌آباد؛ TJ. F.: گسل تربت‌جام.

در جنوب، کپه‌داغ با گسل‌های معکوسی به نام‌های میامی، سبزواری و تربت‌جام از خردقاره ایران مرکزی جدا می‌شود (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳). در جنوب کپه‌داغ، پهنه کوهستانی رشته‌کوه بینالود با روند شمال غربی وجود دارد که ادامه شرقی کوه‌های البرز است و روی حاشیه شمالی ایران مرکزی رانده می‌شود. رشته‌کوه‌های بینالود متعلق به پالئوژن-نئوژن هستند. دره رودخانه اترک، مرز بین این رشته‌کوه‌ها و کپه‌داغ را تشکیل می‌دهد (چالانکو، ۱۹۷۵؛ سنگور، ۱۹۸۷؛ علوی، ۱۹۹۲، ۱۹۹۶ و متقی و همکاران، ۲۰۱۲). در کپه‌داغ، نهشته‌های رسوبی متعلق به دوره مزوزوئیک و ترشیری، در آخرین مرحله کوه‌زایی آلپی دچار چین‌خوردگی شده‌اند (چالانکو، ۱۹۷۵؛

کپه‌داغ کمربند چین‌خورده-رورانده درون‌قاره‌ای با روند شمال غربی-جنوب شرقی است که پهنه زمین‌ساختی فعالی به طول حدود ۶۰۰ کیلومتر و عرض حدود ۲۰۰ کیلومتر را در مرز بین پوسته‌های قاره‌ای ترکمنستان و خردقاره ایران مرکزی، از دریاچه کاسپین تا افغانستان (شمال شرق فلات ایران) دربرمی‌گیرد و متشکل از پوشش اپی‌هرسینین است (چالانکو، ۱۹۷۵؛ بربریان، ۱۹۸۱ و نبوی، ۱۹۸۳). کپه‌داغ با گسلی به نام عشق‌آباد از پهنه ترکمنستان جدا می‌شود (چالانکو، ۱۹۷۵). در مرکز کپه‌داغ، گسل‌های فعال امتدادلغز راست‌گرد وجود دارند. این گسل‌ها عامل اصلی زمین‌لرزه‌های مخرب قرن‌های نوزدهم و بیستم هستند (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۰۶).

افشارحرب، ۱۹۷۹ و جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴): (الف) گسل‌های پی‌سنگی که در زمان رسوب‌گذاری فعال بودند. این گسل‌ها بیشتر در غرب منطقه گسترش دارند و روندشان شرقی-غربی است؛ (ب) گسل‌هایی که طی مرحله کوه‌زایی فعال شدند و خود به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته اول، گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با روند NNW-SSE هستند که در مرکز و شرق کپه‌داغ (ناحیه قوچان-بجنورد) قرار دارند. دسته دوم، گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند NE-SW هستند که آن‌ها نیز در شرق (شمال مراوه‌تپه) قرار دارند

۳ روش تحقیق

در طبیعت، فراوانی زلزله‌های کوچک نسبت به زلزله‌های بزرگ بیش‌تر است. این وضعیت در زلزله‌شناسی با به‌کارگیری رابطه فراوانی-بزرگ (گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۴) به‌صورت کمی با رابطه (۱) بیان می‌شود:

$$\text{Log}_{10}^N = a - bM \quad (1)$$

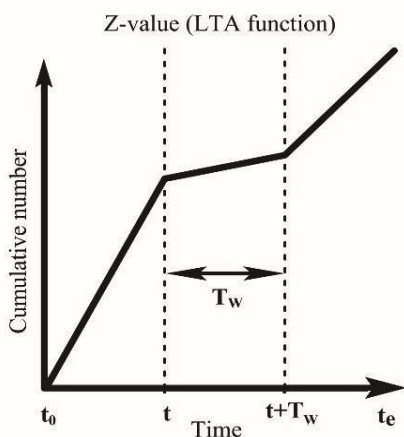
که N تعداد زلزله‌ها با بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی M (M_c)، a (a-value) عرض از مبدأ نمودار و b (b-value) شیب خط نمودار است. a سطح فعالیت لرزه‌خیزی را در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد و هرچه مقدار آن بیش‌تر باشد، لرزه‌خیزی منطقه نیز بیش‌تر است. b نسبت تعداد زلزله‌های کوچک به تعداد زلزله‌های بزرگ را نشان می‌دهد. پارامتر b مرتبط با ساختار زمین‌ساختی و وابسته به تنش تجمع‌یافته است. مقادیر بزرگ b اغلب در مناطقی رخ می‌دهد که روند تجمع تنش در آن‌ها کاهشی است. مقدار بزرگ b نشان‌دهنده سهم بیش‌تری برای زمین‌لرزه‌های کوچک نسبت به زمین‌لرزه‌های بزرگ است و برعکس (ویمر و ویس، ۲۰۰۲ و شورلمر و همکاران، ۲۰۰۵). بر اساس مجموعه داده‌های لرزه‌خیزی جهانی و سامانه‌های گسلی مختلف، مقدار عددی b

بربریان، ۱۹۸۱ و نبوی، ۱۹۸۳). شرایط رسوب‌گذاری و رخدادهای زمین‌ساختی حاکم بر پهنه کپه‌داغ به زاگرس شباهت دارد که از آن جمله می‌توان به زمان چین‌خوردگی نهایی، روند عمومی چین‌ها و یکسان بودن رژیم‌های فشارشی اشاره کرد (چالنگو، ۱۹۷۵). این چین‌ها در کپه‌داغ مرکزی-غربی به‌طور مایل با سامانه‌های گسلی امتدادلغز راست‌گرد با روند شمال تا شمال غرب و گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد با روند شرق تا شمال شرق بریده می‌شوند. سامانه گسلی بخاردن-قوچان، گسل‌های شیروان، باغان، قوچان و دربادام را دربرمی‌گیرد (هالینگزورث و همکاران، ۲۰۰۶ و شبانیان و همکاران، ۲۰۰۹).

پایش لرزه‌خیزی در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد زمین‌لرزه‌ها حداکثر تا عمق ۲۰ کیلومتری رخ داده‌اند و بیشینه فراوانی رخدادهای نیز در عمق حدود ۱۰ کیلومتر دیده می‌شود (کوه‌پیما و همکاران، ۱۴۰۰). میانگین عمق موهو نیز در کپه‌داغ، ضخامت پوسته را تقریباً ۴۵ کیلومتر و تغییرات آن را بین ۴۰ تا ۴۹/۵ کیلومتر نشان می‌دهد (محمدی و همکاران، ۲۰۱۲). سازوکار گسلش در کپه‌داغ معمولاً صفحه‌ای با راستای NW است. به‌طور کلی همه گسل‌های کپه‌داغ حول دو محور شمال و جنوب-جنوب شرق می‌چرخند و جنبش امتدادلغزشان همراه با راندگی است. به عبارت دیگر، گسل‌های امتدادلغز روند شمال غربی-جنوب شرقی دارند و تا زمانی که فرایندهای تغییرشکل‌دهنده با امتداد منطقه موازی شوند، به‌صورت پادساعت‌گرد حول یک محور قائم می‌چرخند. در مرکز، غرب و شرق کپه‌داغ به‌ترتیب سازوکارهای گسلش امتدادلغز، امتدادلغز و راندگی غالب است (افشارحرب، ۱۹۷۹؛ جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴؛ ۱۹۸۶؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲ و طالبیان، ۱۳۹۱).

به‌طور خلاصه می‌توان گسل‌های لرزه‌زمین‌ساختی کپه‌داغ را به دو دسته تقسیم کرد (چالنگو، ۱۹۷۵؛

است، یکی از روش‌های متعدد برای شناسایی و بیان تغییرات نرخ لرزه‌خیزی است (ویس و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۲. نحوه محاسبه Z با استفاده از تابع LTA. مقدار Z برای تمامی زمان‌های بین t_0 و t_e و برای تخمین تغییر نرخ لرزه‌خیزی در یک پنجره زمانی (T_w) در مقایسه با لرزه‌خیزی پس‌زمینه مناسب است (اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲).

برای نخستین بار هابرم (۱۹۸۳) این پارامتر را برای تعیین تغییرات زمانی و مکانی آهنگ لرزه‌خیزی در بازه‌های زمانی متفاوت به‌کاربرد:

$$Z = \frac{R_{all} - R_{wl}}{\sqrt{\frac{\sigma_{all}^2}{n_{all}} + \frac{\sigma_{wl}^2}{n_{wl}}}} \quad (3)$$

که R_{all} میانگین نرخ لرزه‌خیزی در پیش‌زمینه (مرتبط با کل بازه زمانی مورد مطالعه)، R_{wl} میانگین نرخ لرزه‌خیزی برای یک پنجره موقت و متغیر زمانی، σ انحراف معیار مقادیر نرخ لرزه‌خیزی، n_{all} تعداد نمونه‌ها در کل بازه زمانی و n_{wl} تعداد نمونه‌ها در پنجره موقت زمانی است. پنجره‌های زمانی متحرک هستند و در هر نقطه از زمان توانایی حرکت دارند. این تابع مقدار Z را به صورت تابعی از زمان محاسبه می‌کند (اوزتورک و بایراک، ۲۰۱۲). مقدار مثبت Z در یک بازه زمانی مربوط به مناطقی است که میانگین لرزه‌خیزی آن‌ها نسبت به سایر مناطق کم‌تر است و مقدار صفر نیز نشان‌دهنده ثبات

معمولاً از ۰/۷ تا ۱/۳ در نظر گرفته می‌شود. گفتنی است سامانه‌های گسلی‌ای که b کمتر از ۰/۷ دارند، نسبت به سامانه‌های گسلی‌ای که b بیش‌تر از ۱ دارند، توانایی بیش‌تری برای ایجاد گسیختگی‌های بزرگ‌تر دارند (ویمر و شورلمر، ۲۰۰۵). از عوامل مؤثر در مقدار b می‌توان به افزایش یا کاهش تنش مؤثر، تغییرات در ناهمگنی پوسته، فعالیت‌های زمین‌گرمایی و آتشفشانی زیرسطحی، سنگ‌شناسی منطقه، سازوکارهای کانونی و عمق زمین‌لرزه اشاره کرد (العیسی و ایتون، ۲۰۱۴). شایان ذکر است کیفیت فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها، روش‌های مختلف تبدیل بزرگا و روش‌های محاسبه b نیز از عوامل کاذب مؤثر در مقدار b هستند.

برای محاسبه مقدار b معمولاً از روش تخمین حداکثر درست‌نمایی آکی (۱۹۶۵) استفاده می‌شود که روش مورد استفاده در مطالعه حاضر در بستر بسته نرم‌افزاری متن‌باز ZMAP (ویمر، ۲۰۰۱) بوده است. در این روش مقدار b با به‌کارگیری رابطه (۲) به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$b = \frac{1}{\bar{M} - M_{min}} \log e \quad (2)$$

که \bar{M} میانگین بزرگا، M_{min} کمترین بزرگای (M_c) موجود در فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه و e عدد نپر است. پارامتر دیگر بررسی شده در این مطالعه، پارامتر لرزه‌خیزی Z-value است که می‌تواند بیانگر بی‌هنجاری‌های مرتبط با پدیده سکون لرزه‌ای باشد. این پارامتر از مقایسه میانگین نرخ لرزه‌خیزی در یک دوره زمانی با میانگین کلی نرخ لرزه‌خیزی در همان منطقه و با استفاده از تابع میانگین بلندمدت (LTA) محاسبه می‌شود و دوره احتمالی بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای قبل از یک زمین‌لرزه اصلی را شناسایی می‌کند (شکل ۲). تحلیل پدیده سکون لرزه‌ای که در بستر ZMAP نیز ارائه شده

لرزه‌نگاری کشوری استخراج شد. این فهرست‌نامه اولیه شامل ۲۲۱۴۳ زمین‌لرزه است. در جدول ۱ مشخصات زمین‌لرزه‌های هدف آورده شده است.

۵ حذف رخدادهای غیرزمین‌ساختی

با توجه به استفاده از خردزمین‌لرزه‌ها در مطالعه حاضر، در گام نخست، پردازش‌های لازم در خصوص حذف رخدادهای محتمل غیرزمین‌ساختی انجام شده است (طالبی و همکاران، ۲۰۱۴). بزرگای رخدادهای مصنوعی یا غیرزمین‌ساختی مانند انفجار در معادن، معمولاً کمتر از ۳ است که موجب افزایش غیرواقعی تعداد خردزمین‌لرزه‌ها و برآورد اشتباه نتایج تحلیل‌های آماری می‌شود (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). قله موجود در بافت‌نگار زمین‌لرزه‌ها در ساعات روز برای منطقه مورد مطالعه (شکل ۳)، نمایانگر وجود رخدادهای حاصل از فعالیت‌های غیرزمین‌ساختی در ساعات روز (ساعات کاری) است.

میانگین لرزه‌خیزی منطقه است (هابرمن، ۱۹۸۳). گفتنی است مقادیر Z بزرگ‌تر یا مساوی ۳ توانایی زیادی در تعیین سکون لرزه‌ای دارند (ویمر و ویس، ۱۹۹۴ و ویمر، ۲۰۰۱).

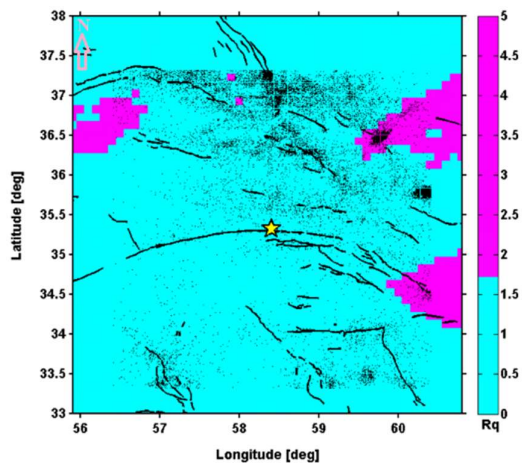
۴ معرفی داده‌های استفاده‌شده

به‌منظور تحلیل بی‌هنجاری‌های زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی b -value و Z -value مرتبط با زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای محلی بزرگ‌تر یا مساوی ۵ که طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در منطقه شمال شرق ایران رخ داده‌اند (شکل ۱)، ابتدا روش کار و نحوه به‌دست آوردن نتایج برای یکی از زمین‌لرزه‌های جدول ۱ (زمین‌لرزه ۲۰۱۵/۰۵/۰۵ کاشمر با بزرگای محلی ۵/۲) توضیح داده می‌شود. بر این اساس، فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه شامل رخدادهای ثبت‌شده از سال ۲۰۰۶ با بزرگای بیش از ۰/۳ تا ۶/۰ (کم‌ترین و بیش‌ترین بزرگای محلی ثبت‌شده در منطقه مورد مطالعه)، از مرکز

جدول ۱. مشخصات زمین‌لرزه‌های رخ داده با بزرگای بیش از ۵ طی سال‌های ۲۰۱۰ تا ۲۰۲۲ در منطقه مورد مطالعه.

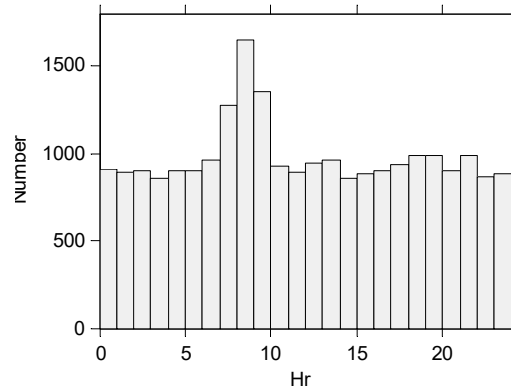
ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	مختصات جغرافیایی زمین‌لرزه		بزرگا (M_N)	خطای محاسباتی
			عرض	طول		
۱	تربت‌حیدریه خراسان رضوی	۲۰۱۰/۰۷/۳۰	۳۵/۲۲	۵۹/۲۵	۵/۷	۵۴/۱±
۲	راز خراسان جنوبی	۲۰۱۰/۰۸/۱۱	۳۷/۸۵	۵۷/۱۵	۵	۸۴/۳±
۳	نیشابور خراسان رضوی	۲۰۱۲/۰۱/۱۹	۳۶/۳۲	۵۸/۸۹	۵/۴	۹۹/۰±
۴	کاشمر خراسان رضوی	۲۰۱۵/۰۵/۰۵	۳۵/۳۲	۵۸/۴۱	۵/۲	۵۴/۱±
۵	سفیدسنگ خراسان رضوی	۲۰۱۷/۰۴/۰۵	۳۵/۸۵	۶۰/۳۴	۶	۰۹/۳±
۶	پیش‌قلعه خراسان شمالی	۲۰۱۷/۰۵/۱۳	۳۷/۶۵	۵۷/۲۲	۵/۷	۴۲/۱±
۷	رامیان گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۳۶/۹۴	۵۵/۱۳	۵/۱	۹۹/۰±
۸	مراوه‌تپه گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۲۶	۳۸/۱۲	۵۵/۹۹	۵/۲	۹۹/۰±
۹	شوقان خراسان شمالی	۲۰۲۱/۰۵/۱۶	۳۷/۳۰	۵۶/۷۴	۵/۵	۴۲/۱±
۱۰	قوچان خراسان رضوی	۲۰۲۱/۰۹/۱۳	۳۷/۰۶	۵۸/۸۴	۵/۲	۹۹/۰±

۴). بر این اساس، منطقه مورد مطالعه به شبکه‌هایی با فاصله‌های ۰/۱ درجه تقسیم و با توجه به حجم نمونه، نقشه Rq با استفاده از مشخصات صد رومرکز نزدیک به هر گره در شبکه رسم شد. در این نقشه، مناطقی با Rq بیش از ۱/۵ به‌عنوان مناطق مشکوک به وجود رخداد‌های مصنوعی معرفی می‌شوند (ویمر و بائر، ۲۰۰۰).



شکل ۴. نقشه Rq منطقه مورد مطالعه قبل از حذف رخداد‌های غیرزمین‌ساختی (مناطق بنفش‌رنگ). ستاره زرد رو مرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد و نقاط سیاه معرف موقعیت سایر زمین‌لرزه‌های منطقه هستند.

در مجموع، تعداد ۲۲۲۴ رویداد با بزرگای کم‌تر از ۳ به‌عنوان رخداد‌های مصنوعی شناسایی و از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه حذف شدند. بافت‌نگار زمین‌لرزه‌ها در ساعات روز بعد از حذف رخداد‌های مصنوعی از فهرست‌نامه (شکل ۵) بیانگر آن است که رخداد‌های باقی‌مانده توزیع به‌نسبت یکنواختی در ساعات روز دارند و قله‌ای در آن مشاهده نمی‌شود. این موضوع می‌تواند تأییدکننده حذف عمده رخداد‌های غیرزمین‌ساختی از فهرست‌نامه باشد. شایان ذکر است با توجه به ماهیت متنوع فعالیت‌های لرزه‌ای غیرزمین‌ساختی، ممکن است کماکان تعداد بسیار کمی از رخداد‌های مصنوعی در فهرست‌نامه باقی‌مانده باشند.



شکل ۳. بافت‌نگار زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه در ساعات شبانه‌روز.

ساده‌ترین روش برای حذف انفجارات، حذف تمام رخداد‌های به‌وقوع‌پیوسته در طول روز است، اما این کار باعث حذف حدود ۵۰ درصد رخدادها و از دست‌دادن اطلاعات مفید زیادی خواهد شد. بررسی دقیق شکل موج‌های حاصل از وقوع زمین‌لرزه‌ها نیز می‌تواند نشانه‌ها و ویژگی‌های حاصل از انفجارات را بیابد. این روش در مواجهه با تعداد زیاد اطلاعات و رخداد‌هایی که شبانه‌روز پایش و ثبت می‌شوند، بسیار زمان‌بر است و برای منطقه‌های وسیع، درعمل ناکارآمد است (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). در مطالعه حاضر به‌منظور شناسایی رخداد‌های مصنوعی در فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه، از روش بررسی فراوانی نسبی رخدادها در ساعات شبانه‌روز (ویمر و بائر، ۲۰۰۰) استفاده شده است. در روش مذکور، نسبت معمول رخداد‌های روز به شب برابر است با:

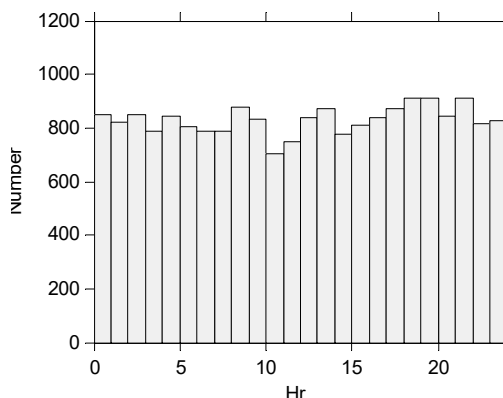
$$Rq = \frac{NdLn}{NnLd} \quad (4)$$

که Nd و Nn به‌ترتیب مجموع تعداد رخدادها در طول روز و شب را نشان می‌دهند. Ln و Ld نیز تعداد ساعات روز و شب را بیان می‌کنند به‌گونه‌ای که مجموع آن‌ها برابر با ۲۴ ساعت است. این نسبت با استفاده از شبکه فضایی منظمی به‌دست می‌آید که کل منطقه مورد مطالعه را پوشش می‌دهد (ویمر و بائر، ۲۰۰۰). برای ترسیم نقشه Rq از بسته نرم‌افزاری ZMAP استفاده شده است (شکل

نشده است. نتایج حاکی از آن است که امکان مشاهده بی‌هنجاری‌ها پس از خوشه‌زدایی داده‌ها نسبت به استفاده از داده‌های اولیه بیشتر است. همچنین، امکان مشاهده بی‌هنجاری‌ها هنگام استفاده از فهرست‌نامه‌های باقی‌مانده از روش خوشه‌زدایی ریزنبرگ (۱۹۸۵) نسبت به فهرست‌نامه‌های حاصل از روش گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴) بیش‌تر است.

