

تحلیل ناهنجاری‌های حرارتی گسل‌ها و ارتباط آن با منابع زمین‌گرمایی با استفاده از داده‌های حرارتی لندست ۸ مطالعه موردی: گسل‌های شهداد و نایبند

یاسین کاظمی^۱

سید کاظم علوی پناه^۲

سعید حمزه^۳

بهرام بهرام بیگی^۴

تاریخ دریافت مقاله: ۹۶/۰۳/۱۴

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۶/۱۲/۲۰

چکیده

سنجش از دور حرارتی، با فراهم آوردن قابلیت محاسبه دمای سطح زمین با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، نقش مهمی در مطالعات محیط زیستی از جمله مطالعات اقلیمی، شناسایی گسل‌های پنهان و یا در مواردی پی جویی منابع زمین‌گرمایی ایفا می‌کند. در این مقاله با استفاده از اطلاعات بدست آمده از باندهای حرارتی ماهواره لندست ۸، دمای سطح زمین در لحظه تصویربرداری از منطقه‌ای دارای گسل‌های بیسمتی محاسبه گردیده است. اطلاعات حرارتی حاصل از منطقه محاط بر گسل شهداد و قسمت جنوبی گسل نایبند، که در محدوده‌ی شرقی شهرستان کرمان قرار دارند، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند. نتایج این تحقیق نشان داد که در نزدیکی زون مرکزی این دو گسل عمیق و بزرگ تجمع‌های حرارتی سطحی وجود دارد. طبق نتایج بدست آمده از پژوهش حاضر این تجمعات حرارتی با فاصله گرفتن از زون مرکزی گسل کاهش می‌یابد. بر اساس انطباق موقعیت گسل‌ها و پیکسل‌های دمای بالا، تجمع‌های خطی حرارتی می‌توانند کلیدی جهت شناسایی گسل‌های اصلی در مناطق با لیتولوژی و سن مشابه در نقشه‌های بدست آمده از دمای سطح زمین باشند. در مطالعه حاضر با توجه به موقعیت گسل‌ها و نقشه‌های دمایی، دو منطقه‌ی با حداکثر تمرکز نمودارهای هم دمای مشمول کران بالای طیف دمایی نقشه LST منطقه، استخراج و ارائه گردیده است. با توجه به شیب نمودارهای هم دما به سمت زون مرکزی گسل در مناطق مذکور، و با توجه به نزدیک بودن عمق گسل‌های بیسمتی به مواد داغ تشکیل دهنده آستنوسفر زمین، مناطق معرفی شده می‌توانند به عنوان پتانسیل اولیه وجود منابع زمین‌گرمایی مورد بررسی تفصیلی واقع شوند.

واژه‌های کلیدی: سنجش از دور حرارتی، LST، انرژی زمین‌گرمایی، ناهنجاری‌های حرارتی، گسل شهداد، گسل نایبند

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه سنجش از دور و GIS، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران y.kazemi94@gmail.com

۲- استادیار گروه سنجش از دور و GIS، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران (نویسنده مسئول) saeid.hamzeh@ut.ac.ir

۳- استاد گروه سنجش از دور و GIS، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران salavipa@ut.ac.ir

۴- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان b.bahram.100@gmail.com

۱- مقدمه

استانی و محلی اجرا کرد (علوی پناه، ۱۳۸۳: ۳۶). این رویکرد، چندین سال است که به عنوان یک ابزار مفید و با ارزش برای اکتشاف انرژی زمین گرمایی در مناطق بزرگ استفاده می شود و امکان انتخاب گزینه ها برای اکتشافات مجدد با استفاده از پیمایش های زمینی هزینه بر را فراهم نموده است (Hasehwimmer & Prakash, 2012: 457). سنجش از دور مادون قرمز حرارتی روشی مؤثر برای شناسایی ناهنجاری های دمای سطح زمین است که ترکیب آن با تحلیل های زمین شناسی و درک سازوکار زمین گرمایی، رویکردی صحیح و کارآمد در اکتشاف مناطق زمین گرمایی می باشد (Qin et al., 2011: 553).

تحقیقات متعددی در مورد شناسایی منابع زمین گرمایی با استفاده از سنجش از دور حرارتی صورت گرفته است. از آن جمله می توان به یاماگوچی و همکاران (۱۹۹۲) اشاره کرد. آن ها نشان دادند که سنجش از دور می تواند با شناسایی ناهنجاری حرارتی سطح زمین با استفاده از تصاویر مادون قرمز حرارتی، شناسایی خطواره هایی که مسیرهایی برای عبور سیالات زمین گرمایی هستند و مشخص کردن مناطق دارای دگرسانی های گرمایی^۲، در شناسایی منابع زمین گرمایی مؤثر باشد. کوین و همکاران (۲۰۱۱) با استفاده از داده های حرارتی سنجنده ETM+، ناهنجاری های دمای سطح زمین در ارتباط با انرژی زمین گرمایی در منطقه ی تنگ چنگ از استان سی چون چین را مورد ارزیابی قرار دادند و در نهایت چهار منطقه ی مستعد انرژی زمین گرمایی را معرفی نمودند. نتایج آنها نشان داد که توزیع و پراکندگی مناطق زمین گرمایی وابستگی نزدیکی به ساختارهای گسلی منطقه دارد. ون درمر و همکاران (۲۰۱۴) به بررسی قابلیت های سنجش از دور در شناسایی منابع زمین گرمایی در شیلی پرداختند آنها در تحقیقات خود از شواهد مستقیم و غیر مستقیم متعددی از جمله تغییر اشکال سطحی، خروج گازها، دگرسانی کانی ها، شار تابشی^۳ و نقشه های دمای و ژئوبوتانی^۴ برای پی بردن به پتانسیل های زمین گرمایی منطقه

از لحاظ مورفوتکتونیکی روند اصلی ناهمواری های ایران شمال غربی - جنوب شرقی است که نتیجه قرار گرفتن پوسته ایران در محل همگرایی دو صفحه عربستان در جنوب و صفحه توران در شمال است (Berberian, 1995; Allen et al. 2013). در حال حاضر با ایجاد پوسته اقیانوسی در دریای سرخ، عربستان با سرعت ۳-۳/۵ سانتیمتر در سال و در جهت جنوب شرقی - شمال غربی، فلات ایران را تحت فشار قرار می دهد (Vernant et al. 2004; Masson et al. 2013) که نشان از فعال بودن تکتونیکی فلات ایران می باشد. از جمله ساختارهای مهم زمین شناسی می توان به گسل ها اشاره کرد. گسل ها به دلیل اینکه مسیرهایی برای خروج گرمای قسمت های زیرین پوسته به سطح زمین هستند، از جمله دلایل مهم و معتبر وجود پتانسیل انرژی زمین گرمایی^۱ به شمار می روند. انرژی زمین گرمایی یکی از منابع عمده ی انرژی های نو و سازگار با محیط زیست است که در صورت بهره برداری صحیح و مبتنی بر پارامترهای محیط زیستی، نقش مهمی را در موازنه انرژی کشور و اهداف توسعه ی پایدار ایفا می کند.

عواملی همچون کاهش طول عمر منابع هیدروکربنی در کنار رشد روز افزون جمعیت و رشد فعالیت های اقتصادی، افزایش آلودگی هوا و محیط زیست، لزوم استفاده از منابع انرژی نو و تجدیدپذیر را با توجه به توجه اقتصادی آنها ضروری می سازد (نظری پور و همکاران، ۱۳۸۹: ۲۱۸).

از انواع روش های شناسایی پتانسیل های زمین گرمایی می توان به روش های سنجش از دوری اشاره کرد که جزء فن آوری های نوین می باشند و از نظر اقتصادی نیز مقرون به صرفه هستند. امروزه، شناسایی و مطالعه ی اجسام و پدیده ها با استفاده از سنجنده های حرارتی موجب تحول در سنجش از دور شده و با استفاده از فناوری سنجش از دور حرارتی ممکن است بتوان با کمترین هزینه و کوتاه ترین زمان، پروژه های زیادی در سطح جهانی، منطقه ای، ملی،

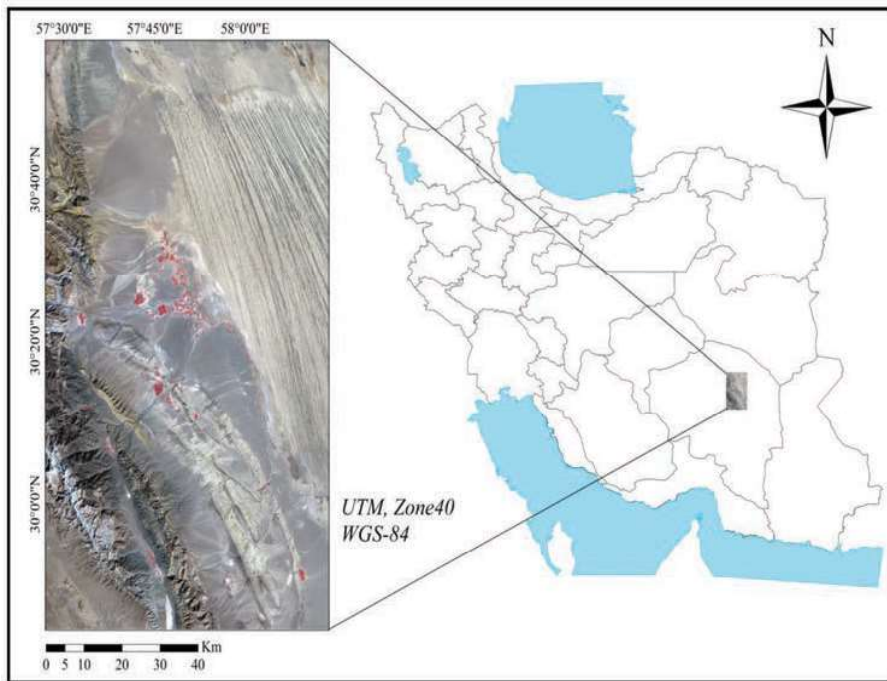
2- Hydrothermal

3- Heat flux

4- Geobotany

1- Geothermal

فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی ()
 تحلیل ناهنجاری‌های حرارتی گسل‌ها و ارتباط آن با ... / ۷



نگاره ۱: موقعیت منطقه مطالعه

(۲۰۰۰) نشان دادند که در تعیین مکان منابع زمین‌گرمایی، حضور گسل‌های اصلی و مناطق با تراکم بالای شکستگی‌ها می‌توانند نشانگرهای مفیدی از نفوذ این انرژی زمین‌گرمایی به سطح باشند.

