

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
گرایش ژئوفیزیک

تهیه نقشه پتانسیل مطلوب ژئوترمال ورقه ۱۰۰۰۰۰ مشگین شهر با استفاده از روش داده
محور در محیط GIS

دانشجو: مهدی ضیائی

اساتید راهنما :

دکتر منصور ضیائی

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

استاد مشاور :
دکتر مجید انصاری جعفری
مهندس محمد رضا رحمانی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد
 شهریور ۱۳۹۰



دانشگاه علمی کاربردی

مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

بسمه تعالی

شماره :
 تاریخ :
 ویرایش :

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای مهدی ضیائی رشته ژئوفیزیک گرایش ژئوالکتریک تحت عنوان : تهیه نقشه پتانسیل مطلوب ژئوترمال ورقه ۱۰۰۰۰۰ مشگین شهر با استفاده از روش داده محزور در محیط GIS.

که در تاریخ ۱۳۹۰/۶/۲۹ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input type="checkbox"/> مردود	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input checked="" type="checkbox"/> قبول (با درجه بسیار خوب امتیاز ۱۸/۲۰)
--------------------------------	------------------------------------	---

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۱- عالی (۱۹ - ۲۰)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
	استادیار	دکتر منصور ضیائی	۱- استاد راهنما
	استادیار	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	
	استادیار	دکتر مجید انصاری مهندس محمد رضا رحمانی	۲- استاد مشاور
	استادیار	دکتر عرب امیری	۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استاد	دکتر رضا خالو کاکائی	۴- استاد ممتحن
	استاد	دکتر علی مراد زاده	۵- استاد ممتحن

رئیس دانشکده : دکتر محمد عطائی

تقدیر و تشکر

از اساتید راہنمای عزیز جناب آقای دکتر منصور ضیائی و آقای دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و نینر شاہ اوران عزیزم

جناب آقای مهندس رحمانی و دکتر انصاری کہ در بسیاری از مواقع از راہنمایی ہای ارزندہ ایشان استفادہ نمودم کمال تشکر

و امتنان را دارم.

از زحمات بی دریغ اساتید گرامی دانشکدہ معدن، نفت و ژئوفزیک دانشگاہ صنعتی شاهرود آقایان دکتر پیروز، دکتر

کاکایی، دکتر مرادزادہ، دکتر دولتی، دکتر قوامی، دکتر عطایی، سرکار خانم دکتر عابدی، ... تشکر می کنم.

تعهد نامه

اینجانب مهدی ضیائی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد / دکتری رشته ژئوفیزیک (ژئوالکتریک) دانشکده میگرد ، دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه / رساله ارائه یک مدل پیشگو برای سیستمهای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب ژئوترمال ورقه راهنمایی دکتر ضیائی و کامکار... متعهد می شوم .

۱۰۰۰۰۰ مشگین شهر با استفاده از روش داده

- تحقیقات در این پایان نامه / رساله توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه / رساله تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه / رساله تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه / رساله رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه / رساله ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه / رساله ، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ :

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه / رساله بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه / رساله وجود داشته باشد .

چکیده

در برگه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر بیش از ۲۰ چشمه آبگرم فعال شناخته شده است. بنابراین با توجه به حضور فعالیت‌های آتشفشانی و چشمه‌ها و منابع آبگرم، این منطقه از نظر حضور منابع زمین‌گرمایی از پتانسیل مطلوبی برخوردار است. هدف از این تحقیق، شناسایی و معرفی مناطقی از محدوده است که پتانسیل بالاتری از نظر منابع زمین‌گرمایی دارند.

کاربرد روش‌های متداول برای اکتشاف منابع زمین‌گرمایی از جمله گرانی، مغناطیس، زمین‌شناسی، ... با محدودیت‌هایی همراه هستند. لذا برای ارائه مدل یا تشخیص الگوی مناسب جهت تهیه نقشه پتانسیل مطلوب از ترکیب روش‌های متداول و نوین با استفاده از ابزار سامانه اطلاعات جغرافیایی استفاده شده است.

برای تهیه بانک داده از برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر، تمامی اطلاعات و نقشه‌هایی که در سال‌های گذشته توسط شرکت‌های داخلی و خارجی تهیه شده بود، رقومی شد. این اطلاعات در سه زیرمجموعه سطحی (زمین‌شناسی، دگرسانی و ژئوشیمی)، زیرسطحی (گرانی، مغناطیس و میکرولرزه) و ساختارها تقسیم بندی شد. برای تهیه نقشه آلتراسیون از تصویر لندست هفت استفاده شد. همچنین پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای با روش زونالیت و تکیه بر تحقیقات گذشته انجام گرفت. آنومالی باقی‌مانده گرانی به صورت نقشه توسط شرکت تهران-برکلی تهیه شده بود، که این نقشه با تلاش فراوان و صرف وقت بسیار زیاد رقومی و به بانک داده اضافه شد. از مشتق اول داده مغناطیس و همچنین نقشه چگالی پراکندگی نقاط میکرولرزه به عنوان لایه‌های بعدی به بانک داده اضافه شدند. نقشه ساختار از نقشه زمین‌شناسی رقومی شد و با استفاده از دیگر منابع، از جمله تصاویر ماهواره و کارهای انجام شده در منطقه سبلان تصحیح شد. بانک داده تولیدی از نظر سیستم مختصات و دیگر شرایط تکنیکی تصحیح شد. در نهایت مدل‌سازی و تلفیق داده‌های اکتشافی به روش وزن‌های نشانگر و رگرسیون لجستیکی با استفاده از نرم‌افزار ArcGis10 انجام شد. نقشه‌های پتانسیل مطلوب متفاوتی برای منطقه مورد مطالعه ارائه شد. براساس نتایج حاصله چهار منطقه مستعد شناسایی و جهت انجام

مطالعات تکمیلی تر معرفی گردید. با توجه به اینکه هزینه برداشت مگنتوتلوریک و اجرای حفاری‌های عمیق اکتشافی برای منابع زمین‌گرمایی بسیار قابل توجه هستند اعتبار سنجی نقشه پتانسیل مطلوب (مدل پیشگو) با نتایج پروفیل‌های مگنتوتلوریک و چاه‌های حفاری شده در منطقه شمالغرب سبلان و بوشلی نشان انجام شد و نتایج حاصله بیان کننده این موضوع است که مدل پیشگو ارائه شده نقش مهمی در مکان‌سنجی بهینه پروفیل‌های مگنتوتلوریک دارند.

بر این اساس اولویت اول اکتشافی به منطقه شمالغرب سبلان تعلق گرفت که هم‌اکنون اولین نیروگاه زمین‌گرمای در این منطقه احداث شده و چاه‌های متعددی با موفقیت در این منطقه حفر شده است. منطقه دوم از نظر اولویت منطقه بوشلی است که در حال بررسی و انجام مطالعات تکمیلی می‌باشد. منطقه سوم از نظر عمیق بودن منبع مورد تردید قرار گرفت، همچنین منطقه چهارم که شمال شهرستان سراب را در بر گرفته از نظر مناطق مستعد با پتانسیل بالا فقیر تشخیص داده شد. لذا پیشنهاد شد که در مناطق انتخاب شده به صورت خیلی محدود سونداژ مگنتوتلوریک برداشت شود و نتایج مورد مقایسه و بررسی قرار گیرد و در صورت هماهنگی بین نتایج، محل حفاری تعیین شود.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه

مهدی ضیائی، منصور ضیائی، ابوالقاسم کامکار روحانی، فرامرز دولتی اردجانی، محمد رضا رحمانی
"تهیه نقشه پتانسیل مطلوب منابع زمین گرمایی منطقه سبلان با استفاده از روش وزن های
نشانگر (WofE) در محیط GIS" بیست و نهمین گردهمائی علوم زمین، بهمن ۸۹

Ziaei M., Ziaii M., Kamkar A, Asghari AA, 2011. Application of Lithogeochemistry for Regional Scale Mapping of Geothermal Prospectivity in Sabalan Volcano, North West of Iran. Goldschmit 2011.pp.2283

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	فصل اول: کلیات
۲	۱-۱- مقدمه
۳	۲-۱- مروری بر انرژی زمین گرمایی و اهمیت آن
۶	۳-۱- منابع زمین گرمایی در ایران
۹	۴-۱- روش های مختلف اکتشاف منابع زمین گرمایی
۹	۱-۴-۱- روش های ژئوفیزیکی
۱۱	۱-۴-۱-۱- روش لرزه نگاری
۱۱	۱-۴-۱-۲- روش گرانی
۱۱	۱-۴-۱-۳- روش مغناطیس
۱۲	۲-۴-۱- روش سنجش از دور
۱۳	۳-۴-۱- روش های ژئوشیمی
۱۳	۵-۱- مروری بر کارهای گذشته
۱۶	۶-۱- تعریف مسئله و بیان سؤال های اصلی تحقیق
۱۶	۷-۱- اهداف پایان نامه
۱۷	۸-۱- روش انجام تحقیق
۱۸	۹-۱- سازماندهی پایان نامه
۲۰	فصل دوم: موقعیت جغرافیایی و شرایط زمین شناسی منطقه
۲۱	۱-۲- موقعیت جغرافیایی
۲۲	۲-۲- مروری بر زمین شناسی و تکتونیک آذربایجان
۲۲	۳-۲- پلیت تکتونیک خاورمیانه و ناحیه آذربایجان
۲۳	۴-۲- تاریخچه آتشفشان سلان
۲۴	۵-۲- چینه شناسی
۲۴	۱-۵-۲- سازند دیزو (کواترنری)
۲۵	۲-۵-۲- سازند کسرا (پلیوستوسن پایانی)
۲۶	۳-۵-۲- سازند تواس (پلیوستوسن آغازی)
۲۶	۴-۵-۲- سازند ولهزیر (پلیوسن)
۲۷	۶-۲- نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰ مشگین شهر
۲۹	۱-۶-۲- توضیحات مربوط به واحدهای زمین شناسی برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین شهر
۳۶	۷-۲- پردازش تصاویر ماهواره ای جهت شناسایی مناطق دگرسان شده

۳۷ ۲-۷-۱- دگرسانی‌های گرمایی در منطقه سبلان
۴۱ ۲-۸-۱- ویژگی‌های ساختاری منطقه
۴۴ ۲-۸-۱- ساختارهای خطی
۴۴ ۲-۸-۲- ساختارهای کمانی
۴۶ ۲-۹- چشمه‌های آبگرم و شواهد زمین‌گرمایی در منطقه سبلان

فصل سوم: هیدرولوژی منطقه و تجزیه و تحلیل داده‌ها

۴۷ ۳-۱- مقدمه
۴۸ ۳-۲- اقلیم
۴۹ ۳-۲-۱- اقلیم منطقه اردبیل
۴۹ ۳-۳- نقشه پراکندگی بارندگی در منطقه سبلان
۵۲ ۳-۳-۱- روش همبارش
۵۴ ۳-۳-۲- روش گرادیان آلتی‌متریک
۵۵ ۳-۴- نتیجه‌گیری

فصل چهارم: اکتشافات ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی در منطقه و تولید و ارزیابی

۶۲ نقشه‌های مربوطه
۶۳ ۴-۱- مقدمه
۶۴ ۴-۲- میکرو لرزه و لرزه‌خیزی منطقه
۶۵ ۴-۲-۱- تبدیل نقطه به ناحیه
۶۷ ۴-۳- مغناطیس
۶۸ ۴-۱-۱- برداشت مغناطیس
۶۹ ۴-۱-۲- برداشتهای مغناطیس هوایی
۷۰ ۴-۱-۳- کاربرد مغناطیس در اکتشافات زمین‌گرمایی
۷۲ ۴-۱-۴- تهیه نقشه تغییرات شدت کل میدان مغناطیسی
۷۴ ۴-۴- گرانی سنجی
۷۵ ۴-۴-۱- نقاط اندازه‌گیری و شبکه برداشت گرانی
۷۶ ۴-۴-۲- تصحیحات گرانی‌سنجی
۷۷ ۴-۴-۳- بررسی داده‌های گرانی
۷۸ ۴-۴-۴- نقشه آنومالی بوگه
۷۸ ۴-۴-۵- آنومالی ناحیه‌ای
۸۰ ۴-۴-۶- آنومالی باقیمانده
۸۲ ۴-۴-۷- بررسی مدل‌های دو بعدی از آنومالی‌های ثقلی

۸۳ ۴-۵- پردازش داده‌های ژئوشیمیائی
۸۷ ۴-۶- نتیجه‌گیری
۸۸ فصل پنجم: تهیه نقشه پتانسیل مطلوب زمین‌گرمایی
۸۹ ۵-۱- مقدمه
۹۰ ۵-۲- کلیات
۹۳ ۵-۳- روش وزن‌های نشان‌گر
۹۳ ۵-۳-۱- فرمول‌بندی احتمالات در روش‌های وزن‌های نشان‌گر
۱۰۰ ۵-۳-۲- مثال‌های کاربردی
۱۰۳ ۵-۴- آزمون‌های استقلال شرطی
۱۰۶ ۵-۵- رگرسیون لجستیکی
۱۰۷ ۵-۶- گردآوری اطلاعات
۱۰۸ ۵-۷- پردازش اطلاعات و تهیه نقشه‌های شاهد
۱۰۸ ۵-۷-۱- تهیه نقشه‌های شاهد
۱۰۸ ۵-۷-۱-۱- نقشه شاهد زمین‌شناسی
۱۱۰ ۵-۷-۱-۲- نقشه شاهد ژئوشیمی
۱۱۲ ۵-۷-۱-۳- نقشه شاهد گرانی
۱۱۳ ۵-۷-۱-۴- نقشه شاهد مناطق دگرسانی
۱۱۵ ۵-۷-۱-۵- نقشه شاهد گسل‌ها
۱۱۷ ۵-۷-۱-۶- نقشه شاهد مغناطیس
۱۱۹ ۵-۷-۱-۷- نقشه شاهد بارندگی
۱۲۰ ۵-۷-۱-۸- نقشه شاهد مناطق لرزه‌خیز
۱۲۲ ۵-۸- تهیه نقشه پتانسیل مطلوب
۱۳۲ ۵-۹- نتیجه‌گیری
۱۳۳ فصل ششم: روش مگنتوتلوریک و اعتبار سنجی نقشه پتانسیل مطلوب
۱۳۴ ۶-۱- مقدمه
۱۳۵ ۶-۲- روش مگنتوتلوریک
۱۳۸ ۶-۳- نحوه برداشت زمینی
۱۴۱ ۶-۴- تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک
۱۴۲ ۶-۵- مقاومت ویژه ظاهری
۱۴۳ ۶-۶- عملیات مگنتوتلوریک انجام شده در منطقه مورد مطالعه
۱۵۲ ۶-۷- برهم‌نهی نتایج وزن‌های نشانگر و مگنتوتلوریک

۱۵۳۱-۷-۶- منطقه شمال غرب سیلان
۱۵۴۲-۷-۶- منطقه بوشلی
۱۵۴۸-۶- نتیجه گیری
۱۵۶ فصل هفتم: نتیجه گیری و پیشنهادات
۱۵۶۱-۷- نتیجه گیری
۱۵۷۲-۷- اعتبارسنجی نتایج
۱۵۷۳-۷- پیشنهادات
۱۵۹ منابع و مأخذ
۱۶۰ منابع فارسی
۱۶۱ منابع لاتین

فهرست اشکال

صفحه

عنوان

فصل اول

- شکل (۱-۱ الف) - موقعیت جغرافیایی برگه جبال بارز ۳
- شکل (۱-۱) - درجه حرارت لایه‌های زمین ۳
- شکل (۱-۲) - نمای شماتیک از یک سیستم زمین‌گرایی همرفتی ۵
- شکل (۱-۳) - موقعیت قرارگیری ایران در مرزهای تکتونیکی ۷
- شکل (۱-۴) - مناطق معرفی شده را بروی نقشه نشان می‌دهد. مطالعات مفصل‌تر تنها در چند منطقه انجام شده است؛ دماوند، سبلان، سهند، ماکو-خوی تکاب و بزمان از جمله این مناطق هستند ۹
- شکل (۱-۵) - تهیه نقشه پتانسیل مطلوب با استفاده از ابزار GIS ۱۸