۷ حد آستانه کامل بودن فهرست‌نامه

حد آستانه کامل بودن فهرست‌نامه (M_C) بیانگر بزرگای کوچک‌ترین زمین‌لرزه‌ای است که همه زمین‌لرزه‌های بزرگ‌تر از آن کاملاً در فهرست‌نامه ثبت شده باشند. M_C پارامتر بسیار مهمی برای مطالعات مرتبط با فعالیت‌های لرزه‌خیزی است و اغلب در بیش‌تر فهرست‌نامه‌ها با گذشت زمان (پیشرفت روش‌های تحلیل داده، افزایش تعداد لرزه‌نگارها و...) کاهش می‌یابد. محاسبه M_C برای عمده مطالعات مرتبط با زلزله‌شناسی آماری و زلزله‌شناسی مهندسی ضروری است و پس از محاسبه این پارامتر، زمین‌لرزه‌هایی که بزرگای کمتر از آن دارند، از فهرست‌نامه حذف می‌شوند (ویمر و ویس، ۲۰۰۲ و ویسر و ویمر، ۲۰۰۵). برای تعیین دقیق M_C ، تغییرات زمانی این پارامتر با استفاده از روش پنجره متحرک (ویمر و همکاران، ۱۹۹۸) با تعداد ۲۰۰۰ زلزله و هم‌پوشانی (overlap) ۱۵ رویداد بررسی شد. همان‌طور که در شکل ۶ نشان داده شده است، تغییرات زمانی این پارامتر در منطقه مورد مطالعه به نسبت کم است. شایان ذکر است نوسانات زمانی M_C می‌تواند ناشی از تغییر کیفیت و کمیت ثبت داده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و دقت و توجه متصدی شبکه نسبت به ثبت خردزمین‌لرزه‌ها باشد. از سوی دیگر، کاهش طبیعی فراوانی خردزمین‌لرزه‌ها در یک دوره خاص نیز می‌تواند افزایش M_C را در پی داشته

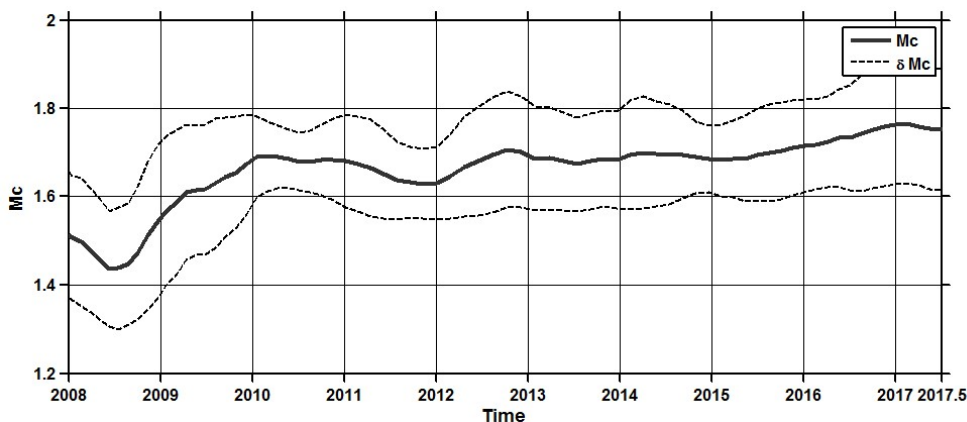


شکل ۵. بافت‌نگار زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه در ساعات شبانه‌روز، پس از حذف رخداد‌های غیرزمین‌ساختی.

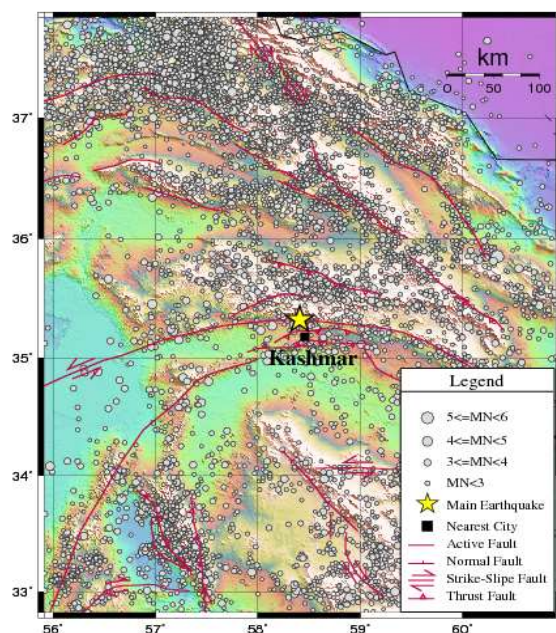
۶ خوشه‌زدایی

پارامترهای لرزه‌خیزی معمولاً با فرض توزیع پواسونی زمین‌لرزه‌ها محاسبه می‌شوند و وجود زمین‌لرزه‌های وابسته (پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها) که از لحاظ زمانی و مکانی به زمین‌لرزه اصلی وابسته‌اند، فرض مذکور را نادیده می‌گیرد. توزیع پواسونی بیانگر آن است که زمین‌لرزه‌ها برحسب زمان به صورت تصادفی و بدون هیچ‌گونه حافظه زمانی از زمین‌لرزه‌های قبلی رخ می‌دهند (کرامر، ۱۹۹۶). فرایند جدا کردن فهرست‌نامه به پیش‌لرزه، پس‌لرزه و زلزله اصلی را خوشه‌زدایی می‌نامند. در این پژوهش برای اجرای فرایند خوشه‌زدایی از روش ریزنبرگ (۱۹۸۵) استفاده شد. برای این منظور، متوسط خطای رومرکز زمین‌لرزه‌ها ۱۰ کیلومتر و متوسط خطای عمقی آن‌ها ۱۵ کیلومتر اعمال شد. در مجموع، ۶۸۵۹ زمین‌لرزه به‌عنوان رویدادهای وابسته، شناسایی و از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها حذف شدند. در مطالعه حاضر، جهت بررسی تأثیر نوع فرایند خوشه‌زدایی در نتایج مربوط به استفاده از فهرست‌نامه داده‌های اولیه، از فهرست‌نامه‌های باقی‌مانده از روش‌های خوشه‌زدایی ریزنبرگ (۱۹۸۵) و گاردنر و نوپوف (۱۹۷۴) استفاده شده است. گفتنی است به دلیل جلوگیری از افزایش حجم مقاله، این قسمت ارائه

باشد. این موضوع ارتباطی با تغییر کیفیت و کمیت ثبت داده از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ندارد.



شکل ۶. تغییرات زمانی M_C در فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۷. نقشه لرزه‌زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه بر اساس فهرست‌نامه پردازش‌شده زمین‌لرزه‌ها. ستاره زرد رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد.

داده‌های وابسته و حذف داده‌هایی با بزرگای کم‌تر از M_C به ۷۶۰۶ زمین‌لرزه رسید (شکل ۷).

۸ بحث و نتایج

همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، با توجه به تعدد زمین‌لرزه‌های هدف در مطالعه حاضر (جدول ۱)، نتایج تحلیل‌های صورت‌گرفته تنها برای یکی از زمین‌لرزه‌های جدول ۱ (زمین‌لرزه ۲۰۱۵/۰۵/۰۵ کاشمر با بزرگای محلی

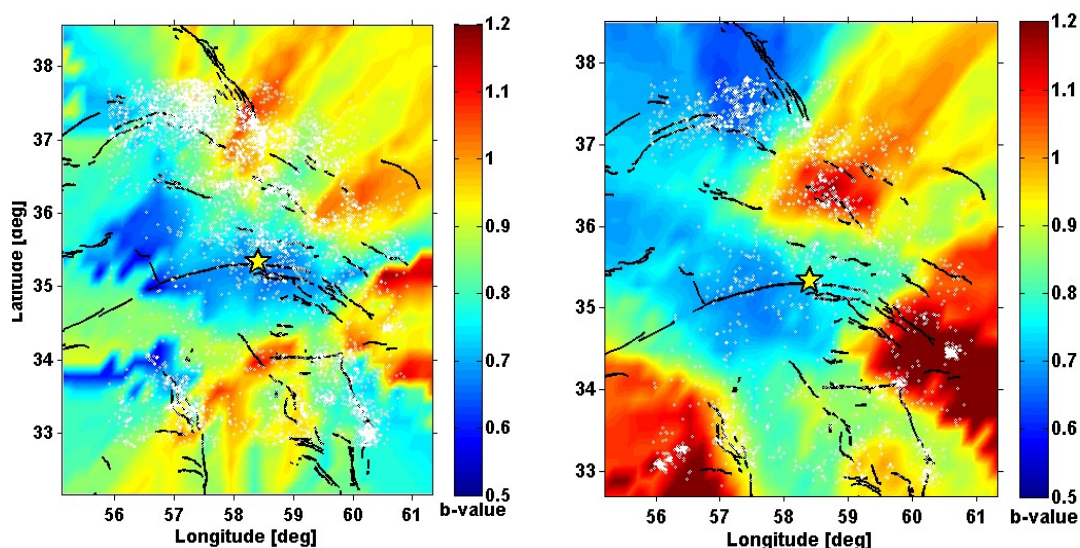
با توجه به تغییرات زمانی M_C در شکل ۶، مقدار این پارامتر ۱/۸ تعیین و ۵۴۵۴ زمین‌لرزه با بزرگای کوچک‌تر از آن، از فهرست‌نامه زمین‌لرزه‌ها حذف شد. فهرست‌نامه اولیه استخراج‌شده از مرکز لرزه‌نگاری کشوری شامل ۲۲۱۴۳ زمین‌لرزه بود که پس از پردازش‌های صورت‌گرفته (حذف داده‌های حاصل از انفجار، حذف

(۵/۲) به تصویر درآمد. نتایج مربوط به سایر زمین‌لرزه‌ها خلاصه‌وار در جداول ۲ و ۳ ارائه شده است.

۸-۱ پارامتر b

برای بررسی تغییرات مکانی پارامتر b -value در منطقه مورد مطالعه، از روش ویمر و ویس (۲۰۰۰) استفاده شده است. بر این اساس، تغییرات این پارامتر در شبکه‌ای منظم با استفاده از تعداد N زلزله از نزدیک‌ترین زلزله‌ها به هر

گره از شبکه تخمین زده شده است. در این روش N مقدار ثابتی دارد و اغلب در بازه ۵۰ تا ۵۰۰ قرار می‌گیرد. فاصله گره‌ها از یکدیگر با در نظر گرفتن عدم قطعیت‌های موجود در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها تنظیم می‌شود. در این مطالعه برای رسم نقشه تغییرات مکانی b (شکل ۸)، فاصله گره‌ها حدود ۲۰ کیلومتر (۰/۲ درجه) فرض و برای هر گره، تعداد ۲۰۰ زمین‌لرزه با بزرگای بیش از M_c از میان نزدیک‌ترین زمین‌لرزه‌ها به آن گره انتخاب شد.



شکل ۸. تغییرات مکانی b در منطقه زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر بر اساس داده‌های موجود (الف) از ابتدای ۲۰۰۶ تا یک روز قبل از وقوع زمین‌لرزه هدف (ب) بعد از وقوع زمین‌لرزه هدف. ستاره قرمز معرف رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر است و نقاط سفید موقعیت سایر زمین‌لرزه‌های منطقه را نشان می‌دهند.

وقوع زمین‌لرزه)، رومرکز زمین‌لرزه در مناطقی با مقادیر کم b قرار دارد. این مناطق می‌توانند بیانگر افزایش در خورتوجه تجمع تنش در طی زمان باشند. در این صورت، مقدار b روندی کاهشی دارد. تنش تجمع‌یافته، در نهایت با وقوع زمین‌لرزه‌ای با اهمیت، آزاد و b از روند کاهشی خارج می‌شود و مقدار آن افزایش می‌یابد (شکل ۸-ب). نمودار تغییرات زمانی پارامتر b نیز دیدی کلی از

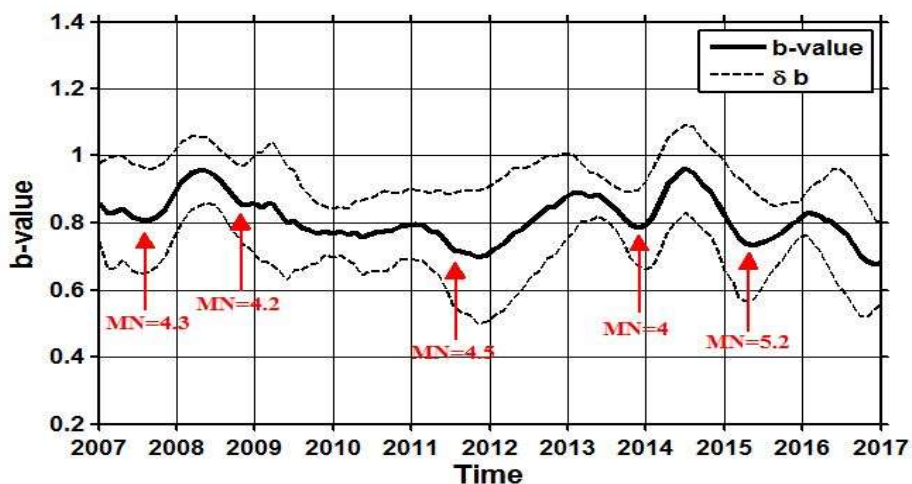
همان‌طور که پیش‌تر گفته شد، مقادیر b می‌توانند نمودی از میزان تنش موجود در یک منطقه باشند. مطالعات مختلف نیز حاکی از تطابق مکانی زمین‌لرزه‌های اصلی با بخش‌هایی است که مقادیر b در آن‌ها کم است (ویمر و شورلمر، ۲۰۰۵). چنانچه در شکل ۸ دیده می‌شود، در حالت کلی، توزیع مکانی پارامتر b در منطقه مورد مطالعه غیریکنواخت است. در شکل ۸-الف (قبل از

به‌وضوح دیده می‌شود که تقریباً از حدود یک سال قبل از زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر، پارامتر b روند کاهشی (تجمع تنش) و پس از آن روند افزایشی (آزادشدن تنش) داشته است.

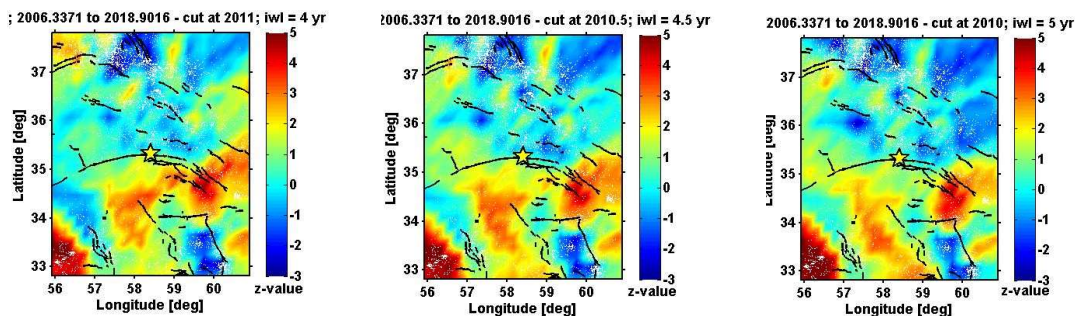
۲-۸ پارامتر Z

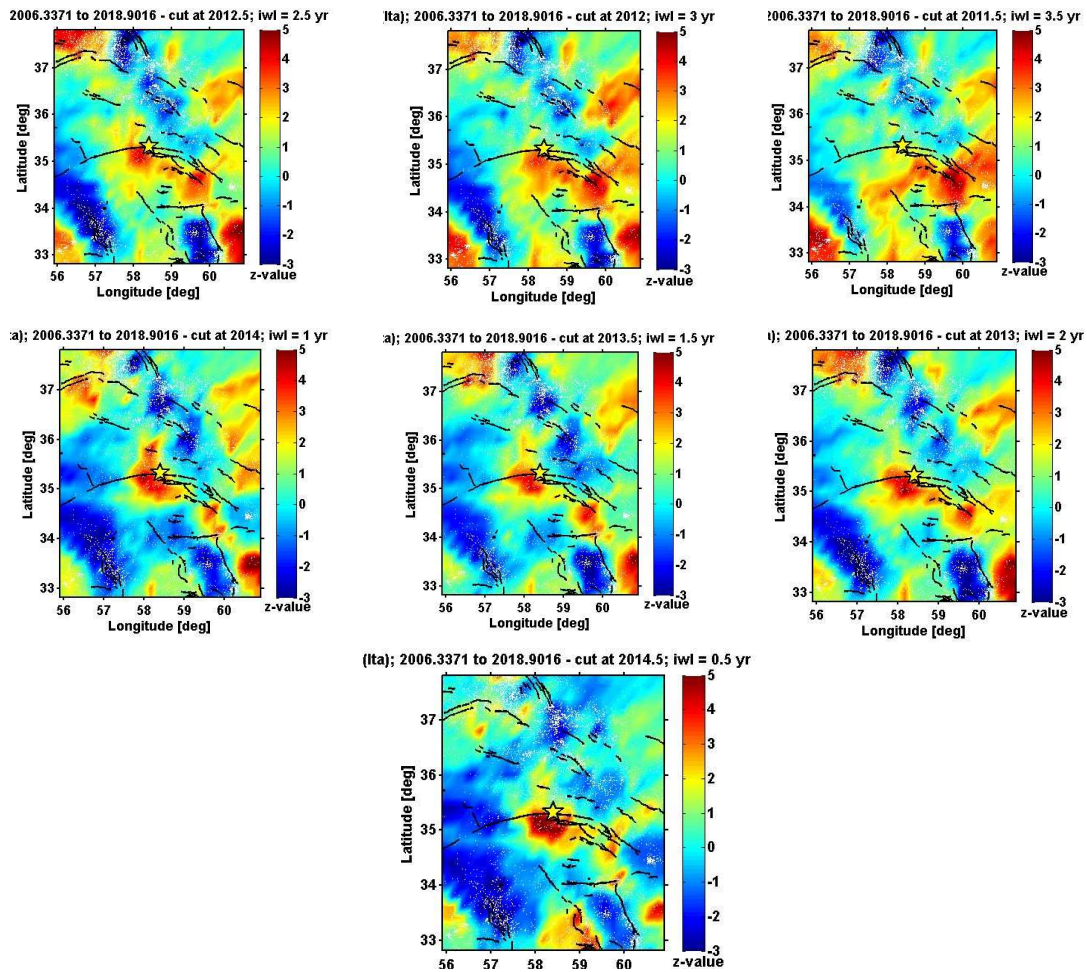
در مطالعه حاضر به‌منظور بررسی بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای، از مجموعه‌ای از پنجره‌های زمانی (TWs یا iwI) $0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 3.5, 4, 4.5$ و 5 سال استفاده شده است (شکل ۱۰).

وضعیت تنش در منطقه مورد مطالعه و میزان فعالیت لرزه‌ای آن در مدت زمانی مشخص ارائه می‌دهد. در شکل ۹ تغییرات زمانی پارامتر b در منطقه مورد مطالعه و در شعاع 150 کیلومتری از رومرکز زمین‌لرزه کاشمر مشاهده می‌شود. گفتنی است بازه‌های زمانی کم‌ترین مقادیر b ، با وقوع زمین‌لرزه‌های مهم منطقه هماهنگی بسیار خوبی دارند. بعد از هر افت در نمودار، روندی افزایشی در مقدار b دیده می‌شود که به دلیل کاهش تنش ناشی از وقوع زمین‌لرزه‌ای به‌نسبت مهم می‌تواند باشد. البته ممکن است این نوسانات تنها در اثر یک زمین‌لرزه ایجاد نشده باشند و بازتابی از تغییرات تنش در کل گستره باشند. در شکل ۹



شکل ۹. تغییرات زمانی پارامتر b در منطقه مورد مطالعه.

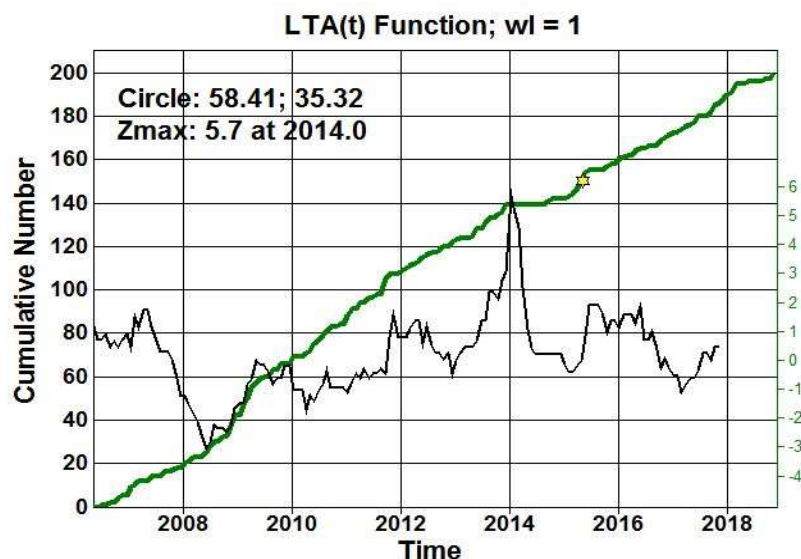




شکل ۱۰. نقشه‌های تغییرات مکانی Z در منطقه مورد مطالعه با اعمال پنجره‌های زمانی با دوره‌های ۰/۵، ۱، ۱/۵، ۲، ۲/۵، ۳، ۳/۵، ۴، ۴/۵ و ۵ سال. ستاره زرد رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد.

تخمین زمان شروع بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای، مقادیر تابع LTA برای زمین‌لرزه‌های واقع در پیرامون رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر (۲۰۰ زمین‌لرزه نزدیک به رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر) محاسبه و در شکل ۱۱ ترسیم شده است.

در اکثر نقشه‌های موجود در شکل ۱۰، منطقه‌ای با بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای را می‌توان مشاهده کرد. در نقشه مربوط به پنجره زمانی ۱ سال ($iwl=1$)، بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای به صورت متراکم‌تر و با مقادیری بیش‌تر حول رومرکز زمین‌لرزه کاشمر وجود دارد؛ لذا در ادامه تحلیل‌ها از این پنجره زمانی استفاده شده است. جهت



شکل ۱۱. توزیع تجمعی فراوانی زمین‌لرزه‌ها (منحنی سیاه‌رنگ) و مقادیر تابع LTA (منحنی سبز رنگ) برحسب زمان. ستاره زرد رومرکز زمین‌لرزه سال ۲۰۱۵ کاشمر را نشان می‌دهد.