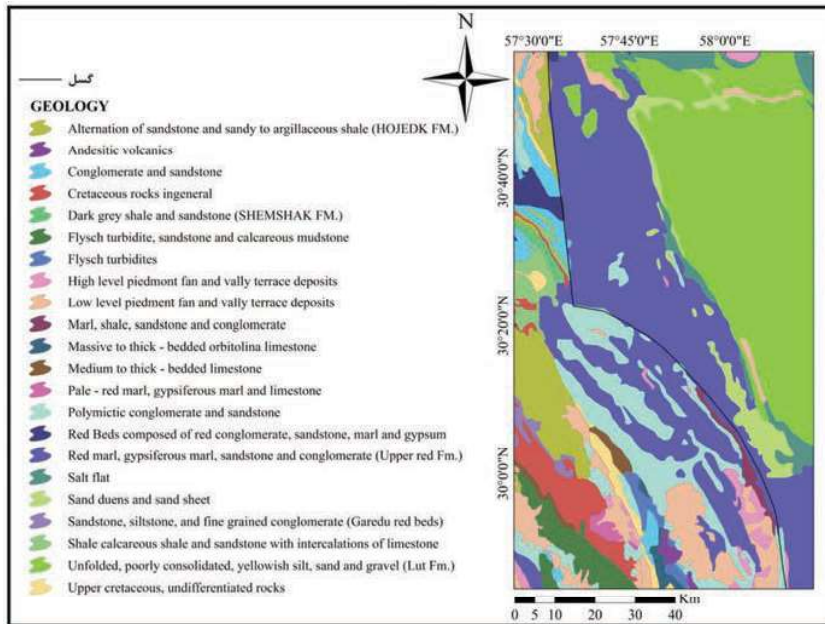
یوسفی و همکاران (۲۰۰۷) نیز برای پتانسیل‌یابی مناطق مستعد انرژی زمین‌گرمایی، از محدوده‌ای به فاصله‌ی ۶۰۰۰ متری از اطراف گسل‌های اصلی استفاده کرده‌اند. وو و همکاران (۲۰۱۲) در تحقیق خود در غرب منطقه سی‌چوان چین، با استفاده از سنجش از دور مادون قرمز حرارتی و تهیه‌ی نقشه‌ی دمای سطح زمین، به شناسایی اطلاعات حرارتی در ارتباط با گسل‌ها دست یافته‌اند. آنها در تحقیق خود به این نکته پی برده‌اند که همبستگی بالایی بین محل گسل‌های موجود در منطقه با افزایش در مقدار دمای سطح زمین وجود دارد.

در این مقاله با استفاده از تصاویر ماهواره‌ی لندست ۸ و به روش Single Channel دمای سطح زمین بازیابی شده است. بعد از به دست آوردن دمای سطح زمین نقشه آنومالی‌های دمایی تهیه گردید و سپس اطلاعات حرارتی

مطالعاتی خود استفاده کرده‌اند. تیان و همکاران (۲۰۱۵) با ترکیب اطلاعات سنجنده OLI و TIRS لندست ۸، با اندازه‌گیری دمای سطح زمین و دمای زیر سطح^۱ به ارزیابی پتانسیل منابع زمین‌گرمایی جزیره اوکائیدو ژاپن پرداختند. در تحقیقاتی نیز از داده‌های مادون قرمز حرارتی هوابرد^۲ برای پایش و شناسایی منابع زمین‌گرمایی استفاده شده است که از جدیدترین تحقیقات انجام شده می‌توان به نیل و همکاران (۲۰۱۶) اشاره کرد. این محققان از داده‌های دوربین حرارتی FLIR SC640 برای تهیه نقشه و پایش آنومالی‌های دمایی اطراف چشمه‌های آب گرم و آبخشان‌های پارک ملی Yellowstone آمریکا استفاده کرده‌اند.

تحقیقات متعددی نیز در مورد رابطه بین گسل‌ها و منابع زمین‌گرمایی صورت گرفته است که برای نمونه می‌توان به ترونین (۱۹۹۶ و ۲۰۰۰) اشاره کرد. ترونین به این نتیجه رسید که سطح گسل‌های بزرگ و فعال که در یک منطقه‌ی فعال تکنونیک نیز قرار دارند، دارای ناهنجاری‌هایی در مقدار شار تابشی مادون قرمز حرارتی می‌باشند. پرول - لیدسما

1- sub-surface temperature
 2- Airborne



نگاره ۲: نقشه زمین شناسی
 ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مطالعه

کوهستانی و مرتفع مربوط به کوه‌های ایران مرکزی دیده می‌شوند. گسل‌های شهداد و نایبند این دو منطقه که دارای مورفولوژی کاملاً متفاوتی هستند، را از هم جدا کرده‌اند. وجود دو گسل اصلی و فعال در منطقه دلیل مناسبی برای تحقیق در مورد وضعیت حرارتی این گسل‌ها بوده‌است.

گسل شهداد گسلی کوتاه‌تری با راستای خمدار شمال غربی جنوب شرقی که در ۲/۵ کیلومتری جنوب شهداد قرار دارد (نگاره ۲). گسل فشاری شهداد که تقریباً مرز جنوب غربی دشت لوت را تشکیل می‌دهد، در تمامی مسیر خود رسوبات کوتاه‌تر را می‌برد. شیب این گسل به سمت جنوب غربی بوده و در مسیر آن کنگلومرا، مارن و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ و گچ دار میوسن و رسوبات آواری نئوژن (از سوی غرب و جنوب غرب) بر روی رسوبات آبرفتی کوتاه‌تر دشت (در شمال غربی) رانده شده‌اند (Berberian, 1983: 187) (نگاره ۲).

گسل نایبند گسلی جوان با روند شمالی-جنوبی و طول نزدیک به ۴۰۰ کیلومتر است. بر پایه مشاهدات اشتوکلین و نبوی (۱۹۷۱)، گسل نایبند یکی از ساختارهای ژرف و بنیادی ایران زمین است که فرونشست دشت لوت را در شرق، از کوه‌های طبس-کرمان در غرب، جدا ساخته و

گسل‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند. در واقع اهداف پژوهش حاضر شامل؛ تحلیل آنومالی‌های حرارتی در اطراف رخنمون گسل‌ها بر روی سطح زمین و بررسی نقش سنجش از دور حرارتی در شناسایی گسل‌ها و منابع زمین‌گرمایی می‌باشند.

۲- مواد و روش‌ها

۲-۱- منطقه مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه این تحقیق بخش شهداد از شهرستان کرمان است. این منطقه‌ی مطالعاتی محدود به طول‌های جغرافیایی $57^{\circ} 26' 13''$ تا $58^{\circ} 12' 44''$ شرقی و عرض‌های $29^{\circ} 44' 22''$ تا $30^{\circ} 57' 14''$ شمالی می‌باشد. گسل رانده‌ای شهداد و قسمت جنوبی گسل امتداد لغز نایبند دو گسل بزرگ و فعال موجود در محدوده‌ی مطالعه می‌باشند که در چندین سال اخیر باعث بوجود آمدن زلزله‌های متعدد در منطقه شده‌اند.

همان گونه که در نگاره‌های ۱ و ۲ مشاهده می‌شود، در بخش شرقی محدوده مورد مطالعه، کویر لوت با ارتفاعی کم قرار دارد و در بخش غربی و جنوب غربی آن مناطق

فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (ص ۹)
 تحلیل ناهنجاری‌های حرارتی گسل‌ها و ارتباط آن با ... / ۹

مستقیم دارد که با بهره‌گیری از قانون جابه‌جایی وین قابل محاسبه است. بر اساس قانون جابه‌جایی وین^۲ حداکثر طول موج تابش خورشید با دمای ۶۰۰۰ درجه کلوین در طول موج $0.48 \mu\text{m}$ (در محدوده امواج مرئی) قرار دارد و برای زمین با دمای متوسط ۳۰۰ درجه کلوین این حداکثر طول موج تابشی در حدود $9.67 \mu\text{m}$ (در محدوده امواج مادون قرمز حرارتی) تابش می‌شود (علوی پناه، ۱۳۸۶: ۳۲) که این موضوع دلایل استفاده از مادون قرمز حرارتی را برای دست‌یابی به دمای سطح زمین آشکار می‌کند.