فصل دوم

- شکل (۲-۱) - موقعیت جغرافیائی منطقه مورد مطالعه ۲۱
- شکل (۲-۲) - نقشه زمین‌شناسی برگه مشگین‌شهر ۲۸
- شکل (۲-۳) - مناطق دگرسان شده که از تصویر لندست و عکس ماهواره ژئوآی استخراج شده است. به رنگ قرمز مشاهده می‌شود. منطقه نمایش داده شده کوه سبلان و مناطق مجاور است ۳۸
- شکل (۲-۴) - مناطق دگرسان شده به رنگ سیاه در منطقه مورد مطالعه نمایش داده شده است ۴۱
- شکل (۲-۵) - گسل‌های ترسیم شده از نقشه زمین‌شناسی، سنجش از دور، رادار و عکس هوایی ۴۵
- شکل (۲-۶) - محل چشمه‌ها و چاه‌های حفر شده در منطقه مورد مطالعه ۴۶

فصل سوم

- شکل (۳-۱) - نقشه پهنه‌بندی اقلیم استان اردبیل ۵۱
- شکل (۳-۲) - برگه مشگین‌شهر با هاشور نمایش داده شده است و نقاط سبز رنگ که با نوشته همراه است، محل ایستگاه هواشناسی است ۵۲
- شکل (۳-۳) - نمودار منحنی برازش میانگین بارندگی سالیانه بر حسب تغییرات ارتفاع ۵۴
- شکل (۳-۴) - نمایش برگه ۱۰۰,۰۰۰ مشگین شهر بر روی منحنی‌های همبارش ۵۵
- شکل (۳-۵) - تقسیم بندی ارتفاع در فواصل ۴۰۰ متر (راهنمای نقشه بر حسب

- ۵۷ متر است.)
- ۵۹ شکل (۳-۶) - نقشه مدل بارندگی منطقه سبلان با استفاده از فرمول (۳-۴)
 شکل (۳-۷) - حوزه‌های آبریز منطقه سبلان که با استفاده از نقشه ۱:۵۰۰۰۰ بدست آمده
 ۶۰ است
- شکل (۳-۸) - نقشه سمت راست مربوط به روش گرادیان و نقشه سمت چپ با فرمول
 ۶۱ (۳-۴) محاسبه شده است

فصل چهارم

- شکل (۴-۱) - نقاط سیاه رنگ محل ایسنترهای لرزه و روند شمال غربی - جنوب شرقی
 ۶۵ که با خطچین مشخص شده است
- شکل (۴-۲) - نقشه تراکم از توزیع محل رخداد لرزه در منطقه مورد مطالعه
 ۶۷
 شکل (۴-۳) - بی‌هنجاری مغناطیسی واقع در محدوده شهر سرعین
 ۷۲
 شکل (۴-۴) - شدت میدان کل مغناطیس در منطقه سبلان
 ۷۳
 شکل (۴-۵) - مشتق اول قائم از شدت میدان کل مغناطیسی
 ۷۴
 شکل (۴-۶) - آنومالی ناحیه‌ای در منطقه سبلان. فلش آبی رنگ جهت افزایش گرانی را از
 ۷۹ جنوب غرب به سمت شمال شرق نشان می‌دهد
- شکل (۴-۷) - نقشه آنومالی باقی مانده در حوزه سبلان، پروفیل‌های رسم شده توسط شرکت
 ۸۱ تهران برکلی با خطچین مشخص شده است
- شکل (۴-۸) - پروفیل ۱-۱ گرانی رسم شده توسط شرکت تهران برکلی
 ۸۲
 شکل (۴-۹) - محل برداشت داده ژئوشیمی با استفاده از روش برداشت نمونه‌ها از رسوبات
 ۸۴ آبراهه‌ای در منطقه مورد مطالعه به همراه محل چشمه آبگرم
 شکل (۴-۱۰) - نقشه بدست آمده از حاصلضرب دو عنصر آرسنیک و بیسموت. به منظور
 درک بهتر ارتباط این نقشه‌ها و مناطق زمین‌گرمایی، محل اندیس‌ها با
 ۸۶ نقاط قرمز رنگ روی نقشه نمایش داده شد

فصل پنجم

- شکل (۵-۱) - دیاگرام ون نشان‌دهنده محدوده مورد مطالعه T
 ۹۴
 شکل (۵-۲) - الگوی دوتایی ساده با ۱۰ اندیس
 ۱۰۰
 شکل (۵-۳) - مثال از موارد استثنا در روش داده محور وزن‌های نشانگر
 ۱۰۲
 شکل (۵-۴) - ون دیاگرام، مفهوم استقلال شرطی را نمایش می‌دهد
 ۱۰۳
 شکل (۵-۵) - نقشه دوتایی حاصل از نقشه زمین‌شناسی با در نظر گرفتن $cut\ off=1.4$...
 ۱۰۹
 شکل (۵-۶) - نقشه دوتایی حاصل از نقشه زمین‌شناسی با در نظر گرفتن $cut\ off=2$
 ۱۱۰

- ۱۱۱ شکل (۷-۵) - نقشه دوتایی حاصل از تحلیل داده ژئوشیمی
- ۱۱۳ شکل (۸-۵) - نقشه دوتایی حاصل از تحلیل داده گرانی
- ۱۱۴ شکل (۹-۵) - بافر اطراف مناطق آلتزه شده در فواصل ۵۰۰ متری
- ۱۱۵ شکل (۱۰-۵) - نقشه دوتایی حاصل از بافر مناطق دگرسان شده در فواصل ۵۰۰ متر
- ۱۱۶ شکل (۱۱-۵) - بافر اطراف گسل‌های منطقه در فواصل ۵۰۰ متری
- شکل (۱۲-۴) - دوتایی حاصل از بافر اطراف گسل‌های منطقه مورد مطالعه، در فواصل ۵۰۰ متر
- ۱۱۷ ۵۰۰ متر
- ۱۱۸ شکل (۱۳-۵) - نقشه دوتایی حاصل از داده مغناطیس هوائی
- شکل (۱۴-۵) - نقشه دوتایی حاصل از داده بارندگی (قبل از محاسبات با روش ۱/۳ انحراف استاندارد نقشه کلاسه بندی شد).
- ۱۲۰ استاندارد نقشه کلاسه بندی شد.
- ۱۲۱ شکل (۱۵-۵) - نقشه دوتایی حاصل از نقشه چگالی تولیدی از داده میکرو لرزه
- شکل (۱۶-۵) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده توسط روش وزن‌های نشانگر بدون کلاسه بندی
- ۱۲۲ کلاسه بندی
- ۱۲۳ شکل (۱۷-۵) - نمودار تجمعی مساحت مربوط به شکل (۱۶-۵)
- شکل (۱۸-۵) - نقشه پتانسیل مطلوب حاصل از روش وزن‌های نشانگر که با استفاده از نمودار تجمعی مساحت کلاسه بندی شده است
- ۱۲۴ نمودار تجمعی مساحت کلاسه بندی شده است
- شکل (۱۹-۵) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده توسط روش رگرسیون لوجستیکی بدون کلاسه بندی
- ۱۲۵ بدون کلاسه بندی
- ۱۲۶ شکل (۲۰-۵) - نمودار تجمعی مساحت مربوط به شکل (۱۹-۶)
- شکل (۲۱-۵) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده بعد از کلاسه بندی با استفاده از نمودار تجمعی مساحت
- ۱۲۷ تجمعی مساحت
- شکل (۲۲-۵) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده بعد از تعدیل نقشه زمین‌شناسی که با استفاده از نمودار تجمعی مساحت کلاسه بندی شده است
- ۱۲۸ استفاده از نمودار تجمعی مساحت کلاسه بندی شده است
- شکل (۲۳-۵) - مناطق اولویت‌دار به ترتیب عدد با خط‌چین مشخص شده است. منطقه ۱ سبلان، منطقه ۲ بوشلی
- ۱۲۹ ۱ سبلان، منطقه ۲ بوشلی
- ۱۳۱ شکل (۲۴-۵) - نقشه پتانسیل مطلوب حاصل از دو نقشه مغناطیس و گرانی

فصل ششم

- ۱۳۹ شکل (۱-۶) - نمایش ساده از نحوه آرایش سنسورها در روش MT است
- شکل (۲-۶) - پنج مؤلفه $(H_x, H_y, H_z, E_x, E_y)$ در یک ایستگاه MT بر حسب مجموعه‌ای از سری‌های زمانی ثبت می‌شوند
- ۱۴۰ مجموعه‌ای از سری‌های زمانی ثبت می‌شوند
- ۱۴۵ شکل (۳-۶) - محل سونداژ مگنتوتلوریک در سال ۱۹۹۷

- شکل (۴-۶) - موقعیت سونداژهای MT انجام شده در سال های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ همراه با محدوده برداشت فاز اول و دوم توسط شرکت فیلیپینی (PNOC-EDC)
- ۱۴۷ روی نقشه توپوگرافی منطقه آمده است.....
- شکل (۵-۶) - نتایج مدل سازی دو بعدی داده های مگنتوتلوریک برای پروفیل (P06) که مطابق شکل (۴-۶) دارای راستای شرقی - غربی است. در شکل گسل های موجود و تشخیص داده شده با مدل سازی به صورت خط چین سفید رنگ
- ۱۴۸ آمده است.....
- شکل (۶-۶) - نتایج مدل سازی دو بعدی داده های مگنتوتلوریک برای پروفیل (P01) که مطابق شکل (۴-۶) دارای راستای شمال غرب - جنوب شرق است. در شکل نتایج حاصل از حفاری ها نیز آمده است.....
- ۱۴۸
- شکل (۷-۶) - مدل ارائه شده در سالهای ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ برای منبع زمین گرمایی در شمال و شمال غرب سبلان. مناطق داغ تر منبع زمین گرمایی شمال غرب سبلان به صورت مناطقی محصور شده با حالت رنگی نشان داده شده است.....
- ۱۴۹
- شکل (۸-۶) - موقعیت سونداژهای MT انجام شده در سال ۱۳۸۱ شمسی توسط مؤسسه ژئوفیزیک تهران، همراه با پروفیل های در نظر گرفته شده و گسل های اصلی روی نقشه توپوگرافی منطقه آمده است.....
- ۱۵۰
- شکل (۹-۶) - مدل دو بعدی مقاومت ویژه (a) به همراه مدل مقاطع مقاومت ویژه (b) بر حسب عمق در امتداد پروفیل شامل ایستگاه های شماره ۴۳، ۵۰، ۵۱ و ۵۵
- ۱۵۱ در شکل (۸-۶) نشان داده شده است.....
- شکل (۱۰-۶) - مدل دو بعدی مقاومت ویژه (a) به همراه مدل مقاطع مقاومت ویژه بر حسب عمق (b) در امتداد پروفیل ایستگاه های شماره ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲،
- ۱۵۱ ۳۳، ۴۰ و ۴۱ در شکل (۸-۶) ترسیم شده است.....
- شکل (۱۱-۶) - برهم نهی نقشه پتانسیل مطلوب و پروفیل های برداشت شده به روش
- ۱۵۲ مگنتوتلوریک در منطقه سبلان و بوشلی.....
- ۱۵۳ شکل (۱۲-۶) - پروفیل شماره ۴ خطوط سفید خط چین محل گسل.....

فهرست جداول

صفحه	عنوان
	فصل اول
۱۰	جدول (۱-۱) - مقایسه روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشافات منابع زمین‌گرمایی.....
	فصل دوم
۳۷	جدول (۱-۲) - مشخصات تصاویر لندست منطقه اردبیل.....
	فصل سوم
	جدول (۱-۳) - میانگین بارندگی سالیانه در ایستگاه‌های واقع شده در برکه مشگین‌شهر و برخی از ایستگاه‌های مهم اطراف. میزان بارندگی برحسب میلیمتر بیان شده است.....
۵۳
۵۸	جدول (۲-۳) - محاسبه میانگین بارندگی با استفاده از روش گرادیان آلتی‌متریک.....
	فصل چهارم
۷۵	جدول (۱-۴) - برداشت‌های شرکت تهران برکلی در طول سالهای ۷۷-۷۸ میلادی.....
۸۵	جدول (۲-۴) - محاسبه همبستگی عناصر برکه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر.....
	فصل پنجم
۹۱	جدول (۱-۵) - روش‌های دو متغیره برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب معدنی.....
۹۲	جدول (۲-۵) - روش‌های چند متغیره برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب.....
۹۹	جدول (۳-۵) - کلیه روابط مورد نیاز برای انجام محاسبات مربوط به وزن‌های نشانگر.....
۱۰۰	جدول (۴-۵) - نتایج حاصل از وزن‌های نشانگر برای شکل (۲-۵).....
۱۰۹	جدول (۵-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای واحدهای زمین‌شناسی.....
۱۱۱	جدول (۶-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای داده ژئوشیمی.....
۱۱۲	جدول (۷-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای نقشه گرانی.....
۱۱۴	جدول (۸-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای بافر مناطق دگرسان شده.....
۱۱۶	جدول (۹-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای بافرگسل‌ها.....
	جدول (۱۰-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای داده‌های کلاسه بندی شده
۱۱۸ مشتق اول مغناطیس هوایی.....
۱۱۹	جدول (۱۱-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای داده‌های بارندگی.....
	جدول (۱۲-۵) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای داده‌های کلاسه بندی شده
۱۲۱ نقشه توزیع چگالی لرزه.....

جدول (۵-۱۳) - خلاصه نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای تمامی نقشه‌های شاهد ۱۳۰

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

امروزه کمبود انرژی و تغییرات آب و هوایی کره زمین^۱ عمده‌ترین مشکل جوامع بشری به شمار می‌رود. افزایش جمعیت، باعث تولید بیش از حد وسایل نقلیه و متعاقباً تخریب لایه اوزون در اثر تولید گازهای گلخانه‌ای شده است. از مسادیق اصلی به صدا درآمدن زنگ‌های خطر، تعطیلی شرکت‌های بزرگ اتومبیل سازی آمریکا بعد از سال ۲۰۰۸ و همچنین سوق دادن هزینه‌های تحقیقاتی اکثر دانشگاه‌های بزرگ جهان به سمت توسعه و اکتشاف منابع انرژی تجدیدپذیر^۲ است.

انرژی ژئوترمال یکی از انواع انرژی‌های تجدیدپذیر است، ژئوترمال^۳ یک کلمه یونانی است که ژئو به معنای کره زمین و ترمال به معنی حرارت است. از این رو می‌توان برای آن معادل فارسی زمین‌گرمایی را مناسب دانست. در اینجا منظور از انرژی زمین‌گرمایی، صرفاً انرژی حرارتی انباشته شده در سطوح زیرین زمین است. برای بروز پدیده‌های طبیعی زمین‌گرمایی واقع در سطح زمین چندین عامل لازم است. حضور ایران در کمربند زمین‌گرمایی شرق مدیترانه - هیمالیا و عبور مرزهای صفحات تکتونیکی از گستره ایران پتانسیل خوبی برای تولید انرژی زمین‌گرمایی ایجاد کرده‌است. در حال حاضر تمامی انرژی‌های منتجه از پدیده زمین‌گرمایی در مقایسه با سایر منابع انرژی جبران پذیر، قبل از انرژی‌های منتجه از آب و زیست توده‌ای و پس از انرژی‌های منتجه از نور خورشید و باد قرار دارد. پس با

¹ Climate change

² Renewable

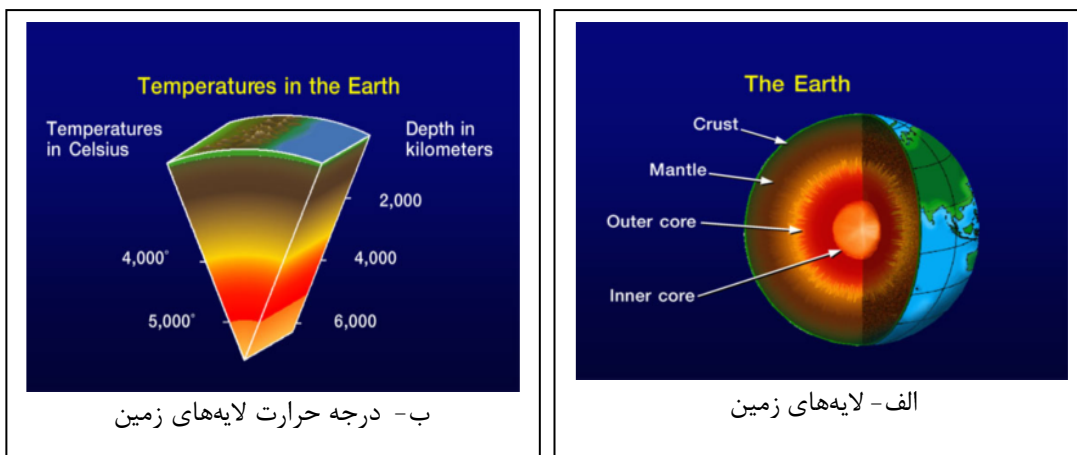
³ Geothermal

جایگاهی که این انرژی در جهان دارد استفاده از انرژی زمین‌گرمایی بسته به پتانسیلی که دارد، در ایران کاملاً کم‌رنگ است.

