

مطالعات سنجش از دور حرارتی و مقایسه آن با مطالعات مغناطیس‌سنجی هوابرد در محدوده شمال سبلان تا سراب به منظور پتانسیل‌یابی مناطق امید بخش انرژی ژئوترمال

سعید مجرد^۱، علی نجاتی کلاته^{۲*}، حمید آقاجانی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

۳- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

(دریافت: بهمن ۱۳۹۶، پذیرش: تیر ۱۳۹۸)

چکیده

استان اردبیل به دلیل قرارگیری در زون‌های ساختاری مختلف و تکتونیک فعال آن، می‌تواند دارای مناطق با پتانسیل بالای ژئوترمال باشد. در این پژوهش، با استفاده از داده‌های تصاویر سنجنده‌های ETM^+ ، $ASTER$ و مقایسه آن با نتایج پردازش داده‌های ژئوفیزیکی مغناطیس‌سنجی هوابرد به بررسی پتانسیل‌یابی منابع ژئوترمال در منطقه شمال سبلان تا سراب استان اردبیل و آذربایجان شرقی پرداخته شده است. با استفاده از بررسی‌های سنجش‌از‌دور، بی‌هنجاری‌های حرارتی منطقه شناسایی شدند. دمای سطح زمین با استفاده از بررسی‌های سنجش‌از‌دور و روش‌های الگوریتم پنجره مجزا تعمیم یافته، نرمال‌سازی گسیلندگی و روش تخمین دمای سطح زمین سنجنده ETM^+ و سنجنده $ASTER$ جهت شناسایی بی‌هنجاری‌های حرارتی منطقه و تخمین اینرسی حرارتی ظاهری که در ارتباط با منابع ژئوترمال سطحی بوده، محاسبه شده است. با استفاده از نقشه برگردان به قطب بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مطلوب و نقاط امیدبخش از نظر ظرفیت اکتشافات ژئوترمال مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج حاصل از بررسی داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد مناطق شمال و شمال شرقی سبلان، جنوب شرقی سبلان و شمال سراب را به عنوان مناطق امیدبخش و نتایج حاصل از پردازش داده‌های دورسنجی حرارتی مناطق شمال شرقی سبلان و دره موئیل در شمال غربی سبلان و شمال سراب را به عنوان مناطق امیدبخش معرفی می‌کند. در مجموع کلیه مناطق امید بخش از هر دو روش با موقعیت چشمه‌های آب‌گرم و دگرسانی‌های موجود در منطقه که گواه روشنی از وجود ذخایر ژئوترمال هستند، مقایسه شده است.

کلمات کلیدی

ژئوترمال، لندست ETM^+ ، استر، دمای سطح زمین، چشمه‌های آب‌گرم، مغناطیس‌سنجی هوابرد

*عهده‌دار مکاتبات: nejati@shahroodut.ac.ir

۱- مقدمه

بسیاری از گسل‌های کم‌عمق را آشکار کرد [۵]. مطالعه اثر بررسی‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد در دره دیکزی و نوادا با وضوح بالایی در آشکار ساختن توزیع گسل‌های پوشیده کم‌عمق و گسترش آنها در عمق را نشان داده است [۶]. با استفاده از روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی مطالعه ساختارهای گرمایی و ساحلی آتشفشان گرمزوتن در ایسلند انجام شده و به کمک روش‌های مذکور موقعیت منابع ژئوترمال مشخص گردید [۷]. کاربرد هم‌زمان روش‌های ژئوفیزیکی گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی هوابرد در مجموعه ژئوترمال بخش جنوبی رودخانه رفت (Raft) در آیداهو سبب شناسایی ساختارهای زیرسطحی و لیتولوژی سنگ کف دره گردید [۸].

تلاش‌های متخصصان فناوری‌های فضایی و سنجش از دور موجب شده است که با استفاده از اطلاعات و داده‌های ماهواره‌ای بتوان در جهت اعمال مدیریت صحیح و مبتنی بر دانش روز گام‌هایی برداشت. امروزه، شناسایی و مطالعه اجسام و پدیده‌ها با استفاده از سنجنده‌های حرارتی موجب تحول در سنجش از دور شده و با استفاده از فناوری سنجش از دور حرارتی ممکن است بتوان با کم‌ترین هزینه و کوتاه‌ترین زمان، پروژه‌های زیادی در سطح جهانی، منطقه‌ای، ملی، استانی و محلی اجرا کرد [۹].

داده‌های سنجش از دور مادون قرمز حرارتی می‌تواند، برای نقشه‌برداری و تعیین ناهنجاری‌های حرارتی در ارتباط با ویژگی‌های ظاهری انرژی ژئوترمال مورد استفاده قرار گیرد. این رویکرد، سال‌های زیادی است که به عنوان یک ابزار مقرون‌به‌صرفه برای اکتشاف انرژی ژئوترمال در مناطق بزرگ استفاده شده و امکان انتخاب گزینه‌ها برای اکتشافات مجدد با استفاده از پیمایش‌های زمینی هزینه‌بر را فراهم نموده است [۱۰]. سنجش از دور مادون قرمز حرارتی، روشی مؤثر برای شناسایی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین است که ترکیب آن با تحلیل‌های زمین‌شناسی و درک سازوکار ژئوترمال، رویکردی صحیح و کارآمد در اکتشاف مناطق ژئوترمال است [۱۱].

کین و همکاران [۱۲] نقش سنجش از دور برای کاربردهای ژئوترمال را مورد بررسی قرار دادند. آنها نشان دادند که سنجش از دور می‌تواند در مطالعات و اکتشافات انرژی ژئوترمال با شناسایی ناهنجاری‌های حرارتی سطح زمین با استفاده از تصاویر مادون‌قرمز حرارتی، نقشه‌برداری خطواره‌هایی که مسیرهایی برای عبور سیالات ژئوترمال

بدون تردید، ایران یکی از کشورهای خاورمیانه دارای منابع سرشار از انرژی فسیلی مثل نفت و گاز است که عمدتاً در جنوب تا جنوب غرب کشور واقع شده‌اند. انرژی نقش اساسی در توسعه و امنیت ملی کشور دارد. لذا استفاده از منابع متنوع انرژی جزء اصلی‌ترین راهبردهای کشورها است تا از وابستگی به یک یا دو نوع انرژی به شدت احتراز کرده و آسیب‌پذیری خود را تا حد ممکن کمینه سازند [۱]. از طرفی، عواملی همچون کاهش عمر منابع فسیلی با افزایش جمعیت و رشد اقتصادی، افزایش آلودگی هوا و محیط‌زیست، لزوم استفاده از منابع انرژی‌های تجدیدپذیر را با توجه به توجیه اقتصادی آنها ضروری می‌سازد [۲]. در این میان، انرژی ژئوترمال یکی از منابع عمده انرژی‌های نو و سازگار با محیط‌زیست است که در صورت بهره‌برداری صحیح و مبتنی بر پارامترهای محیط‌زیستی، نقش مهمی را در موازنه انرژی کشور و اهداف توسعه پایدار ایفا می‌کند؛ اما آنچه می‌تواند راهگشای برنامه‌ریزان و متولیان امر انرژی باشد، شناسایی و اکتشاف آن با استفاده از روش‌های نوین و کم‌هزینه در مقابل پیمایش‌های زمینی در مناطق دورافتاده است.

امروزه در دنیا برای تعیین مکان‌های دارای پتانسیل انرژی ژئوترمال از روش‌های ژئوفیزیکی استفاده می‌شود. بخش قابل توجهی از اهداف مورد انتظار مطالعات اکتشافی منابع انرژی ژئوترمال به کمک روش‌های ژئوفیزیکی تأمین می‌گردد. در مطالعات اکتشافی ژئوفیزیکی، غالباً برداشت داده‌ها در سطح زمین صورت گرفته و در نتیجه، به طور غیرمستقیم، پارامترهای فیزیکی سیستم‌های ژئوترمال مشخص می‌شود [۳].

بررسی‌های مغناطیس‌سنجی انجام‌شده در میدان ژئوترمال اوهاکی نیوزیلند در ۱۹۶۰ نشان داد در داخل و اطراف میدان، سیالات هیدروترمال باعث کاهش مغناطیس سنگ‌ها شده است [۴]. بررسی‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد در حوضه آلبوکوارک در ریفرند ریوگراند نیومکزیکو نشان داد که روش مغناطیس‌سنجی هوابرد می‌تواند به طور موفقیت‌آمیزی در شناسایی گسل‌های پنهان یا کم‌رخنمون در یک محیط حوضه‌ای مفید باشد، به طوری که الگوی کلی گسلش و تخمین‌های به دست‌آمده ارتفاعی، عمق و هندسه

متعدد کشور در زمینه انرژی ژئوترمال، منطقه سبلان تا سراب با توجه به وجود شواهد منابع ژئوترمال از سطح مناسب و مستعدی برای تولید این انرژی برخوردار است که با مدیریت صحیح و امکان توجه برنامه‌ریزان می‌باید زمینه اکتشاف و مکان‌یابی آن با ابزارهای نوین و مقرون‌به‌صرفه در بررسی‌های بزرگ‌مقیاس فراهم شود. از این رو، پژوهش حاضر با هدف به کارگیری داده‌های دورسنجی حرارتی و مغناطیس‌سنجی هوابرد به شناسایی مناطق مستعد انرژی ژئوترمال در منطقه مورد مطالعه پرداخته است.