مطابق قانون پلانک^۳ میزان انرژی تابشی یک جسم سیاه از رابطه زیر بدست می‌آید (Qin et al., 2011: 553):

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1 \lambda^{-5}}{\pi (\exp(c_2/\lambda T) - 1)} \quad (1)$$

در این رابطه $B(\lambda, T)$ انتشار طیفی انرژی از جسم سیاه در واحد $W \text{ m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ است، λ طول موج در واحد μm ، T دمای جسم سیاه بر حسب درجه کلوین و π عدد ثابت است که مقدار آن برابر با 3.1415 است و c_1 و c_2 ثابت‌های تابشی هستند که مقدار $c_1 = 3.7418 \times 10^{16} \text{ Wm}^2$ و مقدار $c_2 = 1.4388 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ K}$ می‌باشند. هنگامی که مقدار انتشار انرژی طیفی جسم محاسبه شد (که معمولاً توسط سنجنده‌های حرارتی اندازه‌گیری می‌شود)، می‌توان مقدار T را با معکوس کردن رابطه پلانک بدست آورد (Qin et al., 2011: 555):

$$T = \frac{c_2}{\lambda \ln[(c_1/\pi \lambda^5 B(\lambda, T)) + 1]} \quad (2)$$

در این رابطه دمای بدست آمده (T) دمای تابشی^۴ است و باید آن را به دمای جنبشی^۵ (دمای واقعی) تبدیل کرد. دمای تابشی میزان شار تابشی ساطع شده از جسم (T_{rad}) را بازگو می‌کند در حالی که دمای جنبشی (T_{kin}) به انرژی مولکول‌های جسم مربوط است (علوی پناه، ۱۳۸۶: ۶۱). در سنجش از دور الگوریتم‌های متعددی برای محاسبه دمای

تا بلوچستان ادامه می‌یابد. همان‌گونه که از در نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه (نگاره ۲) مشاهده می‌شود، گسل نایبند موجب جابه‌جایی سنگ‌های اربیتولین دار، ماسه سنگ و شیل گچ دار کرتاسه، کنگلومرای صورتی و به طور محلی ماسه سنگ و شیل گچدار قرمز رنگ در قاعده و واحدهای اولیگو-میوسن شده است. این گسل از نوع راستگرد است و به علاوه در اثر عملکرد این گسل رسوبات کویری (پلایا) کواترنر ۲۰ متر در جهت قائم جابه‌جا شده که حاکی از فعالیت این گسل در این اواخر است (درویش زاده، ۱۳۸۳: ۲۱۴).

۲-۲- داده‌ها و روش کار

داده‌های استفاده شده در این تحقیق شامل تصاویر ماهواره لندست ۸، نقشه زمین شناسی منطقه و نیز لایه گسل‌های فعال منطقه می‌باشد. لندست ۸ دارای ۱۱ باند طیفی در محدوده‌های مرئی تا مادون قرمز حرارتی است و در تاریخ ۱۳ مارس ۲۰۱۳ از طرف سازمان فضایی ایالات متحده آمریکا (NASA) به فضا پرتاب شد. تصاویر ماهواره‌ای از سایت سازمان زمین شناسی ایالات متحده (USGS) به نشانی <http://earthexplorer.usgs.gov> اخذ شده‌اند. زمان تصاویر اخذ شده مربوط به فوریه ۲۰۱۵ است و دلیل انتخاب این زمان از سال برای پردازش تصاویر، کاهش تأثیرات ناشی از تابش خورشیدی بر روی دمای سطح زمین و به تبع آن تأثیر کمتر بر روی حرارت ناشی از وجود گسل‌ها می‌باشد. بعد از محاسبه دمای سطح زمین توسط تصاویر ماهواره لندست ۸، به تجزیه و تحلیل پیرامون رفتار حرارتی گسل‌ها پرداخته شده است.

۲-۳- تئوری بازایی دمای سطح زمین^۱

تمامی اجسام در دمای بالاتر از صفر درجه کلوین امواج الکترومغناطیسی از خود ساطع می‌کنند. حداکثر طول موج تابش تشعشعی برای یک جسم با دمای سطح جسم رابطه

2- Wien Displacement

3- Plank's Law

4- Brightness Temperature

5- Kinetic Temperature

1- Land Surface Temperature

در مرحله‌ی بعد تصحیحات اتمسفری لازم صورت می‌گیرد. هدف از تصحیح اتمسفری حذف کردن تأثیرات اتمسفر مانند جذب، تابش‌های روبه بالا و همچنین پراکنش‌های سطح زمین است، این اثرات مقادیر رقومی ثبت شده را تحت تأثیر قرار می‌دهد که در این جا از تصحیح اتمسفری FLAASH^۳ برای حذف این تأثیرات استفاده شده است. این تصحیح اولین ابزار تصحیح اتمسفری می‌باشد که طول موج‌های مرئی، مادون قرمز و مادون قرمز نزدیک تا ۳ میکرومتر را تصحیح می‌کند (بیات، ۱۳۹۵).

در این پژوهش برای بدست آوردن مقدار توان تشعشعی^۴ از میزان NDVI^۵ استفاده شده است (Sobrinho et al., 2001: 260). با توجه به اینکه شاخص پوشش گیاهی نقش عمده‌ای را در نقل و انتقالات انرژی بین زمین و اتمسفر دارد و اثرات متفاوتی را بر دما ایجاد می‌کند در نتیجه می‌توان آن را به عنوان یک شاخص تأثیرگذار در محاسبه‌ی دمای سطح زمین بشمار آورد (Jimenez-Munoz et al., 2014). این شاخص‌های معروف و کاربردی در زمینه مطالعات پوشش گیاهی است (Kassa, 1990). در زیر رابطه‌ی بدست آوردن NDVI ارائه شده است:

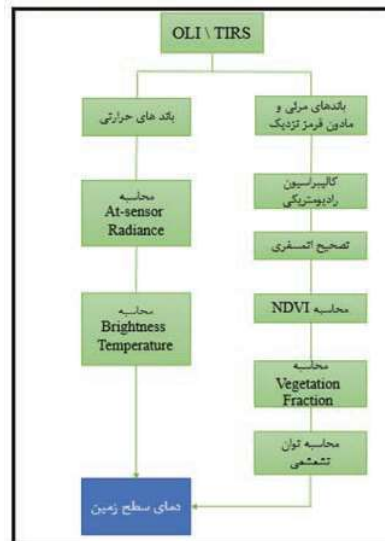
$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \quad (۳)$$

در این رابطه NIR میزان بازتابندگی باند مادون قرمز نزدیک و RED میزان بازتابندگی باند قرمز را نشان می‌دهند. در این رابطه، میزان NDVI بین دو مقدار +۱ و -۱ است. مقادیر منفی نشان از عدم وجود پوشش گیاهی است و مقادیر مثبت مناطق دارای پوشش گیاهی را مشخص می‌کنند. بعد از محاسبه‌ی NDVI، پوشش گیاهی سبز جزء به جزء^۶ (FVC) را محاسبه می‌کنیم. یک رویکرد مشترک برای برآورد FVC، ترکیب غیرخطی از دو عنصر طیفی در یک تصویر سنجنش از دور شامل؛ خاک لخت و پوشش

سطح زمین وجود دارد، از جمله این الگوریتم‌ها می‌توان به Single Channel، Mono Window، Split Window و ... اشاره کرد (Yu et al., 2014; Wang et al., 2015; McMillin, 1975). در این مقاله از روش Single Channel (Yu et al., 2014; Barsi et al., 2014) برای بازیابی دمای سطح زمین استفاده شده است.

۲-۴- برآورد دمای سطح زمین

مراحل اصلی بدست آوردن دمای سطح زمین در این تحقیق شامل کالیبراسیون رادیومتریکی، تصحیح خطاهای اتمسفری و محاسبه‌ی توان تشعشعی است. روش استفاده شده برای محاسبه دمای سطح زمین الگوریتم Single Channel می‌باشد که توسط آرتیس و کارناهان (۱۹۸۲) ارائه شد و بعداً توسط کین و همکاران (۲۰۰۱) ویرایش و بروزرسانی شد. نگاره ۳ مراحل کلی بدست آوردن دمای سطح زمین را نشان می‌دهد. در مرحله‌ی کالیبراسیون رادیومتریکی، مقادیر رقومی^۱ ثبت شده توسط سنجنده به تابش طیفی^۲ تبدیل می‌شوند. کالیبراسیون رادیومتریکی در این تحقیق مطابق Landsat 8 Science Data Users Handbook انجام شده است.