در اکثر کشورهای توسعه یافته انرژی زمین‌گرمایی برای تولید برق به کارگرفته شده است. لازمه استفاده از این انرژی تجدیدپذیر حفاری چاه‌های عمیق است. لذا ارزش داده‌های زمین‌شناسی (سطحی، زیرسطحی و ساختار) در عملیات اکتشافی و تعیین مکان بهینه حفاری برکسی پوشیده نیست. به منظور صرفه جویی در زمان و هزینه اکتشاف، امکان اولویت‌بندی منطقه اکتشافی با تهیه نقشه پتانسیل معدنی با استفاده از ابزار GIS فراهم آمده است. سیستم اطلاعات جغرافیایی که به اختصار GIS بیان می‌شود، خلاصه شده عبارت Geographic Information System می‌باشد.

۱-۲- مروری بر انرژی زمین‌گرمایی و اهمیت آن

این انرژی به واسطه حرارت انباشته شده در سطوح زیرین زمین یا حرارت جذب شده از اقیانوس‌ها و اتمسفر تولید می‌شود شکل (۱-۱ الف). انواع انرژی‌های حرارتی که کره زمین به شکل طبیعی تولید می‌کند را می‌توان شامل این انرژی دانست، در اینجا منظور از انرژی زمین‌گرمایی، صرفاً انرژی حرارتی انباشته شده در سطوح زیرین زمین است.

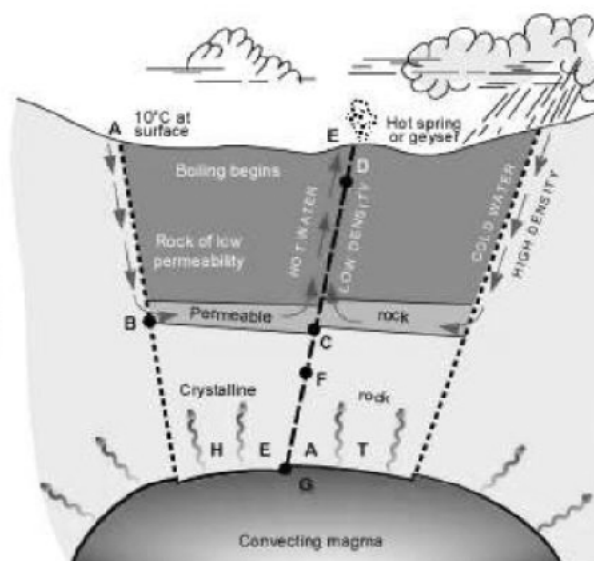


شکل (۱-۱) - درجه حرارت لایه‌های زمین [Renewable energy, 2010].

مرکز زمین (به عمق تقریبی ۶۴۰۰ کیلومتر) که در حدود ۴۰۰۰ درجه سانتیگراد حرارت دارد، به عنوان یک منبع حرارتی عمل نموده و موجب تشکیل و پیدایش مواد مذاب با درجه حرارت ۶۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری از سطح زمین می‌گردد شکل (۱-۱). به طور میانگین میزان انتشار این حرارت از سطح زمین که فرآیندی مستمر است معادل ۸۲ میلی وات در واحد سطح می‌باشد، که با در نظر گرفتن مساحت کل زمین (۵۱۲ میلیون کیلومتر مربع)، مجموع کل اتلاف حرارت از سطح آن، برابر با ۴۲ میلیون مگاوات خواهد بود. در واقع این میزان حرارت غیر عادی، عامل اصلی پدیده‌های زمین‌شناسی از جمله فعالیت‌های آتشفشانی، ایجاد زمین لرزه‌ها، پیدایش رشته‌کوه‌ها (فعالیت‌های کوهزایی) و همچنین جابجایی صفحات تکتونیکی می‌باشد که کره زمین را به یک سیستم دینامیک تبدیل نموده و پیوسته آن را تحت تغییرات گوناگون قرار می‌دهد. امروزه با بهره‌گیری از فناوری‌های موجود، تنها بخش کوچکی از این منبع سرشار مهار شده و به طور اقتصادی قابل بهره‌برداری است. انرژی زمین‌گرمایی بر خلاف سایر انرژی‌های تجدیدپذیر منشاء یک انرژی پایدار با فاکتور دسترسی ۱۰۰٪ است که به طور شبانه روزی در طول سال قابل بهره‌برداری است [Renewable energy, 2010].

منابع زمین‌گرمایی با توجه به وضعیت زمین‌شناسی و نحوه انتقال حرارت به دو گروه همرفتی^۱ و انتقالی^۲ تقسیم بندی شده‌اند [Carranza et al., 2008]. در شکل (۱-۲) نمای شماتیک از یک سیستم زمین‌گرمایی از نوع همرفتی مشاهده می‌شود. از مهمترین ویژگی‌های این گونه سیستم حضور چشمه‌های آبگرم در این مناطق است که چرخه حرکت آب را در این مناطق نشان می‌دهد. البته در مناطقی که میزان آب کمتر است، بخار آب جایگزین آبگرم می‌شود. این نوع سیستم‌ها می‌توانند از دمای کم، متوسط و زیاد برخوردار باشند [White et al., 1971].

¹Convective
²Conductive



شکل (۲-۱) - نمای شماتیک از یک سیستم زمین گرمایی همرفتی [Wibowo, 2006].

عمق مناسب در کمتر از ۳ کیلومتر برای این منابع توسط Carranza et al (2008) پیشنهاد شده است، همچنین در این منبع اشاره شده است که سیستم‌های همرفتی می‌توانند در سنگ‌های مختلف و در مناطق زمین‌شناسی متفاوت رخنمون داشته باشند. به طور کلی آنچه در فعالیت این گونه سیستم مهم است: تخلخل زمین‌های اطراف، گسل‌ها و میزان بارندگی یا منبع تهیه آب می‌باشد [Gupta and Roy, 2007].

دومین گروه از سیستم‌های زمین گرمایی که بیشتر حالت مصنوعی داشته به نوع انتقالی معروف است. این سیستم همچنین سنگ مخزن خشک هم نامیده می‌شود. به دلیل اینکه سنگ‌های اطراف از تخلخل کافی برخوردار نبوده و آب در اطراف سنگ مخزن به طور طبیعی وجود ندارد. در این تحقیق، سیستم‌های انتقالی که حالت مصنوعی دارند مد نظر نبوده و مکان‌یابی برای سیستم‌های همرفتی که غالباً در سطح زمین رخنمون دارند انجام شده است [Gupta and Roy, 2007].

سیستم‌های همرفتی امروزه بیشتر برای کارهای اقتصادی از جمله احداث نیروگاه برق بکاربرده می‌شوند [Mahon et al., 2000]. در حال حاضر تمامی انرژی‌های منتجه از پدیده زمین گرمایی در مقایسه با سایر منابع انرژی جبران‌پذیر، قبل از انرژی‌های منتجه از آب و زیست توده‌ای و پس از

انرژی‌های منتجه از نور خورشید و باد قرار دارد. با ارتقا این تکنولوژی می‌توان در حدود ۶۵ تا ۱۳۸ گیگاوات انرژی الکتریکی تولید کرد. با جایگاهی که این انرژی در جهان دارد استفاده از انرژی زمین‌گرمایی بسته به پتانسیلی که دارد کم‌رنگ است، از این رو کلید گسترش بهره‌برداری از این انرژی در گسترش آگاهی مردم و فراهم کردن تکنولوژی‌های مرتبط با آن است، با این دو فاکتور می‌توان استفاده از این انرژی را با پتانسیلی که دارد متناسب کرد [Gupta and Roy, 2007].

۱-۳- منابع زمین‌گرمایی در ایران

موقعیت قرارگیری ایران در مرزهای تکتونیکی، از نیروی عظیم نهفته در کالبد ایران حکایت دارد (شکل (۱-۳) مشاهده شود). فشار صفحه قاره‌ای عربستان و صفحه اقیانوس هند از سوی دیگر باعث تغییر شکل‌های وسیعی در ایران شده است. منطقه زاگرس چین‌خورده، و راندگی آن، شواهد سطحی عظیم منابع زمین‌گرمایی هستند. قرار گرفتن در کمربند تکتونیکی حاشیه صفحات باعث شده است که گستره ایران از لحاظ زمین‌ساختاری بسیار فعال باشد. حضور در کمربند آتشفشانی و زلزله حضور پتانسیل‌های متعدد زمین‌گرمایی را قطعی می‌سازد. با رجوع به فعالیت‌های آتشفشانی، ماگماتیسم و مرور شواهد و ظهورهای سطح الارضی چشمه‌های آبگرم و گل‌فشان‌ها و خروج گازها و بررسی زون‌های آلتراسیون ناشی از عملکرد آب‌های گرم بر این گمان صحه نهاده است. گسل‌ها و شکستگی‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای در مناطق پتانسیل بالای زمین‌گرمایی دارند. ولکانیسم و پدیده‌های آتشفشانی نئوژن و به خصوص کواترنری از دیگر شواهد وجود پتانسیل زمین‌گرمایی در گستره ایران است. توده‌های نفوذی و ماگماتیسم جدید با بوجود آوردن منابع عظیم انرژی زمین‌گرمایی با همراهی درزه‌ها و شکست‌ها، مناطقی با پتانسیل بالا بوجود می‌آورند [ENEL, 1976].

چشمه‌های آبگرم و ظهورهای سطحی یکی دیگر از نمادهای وجود انرژی زمین‌گرمایی است. آنچه بیش از پیش به وجود پتانسیل بالای انرژی زمین‌گرمایی در ایران قوت می‌بخشد وجود چشمه‌های آبگرم بسیار در گستره ایران است. در کنار رو راندگی زاگرس که از سوی دیگر بیشترین فعالیت‌های

ماگماتیسم و آتشفشانی نیز در امتداد آن در طی کواترنری صورت گرفته است تعداد بسیار زیادی چشمه‌های آبگرم دیده می‌شود [Fotouhi, 1994].



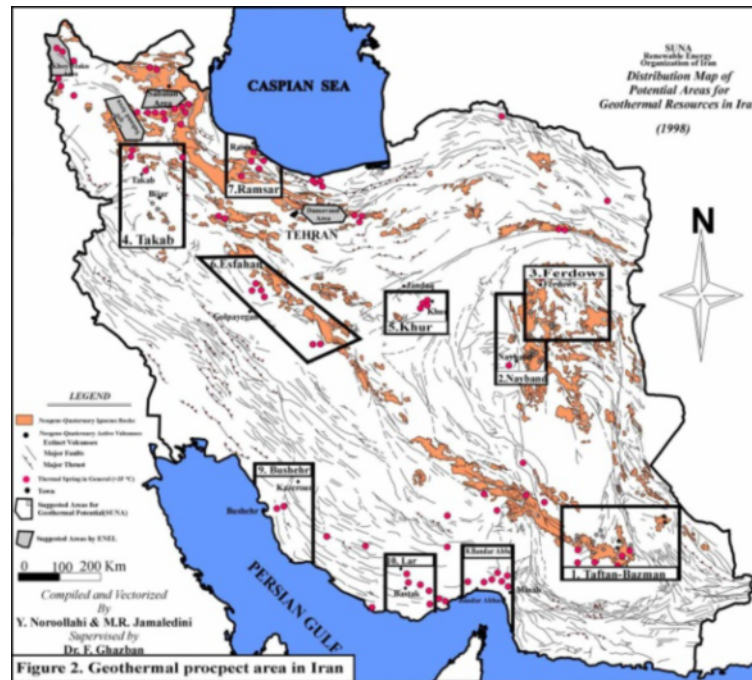
شکل (۱-۳) - موقعیت قرارگیری ایران در مرزهای تکتونیکی

به عنوان سه شاخص اصلی می‌توان موارد ذیل را شاهد مثال وجود آنومالی‌های زمین‌گرمایی دانست [Gupta and Roy, 2007]:

- ساختار تکتونیکی و قرارگیری در مرز صفحات تکتونیکی
- گسل‌های عمیق و سیستم‌های درزه و شکستگی‌های توسعه یافته
- ماگماتیسم و آتشفشان‌های جدید (نئوتکتونیک).

در قالب شاخص‌های فوق در بسیاری از مناطق ایران می‌توان آنومالی‌های زمین‌گرمایی دال بر وجود پتانسیل‌های بالای زمین‌گرمایی را دنبال کرد و با بررسی‌های ساختارشناسی و زمین‌شناسی منطقه‌ای نظیر ظهورهای سطحی (چشمه‌های آبگرم)، زون‌های آلتراسیون، محل درزه‌ها و گسل‌ها، بررسی‌های چینه‌شناسی تکمیلی در مورد پتانسیل هر منطقه گزارش‌های تفصیلی و جامعی تهیه نمود. بر اساس مطالعات انجام شده در سال‌های گذشته، بیش از ۱۰ منطقه شناسایی شده است. این مناطق بر اساس میزان فعالیت‌های تکتونیکی، میزان چشمه‌های آبگرم و ظهورهای سطح الارضی و سایر شواهد زمین‌شناسی شناسایی شده‌اند شکل (۱-۴). بر اساس گزارش ارائه شده توسط سازمان انرژی‌های نو ایران این مناطق به شرح زیر می‌باشند:

- منطقه تفتان - بزمان
- منطقه نایبند
- منطقه بیرجند - فردوس
- منطقه تکاب - هشترود
- منطقه خور - بیابانک
- منطقه اصفهان - محلات
- منطقه رامسر
- منطقه بندرعباس - میناب
- منطقه بوشهر - کازرون
- منطقه لار - بستک
- منطقه سیلان
- منطقه خوی - ماکو



شکل (۱-۴) - مناطق معرفی شده را بروی نقشه نشان می دهد. مطالعات مفصل تر تنها در چند منطقه انجام شده است؛ دماوند، سبلان، سهپند، ماکو - خوی، تکاب و بزمان از جمله این مناطق هستند [http://www.sun.org.ir].

۱-۴ - روش های مختلف اکتشاف منابع زمین گرمایی

در این بخش سعی شده است تا روشهای پی جویی منابع زمین گرمایی از نوع همرفتی به طور مختصر بررسی شوند. با توجه به موارد ذکر شده در قسمت های قبلی و همچنین برخی منابع از جمله (Carranza et al. (2008); Gupta and Roy (2007) می توان تا حدودی مطمئن بود که تخلخل بالای سنگ مخزن، فعالیتهای تکتونیکی، میزان بارندگی و هیدرولوژی منطقه، رخنمون های ناشی از دگرسانی و دیگر موارد که در فصول بعدی مورد بررسی قرار خواهند گرفت، شواهدی هستند که منطقه اکتشافی را مستعد از نظر منابع زمین گرمایی نشان می دهند. با توجه به حرارت بالا این گونه مناطق، تغییرات اساسی در ژئوشیمی، ژئوفیزیک و زمین شناسی سنگ های منطقه ایجاد خواهد شد. این تغییرات ما را در اکتشاف این منابع یاری می کند.

۱-۴-۱- روش‌های ژئوفیزیکی

همان طور که در قسمت قبل اشاره شد حرارت حاصل از منبع زمین‌گرمایی ساختار منطقه را از نظر ژئوفیزیکی نسبت به دیگر نواحی دگرگون می‌سازد. روش‌های ژئوفیزیکی که اغلب برای اکتشاف منابع زمین‌گرمایی از نوع همرفتی به کار برده می‌شوند در جدول (۱-۱) به صورت خلاصه بیان شده‌اند [Wibowo, 2006]. با این حال باید خاطر نشان شد که با اکتشافات گسترده با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی مذکور در جدول (۱-۱) و سایر روش‌های اکتشافی مذکور در این بخش همیشه منابع زمین‌گرمایی به درستی تعیین وضعیت نمی‌شوند [Manzella, 2000].