۲- معرفی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۳۰ کیلومتری غرب شهر اردبیل و ۳۵ کیلومتری شمال شهر سراب و در طول جغرافیایی $48^{\circ} 00'$ تا $49^{\circ} 30'$ شرقی و عرض جغرافیایی $38^{\circ} 00'$ تا $39^{\circ} 00'$ شمالی قرار گرفته است. این منطقه شامل مجموعه‌ای از ولکانیک‌های جوان است؛ که از دیدگاه ژئوترمال دارای ارزش مطالعاتی است و مخروط آتشفشانی سبلان از نوع چینه‌ای است که گدازه‌های آن سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومترمربع را پوشش داده‌اند. چهار واحد اصلی چینه‌شناسی در منطقه شناسایی شده‌اند؛ که به ترتیب سن از جدید به قدیم عبارتند از [۲۱]:

- ۱) رسوبات عهد حاضر، آلوویوم‌های کوارترنی
 - ۲) گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی آندزیت بعد از تشکیل کالدرای پلیوسن
 - ۳) گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی داسیت تا تراکی آندزیت هم‌زمان با تشکیل کالدرای پلیوسن
 - ۴) گدازه‌های تراکی آندزیت، توفها و پیروکالستیک‌های قبل از تشکیل کالدرای پلیوسن
- نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است.

با توجه به اینکه سیالات از طریق شکستگی‌ها و گسل‌ها به درون واحدهای سنگی نفوذ می‌کنند؛ از این رو در منابع ژئوترمال مطالعات ساختاری نقش مهمی دارد [۲۲]. چشمه‌های آب‌گرم فراوانی با ترکیبات شیمیایی SO_4^{2-} و $Cl-SO_4$ در دره موئیل یافت می‌شوند [۲۳]. در منطقه شمال سبلان تا سراب از نظر زمین‌شناسی ساختاری، دو بخش عمده وجود دارد که عبارتند از: مجموعه‌ای از گسل‌های خطی و چندین گسل حلقه‌ای که

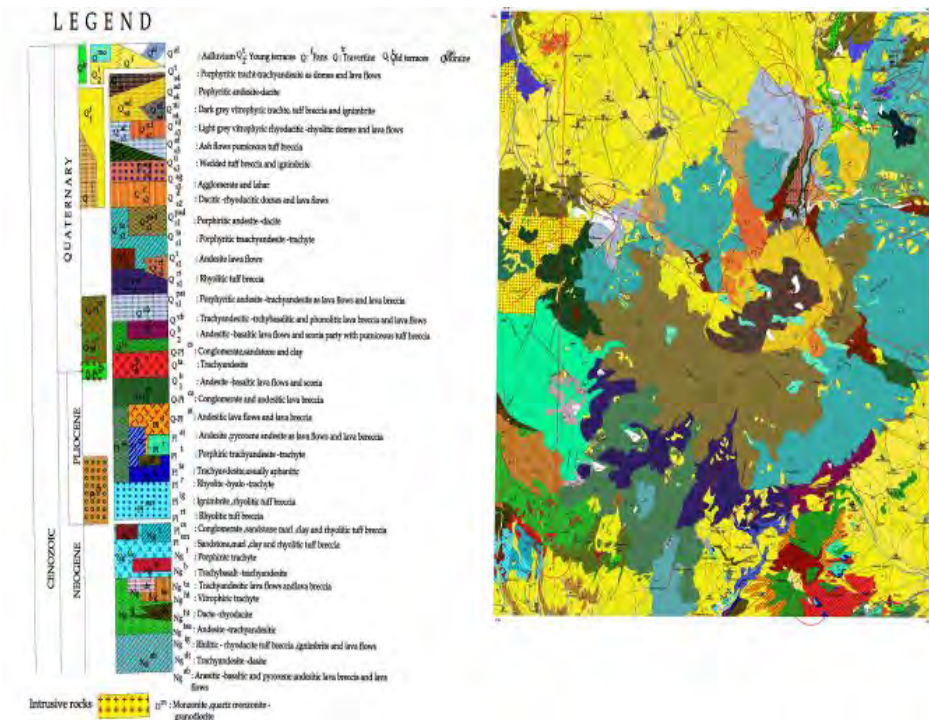
هستند و مشخص کردن مناطق دگرسانی گرمایی با استفاده از الگوهای طیفی در بخش‌های مادون‌قرمز با طول‌موج کوتاه، سهمی داشته باشد.

کین و همکاران [۱۳] به شناسایی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین در ارتباط با منابع ژئوترمال با استفاده از تصاویر مادون‌قرمز حرارتی ماهواره‌ی ASTER در چشمه‌های آب گرم نوادا پرداختند. یاماگوچی و همکاران [۱۴] با استفاده از تصاویر مادون‌قرمز حرارتی چند طیفی، اقدام به اکتشاف انرژی ژئوترمال در آکوتا، آلاسکا نمودند. آنها از تصاویر مادون‌قرمز حرارتی بدون پوشش ابر و مربوط به ماه‌های تابستان برای تخمین دمای سطح زمین و شناسایی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین و تولید نقشه جلوه‌های سطحی در ارتباط با انرژی ژئوترمال از جمله چشمه‌های آب‌گرم، آبفشان‌ها و دودخان‌ها استفاده نمودند. با استفاده از داده‌های سنجش از دور مادون‌قرمز حرارتی، از سنجنده ETM^+ به بررسی ناهنجاری‌های دمای سطح زمین در رابطه با انرژی ژئوترمال در منطقه تنگ‌چانگ در چین پرداختند و چهار منطقه ژئوترمال را معرفی نمودند [۱۱]. کولباگ و همکاران [۱۵] به بررسی پتانسیل انرژی ژئوترمال با استفاده از روش سنجش از دور در منطقه پاتوها در جاوه غربی پرداخته‌اند و نقطه تمرکز مطالعه آنها دستیابی به دمای سطح زمین بود. کولباگ و همکاران [۱۶] به شناسایی ناهنجاری‌های حرارتی با استفاده از باند مادون‌قرمز حرارتی و روش مگنتوتلوریک برای شبیه‌سازی یک مکان‌یابی ژئوترمال در کوه سری‌مای در اندونزی پرداختند و کاملاً نتایج امیدبخش بود. کینهولز و همکاران [۱۷] در چین، با استفاده از سنجش از دور مادون‌قرمز حرارتی و تهیه نقشه دمای سطح زمین به شناسایی اطلاعات حرارتی در ارتباط با گسل‌ها پرداختند و عملکرد ساز و کار گسل‌ها را در ارتباط با ژئوترمال بررسی کردند.

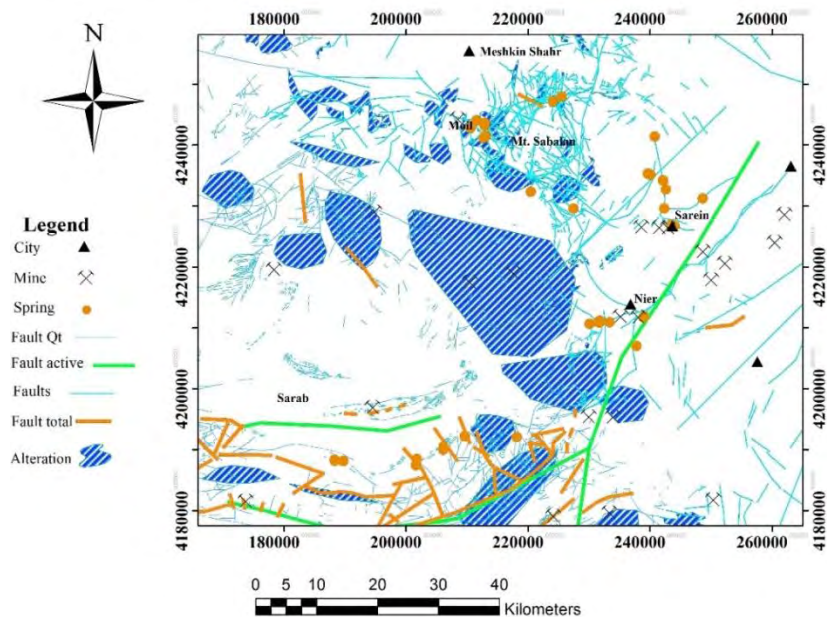
سیاهان و همکاران [۱۸] از داده‌های مغناطیسی هوابرد برای نقشه‌برداری گسل‌های فعال در دو حوضه پیجت‌ساند؛ واشنگتن و کوک اینلت؛ آلاسکا استفاده کردند. سومینتادیرجا و همکاران [۱۹] نیز با استفاده از داده‌های مغناطیسی هوابرد و زمینی میدان ژئوترمال منطقه بویلانت (جزیره گوادلوپ فرانسه در اقیانوس اطلس)، توانستند ساختارهای مختلف را از هم تشخیص دهند. این اطلاعات پایه، برای فهم ارتباط بین گسل‌ها و جریان سیالات ژئوترمال بسیار مهم هستند [۲۰]. از میان پتانسیل‌های

مقیاس در محدوده مورد مطالعه در شکل ۲ نشان داده شده است.