۳-۸ بررسی همبستگی پارامترهای لرزه‌خیزی

در مطالعات آماری برای بررسی میزان وابستگی بین دو یا چند متغیر معمولاً از ضرایب همبستگی استفاده می‌شود. مقدار این ضرایب در بازه ۱- تا ۱ قرار دارد. هرچه قدرمطلق این ضرایب به عدد ۱ نزدیک‌تر باشد، میزان وابستگی بین متغیرها بیش‌تر است. همچنین ضرایب همبستگی مثبت و منفی به ترتیب روند هم‌جهت بودن یا مخالف بودن تغییر پارامترها را بیان می‌کنند. به‌منظور بررسی همبستگی زمانی بین بی‌هنجاری‌های مرتبط با پارامترهای لرزه‌خیزی b و Z در منطقه مورد مطالعه، از نرم‌افزار SPSS 16.0 (اس‌پی‌اس‌اس، ۲۰۰۷) و روش همبستگی اسپیرمن (Spearman) استفاده شد (طالبی و همکاران، ۲۰۱۷). نتایج میزان همبستگی (جدول ۴)، سطح با اهمیت ۹۵ درصد ($p\text{-value} \leq 0.05$) را بین برخی از پارامترها نشان می‌دهد. همبستگی معناداری (با ضریب ۰/۳۹) بین طول بازه‌های زمانی بی‌هنجاری‌های مرتبط با زمین‌لرزه‌های هدف (bd) و میزان تغییرات (کاهش)

از آنجا که این بی‌هنجاری در شکل ۱۰ با پنجره زمانی ۱ سال بهتر نمایان است، در اینجا نیز از همین پنجره استفاده شده است. همان‌گونه که در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود، این تابع در ابتدای سال ۲۰۱۴ بیش‌ترین مقدار (Z_{max}) را دارد (۵/۷) که نشان‌دهنده دوره‌ای حدوداً ۱/۵ ساله برای بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای است. به‌منظور نشان‌دادن تغییرات مکانی پارامتر Z در طول زمان (قبل و بعد از وقوع زمین‌لرزه)، نقشه Z -value برای چندین دوره زمانی مختلف (در بازه‌های شش ماهه از ۲۰۱۳/۵ تا ۲۰۱۶/۵) با طول پنجره متحرک ۱ سال در شکل ۱۲ ترسیم شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بعد از وقوع زمین‌لرزه کاشمر در سال ۲۰۱۵، بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای از بین رفته و پارامتر Z مقداری منفی به خود گرفته که این موضوع نشان‌دهنده افزایش میانگین نرخ لرزه‌خیزی حول رومرکز زمین‌لرزه هدف است. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، نتایج مربوط به سایر زمین‌لرزه‌های هدف نیز در جداول ۲ و ۳ ارائه شده‌اند.

جدول ۲. نتایج کیفی بررسی بی‌هنجاری‌های زمانی و مکانی پارامترهای لرزه‌خیزی b و Z قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های هدف (✓: مشاهده شد؛ ✗: مشاهده نشد)

ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	بزرگا (M_N)	Z-value		b-value	
				بی‌هنجاری	بی‌هنجاری	بی‌هنجاری	بی‌هنجاری
۱	ترت-حیدریه خراسان رضوی	۲۰۱۰/۰۷/۳۰	۵/۷	✗	✗	✓	✓
۲	راز خراسان جنوبی	۲۰۱۰/۰۸/۱۱	۵	✗	✗	✓	✓
۳	نیشابور خراسان رضوی	۲۰۱۲/۰۱/۱۹	۵/۴	✓	✓	✓	✓
۴	کاشمر خراسان رضوی	۲۰۱۵/۰۵/۰۵	۵/۲	✓	✓	✓	✓
۵	سفیدسنگ خراسان رضوی	۲۰۱۷/۰۴/۰۵	۶	✓	✓	✗	✓
۶	پیش‌قلعه خراسان شمالی	۲۰۱۷/۰۵/۱۳	۵/۷	✓	✓	✗	✓
۷	رامیان گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۵/۱	✓	✓	✗	✓
۸	مراوه‌تپه گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۲۶	۵/۲	✓	✓	✓	✓
۹	شوقان خراسان شمالی	۲۰۲۱/۰۵/۱۶	۵/۵	✗	✗	✓	✓
۱۰	قوچان خراسان رضوی	۲۰۲۱/۰۹/۱۳	۵/۲	✗	✗	✗	✓

جدول ۳. نتایج کمی بررسی بی‌هنجاری‌های زمانی پارامترهای لرزه‌خیزی b و Z قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های هدف. Δb بیانگر اختلاف میزان پارامتر b در ابتدا و انتهای بازه زمانی بی‌هنجاری است و علامت ✗ موارد بدون بی‌هنجاری را نشان می‌دهد.

ردیف	منطقه جغرافیایی زمین‌لرزه	تاریخ (UTC)	بزرگا (M_N)	Z-value		b-value	
				بیشینه مقدار (در بازه زمانی)	طول بازه زمانی (روز)	مقدار نهایی (در پایان بازه زمانی)	Δb
۱	ترت-حیدریه خراسان	۲۰۱۰/۰۷/۳۰	۵/۷	✗	✗	۰/۸۱	۰/۲۷۶۴
۲	راز خراسان جنوبی	۲۰۱۰/۰۸/۱۱	۵	✗	✗	۰/۸۷۲۱	۰/۱۸۶۹
۳	نیشابور خراسان رضوی	۲۰۱۲/۰۱/۱۹	۵/۴	۴/۲	۸۵۷	۰/۸۶۱۲	۰/۰۵۵۴
۴	کاشمر خراسان رضوی	۲۰۱۵/۰۵/۰۵	۵/۲	۵/۷	۴۸۹	۰/۹۷	۰/۱۸۷۷
۵	سفیدسنگ خراسان رضوی	۲۰۱۷/۰۴/۰۵	۶	۵	۴۴۸	۰/۹۴	۰/۱۰۰۵
۶	پیش‌قلعه خراسان شمالی	۲۰۱۷/۰۵/۱۳	۵/۷	۴	۸۹۷	۰/۸۰	۰/۰۴۷
۷	رامیان گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۰۶	۵/۱	۳/۵	۷۵۹	۱/۱	۰/۱۹۳
۸	مراوه‌تپه گلستان	۲۰۲۰/۰۹/۲۶	۵/۲	۳/۷	۱۱۰۹	۰/۹۷	۰/۰۰۵
۹	شوقان خراسان شمالی	۲۰۲۱/۰۵/۱۶	۵/۵	✗	✗	۱/۰۰۶	۰/۰۹۹
۱۰	قوچان خراسان رضوی	۲۰۲۱/۰۹/۱۳	۵/۲	✗	✗	۱/۰۹۷	۰/۰۳۹

پارامتر b در این بازه زمانی وجود دارد. این نتایج از نظر آماری نشان‌دهنده آن هستند که هرچه طول بازه زمانی بی‌هنجاری بیشتر باشد، میزان تغییرات b (Δb) که نمودی از تغییرات در انباشتگی تنش منطقه‌ای است، بیشتر خواهد بود. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، مقدار b مرتبط با وضعیت تنش تجمع‌یافته در ساختار زمین است. مقادیر کم b اغلب در مناطقی رخ می‌دهند که تجمع تنش روند افزایشی دارد. به عبارت دیگر، می‌توان گفت هرچه روند کاهشی b در مقطعی از زمان شدیدتر باشد، تجمع تنش در منطقه افزایش بیشتری خواهد داشت. گفتنی است نتایج نیز در هماهنگی کامل با این موضوع است که می‌تواند بیانگر کیفیت مناسب محاسبات این مقاله باشد.

همبستگی به‌نسبت زیادی (با ضریب $0/63$) بین طول

بازه‌های زمانی بی‌هنجاری‌های مرتبط با زمین‌لرزه‌های هدف (Z_d) و میزان تغییرات افزایشی پارامتر Z در این بازه زمانی وجود دارد. این نتایج از نظر آماری نشان می‌دهند که هرچه طول بازه زمانی بی‌هنجاری بیشتر باشد، میزان تغییرات Z (Z_v) بیشتر خواهد بود. به عبارت دیگر، هرچه بازه زمانی بی‌هنجاری سکون لرزه‌ای بزرگ‌تر باشد، می‌توان انتظار داشت بیشینه پارامتر Z هم بزرگ‌تر باشد. پارامترهای Z_v و b_v نیز همبستگی معناداری دارند (با ضریب $0/47$). البته همبستگی این پارامترها منفی است که کاملاً منطقی به‌نظر می‌رسد؛ زیرا در بازه‌های مشخص‌شده برای بی‌هنجاری‌های قبل از وقوع زمین‌لرزه‌های هدف، Z_v روندی افزایشی و b_v روندی کاهشی داشته است.

جدول ۴. میزان همبستگی پارامترهای مورد مطالعه. پارامترهای b_d , Δb , b_v , Z_d و Z_v به‌ترتیب طول بازه زمانی بی‌هنجاری b ، مقدار عددی طول بازه

بی‌هنجاری، مقدار پارامتر b ، طول بازه زمانی بی‌هنجاری Z و مقدار پارامتر Z را نشان می‌دهند.

	b_d	Δb	b_v	Z_d	Z_v
b_d	۱/۰۰۰	۰/۳۹۴	-۰/۱۰۳	-۰/۰۲۵	۰/۰۰۰
Δb	۰/۳۹۴	۱/۰۰۰	۰/۲۰۰	-۰/۴۰۶	-۰/۰۵۶
b_v	-۰/۱۰۳	-۰/۲۰۰	۱/۰۰۰	-۰/۱۷۵	-۰/۴۷۵
Z_d	-۰/۰۲۵	-۰/۴۰۶	-۰/۱۷۵	۱/۰۰۰	۰/۶۳۹
Z_v	۰/۰۰۰	-۰/۰۵۶	-۰/۴۷۵	۰/۶۳۹	۱/۰۰۰

۹ نتیجه‌گیری

با بررسی ده زمین‌لرزه مهم در منطقه شمال شرق ایران، مشخص شد عمده مناطقی که روند b در آنها در طی زمان کاهشی است و مقدار b کمتر از ۱ و هم‌زمان، مقدار Z بزرگ‌تر از ۳ دارند، توانایی زیادی برای چکانش زمین‌لرزه‌های بااهمیت (با بزرگای محلی بیش از ۵) دارند. در این مطالعه همچنین مشخص شد بین بی‌هنجاری‌های

مربوط به پارامترهای لرزه‌ای مذکور، همبستگی به‌نسبت زیادی وجود دارد (ضریب همبستگی بیش‌تر از $0/6$). نتایج این مطالعه مؤید آن است که تغییرات مکانی-زمانی پارامترهای نامبرده را می‌توان شاخصی مؤثر برای مناطق مستعد وقوع زمین‌لرزه‌های بااهمیت دانست

منابع

- طالبیان، م.، ۱۳۹۱، مقایسه گشتاور لرزه‌ای، ژئودیتیک و زمین‌شناسی در البرز خاوری و کپه‌داغ: فصلنامه علمی علوم زمین، ۲۲(۸۶)، ۱۸۳-۱۹۲.
- کوه‌پیمای، م.، طالبیان، م.، چن، ل.، قدس، ع.، قرشی، م.، ۱۴۰۰، لرزه‌زمین‌ساخت پهنه‌های البرز خاوری و کپه‌داغ با استفاده از داده‌های شبکه لرزه‌نگاری محلی: فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۱(۱)، ۱۹۹-۲۰۸.
- Afshar Harb, A., 1979, The stratigraphy, tectonics and petroleum geology of the Kopet Dag region, northeastern Iran: PhD thesis, Imperial College of Science and Technology, London.
- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits: Bulletin Earthquake Research, 43, 237-239.
- Alavi, M., 1992, Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran: Tectonics, 11(2), 360-370.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran: Journal of Geodynamics, 21(1), 1-33.
- Berberian, M., 1976, Contribution to the seismotectonics of Iran (part II): Geological Survey of Iran, Rep. 39.
- Berberian, M., 1981, Active Faulting and Tectonics of Iran, in Gupta, H. K., and Delany, F. M., eds., Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic Evolution: American Geological Union.
- Berberian, M., 2014, Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau: Elsevier.
- Christophersen, A., Gerstenberger, M. C., Rhoades, D. A., and Stirling, M. W., 2011, Quantifying the effect of declustering on probabilistic seismic hazard: Proceeding of the Ninth Pacific Conference on Earthquake Engineering, Building an Earthquake-Resilient Society.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure in Iran, in Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Rep. 51, Geological Survey of Iran, 51-67.
- El-Isa, Z. H., and Eaton, D. W., 2014, Spatiotemporal variations in the b -value of earthquake magnitude-frequency distributions: Classification and causes: Tectonophysics, 615, 1-11.
- Grassberger P, and Procraccia, I., 1983, Measuring the strangeness of strange attractors: Physica D, 9, 189-208.
- Gutenberg, B., and Richter, C., 1944, Frequency of earthquakes in California: Bulletin of the Seismological Society of America, 34, 185-188.
- Habermann, R. E., 1983, Teleseismic detection in the Aleutian island arc: Journal of Geophysical Research, 88, 5056-5064.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003, Major active faults of Iran: IIEES, Tehran.
- Hirata, T., 1989, A correlation between the b value and the fractal dimension of earthquakes: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 94, 7507-7514.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., Gheitanchi, M. R., and Bolourchi, M. J., 2006, Strike-slip faulting, rotation and along-strike elongation in the Kopeh Dagh Mountains, NE Iran: Geophysical Journal International, 166, 1161-1177.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 77(1), 185-264.
- Jackson, J., and McKenzie, D., 1986, The relationship between plate motion and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East: Geophysical Journal International, 93, 45-73.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin: Geophysical Journal International, 148, 214-242.

- Kramer, S. L., 1996, *Geotechnical Earthquake Engineering*: Pearson Education India.
- Mohammadi, E., Sodoudi, F., Sadidkhouy, A., and Gheitanchi, M. R., 2012, Moho depth and VP/VS variations in the Kope Dag region from analysis of teleseismic receiver functions: *Journal of the Earth and Space Physics*, **37**(4), 1-12.
- Motaghi, K., Tatar, M., Shomali, Z. H., Kaviani, A., and Priestley, K., 2012, High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **208-209**, 38-49.
- Nabavi, M. H., 1983, Introduction, in *Geodynamic Project (geotraverse) in Iran*: Geological Survey of Iran, Rep. 51, 1-10.
- Oztürk, S., and Bayrak, Y., 2012, Spatial variations of precursory seismic quiescence observed in recent years in the eastern part of Turkey: *Acta Geophysica*, **60**, 92-118.
- Reasenber, P., 1985, Second-order moment of central California seismicity, 1969-1982: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **90**, 5479-5495.
- Schorlemmer, D., Wiemer, S., and Wyss, M., 2005, Variations in earthquake-size distribution across different stress regimes: *Nature*, **437**, 539-542.
- Sengor, A. M. C., 1987, Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **15**, 213-244.
- Shabaniyan, E., Siame, L., Bellier, O., Benedetti, L., and Abbassi, M. R., 2009, Quaternary slip-rates along the north-eastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dag Mountains, north-east Iran): *Geophysical Journal International*, **178**, 1055-1077.
- Shi, Y., and Bolt, B. A., 1982, The standard error of the magnitude-frequency b-value: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **72**, 1677-1687.
- SPSS Inc., 2007, *SPSS for Windows*, Version 16.0., Chicago, SPSS Inc.
- Stocklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran, in Burke, C., and Drake, C., eds., *Geology of Continental Margins*: Springer-Verlag, New York, 873-877.
- Talebi, M., Zare, M., Mahdizadeh, R., and Balilashak, A., 2015, Spatial-temporal analysis of seismicity before the 2012 Varzeghan, Iran, Mw 6.5 earthquake: *Turkish Journal of Earth Sciences*, **24**(3), 289-301.
- Talebi, M., Zare, M., Peresan, A., and Ansari, A., 2017, Long-term probabilistic forecast for $M \geq 5.0$ earthquakes in Iran: Pure and Applied Geophysics, **4**(174), 1561-1580, DOI: 10.1007/s00024-017-1516-z.
- Tchalenko, J. S., 1975, Seismicity and structure of the Kopet Dagh (Iran,USSR): *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, **278**(1275), 1-28.
- Trifonov, V. G., 1978, Late Quaternary tectonic movements of western and central Asia: *Bulletin of the Geological Society of America*, **89**, 1059-1072.
- Utsu, T., 1999, Representation and analysis of the earthquake size distribution: a historical review and new approaches: *Pure and Applied Geophysics*, **155**, 509-533.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., et al., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophysical Journal International*, **157**, 381-398.
- Wessel, P., Smith, W. H. F., Scharroo, R., Luis, J., and Wobbe, F., 2013, *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*: EOS Trans. AGU, **94**(45), 409-410.
- Wiemer, S., 2000, A software package to analyze seismicity: ZMAP: *Seismological Research Letters*, **72**, 373-382.
- Wiemer, S., and Baer, M., 2000, Mapping and removing quarry blast events from seismicity catalogs: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **90**, 525-530.
- Wiemer, S., McNutt, S., and Wyss, M., 1998, Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California: *Geophysical Journal International*, **134**, 409-421.
- Wiemer, S., and Schorlemmer, D., 2005, ALM: An asperity-based likelihood model for California: *Seismological Research Letters*, **78**, 134-140.
- Wiemer S., and Wyss, M., 1994, Seismic quiescence before the landers ($M=7.5$) and big bear ($M=6.5$): *Bulletin of the Seismological Society of America*, **84**(3), 900-916.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in

- asperities: An improved technique to calculate recurrence times: *Journal of Geophysics Research*, **102**, 15,115-15,128.
- Wiemer, S., and Wyss, M., 2002, Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes: *Advances in Geophysics*, **45**, 259-302.
- Woessner, J., and Wiemer, S., 2005, Assessing the quality of earthquake catalogues: Estimating the magnitude of completeness and its uncertainty: *Bulletin of the Seismological Society of America*, **95**, 684-698.
- Wyss, M., Sobolev, G. A., and Clippard, J. D., 2004, Seismic quiescence precursors to two M7 earthquakes on Sakhalin Island, measured by two methods: *Earth, Planets and Space*, **56**, 725-740.

مطالعه ساختارهای مغناطیسی با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی و بررسی ارتباط آنها با کانی‌زایی مس پورفیری در محدوده مطالعاتی شهر بابک، استان کرمان

مسلم جهان‌تبیغ^{۱*}، حمیدرضا رمزی^۲، حسین فردوسی^۳ و زهرا جعفری^۴

^۱ دانشجوی دکتری اکتشاف معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ایران

^۲ استاد گروه مهندسی اکتشاف معدن، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ایران

^۳ دانشجوی دکتری اکتشاف معدن، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۴ شرکت مهندسی مشاور خاوران کاوش زاهد، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۱۴، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۸/۰۷)

چکیده

برای تخمین ساختارهای مغناطیسی با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی روش‌های مختلفی به کار می‌رود. در این پژوهش با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی در محدوده مطالعاتی شهر بابک واقع در غرب استان کرمان، ساختارهای مغناطیسی استخراج و با موقعیت اندیس‌های مس پورفیری در محدوده مورد مطالعه مقایسه شده است. در این پژوهش از داده‌هایی استفاده می‌شود که سازمان انرژی اتمی ایران در سال ۱۹۷۷ برداشت کرده است. این داده‌ها با فاصله خطوط ۵۰۰ متر و ارتفاع ۱۲۰ متر برداشت شده‌اند. جهت استخراج ساختارهای مغناطیسی از فیلترهای برگردان به قطب و زاویه تیلت استفاده و برای اعتبارسنجی نتایج، نقشه‌های ژئوفیزیکی تهیه شده با موقعیت اندیس‌های مس موجود، تصاویر ماهواره‌ای استر و نقشه زمین‌شناسی شهر بابک مقایسه شده است. طبق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک، عمده واحدهای پوشاننده محدوده مورد مطالعه از جنس آذرین مافیک هستند و خاصیت مغناطیسی آنها متوسط تا زیاد است، اما بر اساس تفسیر نتایج مغناطیس هوایی، در بخش‌های عمده‌ای از این واحدهای آذرین مافیک، اثر مغناطیس‌زدایی را می‌توان مشاهده کرد که ناشی از گسترش دگرسانی در محدوده مطالعاتی است. همچنین موقعیت اندیس‌های مس شناخته شده در محدوده مورد مطالعه سازگاری مناسبی با خطوط و توده‌های مغناطیسی استخراج شده از داده‌های مغناطیس هوایی دارد. ساختارها و توده‌های نفوذی موجود در محدوده مطالعاتی شهر بابک دو عامل بسیار مهم در کانی‌سازی مس محسوب می‌شوند و بر اساس نتایج این پژوهش، استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی نقش مؤثری در مشخص کردن آنها دارد.

کلمه‌های کلیدی: شهر بابک، زاویه تیلت، مس پورفیری، مغناطیس هوایی، برگردان به قطب

۱ مقدمه

تعیین مرز ساختارهای زمین‌شناسی و محل برخورد آنها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و از مسائل مهم در مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی محسوب می‌شود. مرزها در بیشتر موارد و نه همیشه، گسلی هستند. گسل‌ها، شکستگی‌هایی در پوسته زمین هستند که تغییر شکل‌های چشمگیری دارند. وجود گسل در یک منطقه نشان‌دهنده جابه‌جایی‌هایی است که به صورت آرام یا ناگهانی در طول آن رخ داده است. گسل‌ها نشان‌دهنده فعالیت‌های زمین‌ساختی نیز هستند؛ بنابراین مطالعه آنها در مواردی مانند بررسی پتانسیل‌های معدنی (کانی‌زایی‌های مرتبط با شکستگی‌ها و نواحی گسل‌خورده)، شناخت دقیق روندهای زمین‌ساختی و... حائز اهمیت است (عبداللهی و همکاران، ۱۳۹۸).

داده‌های مغناطیس‌هوایی به‌طور گسترده در مطالعه کانسارهای پورفیری استفاده شده‌اند (رنجبر و همکاران، ۲۰۰۱؛ مارک و همکاران، ۲۰۱۹ و ریاحی و همکاران، ۲۰۲۱). در ادامه به چند نمونه از این مطالعات و نتایج آنها اشاره می‌شود.

بهن و همکاران (۲۰۰۱) آثار سامانه کانی‌زایی مس پورفیری و شواهد زمین‌شناسی آن را در شمال شیلی بررسی و راهبردی را برای آینده اکتشافی این محدوده ارائه کردند. بر اساس نتایج آن مطالعه، کانی‌زایی مس پورفیری در آن محدوده به‌صورت خوشه‌ای است و در محل تزریق چندین توده نفوذی در مقیاس باتولیت صورت گرفته است.