جدول (۱-۱) مقایسه روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشافات منابع زمین‌گرمایی [Wibowo, 2006].

روش	کاوش
گرانی	مناطق کم و پرچگال، دگرسانی، ساختار
مغناطیس	دگرسانی، ساختار، نوع سنگ
روش مقاومت ویژه	آب‌گرم‌های شور، آلتراسیون، مناطق با مقاومت ویژه کم
مگنتوتلوریک	تعیین محل مناطق کم مقاومت، مخزن ماگما
میکروسایزیک	فعالیت ناشی از پروسه‌های هیدروترمال
میکرولرزه	گسل‌های فعال، توزیع پراکندگی سرعت در سازند
تله‌سایزیک	تعیین محل ماگمای عمیق
روش لرزه‌نگاری انعکاسی	تعیین مناطق با سرعت کم، ساختار
روش لرزه‌نگاری انکساری	ساختار، سرعت سازند
رادیومتریکی	آلتراسیون، Ra^{222} ، Rn^{226}
چاه‌نگاری	تعیین دمای مخزن، تخلخل، نفوذپذیری، نوع سنگ

برخی از روش‌های اکتشافی جدول فوق به دلیل اینکه در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته‌اند، به طور مختصر در قسمت بعدی توضیح داده می‌شوند.

۱-۴-۱-۱- روش لرزه‌نگاری

روش‌های لرزه‌نگاری را می‌توان به دو گروه تقسیم نمود، گروه اول روشهای لرزه‌ای غیر فعال^۱ است که بر پایه فعالیت‌های طبیعی لرزه‌ای تعریف شده است. در بسیاری از منابع گذشته از جمله Hanus and (2006) Wibowo (2000) Manzella (2001) Zhao (2001) Doi et al. (2000) به این نکته اشاره شده است که منابع زمین‌گرمایی در مناطقی که فعالیت میکروسایز میک زیاد است بیشتر حضور دارند. به همین منظور از داده‌های میکرو لرزه منطقه سبلان که از مؤسسه ژئوفیزیک تهران دریافت شد. بعد از تحلیل به عنوان یک لایه شاهد در تهیه نقشه پتانسیل مطلوب زمین‌گرمایی مورد استفاده قرار گرفت. روش دوم که به روش فعال^۲ معروف است از منبع مولد موج مصنوعی استفاده می‌شود و به طور خلاصه به روش‌های انعکاسی و انکساری تقسیم می‌شود. این روش‌ها به دلیل هزینه زیاد و ضعف عملکرد در مناطق کوهستانی و همچنین مناطق دگرسان شده و هزینه زیاد برداشت کمتر برای اکتشافات زمین‌گرمایی بکار برده می‌شوند.

۱-۴-۱-۲- روش گرانی

روش گرانی در تعیین تغییرات چگالی در منطقه کاربرد دارد. تغییرات و فرونشست زمین در مناطق ژئوترمال، تعیین مناطق با تخلخل بالا که در تغذیه منبع اهمیت داشته، همچنین مطالعات گرانی در تشخیص مسیر حرکت سیال در منبع زمین‌گرمایی موثر است. در بعضی منابع به اهمیت تفسیر داده گرانی در شناخت ساختمان تکتونیک منبع زمین‌گرمایی اشاره شده است [Wibowo, 2006].

¹ Passive
² Active

۱-۴-۱- روش مغناطیس

این روش اغلب برای تهیه نقشه ساختاری، لیتولوژی و همچنین کاهش میزان مغناطیس در سنگ‌ها که به دلیل دگرسانی‌های هیدروترمال است، به کار برده می‌شود [Wibowo, 2006]. روش مغناطیس برای شناسایی سنگ‌های آتشفشانی که از خاصیت مغناطیسی بالایی برخوردار هستند به خصوص بازالیت نیز استفاده می‌شود. به منظور شناسایی سنگ‌های آتشفشانی نزدیک سطح زمین که اهمیت زیادی در اکتشاف مناطق مستعد زمین‌گرایی دارند از روش مغناطیس سنجی استفاده می‌شود. از این روش برای تعیین عمق حرارت هسته که با افزایش دما از خواص مغناطیسی این سنگ‌ها کاسته می‌شود، می‌توان استفاده نمود [Manzella, 2000]. در منطقه سرعین برداشت مغناطیس توسط نوروژی و همکاران انجام شده بود که نتایج نشان دهنده کاهش میزان مغناطیس در منطقه زمین‌گرایی است [نوروژی، ۱۳۸۸].

۱-۴-۲- روش سنجش از دور

کارانزا^۱ معتقد است که اکتشاف منابع زمین‌گرایی از نوع همرفتی همانند روشهای اکتشاف منابع هیدروترمال است. بنابراین روش‌های مرسوم برای اکتشاف منابع هیدروترمال برای اکتشاف منابع زمین‌گرایی نیز مناسب‌اند. برای مثال تعیین مناطق دگرسان شده در اکتشاف زمین‌گرایی مؤثر است. بنابراین نقش تصاویر ماهواره در تعیین مناطق بهینه دور از انتظار نیست، که همواره در تعیین مناطق دگرسان شده کاربرد دارند یا حتی تعیین ساختارها و لیتولوژی منطقه مورد مطالعه که در منبع [Gupta, 2003] به طور کامل این موارد توضیح داده شده است. این نکته قابل اهمیت است که سنسورهای ماهواره فقط چند میکرون از سطح زمین را مورد کاوش قرار می‌دهند. به همین منظور شاید اغراق آمیز باشد، که گفته شود سنجش از دور می‌تواند منبع زمین‌گرایی را به طور مستقیم اکتشاف نماید [Wibowo, 2006]. مگر در مواردی که از عکس‌های حرارتی که در شب برداشت شده

¹ Carranza

و با استفاده از داده زمینی تصحیح شده باشند احتمال تشخیص این مناطق را افزایش خواهند داد [Coolbaugh, 2004]. در روش‌های تلفیقی برای تشخیص بهترین مناطق برای اکتشافات تفصیلی می‌توان نقش داده‌های استخراج شده از عکس ماهواره را بسیار تعیین کننده دانست. در این تحقیق به این نکته پرداخته شده است.

۱-۴-۳- روش‌های ژئوشیمی

اگر چه تاکنون اکثر تحقیقات منابع زمین‌گرایی متمرکز بوده است بر روش‌های هیدروژئوشیمیایی، در این تحقیق روش‌های ژئوشیمی آنالیز داده‌های آبراهه مد نظر قرار گرفت. همان طور که در بالا اشاره شد هیچ روشی نمی‌تواند به تنهایی بهترین محل حفاری را مشخص سازد. در این بین با توجه به بعضی کارهای تحقیقاتی از جمله [Ballantyne and Moore, 1987] و همچنین [Bingqiu et al., 1985] که با برداشت داده آبراهه‌ای ژئوشیمی از مناطق معلوم زمین‌گرایی، عناصری از جمله: آرسنیک، جیوه، آنتیموان، بیسموت و بور را به عنوان ردیاب مناطق مستعد منابع زمین‌گرایی معرفی کرده‌اند.

۱-۵- مروری بر کارهای گذشته

با به بازار آمدن اولین نرم‌افزارهای تحلیل داده‌های مکانی در دهه ۹۰ میلادی بعضی کاربران از جمله [Pro-Ledesma, 2000] کاربرد GIS را در زمینه اکتشاف منابع زمین‌گرایی به صورت ابتدایی به کار گرفتند. در این مقاله با برهم‌نهی داده ژئوفیزیک و زمین‌شناسی یکی از بهترین منابع زمین‌گرایی در کشور مکزیک کشف شد. در ادامه در سالهای ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۴، Coolbaugh به صورت گسترده رابطه داده‌های مکانی زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی را در ارتباط با منابع زمین‌گرایی تحلیل و تفسیر کرد. همچنین پایان‌نامه دکترای خود را در زمینه اکتشاف منابع زمین‌گرایی با ابزار GIS به پایان برد [Coolbaugh, 2004]. در این پایان‌نامه از داده‌های برداشت شده در شب از ماهواره استر برای

اکتشاف مناطق مستعد از نظر حرارت روی سطح زمین نیز استفاده شده است. در بین سالهای ۲۰۰۴ تا ۲۰۱۰ نورالهی و یوسفی به همراه همکاران ژاپنی، مقالات زیادی را در زمینه اکتشاف منابع زمین‌گرمایی در ایران با استفاده از ابزار GIS چاپ کردند [Yousefi et al., 2007]. تمامی مقالات چاپ شده توسط این گروه بر اساس روش‌های دانش محور بوده است. در سال ۲۰۰۸ کارانزا در مقاله [Carranza, 2008] کاربرد روش داده محور^۱ EBFs را در زمینه اکتشافات منابع زمین‌گرمایی در کشور اندونزی مورد استفاده قرار داد. در آخرین مقاله چاپ شده در سال ۲۰۱۰ [Tufekci et al., 2010] دو روش داده محور و دانش محور برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب در کشور ترکیه مورد مقایسه قرار گرفت، که نتایج حاکی از مناسبتر بودن روش داده محور است. چون در روش دانش محور به دلیل گستردگی منطقه مورد مطالعه، نیاز به فرد ماهر به منظور وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی است که در اغلب موارد این گونه افراد در دسترس قرار ندارند یا اطلاعات کافی از منطقه مورد مطالعه ندارند.

به منظور آشنایی با کارهای انجام شده در منطقه مورد مطالعه، تحقیقات انجام شده از دهه ۵۰ شمسی به طور مختصر در این بخش آورده شده است. بمنظور شناسایی پتانسیل‌های منبع انرژی زمین‌گرمایی مطالعات گسترده‌ای توسط وزارت وقت نیرو با همکاری مهندسين مشاور ایتالیایی ENEL از سال ۱۳۵۴ در نواحی شمال و شمال غرب ایران در محدوده‌ای به وسعت ۲۶۰ هزار کیلومتر مربع آغاز گردید. نتیجه این تحقیقات مشخص نمود که مناطق سبلان، دماوند، خوی، ماکو و سهند با مساحتی بالغ بر ۳۱ هزار کیلومتر مربع جهت انجام مطالعات تکمیلی و بهره برداری از انرژی زمین‌گرمایی مناسب می‌باشند. در همین راستا برنامه اکتشاف، مشتمل بر بررسی‌های زمین‌شناسی، ژئوفیزیک و ژئوشیمیایی در منطقه مورد مطالعه برنامه ریزی شد [ENEL, 1983]. در ادامه طرح‌های اکتشافی، در سال ۱۹۷۸ شرکت تهران-برکلی نقشه ثقل سنجی را در بخش محدودی از شمال غرب ایران تهیه نمود و در همان سالها برداشت نقشه مغناطیس هوایی در این منطقه توسط سرویس‌های

¹ Data driven Evidential belief functions

هوایی تگزاس هاوستین^۱ برای سازمان زمین‌شناسی ایران صورت گرفت. در سال ۱۳۶۱ با پایان یافتن مطالعات اکتشاف مقدماتی در هر یک از مناطق ذکر شده، نواحی مستعد با دقت بیشتری شناسایی شده و در نتیجه در منطقه سبلان: نواحی مشگین‌شهر، سرعین و بوشلی، در منطقه دماوند ناحیه: نونال، در منطقه ماکو- خوی نواحی: سیاه چشمه و قطور و در منطقه سه‌هند پنج ناحیه کوچکتر جهت تمرکز فعالیت‌های فاز اکتشاف تکمیلی انتخاب شدند.

پس از یک وقفه نسبتاً طولانی و با هدف فعال نمودن مجدد طرح، گزارش‌های موجود مجدداً در سال ۱۳۶۹ توسط کارشناسان UNDP^۲ بازنگری شده و منطقه زمین‌گرایی مشگین‌شهر بعنوان اولین اولویت جهت ادامه مطالعات اکتشافی معرفی شد. علاوه بر مناطق یاد شده، سازمان انرژی‌های نو ایران ۱۰ پتانسیل جدید و مستعد دیگر در نواحی مرکزی و جنوب کشور در غالب طرح پتانسیل سنجی انرژی زمین‌گرمایی ایران شناسایی کرده است، که طرح اکتشافی آنها در دست تهیه است.

در اولویت اول به منظور ادامه مطالعات قبلی و تکمیل نمودن فاز اکتشاف در ناحیه مشگین‌شهر در سال ۱۳۷۴ کارشناسان معاونت امور انرژی وزارت نیرو با هدف نصب اولین نیروگاه زمین‌گرمایی در کشور برنامه فاز اکتشاف تکمیلی را تهیه و بخش مطالعات سطح الارضی شامل عملیات ژئوفیزیکی (مگنتوتلوریک)، زمین‌شناسی و بررسی‌های ژئوشیمیایی و ماهواره‌ای با اعتباری معادل ۸۲۶ هزار دلار آغاز گردید. این مطالعات توسط مهندسین مشاور کینگستون موریسون از کشور نیوزلند و با مدیریت سازمان انرژی‌های نو ایران طی سال ۱۳۷۷ به انجام رسید که حاصل این مطالعات منجر به تخمین درجه حرارت احتمالی مخزن در حد ۲۴۰ درجه سانتیگراد و تعیین نقاط حفاری‌های اکتشافی در دامنه‌های شمالی سبلان مشرف به جنوب شهرستان مشگین‌شهر گردید در بین سالهای ۱۹۹۸ تا سال ۲۰۱۱ شرکتهای نیوزلندی و فیلیپینی در منطقه شمال غرب سبلان به طور گسترده و متمرکز به برداشت سونداژ مگنتوتلوریک مشغول بوده‌اند. و طی تفسیر این داده‌ها چندین محل حفاری و منبع

¹ Texas Houston

² United Nations Development Program

اصلی شمال غرب سبلان معرفی شده است. و تاکنون بیش از ۱۱ حلقه چاه در این منطقه حفر شده است [http://www.suna.org.ir].

۱-۶- تعریف مسئله و بیان سؤال‌های اصلی تحقیق

بیش از ۲۰ چشمه آبگرم و همچنین کوه آتشفشانی سبلان در برکه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر قرار دارند. این موارد نشانه‌های مناسبی دال بر حضور منبع زمین‌گرمایی در این منطقه هستند. با توجه به عملیات اکتشافی انجام شده در گذشته و اهمیت این منطقه از لحاظ اکتشافات زمین‌گرمایی به منظور بدست آوردن یک نتیجه نهایی با توجه به ویژگی‌های خاص این منطقه از روش تلفیق داده‌ها استفاده شده است. سؤالات فراوانی در ابتدا وجود داشت که از اهم آن می‌توان موارد ذیل را نام برد:

۱. آیا تهیه نقشه پتانسیل مطلوب با روش داده محور که برای اولین بار برای اکتشاف

مناطق مستعد زمین‌گرمایی در ایران انجام می‌شود به نتیجه خواهد رسید؟

۲. چه داده‌هایی برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب زمین‌گرمایی به کار برده شود و آیا

میکرولزرها در این فرآیند نقشی ایفا خواهند نمود یا خیر؟

۳. چه ارتباطی بین نقشه پتانسیل مطلوب و سونداژ مگنتوتلوریک وجود دارد؟

۴. آیا نتایج حاصله، هزینه برداشت سونداژ مگنتوتلوریک را کاهش خواهد داد؟

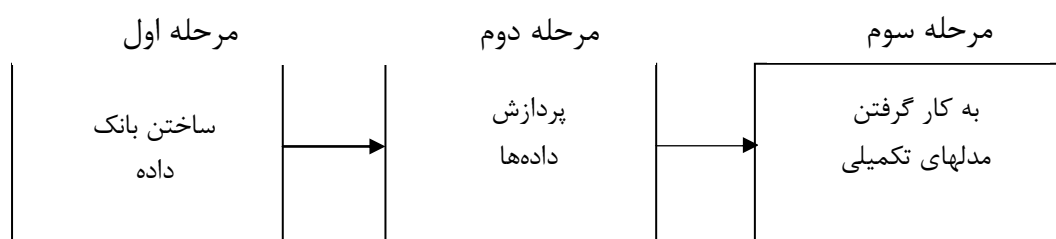
۱-۷- اهداف پایان نامه

هدف اصلی پایان نامه حاضر ارائه مدل اکتشافی از منابع زمین گرمایی بر گه ۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی مشکین شهر است. که تا حدی بتوان این مدل اکتشافی اختصاصی را برای دیگر نواحی زمین گرمایی کشور تعمیم داد. در این راستا از تلفیق داده های زمین شناسی، ژئوفیزیکی، ژئوشیمی و هیدرولوژی برای ارائه این مدل اکتشافی در محیط GIS استفاده شده است.