زون ساختمانی اصلی منطقه دارای روند غربی- شمال غربی است [۲۴]. نقشه گسل‌های فعال، اصلی و ساختارهای بزرگ



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (به اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین‌شهر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور)



شکل ۲: نقشه ساختاری منطقه، موقعیت گسل‌ها، شکستگی‌ها و چشمه‌های آبگرم در محدوده مورد مطالعه

داده‌های مورد استفاده در این پژوهش، داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد توسط شرکت ایرو سرویس تگزاس بین سال‌های ۱۹۷۴ و ۱۹۷۷ میلادی، برای سازمان زمین‌شناسی انجام گرفته شده است. خط پروازی با فاصله

۳- داده‌های دورسنجی حرارتی و مغناطیس‌سنجی هوابرد

زمین است [۲۵]. به طور کلی، توازن انرژی سطح زمین مطابق رابطه (۱) بیان می‌شود [۲۶، ۱۱].

$$Q_d = H + \lambda E + G \quad (1)$$

که در آن Q_d تابش خالص دریافتی توسط سطح زمین، H شار گرمای محسوس میان سطح زمین و اتمسفر پایینی، λE بیانگر شار گرمای نهان در مرحله انتقال آب بین سطح زیرین و اتمسفر و G شار گرمای خاک (توصیف‌کننده تبادل حرارت میان اعماق مختلف خاک) است.

برای منطقه محلی شار گرمای محسوس (H) و شار گرمای نهان (λE) می‌تواند ثابت فرض شود، آنگاه شار گرمایی خاک (G) یک فاکتور اصلی تأثیرگذار بر تعادل انرژی سطحی است [۲۷، ۱۱].

در سنگ‌کره، گرما اساساً به صورت هدایت حرارتی انتقال یافته است [۲۸، ۲۵، ۱۱] این فرآیند با رابطه (۲) تشریح می‌شود:

$$\nabla(KVT) = -A \quad (2)$$

که T دما، K ضریب انتشار حرارتی سنگ و A محصول گرمای ایجادشده در اثر تشعشع از سنگ‌ها است. برای یک محل، شار حرارتی با ضریب انتشار حرارتی سنگ (K) کنترل شده است که بیش‌تر متأثر از ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی سنگ است [۳۱-۲۹، ۱۱].

هدایت حرارتی، شکل مهم دیگری از انتقال گرمای زیرزمین است که در جریان‌های بالا روی مواد حرارتی زیرزمین مانند آب گرم، گازهای گرم شده و حتی موج بالا روی ماگما در امتداد شکاف‌های سنگ، موجود است. در نتیجه، گرمای درونی از طریق هدایت و هم‌رفت حرارتی به سطح زمین انتقال می‌یابد که در طول فرآیند تغییرات شار گرمای خاک، توازن انرژی سطح زمین را شکسته و ناهنجاری‌های ژئوترمال را سبب می‌شود. بنابراین، منبع گرمای زیر زمین و مسیرهای حرارتی در دسترس، دو عامل مهم جهت تعیین مناطق ژئوترمال هستند [۱۱].

۳-۳- محاسبه توان تشعشعی

محاسبه توان تشعشعی، مرحله مهمی در تهیه نقشه دمای سطح زمین است. بدین منظور، از روش آستانه گذاری شاخص پوشش گیاهی تفاضلی نرمال شده ($NDVI$)^۱ استفاده شده است [۳۲]. ابتدا $NDVI$ بر اساس رابطه (۳) محاسبه شد [۳۳].

خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر فاصله خطوط کنترلی ۴۰ کیلومتر است. هواپیمای به کار گرفته شده یک هدایت‌گر هوایی دوموتوره است که یک مغناطیس‌سنج بخار سزیم با حساسیت ثابت ۰/۰۲ گاما را حمل می‌کرده است. تصاویر روز و شب سنجنده استر $ASTLIB$ به تاریخ ۱۴ نوامبر ۲۰۰۹، تصویر روز و شب سنجنده ETM^+ ماهواره لندست به تاریخ ۱۲ ژانویه ۲۰۰۹ است.

برای تفسیر کیفی داده‌های مورد استفاده، از نسخه ۷/۱ نرم‌افزار $Oasis Montaj$ ، نسخه ۱۰/۳ نرم‌افزار $Arc GIS$ ، نسخه ۴/۷ نرم‌افزار $ENVI$ و نسخه ۱۳ نرم‌افزار $Surfer$ استفاده شده است.

پس از برداشت داده‌ها، اثر میدان مغناطیسی هسته زمین با استفاده از $IGRF$ و تغییرات میدان خارجی زمین با استفاده از داده‌های ایستگاه مبنای زمینی از داده‌های برداشتی حذف گردیده و برای هم سطح‌سازی داده‌ها از خطوط کنترلی که تقریباً عمود بر خطوط اصلی پرواز است، استفاده می‌شود. به این منظور برای تعیین مقادیر زاویه‌های میل و انحراف مغناطیسی منطقه از بخش محاسباتی $IGRF$ نرم‌افزار با منظور نمودن مقادیر ۵۶/۶ درجه برای میل مغناطیسی و ۴/۳ درجه برای انحراف مغناطیسی با استفاده از فیلتر برگردان به قطب نرم‌افزار، داده‌های مغناطیسی مورد مطالعه تهیه شد.

۳-۱- سنجش از دور حرارتی

بیشینه انرژی ساطع شده از سطح زمین در طول موج حدود ۹/۷ میکرومتر روی می‌دهد و چون این تابش ناشی از گرمای زمین است، بنابراین به آن انرژی مادون قرمز حرارتی می‌گویند. این انرژی قابل عکس‌برداری نیست، اما سنجنده‌های حرارتی مانند رادیومترها و اسکنرها نسبت به آن حساس هستند. تمامی مواد در درجه حرارت بالاتر از صفر مطلق امواج الکترومغناطیسی ساطع می‌کنند که میزان انرژی ساطع شده از هر ماده، تابعی از دمای سطحی آن ماده است.

۳-۲- سازوکار ناهنجاری ژئوترمال

دمای سطح زمین حاصل تابش خورشید و گرمای داخلی کره زمین است. درک توازن انرژی سطح زمین و انتقال حرارت زیرزمین منجر به شناسایی مناطق ژئوترمال ایجاد شده توسط حرارت داخل زمین می‌شود [۱۱]. در سطح زمین، دما نتیجه تابش انرژی متوازن برای سطح

- اگر $0.5 < NDVI < 0.2$ باشد، در این مورد پیکسل مخلوطی از خاک بدون پوشش و پوشش گیاهی است و توان تشعشعی بر اساس رابطه (۶) محاسبه شد.

$$\varepsilon = \varepsilon_V P_V + \varepsilon_S (1 + P_V) + d\varepsilon \quad (6)$$

که ε_V توان تشعشعی پوشش گیاهی برابر با 0.99 ، ε_S توان تشعشعی خاک برابر با 0.97 و P_V کسر پوشش گیاهی است که با رابطه (۷) محاسبه شد [۳۲].

$$P_V = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (7)$$

$NDVI_{min}$ برابر با 0.2 و $NDVI_{max}$ برابر با 0.5 است.

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_S)(1 - P_V)F\varepsilon_V \quad (8)$$

F یک ضریب شکلی است که مقدار میانگین آن با فرض توزیع هندسی متفاوت سطوح 0.55 است [۳۲]. به علاوه توان تشعشعی حاصل از باندهای قرمز و مادون قرمز نزدیک (30 متر)، از نظر قدرت تفکیک مکانی با باند حرارتی (60 متر) برای محاسبات بعدی دمای سطح زمین یکسان شد [۱۱].