نگاره ۳: شیوه بدست آوردن دمای سطح زمین توسط روش

Single Channel (Qin et al., 2011)

3- Fast Line-of-sight Atmospheric Analysis of Hypercubes

4- Emissivity

5- Normal Differential Vegetation Index

6- Fraction of Vegetation Cover

1- Digital Numbers

2- Radiance

فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (۱۳۹۳)
تحلیل ناهنجاری‌های حرارتی گسل‌ها و ارتباط آن با ... / ۱۱

که ρ برابر با پراکنش‌های زمینی است و مقدار T_{sensor} از رابطه‌ی زیر بدست می‌آید:

$$T_{\text{sensor}} = \frac{K_2}{\ln(1 + K_1 / L_{\text{sensor}})} \quad (9)$$

در این رابطه $K_1 = 666/0.93$ و $K_2 = 1282/0.08$ است. نقشه‌ی دمای سطح زمین در شکل ۴ ارائه شده است.

۲-۵- سازوکار ناهنجاری‌های زمین گرمایی

دمای سطح زمین حاصل وجود تابش‌های خورشیدی و گرمای داخلی کره‌ی زمین است. درک بیلان انرژی سطح زمین چگونگی انتقال انرژی باعث شناسایی مناطق زمین گرمایی ایجاد شده توسط حرارت لایه‌های داخلی زمین خواهد شد (Qin et al., 2011: 558). به طور کلی سازوکار بیلان انرژی زمین مطابق معادله‌ی زیر صورت می‌پذیرد (Monteith, 1973):

$$R_n = H + G + \lambda E \quad (10)$$

در این معادله R_n تابش خالص دریافتی توسط سطح زمین است، H شار گرمای محسوس میان سطح زمین و اتمسفر پایینی، G شار گرمای خاک و λE بیانگر شار گرمای نهان در مرحله انتقال آب بین سطح زیرین و اتمسفر است. برای یک منطقه مقادیر H و λE می‌توانند ثابت فرض شوند، آنگاه مقدار شار گرمایی خاک (G) یک فاکتور مؤثر و تعیین کننده در توازن انرژی سطحی خواهد بود.

اساساً در سنگ کره^۲ گرما از طریق هدایت حرارتی انتقال می‌یابد (Rudnick, 1998: 401; Zang et al., 2002: 60; Qin et al., 2011: 556). جریان‌های بالارونده مواد حرارتی زیر زمین همچون آبگرم گازهای گرم شده و حتی موج بالاروی ماگما در امتداد گسل‌ها و شکاف‌های سنگ، موجود می‌باشد.

گرمای درونی از طریق هدایت و همرفت حرارتی به سطح زمین انتقال می‌یابد که در طول فرایند تغییرات شار گرمای خاک، توازن انرژی سطح زمین را شکسته و ناهنجاری‌های زمین گرمایی را سبب می‌شوند (احمدی‌زاده و همکاران، ۱۳۹۳):

گیاهی سبز است. برای محاسبه FVC از این رابطه استفاده می‌شود:

$$FVC = \left(\frac{NDVI - NDVI_s}{NDVI_v - NDVI_s} \right)^2 \quad (4)$$

در این رابطه $NDVI_s$ و $NDVI_v$ به ترتیب مناطق بدون پوشش گیاهی شاخص و مناطق پوشیده از گیاه شاخص هستند. اجسام با درجه حرارت بالاتر از صفر مطلق، تشعشعات حرارتی از خود ساطع می‌کنند که به این تشعشعات شار تابشی^۱ گفته می‌شود. مقدار توان تشعشعی بر اساس مقادیر NDVI به صورت زیر محاسبه خواهد شد (Sobrin et al., 2004, 2008)

۱- اگر $NDVI < NDVI_v$ باشد، مقدار توان تشعشعی برابر با 0.97 خواهد بود.

۲- اگر $NDVI > NDVI_v$ باشد، مقدار توان تشعشعی برابر با 0.99 خواهد بود.

۳- و اگر $NDVI_v \leq NDVI_s \leq NDVI$ آنگاه مقدار ε از معادله زیر بدست می‌آید:

$$\varepsilon = mFVC + n \quad (5)$$

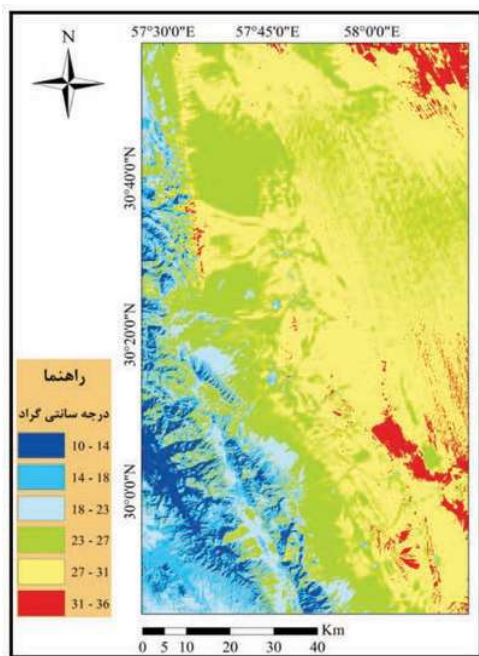
که مقادیر m و n از روابط زیر بدست می‌آید:

$$m = \varepsilon_v - \varepsilon_s - (1 - \varepsilon_s) F\varepsilon_v \quad (6)$$

$$n = \varepsilon_s + (1 - \varepsilon_s) F\varepsilon_v \quad (7)$$

در معادلات بالا F فاکتور شکل است که این مقدار بر اساس پارامترهای کالیبراسیون سنجنده و محدوده طول موج باندهای حرارتی، 0.55 در نظر گرفته می‌شود (Jimenez-Munoz et al., 2014). در مرحله‌ی پایانی، مقدار LST با استفاده از پردازش‌های انجام شده، محاسبه شده است. معادله محاسبه LST به این صورت است:

$$T_s = \frac{T_{\text{sensor}}}{1 + (\lambda \times T_{\text{sensor}} / \rho) \ln \varepsilon} \quad (8)$$



نگاره ۴: نقشه دمای سطح زمین (LST) منطقه مطالعه

۱۳۸). بنابراین منبع گرمای زیر زمین و مسیبه‌های حرارتی در دسترس، دو عامل مهم جهت تعیین مناطق زمین‌گرمایی هستند (Qin et al., 2011: 557).

۳- نتایج و بحث

۳-۱- بررسی دمای سطح منطقه

نقشه‌ی دمای سطح زمین در نگاره ۴ نمایش داده شده است. همان گونه که در این نگاره ملاحظه می‌شود، دامنه‌ی تغییرات دمای سطح زمین حدود ۲۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. اصلی‌ترین عامل این اختلاف حرارتی، مورفولوژی و ویژگی‌های متفاوت منطقه است. به طوری که اکثر قسمت‌های کویر لوت که در محدوده‌ی مطالعه قرار گرفته است، دارای LST بیشتری نسبت به مناطق کوهستانی واقع در غرب و جنوب غرب تصویر می‌باشند.

در این بخش رفتار حرارتی گسل‌ها مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند.

۳-۲- رفتار حرارتی گسل‌ها

گسل یک سطح یا یک پهنه شکستگی است که سنگ‌های دو سوی آن موازی با آن سطح یا پهنه دچار جابجایی نسبی آشکاری شده‌اند (قاسمی، ۱۳۸۷: ۹۱). این جابجایی‌ها در کوتاه مدت بسیار اندک بوده و معمولاً تنها با استفاده از روش‌های ژئودتیک مانند GPS و روش‌های دقیق نقشه‌برداری قابل اندازه‌گیری هستند (Nilforoushan et al. 2003; Vernant et al., 2004; Masson et al., 2013). حرکت گسل‌ها باعث سایش دو سطح گسل می‌شود (قاسمی، ۱۳۸۷) و حرارت بسیار اندکی را می‌تواند ایجاد کند. از طرفی دیگر گسل‌ها می‌توانند مسیبه‌های نفوذ انرژی زمین‌گرمایی اعماق به سطح زمین باشند.

بنابراین می‌توان گفت وجود گسل معمولاً باعث ایجاد اندکی حرارت بالاتر نسبت به محیط اطراف خود می‌شود (صابر ماهانی و سپهوند، ۱۳۹۶: Saraf, Ouzounov and Freund 2004; Rawat et al. 2009). بنابراین با ایجاد نیمرخ‌هایی در عرض

با توجه به نقشه دمای سطح زمین و تطبیق آن با نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مطالعه (نگاره ۲) می‌توان واحدهای زمین‌شناسی که دارای دماهای بالایی هستند را مشخص کرد، به طوری که اکثر مناطق با دمای حداکثر جزء واحدهای Qs (تپه‌های ماسه‌ای و پهنه‌های پوشیده از ماسه بادی) و Qsf (کفه‌های نمکی) می‌باشند. همچنین واحد PIQlu (شامل سیلت، ماسه‌سنگ و گراول زرد رنگ و کم استحکام) که اصلی‌ترین واحد زمین‌شناسی تشکیل دهنده کویر لوت و بزرگترین واحد منطقه مورد مطالعه است، در تمامی سطح منطقه دارای دمایی بالاتر از میانگین دمایی (۲۶/۸ °C) است. نکته دیگر که قابل اشاره است، فراوانی و بزرگی "سازند قرمز بالایی" است که این واحد با اختصار Mur نشان داده شده و شامل مارن قرمز، مارن گچ مانند، ماسه‌سنگ و کنگلومرا می‌باشد. این واحد در تمامی طول گسل‌های مطالعه وجود دارد به طوری که توسط گسل بریده شده و یا توسط آن از سایر واحدها جدا شده است و غالباً دارای دمایی بالاتر از میانگین است.