۱-۸- روش انجام تحقیق

سیستم اطلاعات جغرافیایی یک سیستم رایانه ای ویژه است که قابلیت جمع آوری، ذخیره سازی، مدیریت، بازیابی، تغییر، تحلیل، مدل سازی و نمایش اطلاعات مکانی و غیرمکانی (توصیفی) را دارد. این مجموعه دادهایی را که بر مبنای موقعیت شان (داده های فضایی) مشخص می شوند، با اطلاعات غیر مکانی ادغام شده و در اهداف مورد نظر به کار می شوند.

تهیه نقشه پتانسیل مطلوب زمین گرمایی در یک فرآیند چند مرحله ای است که در مقیاسی کوچک آغاز و به مقیاس بزرگ تبدیل می شود. و سرانجام به انتخاب محل هایی به عنوان هدف برای حفاری به منظور دست یافتن به منبع حرارتی زمین ختم می شود. برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب سه مرحله مد نظر قرار می گیرد: نخستین مرحله تهیه بانک داده از منطقه مورد مطالعه است. در این مرحله کلیه اطلاعات مورد نیاز به طوری که اجزای فضایی کاملاً همپوشانی داشته باشند برای تحلیل به شکل رقومی ثبت می شوند. این مرحله اصلی ترین و وقت گیرترین مرحله می باشد. دومین مرحله دست کاری داده ها برای بیرون کشیدن الگوهای فضایی مربوط به اهداف است. در سومین مرحله نقشه های تولیدی در مرحله دوم به منظور پیش بینی پتانسیل معدنی منطقه مورد مطالعه با استفاده از مدل های مختلف ترکیب شده و نقشه پتانسیل مطلوب را تولید می کنند. موارد فوق در شکل (۱-۵) به طور مختصر تشریح شده است [بونهام کارتر، ۱۳۷۹].



شکل (۱-۵) - تهیه نقشه پتانسیل مطلوب با استفاده از ابزار GIS.

با کمک مدل‌ها نقشه‌های پیش‌بینی کننده تولید می‌شود که برای تصمیم گیرندگان تکیه‌گاهی مناسب محسوب خواهد شد. روش‌های ترکیب نقشه‌های چندگانه در GIS طیف گسترده و متنوعی از مدل‌ها را دربر می‌گیرد. به طور کلی مدل‌های به کار رفته در سیستم GIS به دو گروه دانش و داده محور تقسیم می‌شوند. وزن‌های نشانگر^۱ و رگرسیون لجستیکی^۲ نوعی مدل آماری داده محور است که برای ترکیب نقشه‌ها به منظور ارزیابی توان زمین‌گرمایی مناسب تشخیص داده شده است. این روش‌ها در دهه اخیر به نسبت دیگر روش‌ها توسعه بهتری داشته است.

جمع‌آوری داده‌ها و انجام کارهای کتابخانه‌ای، رقومی‌سازی داده‌ها در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، ارسال به کامپیوتر و زمین مرجع^۳ نمودن داده‌ها از جمله مراحل مهمی می‌باشند که معمولاً در مرحله نخست اجرای هر پروژه GIS بایستی اجرا گردند. به دلیل استفاده از روش‌های داده محور در تهیه نقشه پتانسیل، اندیس‌های زمین‌گرمایی با مختصات دقیق در این مرحله مشخص شدند. در مرحله دوم نیز عموماً کارهای مربوط به پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی، تهیه نقشه چگالی پراکندگی نقاط میکرولرزه، زمین‌شناسی و ساختاری و نیز پردازش و تفسیر داده‌های دورسنجی و در نهایت تولید لایه‌ها و نقشه‌های شاهد انجام می‌گردند. استفاده از یک یا چند مدل برای تلفیق لایه‌های اطلاعاتی تولید شده در مرحله دوم از جمله کارهایی می‌باشد که بایستی در مرحله سوم انجام پذیرد.

^۱ Weight of evidence

^۲ logistic Regression

^۳ Georeference

در پایان‌نامه حاضر سعی شده است که از داده‌های موجود در برگه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر بانک داده تولید و با استفاده از ابزار GIS نقشه پتانسیل مطلوب زمین‌گرمایی این برگه تولید شود تا نتایج به عنوان یک الگو برای دیگر برگه‌های ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی کشور، استفاده شود.

۱-۹- سازماندهی پایان‌نامه

بطورکلی مابقی فصول پایان‌نامه حاضر در ساختاری به شرح ذیل سازماندهی شده‌اند:

- در فصل دوم شرایط جغرافیایی و خصوصیات زمین‌شناسی منطقه (نقشه زمین‌شناسی، دگرسانی و ساختار) آورده شده است.
- در فصل سوم شرایط اقلیمی و داده‌های بارندگی منطقه مورد تحلیل قرار گرفته است.
- در فصل چهارم چگونگی پردازش داده‌های ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی جهت شناسایی آنومالی‌ها و مناطق مرتبط با منابع زمین‌گرمایی گردآوری شده‌اند.
- در فصل پنجم نتایج تلفیق داده‌های بدست آمده از منابع مختلف اکتشافی توسط روش‌های وزن‌های نشانگر و رگرسیون لجیستیکی آورده شده‌اند.
- در فصل ششم نقشه پتانسیل مطلوب زمین‌گرمایی با پروفیل‌های برداشت شده به روش مگنتوتلوریک مقایسه و تفسیر شده است.
- در نهایت نتیجه‌گیری و ارائه پیشنهادات و راهکارها در فصل هفتم بیان شده‌اند.

فصل دوم:
موقعیت جغرافیایی و شرایط زمین‌شناسی
منطقه

۱-۲- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد بررسی واقع در برگه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر در شمال غرب ایران، در غرب استان اردبیل، در مختصات طول جغرافیایی $30^{\circ} 47'$ تا $0^{\circ} 48'$ و عرض جغرافیایی $0^{\circ} 38'$ تا $0^{\circ} 30'$ واقع شده است. محدوده‌ای به گسترش تقریبی ۲۵۰۰ کیلومتر مربع را در برمی‌گیرد. مهمترین شهر موجود در این محدوده مشگین‌شهر می‌باشد. شکل (۱-۲) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل (۱-۲) - موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه. راه‌های دسترسی با خطوط زرد رنگ مشخص شده‌است

(www.googleearth.com).

۲-۲- مروری بر زمین‌شناسی و تکتونیک آذربایجان

پوسته آذربایجان جزو بخش شرقی صفحه قاره‌ای ترک بوده و در یک زون اوروژنیک درون قاره‌ای و بین صفحات تکتونیکی اوراسیا و پوسته عربی جای گرفته است. رشته کوه البرز و زاگرس در پی موثرترین حرکات تکتونیکی و کوه‌زائی آلپین بصورت یک واحد ساختمانی (با تیپ قاره‌ای) چین خورده‌اند. در بخش شرقی این صفحه، زون ولکانیکی سبلان جای دارد و در همسایگی این زون، حاشیه‌های فروافتاده چاله خزر مشاهده می‌گردد. رخنمون‌های سنگی در این بخش از ایران سکانس وسیعی از تشکیلات زمین‌شناسی با سن پرکامبرین تا ترشیاری را شامل می‌شود و به دنبال آن رسوباتی با سن پلئوکواترنری، فروافتادگی و چاله‌های تکتونیکی در منطقه را می‌پوشاند. عمده‌ترین و گسترده‌ترین حوزه‌های رسوبی مشتمل بر حوزه‌های ارومیه، تبریز، سراب و زنجان است که مرز آنها رخنمون‌های بزرگی از زیرلایه‌ها^۱ قرار داشته و در نهایت به وسیله برونزدهای وسیع ولکانیکی با سن ترشیاری و کواترنری پوشیده شده‌اند (نظیر ولکانیسم سبلان و سهند). بدین ترتیب از نظر ولکانولوژیکی مهمترین پدیده قابل ذکر در پوسته آذربایجان فعالیت‌های ولکانیکی مجموعه ارتفاعات سهند در آذربایجان شرقی و زون ولکانیسمی سبلان در استان اردبیل است [مهرنیا، ۱۳۷۶].

۲-۳- صفحه تکتونیکی خاورمیانه و ناحیه آذربایجان

با پیشروی پوسته عربی به سمت شمال و برخورد آن با صفحه اوراسیا بخش‌های وسیعی از پوسته مرکب و پیچیده خاورمیانه شکل گرفته است. بطوری که با آغاز این حرکت قسمت‌هایی از پوسته اقیانوس تتیس که تا آن زمان در بین دو پوسته عربی و اوراسیا گسترش یافته بود شروع به بسته شدن نمود و در طی دوران مزوزوئیک یک زون فرورفته تکتونیکی و عمیق در شمال شرقی با نام تتیس بوجود آمد و در نهایت با تصادم قاره‌ها در اواخر کرتاسه و به تله افتادن بخشی از پوسته اقیانوس باعث ایجاد کمربند افیولیتی اورمیه- دختر در ایران گردیده است. تراست افیولیتی سنگ‌هایی

^۱ Substratums

با منشأ پوسته اقیانوسی بر روی رسوبات چین خورده زاگرس به ائوسن نسبت داده شده است و این زمان هنگامی است که فلات ایران در بخشهای جنوبی و جنوب‌غربی خود متأثر از پروسه‌های ناشی از زون فرورانش و سپس بالا آمدگی‌های ایزواستاتیکی پوسته بوده است.

توقف و تاخیر فازهای تکتونیکی در ائوسن ناشی از کاهش یا توقف سرعت گسترش بستر اقیانوس هند بوده است و در طی این دوره فعالیتهای ولکانیکی قابل توجهی در ایران (و در طول کمربندهای تکتونیکی با پوسته نازک و مستعد) مشهود است. بدین ترتیب کمربند ولکانیکی ترشیاری با گسترش شمال‌غربی - جنوب‌شرقی مانند سایر کمربندهای ولکانیکی جهان در ایران شکل گرفته است. در اواخر ترشیاری با باز شدن دریای سرخ و خلیج عدن فشار کمپرسیونی در شمال شرق پوسته مجدداً تقویت شد و حرکات کوه‌زایی^۱ زاگرس آغاز گردید. تراست وسیع زاگرس مجدداً فعالیت نموده و رسوبات عظیم آن چین خوردند و این حرکات تاکنون ادامه دارد [مهرنیا، ۱۳۷۶].

۲-۴- تاریخچه آتشفشان سبلان

تاریخچه فعالیت آتشفشان سبلان با تجمع گدازه‌ها و آذرآواری‌های پتاسیک در ائوسن شروع می‌شود. این مجموعه در اوایل میوسن، مجدداً در معرض نفوذ یک توده مونزونیتی با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی قرار گرفته و دگرگون شده است. این توده مونزونیتی به احتمال زیاد در زیر سنگ‌های آتشفشانی پیلو کواترنر در سراسر منطقه گسترش دارد و بخشی از آن روی دامنه جنوب‌شرقی سبلان در سطح زمین ظاهر شده است [سحابی، ۱۳۷۸].

بر اساس نتایج بررسی‌های صحرائی فعالیتهای آتشفشانی با فوران گدازه‌ها تراکی آندزیتی در پلیوسن پایه‌ریزی گردیده است. از وقایع مهم در تاریخ فعالیتهای آتشفشانی در سبلان فرو ریختن دهانه آتشفشان بعد از پیلوسن و در آغاز پلیستوسن است. گرچه زمان دقیق این فروریختگی مشخص نیست، ولی متعاقب آن فوران جدیدتری از گدازه‌ها به صورت گنبدی‌های تراکی آندزیتی و تراکی

^۱ Orogenic

داسیتی از درون دهانه فروریخته، صورت گرفته و چکاد امروزی سبلان را تشکیل داده است. جدیدترین و آخرین فوران از جنس گدازه‌های ریولیتی بوده که در داخل دهانه آتشفشان گسترش محدود دارد. در شمال غربی و جنوب شرقی اردبیل، منطقه وسیع (حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع) پوشیده از رسوبهای کربناته از نوع تراورتن است که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور گزارش گردیده است [Emami, 1994]. بررسی‌های صحرایی در این منطقه مشخص می‌سازد که: اولاً در چشمه آبگرم سرعین در حال حاضر تراورتن تشکیل نمی‌گردد. ثانیاً وجود تبخیری‌هایی از نوع گچ و نمک را در داخل چشمه‌های سرعین مشخص می‌سازد که تراورتن‌های یاد شده مربوط به چشمه‌های آبگرم نبوده و بطور عمده از نوع توف آهکی است که در محل جریان آبهای بی‌کربناته در مناطقی با رویش‌های گیاهی مختلف تشکیل گردیده است [سحابی، ۱۳۷۸].

۲-۵- چینه‌شناسی

تنوع سنگ‌شناسی رخنمون‌ها در منطقه مورد مطالعه، مربوط به تشکیل واحدهای سنگی در فازهای مختلف آتشفشانی بوده و معلول شرایط خاص این رویداد می‌باشد. لذا بر اساس واحدهای سنگی-زمانی موجود افزایش سن بالا به پائین به شرح زیر مشخص نمود:

- ۱- رسوبهای آبرفتی، پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه‌های متعلق به هولوسن.
- ۲- روانه‌های گدازه‌ای تراکی-آندزیتی، گنبد‌ها و لاهارهای پلیوستوسن پایانی که مربوط به بعد از تشکیل دهانه است.
- ۳- گنبد‌ها و روانه‌های گدازه‌ای از جنس تراکی داسیت و تراکی آندزیت با سن پلیوستوسن آغازی که هم‌زمان با بوجود آمدن دهانه تشکیل شده‌اند.
- ۴- گدازه‌های تراکی آندزیتی، توف‌ها و آذرآوارهای پیلوسن که قبل از تشکیل دهانه فوران کرده و در سطح گسترده شده‌اند [KML, 1999].

چهار واحد چینهای فوق برای اهداف کاربردی و به ویژه به منظور سهولت استفاده در برنامه اکتشافی منابع زمین‌گرمائی منطقه سبلان تحت عنوان سازند و با نام محلی معرفی شده‌اند [Sahabi et al., 1999 and KML, 1999] شرح مفصل و معرفی کامل چهار سازند یاد شده به قرار زیر است:

۲-۵-۱- سازند دیزو (کواترنری)

بخش اصلی سازند دیزو را رسوب‌های ناپیوسته آذرآواری با ستبرای متغیر تشکیل می‌دهند. بیشترین توسعه این سازند در دره مویل و دره دیزو دیده می‌شود که در این محل‌ها روی سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن قرار می‌گیرند. این سازند در بعضی مناطق تحت تاثیر سیلاب‌ها و روان‌آب‌های محلی شدیداً فرسایش یافته است. در محل‌هایی که کمتر تحت فرسایش قرار داشته است از تناوب خاکستری آتشفشانی، لاهار و مواد واریزه‌ای تشکیل می‌گردد. ستبرای مجموعه آبرفتی و واریزه‌ای در سازند دیزو روی توده‌های آذرین و در پای دامنه‌ها، در محل‌های مختلف از ۱۰ تا ۱۵ متر متغیر است. مواد و خورده‌های آتشفشانی تشکیل دهنده در این مجموعه‌های آبرفتی، خاکستر، بلور، خرده‌سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری و قطعات گدازه‌ای از واحدهای آتشفشانی قدیمتر تشکیل گردیده است. سازند دیزو در پهنه‌های پست و گود با نهشته‌های دریاچه‌ای در حد و اندازه گراول ۲-۴ میلیمتر و ماسه ۱-۲ میلیمتر و گاهی هم ریزتر از آن با ستبرای ۱۰ تا ۲۰ متر در منطقه تظاهر دارد [Sahabi et al., 1999].