۳-۴- محاسبه تابش طیفی باند حرارتی و انجام تصحیح اتمسفری

تابش طیفی باند حرارتی نیز در حالت بهره بالا محاسبه شد. برای مطالعات دمای مطلق، حذف اثرات اتمسفر برای استفاده از تصاویر باند حرارتی مرحله‌ای ضروری است که با استفاده از رابطه (۹) مورد محاسبه قرار گرفت [۳۵].

$$L_T = \frac{L_\lambda - L_\mu - t(1 - \varepsilon)L_d}{t\varepsilon} \quad (9)$$

که L_T مقادیر ارزشی حاصل از تصحیح اتمسفری به صورت تابش طیفی، L_λ تابش طیفی باند حرارتی، L_μ و L_d به ترتیب مقادیر تابش در اتمسفر^۳ و تابش در فضای خارج جو^۴، τ قابلیت انتقال اتمسفر و ε توان تشعشعی است. پارامترهای L_λ ، L_μ و L_d با استفاده از نرم‌افزار MODTRAN که در مرجع [۳۵] طراحی شده، محاسبه شد [۳۷-۳۵].

۳-۵- تخمین دمای سطح زمین (LST)

۳-۵-۱- الگوریتم پنجره مجزا تعمیم‌یافته

الگوریتم LST^5 پنجره مجزا تعمیم‌یافته^۶ اولین بار توسط لی در سال ۱۹۷۸ [۳۶]، برای تصحیح اثرات جوی و گسیلندگی نوع پوشش زمین با باندهای گسیلش شناخته شده سنجنده مودیس ارائه شد. جیانگ و همکاران [۳۷]،

$$NDVI = \frac{\rho_4 - \rho_3}{\rho_4 + \rho_3} \quad (3)$$

که ρ_4 بازتابندگی اندازه‌گیری شده در باند مادون قرمز نزدیک و ρ_3 بازتابندگی اندازه‌گیری شده در باند قرمز است.

برای دستیابی به بازتابندگی بالای اتمسفر (TOA)^۲ برای باندهای ۳ (قرمز) و ۴ (مادون قرمز نزدیک)، کالیبراسیون رادیومتری گامی ضروری است. کالیبراسیون رادیومتری تبدیل DN یا ارزش رقومی باند مورد نظر به تابش طیفی است. رابطه (۴) برای محاسبه تابش طیفی باندهای ۳ و ۴ استفاده شد [۳۴].

$$L\lambda = \left(\frac{L_{max} - L_{min}}{Q_{calmax} - Q_{calmin}} \right) \times (Q_{cal} - Q_{calmin}) + L_{min} \quad (4)$$

که $L\lambda$ تابش طیفی باند موردنظر ($Wm^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$)، L_{min} تابش طیفی کمینه ($Wm^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$)، L_{max} تابش طیفی بیشینه ($Wm^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$)، Q_{cal} ارزش پیکسل یا DN ، Q_{calmax} بیشینه ارزش پیکسل و Q_{calmin} کمینه ارزش پیکسل که مقادیر L_{min} و L_{max} از متادیتای تصویر استخراج می‌شود. در نهایت برای دستیابی به بازتابندگی بالای اتمسفر رابطه (۵) اعمال شد [۳۴].

$$\rho_\lambda = \frac{\pi.L\lambda.d^2}{ESUN_\lambda.COS\theta_s} \quad (5)$$

که $\rho\rho$ بازتابندگی بالای اتمسفر برای باند مورد نظر، π برابر با 3.14159 ، $L\lambda$ تابش طیفی باند موردنظر حاصل از مرحله قبل ($Wm^{-2} Sr^{-1} \mu m^{-1}$)، d فاصله خورشید تا زمین (واحدهای نجومی)، $ESUN_\lambda$ روشنایی لایه‌های بالای جو ($Wm^{-2} \mu m^{-1}$) و θ تابش خورشیدی نسبت به زاویه تابش قائم (درجه) است. کسینوس زاویه تابش خورشیدی نسبت به زاویه‌ی تابش قائم برابر است با کسینوس زاویه ارتفاع خورشید که از متادیتای تصویر استخراج می‌شود [۳۴]. مقادیر $ESUN_\lambda$ و d نیز از مرجع [۳۴] استخراج شد.

پس از محاسبه $NDVI$ ، توان تشعشعی مطابق مرجع [۳۵] مورد محاسبه قرار گرفت:

- اگر $NDVI > 0.2$ باشد، در این مورد پیکسل به عنوان خاک بدون پوشش در نظر گرفته می‌شود و توان تشعشعی میانگین، 0.97 است.

- اگر $NDVI < 0.5$ باشد، در این مورد پیکسل‌ها با پوشش گیاهی کامل در نظر گرفته می‌شوند و توان تشعشعی برابر با ارزش ثابت 0.99 است.

است که طیف گسیلندگی و دمای نرمال شده را محاسبه می‌کند [۳۹]. این روش یک مقدار ثابت (۰/۹۶) برای گسیلندگی در نظر گرفته و خروجی‌های دما و گسیلندگی را تولید می‌کند. این روش مقدار دما را برای هر پیکسل و باند با استفاده از مقدار ثابت گسیلندگی محاسبه می‌کند. مقادیر بالاتر دما در هر پیکسل برای محاسبه مقادیر گسیلش با استفاده از تابع پلانک استفاده می‌شود [۴۰-۴۵]. بر اساس مرجع [۱۳] مقادیر DN باندهای سنجنده استر می‌توانند با استفاده از مجموعه‌ای از ثابت‌های تبدیل واحد استاندارد مطابق رابطه (۱۲) به تابش سطح سنجنده تبدیل شوند:

$$L_{srad,j} = (DN_j - 1) \times UCC_j \quad (12)$$

که $L_{srad,j}$ تابش رادیانس طیفی سنجنده استر در طول موج J ، شماره باند سنجنده استر، DN_j مقدار DN بی‌بعد باند J ، UCC_j ثابت تبدیل واحد باند J است که در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱: مقادیر UCC_j محاسبه شده [۴۰]

Band	Maximum Radiance ($Wm^{-2}sr^{-1}\mu m^{-1}$)			
	High gain	Normal Gain	Low Gain 1	Low gain 2
۱۰		۰/۰۰۶۸۲۲		
۱۱		۰/۰۰۶۷۸۰		
۱۲	N/A	۰/۰۰۶۵۹۰	N/A	N/A*
۱۳		۰/۰۰۵۶۹۳		
۱۴		۰/۰۰۵۲۲۵		

* N/A= داده‌ای موجود نیست

$$T = \frac{C_2 / \lambda}{\ln\left(\frac{C_1}{\lambda^5} \frac{1}{B_{\lambda}(T)} + 1\right)} \quad (14)$$

که در نهایت رابطه (۱۴) را می‌توان به صورت رابطه (۱۵) بازنویسی کرد:

$$T = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L\lambda} + 1\right)} \quad (15)$$

K_1 و K_2 ، ضرایب ثابتی بوده که با استفاده از طول موج موثر سنجنده محاسبه شده در جدول ۲ و به ترتیب معادل C_1/λ^5 و C_2/λ هستند. همان شدت درخشندگی اندازه‌گیری شده ماهواره، L_{λ} طول موج موثر باند J و T دمای سطح زمینی (کلوین) است.

یک الگوریتم LST پنجره مجزا را با اضافه کردن تصحیح بخار آب اتمسفر به صورت رابطه (۱۰) ارائه دادند.

$$T_s = A_0 + P \frac{T_4 + T_5}{2} + M \frac{T_4 + T_5}{2} \quad (10)$$

این الگوریتم سپس توسط لی [۳۶] توسعه داده شد و به صورت رابطه (۱۱) ارائه گردید:

$$T_s = C + \left(A_1 + A_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + A_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2} \right) \frac{T_4 + T_5}{2} +$$

$$(B_1 + B_2 \frac{1-\varepsilon}{\varepsilon} + B_3 \frac{\Delta\varepsilon}{\varepsilon^2}) \frac{T_4 - T_3}{2} \quad (11)$$

که T_s برابر LST و T_4 و T_5 به ترتیب، دمای روشنایی بالای جو (TOA) در طول موج‌های $10/3 - 11/3$ و $12/5 - 11/5$ میکرومتر هستند. ε و $\Delta\varepsilon$ به ترتیب میانگین و اختلاف گسیلندگی در طول موج‌های 11 و 12 میکرومتر و $C, A_1, A_2, A_3, B_1, B_2, B_3$ ضرایب ناشناخته هستند [۳۸].