اندرسون و همکاران (۲۰۱۳) از داده‌های مغناطیس‌هوایی برای بررسی کانی‌سازی مس پورفیری در محدوده پیل واقع در جنوب غربی آلاسکا استفاده کردند. ایشان چندین بی‌هنجاری مغناطیسی مربوط به واحدهای مختلف زمین‌شناسی را در این محدوده مشاهده و با به‌کارگیری فیلتر کاهش به قطب و ادامه فراسو، روند ساختارهای مرتبط با کانی‌سازی مس پورفیری را نیز مشخص کردند. ریاحی و همکاران (۲۰۲۲) با تلفیق اطلاعات مختلف زمین‌شناسی،

مکان‌های پرتانسیل را جهت کانی‌سازی مس پورفیری در محدوده مطالعاتی چهارگنبد تعیین و از داده‌های مغناطیس‌هوایی جهت استخراج خطواره‌های مغناطیسی استفاده کردند. ایشان نتیجه گرفتند روند خطواره‌های مغناطیسی در آن محدوده، شمال غربی - جنوب شرقی است.

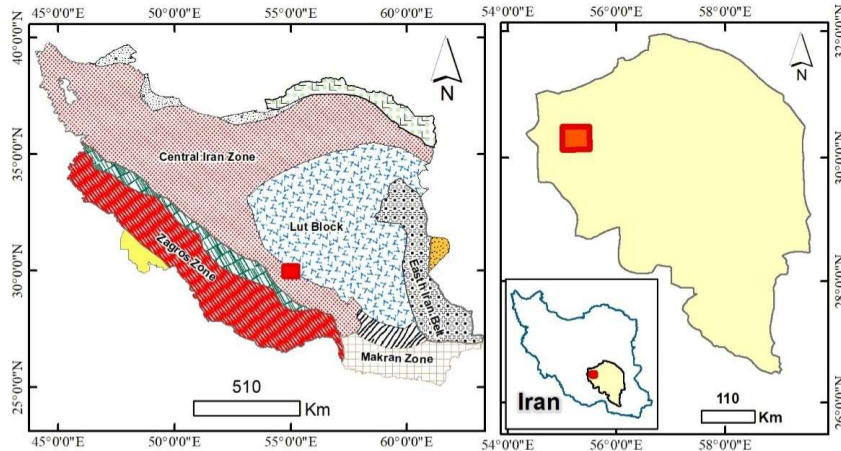
در مطالعه حاضر، از داده‌های مغناطیس‌هوایی جهت استخراج ساختارهای مغناطیسی در محدوده مطالعاتی شهر بابک استفاده و به بررسی ارتباط آن با کانی‌سازی مس پورفیری پرداخته شده است. بسیاری از ساختارها از جمله گسل‌های پی‌سنگی مجرای مناسبی برای انتقال محلول‌های کانه‌زا هستند، اما ممکن است پنهان باشند؛ بنابراین استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی روش مناسبی جهت تعیین این ساختارها است. از داده‌های مغناطیس‌هوایی می‌توان جهت آشکارسازی توده‌های نفوذی نیز استفاده کرد. این توده‌ها موتور حرارتی کانی‌سازی مس پورفیری هستند (محمد و همکاران، ۲۰۲۲).

۲ زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

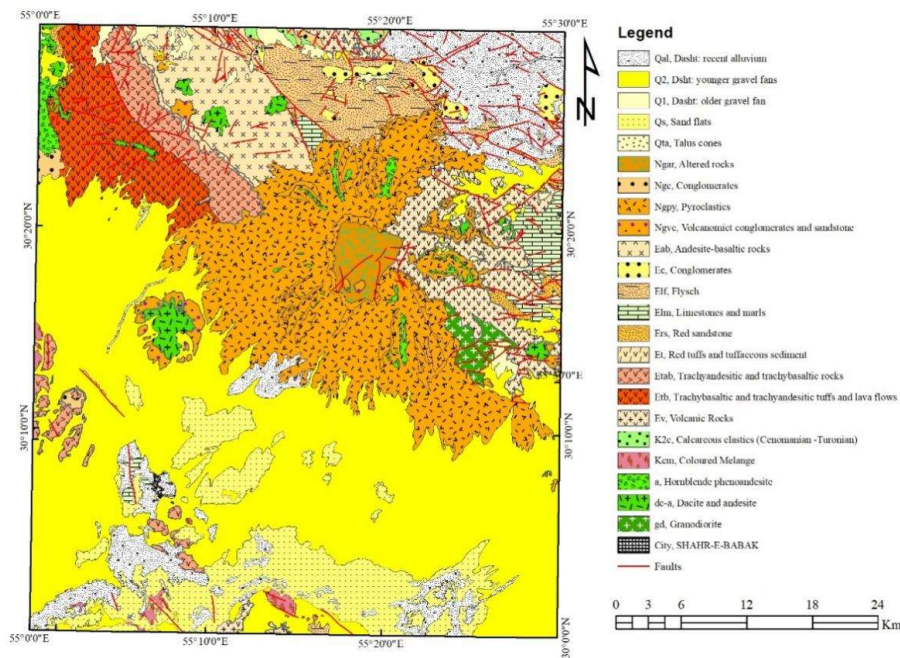
منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی $۵۵^{\circ}۳۰'$ و $۵۵^{\circ}۰۰'$ و عرض‌های جغرافیایی $۳۰^{\circ}۰۰'$ و $۳۰^{\circ}۳۰'$ در استان کرمان قرار دارد (شکل ۱). در شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی شهر بابک در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ نشان داده شده است. قسمت اعظم گستره مورد مطالعه را واحدهای آندزیتی ائوسن به همراه واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن پوشانده است. البته در نواحی مرکزی، شرق و شمال غرب منطقه توده‌های کوچکی از متاولکانیک‌های منتسب به کرتاسه نیز به چشم می‌خورد (زراسوندی و همکاران، ۲۰۰۵). از ویژگی‌های بارز این منطقه، وجود حجم عظیمی از سنگ‌های ولکانیکی ائوسن (اغلب آندزیت) است که میزبان اصلی بیشتر کانه‌زایی‌ها و دگرسانی‌های منطقه مدنظر محسوب می‌شود. در الیگوسن میانی تا میوسن، تزریق توده‌های دیوریتی تا گرانودیوریتی موجب تشکیل ذخایر

از مناطق عمده با پتانسیل مس پورفیری در کمربند متالوژنی مس کرمان است. این کمربند بخش جنوبی ایالت فلززایی ارومیه-دختر را تشکیل می‌دهد و غنی‌ترین کمربند مس‌دار ایران به‌شمار می‌رود. در این کمربند بیش از دو‌یست کانسار و نشانه معدنی مس شناخته شده است که تعدادی از آنها از نوع پورفیری است. همان‌گونه که گفته

مس پورفیری در منطقه و بیشتر رخدادهای مس مرتبط شده است. در بسیاری از نواحی نیز هاله‌های دگرسانی وسیعی در اطراف این توده‌های نفوذی، اغلب به‌صورت باتولیت‌های کوچک و استوک تشکیل شده است که تکمیل‌کننده چرخه پلوتونیزم در منطقه در میوسن بالایی بوده‌اند (اصفهانی‌نژاد و رحیمی، ۱۳۷۹). منطقه مذکور یکی



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه.



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی شهر بابک.

تنگه، جنوب رگه سیلیسی میدوک، کوه گلاب، هرناشک، جنوب میدوک، دریدویه ۱، دریدویه ۲، شرق ایستگاه میدوک، غرب ایستگاه میدوک، شمال غرب بندوان، شمال کمکویه، جنوب شرق میدوک و جنوب میدوک است. شکل ۳ موقعیت اندیس‌های مس پورفیری شناخته شده در محدوده مطالعاتی شهرباک را به همراه دگرسانی‌های آرژیلیک، فلیک و اکسید آهن (زون گوسان) استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای استر نشان می‌دهد.

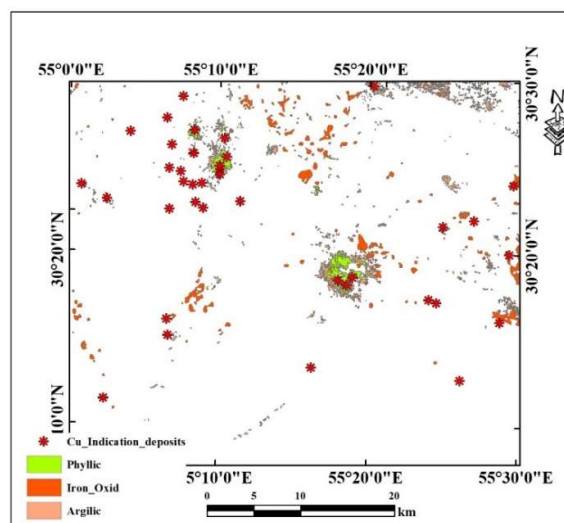
۴ داده‌های مغناطیس هوایی

داده‌های مغناطیس هوایی این پژوهش را سازمان انرژی اتمی در سال ۱۹۷۹ با فاصله خطوط ۵۰۰ متر و ارتفاع ۱۲۰ متر برداشت کرده است. ابعاد محدوده مورد مطالعه ۴۸ کیلومتر در ۴۱ کیلومتر است. در این تحقیق از نرم‌افزار ژئوسافت برای به‌نقشه‌درآوردن داده‌های مغناطیس هوایی شهرباک استفاده شده است. شکل ۴ نقشه شدت کل میدان مغناطیسی باقیمانده محدوده را نشان می‌دهد که تصحیح IGRF در آن اعمال شده است. تغییرات میدان مغناطیسی در محدوده مورد مطالعه برابر ۱۰۳۴ نانوتسلا است که نشان‌دهنده وجود کانی‌های فری مغناطیس در سنگ‌های

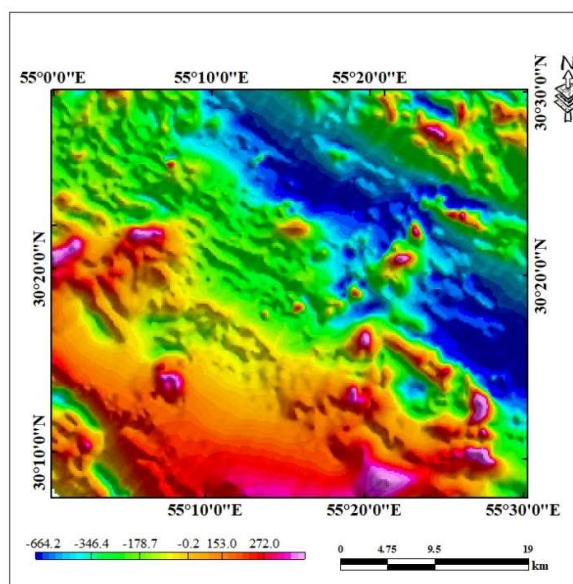
شد، این کمربند ادامه جنوبی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر با طولی حدود ۴۵۰ کیلومتر و پهنای حدود ۸۰ کیلومتر است. در این کمربند، کانی‌زایی مس در پیوند با سنگ‌های ماگمایی ترشیری است و رخداد و کانسارهای بسیار مس با زایش‌های متفاوت گزارش شده که اغلب در ارتباط با جای‌گیری توده‌های گرانیتوئیدی در میوسن است (قربانی، ۱۳۸۶). مطالعات ساختاری متفاوت نشان می‌دهد بیشتر ذخایر و به‌خصوص پورفیری‌ها ارتباط ژنتیکی بسیار نزدیکی با سامانه‌های گسلی امتدادلغز این بخش از کمربند ارومیه-دختر دارند (فورستر، ۱۹۷۸ و زراسوندی و همکاران، ۲۰۰۵).

۳ کانسارهای مس شناخته شده در محدوده

کانسارهای مس محدوده مطالعاتی شهرباک شامل جنوب غرب گلاب ۱، حسین‌آباد، جنوب غرب گلاب ۲، دارخونی، گلاب، کوه مدوار، شمال شرق گوری، بادامستان، آبدار، چاه مسی، آبدر، لاجه، کالدرای آبدر، شمال غرب میدوک، گود کلگوری، رشکان، رگه سیلیسی آبدر، لاتلا، بیدو، گلگوری، کوه مزاحم، میدوک، سارا، شرق مدوار، کهنوکارا، غرب شهرباک، کنگ، دره



شکل ۳. موقعیت اندیس‌های مس شناخته شده در محدوده مطالعاتی به همراه دگرسانی‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای استر.



شکل ۴. نقشه شدت میدان مغناطیسی کل در محدوده شهرباک.

کلوز، ۲۰۰۰؛ دی‌الیویرا و همکاران، ۲۰۰۸؛ سیلیتو، ۲۰۱۰؛ شاه و همکاران، ۲۰۱۳ و اندرسون و همکاران، ۲۰۱۳، ۲۰۱۴). بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در اثر دو خاصیت اتفاق می‌افتند: مغناطیس بازماند (ناشی از میدان مغناطیسی دیرینه) و مغناطیس القایی (ناشی از میدان مغناطیسی زمین). نوع القایی به خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها بستگی دارد و سهولت مغناطیسی شدن سنگ‌ها را اندازه‌گیری می‌کند (گوان، ۲۰۰۵ و هینز و همکاران، ۲۰۱۳). مؤلفه مغناطیس بازماند، گذشته مغناطیسی سنگ‌ها را انعکاس می‌دهد. سنگ‌هایی با خودپذیری مغناطیسی زیاد نسبت به سنگ‌هایی که خودپذیری مغناطیسی ضعیفی دارند، تغییرات مغناطیسی زیادی تولید می‌کنند (گان، ۲۰۰۵ و هینز و همکاران، ۲۰۱۳). برای بهتر مشخص شدن اثر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی ناشی از واحدهای زمین‌شناسی، فیلتر برگردان به قطب بر داده‌های مغناطیسی محدوده مورد مطالعه اعمال شد (بارانوف و ناودی، ۱۹۶۴؛ گوان، ۲۰۰۵ و هینز و همکاران، ۲۰۱۳). این فیلتر روشی متداول است که داده‌های میدان مغناطیسی را با زاویه میل ۹۰ درجه دوباره

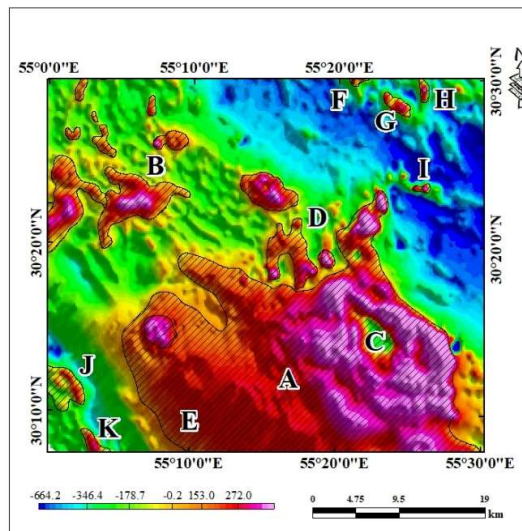
آذرین این منطقه است. در نقشه‌های میدان مغناطیسی منطقه، بافت نامنظم و سیگنال‌هایی با دامنه قوی و بسامد زیاد وجود دارد که از ویژگی‌های محیط آتشفشانی است (مقدم و همکاران، ۱۳۹۸). عمده‌ترین واحد سنگی موجود در محدوده همین واحد ولکانیکی است. بر اساس نقشه شدت کل میدان مغناطیسی محدوده، چندین بی‌هنجاری مغناطیسی در سراسر محدوده مطالعاتی شهرباک مشاهده می‌شود. این بی‌هنجاری‌ها در نقشه شکل ۵ با هاشور مشخص شده‌اند.

۵ تفسیر زمین‌شناسی داده‌های مغناطیس هوایی محدوده شهرباک

داده‌های مغناطیس هوایی برای اکتشاف ذخایر مس پورفیری بسیار سودمند هستند؛ زیرا این داده‌ها منطقه وسیعی را پوشش می‌دهند و به کمک آنها می‌توان واحدهای نفوذی و خطواره‌هایی را مشخص کرد که با کانی‌سازی مس پورفیری ارتباط دارند (گران، ۱۹۸۵؛ وودز و بوستر، ۱۹۸۵؛ فیچلر و همکاران، ۱۹۹۹؛ روی و

می‌کند که با توجه به زاویه میل ۴۴/۹۶ درجه و انحراف ۰/۷۱ درجه میدان مغناطیسی، امری بدیهی است. شکل ۵ نقشه برگردان به قطب داده‌های مغناطیس هوایی محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. زاویه میل و انحراف استخراج شده از سایت IGRF مربوط به سال ۲۰۱۰ است.

محاسبه و به داده‌های مغناطیسی واقع در قطب شمال تبدیل می‌کند. این عمل تأثیر زاویه میل مغناطیسی را حذف می‌کند یا به حداقل می‌رساند و میدان مغناطیسی را درست در بالای توده مولد قرار می‌دهد. فیلتر برگردان به قطب تغییرات زیادی در شکل توده‌های مغناطیسی منطقه تولید



شکل ۵. نقشه برگردان به قطب داده‌های مغناطیسی در محدوده شهر بابک

دیوریت، گابرو و سنگ‌های اولترابازیکی متوسط تا زیاد است. سنگ‌های دگرگونی شامل گنیس، شیست، ماسه‌سنگ‌های دگرگونی، ماربل و هورنفلس خودپذیری مغناطیسی و مغناطیس باقیمانده بسیار ضعیفی دارند (ژیائو و وانگ، ۲۰۱۴). بزرگ‌ترین بی‌هنجاری محدوده که مربوط به سنگ‌های ولکانیک آندزیتی است، در قسمت مرکزی آن قرار دارد. این سنگ‌ها خاصیت مافیک دارند و بی‌هنجاری مغناطیسی متوسط تا زیادی نشان می‌دهند. این بی‌هنجاری با حرف A در شکل ۵ نشان داده شده است. در قسمت مرکزی و شمالی این واحد زمین‌شناسی، اثر مغناطیس‌زدایی مشاهده می‌شود که با دگرسانی‌های استخراج شده از محدوده مطالعاتی مربوط به اثر دگرسانی در این واحد ولکانیک همخوانی دارد. این موضوع

سنگ‌های رسوبی موجود در محدوده مورد مطالعه شامل ماسه‌سنگ، کنگلومرا و آهک است. این سنگ‌ها خودپذیری مغناطیسی و مغناطیس باقیمانده ضعیفی دارند؛ بنابراین بی‌هنجاری مغناطیسی آنها هم ضعیف است. تغییرات خودپذیری در سنگ‌های ولکانیکی و آذرین درونی بسیار زیاد است و به نسبت کانی‌های سازنده آنها بستگی دارد. به‌طور کلی سنگ‌های ولکانیک و نفوذی که کانی‌های مافیک بیشتر و فلسیک کمتری دارند، خودپذیری مغناطیسی بیشتری از خود نشان می‌دهند و سنگ‌های ولکانیک و درونی شامل توف، پورفیری‌ها، برش‌های ولکانیکی، گرانیت و گرانودیوریت خودپذیری مغناطیسی ضعیفی دارند. خودپذیری مغناطیسی سنگ‌های ولکانیک و نفوذی مافیک و اولترامافیک شامل آندزیت،

تراکی بازالت سنگ مافیک هستند و خاصیت مغناطیسی متوسط تا شدیدی دارند و با توجه به اینکه اثر مغناطیس-زدایی در بخش‌هایی از آن مشاهده می‌شود، می‌توان این اثر را به دگرسان شدن این واحد نسبت داد؛ از این رو مناطق مذکور، مستعد کانی‌سازی مس هستند.

۶ استخراج خطواره‌ها و ساختارهای مغناطیسی

شناسایی ساختارهای خطی به‌خصوص سامانه‌های گسل و درزه به دلیل ارتباط با سیالات گرمایی، از نظر اکتشافات معدنی حائز اهمیت است. گسل‌ها فعالیت زمین‌ساختی زیادی دارند و نواحی خردشده مناسبی را برای کانی‌سازی مس پورفیری فراهم می‌کنند. این محل‌ها می‌توانند معابر مناسبی برای نفوذ سیالات کانه‌دار و کانه‌زایی باشند؛ پس کلیدهای مناسبی جهت شناخت و اکتشاف ذخایر معدنی محسوب می‌شوند.