۲-۵-۲- سازند کسرا (پلیوستوسن پایانی)

سازند کسرا به طور عمده بارخمنون‌هایی از گدازه‌های آتشفشانی از جنس تراکی آندزیت که بیشتر در قسمت‌های مرتفع سبلان در داخل و اطراف دهانه گسترش دارد، مشخص می‌گردد. این سازند شامل سه گنبد بزرگ در داخل دهانه اصلی است که به نام چکاد سبلان، سلطان و کسرا نامیده می‌شوند. از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، از روانه‌های گدازه‌ای از جنس تراکی آندزیت و لاهار تشکیل گردیده است. خروج این گدازه‌ها در فاز بعد از تشکیل دهانه بوده و از داخل آن مجدداً بالا آمده است. سازند

کسرا بیشترین توسعه و گسترش را در قسمت‌های فراز سبلان دارد و اطراف چکاد را تا شعاع ۲/۵ کیلومتری می‌پوشاند [Sahabi et al., 1999].

۲-۵-۳ - سازند تواس (پلیوستوسن آغازی)

بخش اعظم سازند تواس را روانه‌های گدازه‌ای از جنس تراکی داسیت، تراکی آندزیت و ریولیت تشکیل می‌دهد که به صورت گنبد‌های پراکنده و لاهار رخنمون دارند. نام این سازند از روستای تواس در دامنه شمال‌غربی سبلان گرفته شده و سنگ‌های نام برده شده در اطراف این روستا مشخص‌ترین رخنمون را دارند. در واقع گسترش این سازند از داخل دهانه آتشفشان شروع شده و روی دامنه شمال‌غربی و غرب ادامه دارد. منظره عمومی و وضعیت ساختاری دهانه روشن می‌سازد که تشکیل آن با سنگ‌های سازنده آن یعنی گدازه‌ها و آذرآوارهای سازند تواس همزمان می‌باشند. لذا این سازند مربوط به فاز تشکیل دهانه آتشفشان خواهد بود. منظره کلی و ریختاری و روانه‌های گدازه‌ای در دو سازند کسرا و تواس روی عکس‌های ماهواره‌ای کاملاً مشخص است، به طوری که اولی با انشعابات زیاد و مسیره‌های پرمنشأ (زیگ زاگ) دیده می‌شود. در حالی که دومی به علت گرانوری زیاد، گسترش محدود دارد. همچنین روشن است که جریان گدازه‌ای در هر فاز آتشفشانی در امتداد شیب توپوگرافی به سمت پائین دست و روی گدازه‌های فاز قبلی صورت گرفته است [Sahabi et al., 1999].

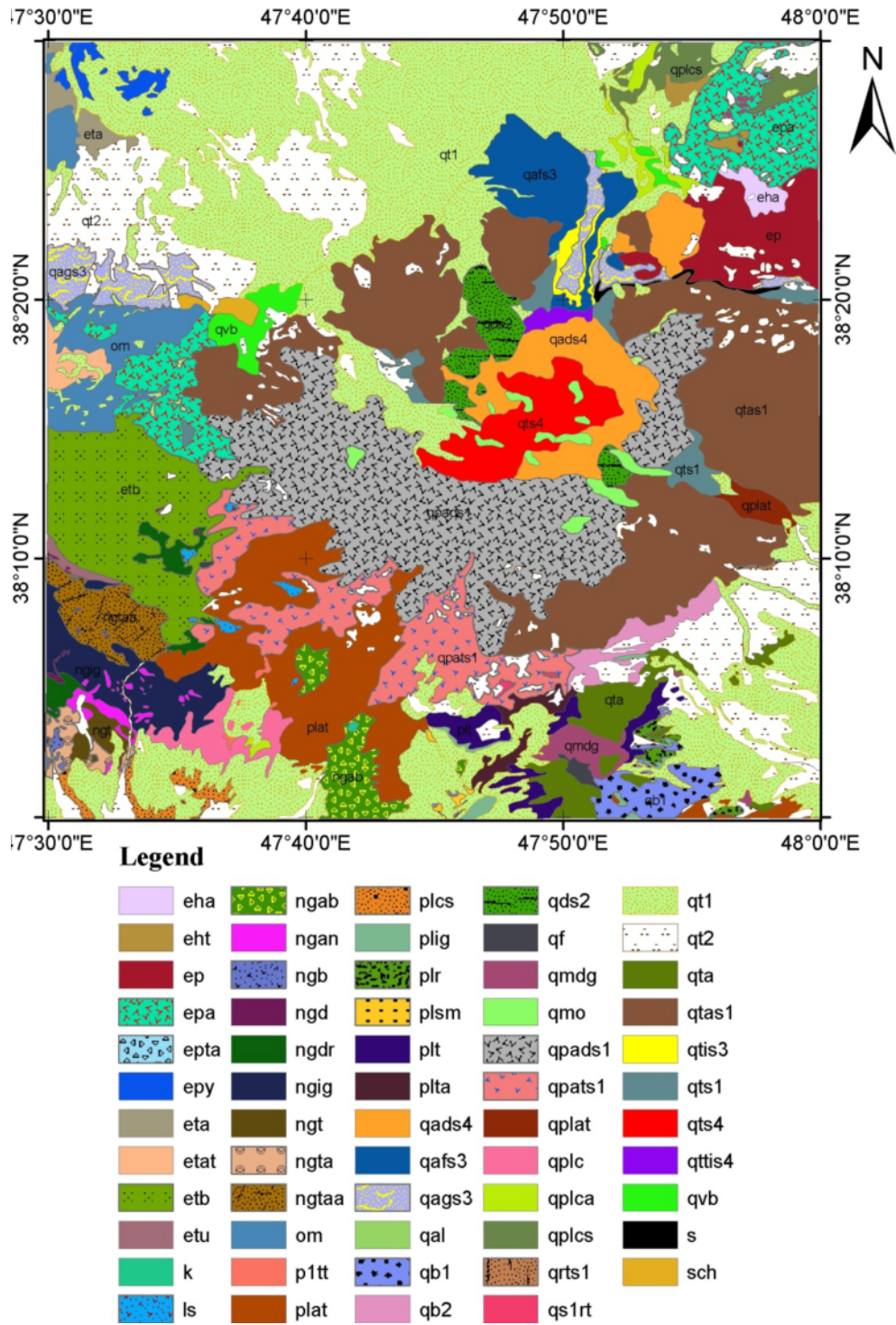
۲-۵-۴ - سازند ولهزیر (پلیوسن)

سازند ولهزیر از روانه‌های گدازه‌ای تراکی آندزیتی، توف و برش آذرآواری تشکیل گردیده و دست کم ضخامت آن در منطقه به ۱۰۰۰ متر می‌رسد. این سازند شامل قدیمی‌ترین سنگ‌های مجموعه آتشفشان سبلان می‌باشد که در منطقه مورد مطالعه برونزد دارد. تشکیل آنها به قبل از شکل‌گیری دهانه و در پایین‌ترین قسمت‌های دامنه‌های سبلان رخنمون یافته است. توف‌ها و برش‌های آذرآواری، بخش اعظم سازند را تشکیل می‌دهند. و گدازه‌های تراکی آندزیتی روی آنها و در بالاترین افق چینه شناسی در سازند ولهزیر قرار می‌گیرد. این واحد سنگ چینه‌ای معمولاً در اطراف سبلان و با شیب

ملایم به طرف پایین دست دامنه‌ها، گسترش یافته و بیش از سایر سازندها در معرض گسل خوردگی، ترک خوردگی و شکستگی‌های ساختاری قرار گرفته است. از دیگر ویژگی‌های سازند ولهزیر، گسترش دگرسانی‌های گرمابی به ویژه در بخش‌های تراکی - آندزیتی است. برهمین پایه در این سنگ‌ها یک بخش دگرسانی و یک بخش دست نخورده قابل تشخیص است. در بخش رویی اثری از دگرسانی دیده نمی‌شود، ولی بخش زیرین تغییرات جان‌شینی زیادی را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که مشاهدات صحرایی مشخص می‌سازد که دگرسانی گرمابی بطور عمده مربوط به زیر زمین است. ولی در محل‌هایی که قسمت رویی در معرض فرسایش قرار گرفته، بخش زیرین در سطح زمین ظاهر گشته است [Sahabi et al., 1999].

۲-۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر

به منظور تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه مورد مطالعه، برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر که در سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه شده بود، رقومی و برای استفاده در مراحل بعدی پایان‌نامه آماده شد [Emami, 1994]. شکل (۲-۲) این نقشه را به همراه راهنمای نقشه نشان می‌دهد.



شکل (۲-۲) - برگه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر

۲-۶-۱- توضیحات مربوط به واحدهای زمین‌شناسی واقع در برگه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی

مشگین‌شهر

واحد E^{ht} : از انواع گدازه تراکیتی، توف برش و ایگنیمبریت با ترکیب ریولیتی است که ضخامت حداکثر ۶۰ متر بر روی گدازه‌های تراکی آندزیتی-بازالتی قرار گرفته است.

واحد E^b : شامل گدازه‌های تراکی بازالتی اولیوین‌دار برنگ سیاه تا خاکستری تیره متمایل به سبز است که در شمال خاوری ناحیه برونزد کوچکی دارد. ضخامت آنها حدود ۱۰-۲۰ متر می‌رسد و بر روی آنها تراکی آندزی بازالت پرفیری واحد E^p قرار گرفته است. گدازه‌ها در قسمت زیرین هماتیتی شده‌اند. درزه‌های منشوری ساختمانی ستونی به آنها داده‌اند.

واحد E^p : شامل گدازه‌های تراکی آندزی بازالت آنالسیم‌دار با بافت است. این واحد با بافت تیره‌تر و نداشتن گدازه‌های برشی و توف برش از واحد E^{pa} قابل تفکیک و برروی آن قرار گرفته است.

واحد E^{ha} : شامل جریانهای گدازه و گدازه‌های برشی از نوع هیالو آندزیت بهمراه اسکوری است و ضخامت آن به حدود ۷۰ متر می‌رسد،

واحدهای مختلف از قدیم به جدید در غرب و شمالغرب ناحیه به شرح ذیل است:

واحد E^{pa} : شامل آندزیت آنالسیم‌دار با بافت میکرولیتی پرفیری است و سنگها اغلب در مجاورت توده نفوذی گرانیتوئیدی سنگها اپیدوتیتی و کربناتی شده‌اند، به طوری که برخی از آنها را می‌توان متاولکانیت نامید.

واحد E^{tat} : این واحد بخشی از واحد بالائی بشمار میرود و شامل تراکی آندزیت-تراکی بازالت بهمراه توفیت است. بافت سنگها میکرولیتی پرفیری تامگا پرفیری است. سنگهای این واحد نیز با توده نفوذی مجاور است و در برخی نقاط بر اثر محلولهای گرمابی بشدت دگرسان شده‌اند.

واحد E^{tb} : شامل ردیفهائی از جریانهای گدازه تراکی آندزیتی-تراکی بازالتی و گدازه‌های برشی همراه با توفیت و شیل‌های تیره رنگ است. ضخامت آنها به حدود ۶۰۰ متر می‌رسد و در گستره پهناوری در باختر ناحیه بر روی واحد E^{pa} و یا E^{tat} قرار گرفته است. توده نفوذی واحد O^m و ریوداسیت‌های واحد

Ng^{dr} این واحد را قطع کرده و در برخی نقاط دگرسان شده‌اند. وجود رسوبهای شیلی و توفیت گواه بر تشکیل آنها در محیط دریائی است. هم ارز بخشهای بالائی واحد E^{tb} و شامل توفیت، توف سبز و شیل است، که با ضخامت حدود ۵۰ متر بسوی جنوبغربی و یا جنوب شیبدار هستند.

واحد E^{ta} : در شمال باختری ناحیه برونزد دارد و شامل گدازه‌های تراکی آندزیتی است، که دایکها و گنبدهای ریولیتی- تراکیتی آنها را قطع کرده است.

واحد O^m : در غرب ناحیه برونزدگی قابل ملاحظه‌ای از سنگهای توده نفوذی با ترکیب مونزیتی، کوارتزمونزیتی و در مواردی گرانودیوریتی دیده می‌شود. سنگهای با رنگ عمومی خاکستری متمایل به صورتی و زرد مشخص بوده و واحدهای مختلف ائوسن و سنگهای دگرگونی پالئوزوئیک را قطع کرده‌اند. سنگهای ولکانیکی همسایه توده بر اثر دگرگونی مجاورتی اغلب به متاولکانیت مبدل شده‌اند. قسمتهای شمال و شمالغرب توده بر اثر محلولهای گرمابی بشدت دگرسان شده‌است. فلدسپاتها کائولینیتی و سریسیتی شده و کانیهای مافیک به اکسیدهای فلزی مبدل شده‌اند.

واحد Ng^{ab} : شامل جریانهای گدازه و گدازه‌های برشی شده با ترکیب آندزیتی بازالتی و پیروکسن آندزیتی است که با ضخامت حدود ۴۰۰ متر با نبود چینه‌ای مهمی بر روی گدازه‌های ائوسن قرار گرفته است.

واحد Ng^{ig} : شامل توف برشهای ریولیتی- ریوداسیتی وایگنیمبریتی همراه با گدازه‌های مربوط است که با ضخامتی در حدود ۲۰۰ متر بر روی گدازه‌های برشی شده پیروکسن آندزیتی واحد Ng^{ab} قرار گرفته و برنگ خاکستری روشن دیده می‌شود. دایکهای بیشمار آندزیتی واحد Ng^{an} آنها را قطع کرده و جریانهای گدازه و گدازه‌های برشی تراکی آندزیتی واحد Ng^{ta} آنها را در برخی موارد قطع کرده و یا پوشانیده است. رگه‌های سیلیسی و یا دایکهای داسیتی واحد Ng^d نیز سنگهای این واحد را قطع کرده است.

واحد Ng^{dt} : شامل گدازه‌های تراکی آندزیتی- داسیتی است و دایکهای داسیتی واحد Ng^d و آندزیتی واحد Ng^{an} آنها را قطع کرده است.

واحد Ng^{taa} : شامل گدازه‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی است که در شمال میرکوه سلطان گسترش دارند. رگه‌های سیلیسی با ضخامت ۱-۲ متر و داسیتهای واحد Ng^d آنها را قطع کرده است. سنگهای این واحد در برخی نقاط دگرسا شده‌اند در این مناطق کانیهای شامل سریسیت، اپیدوت، کربنات کلسیم، کانیهای رسی، کلریت و کلینوزوئیزیت است.

واحد Ng^{df} : شامل گدازه‌های داسیتی- ریوداسیتی تکه سنگدار برنگ خاکستری روشن است. تکه سنگها شامل کانیهای کوارتز، سریسیت، اکسید آهن و کلسیت است. پرشدگی‌های سیلیسی از نوع اوپال و کالسدوئن در سنگها به فراوانی دیده می‌شوند.

واحد Ng^{ta} : شامل جریانهای گدازه و گدازه‌های برشی با ترکیب تراکی آندزیتی است. گدازه‌های این واحد را دایکهای آندزیتی واحد Ng^{an} ، هیپالوآندزی بازالتی واحد Ng^b و یا تراکیت پرفیری واحد Ng^t قطع کرده است. این گدازه‌ها بر روی توف برشهای اسیدی واحد Ng^{ig} قرار دارند. واحدهای فرعی معادل این واحد عبارتند از:

واحد Ng^{ht} : این واحد برونزد محدودی در جنوب باختری نقشه دارد و شامل گدازه‌های تراکیتی- ریوداسیتی با بافت ویتروفیریک است که حدود ۳۰ متر ضخامت دارد و در برخی نقاط پرلیتی شده است. در بخش بالائی این واحد حدود ۲۰ متر گدازه‌های ریوداسیتی متخلخل با بافت ویتروفیریک جریان جای دارد. فلدسپاتهای سنگ تا حدودی آرژیلی شده است.

واحد Ng^b : این واحد شامل تراکی بازالت- تراکی آندزیت است. ساختمان ستونی در آنها بصورت مشخصی دیده می‌شود.

واحد Ng^t : شامل گدازه و گدازه‌های برشی شده با ترکیب تراکیتی- داسیتی است.

واحد Pl^{sm} : این واحد رسوبی در جنوب برکه مشگین‌شهر برونزد دارد و در بخشهای زیرین شامل ردیفهایی از مارن و ماسه‌سنگ و در بخشهای بالائی شامل لایه‌های مارنی، رسی، سیلتی و ماسه‌ای همراه با توفهای اسیدی، لاهار و کنگلومرای آتشفشانی است. رسوبات این واحد با نبود چینه‌ای بر روی

سنگهای آتشفشانی نئوژن جای گرفته و بر روی آنها توف برشهای ریولیتی و گدازه‌های متوسط تا بازیگ پیلوسن واقع شده است.