۳-۵-۲- روش نرمال‌سازی گسیلندگی

روش نرمال‌سازی گسیلندگی (NEM)^۷ بخشی از الگوریتم تفکیک دما گسیلندگی (TES)^۸ سنجنده استر

برای محاسبه دمای روشنایی بالای جو، می‌توان از تابع رادیانس پلانک استفاده کرد (رابطه (۱۳)) [۴۱]:

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1}{\lambda^5 (e^{C_2/\lambda T} - 1)} \quad (13)$$

که در آن

$$C_1 = 1.19104356 \times 10^{-16} \text{ } Wm^2$$

و

$$C_2 = 1.43876869 \times 10^{-2} \text{ } mk$$

است.

دمای یک شیء زمینی را می‌توان با معکوس کردن رابطه (۱۳) تخمین زد [۴۶، ۴۱]:

جدول ۲: مقادیر محاسبه شده K_1 و K_2 باندهای حرارتی سنجنده استر [۴۰]

Band	Bandpass (μm)	Effective Wavelength (μm)	UCC	K_1 ($\text{Wm}^{-2}\mu\text{m}^{-1}$)	K_2 (K)
۱۰	۸/۴۷۵-۸/۱۲۵	۸/۲۹۱	۰/۰۰۶۸۲۲	۳۰۴۰/۱۳۶۴۰۲	۱۷۳۵/۳۳۷۹۴۵
۱۱	۸/۸۲۵-۸/۴۷۵	۸/۶۳۴	۰/۰۰۶۷۸۰	۲۴۸۲/۳۷۵۱۹۹	۱۶۶۶/۳۹۸۷۶۱
۱۲	۹/۲۷۵-۸/۹۲۵	۹/۰۷۵	۰/۰۰۶۵۹۰	۱۹۳۵/۰۶۰۱۸۳	۱۵۸۵/۴۲۰۰۴۴
۱۳	۱۰/۹۵-۱۰/۲۵	۱۰/۶۵۷	۰/۰۰۵۶۹۳	۸۶۶/۴۶۸۵۷۵	۱۳۵۰/۰۶۹۱۴۷
۱۴	۱۱/۶۵-۱۰/۹۵	۱۱/۳۱۸	۰/۰۰۵۲۲۵	۶۴۱/۳۲۶۵۱۷	۱۲۷۱/۲۲۱۶۷۳

حالی که بیشینه شیب بی‌هنجاری نامتوازن دقیقاً بر روی لبه‌های جسم منطبق است. این حالت معمولاً روی داده‌های مغناطیسی در عرض‌های جغرافیایی پایین اتفاق نمی‌افتد، لذا برای این مجموعه داده‌ها قبل از تفسیر، اعمال این فیلتر ضروری به نظر می‌رسد [۴۸، ۴۴].

۳-۶-۱- فیلتر زاویه کجی

تا به حال روش‌های متعددی برای شناسایی مرزهای آنومالی‌ها معرفی شده است که فیلتر زاویه کجی یک فیلتر فازی محلی است که این امکان را فراهم می‌کند تا ناپیوستگی‌ها و مرزهای آنومالی‌های میدان پتانسیل را شناسایی شود [۴۹]. در روش‌های معمول استفاده از فیلتر ادامه فراسو را معمولاً قبل از اعمال فیلتر زاویه کجی بر روی داده‌ها اعمال می‌کنند. در واقع فیلتر زاویه کجی را به جهت شناسایی مرزهای آنومالی‌ها و تفسیر و تحلیل بهتر، در مراحل پایانی پردازش قرار می‌دهند [۵۰]. فیلتر فازی زاویه کجی یا تمایل به صورت رابطه (۱۸) معرفی می‌شود.

$$TA = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial f}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}} \right) \quad (18)$$

که در رابطه بالا f میدان مغناطیس، TA زاویه تمایل، مشتق‌های میدان نسبت به x ، y و z $\frac{\partial f}{\partial x}$ ، $\frac{\partial f}{\partial y}$ و $\frac{\partial f}{\partial z}$ هستند. فیلتر زاویه کجی هنگامی که نقاط مشاهده روی چشمه آنومالی قرار دارد، دارای مقادیر مثبت است. در لبه آنومالی‌ها مقدار گرادیان قائم برابر با صفر و گرادیان‌های افقی بیشینه هستند. بنابراین مقدار این فیلتر در لبه‌ها برابر با صفر و در سایر نقاط، فیلتر دارای مقدار منفی خواهد بود. مقادیر زاویه تمایل با صرف نظر از مقدار مشتقات افقی و عمودی در بازه $\left[-\frac{\pi}{2}, \frac{\pi}{2}\right]$ قرار می‌گیرند.

۳-۵-۳- روش محاسبه LST سنجنده ETM⁺

داده‌های باندهای حرارتی سنجنده لندست به صورت DN برداشت می‌شوند. برای تبدیل به مقادیر رادیانس می‌توان از روش مقیاس بندی رادیانس طیفی استفاده کرد [۴۷، ۳۵].

$$L_{cal} = \frac{L_{max} - L_{min}}{Q_{max} - Q_{min}} (Q_{cal} - Q_{min}) + L_{min} \quad (16)$$

که L_{min} ، L_{max} ، Q_{min} و Q_{max} فاکتورهای مقیاس بندی بوده و از داده همراه $(Metadata)$ تصویر استخراج می‌شوند. L_{cal} تابش رادیانس و مقدار DN باند مورد نظر است.

رادیانس به دست آمده در جو تا حد زیادی با شرایط جوی تغییر می‌کند، بنابراین تصحیح جوی برای بازیابی پارامترهای واقعی سطح با از بین بردن اثرات جوی ضروری است [۱۱].

تصحیح جوی را می‌توان با استفاده از رابطه (۱۷) انجام داد [۳۵، ۱۳].

$$L_{\lambda} = \frac{L_{cal} - L_u}{\epsilon t} - \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} L_d \quad (17)$$

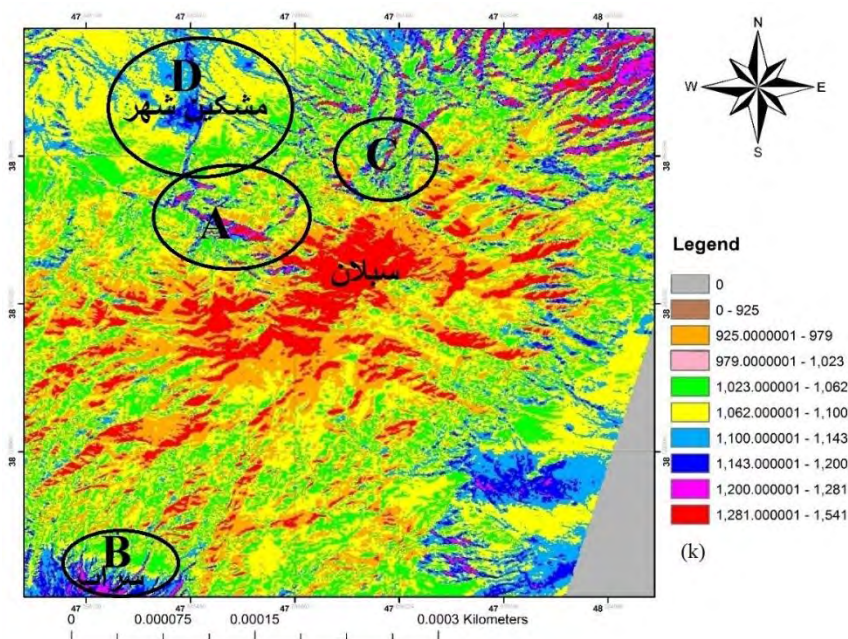
که در آن L_{λ} تابش جسم مورد نظر در دمای T ، L_u مقدار تابش رادیانس داخل اتمسفر، L_d مقدار تابش در فضای خارج اتمسفر، τ قابلیت انتقال اتمسفر و ϵ گسیلندگی (معمولاً ۰/۹۸) است [۴۲]. مقادیر ضرایب کالیبراسیون برای سنجنده ETM^+ به ترتیب برابر ۶۶۶/۰۹ و ۱۲۸۲/۱۷ است.

۳-۶-۲- فیلتر برگردان به قطب

با استفاده از این فیلتر، میدان مغناطیسی از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین مایل و شیب‌دار است، به قطب مغناطیسی یعنی جایی که میدان القایی قائم است، منتقل می‌شود [۴۷، ۴۴، ۴۳]. مقادیر بیشینه بی‌هنجاری به طور مستقیم بر روی جسم قرار می‌گیرد، در

سنگ‌های میزبان گردد. به این ترتیب که در منطقه آذرینی که سنگ‌های با مغناطیس بالا داشته باشند در اثر عوامل دگرسانی، خصوصیت خودپذیری مغناطیسی کانی‌ها در اثر دگرسانی‌های مانند آرژیلیتی شدن و ... عموماً کانی مگنتیت تجزیه شده و به کانی دگرسان تبدیل می‌گردد. بنابراین نواحی دارای دگرسانی اثر مغناطیسی با شدت کم از خود نشان می‌دهند.