برای مکان‌یابی مرکز و لبه بی‌هنجاری‌ها از مفهوم زاویه تیلت (tilt derivative) (TDR) استفاده می‌شود. مقدار بیشینه دامنه زاویه تیلت، روی ساختار و مقدار صفر دامنه، روی مرز بی‌هنجاری قرار می‌گیرد. در محاسبات عددی، تانژانت زاویه تیلت برابر است با نسبت گرادیان قائم (VDR) به قدر مطلق دامنه گرادیان افقی (THDR) (میلر و سینگ، ۱۹۹۴):

$$TDR = \arctan\left(\frac{VDR}{THDR}\right)$$

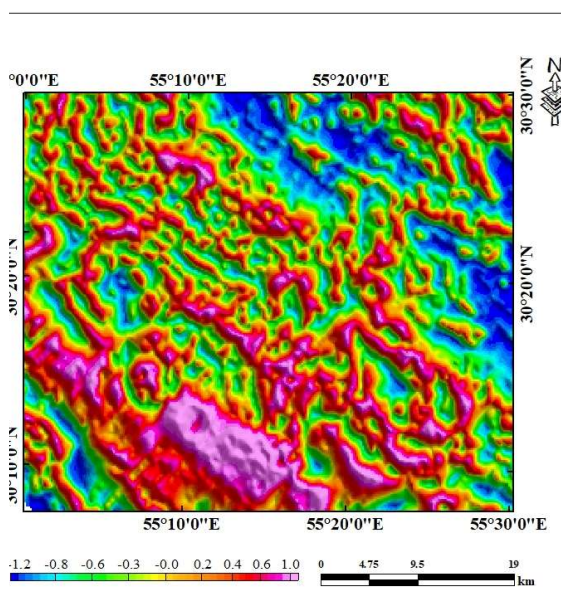
از آنجایی که زاویه تیلت از نسبت مشتق قائم به افقی محاسبه می‌شود، نتایج برحسب رادیان یا درجه است؛ بنابراین با تکیه بر این نتایج نمی‌توان اطلاعاتی درباره شدت میدان ژئومغناطیسی یا خودپذیری بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به‌دست آورد. نتایج زاویه تیلت به بازه $\frac{\pi}{2}$ تا $\frac{\pi}{2}$ محدود می‌شود و این فیلتر وابستگی شدیدی به زاویه میل دارد؛ لذا بهتر است بر میدان منتقل شده به قطب اعمال و بررسی شود. به همین جهت داده‌های مغناطیس هوایی شهر بابک با اعمال

همپوشانی مطلوبی با نقشه دگرسانی استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای دارد (شکل ۳). این نواحی با حروف B و D مشخص شده‌اند. قسمت جنوبی این بی‌هنجاری (حرف E در شکل ۵) بر رسوبات عهد حاضر منطبق است و به‌نظر می‌رسد این بی‌هنجاری ناشی از واحدهای آتشفشانی مخفی در زیر رسوبات باشد. قسمت شمالی آتشفشان بیدخوان خاصیت مغناطیسی ضعیفی نشان می‌دهد که با تکیه بر تصاویر ماهواره‌ای استر، این اثر مغناطیسی‌زدایی به دلیل گسترش دگرسانی در این قسمت است (ناحیه C). همچنین چندین بی‌هنجاری مغناطیسی در شمال غرب محدود شده مشاهده می‌شود که مربوط به واحدهای تراکی بازالت و تراکی آندزیت است. البته به‌نظر می‌رسد به دلیل گسترش دگرسانی در واحد مذکور، در بیشتر قسمت‌های آن اثر مغناطیس‌زدایی وجود دارد. همان‌طور که اشاره شد، گسترش دگرسانی در این نواحی اثر مغناطیسی این سنگ‌ها را از بین برده است. در مرز شرقی واحد تراکی آندزیت، واحد آندزیت بازالت وجود دارد که با توجه به ماهیت مافیک این واحد، باید خاصیت مغناطیسی شدیدی از خود نشان دهد، اما عکس این پدیده و اثر مغناطیس‌زدایی در این واحد مشاهده می‌شود که دگرسانی‌های استخراج شده از تصاویر استر مؤید این موضوع است. در قسمت شمال محدود شده چند بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده می‌شود که در زمینه میدان مغناطیسی ضعیف قرار دارند. با توجه به اینکه سنگ بستر محدود فلیش است، به‌نظر می‌رسد این بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مربوط به واحدهای آذرینی باشند که زیر رسوبات مخفی شده‌اند (بی‌هنجاری‌های I، H، G و F). در جنوب غرب محدوده مطالعاتی چند بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده می‌شود که با واحد تراکی آندزیت همپوشانی دارند. قسمت‌هایی از این بی‌هنجاری‌ها را واحد رسوبات کواترنری پوشانده است و به‌نظر می‌رسد واحد تراکی آندزیت در زیر این رسوبات گسترش دارد (بی‌هنجاری‌های J و K). واحدهای تراکی آندزیت و

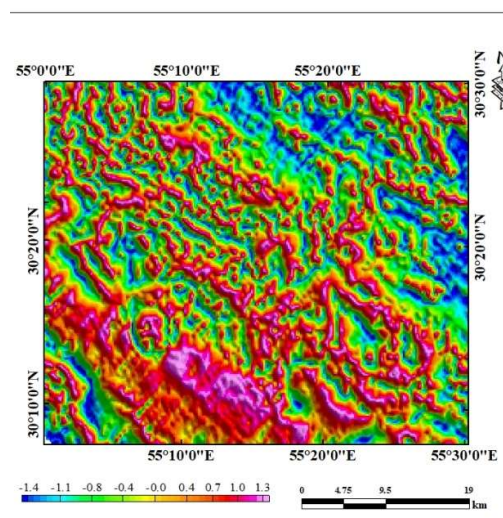
به‌طور کلی برای شناسایی گسل‌های مغناطیسی باید به مرز بین دو بی‌هنجاری منفی و مثبت در نقشه زاویه تیلت (مقادیر صفر) توجه شود. علاوه بر این در نقشه زاویه تیلت باید به هرگونه نواحی خطی و باریک، قطع ناگهانی، پله‌ها و ناپوستگی‌ها و همچنین جابه‌جایی‌های تند توجه کرد (کروهون و همکاران، ۲۰۰۴). در شکل ۷ نقشه ساختارهای خطی و بی‌هنجاری‌های مغناطیسی حاصل از داده‌های مغناطیس هوایی آورده شده است. طبق این نقشه عمده اندیس‌های کانی‌سازی مس شناخته شده در محدوده مورد مطالعه در امتداد خطواره‌های مغناطیسی حاصل از فیلتر زاویه تیلت و همچنین در مجاورت بی‌هنجاری مغناطیسی استخراج شده از فیلتر برگردان به قطب قرار دارد. همان‌گونه که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، مناطقی که خطواره‌های متراکمی دارند، بر دگرسانی‌های استخراج شده از تصاویر استر منطبقند. گفتنی است در نقشه مغناطیس هوایی محدوده شهر بابک، در این مناطق اثر مغناطیس‌زدایی دیده می‌شود.

فیلتر برگردان قطب، به قطب منتقل شدند تا اثر زاویه میل مغناطیسی حذف شود. سپس فیلتر زاویه تیلت بر داده‌های منتقل شده به قطب اجرا شد. در شکل‌های ۶- الف تا ۶- د به ترتیب نقشه زاویه تیلت محدوده مورد مطالعه، نقشه زاویه تیلت داده‌های مغناطیسی محدوده با فیلتر ادامه فراسو به میزان ۲۰۰ متر، نقشه زاویه تیلت داده‌های مغناطیسی محدوده با فیلتر ادامه فراسو به میزان ۵۰۰ متر و نقشه زاویه تیلت داده‌های مغناطیسی محدوده با فیلتر ادامه فراسو به میزان ۱۰۰۰ متر نشان داده شده است. همان‌طور که در این نقشه‌ها مشاهده می‌شود، روند بیشتر ساختارها شمال غربی- جنوب شرقی است.

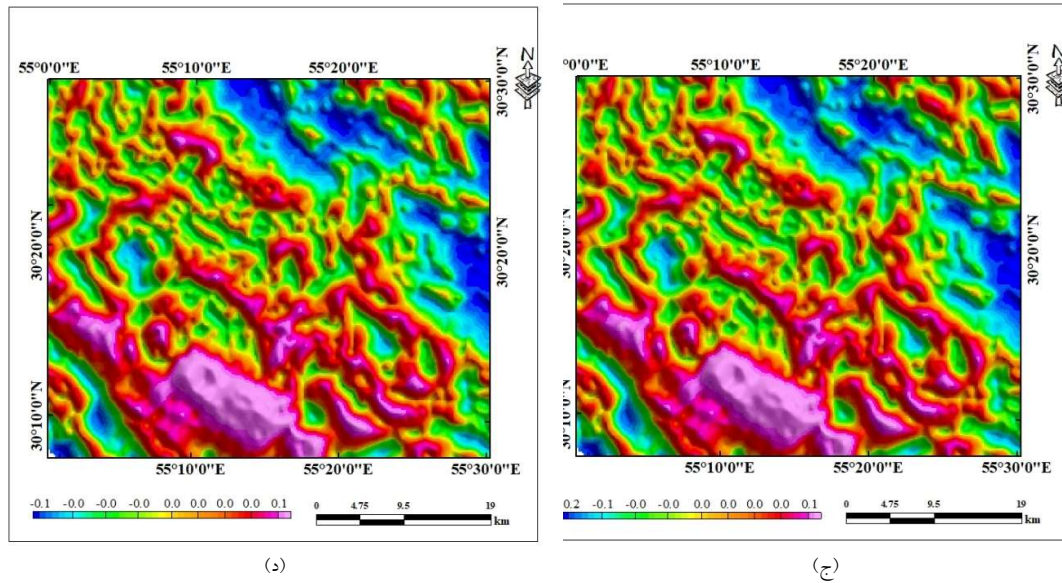
فیلتر زاویه تیلت ابزاری مناسب و کاربردی برای شناسایی گسل‌ها و ساختارها با استفاده از داده‌های مغناطیسی است؛ بنابراین جهت استخراج خطواره‌ها و ساختارهای مغناطیسی و بررسی ارتباط آنها با کانی‌زایی مس پورفیری در محدوده مطالعاتی شهر بابک، از فیلتر مزبور برای داده‌های مغناطیس هوایی استفاده شد.



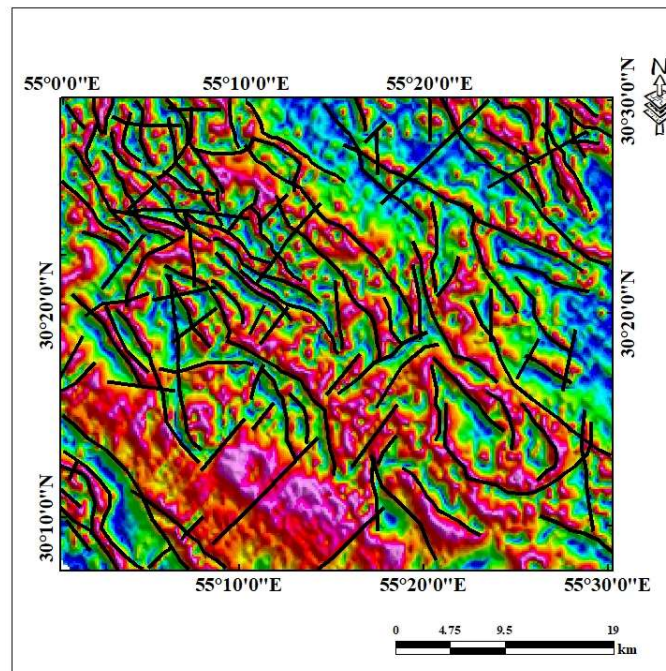
(ب)



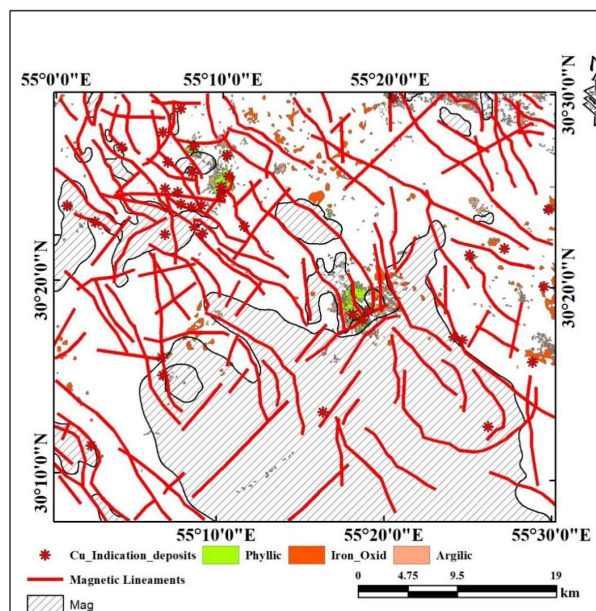
(الف)



شکل ۶. الف) نقشه مشتق زاویه تیلت داده‌های محدوده شهرباک (ب) نقشه مشتق زاویه تیلت با ارتفاع ادامه فراسو ۲۰۰ متر (ج) نقشه مشتق زاویه تیلت با ارتفاع ادامه فراسو ۵۰۰ متر (د) نقشه مشتق زاویه تیلت با ارتفاع ادامه فراسو ۱۰۰۰ متر.



شکل ۷. نقشه خطواره‌های مغناطیسی استخراج‌شده از محدوده شهرباک.



شکل ۸. نقشه ساختارهای مغناطیسی استخراج شده از محدوده شهر بابک.

۷ نتیجه‌گیری

بی‌هنجاری‌ها یا در مجاورت آنها قرار دارد. همچنین در واحدهای آذرین محدوده مورد مطالعه اثر مغناطیس‌زدایی مشاهده می‌شود که با توجه به ماهیت مافیک این واحدها، شدت میدان مغناطیسی آنها اغلب متوسط تا زیاد است. وجود پدیده مغناطیس‌زدایی در این واحدها نشانه گسترده‌گی دگرسانی در این واحدها و مستعد بودنشان برای میزبانی کانی‌سازی مس پورفیری است. از مقایسه نتایج این مطالعه با دگرسانی‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای استر می‌توان دریافت همخوانی مناسبی بین مناطق مغناطیس‌زدا و دگرسانی‌ها وجود دارد. همچنین با استفاده از فیلتر زاویه تیلت و اعمال فیلتر ادامه فراسو به میزان ۲۰۰، ۵۰۰ و ۱۰۰۰ متر بر این فیلتر، خطواره‌های مغناطیسی موجود در محدوده مورد مطالعه و گسل‌های عمیق استخراج شدند. بر اساس نتایج استفاده از فیلتر زاویه تیلت، عمده ساختارهای مغناطیسی موجود در محدوده مورد مطالعه روند شمال غربی- جنوب شرقی دارند و بیشتر اندیس‌های مس شناخته‌شده، در امتداد خطواره‌های مغناطیسی موجود در محدوده یا در محل تراکم این

در این مطالعه از داده‌های مغناطیس هوایی سازمان انرژی اتمی ایران که در سال ۱۹۷۷ و با فاصله خطوط ۵۰۰ متر و ارتفاع ۱۲۰ متر برداشت شده است، برای استخراج ساختارهای مغناطیسی در محدوده مطالعاتی شهر بابک استفاده شده است. جهت نیل به این هدف ابتدا نقشه شدت میدان باقیمانده داده‌های مغناطیسی محدوده مورد مطالعه ترسیم شد. بر اساس این نقشه، چندین بی‌هنجاری مغناطیسی در محدوده مطالعاتی مشاهده شد. در ادامه، برای حذف زاویه میل میدان مغناطیسی، فیلتر برگردان به قطب بر داده‌های شدت میدان کل اجرا شد. چون زاویه میل ۴۴/۹۶ درجه است، جابه‌جایی زیادی در این بی‌هنجاری‌ها بر اثر اعمال فیلتر برگردان به قطب مشاهده می‌شود. از نقشه برگردان به قطب جهت استخراج بی‌هنجاری‌های مغناطیسی موجود در محدوده مطالعاتی شهر بابک استفاده شد. با مقایسه محل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و موقعیت اندیس‌های مس شناخته‌شده در محدوده مطالعاتی این نتیجه حاصل می‌شود که عمده کانی‌سازی روی این

- Baranov, V., and Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, **29**, 67-79.
- Behn, G., Camus, F., Carrasco, P., and Ware, H., 2001, Aeromagnetic signature of porphyry copper systems in Northern Chile and its geologic implications: *Economic Geology*, **96**(2), 239-248.
- De Oliveira, D. C., Dall'Agnol, R., Corrêa da Silva, J. B., and Costa de Almeida, J. A., 2008, Gravimetric, radiometric, and magnetic susceptibility study of the Paleoproterozoic Redenção and Bannach plutons, eastern Amazonian Craton, Brazil: Implications for architecture and zoning of A-type granites: *Journal of South American Earth Sciences*, **25**, 100-115.
- Forster, H., 1978, Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran: *Journal of the Geological Society of London*, **135**, 443-455.
- Guan, Z. N., 2005, *Geomagnetic Field and Magnetic Exploration*: Geological Publishing House, Beijing.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B., and Saad, A. H., 2013, *Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices and Applications*: Cambridge University Press, New York.
- Miller, H. G., and Singh, V., 1994, Potential field tilt - A new concept for location of potential field sources: *Journal of Applied Geophysics*, **32**, 213-217.
- Mohamed, A., Abdelrady, M., Alshehri, F., Mohammed, M. A., and Abdelrady, A., 2022, Detection of mineralization zones using aeromagnetic data: *Applied Sciences*, **12**, 9078.
- Ranjbar, H., Hassanzadeh, H., Torabi, M., and Ilaghi, O., 2001, Integration and analysis of airborne geophysical data of the Darrehzar area, Kerman Province, Iran, using principal component analysis: *Journal of Applied Geophysics*, **48**(1), 33-41, ISSN 0926-9851.
- Riahi, S., Abedi, M., and Bahroudi, A., 2021, Integration of airborne geophysics and satellite imagery data for exploration targeting in porphyry Cu systems: *Chahargonbad district, Iran: Geophysical Prospecting Journal*, **99**(5), 1116-1137.
- Riahi, S., Bahroudi, A., Abedi, M., and Aslani, S., 2022, Hybrid outranking of geospatial data: Multi attributive ideal-real comparative analysis and combined compromise solution: *Geochemistry*, **82**(3), 125898.
- Roy, B., and Clowes, R. M., 2000, Seismic and خط‌واره‌ها قرار دارند؛ بنابراین اغلب نواحی امیدبخش در قسمت شمال غرب محدوده واقع هستند و با توجه به وجود واحد مافییک آندزیتی (ناحیه B) در این قسمت، اثر مغناطیس‌زدایی مشاهده می‌شود. همچنین در قسمت شمال محدوده، در بستر فلیشی چند بی‌هنجاری مغناطیسی (بی‌هنجاری‌های I_H و G و F) مشاهده می‌شود که مربوط به واحد نفوذی هستند. در قسمت C و D در واحد ولکانیک آندزیتی، اثر مغناطیس‌زدایی دیده می‌شود که مربوط به پدیده دگرسانی است و مستعد کانی‌سازی مس است. نواحی J و K با توجه به نقشه زمین‌شناسی و وجود واحد آندزیتی و همچنین اثر مغناطیس‌زدایی در نقشه میدان مغناطیسی، نواحی مستعدی برای بررسی کانی‌سازی مس هستند.
- ### منابع
- اصفهان‌نی نژاد، م.، رحیمی، م.، ۱۳۷۹، تهیه نقشه پتانسیل مواد معدنی در گستره برکه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهر بابک با بهره‌گیری از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS): گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مقدم، م.، فنای خیرآباد، غ.، میرزایی، س.، عابدی، م.، ۱۳۹۸، تفسیر داده‌های مغناطیس هوایی به منظور تخمین عمق پی‌سنگ مغناطیسی و گسل‌های پنهان در منطقه بصیران، خراسان جنوبی: فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، **۵۱**، ۱۱۱-۱۲۸.
- Anderson, E. D., Hitzman, M. W., Monecke, T., Bedrosian, P. A., Shah, A. K., and Kelley, K. D., 2013, Geological analysis of aeromagnetic data from southwestern Alaska: Implications for exploration in the area of the Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit: *Economic Geology*, **108**, 421-436.
- Anderson, E. D., Zhou, W., Li, Y. G., Hitzman, M. W., Monecke, T., Lang, J. R., and Kelley, K. D., 2014, Three-dimensional distribution of igneous rocks near the Pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit in southwestern Alaska: Constraints from regional-scale aeromagnetic data: *Geophysics*, **79**, B63-B79.

- deposits exploration: *Ore Geology Reviews*, **80**, 1042-1055, ISSN 0169-1368.
- Yousefi, M., and Carranza, E. J. M., 2015, Fuzzification of continuous-value spatial evidence for mineral prospectivity mapping: *Computers & Geosciences*, **74**, 97-109.
- Zarasvandi, A., Liaght, S., and Zentilli, M., 2005, Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, super porphyry copper and gold deposits, A global perspective: PGC publishing Adelaide, **2**, 441-452.
- potential-field imaging of the Guichon Creek batholith, British Columbia, Canada, to delineate structures hosting porphyry copper deposits: *Geophysics*, **65**, 1418-1434.
- Sillitoe, R. H., 2010, Porphyry copper systems: *Economic Geology*, **105**, 3-41.
- Woods, K. T., and Webster, S. S., 1985, Geophysical signature of gold and porphyry copper mineral deposits in the Lachlan Fold Belt, NSW: 4th ASEG Conference, 325-331.
- Xiao, F., and Wang, Z., 2017, Geological interpretation of Bouguer gravity and aeromagnetic data from the Gobi-desert covered area, Eastern Tianshan, China: Implications for porphyry Cu-Mo polymetallic

اثر کامل بودن اطلاعات توصیفی از زمین لرزه در تعیین شدت آن با تمرکز بر زمین لرزه اردکول قائن (۲۰ اردیبهشت ۱۳۷۶)، ایران

حمیده امینی^{*۱}

^۱ استادیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۱۴۰۲/۰۶/۲۷، پذیرش: ۱۴۰۲/۰۹/۰۴)

چکیده

زمین لرزه اردکول قائن در ۲۰ اردیبهشت ۱۳۷۶ به وقوع پیوست. بزرگای بیش از ۷ این زمین لرزه موجب شد توجه متخصصان به آن جلب و طی گزارش‌هایی جنبه‌های مختلف آن بررسی شود. از جمله اطلاعاتی که در برخی از گزارش‌های منتشر شده وجود دارد، توصیفاتی از میزان تخریب و خسارات ساختمانی و میزان تغییرات محیطی ناشی از رخداد زمین لرزه است. در این مطالعه، با هدف بررسی اثر کامل بودن گزارش‌های توصیفی زمین لرزه‌ها، اطلاعات چندین گزارش شامل توصیفات منتشر شده از این زمین لرزه، هر یک جداگانه بررسی شدند. با استناد به نتایج این بررسی، توصیف‌های دقیق و کامل در هر گزارش زمین لرزه، از ارکان اساسی برآورد دقیق و باکیفیت نتایج است؛ بنابراین توصیه می‌شود متخصصان رشته‌های مختلف با در نظر گرفتن هم‌زمان کلیه تغییرات حاصل از رخداد زمین لرزه، از جمله میزان تخریب و خسارات ساختمان‌های با سازه‌های مختلف (خشت‌وگلی، فلزی، بتونی، چوبی و...) و میزان تغییرات محیطی ناشی از رخداد زمین لرزه (جابه‌جایی، روانگرایی، لغزش و...)، برای هر یک از شهرها و روستاهای تأثیر پذیرفته از رخداد زمین لرزه گزارش‌های جامعی تهیه کنند تا با استفاده از این اطلاعات، علاوه بر تعیین دقیق شدت رخداد، امکان تخمین دقیق‌تری از پارامترهای مه‌لرزه‌ای زمین لرزه نیز فراهم شود.