فصلنامه علمی - پژوهشی اطلاعات جغرافیایی (GIS)
تحلیل ناهنجاری‌های حرارتی گسل‌ها و ارتباط آن با ... / ۱۳

گونه که مشاهده می‌شود تغییرات دمایی در طول نیمرخ با نزدیک شدن به محل رخنمون سطحی گسل افزایش می‌یابد. همان گونه که در نگاره ۶ مشاهده می‌شود، اغلب با نزدیک شدن به محل زون مرکزی گسل دمای سطح زمین نیز نسبت به ابتدا و انتهای نیمرخ افزایش می‌یابد. اما این دما در نقطه‌ی رخنمون گسل ممکن است مطابق با اوج نمودار دمایی نباشد که یکی از دلایل آن واحد نبودن خط گسل است.

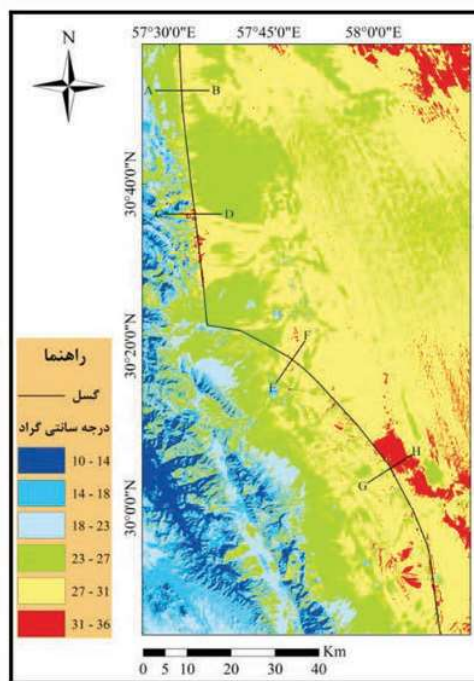
برخی از گسل‌ها مرز مشخصی در روی زمین برای تعیین خط گسل ندارند بلکه از محدوده‌ی گسلی (که شامل چندین گسل به فاصله‌ی نزدیک از هم هستند) برای تعیین مکان آن استفاده می‌شود. دلیل دیگر این عدم انطباق می‌تواند مربوط به روندهای شیب گسل در زیر سطح زمین باشد (Wu et al., 2012: 115).

در یک دید کلی به نگاره شماره ۴ مشاهده می‌شود که تجمع حرارت در طول گسل نایبند منطبق با نزدیک بودن به زون مرکزی گسل می‌باشد. این انطباق برای گسل شهادت کمتر است که دلیل آن به ماهیت این گسل مربوط می‌شود. همان گونه که در بخش دوم اشاره شد، گسل نایبند گسلی امتداد لغز و گسل شهادت گسلی رانده است. این ماهیت متفاوت، که در نتیجه شیب سطح گسل‌ها بوجود آمده است، می‌تواند دلیلی بر انطباق کمتر تجمع‌های حرارتی در گسل‌های رانده نسبت به گسل‌های امتداد لغز در زون مرکزی گسل باشد.

۳-۳- ارتباط آماری داده‌های حاصل از محاسبه LST با موقعیت گسل‌ها

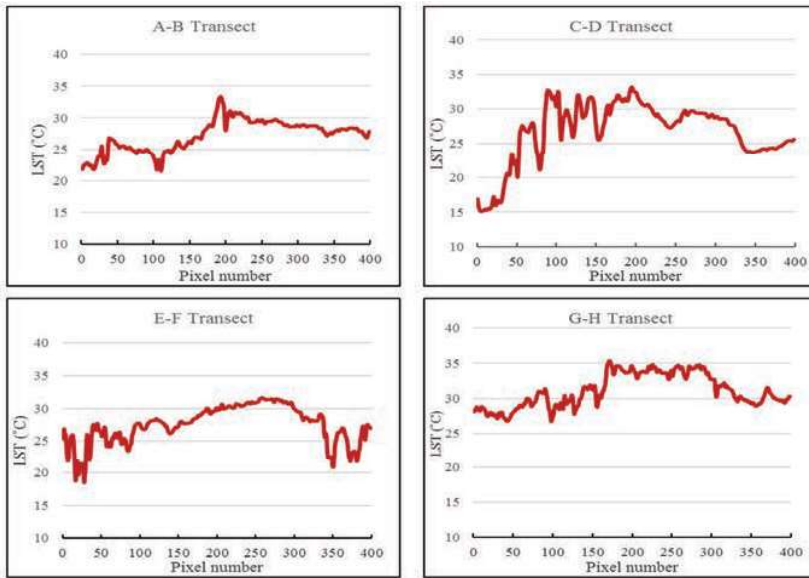
مقایسه داده‌های حرارتی حاصل از پردازش تصاویر لندست ۸ در محدوده واقع در حریم ۶ کیلومتری گسل نایبند با محدوده وسیع‌تر محاط بر گسل در کویر لوت نشان‌دهنده تغییرات محسوس آماری در نتایج پردازش‌ها می‌باشد.

گسل‌ها با یک فاصله مشخص از آن می‌توان انتظار وجود ناهنجاری‌های حرارتی را داشت. ناهنجاری‌های حرارتی مشاهده شده در اطراف گسل‌های فعال و بزرگ نشان دهنده‌ی فعال بودن گسل است، و از سوی دیگر قابلیت منطقه را در دارا بودن پتانسیل‌های زمین گرمایی نشان می‌دهد. در این بخش از تحقیق بر اساس نقشه‌ی دمای سطح منطقه برای هر کدام از گسل‌ها دو نیمرخ عرضی، به طول تقریبی ۱۲ کیلومتر برداشت شده است. موقعیت این نیمرخ‌ها در نگاره ۵ نشان داده شده‌اند. نیمرخ‌های عرضی به گونه‌ای انتخاب شده‌اند که محل رخنمون گسل تقریباً در مرکز آن‌ها واقع شود.



نگاره ۵: برش‌های عرضی ایجاد شده بر روی گسل‌ها در نقشه LST؛ طول هر کدام از این برش‌های ۶ کیلومتر است.

نمودارهای نگاره ۶ تغییرات حرارتی در هر کدام از نیمرخ‌های ایجاد شده را نشان می‌دهند. رخنمون سطحی گسل تقریباً در مرکز نمودارها واقع شده است و با نقطه‌ای تیره رنگ مشخص شده است. همان

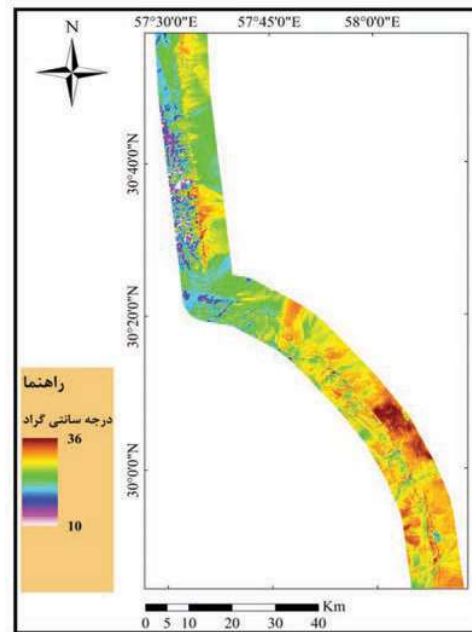


نگاره ۶: نمودارهای تغییرات حرارتی در نیمرخ‌های عرضی اعمال شده بر روی تصویر LST؛ نیمرخ‌ها به گونه‌ای برداشت شده‌اند که گسل در مرکز نمودار (موقعیت پیکسل ۲۰۰) قرار گیرد.

حریم ۶ کیلومتری اطراف گسل عدد ۳۰۰/۵ درجه کلون را نشان می‌دهد. همچنین انحراف مد هیستوگرام نقشه حریم ۶ کیلومتری به سمت اعداد بزرگ‌تر به خوبی نشان دهنده افزایش دمایی محصول زون گسله در منطقه می‌باشد.