در این پژوهش از بررسی‌های سنجش از دور حرارتی سنجنده استر، می‌توان نتیجه گرفت که بی‌هنجاری *A*، دره موئیل و *B*، سراب و *C*، شمال سبلان و *D*، مشکین‌شهر واقع شده‌اند. در شکل ۳ نقشه بی‌هنجاری حرارتی *LST* سنجنده استر نشان داده شده است و از بررسی‌های سنجنده لندست نیز بی‌هنجاری *A*، محدوده سراب و جنوب غربی سراب و بی‌هنجاری *B*، محدوده سبلان را نشان می‌دهد.



شکل ۳: نقشه سنجنده *ASTER* استر، باندهای حرارتی و ترکیب با روش *LST* اینرسی حرارتی در مناطق را نشان می‌دهد (بی‌هنجاری *A*، دره موئیل و *B*، سراب، بی‌هنجاری *C*، شمال و شمال شرق سبلان و بی‌هنجاری *D*، مشکین‌شهر)

و تمرکزهای چشمه‌های آب‌گرم در محدوده مورد مطالعه، نقشه مغناطیسی هواپرد منطقه تهیه شد. در شکل ۵ نقشه مغناطیسی هواپرد منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. بعد از پردازش مغناطیس هواپرد، در نقشه برگردان به قطب (*RTP*) بی‌هنجاری‌های *A*، *B*، *C*، *D* و *E* در منطقه تهیه شد.

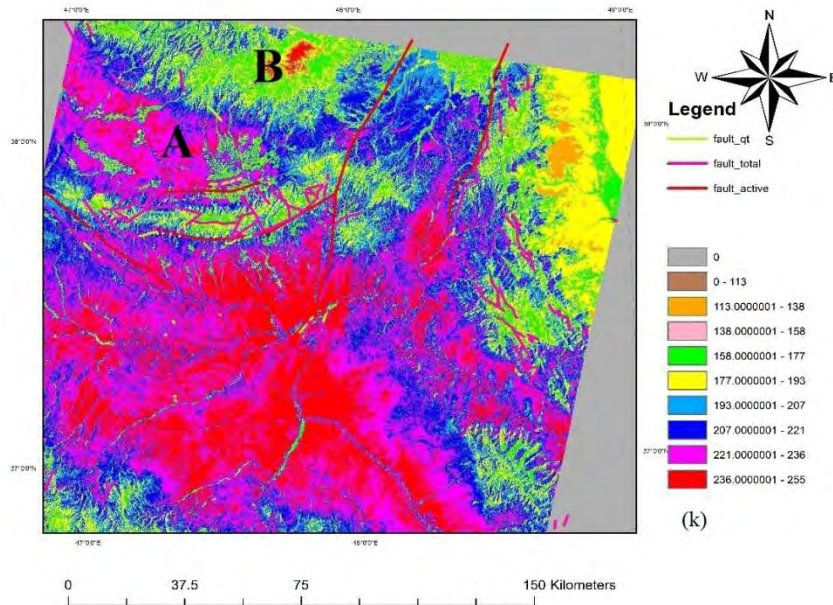
با اعمال فیلتر زاویه تمایل بر روی داده‌های میدان مغناطیسی می‌توان ساختارها و خطواره‌های مغناطیسی را شناسایی نمود، بدین صورت که مقدار زاویه تمایل در حالی که میل (شیب) میدان مغناطیسی ۹۰ درجه است، بر روی گسل‌ها و خطواره‌ها صفر است. به کمک زاویه تمایل می‌توان تا حدودی به جهت شیب گسل‌ها نیز پی‌برد، چون از محل گسل‌ها و خطواره‌ها در جهت شیب، مقدار زاویه تمایل منفی است.

۴- بحث و تفسیر داده‌ها

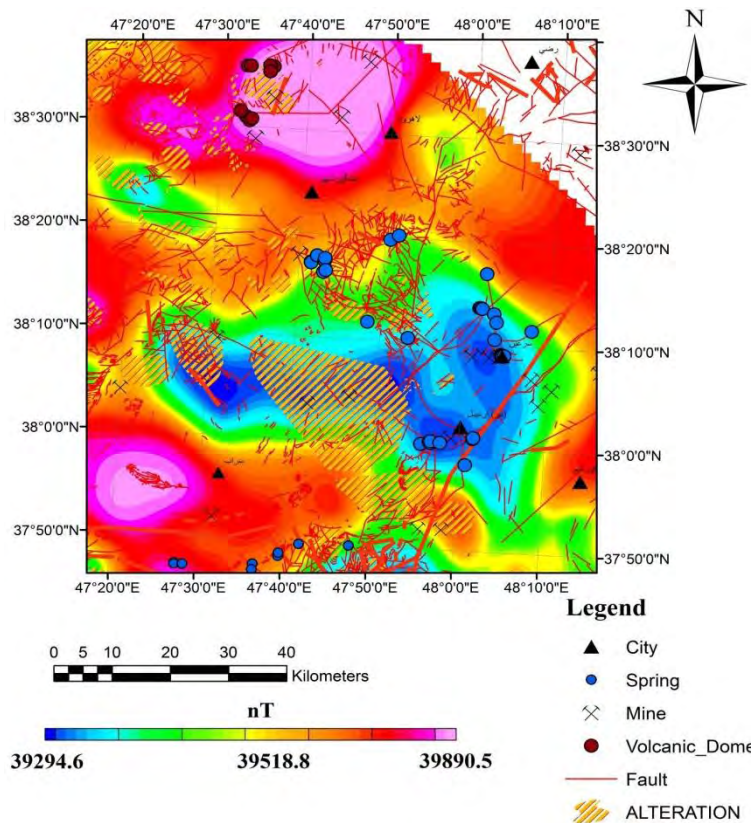
فرآیند دگرسانی در اثر عوامل مختلفی نظیر حرکت آب‌های داغ درون زمینی و نیز گرمای ناشی از وجود توده‌های نفوذی که سبب تحریک و تقویت فعالیت‌های شیمیایی در سنگ‌ها می‌شود همانند فرآیند دگرگونی می‌تواند سبب ایجاد و یا تخریب کانی‌های مغناطیسی در

در شکل ۴ نقشه بی‌هنجاری حرارتی *LST* سنجنده لندست نشان داده شده است. موقعیت گسل‌های زمین‌شناسی فعال و اصلی در منطقه، گسل‌های زمین‌شناسی، موقعیت دگرسانی‌های موجود در منطقه، معادن فعال و چشمه‌های آب‌گرم با توجه به موقعیت مناطق ژئوترمال تهیه شده است.

با توجه به پردازش داده‌های مغناطیسی هواپرد، موقعیت گسل‌ها و شکستگی‌های ساختارهای زمین‌شناسی



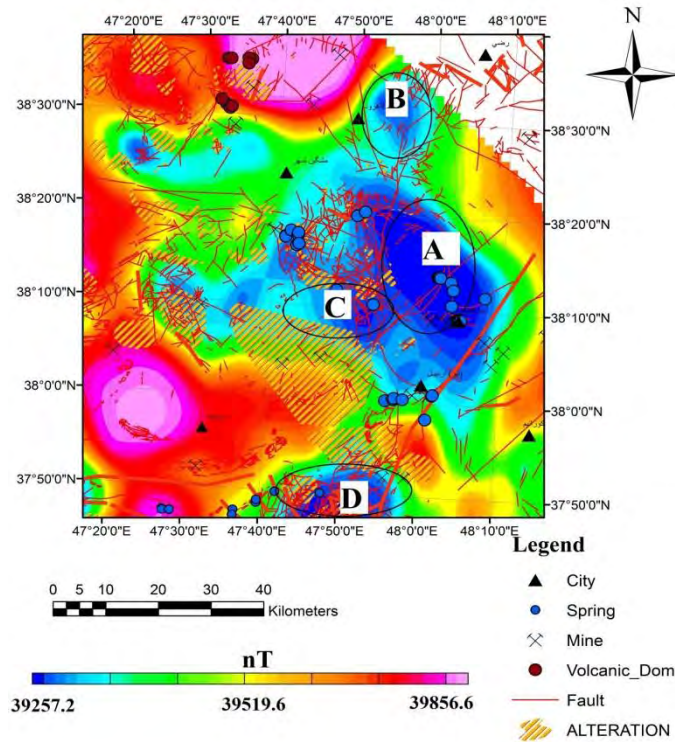
شکل ۴: نقشه سنجنده ETM^+ باندهای حرارتی و ترکیب با روش LST اینرسی حرارتی در مناطق را نشان می‌دهد. (بی‌هنجاری A محدوده سراب و جنوب غربی سراب و بی‌هنجاری B محدوده سبلان را نشان می‌دهد)