واحد PL^{cs} : این واحد تا حدودی هم‌ردیف واحد PL^{sm} و شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، رس و مارن است و در جنوب باختری نقشه تشکیل زمینهای نرم و تپه ماهورمانندی را داده است.

واحد PL^{at} : شامل جریانهای گدازه و گدازه‌های برشی شده با ترکیب آندزیتی-پیروکسن است که با ضخامت در حدود ۸۰۰ متر در جنوب نقشه بر روی رسوبهای واحد PL^{sm} و یا گدازه‌ها از جمله آندزیت‌های دگرسان شده واحد Ng^{ab} قرار گرفته است. گدازه‌های این واحد در برخی مناطق بر اثر محلول‌های گرمایی دگرسان شده‌اند. دیگر واحدهای آتشفشانی و آذرآواری هم‌ردیف این واحد بشرح زیر است:

واحد PI^{tt} : شامل توف برش‌های ریولیتی همراه با توف‌های پامیس دار برنگ خاکستری روشن است. این واحد در طی فاز انفجاری پیلوسن ایجاد گردیده و ضخامتش حداکثر به ۷۰ متر می‌رسد. در جنوب نقشه و پیرامون روستای قیمة کندی این واحد بطور عادی بر روی رسوبهای مارنی، ماسه سنگی و رسی واحد PL^{sm} قرار گرفته است.

واحد PL^{ig} : شامل ایگنیمبریت، توف برش‌های جوش خورده و گدازه‌های ریولیتی است و بر برش‌های اسیدی واحد PL^{tt} قرار گرفته است.

واحد PL^f : شامل گدازه‌های ریولیتی تا تراکیتی با حالت جریان است، که با ضخامت ۵۰ متر در جنوب خاوری ناحیه برونزد دارد. سنگ‌های این واحد به صورت گنبد و گدازه بوده و بخش‌های زیرین این واحد شامل گدازه‌های تراکیتی و ایگنیمبریت است.

واحد PL^t : شامل گدازه‌های تراکی‌آندزیتی تا ترکیبی با ضخامتی حدود ۲۰۰ متر بر روی توف برش‌های اسیدی نشسته است.

واحد $Q-PL^{at}$: شامل جریان‌های گدازه و گدازه‌های برشی با ترکیب آندزیتی است و آندزی بازالت‌های واحد Q^b بطور عادی و بدون نبود چینه‌ای بر روی آنها قرار گرفته و در حوالی روستای الوارسی برونزد دارد.

واحد $Q-PL^{ca}$: شامل کنگلومرا، گدازه‌های آندزیتی برشی و دگرسان شده به همراه توف برش است و با ضخامتی در حدود ۱۰۰ متر در دامنه‌های کوه سبلان برونزد دارد. در برخی نقاط توسط محلول‌های گرمابی بشدت کائولینیتی و سیلیسی شده‌اند و بهترین نمونه آن را میتوان در حوالی روستای داش کسن مشاهده نمود. گدازه‌های دگرسان نشده واحد Q^{vb} بر روی آنها قرار گرفته است.

واحد رسوبی $Q-PL^{cs}$: شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و رس است که در برخی نقاط لایه‌ها تا ۴۰ درجه شیب دارند، تکه‌های کنگلومرا فاقد گدازه‌های سبلان است و بدین لحاظ کهن‌تر از آنها هستند. بخش‌های فقط کنگلومرایی بصورت واحد فرعی $Q-PL^c$ جدا شده است.

واحد Q^b_1 : این واحد برونزد قابل ملاحظه‌ای در حوالی روستای تک بلاغ قصر، لای و بیر دارد و شامل گدازه‌های آندزی بازالتی، آندزیتی اغلب متخلخل بهمراه اسکوری^۱ است.

واحد Q^{ta} : شامل تراکی آندزیت است و با ضخامتی در حدود ۸۰ متر بر روی گدازه‌های تراکی آندزیتی - تراکیتی واحد PL^t قرار می‌گیرد.

واحد Q^b_2 : هم‌دیف بخش‌های بالائی واحد Q^{ta} است. این واحد شامل جریان‌های گدازه آندزی بازالتی متخلخل بهمراه اسکوری است که با رنگ سیاه تا خاکستری تیره و ضخامت حدود ۱۰۰ متر در حوالی روستای لای و کندوان برونزد دارد. در درون گدازه‌های این واحد عدسی‌هایی از توف برش پامیس دار با ترکیب ریولیتی وجود دارد.

واحد Q^{vb} : شامل جریان‌های گدازه و گدازه‌های برشی شده با ترکیب تراکی آندزیتی - تراکی بازالتی و فونولیتی برنگ خاکستری تیره است.

^۱ Scoria

واحد Q_{s1}^{pat} : شامل جریانهای گدازه و بطور محلی گدازه‌های برشی شده با ترکیب آندزیتی است. در این واحد بخشهای دگرسان شده بشدت سیلیسی، کائولینیتی، سریسیتی و کلریتی شده‌اند.

واحد Q_{s1}^{ta} : شامل گدازه‌های تراکی آندزیتی پرفیری تا تراکیتی پرفیری با ضخامت حدود ۱۰۰۰ متر است. که از بلندیهای کوه سبلان به سوی شرق، جنوبشرقی و شمالغربی جریان یافته است.

واحد Q_{s1}^{pad} : این واحد در کوه سبلان گسترش وسیعی دارد و با ضخامت حداکثر ۲۵۰ متر از بلندیهای کوه سبلان به سوی دامنه جنوبی و غربی جریان یافته و شامل گدازه‌های آندزیتی و داسیتی پرفیری است.

واحد Q_{s2}^d : شامل گدازه و با گنبد‌های داسیتی- ریوداسیتی است که در بلندیهای کوه سبلان برونزدگی دارد.

واحد Q_{s3}^{ag} : شامل آگلومرا و لاهار است که در فاز انفجاری از لبه بریده دامنه شمالی کوه سبلان بسوی شیروان درسی جریان یافته است. ضخامت آن بحدود ۱۰۰ متر می‌رسد و اشکال ستونی ایجاد کرده‌اند.

واحد Q_{s3}^{ti} : شامل توف برشی جوش خورده از نوع پله و ایگنیمبریت با ترکیب ریوداسیت و رنگ ظاهری خاکستری روشن است. این واحد با ضخامتی در حدود ۸۰ متر از بخشهای بلند سبلان به سوی شمال جریان یافته و بر روی آگلومرا و لاهار واحد Q_{s3}^{ag} جای گرفته است.

واحد Q_{s3}^{af} : شامل روانه‌های خاکستر پامیس دار با ترکیب ریوداسیتی- ریولیتی همراه با تکه سنگهای آتشفشانی بابافت پرفیری و بمبهای آتشفشانی است که برنگ خاکستری روشن و ضخامت حدود ۷۰ متر در پیرامون قطورسویی دیده می‌شود.

واحد Q_{s3}^{rd} : این واحد همردیف بخشهای بالائی واحد Q_{s3}^{af} و شامل گدازه‌های ریولیتی- تراکیتی است. که به حالت گنبدی و روانه‌ای در دامنه شمالی کوه سبلان دیده می‌شود.

واحد Q_{s4}^{ad} : شامل گدازه‌های آندزیتی-داسیتی برنگ خاکستری متمایل به بنفش است. این گدازه‌ها در درون محوطه کالدار با ضخامتی حدود ۱۲۰ متر جریان یافته و با نبود چینه‌ای بر روی گدازه‌های هیالوتراکیتی واحد Q_{s3}^{tti} و یا واحدهای کهنتر جای گرفته است.

واحد Q_{s4}^t : این واحد قله بلند کوه سبلان را تشکیل داده و شامل گدازه‌های تراکیتی-تراکی آندزیتی است. که به حالت گنبد- گدازه بوده و بر روی گدازه‌های واحد Q_{s4}^{ad} قرار گرفته است.

واحد E^{rt} : شامل سنگهای با ترکیب ریولیتی- تراکیتی است که به حالت گنبد و یا دایک تراکی آندزیتی واحد E^{ta} را در شمال باختری ناحیه قطع کرده است.

واحد Q^{rh} : شامل دایک و گدازه‌هایی با ترکیب ریولیتی است که برونزد بسیار کوچکی در شمال باختری ناحیه نشان می‌دهد.

واحد Q^{ap} : شامل دایکهای آپلیتی است، این واحد فرآورده جدایش از سنگهای توده نفوذی است، که با جوانترین بخشهای آن برابر است.

واحد Ng^{an} : شامل دایک و دیگر سنگهای آندزیتی-تراکی آندزیتی است که توف برشهای اسیدی واحد Ng^{ig} را قطع کرده و احتمالاً تغذیه کننده واحد Ng^{ta} می‌باشد.

واحد Ng^d : شامل دایکهای داسیتی به رنگ روشن است و گدازه‌های نئوژن را در جنوب شرقی ناحیه قطع کرده‌اند.

واحد Q^{mdg} : شامل سنگهای نیمه آتشفشانی است، که با ستبرای حدود ۲۲۰ متر در کوه قصرداغ واقع در جنوب شرقی ناحیه برونزد دارد. ماگمای سازنده این واحد فقیر از گاز و مواد فرار است، که ساختمان گنبد مانند و در مواردی گدازه‌های ستبر^۱ را تشکیل داده است.

واحد Q^l : متشکل از تکه سنگهای آتشفشانی در اندازه‌های مختلف، گرد شده و زاویه دار، از گدازه‌های قدیمتر سبلان است و بدون جوش خوردگی در زمینه‌ای از رس، خاکستر آتشفشانی و ماسه می‌باشد و تقریباً بی‌لایه‌بندی است و آنها را می‌توان لاهار نامید. این واحد با ضخامتی میان ۱۰-۵۰ متر در

^۱ Thick lava

دامنه شمالی کوه سبلان در دره‌های پیرامون آغ بلاغ و قل چیقلو گسترش دارد و با بخش‌های زیرین واحد Q_1^1 هم‌ارز است.

واحد Q_1^1 : شامل پادگانه‌های آبرفتی قدیم است و تکه سنگها بیشتر شامل گدازه‌های قدیمتر سبلان از نوع تراکی آندزیت، آندزیت و تراکیت با بافت پرفیری است، که قطر آنها حداکثر به یک متر می‌رسد. این واحد زمینه‌ای شامل ماسه، رس و سیلت دارد [Emami, 1994].

۲-۷- پردازش تصاویر ماهواره‌ای جهت شناسایی مناطق دگرسان شده

مطالعات متعددی برای امکان‌پذیری شناسایی مناطق آلتراسیونی هیدروترمالی بر اساس بررسی تصاویر ماهواره‌ای چندطیفی و ابرطیفی وجود دارد که همگی بر پایه این واقعیت می‌باشند که کانی‌های همراه با دگرسانی‌های هیدروترمالی از خصوصیات طیفی متمایزی بهره می‌برند که امکان شناسایی آنها را فراهم می‌آورد [Galvao, 2005]. اطلاعات طیفی مربوط به کانی‌هایی که در زمره اهداف اکتشافی می‌باشند، در صورت عدم پردازش فقط بخش کوچکی از کل اطلاعات موجود در یک تصویر دورسنجی را تشکیل می‌دهند، لذا استخراج این اطلاعات و در نتیجه شناسایی هدف‌های اکتشافی جز با پردازش صحیح این تصاویر امکان‌پذیر نخواهد بود [Amera, 2007].

روش‌های متفاوتی برای تفسیر عکس ماهواره وجود دارد و با به روز شدن نرم‌افزارهای سنجش از دور هر ساله روش‌های جدید به جعبه ابزار این گونه نرم‌افزارها اضافه می‌شود. وجود همبستگی در اطلاعات موجود در باندهای مجاور و نزدیک به هم تصاویر چندطیفی، یکی از ویژگی‌های تصاویر چند طیفی است. که علت این پدیده را نیز می‌توان در وجود تشابه مابین بازتابش طیفی پدیده‌ها جست. وجود اطلاعات مشترک در باندهای طیفی و یا به عبارتی بهتر تکرار اطلاعات در این باندها، خود را به صورت همبستگی مابین باندها نشان می‌دهند. در چنین شرایطی استفاده از روش آنالیز مؤلفه‌های اصلی می‌تواند سودمند واقع گردد. آنالیز مؤلفه‌های اصلی روشی است مبتنی بر آمار چند متغیره که به منظور ایجاد تقلیل در حجم داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. مهمترین فایده این روش جمع‌آوری

و متراکم ساختن اطلاعات موجود در باندهای مختلف در تعدادی باند یا مؤلفه می‌باشد. از طرفی PCA با حذف اطلاعات زائد موجود در داده‌های ماهواره‌ای از لحاظ صرفه‌جویی در وقت و احیاناً هزینه نیز می‌تواند حائز اهمیت باشد [علوی پناه، ۱۳۸۵]. این روش به دو صورت استاندارد و انتخابی (روش کروستا) برای تحلیل تصاویر به کار برده می‌شود.

به منظور استخراج مناطق دگرسانی از عکسهای ماهواره لندست، روش استاندارد PCA به طور جداگانه برای هر عکس استفاده شد و سپس مناطق دگرسان شده با نرم افزار ENVI 4.7 [www.itvis.com] استخراج شد (مشخصات تصاویر لندست منطقه اردبیل در جدول (۱-۲) ذکر شده است).

جدول (۱ ۲) مشخصات تصاویر لندست منطقه اردبیل

گذر	تاریخ برداشت	فرمت	تعداد باند	زاویه خورشید	ارتفاع خورشید	زمان برداشت UTC	درصد ابر
167-33	5 Jun 2000	TIF	۸	۱۲۴.۶۲	۶۵.۱۵	۰۷:۱۷:۴۲	۰.۱۶
167-34	29 July 2002	TIF	۸	۱۲۳.۳۶	۶۱.۱۰	۰۷:۱۴:۲۹	۰.۶۲

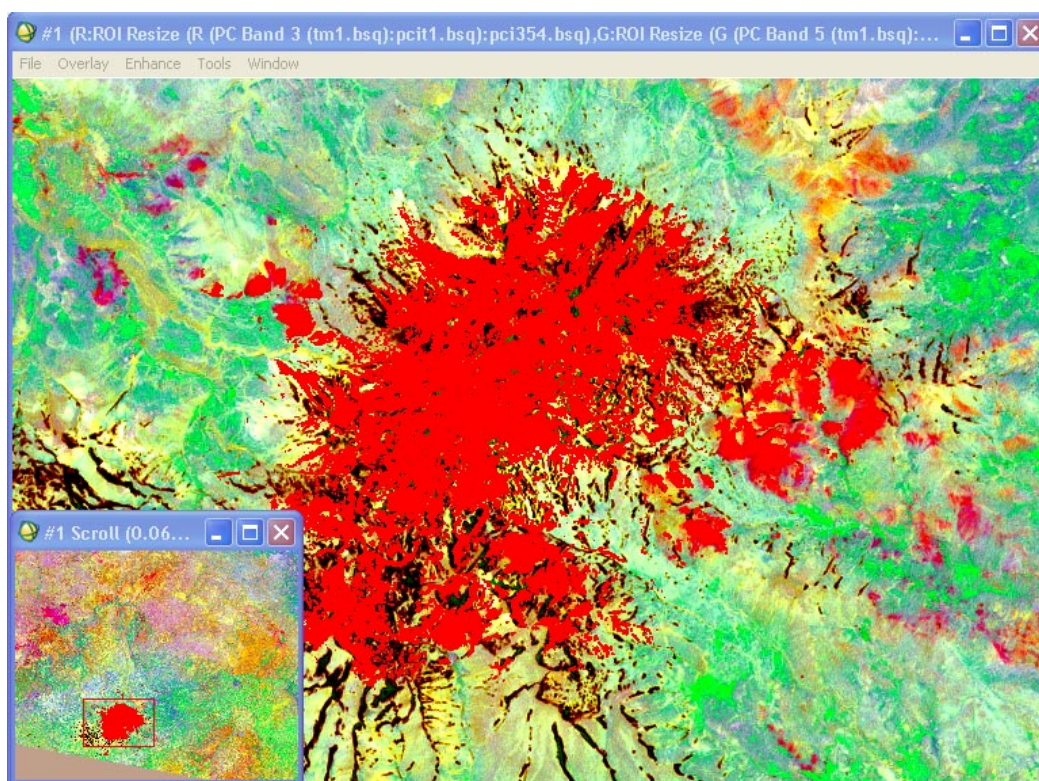
به دلیل حضور برف در برخی از ارتفاعات قله سبلان و همچنین ابر، از تصاویر ۳ باندی از جمله عکس هوایی و عکس ماهواره ژئوآی^۱، نیز برای تشخیص مناطق دگرسانی استفاده شده است. برای پردازش این تصاویر از روش‌های کلاسه‌بندی به روش نظارت شده با نرم‌افزار مطلب و ENVI بهره گرفته شده است.