۳-۴- لیتولوژی‌های آتشفشانی اطراف گسل‌های شهداد و نایبند

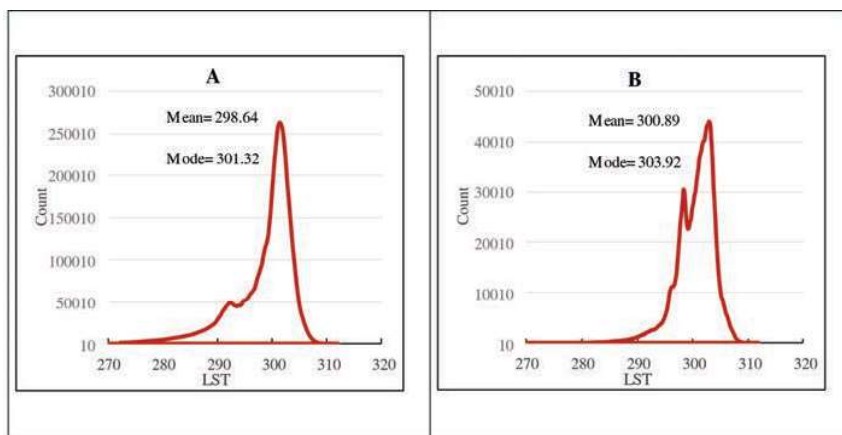
لیتولوژی غالب در مناطق کویری رسوبات بادرفتی هستند که تحت تأثیر گسل‌های بیسمتی و مورفولوژی‌های مؤثر از آنها گاهی تغییراتی در این رژیم قابل مشاهده می‌باشد (رئیس و همکاران، ۱۳۹۲). گسل‌های نایبند و شهداد در حاشیه غربی بیابان لوت از بزرگترین گسل‌های عمیق و امتداد لغز در ایران می‌باشند و آثاری از فعالیت‌های آتشفشانی در زمان هولوسن و انتهای کواترنری را نشان می‌دهند (Wellman, 1966: 721). از جمله مهمترین این فعالیت‌ها می‌توان به بازالت‌های کواترنری اشاره نمود. بازالت‌های کواترنری یکی از آخرین نشانه‌های ماگماتیسم در ایران می‌باشند که برخی از آنها با شکستگی‌های ژرف و گسل‌های فعال در طی کواترنری در ارتباط می‌باشند (Allen et al. 2013). گدازه‌های بازالتی می‌توانند در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی از ذوب بخشی سنگ‌هایی با



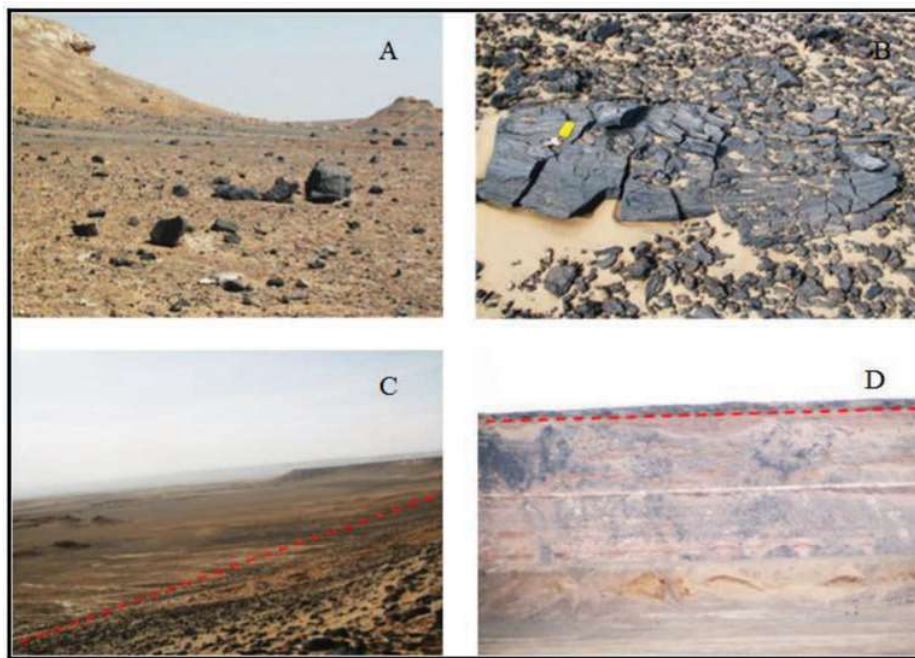
نگاره ۷: بافر ۶ کیلومتری ایجاد شده اطراف گسل‌ها در

تصویر LST

دقت در نتایج هیستوگرامی این دو تصویر نشان‌دهنده اوج‌گیری میانگین و مداده‌ها در تصویر حریم ۶ کیلومتری می‌باشد. به گونه‌ای که میانگین دمایی نقشه حریم ۲۰ کیلومتری اطراف گسل عدد ۲۹۸/۶ درجه کلون و میانگین نقشه



نگاره ۸: نمودار هیستوگرام
 تصویر LST (A) و بافر ۶
 کیلومتری اطراف گسل‌ها (B)



نگاره ۹: تصاویری از وضعیت سنگ‌شناسی منطقه مطالعه. A: واریزه‌های سنگ‌های آتشفشانی بازالتی با رنگ تیره در زمینه رسوبات کویری در مسیر گسل شهداد، B: نمونه‌ای از سنگ‌های بازالتی مسیر گسل شهداد، C: حضور واریزه‌های آتشفشانی تیره رنگ در مسیر گسل نایبند و عدم حضور این لیتولوژی‌ها در فواصل دورتر از خط گسلی، D: لایه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی بازالتی با رنگ تیره در قسمت فوقانی رسوبات کویری.

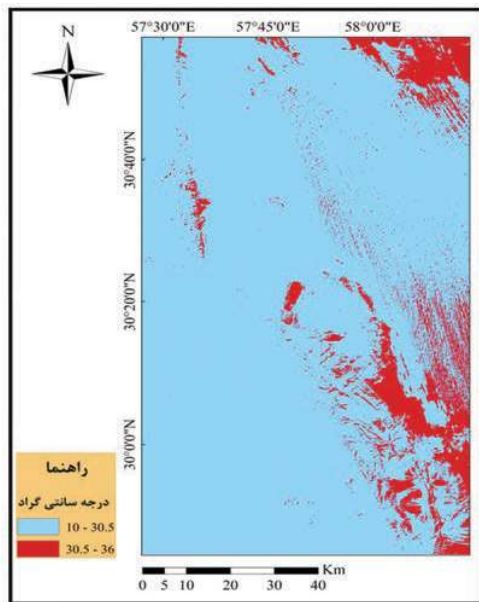
رژیم تکتونیکی عامل خروج ماگما در دهانه‌های پراکنده در طول گسل نایبند را مرتبط با فعالیت‌های تکتونیکی این گسل می‌دانند. در منطقه محاط بر گسل‌های نایبند و شهداد به نظر کشش حاصل از فعالیت گسلی منجر به شکستگی و ضعف پوسته و در نتیجه سبب بالا آمدن ماگما در امتداد

خاستگاه گوشته‌ای و با ترکیب مختلف در شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد شوند.

در این میان محیط‌های تکتونیکی کششی داخل صفحات قاره‌ای یکی از محیط‌های معمول ماگماتیسم بازالتی می‌باشد

(Wilson, 1989: 86)

شدن در تصاویر حرارتی را فراهم می‌کنند. در صورت در دسترس نبودن اطلاعات و موقعیت گسل‌های منطقه، تا حدودی می‌توان از این یکنواختی و روند خطی حرارت در سطح زمین، برای استنباط وجود گسل و موقعیت آن استفاده کرد. این حالت خطی موجب تجمع حرارت در مناطق وسیع بارزتر می‌شود و می‌توان از آن به عنوان یک روش کمکی در کنار سایر روش‌های شناسایی گسل‌ها، از جمله فیلترگذاری (Kocak, 2004)، استفاده نمود. این موضوع در انطباق موقعیت پیکسل‌های حداکثر دما با موقعیت گسل نایبند به خوبی نشان داده شده است (نگاره ۱۰).



نگاره ۱۰: نقشه کران بالایی دمای منطقه

مقایسه مناطق قرار گرفته در کران بالای هیستوگرام دمایی منطقه با موقعیت گسل نایبند نیز به خوبی نشانگر انطباق موقعیت گسل با پیکسل‌های کران بالا در نقشه هم دمای منطقه می‌باشد. چان و همکاران (۲۰۱۸) نیز با مطالعه گسل‌های Ilan Plain در شمال شرق تایوان نتیجه‌ای مشابه این قسمت از تحقیق بدست آوردند. آنها با بدست آوردن LST منطقه و تطابق آن با گسل‌ها، وجود همبستگی مکانی بالا بین این دو را به اثبات رساندند. وجود رابطه بین گسل

شکستگی شده است. با توجه به شناسایی مخروط‌های فورانی در طول گسل فعال نایبند (به عنوان مثال در منطقه گندم بریان) والکر بیان داشته است که بازالت‌های پراکنده این محیط‌ها باید بعد از شروع فعالیت اولیه گسل نایبند شکل گرفته باشد (Walker et al., 2009). قرارگیری مخروط‌های آتشفشانی در راستای خط اثر گسل نایبند از تأثیر حرکات گسل در ایجاد ماگمای بازالتی حکایت دارد.

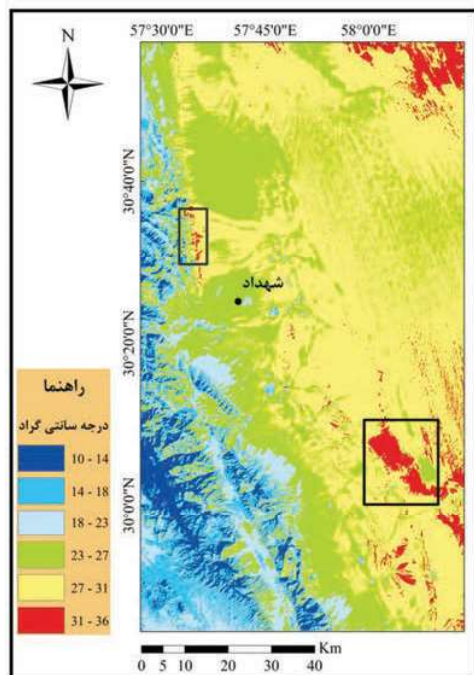
ارتباط ژنتیکی جریان‌های گدازه‌های باشکستگی‌های عمیق پوست‌های ناشی از عملکرد گسل نایبند، حضور زئولیت‌های گوشته‌ای و طبیعت آلکالن بازالت‌ها در مجموع محصول صعود ماگما از عمق زیاد می‌باشند. حضور سنگ‌های آتشفشانی در مسیر گسل‌های عمیق نشان از ارتباط مناطق در برگیرنده این سنگ‌ها با مذاب‌های عمیق پوسته‌ای است و نشانگر ضخامت کمتر بخش سنگ‌کره‌ای و نزدیکی به قسمت لیتوسفری پوسته می‌باشد. این موضوع می‌تواند به عنوان فاکتوری در احتساب این مناطق به عنوان مناطق مستعد انرژی زمین‌گرمایی لحاظ گردد. همچنین حضور سنگ‌های آتشفشانی دارای مقادیر بالای آهن در ترکیب موجب تیرگی رنگ سطحی سنگ‌ها و ایجاد منظره‌های با تن تیره در اطراف گسل‌های بیسمتی مذکور گردیده است.