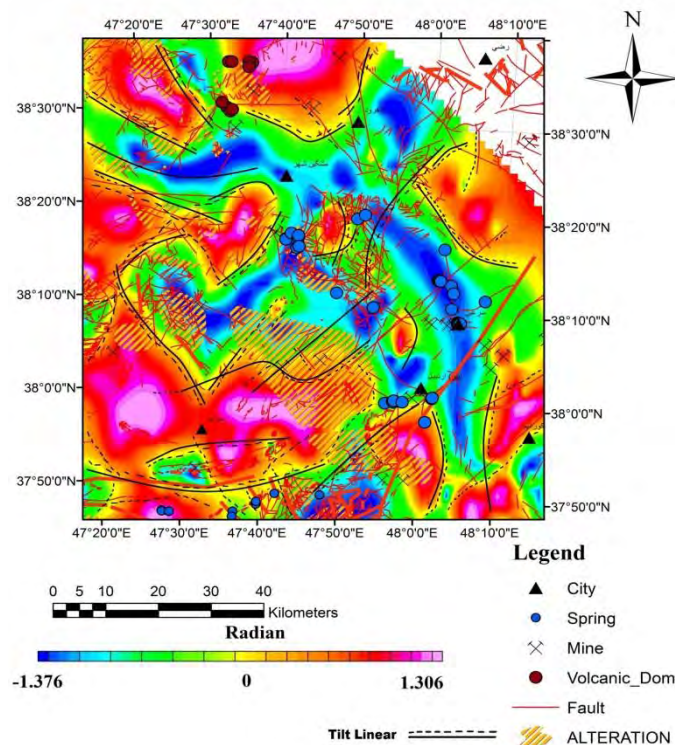
شکل ۵: نقشه میدان مغناطیسی کل بعد از اعمال تصحیح $IGRF$ منطقه مورد مطالعه

ساختارهای زمین‌شناسی کاملاً همخوانی و مطابقت دارند. مناطق با پتانسیل بالای ژئوترمال در منطقه مورد مطالعه، در هر دو روش سنجش از دور حرارتی و مغناطیس‌سنجی هوابرد مطابقت می‌نمایند.

شکل ۶ نقشه برگردان به قطب مغناطیسی هوابرد در منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است و شکل ۷ نقشه زاویه کجی حاصل از پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی را نشان می‌دهد که خطواره‌های شناسایی شده با گسل‌ها و



شکل ۶: نقشه برگردان به قطب (RTP) مغناطیسی منطقه مورد مطالعه (بی‌هنجاری‌های A، B، C و D دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه با توجه به داده‌های مغناطیسی هوابرد منطقه سبلان کم‌ترین مغناطیس‌پذیری را از خود نشان می‌دهد و این امر به دلیل دگرسانی شدید در منطقه است)



شکل ۷: نقشه زاویه کجی حاصل از پردازش‌های برگردان به قطب شده مغناطیس‌سنجی در منطقه مورد مطالعه، خطواره‌های شناسایی شده با ساختارها و گسل‌های زمین‌شناسی همخوانی و مطابقت دارند

گرفت این منطقه از نظر پتانسیل‌یابی انرژی ژئوترمال از اولویت برخوردار است و مهم‌ترین پتانسیل انرژی ژئوترمال کشور را به خود اختصاص داده است. با توجه به نتایج این پژوهش بی‌هنجاری‌های حرارتی A، در شمال غربی سبلان (دره موئیل)، بی‌هنجاری حرارتی B، در شمال سراب، بی‌هنجاری‌های حرارتی C در جنوب شرقی سبلان جزء مناطق مهم از بررسی‌های انجام شده هستند.

مراجع

- [1] Renewable Energy and Energy Efficiency Organization. Sana Journal. (1390) the fifth year, (25): 12 p.)in Persian(.
- [2] Sana, (1386). The Journal of Sana, 1 (1), p. 1-11. (in Persian(.
- [3] Naziripour, H., Fotouhi, p. And podine, m. R (1389) The Need for Revision of Energy Resources and the Replacement of New Energy (Geothermal Energy), the 4th International Congress of Geographers of the Islamic World, Zahedan, Sistan and Baluchestan University.(in Persian).
- [4] Gailler, L.S., Bouchot, V., Martelet, G., Thion, I., Coppo, N., Baltassat, J.M. and Bourgeois, B., (2014), Contribution of multi-method geophysics to the understanding of a high-temperature geothermal province: The Bouillante area (Guadeloupe, Lesser Antilles), Journal of Volcanology and Geothermal Research, 275, 34-50.
- [5] Georgsson, L.S., (2009), Geophysical methods used in geothermal exploration, Presentation in short course IV on exploration for geothermal resources, UNU-GTP KenGen, GDC, Naivasha, Kenya, 1-16.
- [6] Monteith, J.L. (1973). Principles of Environmental Physics. Edward Arnold, London, United Kingdom.
- [7] Alavi panah, S. k (1385). Application of Remote Sensing in Earth Sciences (Soil Science). Institute of Publications of Tehran University.(in Persian).
- [8] Alavi panah, S. K (1383). Application of Remote Thermal Measurement in Environmental Studies, Journal of Astronomy, (34): 29-38.(in Persian).
- [9] Nooraliy, J. And Lari, HR (1381) Initial exploration of geothermal energy in Khorasan province, 17th International Power Conference, Tehran, Tavanir Co., Power Research Center.
- [10] Haselwimmer, Ch. & Prakash, A., (2012). Thermal Infrared Remote Sensing of Geothermal Systems (Chapter 7).

بررسی‌های سنجش از دور حرارتی در منطقه مورد مطالعه نشان داد که، یک بی‌هنجاری حرارتی در بخش شمال غربی سبلان، شمال شرقی سبلان که در واقع در امتداد دره موئیل است، بی‌هنجاری‌های حرارتی دیگر در محدوده جنوب شرقی سبلان، شمال سراب و در شمال مشکین‌شهر وجود دارد.

با توجه به مطابقت داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد در فیلتر برگردان به قطب شده مغناطیسی، بی‌هنجاری‌های A، B، C و D وجود دارند که منطقه سبلان، شرق و جنوب شرقی محدوده سبلان (بی‌هنجاری A)، بی‌هنجاری B (شمال شرقی سبلان)، بی‌هنجاری C (جنوب شرقی، جنوب سبلان و شمال محدوده سراب) و بی‌هنجاری D (جنوب شرقی محدوده سراب) قرار دارند که این نشان دهنده این است که بی‌هنجاری‌های A و بی‌هنجاری‌های B و C با موقعیت چشمه‌های آب‌گرم مطابقت دارند و همان طور که قبلاً نیز ذکر گردید، چشمه‌های آب‌گرم در امتداد ساختارهای گسلی فعال در شمال سراب و اطراف سبلان به وفور دیده می‌شوند و دگرسانی‌های منطقه گواه روشنی بر این موضوع است.

۵- نتیجه‌گیری

بررسی‌های سنجش از دور در ناحیه شمال سبلان تا سراب نشان داد، یک بی‌هنجاری حرارتی در بخش شمال شرقی سبلان که در واقع در امتداد دره موئیل است و بی‌هنجاری‌های حرارتی دیگر در محدوده جنوب شرقی سبلان و در شمال مشکین‌شهر وجود دارد. علاوه بر این، پردازش داده‌های مغناطیسی بی‌هنجاری‌های را در محدوده مورد مطالعه نشان داد که با توجه به ارتباط چشمه‌های آب‌گرم، توده‌های نفوذی، دگرسانی‌های شدید در منطقه و گنبد‌های ولکانیکی فراوان، این بی‌هنجاری‌ها می‌توانند در ارتباط با بی‌هنجاری‌های حرارتی آشکار شده از روش دورسنجی و توده‌های نفوذی باشند. از طرفی، بی‌هنجاری‌های حرارتی تشخیص داده شده با روش دورسنجی، با بی‌هنجاری‌های مغناطیسی آشکار شده مطابقت می‌کنند.