کلمه‌های کلیدی: زمین لرزه، اردکول قائن، شدت زمین لرزه، اطلاعات توصیفی، ایران

۱ مقدمه

زلزله‌شناسی علمی نوپا محسوب می‌شود؛ به گونه‌ای که با وجود مطالعات گوناگون انجام شده در سراسر جهان برای درک بهتر و عمیق‌تر وقوع زمین‌لرزه‌ها با بزرگ‌گای متفاوت در مناطق مختلف، همچنان این موضوع به بررسی‌های بیشتر و دقیق‌تری نیاز دارد. از جمله اطلاعاتی که پس از رخداد هر زمین‌لرزه مورد توجه همگان قرار می‌گیرد و در برخی از گزارش‌های شناسایی ارائه می‌شود، توصیفاتی از میزان تخریب و خسارات ساختمانی و تغییرات محیطی ناشی از زمین‌لرزه است. هر گزارش توصیفی از یک زمین‌لرزه می‌تواند یکی از منابع استخراج اطلاعات و پارامترهای مه‌لرزه‌ای زمین‌لرزه باشد. این اطلاعات، به‌طور خاص، جهت استخراج اطلاعات مرتبط با زمین‌لرزه‌های تاریخی شایان توجه هستند. متخصصان علاقمند به این حیطه، جهت برآورد شدت زمین‌لرزه‌ها از اطلاعات توصیفی زمین‌لرزه‌های رخ داده استفاده می‌کنند. با استناد به آنکه توصیفات منتشرشده از رخدادهایی با بزرگ‌گای متفاوت به میزان اطلاعات موجود از زمین‌لرزه‌ها وابسته هستند، پژوهشگران، با توجه به این توصیفات، انواع مقیاس‌های شدت را در دوره‌های زمانی مختلف معرفی کرده‌اند. مبنای اصلی این مقیاس‌ها، میزان اثرگذاری زمین‌لرزه بر ساختمان‌های دست‌ساز بشر بوده است. توصیفات مقیاس‌های اولیه شدت، تنها بر مبنای میزان تخریب و خسارات ساختمانی ناشی از رخداد زمین‌لرزه (آمبرسیز و ملویل، ۱۹۸۲؛ ریشتر، ۱۹۵۸؛ وود و نیومن، ۱۹۳۱؛ مدودف و همکاران، ۱۹۶۴ و گرونتال، ۱۹۹۲، ۱۹۹۸) بودند؛ کامل‌ترین این توصیفات را گرونتال (۱۹۹۸) ارائه کرده است که همچنان به‌منظور برآورد شدت در مناطق مختلف جهان از آن استفاده می‌شود (برای مثال، فولسبر-پیگات و اسپنس،

۲۰۱۳؛ امینی و همکاران، ۲۰۱۷ الف، ب و دل‌مز و همکاران، ۲۰۲۳). در ادامه، برخی متخصصان هم‌زمان با لحاظ کردن میزان خسارات ساختمان، میزان اثرگذاری زمین‌لرزه بر محیط اطراف را هم مدنظر قرار دادند (برای مثال، میچتی و همکاران، ۲۰۰۷ و گُریری و همکاران، ۲۰۱۵)؛ بنابراین، در صورت وجود توصیفاتی از میزان آثار زمین‌لرزه، برآورد شدت در رومرکز و مناطق مختلف تأثیرپذیرفته از زمین‌لرزه امکان‌پذیر می‌شود. در زمان برآورد هر یک از مقادیر شدت، هرچه اطلاعات توصیفی جمع‌آوری شده مرتبط با منطقه زمین‌لرزه، بیشتر باشد، نتایج نهایی نیز با دقت بیشتری برآورد خواهد شد.

با استناد به گزارش‌های مختلف موجود از زمین‌لرزه ۲۰ اردیبهشت ۱۳۷۶ (۱۰ مه سال ۱۹۹۷ میلادی) با بزرگ‌گای حدود ۷ در منطقه اردکول قائن (شکل ۱)، این زمین‌لرزه، جهت بررسی در مطالعه حاضر انتخاب شد. امینی و همکاران (۲۰۱۸) با بررسی مجموعه توصیفاتی که متخصصان مختلف در گزارش‌های منتشرشده از زمین‌لرزه مذکور ارائه کردند، پارامترهای مه‌لرزه‌ای این زمین‌لرزه را استخراج کردند. در این پژوهش، به‌منظور بیان اثر میزان کامل بودن گزارش در برآوردها و نتایج بررسی زمین‌لرزه‌ها در مطالعات آتی، گزارش‌های منتشرشده بربریان و همکاران (۱۹۹۹)، شادان (۱۳۷۶)، رمزی و همکاران (۱۳۷۶) و شکیب و بیات (۱۳۷۶) در ارتباط با زمین‌لرزه انتخابی، مورد استفاده قرار گرفته و هر یک به‌صورت مجموعه‌ای مستقل بررسی شدند. برای این منظور با استفاده از گزارش‌های منتشرشده توصیفی مربوط به هر یک از شهرها و روستاهای مختلف تأثیرپذیرفته از زمین‌لرزه، مقادیر شدت برای این مناطق و رومرکز زمین‌لرزه، برآورد و نقشه شدت مرتبط با هر یک از مطالعات تهیه شد. نتایج هر کدام از مجموعه داده‌ها به‌صورت مستقل

ارائه خواهد شد تا اثر میزان کامل بودن گزارش های ارائه شده به صورت مستند بررسی شود.

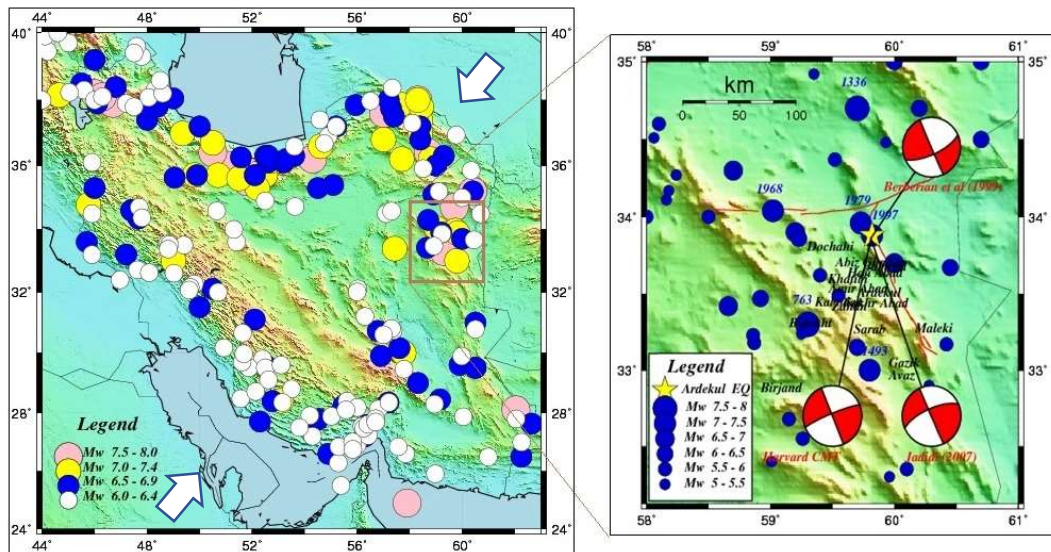
۲ منطقه و زمین لرزه انتخابی

کشور ایران که در منطقه همگرایی دو صفحه عربستان- اوراسیا قرار دارد، در دوره های مختلف زمین شناسی شاهد رخداد زمین لرزه هایی با بزرگای تا حدود ۸ بوده است. زمین لرزه انتخابی در این پژوهش، زمین لرزه صبحگاه روز ۲۰ اردیبهشت ۱۳۷۶ در منطقه اردکول قائن با بزرگای دستگاهی ثبت شده ۷/۳ (جدول ۱) است. این زمین لرزه که در شرق ایران در عمق ۱۳ کیلومتری و طول و عرض جغرافیایی به ترتیب ۵۹/۸۱E و ۳۳/۸۴N رخ داده است (شکل ۱)، از جمله بزرگ ترین زمین لرزه های به وقوع پیوسته در این منطقه است که به علت رخ دادن در زمان اخیر، پژوهشگران مختلف گزارش های متفاوتی برای آن تهیه کرده اند. گزارش های منتشر شده حاوی اطلاعات دستگاهی و مهلزه ای این زمین لرزه هستند. اطلاعات مهلزه ای زمین لرزه مذکور شامل اطلاعات تقریباً کاملی نسبت به سایر زمین لرزه هایی است که در منطقه رخ داده و دربرگیرنده

توصیفات از میزان تخریب و خسارات ساختمانی، تغییرات ایجاد شده در محیط اطراف منطقه رخداد زمین لرزه و میزان احساس شدن زمین لرزه از سوی افراد است. با توجه به اینکه امینی و همکاران (۲۰۱۸) اطلاعات توصیفی این زمین لرزه را به طور کامل شرح داده اند، در این مطالعه تنها به ذکر مثال هایی از آثار زمین لرزه و مقایسه نتایج اکتفا می شود. از میزان اثرگذاری زمین لرزه بر ساختمان ها می توان به تخریب تقریباً کامل در اردکول [که همه گروه های انتخابی گزارش کرده اند (شکل های ۲- الف و ۲- ب)]، اسفوق، حاجی آباد، فخرآباد و بشیران تا ایجاد ترک و شکستگی در دیوارها در گزیک (شکل ۲- ج)، گرماب، شاهرخت، زردان، کبودان، شیرگ و شیرخند اشاره کرد. همچنین تغییرات محیطی متفاوتی ناشی از این زمین لرزه نیز گزارش شده است که از میان آنها می توان به شکستگی و گسلش سطحی در منطقه حاجی آباد (شکل ۳- الف) و زمین لغزش در بیرجند و قائن، که موجب بسته شدن راه های ارتباطی شده بود (شکل ۳- ب)، اشاره کرد. در گزارش های مختلف، به روانگرایی، جابه جایی قطعات سنگ، ترک ها و شکستگی های ایجاد شده در مسیر جاده ها و سایر آثار محیطی اشاره شده است.

جدول ۱. فهرست گزارش مراکز مختلف ثبت زلزله مرتبط با زمین لرزه اردکول قائن.

	عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	عمق	M _w	m _b	M _s
USGS	۳۳/۸۲	۵۹/۸۱	-	۷/۳	۶/۴	۷/۳
ISC	۳۳/۸۸	۵۹/۸۲	۱۰	۷/۱۸	۶/۲	۷
GCMT	۳۳/۵۸	۶۰/۰۲	۱۵	۷/۲	۶/۴	۷/۳
EHB	۳۳/۸۴	۵۹/۸۱	۱۲/۶	-	۶/۲	-



شکل ۱. (چپ) موقعیت منطقه مورد مطالعه در شرق ایران. زمین‌لرزه‌هایی که بزرگای بیش از ۶ دارند، در شکل با رنگ‌های متفاوت نشان داده شده‌اند. فلش‌های سفیدرنگ جهت همگرایی صفحات اوراسیا و عربستان را نشان می‌دهند. (راست) موقعیت زمین‌لرزه‌ها با بزرگای بیشتر از ۵ در منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت زمین‌لرزه ۱۳۷۶ اردکول قائن و سازوکارهای کانونی برآوردشده در مراجع مختلف (اطلاعات دقیق‌تر در جدول ۱).



شکل ۲. تصاویری از میزان تخریب و خسارت زمین‌لرزه در منطقه اردکول قائن. (الف) گزارش شده در نیکزاد و همکاران (۱۳۷۶) (ب) گزارش گروه بازدیدکننده اعزامی از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (ج) تصویری از میزان خسارت ایجادشده از زمین‌لرزه در منطقه گزیک.



شکل ۳. مثال‌هایی از تغییرات محیطی ایجادشده ناشی از رخداد زمین‌لرزه. (الف) تصویری از گسلش سطحی در منطقه حاجی‌آباد برگرفته از رمزی و همکاران (۱۳۷۶) (ب) زمین‌لغزش در منطقه بیرجند و قائن (گزارش گروه بازدیدکننده اعزامی از پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله).

۳ روش تحقیق

در این مطالعه، اطلاعات توصیفی گزارش شده مربوط به هریک از شهرها و روستاهای تأثیرپذیرفته از زمین لرزه سال ۱۳۷۶ در منطقه اردکول قائن، از گزارش‌ها، کتاب‌ها و سایر مستندات موجود جمع‌آوری شد. جهت دستیابی به هدف این بررسی، مقادیر شدت در هریک از مناطق تأثیرپذیرفته از رخداد، برآورد و با نتایج برآورد شده در گزارش‌های بربریان و همکاران (۱۹۹۹)، شادان (۱۳۷۶)، رمزی و همکاران (۱۳۷۶) و شکیب و بیات (۱۳۷۶) به صورت مجموعه‌هایی مستقل مقایسه شد. با تمرکز بر دو مقیاس که کامل‌ترین مقیاس‌های مورد استفاده جهانی از نظر ارائه درجات مختلف شدت بر مبنای میزان تخریب و خسارات ساختمانی تغییرات محیطی (European Macroseismic Scale, EMS) و میزان تغییرات محیطی (Environmental Seismic Intensity Scale, ESI) هستند، مقادیر شدت برآورد شد. مقیاس EMS در مرجع گروناتال (۱۹۹۲) معرفی شد و در مقاله گروناتال (۱۹۹۸) بهبود یافت. مقیاس ESI را میچتی و همکاران (۲۰۰۴) معرفی و در ۲۰۰۷ تکمیل کردند و گتیر و همکاران (۲۰۱۵) بهبود دادند و تکمیل‌تر کردند. در این بررسی، پس از جمع‌آوری توصیفات مرتبط، مقادیر شدت مربوط به هریک از شهرها و روستاهای مدنظر تعیین می‌شود. توصیفات بر اساس توضیح ذکر شده برای مقیاس‌ها در نظر گرفته می‌شوند و مطابق توصیفات گزارش شده و دو مقیاس اصلی انتخابی، برای هر منطقه شدت‌های مرتبط نسبت داده می‌شود. در بررسی میزان تخریب و خسارات ساختمانی مطابق مقیاس EMS، تا حد امکان با لحاظ کردن انواع ساختمان‌ها، تغییرات ایجاد شده در آنها ناشی از رخداد زمین لرزه مدنظر قرار می‌گیرد و شدت، منطبق با توصیف گزارش شده برای هر منطقه تأثیرپذیرفته برآورد می‌شود.

گفتنی است در هر منطقه شدت متفاوتی از زمین لرزه دریافت می‌شود. در بررسی تغییرات محیطی، مطابق مقیاس ESI، کلیه تغییرات شامل مقدار جابه‌جایی، ترک، شکستگی، سنگ‌لغزش، زمین‌لغزش، روانگرایی و سایر شواهد مرتبط با زمین لرزه لحاظ و با توجه به مقادیر گزارش شده برای هریک از آنها، مقادیر شدت برآورد می‌شوند. همچنین برای مناطقی که توصیفی از آنها گزارش نشده و تنها عدد شدت گزارش شده است، جهت برآورد شدت در مقیاس واحد، مقادیر شدت مطابق نتایج پژوهش امینی و زارع (۲۰۱۶) برآورد و در انتها، برای هریک از مناطق، عددی برای شدت در مقیاس شدت واحد EMS-ESI منظور می‌شود. در ادامه، با استفاده از هریک از گزارش‌های منتشر شده به صورت مستقل، نتایج نهایی برآورد شدت به صورت نقشه شدت ارائه خواهد شد.

۴ بحث

همان‌طور که اشاره شد، در گزارش‌ها، برخی از تخریب و خسارت‌های ساختمانی (شکل ۲) و تغییرات محیطی (شکل ۳) متفاوت بصورت یکسانی ذکر شده است که می‌توان آنها را با اطمینان به کاربرد. در گزارش‌هایی منتشر شده از زمین لرزه‌ها، برای کلیه یا برخی از شهرها و روستاهای تأثیرپذیرفته از رخداد زمین لرزه، بدون ذکر توصیفات، تنها به ذکر عددی در مقیاس شدت مشخص، اکتفا می‌شود. با مدنظر قرار دادن مقیاس مورد استفاده، از این مقادیر می‌توان عیناً یا با استفاده از تبدیلات و تبدیل به مقیاس شدت مدنظر استفاده کرد (امینی و زارع، ۲۰۱۶). مجموعه توصیفات کامل منتشر شده مرتبط با این زمین لرزه در پژوهش امینی و همکاران (۲۰۱۸) ارائه شده است. در این بررسی، از بین منابع موجود، چهار منبع بربریان و همکاران (۱۹۹۹)، شادان

(۱۳۷۶)، رمزی و همکاران (۱۳۷۶) و شکیب و بیات (۱۳۷۶) انتخاب شدند. این منابع که سه مورد آخر آن جهت ارائه گزارش زمین‌لرزه از طرف سازمان نظام مهندسی استان خراسان، مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن و مرکز مطالعات مقابله با سوانح طبیعی ایران منتشر شده‌اند، توصیفات کامل‌تری نسبت به سایر منابع داشتند و به آثار زمین‌لرزه در مناطق مختلف اثرپذیرفته از این رخداد اشاره کرده‌اند.

مطابق آنچه گفته شد، هریک از این مجموعه اطلاعات داده مستقلی از اطلاعات توصیفی زمین‌لرزه فرضی هستند. گفتنی است در این بررسی، از مقادیر شدت VII و بیشتر استفاده شد و به‌علت نبود خطر ناشی از زمین‌لرزه در منطقه تأثیرپذیرفته با کمتر از این مقدار شدت، مقادیر کمتر لحاظ نشدند. موقعیت‌هایی که تحت تأثیر رخداد زمین‌لرزه قرار گرفته‌اند و دست‌کم در دو منبع استفاده‌شده از آنها نام برده شده و/یا توصیفات از زمین‌لرزه برای آنها ذکر شده است، در جدول ۲ ارائه شده‌اند. مقادیر شدت ارائه‌شده برای هریک از موقعیت‌ها، با مدنظر قرار دادن کلیه توصیفات ذکر شده در منابع مختلف برآورد شده‌اند و اگر برای موردی در منبعی اطلاعات توصیفی موجود نبود، با استفاده از روابط شدت امینی و زارع (۲۰۱۶) تبدیل به شدت واحد مورد استفاده در این پژوهش انجام شده است. در این بررسی هریک از مناطق تأثیرپذیرفته به‌عنوان نقاط داده فرض و نقشه‌های شدت با در نظر گرفتن هریک از منابع به‌طور مستقل تهیه شده‌اند (شکل ۴).

همان‌طور که جدول ۲ و شکل ۴ نشان می‌دهند، پس از وقوع یک رخداد زمین‌لرزه، هرچه از تعداد شهرها و روستاهای بیشتری بازدید شود و در هر بازدید، توصیفات بیشتر و دقیق‌تری از آثار رخداد در منطقه برداشت و در گزارش‌ها منتشر شود، نتایج استخراج‌شده مرتبط با شدت

رخداد از دقت و کیفیت بیشتری برخوردار خواهند بود. با مقایسه نقشه‌های شدت در سه منبع فرهد و همکاران (۱۳۷۶) (شکل ۵-الف)، نیکزاد و همکاران (۱۳۷۶) (شکل ۵-ب) و رمزی و همکاران (۱۳۷۶) (شکل ۵-ج) - که به‌طور مستقل برای زمین‌لرزه سال ۱۳۷۶ تهیه شده بودند - نقشه تهیه‌شده از مجموعه توصیفات منتشرشده از این زمین‌لرزه در این مطالعه (شکل ۵-د)، اختلاف بین مجموعه اطلاعاتی مورد استفاده را می‌توان به‌وضوح تشخیص داد. حال اگر توصیفات گزارش‌شده از زمین‌لرزه از ابتدا کامل و دقیق باشد، می‌توان از همان ابتدا نقشه شدتی با دقت و کیفیت زیاد برای هر رخداد زمین‌لرزه تهیه و در دسترس متخصصان قرار داد.

در اغلب اوقات، زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای زیاد را پژوهشگران مختلف با زمینه‌های تحقیقاتی متفاوت بررسی می‌کنند. در این زمان می‌توان از هم‌پوشانی اطلاعات و توصیفات منتشرشده استفاده و با دقت بیشتری نتایج را برای شدت برآورد کرد؛ بنابراین توصیه می‌شود محققان و بازدیدکنندگان از مناطق زلزله‌زده تا حد امکان تمامی اطلاعات مشاهده‌شده را با ذکر مختصات طول و عرض جغرافیایی آثار مشاهده‌شده منتشر کنند. این نکته حائز اهمیت است که گاهی اوقات زمین‌لرزه بزرگای زیادی ندارد و هنگامی که متخصصان در سازمان‌های مختلف برای بازدید محل زمین‌لرزه و تکمیل اطلاعات به محل رخداد می‌روند، به علت کم بودن آثار و خسارات، توجهی به چگونگی انتشار اطلاعات و توصیفات مشاهده‌شده ندارند. توصیه می‌شود حتی در مورد زمین‌لرزه‌هایی که بزرگای کمتر دارند نیز گزارش‌های کامل منتشر شود. با توجه به اینکه برای همه متخصصان امکان بازدید از تمامی مناطقی که زمین‌لرزه در آنها رخ داده است، به‌ویژه در زمان رخداد

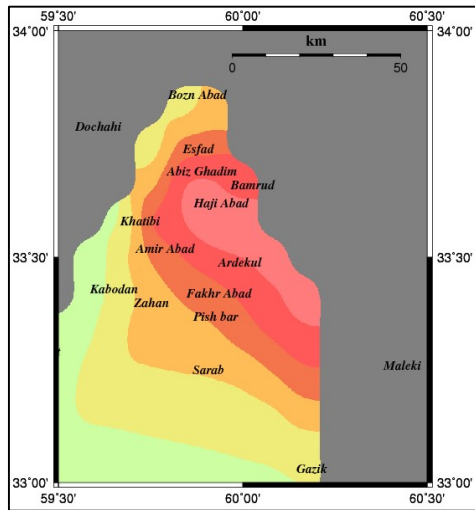
و اگر شامل میزان تغییرات محیطی ایجاد شده (جابه جایی، شکستگی، لغزش، روانگرایی و...) باشد، بر اساس توصیفات گزارش شده در مقیاس جهانی ESI است. مجموعه این اطلاعات به صورت جدولی آماده جهت وارد کردن اطلاعات زمین لرزه در امینی و همکاران (۲۰۱۹) مرتب شده است و می توان از آن در زمان حضور در منطقه تأثیر پذیرفته از زمین لرزه و برداشت اطلاعات استفاده کرد.

زمین لرزه وجود ندارد، توصیه اکید می شود گزارش ها تهیه و منتشر شوند تا بتوان در تکمیل اطلاعات زمین لرزه های منطقه از آنها استفاده کرد.