این تغییر رنگ‌ها در کنار استعداد سنگ‌های آهن‌دار برای فرایند ورنی‌شدگی صحرایی (بالا آمدن یون‌های آهن در اثر فرایند مویینگی در طی هوازدگی‌های سطحی و ایجاد لایه‌های سطحی اکسید آهن با تن رنگ تیره‌تر) موجب افزایش قابلیت جذب حرارتی خورشید می‌گردند که نهایتاً در محاسبات LST این افزایش دما می‌تواند شاهدهی بر نزدیک شدن به زون مرکزی گسل‌های عمیق باشد.

۳-۵- امکان شناسایی گسل‌ها با استفاده از LST

از دیگر اهداف این مقاله بررسی امکان شناسایی گسل‌ها با استفاده از حرارت سطح زمین می‌باشد. برخی از گسل‌ها به دلیل داشتن حرارت یکنواخت و حالت خطی در امتداد خود، نسبت به سایر قسمت‌های منطقه، امکان شناسایی

دمای سطح زمین در اطراف گسل های منطقه، دو محدوده‌ی مستعد شناسایی شده است که در نگاره ۱۱ ارائه شده‌اند.



نگاره ۱۱: محدوده‌های زمین گرمایی پیشنهاد شده در منطقه‌ی مطالعه برای مطالعات ثانویه

اولین محدوده‌ی زمین گرمایی پیشنهاد شده در فاصله ۴۵ کیلومتری جنوب شرقی شهر شهداد واقع شده است. میانگین دمای این محدوده‌ی مشخص شده در نگاره ۱۱ حدود ۳۰.۵ درجه‌ی کلوین می‌باشد که ۵ درجه از میانگین کل دمای منطقه مطالعه بالاتر است.

این محدوده‌ی زمین گرمایی پیشنهاد شده، در اطراف گسل های منطقه مورد مطالعه دارای بیشترین دما می‌باشد و احتمال می‌رود این محدوده نسبت به سایر نقاط منطقه دارای پتانسیل های زمین گرمایی بالاتری باشد. منطقه دیگری که به عنوان منطقه مستعد وجود انرژی زمین گرمایی پیشنهاد شده است در ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهر شهداد و در اطراف گسل نایبند قرار گرفته است. متوسط دمای این منطقه حدود ۴ تا پنج درجه بالاتر از دمای میانگین تصویر است.

و ناهنجاری های حرارتی قبلاً نیز توسط وو و همکاران (۲۰۱۲) بررسی شد و وجود ارتباط به اثبات رسید.

۳-۶- ارتباط میان گسل ها و منابع زمین گرمایی

در مناطق مستعد وجود انرژی زمین گرمایی همان گونه که انتظار می‌رود دمای سطح زمین و همچنین دمای زیر سطح زمین نسبت به سایر مناطق بالاتر است. اما بالا بودن دمای سطح زمین نشانه‌ای کافی بر پی بردن به وجود منابع زمین گرمایی نیست، بلکه باید با سایر شواهد اعتبار سنجی شود. از جمله شواهد متعدد وجود منابع زمین گرمایی می‌توان به وجود گسل ها و شکستگی های بزرگ اشاره کرد. همان گونه که گفته شد گسل ها می‌توانند مسیر خروجی انرژی حرارتی قسمت های عمیق تر زمین باشند. به همین دلیل یکی از مهمترین شواهد وجود پتانسیل های زمین گرمایی گسل های بزرگ می‌باشند.

در تحقیقی که نورالهی و همکاران (۲۰۰۷) در مورد رابطه بین گسل ها و منابع زمین گرمایی در ژاپن انجام داده‌اند، به این نتیجه رسیده‌اند که ۹۵ درصد منابع زمین گرمایی در فاصله ۶ کیلومتری از گسل ها قرار دارند و در فاصله های بیشتر از گسل امکان وجود آنها کاهش می‌یابد. کوین و همکاران (۲۰۱۱) نیز با استفاده از LST محاسبه شده و نقشه گسل های منطقه اقدام به شناسایی منابع زمین گرمایی کرده‌اند. از جمله آخرین تحقیقات انجام شده در این زمینه نیز می‌توان به چان و همکاران (۲۰۱۸) اشاره کرد. آنها در شمال شرق تایوان با استفاده از LST و ساختارهای زمین شناسی (از جمله گسل ها و آتشفشان ها) مناطق مستعد انرژی زمین گرمایی را پایش و بررسی کرده‌اند.

در این پژوهش با توجه به دمای سطح زمین و موقعیت گسل ها می‌توان مناطق مستعد انرژی زمین گرمایی را برای پیمایش های مستقیم زمینی پیشنهاد داد. همان گونه که گفته شد در محدوده‌ای به فاصله‌ی نزدیک از گسل ها احتمال وجود انرژی زمین گرمایی وجود دارد که این موضوع در نگاره های ۱۰ و ۱۱ به خوبی نشان داده شد. از این رو با بررسی و تحلیل

۴- نتیجه گیری

از منابع پاک و جدید انرژی که در آینده از مهمترین منابع تأمین انرژی زمین خواهد بود، و با توجه به رابطه زون‌های گسلی عمیق با مناطق دارای گرادیان دمایی مناسب و مستعد تأمین انرژی زمین‌گرمایی، استفاده از نقشه‌های هم‌دمای مستخرج از داده‌های حرارتی لندست ۸ را می‌توان به عنوان یکی از راهکارهای ناحیه‌ای پی‌جویی مناطق مستعد تأمین انرژی زمین‌گرمایی معرفی نمود.

با توجه به افزودگی مشهود دما در نمودارهای هم‌دمای نزدیک به زون مرکزی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه، دو محدوده‌ی دارای بالاترین شیب افزایش دما در طول زون مرکزی گسل‌ها مشخص و به عنوان پتانسیل‌های احتمالی زمین‌گرمایی برای بررسی و مطالعات دقیق‌تر و پیمایش‌های زمینی آینده معرفی گردیده است. محدوده‌ی اول در فاصله‌ی ۴۵ کیلومتری جنوب‌شرقی شهر شهداد و محدوده‌ی دیگر در فاصله حدود ۱۵ کیلومتری شمال‌غرب شهداد واقع شده است.

۵- منابع و مآخذ

۱. احمدی زاده، س.ر. آراسته، م. فنائی خیرآباد، غ.ع. اشرفی، ع. ۱۳۹۳، شناسایی پتانسیل‌های زمین‌گرمایی با استفاده از روش سنجش از دور حرارتی در خراسان جنوبی، پژوهش‌های محیط زیست، سال ۵، شماره ۱۰، ۱۳۵ تا ۱۴۴ص
۲. بیات، ف.، ۱۳۹۵. بررسی و مدل‌سازی دمای سطح دریا با استفاده از تصاویر حرارتی لندست ۸ دانشگاه تهران.
۳. درویش زاده، ع. ۱۳۸۰، زمین‌شناسی ایران، تهران، انتشارات مدرسه، چاپ دوم
۴. درویش زاده، ع. ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم، امیر کبیر.
۵. رئیس، د.، درگاهی، س.، معین‌زاده، س. ح.، آروین، م.، بهرام‌بیگی ب.، ۱۳۹۲. ژئوشیمی و پتروژنز آلکالی بازالت‌های کواترنری گندم بریان، شمال شهداد، استان کرمان، علوم زمین، سال ۲۳، شماره ۸۹، ۳۲-۲۱ ص.
۶. صابر ماهانی، س.، سپهوند، م. ر.، (۱۳۹۶) بررسی پیش‌نشانگرهای ابر زلزله و تغییرات دمایی در شناسایی گسل‌های

۱- بررسی امکان استفاده ابزاری از قابلیت تحلیل‌پذیری داده‌های حرارتی ماهواره لندست ۸ به منظور تشخیص موقعیت گسل‌های بیسمنتی براساس ناهنجاری‌های حرارتی ایجاد شده در اطراف زون مرکزی گسل‌ها در پژوهش حاضر نشان داد که محاسبه LST از داده‌های مذکور روشی مناسب جهت استخراج آنومالی‌های خطی و به تبع آن پی‌جویی زون‌های احتمالی گسلی به حساب می‌آید.