در نهایت با انطباق نقشه‌های به دست آمده از داده‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد، دورسنجی حرارتی، موقعیت چشمه‌های آب‌گرم و دگرسانی‌های شدید می‌توان نتیجه

- [20] Wu, W.; Zou, L.; Shen, X.; Lu, Sh.; Kong, F. & Dong, Y. (2012). Thermal infrared remote-sensing detection of thermal information associated with faults: A case study in Western Sichuan Basin, China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 43: 110-117.
- [21] Gailler, L.S., Bouchot, V., Martelet, G., Thinon, I., Coppo, N., Baltassat, J.M. and Bourgeois, B., (2014), Contribution of multi-method geophysics to the understanding of a high-temperature geothermal province: The Bouillante area (Guadeloupe, Lesser Antilles), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 275, 34-50.
- [22] Gupta, H., Z., S., (1391). *Geothermal Energy: An Alternative Energy Source in the 21st Century*. Translate q Jump and so on Kesari, Tehran, Sanayi Publication.
- [23] Fanaee Kheirabad, Gh. A. & Oskooi, B. (2011). Magnetotelluric interpretation of the Sabalan geothermal field in the northwest of Iran, *Journal of the Earth & Space Physics*. 37 (3): 1-11.
- [24] Zhang, R. (1999). Some thinking on quantitative thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing for Land & Resources*, 1: 1-6 (in Chinese with English abstract) <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov>.
- [25] Monteith, J.L. (1973). *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London, United Kingdom.
- [26] Guo, W & Sun, S. (2002). Preliminary study on the effects of soil thermal anomaly on land surface energy budget, *Acta Meteorologica Sinica*, 60 (6): 706-714 (in Chinese with English abstract).
- [27] Rudnick, R.L.; McDonough, W.F. & O'Connell, R.J. (1998). Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere. *Chemical Geology*, 145 (3-4): 395-411.
- [28] Xiong, L.; Hu, S & Wang, J. (1994). Analysis on the thermal conductivity of rocks from SE China. *Acta Petrologica Sinica*. 10 (3): 323-329 (in Chinese with English abstract).
- [29] Ou, X.; Jin, Z.; Wang, L.; Xu, H. & Jin, S. (2004). Thermal conductivity and its anisotropy of rocks from the depth of 100-2000 m mainhole of Chinese Continental Scientific Drilling: revelations to the study on thermal structure of subduction zone. *Acta Petrologica Sinica*, 20 (1): 109-118 (in Chinese with English abstract).
- [30] Li, G. (1992). Characteristics of the Qaidam Basin heat flow and analysis on its crustal thermal structure. Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing (in Chinese with English abstract).
- [11] Hojat, A., Fox Maule, C. and Hemant Singh, K., (2016), Reconnaissance exploration of potential geothermal sites in Kerman province, using Curie depth calculations, *Journal of the Earth and Space Physics* 41 (4), 95-104.
- [12] Qin, J., Yang, K., Lu, N., Chen, Y., Zhao, L. and Han, M., (2013), Spatial upscaling of in-situ soil moisture measurements based on MODIS-derived apparent thermal inertia, *Remote Sensing of Environment*, 138, 1-9.
- [13] Qin, Q., Zhang, N., Nan, P. and Chai, L., (2011), Geothermal area detection using Landsat ETM+ thermal infrared data and its mechanistic analysis- A case study in Tengchong, China, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(4), 552-559.
- [14] Yamaguchi, Y.; Hase, H. & Ogawa, K. (1992). Remote sensing for geothermal applications. *Episodes*. 15 (1): 62-67.
- [15] Coolbaugh, M.F.; Kratt, C.; Fallacaro, A.; Calvin, W.M. & Taranik, J.V. (2007). Detection of geothermal anomalies using advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) thermal infrared images at Brady's Hot Springs, Nevada, USA. *Remote Sensing of Environment*, 106: 350-359.
- [16] Coolbaugh, M.F., Kratt, C., Fallacaro, A., Calvin, W.M. and Taranik, J.V., (2007), Detection of geothermal anomalies using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) thermal infrared images at Bradys Hot Springs, Nevada, USA, *Remote Sensing of Environment*, 106(3), 350-359.
- [17] Kienholz, C. Prakash, A. & Kolker, A. (2009). Geothermal Exploration in Akutan, Alaska, Using Multitemporal Thermal Infrared Images, American Geophysical Union, Fall Meeting 2009, abstract H53F-1009.
- [18] Sahaan, M.N.; Soebandrio, A. & Wikantika, K. (2011). Geothermal potential exploration using remote sensing technique (case study: Patuha area, west Java), *Proceeding of 10th annual Asian conference and exhibition on "Geospatial Information Technology and Application"*, Jakarta, Indonesia, Asia Geospatial Forum.
- [19] Sumintadireja, P.; Saepuloh, A.; Irawan, D. & Junursyah, L. (2011). Temporal analysis of visible-thermal infrared band and magnetotelluric method to simulate a geothermal sitting at MT. Ciremal, west Java, Indonesia, *Proceedings, Thirty-Sixth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California*, SGP-TR-191.

Zealand Geothermal Workshop, Auckland, New Zealand, 31-38.

[43] Liang, S., (2000), Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I: Algorithms, Remote Sensing of Environment, 76(2), 213-238.

[44] Lu, S.L., Shen, X.H., Zou, L.J., Zhang, G.F., Wu, W.Y., Li, C.J. and Mao, Y.J., (2008), Remote sensing image enhancement method of the fault thermal information based on scale analysis: A case study of Jiangshan- Shaoxing Fault between Jinhua and Quzhou of Zhejiang Province, China, Chinese Journal of Geophysics, 51(5), 1048-1058.

[45] Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H. and Tanaka, T., (2007), GIS model for geothermal resource exploration in Akita and Iwate prefectures, northern Japan, Computers & Geosciences, 33(8), 1008-1021.

[46] Neawsuparp, K., Charusiri, P. and Meyers, J., (2005), New processing of airborne magnetic and electromagnetic data and interpretation for subsurface structures in the Loei area, Northeastern Thailand, Science Asia, 31, 283-298.

[47] Zang, S.;Liu, Y. & Ning, J. (2002). Thermal structure of the lithosphere in north China, Chinese Journal of Geophysics, 45 (1): 56-67 (in Chinese with English abstract).

[48] Zhang, R. (1999). Some thinking on quantitative thermal infrared remote sensing. Remote Sensing for Land & Resources, 1: 1-6 (in Chinese with English abstract) <http://atmcorr.gsfc.nasa.gov>.

[49] Cooper, G. R. J. and Cowan, D. R., 2006, Enhancing potential field data using filters based on the local phase, Computers & Geosciences, 32, 1585-1591.

[50] Verduzco B., Derek Fairhead, Chris M. Green, Chris MacKenzie, 2004, new insights into magnetic derivatives for structural mapping: The Leading Edge, 32(2), 116-119.

[51] 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.

[31] Sobrino, J. A.; Jime'nez-Mun'oz, J. C. & Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval.

[32] Rouse, J. W.; Haas, R. H.; Schell, J. & Deering, D.W. (1973). "Monitoring Vegetation Systems in the Great plains with ERTS." Third ERTS Symposium, NASA SP-351, pp. 309-317.

[33] Chander, G.; Markham, B. L. & Denis, L. H. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors, Remote Sensing of Environment, 113: 893-903.

[34] Barsi, J. A.; Schott, J. R.; Palluconi, F. D. & Hook, S. J. (2005). Validation of a web-based atmospheric correction tool for single thermal band instruments. Proceedings, SPIE, vol. 5882. (SPIE, Bellingham, WA. 2005), Proc of. SPIE 58820E-1. 7 pp.

[35] Qin, Q.; Zhang, N.; Nan, P. & Chai, L. (2011). Geothermal area detection using Landsat ETM+ thermal infrared data and its mechanistic analysis (a case study in Tengchong, China). International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, 13: 552-559.

[36] Lee, K., (1978), Analysis of thermal infrared imagery of the Black Rock Desert geothermal area, Colorado School of Mines Quarterly, 4(2), 31-44.

[37] Jiang, G. M., Zhou, W. and Liu, R., (2013), Development of split-window algorithm for land surface temperature estimation from the VIRR/FY-3A measurements, Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE, 10(4), 952-956.

[38] Georgsson, L.S., (2009), Geophysical methods used in geothermal exploration, Presentation in short course IV on exploration for geothermal resources, UNU-GTP KenGen, GDC, Naivasha, Kenya, 1-16.

[39] Hsu, S. K., Coppens, D. and Shyu, C. T., (1998), Depth to magnetic source using the generalized analytic signal, Geophysics, 63, 1947-1957.

[40] Banerjee, K., Panda, S., Jian, M.K., Jeyaseelan, A.T. and Sharma, R.K., (2014), Comparison of Aster thermal bands and feature identification using advance Spectroscopic techniques, International Journal of Innovation and Scientific Research, 7 (1), 11-18.

[41] Huenges, E. (2010). Geothermal Energy Systems. WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim.

[42] Hunt, T.M., (1989), Geophysical exploration of the Broadlands (Ohaaki) geothermal field: review, In Proceedings of the 11th New

¹ Normalized Difference Vegetation Index

² Top of Atmosphere reflectance

³ Upwelling

⁴ Downwelling

⁵ Land Surface Temperature

⁶ Algorithm Window Split Generalized

⁷ Emissivity Normalization Method

⁸ Temperature Emissivity Separation