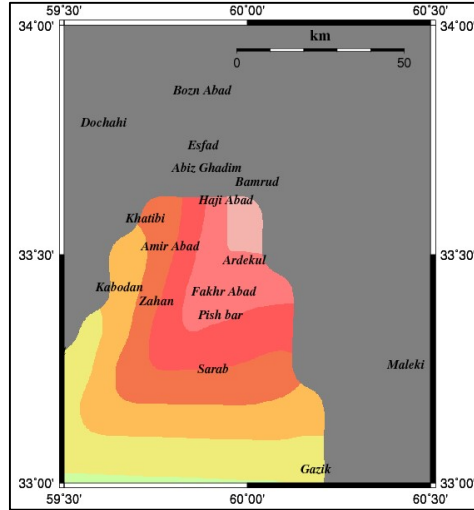
اگر توصیفات مرتبط با یک زمین لرزه شامل میزان تخریب و خسارت ایجاد شده در هریک از انواع ساختمان ها (بنایی، خشت و گلی، بتنی، فلزی، چوبی و...) باشد، با توصیفات گزارش شده در مقیاس جهانی EMS مطابقت دارد

جدول ۲. فهرست شهرها و روستاهای تأثیر پذیرفته از زمین لرزه همراه با مقادیر شدت برآورد شده در مقیاس واحد EMS-ESI (I). این جدول بیانگر موقعیت هایی است که حداقل در دو منبع از منابع مورد استفاده برای آنها توصیفات یا مقادیر شدت ارائه شده است. اعداد ۱ تا ۵ در ردیف اول جدول به منابع اشاره دارند [۱: بربریان و همکاران (۱۹۹۹)؛ ۲: رمضی و همکاران (۱۳۷۶)؛ ۳: شادان (۱۳۷۶)؛ ۴: شکیب و بیات (۱۳۷۶)؛ ۵: این مطالعه (مجموعه توصیفات جمع آوری شده از کلیه گزارش ها)].

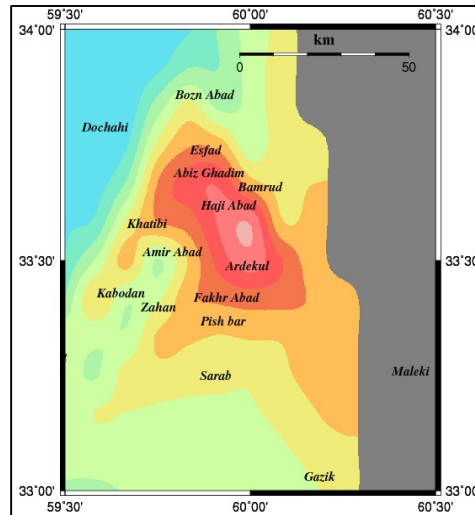
عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	مکان	I	۱	۲	۳	۴	۵
۳۳/۵۵۱	۵۹/۹۵۳	بشیران (Bashiran)	XI			✓		✓
۳۳/۵۰۹	۶۰/۰۱۸	اسفرق (Esfargh)	XI			✓	✓	✓
۳۳/۶۸۳	۵۹/۹۳۳	آبیز قدیم (Abyaz Ghadim)	X		✓	✓	✓	✓
۳۳/۴۸۳	۶۰/۰۴	اردکول (Ardekul)	X		✓	✓		✓
۳۳/۴۶۶	۶۰/۰۶۶	رحیم آباد (Rahim Abad)	X		✓	✓		✓
۳۳/۶۴۷	۵۹/۷۷۹	اسفدن (Esfaden)	X		✓	✓	✓	✓
۳۳/۳۱	۶۰/۲۲۷	تجرود (Tajrud)	X		✓	✓		✓
۳۳/۵۱۲	۶۰/۰۴۷	حسین آباد (Hossein Abad)	X			✓		✓
۳۳/۴۶	۶۰/۱۱	محمد آباد (Mohammad Abad)	X					✓
۳۳/۳۳۱	۵۹/۸۰۲	بایمرغ (Baymorgh)	X	✓		✓		✓
۳۳/۳۷۹	۵۹/۹۹۹	علی آباد (Ali Abad)	X			✓	✓	✓
۳۳/۴۱۸	۵۹/۸۱۳	زهان (Zahan)	IX		✓	✓		✓
۳۳/۵۷۳	۵۹/۷۷۸	خطیبی (Khatibi)	IX	✓		✓		✓
۳۳/۴۰۷	۶۰/۱۶۶	آهنگران (Ahangaran)	IX			✓	✓	✓
۳۳/۲۲۱	۶۰/۲۷۱	گرخت (Gzakht)	IX			✓	✓	✓
۳۲/۹۹۶	۶۰/۲۲۷	گزیک (Gazik)	VIII	✓	✓	✓	✓	✓
۳۳/۸۵۴	۵۹/۸۳۶	استند (Estand)	VIII		✓	✓	✓	✓
۳۳/۴۴۹	۵۹/۶۲۴	زردان (Zardan)	VIII		✓	✓	✓	✓
۳۳/۴۳۸	۵۹/۸۰۲	پایهان (Payhan)	VIII			✓	✓	✓
۳۳/۲۳۸	۵۹/۹۶۲	سراب (Sarab)	VIII			✓	✓	✓
۳۳/۲۲۴	۵۹/۹۹۸	تخت جان (Takht-e-Jan)	VIII			✓	✓	✓
۳۲/۸۶۲	۵۹/۲۱۶	بیرجند (Birjand)	VII	✓	✓		✓	✓
۳۴/۰۲	۵۹/۷۹۷	کال شور جدید (Kal Shur Jadid)	VI			✓	✓	✓



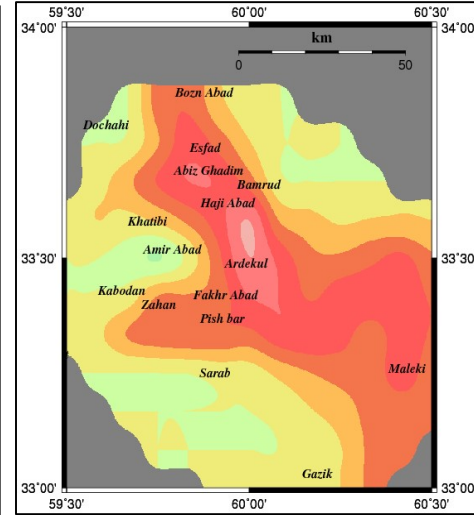
(ب)



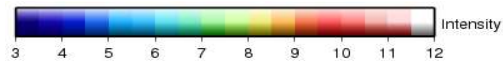
(ف)

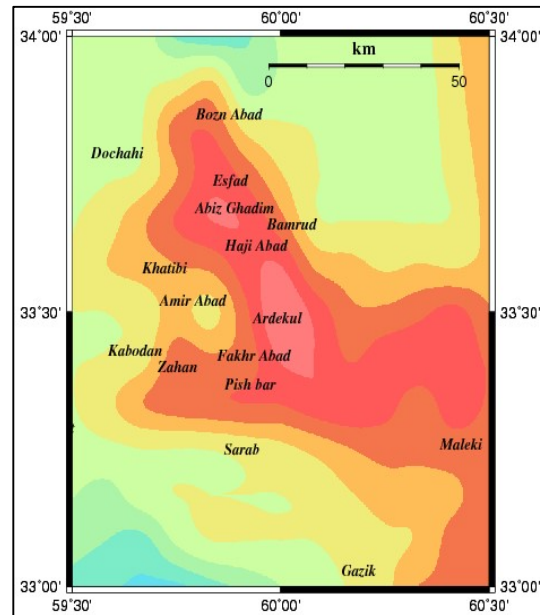


(د)



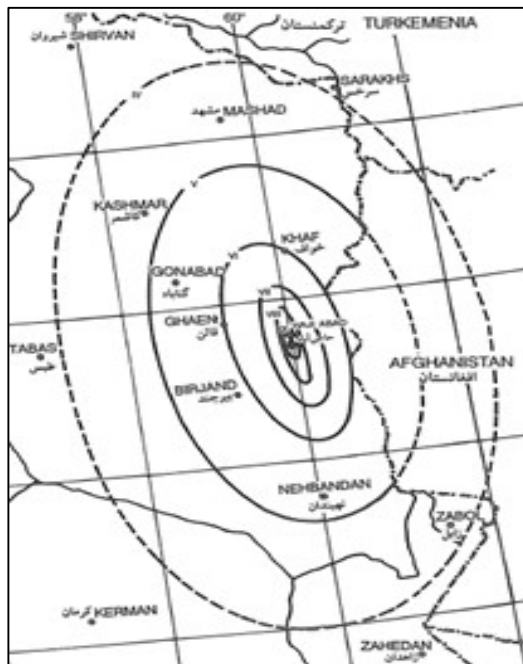
(ج)



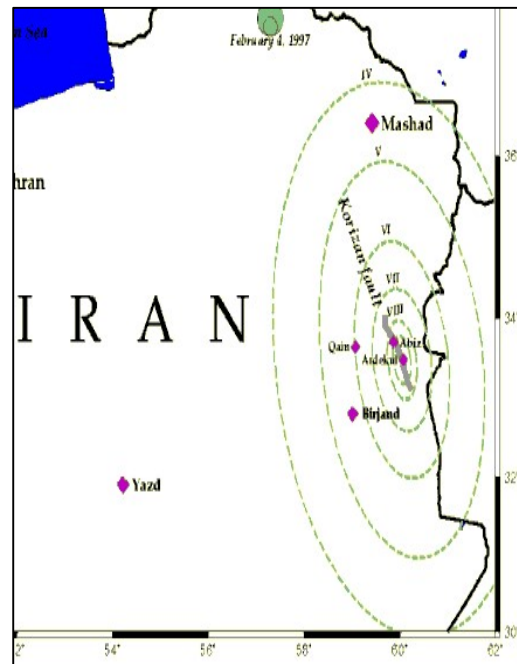


(ه)

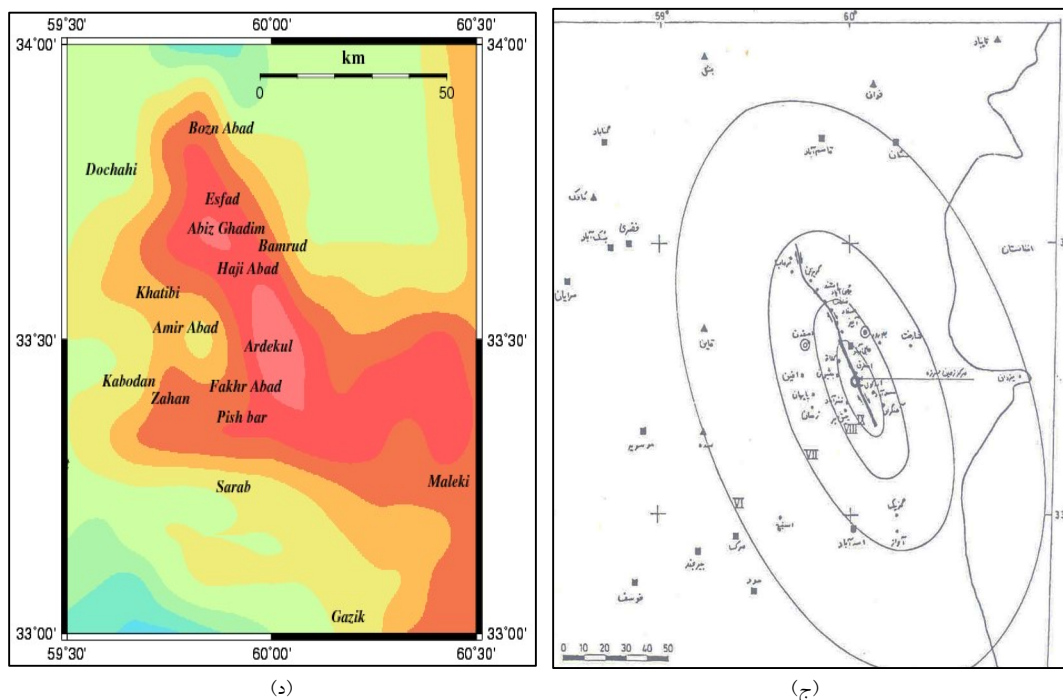
شکل ۴. نقشه‌های شدت برآورد شده با در نظر گرفتن هریک از اطلاعات مربوط به منابع انتخابی در این مطالعه (الف) پربریان و همکاران (۱۹۹۹) (ب) شادان (۱۳۷۶) (ج) رمضی و همکاران (۱۳۷۶) (د) شکیب و بیات (۱۳۷۶) (ه) این مطالعه (مجموعه توصیفات جمع‌آوری شده از کلیه گزارش‌ها).



(ب)



(الف)



شکل ۵. نقشه‌های شدت منتشر شده در سال وقوع زمین‌لرزه (الف) فرهید و همکاران (۱۳۷۶) (ب) نیکزاد و همکاران (۱۳۷۶) (ج) رمزی و همکاران (۱۳۷۶) (د) نقشه تهیه شده در این مطالعه با بهره‌گیری از مجموعه اطلاعات توصیفی منتشر شده از زمین‌لرزه.

۵ نتیجه‌گیری

از جمله اطلاعاتی که پس از رخداد هر زمین‌لرزه امکان انتشار دارند، اطلاعات مرتبط با میزان تخریب و خسارت ساختمان‌های دست‌ساز بشر و همچنین تغییراتی است که در محیط اطراف رومرکز زمین‌لرزه ایجاد می‌شوند که با عنوان توصیفات زمین‌لرزه شناخته می‌شوند. با در دست داشتن توصیفات مربوط به میزان تأثیرپذیری شهرها و روستاها، برآورد شدت و به دنبال آن، برآورد پارامترهای مهلزهای زمین‌لرزه امکان‌پذیر می‌شود. هرچه این اطلاعات توصیفی کامل‌تر و دقیق‌تر گزارش شوند، برآوردها با دقت بیشتری انجام خواهد شد.

در این پژوهش، زمین‌لرزه ۲۰ اردیبهشت سال ۱۳۷۶ انتخاب شد که در منطقه‌ای به شعاع ۵۰ کیلومتری از روستای اردکول رخ داده بود. این زمین‌لرزه را متخصصان

مختلف بررسی و گزارش‌های توصیفی برای آن منتشر کرده‌اند که از جمله آنها می‌توان به مطالعات بربریان و همکاران (۱۹۹۹)، خطیب (۱۳۷۶)، نیکزاد و همکاران (۱۳۷۶)، رمزی و همکاران (۱۳۷۶)، وست (۱۹۹۷)، شادان (۱۳۷۶)، فرهید و همکاران (۱۳۷۶)، زراعتی (۱۳۷۶)، زارع و معاریان (۲۰۰۳) و شکیب و بیات (۱۳۷۶) اشاره کرد. با بررسی اطلاعات توصیفی حاصل از کلیه گزارش‌ها، توصیفات مربوط به تعداد ۱۲۸ شهر و روستای تأثیرپذیرفته از زمین‌لرزه فراهم شد (امینی و همکاران، ۲۰۱۸). در این مطالعه، چهار گزارش که دربرگیرنده بیشترین توصیفات از میزان آثار زمین‌لرزه در منطقه بودند، انتخاب و هر یک جداگانه بررسی شدند. پس از برآورد شدت برای هر یک از مناطق تأثیرپذیرفته از زمین‌لرزه، موقعیت‌هایی با شدت بیش از ۷ که در دست کم سه منبع گزارش شده بودند در جدول

ف.، مرزوعی، ع.، رزاقی آذر، ن.، مجید زمانی، س. س.، ۱۳۷۶، زمین‌لرزه ۲۰ اردیبهشت ۱۳۷۶ زیرکوه قائنات: مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن.

زراعتی، ع. ر.، ۱۳۷۶، قهر طبیعت (زلزله شهرستان قائن): گروه فنی پیمانکاران مشاوران، سازمان برنامه و بودجه استان کرمان، خرداد ۱۳۷۶.

شادان، ع. ر.، ۱۳۷۶، گزارش فنی تحلیلی و مقدماتی زلزله ۲۰ اردیبهشت ماه ۱۳۷۶ جنوب خراسان (منطقه زیرکوه قائن): سازمان نظام مهندسی استان خراسان.

شکیب، ح.، بیات، ح. ح.، ۱۳۷۶، ارزیابی رفتار سازه‌های منطقه زلزله‌زده قائنات: مرکز مطالعات مقابله با سوانح طبیعی ایران، بنیاد مسکن انقلاب اسلامی ایران.

فرهید، ا. م.، یمینی فرد، ف.، حسامی آذر، خ.، ۱۳۷۶، بررسی زمین‌لرزه اردکول و پس‌لرزه‌های آن: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

نیکزاد، خ.، علینقی، ع. ر.، آزادی، ا.، فرهید، ا. م.، ۱۳۷۶، گزارش مقدماتی زمین‌لرزه ۷۶/۲/۲۰ اردکول قائن- بیرجند، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

۲ ارائه شدند. شکل ۴ منحنی‌های شدت حاصل از اطلاعات هریک از منابع را نشان می‌دهد.

با استناد به نتایج برآوردشده، هرچه اطلاعات توصیفی مربوط به شهرها و روستاهای تأثیرپذیرفته از زمین‌لرزه کامل‌تر و دقیق‌تر باشد، برآوردها با دقت بیشتری انجام خواهد شد؛ بنابراین به متخصصان و بازدیدکنندگان از کلیه مناطق زلزله‌زده توصیه می‌شود در زمان تهیه و ارائه گزارش-های مربوط به زمین‌لرزه‌های مختلف، افراد با تخصص‌های مختلف کلیه اطلاعات موجود و مشهود را مدنظر قرار دهند و تا حد امکان این توصیفات را به صورت مکتوب و مستند منتشر کنند تا برای متخصصانی که بر برآورد شدت و استخراج اطلاعات از این طریق متمرکز هستند، امکان استفاده از این اطلاعات فراهم باشد.

منابع

- خطیب، م. م.، ۱۳۷۶، تحلیل هندسی گسل لرزه‌زای زمین‌لرزه ۷۶/۲/۲۰ بیرجند- قائن: خلاصه مقالات همایش بررسی علمی زمین‌لرزه ۷۶/۲/۲۰ بیرجند- قائن، دانشگاه بیرجند.
- رمضی، ح. ر.، میرزایی علویجه، ح.، فرزنانگان، ا.، یربی، Journal of Geosciences, **10**(504), DOI 10.1007/s12517-017-3226-3.
- Amini, H., and Zare, M., 2016, Relationships between different earthquake intensity scales in Iran: Journal of Seismology and Earthquake Engineering, **18**(1), 59-69.
- Amini, H., Zare, M., and Ansari, A., 2018, Fault parameters and macroseismic observations of the May 10, 1997 Ardekul-Ghaen earthquake: Journal of Seismology, **22**(1), 5-19, DOI 10.1007/s10950-017-9689-6.
- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Khatib, M. M., Priestley, K., Talebian, M., and Ghafuri-Ashtiani, M., 1999, The 1997 May 10 Zirkuh (Qa'emat) earthquake (Mw 7.2): faulting along the Sistan suture zone of eastern Iran: Geophysical Journal International, **136**, 671-
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, A History of Persian Earthquakes: Cambridge University Press.
- Amini, H., Ansari, A., Fattahi, M., and Zare, M., 2019, The best earthquake report to assess the earthquake macroseismic parameters: 8th International Conference on Seismology and Earthquake Engineering, 11-13 November 2019, Tehran, Iran.
- Amini, H., Gasperini, P., Zare, M., and Vannucci, G., 2017a, Estimating the macroseismic parameters of earthquakes in Eastern Iran: Journal of Geodynamics, **110**, 43-58, DOI: 10.1016/j.jog.2017.07.005.
- Amini, H., Zare, M., and Gasperini, P., 2017b, Re-assessing the intensity values of Iranian earthquakes using EMS and ESI scales: Arabian

- 694.
- Del Mese, S., Graziani, L., Meroni, F., Pessina, V., and Tertulliani, A., 2023, Considerations on using MCS and EMS-98 macroseismic scales for the intensity assessment of contemporary Italian earthquakes: *Bulletin of Earthquake Engineering*, **21**, 4167–4189, <https://doi.org/10.1007/s10518-023-01703-0>.
- Foulser-Piggott, R., and Spence, R., 2013, Extending EMS-98 for more convenient application outside Europe I: Review of field experience using EMS-98: *Vienna Congress on Recent Advances in Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vienna, Austria, paper no. 383.
- Grünthal, G., 1992, *European Macroseismic Scale 1992: Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie Conseil de l'Europe*, Conseil de l'Europe.
- Grünthal, G., 1998, *European Macroseismic Scale 1998: Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. Conseil de l'Europe Conseil de l'Europe* 15:99.
- Guerrieri, L., Michetti, A. M., Reicherter, K., et al., 2015, Earthquake environmental effect for seismic hazard assessment: the ESI intensity scale and the EEE catalogue: *Mem. descr. Carta Geologica d'Italia*, V XCVII.
- Medvedev, S., Sponheuer, W., and Karnik, V., 1964, *Neue seismische Skala Intensity scale of earthquakes*, 7. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission vom 24.9. bis 30.9: *Veroff Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena*, **77**, 69-76.
- Michetti, A.M., Esposito, E., Gurpinar, A., et al., 2004. *The INQUA Scale, An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment. Memorie Descrittive Della Carta Geologica d'Italia*. pp. 67.
- Michetti, A., Esposito, E., Guerrieri, L., et al., 2007, *Environmental Seismic Intensity Scale - ESI 2007: Memorie Descrittive Della Carta Geologica d'Italia*, **74**, 41.
- Richter, C., 1958, *Elementary Seismology*. San Francisco: W. H. Freeman.
- West, M., 1999, *The Ardekul Iran Earthquake of May 10, 1997, Description of earthquake and area of impact*, Website: www.ldeo.columbia.edu/~mwest/1999.
- Wood, H. O., and Neumann, F., 1931, *Modified Mercalli Intensity Scale of 1931: California: Seismological Society of America*.
- Zare, M., and Memarian, H., 2003, *Macroseismic intensity and attenuation laws: A study on the intensities of the Iranian earthquakes of 1975-2000: Fourth International Conference of Earthquake Engineering and Seismology, 12-14 May 2003, Tehran, Islamic Republic of Iran*.

Effects of completing dataset to assess the intensity value concentrating on Ardekul earthquake (10 May 1997), Iran

Hamideh Amini^{1*}

¹ Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 18 September 2023, Accepted: 25 November 2023)

Summary

Earthquake descriptions documented in various reports are one of the most important datasets to assess the macroseismic intensity values of the epicenter and location affected by the earthquake and prepare different intensity maps. This information consists of building damages and environmental effects identified as macroseismic data points (MDPs). Extracting the macroseismic parameters of the earthquake will be possible using these MDPs. Moreover, each location with any information can be considered as a point of the intensity map.