۲- پردازش دمایی داده‌های حرارتی لندست ۸ بر روی مناطق محاط بر گسل شهداد و بخش جنوبی گسل نایند به عنوان گسل‌های بیسمنتی عمیق شناخته شده انجام شد. نتایج پردازش مؤید وجود تجمع‌های حرارتی مرتبط با گسل‌های مذکور به عنوان مناطق شاخص زمینی می‌باشد. این تجمع‌های حرارتی در برش‌های عرضی ایجاد شده بر روی گسل‌ها نشان می‌دهد که با نزدیک شدن به محل زون مرکزی گسل‌های مذکور در سطح زمین، میزان LST به وضوح رو به افزایش می‌گذارد.

۳- تجمعات حرارتی خطی اطراف گسل‌ها معلول دلایل سطحی و عمقی است، بدین ترتیب که گاهی گسل‌های بیسمنتی محل خروج گدازه‌های آتشفشانی تشکیل دهنده لیتولوژی سطحی یک منطقه در زمان تشکیل بوده‌اند که با نزدیک شدن به زون مرکزی گسل‌ها به عنوان دهانه‌های فورانی سنگ‌ها جوانتر و دارای هوازدگی کمتری هستند و قابلیت بالاتری برای جذب نور آفتاب دارند.

از طرفی با توجه به عمیق بودن گسل‌ها و راه داشتن عمق آنها به مواد داغ تشکیل دهنده بخش آستنوسفری زیرین پوسته زمین، گرادیان زمین‌گرمایی در زون‌های مرکزی این گسل‌ها بالاتر از مناطق اطراف می‌باشد.

با توجه به عدم معرفی سنگ‌های آتشفشانی در نقشه زمین‌شناسی محدوده تحت مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که ناهنجاری حرارتی خطی اطراف گسل‌های موجود در محدوده عمدتاً در ارتباط با منابع حرارتی عمقی است و کمتر از جذب حرارت سطحی ناشی می‌شود.

۴- با توجه به اهمیت انرژی زمین‌گرمایی به عنوان یکی

18. Chan, H. P., Chang, C. P., & Dao, P. D. (2018). Geothermal Anomaly Mapping Using Landsat ETM+ Data in Ilan Plain, Northeastern Taiwan. *Pure and Applied Geophysics*, 175(1), 303–323.
19. Choudhury, A. K. S. S. (2005). "Thermal Remote Sensing Technique in the Study of Pre-Earthquake Thermal Anomalies." *J. Ind. Geophys. Union* 9: 197-207.
20. Haselwimmer, Ch. & Prakash, A., 2012. Thermal Infrared Remote Sensing of Geothermal Systems (Chapter 7), *Remote Sensing and Digital Image Processing*, Volume 17, pp 453-473.
21. Jimenez-Munoz, J. C., Sobrino, J. A., Skokovic, D., Mattar, C., & Cristobal, J. (2014). Land surface temperature retrieval methods from landsat-8 thermal infrared sensor data. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 11(10), 1840–1843.
22. Kassa, A. (1990). Drought risk monitoring for Sudan using NDVI, 1982-1993. Unpublished thesis, University College, London.
23. Koçal, A., A Methodology for Detection and Evaluation of Lineaments from Satellite Imagery, Ms. thesis, Middle East Technical University, 2004, 121 p.
24. Masson, F., Lehujeur Maximilien, M., Ziegler, Y., & Doubre, C. (2014). Strain rate tensor in iran from a new GPS velocity field. *Geophysical Journal International*, 197(1), 10–21.
25. McMillin, L. M. (1975). Estimation of sea surface temperatures from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research*, 80(36), 5113.
26. Meer, F. Hecker, C. Ruitenbeek, F. Werff, H. Wijkerslooth, CH. Wechsler, C. 2014, Geologic remote sensing for geothermal exploration: A review, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 33, 255–269.
27. Monteith, J.L. 1973. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London, United Kingdom.
28. Neale, C., Jaworowski, C., Heasler, H., Sivarajan, S. and Masih, A. (2016). Hydrothermal monitoring in Yellowstone National Park using airborne thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*. 184, 628-644.
- ۷) مسبب زمین لرزه مطالعه موردی: زلزله محمدآباد ریگان (۷ بهمن ۱۳۸۹). فصلنامه اطلاعات جغرافیایی (سپهر)، دوره ۲۶، شماره ۱۰۱، ۲۵-۳۲ ص.
۷. علایی طالقانی، م. ۱۳۸۰، ژئومورفولوژی ایران، انتشارات قومس. ۳۷۵ ص.
۸. علوی پناه، س.ک. ۱۳۸۳، کاربرد سنجش حرارتی از دور در مطالعات محیط زیست، مجله محیط شناسی، شماره ۲۵، ۲۹-۳۸ ص.
۹. علوی پناه، س. ک. ۱۳۸۵. کاربرد سنجش از دور در علوم زمین (علوم خاک). مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران. ۴۷۵ ص.
۱۰. علوی پناه، س. ک. ۱۳۸۶، سنجش از دور حرارتی، مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران، ۵۲۴ ص.
۱۱. قاسمی، م.ر.، ۱۳۷۸. پایه‌های زمین شناسی ساختمانی، سازمان زمین شناسی کشور. ۳۲۲ ص.
۱۲. نظری پور، ح. فتوحی، ص. و پودینه، م.ر. ۱۳۸۹، ضرورت تجدیدنظر در منابع انرژی و جایگزینی انرژی‌های نو (انرژی زمین گرمایی)، چهارمین کنگره بین‌المللی جغرافیادانان جهان اسلام، زاهدان، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
13. Allen, M.B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M.H., and McLeod, C.L., 2013, Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan Province, Iran: *Journal of Petrology*, v. 54, p. 887–911.
14. Artis, D.A., Carnahan, W.H., 1982. Survey of emissivity variability in thermography of urban areas. *Remote Sensing of Environment* 12 (4), 313-329.
15. Barsi, J. A., Schott, J. R., Hook, S. J., Raqueno, N. G., Markham, B. L., & Radocinski, R. G. (2014). Landsat-8 thermal infrared sensor (TIRS) vicarious radiometric calibration. *Remote Sensing*, 6 (11), 11607–11626.
16. Berberian, M. 1983, The Southern Caspian, *Canadian journal of Earth science*, Vol. 20, No. 2, 166-183.
17. Berberian, M. (1995) Master "Blind" Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics. *Tectonophysics*, 241, 193-195, 197, 199-224.

- Journal of Remote Sensing 21, 3169–3177.
41. Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, 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.
42. Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N., & Zarrinkoub, M. (2009). Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 177(2), 783–805.
43. Wang, F., Qin, Z., Song, C., Tu, L., Karnieli, A., & Zhao, S. (2015). An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. *Remote Sensing*, 7(4), 4268–4289.
44. Wellman, H.W., 1966. Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan, *International Journal of Earth Sciences*, volume 55, Issue 3, pp 716–735.
45. Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. 466 pp. London
46. Wu, W. Zou, L. Shen, X. Lu, SH. Su, N. 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.
47. Yamaguchi, Y.; Hase, H. & Ogawa, K. 1992. Remote sensing for geothermal applications. *Episodes*. 15 (1): 62-67.
48. Yousefi, H., Ehara, S., Noorollahi, Y., 2007. Geothermal potential site selection using GIS in Iran. In: *Proceedings of the 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* January 22–24, Stanford, CA, USA, 2007, pp. 174–182.
49. 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).
50. Combination of Well-Logging Temperature and Thermal Remote Sensing for Characterization of Geothermal Resources in Hokkaido, Northern Japan. *Remote Sensing*. 7(3), 2647-2667.
29. Ouzounov, D., & Freund, F. (2004). Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data. *Advances in Space Research*, 33(3), 268–273.
30. Prol-Ledesma, R.M., 2000. Evaluation of the reconnaissance results in geothermal exploration using GIS. *Geothermics* 29, 83–103.
31. 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.
32. 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.
33. Saraf, A. K., V. Rawat, S. Choudhury, S. Dasgupta and J. Das (2009). “Advances in understanding of the mechanism for generation of earthquake thermal precursors detected by satellites.” *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 9, 373–379.
34. Sobrino, J.A., Raissouni, N., Li, Z., 2001. A comparative study of land surface emissivity retrieval from NOAA data. *Remote sensing of Environment* 75 (2), 256–266.
35. Sobrino, J.A., Jimnez-Muoz, J.C., Paolini, L., 2004. Land surface temperature retrieval from Landsat TM5. *Remote Sensing of Environment* 90 (4), 434–440.
36. Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C., Soria, G., Romaguera, M., Guanter, L., 2008. Landsurface emissivity retrieval from different VNIR and TIR sensors. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 46 (2), 316–327.
37. Stokline, J. Nabavi, M. H. Tectonic map of Iran, *Geol. Surv. Iran*, 1973.
38. Tian, B., Wang, L., Kashiwaya, K., & Koike, K. (2015). Combination of well-logging temperature and thermal remote sensing for characterization of geothermal resources in Hokkaido, northern Japan. *Remote Sensing*, 7(3), 2647–2667.
39. Tronin, A.A., 1996. Satellite thermal survey—a new tool for the study of seismoactive regions. *International Journal of Remote Sensing* 17, 1439–1455.
40. Tronin, A.A., 2000. Thermal IR satellite sensor data application for earthquake research in China. *International*