In this study, Ardekul Ghaen earthquake (10 May 1997) was selected to show the effect of using its different dataset reported for this earthquake to assess the intensity values and prepare the earthquake intensity map. Researchers in different fields in their reports mentioned to various descriptions of this earthquake effects consisting of descriptions on different types of building damages, descriptions on various environmental effects, and information from people who felt the earthquake. For this study, the descriptions published in different reports were collected separately for the cities and the rural areas (MDPs) affected by the earthquake. Totally, about more than 100 locations with various effects from the earthquake were reported for this earthquake. Since the descriptions of all reports were not complete and MDPs with their intensity values are the main dataset of this study, for each MDPs, the intensity values were assessed using all descriptions reported by different references.. However, the intensity maps were separately prepared for each selected report using their reported MDPs. On the other hands, depending on the reported MDPs, the intensity maps of each report will be different from others. For this study, to show that the effect of completeness of the earthquake reports on estimating the results depends on their datasets, five reports were selected from different reports published. The intensity maps of this earthquake were separately plotted based on each of the selected reports. According to this study, the best report should be the one with more complete information of each MDP affected by the earthquake. It consists of all descriptions related to the building damages or the environmental effects. Thereafter, the earthquake intensity values can be assessed with more accuracy. Moreover, the intensity map of the selected earthquake will also be plotted with more details. If there are enough MDPs, the macroseismic parameters of the earthquake can be also estimated. More MDPs and complete description for each one, more accuracy and high quality estimations.

Keywords: Earthquake description, intensity value, Ardekul Ghaen earthquake, Iran

*Corresponding author:

hiamini@ut.ac.ir

The study of magnetic structures using aeromagnetic data and investigating their relationship with porphyry copper mineralization in the Shahr-e Babak, Kerman province, Iran

Moslem Jahantigh^{1*}, Hamid Reza Ramazi², Hosein Ferdusi³ and Zahra Jafari⁴

¹ Ph.D. Student in Mineral Exploration, Amirkabir University, Tehran, Iran

² Professor, Department of Mineral Exploration, Faculty of Mine, Amirkabir University, Tehran, Iran

³ Ph.D. Student in Mineral Exploration, University of Tehran, Tehran, Iran

⁴ Khavaran Kavosh Zahid Consulting Engineers Co.

(Received: 04 January 2023, Accepted: 29 October 2023)

Summary

Studied area is located in Kerman province, Iran. This area belongs to the Urumia-Dokhtar magmatic arc (UDMA) zone. Several porphyry copper deposits were known in this magmatic arc. UDMA is marked by voluminous Tertiary volcanic sequences of up to 3000 m thickness. It seemed that these Cu occurrences are related to structures, especially major and main faults.

In this study, magnetic structures were extracted by using the aeromagnetic data. This data was extracted by Atomic Energy Organization of Iran (AEOI) during 1977 and 1978. The flight lines distance and the sensor altitude were about 500 and 120 m, respectively. Airborne magnetic method is among the most efficient geophysical techniques for the detection of buried anomalies.

In the first step, total magnetic intensity map was prepared and reduction to pole transformation was done on it. Reduction to the pole (RTP) is a standard part of magnetic data processing method, especially for large-scale mapping. RTP operation can transform a magnetic anomaly caused by an arbitrary source into the anomaly that the same source would produce if it is located at the pole and magnetized by induction only. Interpretation of magnetic data can further be helped by RTP in order to remove the influence of magnetic latitude on the anomalies, which is significant for anomalies caused by crust. Most of the studied areas are covered by mafic volcanic rocks. These rocks produce moderate to high magnetic anomalies. In some parts, the effect of demagnetization can be observed in these rocks because of the spread of alteration in this area. A low magnetic anomaly is observed in the northern part of the studied area related to sedimentary rocks in this area. In the next step, body magnetic anomalies were extracted from reduction to pole map. A tilt angle filter used to extract magnetic lineaments was applied to the reduction to pole data. Upward continuation filter was implemented at 200 m, 500 m and 1000 m on the tilt angle map and magnetic lineaments were extracted from tilt angle maps. Several magnetic lineaments and magnetic bodies were extracted from magnetic maps (tilt angle maps and reduction to pole maps). There is good correspondence between magnetic structures and copper occurrences. The P-A curve confirms this result.

Keywords: Tilt, aeromagnetic, Shahr-e Babak, lineaments, structure

Temporal and spatial variations of seismicity parameters before the occurrence of $MN \geq 5$ earthquakes in northeast Iran

Mohammad Amiri¹, Mohammad Talebi² and Habib Rahimi^{3*}

¹ M.Sc. Student, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

² Ph.D., Seismological Research Center, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

³ Professor, Department of Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 10 May 2023, Accepted: 26 September 2023)

Summary

In the present study, we investigate some statistical features of earthquake precursors, namely the variations of the b-value and Z-value parameters in time and space, before the occurrence of $MN \geq 5.0$ earthquakes in northeast Iran. Based on the literature, the b-value of the Gutenberg–Richter distribution is connected to the field of seismic stress, so that it decreases linearly with increasing differential stress and vice versa. Still, a high differential stress at later stages of an earthquake cycle causes failure of large patches. The Z-value parameter is also associated with seismic quiescence periods which imply the regional preparedness for the occurrence of strong earthquakes.

It is worth mentioning that our study covers ten $MN \geq 5.0$ target earthquakes that occurred between 2010 and 2022. However, due to the large number of target earthquakes, the text body is focused on one of the events accompanied with all investigated anomalies, namely the 2015 Kashmar $MN 5.2$ earthquake.

In order to study the anomalies of seismic parameters, an earthquake catalog, reporting post-2006 $MN \geq 0.3$ events, was extracted from the Iranian Seismological Center. As the raw catalog includes small size events, it was preprocessed via removing possible non-tectonic events. These events, being mostly quarry blasts, have been statistically recognized by an unrealistic increase in the number of events during working hours (i.e. 6:00 to 16:00 O'clock). Accordingly, the Rq method, implemented in the ZMAP software package, has been used for removing possible quarry blasts. The estimation of seismic parameters has been done by assuming the Poisson distribution of the occurrence of earthquakes. Therefore, dependent events (i.e. aftershocks and foreshocks) were also eliminated from the used catalog, using a declustering procedure. However, in the case of the 2015 Kashmar earthquake, the de-quarrying and declustering procedures remove 6859 events out of 22143. Having estimated the magnitude of completeness (M_c) for the region of the Kashmar earthquake, we removed earthquakes with magnitudes less than $M_c = 1.8$. Furthermore, as earthquake catalogs commonly involve in a sort of temporal fluctuation of M_c which is mostly due to increase in the number of seismographs over time, the stability of $M_c = 1.8$ for the region has also been checked. In total, the residual catalog includes 7606 $MN \geq 1.8$ earthquakes over the Kashmar region.

Our results indicate that at least one of the investigated anomalies can retrospectively be observed prior to all target earthquakes. Still, in some cases both anomalies can simultaneously be detected in the space and time domains. Moreover, the results show that regions characterized by both $b\text{-value} \leq 1.0$ (after experiencing a temporally decreasing trend of b-value) and $Z\text{-value} \geq 3.0$ are most prone areas for future $MN \geq 5.0$ earthquakes. Furthermore, it has been found that there exists a significant correlation between the explored anomalies, so that the correlation coefficient is higher than 0.6 for some cases. In conclusion, our results confirm that temporal and spatial variations of seismicity parameters can somehow be interpreted as effective indicators for the areas prone to earthquakes with significant earthquakes.

Keywords: Seismicity parameters, earthquake precursors, seismic Stress, seismic quiescence, northeast Iran

Evaluation of CO₂ column concentration of WRF-GHG and TM3 models with GOSAT satellite data over Iran

Samira Karbasi¹, Hossein Malakooti^{2*} and Amin Fazl Kazemi³

¹ Ph.D. of Meteorology, Department of Marine and Atmospheric Science (non-Biologic), University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

² Professor, Department of Marine and Atmospheric Science (non-Biologic), University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

³ Ph.D. Student of Meteorology, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

(Received: 15 February 2023, Accepted: 26 September 2023)

Summary

In the context of global warming and climate change, carbon dioxide (CO₂) is known as one of the most important greenhouse gases that has significant effects on the global warming. It is considered as one of the consequences of the accumulation of greenhouse gases. It is very important to control the amount of CO₂ emissions and reduce the effects of human activity on climate warming and understanding the spatial and temporal distribution of atmospheric CO₂. Due to the coarse horizontal resolution of global transport models, simulation of CO₂ concentration in hourly/weekly time intervals and with a good vertical resolution in continental or coastal sites is one of the most important environmental challenges especially in the Middle East.

While compiling information on CO₂ emission from different sources, regional numerical simulation with spatial resolution of 30 and 10 km of atmospheric CO₂ concentration was carried out using the Weather Research and Forecasting-Chemistry (WRF-GHG) model. XCO₂ information retrieved from GOSAT satellite observations was used as accuracy control information and evaluation of simulated results in CO₂ column concentration in hot (August) and cold (February) seasons compared to the output results of TM3 global model.

The performance of simulations in predicting the concentration of greenhouse gas carbon dioxide (CO₂) for the study period of February and August in 2010 showed that the spatial and temporal variability of meteorological variables have been simulated well with the correlation coefficients of 86-92%, 75-67% and 76-82% for temperature, wind and relative humidity, respectively. The evaluation results showed that the WRF-GHG model performs better than the TM3 global model in terms of statistical errors. On average, the skewness error values in both hot and cold seasons are -0.79 and 0.45 (-0.85 and 1.12) in the regional (global) model, respectively. The evaluation results showed that the difference between the simulated concentrations and XCO₂ observations from the GOSAT satellite could be caused by the underestimation of emissions produced by human activities, oceanic emissions, and exploitation of fossil fuels. This study showed that the WRF-GHG model is able to simulate well many important features of the atmospheric variables fields in Southwest Asia (Middle East-Iran region); then its application for future studies in this region is assured.

Keywords: Global warming, carbon dioxide (CO₂), WRF-GHG model, GOSAT satellite, TM3 model, Iran

*Corresponding author:

malakooti@hormozgan.ac.ir

Decomposition analysis of a large magnetotelluric dataset from the Nasr-Abad salt diapir, Central Iran

Monsoure Montahaei^{1*}, Mehrdad Sajedi², Elham Zare² and Hakim Esmaili Oghaz³

¹ Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

² M.Sc. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

³ Supervisor of hydrocarbour storage projects, Iranian Gas and Engineering development company, Iran

(Received: 23 June 2023, Accepted: 26 September 2023)

Summary

We investigated an MT dataset composed of 284 broadband (10^{-4} -3414 sec) MT stations along seven profiles to unravel the electrical properties of sub-surface structures in the Nasr-Abad region, west Central Iran. The region is composed of five Tertiary salt diapirs developed along the Abshirin-Shurab strike-slip fault zone. The MT profiles are extended perpendicular to the general trend of the Zagros orogenic belt (in an SW-NE direction) which is one of the main structural elements controlling regional deformation in the Iranian plateau.

The analysis of impedance data shows that a more complex conductivity structure is expected beneath the SW of the profile. a shallow conductive layer appears throughout the study region which extends to the deeper part beneath the NE of the profile. Furthermore, The Abshirin-Shurab fault significantly influences the apparent resistivity at the SW end of most profiles.

In the next step, we characterize the structural dimensionality of MT data by commonly used Bahr rotational invariants (κ , μ , η , Σ) and the phase tensor skew angle (β). The phase-sensitive skew (η), the regional 1-D indicator (μ), and β skew angle depend on the phase information inherent in the impedance tensor. Therefore, they are affected primarily by large-scale induction anomalies and are immune to low-frequency galvanic distortions. The thresholds assigned for μ , η , and β are 0.1, 0.3, and 3° , respectively. The skew values calculated from the Nasr-Abad MT data set suggest that the regional conductivity structure is 2D rather than 3D or 1D as the calculated η remains below 0.3 and μ above 0.1. The appropriate category of data is therefore, responses from a regional 2D structure contaminated by galvanic distortion effects.

We applied the phase tensor analysis for regional strike determination. It does not require any assumption about regional conductivity structure, and its results are not susceptible to galvanic distortion. The method determines the electrical strike from the axis direction of phase tensor ellipses. The analysis reveals a scatter pattern of strikes at short periods (<1 sec) due to the small sampling area of EM fields at these periods. As the period increases an strike azimuth, preferentially aligned N30°W is obtained for the regional geoelectric structure.

Keywords: Magnetotelluric, dimensionality analysis, phase tensor, salt diapir, Nasr-Abad

*Corresponding author:

mmontaha@ut.ac.ir

Investigation of landslide situation along the path of gas pipelines in Imamzadeh Hashem-Rudehen area of Tehran province, Iran

Saeed Ghazinezhad ^{1*}, Mahshid Abtahi², Mehdi Bajelan³ and Amirreza Masir⁴

¹ International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

² Manager of engineering Dep. in Sahrakav consulting engineers Co., Tehran, Iran

³ Head of engineering and planning of the 10th national pipeline project, Tehran, Iran

⁴ Sahrakav consulting engineers Co., Tehran, Iran

(Received: 03 February 2023, Accepted: 03 October 2023)

Summary

This article deals with the study of land slide situation on the proposed path of the gas pipe line from Imam zadeh Hashem to Rudehen in Tehran province, using geophysical studies with 3 geophysical methods of one dimensional geoelectrical method, 2 dimensional Geo electrical Induced Polarization and Resistivity (IP & RS) method, and Ground Penetration Radar (GPR) method. For this purpose, geophysical studies were carried out in the study area (in 70 kilometers east of Tehran and near Rodhan) as follows.

In order to measure the changes of Geoelectrical resistivity in the designated place, to check the ground conditions for the gas pipeline in the Imam zadeh Hashem project, to separate the underground layers based on their Geoelectrical resistivity and to diagnose possible fractures, the number of 20 electrical soundings in an irregular network were recorded in the land slide area along ten profiles. After the approximate identification of the land slide area, 2D study was done in two profiles with a pole - dipole arrangement of 380 meters with induction polarization and resistivity (IP-RS) method. In order to obtain more information near the surface at the same time and also to investigate the extension to the depth, 5-meter electrode intervals with a maximum of 8 jumps and 10-meter intervals from 4 to 13 jumps have been used. The depth of investigation will be about 50 meters.

Moreover, Ground Penetration Radar (GPR) method was performed with the length of 1000 meters in 27 profiles. GPR studies have been conducted with the aim of investigating and determining the location of loosened areas and possible holes in the range. Data acquisition was done using 80 MHz antenna. The results of data acquisition for a total area of 1000 meters have been processed by professional software and interpreted by taking into account the environmental conditions and taking into account all the complications in the route of the conducted surveys.

Based on conducted studies, the land slide areas were determined and using Ground Penetration Radar (GPR), underground cavities were located.

With the help of the conducted studies, the range of the main land slide resulting from geophysical studies is determined and land slide prone surfaces are actually formed on the slope of land stratification and the mechanism of slides is planar movement.

The main problem is related to the surface prone to upper slippage. Therefore, consolidation and stabilization of anomalous areas were investigated using stability analysis software.

Keywords: 2D geoelectrics, induced polarization, GPR, landslide, stability analysis, Imam zadeh Hashem

Evaluation of the statistical and spatial correlation between seismicity parameters and Bouguer anomaly in Iran

Seyed Naser Hashemi^{1*}

¹ Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

(Received: 09 May 2023, Accepted: 01 September 2023)

Summary

In this research, the spatial correlation between the variables representing Bouguer gravity anomaly and seismicity in Iran is evaluated. For this purpose, the gravity anomalies and seismicity data of this region have been analyzed statistically as well as geostatistically, for the period 1975-2021. Based on the findings of this study, it can be concluded that the significant correlation observed between the variables of gravity anomaly variations and the seismicity-related variables, especially the variables related to the frequency of earthquake occurrences, suggests that the gravity anomaly variations can be considered as an affective factor in seismic activity of this region.

The Iranian Plateau is one of the most seismically active regions on the Earth because of its geologic and tectonic setting. This plateau is marked by high topography relief and also by great changes in gravitational and isostatic anomalies across it. Many researchers have studied the variations of gravitational anomalies across Iran, and some have pointed to the relationships between these anomalies and seismicity in this region. The Bouguer gravity anomaly is obtained by making the necessary corrections to measurements taken directly from the ground stations, and well reflects the deep density variations in the crust. This anomaly can also clearly show changes in crustal thickness in different regions, such that areas with high crustal thicknesses show negative anomalies and areas with low crustal thicknesses show positive anomalies.

In this study, at first, the study region was divided into rectangles with dimensions of 0.5 by 0.5 geographical degrees and then the variables related to the seismicity and gravity anomalies were calculated and computed for each cell. Pearson correlation coefficients between these variables were computed and validated using statistical software Minitab (ver. 16.2.2). Also, maps representing the spatial distribution pattern of these variables were prepared. The remarkable similarity between the spatial patterns of variations of these variables indicates a strong correlation between the Bouguer gravity anomaly and seismicity in this region. The Pearson correlation coefficient values calculated between the variables also confirm this correlation. These values indicate that both variables of average Bouguer anomaly and the range of variations of this anomaly show a significant positive correlation with the seismicity-related variables. This degree of correlation is stronger for the variable of the Bouguer anomaly variation and moreover, this variable is more correlated with the seismicity variables associated with the frequency of earthquakes. In the next step, variograms were prepared.

The results obtained show that among the seismicity-related variables of the region, the b seismicity parameter (from the Gutenberg-Richter relation) has more spatial variability and show high spatial autocorrelation up to long distances. On the other hand, the other variables related to earthquake frequency and magnitude of earthquakes show less spatial autocorrelation. The variograms provided for the two variables representing the bouguer anomaly also show remarkable similarity to the seismicity-related diagrams. This similarity is more pronounced for the variable of the Bouguer anomaly variation. The remarkable similarities of the variograms, along with the similarities of the spatial distribution maps of these variables, may indicate a close relationship between these two series of variables. Finally, it can be concluded that gravitational forces, especially forces caused by isostatic imbalances, can play an important role in the process of earthquake occurrences in Iran.

Keywords: Seismotectonics, spatial analysis, seismicity parameters, gravity anomalies, spatial correlation, spatial statistics

*Corresponding author:

hashemi@du.ac.ir

In the Name of God

Iranian Journal of Geophysics, Vol. 18, No. 1, 2024

Indexed: ISC, Scopus, EBSCO, SID

Concessionaire: Iranian Geophysical Society

Director-in-Charge: Hatami, Mohammad Reza

Editor-in-Chief: Gheitanchi, Mohammad Reza

Internal Management: Khosravi, Mojtaba

Editorial Board

Abdolhamid Ansari (Associate Professor, University of Yazd), **Majid Azadi** (Associate Professor, Atmospheric Science and Meteorological Research Center), **Vahid Ebrahimzadeh-Ardestani** (Professor, University of Tehran), **Mohammad Reza Gheitanchi** (Professor, University of Tehran), **Azade Hojjat** (Associate Professor, University of Kerman), **Abdolrahim Javaherian** (Professor, Amirkabir University of Technology), **Abolghasem Kamkar Rohani** (Associate Professor, University of Shahrood), **Mahmoud Mirzaei** (Associate Professor, University of Arak), **Ali Reza Mohebalhojeh** (Professor, University of Tehran), **Mohammad Mousavi Bayegi** (Professor, University of Ferdousi Mashhad), **Majid Nabi-Bidhendi** (Professor, University of Tehran), **Amin Roshandel Kahoo** (Associate Professor, University of Shahrood), **Mohammad Ali Riahi** (Professor, University of Tehran), **Mohammad Tatar** (Associate Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology), **Hermann Zeyen** (Professor, University of Paris)

Reviewers and associate editors of this issue

Dr. Abdolhamid Ansari, Dr. Majid Azadi, Dr. Amin Abbasi, Dr. Gholam Abbas Fanaei Kheirabad, Dr. Vahid Ebrahimzadeh-Ardestani, Dr. Mohsen Farrokgi, Dr. Mohammad Reza Gheitanchi, Dr. Reza Ghanati, Dr. Azade Hojjat, Dr. Abdolrahim Javaherian, Dr. Gholam Javan Doloei, Dr. Abolghasem Kamkar Rohani, Dr. Alireza Mohebalhojeh, Dr. Mohammad Mousavi Bayegi, Dr. Mahmud Mirzaei, Dr. Noorbakhsh Mirzaei, Dr. Meysam Mahmoodabadi, Dr. Majid Nabi-Bidhendi, Dr. Mojtaba Namvaran, Dr. Mohsen Oveisi Moakhar, Dr. Amin Roshandel-Kahoo, Dr. Maryam Rezazade, Dr. Mohammadali Riahi, Dr. Samane Sabetghadam, Dr. Farhad Souboti, Dr. Ahmad Sadidkhouy, Dr. Elham Shabani, Dr. Mohammad Tatar, Dr. Hermann Zeyen

Office-in-charge and Page setting: Mahdi, Parisa

Text editor: Hoseini, Zahra

Publisher: Iranian Geophysical Society

Instructions to authors: <http://www.ijgeophysics.ir/journal/authors.note?lang=en>

Address: P.O. Box: 14395-1138, Iranian Geophysical Society, Tehran, Iran

Tel: 021-82098307, Fax: 021-88630546

E-mail: nigs_ijg@ut.ac.ir, ijg@ut.ac.ir, Web site: www.nigs.ir

ISSN: 2008-0336

Iranian Journal of Geophysics

Vol. 18, No. 1, 2024

ISSN: 2008-0336

Iranian Geophysical Society

English Summaris of Papers

- Hashemi, N.**, Evaluation of the statistical and spatial correlation between seismicity parameters and Bouguer anomaly in Iran 1
- Ghazinejad, S., Abtahi Najaf Abadi, M., Bajelan, M., and Masir, A.**, Geophysical studies for landslide investigation in Imamzadeh Hashem - Roodehen gas pipeline path, Tehran province..... 18
- Montahaei, M., Sajedi, M., Zare, E., and Esmaili Oghaz, H.**, Decomposition analysis of a large magnetotelluric dataset from the Nasr-Abad salt diaper, Central Iran31
- Karbasi, S., Malakooti, H., and Fazl Kazemi, A.**, Evaluation of CO₂ column concentration of WRF-GHG and TM3 models with GOSAT satellite data over Iran 53
- Amiri, M., Talebi, M., Rahimi, H.**, Temporal and spatial variations of seismicity parameters before the occurrence of $M_N \geq 5$ earthquakes in northeast Iran 67
- Jahantigh, M., Ramazi, H., Ferdowsi, H., and Jafari, Z.**, The study of magnetic structures using aeromagnetic data and investigating their relationship with porphyry copper mineralization in the Shahr-e Babak, Kerman province, Iran 85
- Amini, H.**, Effects of completing dataset to assess the intensity value concentrating on Ardekul earthquake (10 May 1997), Iran 97