۲-۷-۱ دگرسانی‌های گرمایی در منطقه سبلان

تجزیه و تحلیل و تفسیر تصویرهای ماهواره‌ای لندست و عکس ماهواره ژئوآی محدوده‌های پراکنده و دگرسان را به وسعت‌های مختلف در منطقه نشان می‌دهد. برای نمونه مناطق مشرف به ارتفاعات سبلان در شکل (۲-۳) به طور واضح نمایش داده شده است. در شکل (۲-۳) مناطق دگرسان شده به رنگ قرمز جدا شده، ولی همه این مناطق به احتمال زیاد دگرسان نیست. به همین منظور از مطالعات

^۱ Geoeye

صحرائی که در گذشته انجام شده است و همچنین نقشه زمین‌شناسی برای ارزیابی مناطق دگرسان شده کمک گرفته شده است.



شکل (۲-۳) - مناطق دگرسان شده که از تصویر لندست و عکس ماهواره ژئوآی استخراج شده است. به رنگ قرمز مشاهده می‌شود. منطقه نمایش داده شده کوه سبلان و مناطق مجاور است.

مشاهدات صحرائی و مطالعه سنگ‌شناسی مقاطع نازک سنگ‌های مختلف، نوع و شدت دگرسانی‌ها را مشخص می‌نماید. محدوده‌های دگرسان شده در سبلان منحصر و محدود به سنگهای سازند ولهزیر (پلیوسن) است. توسعه محدود و کم اهمیت کانی‌های ثانوی در افق‌های بالاتر در این سازند به علت بالاتر قرار گرفتن از سطح پیرومتریک سیستم گرمایی منطقه است که عملاً از تاثیرات سیالات یاد شده، مصون مانده است. بنابراین آنچه از تجزیه‌های سطحی صورت گرفته است نتیجه هوازدگی می‌باشد [KML, 1999].

در بررسی دقیقتر به منظور تعیین شدت و کیفیت دگرسانی‌های گرمایی در سازند ولهزیر، واقعیت آن است که ویژگی‌های خاص سنگ‌شناسی سازند، عامل اصلی کنترل کننده بوده است. از آنجا که

تراوایی سنگ‌های آندزیتی در منطقه مورد مطالعه، به طور کلی محدود و منحصر به بازشدگی‌هایی از قبیل درز، شکاف و احیاناً سطوح گسلی است. لذا تاثیر سیالات گرمایی در اطراف شکستگی‌هایی از انواع یاد شده، در بیشترین حد خود می‌باشد و این امر در افق‌های پایین سازند به خوبی مشهود است. در بخش‌هایی که سنگ‌شناسی ولهزیر به توف و برش‌های آذرآواری تبدیل می‌گردد، شدت دگرسانی بسیار بالا می‌باشد. در داخل تراکی آندزیت‌هایی که در معرض دگرسانی‌های نچندان شدید قرار گرفته‌اند، کانی‌های ثانویه ایجاد شده که بطور عمده از مجموعه کانی‌های رسی مانند اسمکتیت^۱ و کائولینیت^۲ و همچنین کریستوبالیت^۳ تشکیل شده است و همراه اپال و یا کالسدون دیده می‌شود [Sahabi et al., 1999]. مجموعه کانی‌های ثانوی یاد شده در دو نمونه یکی در منطقه قینرچه نزدیک چشمه آب داغ و دیگری از یک محدوده دگرسان در داخل رخنمونهای تراکی آندزیت توسط شرکت KML مورد بررسی قرار گرفت. در نمونه اول مجموعه رسی با اپال و کلسدونی و در نمونه دوم با کوارتزهای ریزدانه همراه بوده است. با توجه به فعالیت گرمایی در اطراف چشمه قینرچه به نظر می‌رسد که دگرسانی‌های اطراف آن از نوع حرارت پایین و مربوط به زمان حاضر بوده و دگرسانی در توده تراکی آندزیت از نوع حرارت نسبتاً بالا و مربوط به اعماق پایین‌تر ولی از نوع فسیل می‌باشد که در اثر فرسایش بخش‌های روی آن در سطح زمین ظاهر گردیده است.

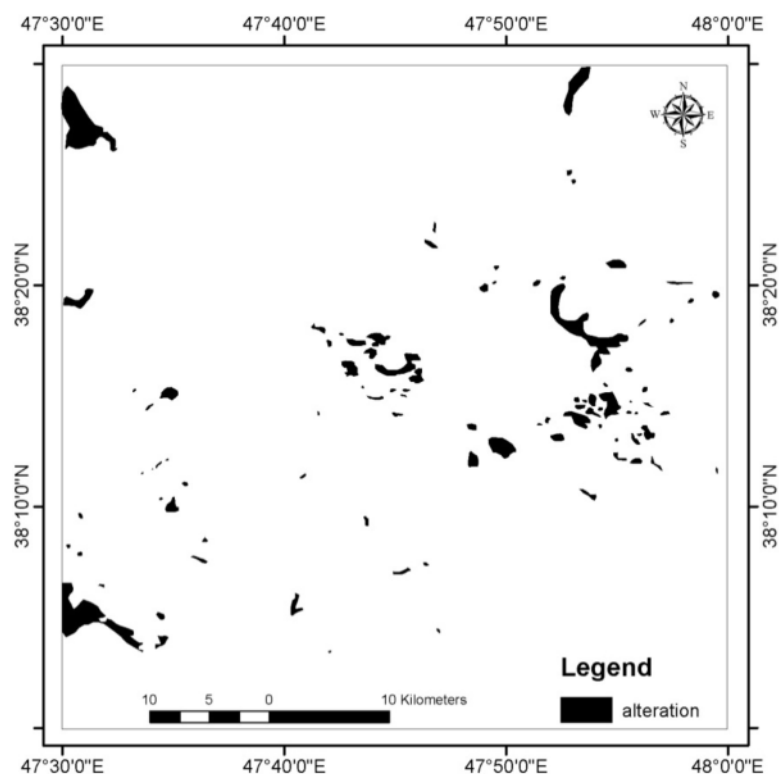
نمونه‌های توف و برش‌های آذرآواری، دارای مقدار زیادی کوارتز و کائولینیت و مقدار کمی کانی‌های تیره و آلونیت می‌باشند. آلونیت کانی است که در شرایط گرمایی اسیدی در توده‌های ریولیتی، داسیتی و آندزیتی به عنوان کانی ثانویه بطور عمده در درزه و شکاف‌ها به صورت رگه تشکیل می‌گردد. کمبود آلونیت در مجموعه رسی (از سری کانی‌های ثانوی) معرف تشکیل آنها در سیالات سرد، با شوری پایین و PH خنثی است. وجود کوارتز ثانوی در سنگ‌ها و رخنمون‌های سطحی موید وقوع دگرسانی در ژرفا و در حرارت نسبتاً بالا بوده که به علت فرسایش قسمت‌های رویی در سطح

^۱ Smectite
^۲ Kaolinite
^۳ Cristobalite

زمین ظاهر شده است. افزون بر این در چند نمونه وجود ذرات ریز روتیل گزارش شده است [KML, 1999] که آن هم به عنوان کانی ثانوی در حرارت ۱۸۰ درجه سانتیگراد میزبان تشکیل می‌گردد. از سوی دیگر موارد یاد شده در دگرسانی‌های منطقه قینرچه و مناطق مشابه دیگر با وجود کانی‌های اسمکتیت، کائولینیت، کریستوبالیت و اوپالولی بدون وجود کوارتز مشخص می‌گردد و به طور کلی گسترش دگرسانی در سیستم گرمایی با درجه حرارت پایین و نزدیک به سطح را تأیید می‌نماید.

دگرسانی‌های موجود در رخنمون‌های مربوط به سازندها توس و کسرا، هم از نظر گسترش بسیار محدود بوده و به طور عمده از نوع هوازدگی‌های سطحی می‌باشند. معمولاً این هوازدگی‌ها با گسترش‌های محدود و پراکنده در داخل مقاطع خاک است.

در سطح رخنمون گدازه‌ها و آذرآوارهای مربوط به واحدهای مورد بحث، گسترش اکسید آهن موجب رنگ‌آمیزی شدید و تند شده است که این فرآیند نیز در قالب هوازدگی سطحی اتفاق افتاده است [Sahabi et al., 1999]. با توجه به نتایج استخراج شده از منابع گذشته و تفسیر عکس ماهواره و عکس‌های هوایی مناطق آتره شده از غیر آتره شده تفکیک و در شکل (۲-۴) قابل مشاهده است.



شکل (۲-۴) - مناطق دگرسان شده به رنگ سیاه در منطقه مورد مطالعه نمایش داده شده است.

۲-۸ - ویژگیهای ساختاری منطقه

مقایسه و تلفیق اطلاعات موجود درباره سیستم‌های گسلی و خطواره‌های انجام شده در منطقه مورد مطالعه توسط [Tehran Berkely, 1979; Sahabi et al. 1999; KML, 1999] ساختار متفاوتی را نشان می‌دهد. همچنین بررسی‌های انجام شده روی عکسهای هوایی و ماهواره‌ای نیز، وجود گسل‌های خطی را تأیید می‌نماید. ولی با توجه با ساختار منطقه سبلان که در مرکز مهمترین و گسترده‌ترین چین‌خوردگی شمال ایران قرار دارد. لذا محورهای تکتونیکی چین‌هایی که ساختمان‌های رسوبی قدیمی را متأثر ساخته‌اند و هم‌اکنون به وسیله سنگ‌های ولکانیکی پوشیده شده‌اند. در طی فازهای تکتونیکی کمپرسیونی تغییرات پیچیده و مختلفی را متحمل شده و تفسیر تکتونیکی آنها بسیار دشوار است و حتی ساختمان‌های فرعی و تعدیل یافته تکتونیکی در حوزه رسوبی و وسیع سراب، تبریز بطور آشکار ویژگی‌های لازم و شاخص را برای تفسیر و نتیجه‌گیری صحیح نشان نمی‌دهد. در نزدیکی حاشیه شمالی و شمال غرب سبلان رخنمونهای نامشخص از کرتاسه وجود دارند که با ساختمان

تکتونیکی ولکانیک‌ها در ارتباط بوده و روند تدریجی و تقریبی شرقی- غربی نشان می‌دهد (رشته کوه صلوات). ضمناً بخش عمده‌ای از رسوبات دریائی وابسته به ائوسن، اولیگوسن و میوسن و چین‌خوردگی‌های وابسته به پلیوسن و کواترنری محورهای تکتونیکی شرقی- غربی نشان می‌دهد [سحابی، ۱۳۷۸].

در شرق ناحیه سبلان مورفولوژی عمومی ناحیه با نزدیک شدن به حوزه دریای خزر تقلیل می‌یابد و در این مناطق رخنمون‌های سنگی بطور عمده از سکانس رسوبی ژوراسیک تا کرتاسه تشکیل شده و همراه آنها میان لایه‌هایی از ولکانیک‌ها مشهود است که به وسیله چین‌خوردگی شکسته شده و امتداد خطی شمالی- جنوبی نشان می‌دهند (رشته کوه تالش) و در جنوب حوزه ولکانیسمی سبلان و درست در بخش فوقانی فروافتادگی سراب رسوبات چین‌خورده آواری و گاهاً فورماسیون‌های تبخیری نئوژن به همراه گراول‌های کواترنری ساختمان اصلی رشته کوه‌های بوزقوش را بوجود آورده‌اند. این رشته کوه بصورت ساختمان هورستی شکل بوده و این ساختمان در نتیجه اثر گسل‌های شرقی- غربی بوجود آمده است و در طول این گسل و ساختمان‌های وابسته آن تشکیلات ولکانیکی پالئوژن و رخنمون‌های نفوذی به همراه مقادیر قابل توجهی از رخنمون‌های رسوبی پالئوزویک یافت می‌شود. در نگاه اول به حوزه ولکانیسمی سبلان چنین به نظر می‌رسد که این ساختمان وسیع ولکانیکی در شمال غربی حوزه رسوبی مربوط به تشکیلات دریایی نئوژن (حوزه تبریز- سراب) با روند شرقی- غربی جایگزین شده باشد. ولیکن با تفحص بیشتر معلوم شده است که اگرچه ولکانیسم مذکور در یک ساختمان فروافتاده تکتونیکی (حوزه رسوبی فروافتاده) جای گرفته است، ولیکن به وسیله یک حاشیه مرکزی (خط) به دو بخش شرقی- غربی تقسیم می‌گردد. این خط یا حاشیه وسیع تکتونیکی متشکل از رخنمون‌های سنگی (با ترکیب ولکانیکی) است که ارتفاعی بالغ بر ۲۵۰۰-۳۰۰۰ متر دارند و در محلی به نام کوشه داغ ارتفاع آن به ۳۱۴۹ متر می‌رسد و در توده اصلی مخروط سبلان بیش از ۳۵۰۰ متر خواهد بود. این مرز ساختمانی و تکتونیکی با روند شرقی- غربی احتمالاً به نوعی خطواره هورستی شکل تکتونیکی وابسته است و در طول گسله‌ها و شکاف‌های ناشی از این پدیده سنگ‌های نفوذی متعدد

جایگزین شده‌اند. برخی از شواهد و قراین حاکی از این واقعیت است که توده اصلی ولکانیسم سبلان به وسیله گروهی از حرکات تکتونیکی و گسلش‌های وسیع متأثر گردیده و این مجموعه از گسلش‌ها در چهار گروه و روندهای جغرافیائی (NW-SE, NE-SW, N-S, NNW-SSW) حوزه سبلان را در بر گرفته‌اند [سحابی، ۱۳۷۸]. ذیلاً مهمترین و شاخص‌ترین خانواده گسلی در حوزه سبلان بررسی می‌شود:

گسل‌های شمال‌شرق - جنوب‌غربی حوزه نقش عمده‌ای در فوران سنگ‌های ولکانیکی سبلان به عهده داشته‌اند به طوری که حوزه رسوبی جنوب شرقی این ناحیه به وسیله خانواده گسل‌های مذکور تحت تاثیر قرار گرفته و جابجائی و حرکات لرزه‌ای شایان ذکری در آنها حادث گردیده است و بدین ترتیب این حرکات از جنوب شرقی تا جنوب غربی حوزه ولکانیکی و از اردبیل تا میانه گسترش یافته‌اند، نظر به این است که ترانسفورم عمومی گسل‌هایی که در صفحه شرقی ترکیه و شمال غرب صفحه ایران بوجود آمده‌اند با حرکت جزئی میکروپلیت‌های آن (از نوع کمپرسیونی) در ارتباط باشند. به ترتیبی که آزاد شدن استرس موجود در طول این گسل‌ها (بین دو میکروپلیت) باعث ایجاد گسل‌های کوچکتر و موضعی باروند NE-SW گردیده و موجبات بالا آمدن ماگما و فوران ولکانیسمی زون سبلان را فراهم نموده است. بررسی پروسه شکستگی‌ها و شکاف‌های تکتونیکی سطحی در این حوزه به وسیله عکس‌های هوایی (توسط شرکت تهران برکلی) حاکی از آن است که حوزه اصلی شکستگی‌ها دارای روند امتدادی و تقریبی NW-SE, NNE-SSW هستند. غالب‌ترین ویژگی بارز تکتونیکی در محدوده سبلان (بجز بخش جنوب شرقی آن) با گسترش حوزه تکتونیکی فوق و روند متعارف آن همراه است. بخش جنوب شرقی این زون از توده اصلی سبلان به وسیله دره رود بالیخلی‌چای در محلی که به احتمال زیاد گسل‌های ترانسفورم لغزنده با روند NE-SW از اردبیل به سمت جنوب شرقی حوزه حرکت می‌کنند جدا می‌شود. سایر روندهای تکتونیکی و جهات شکستگی آنها از نظر گسترش و تعداد شکستگی محدوده کوچکی را در بر می‌گیرند. این شکستگی‌ها عمدتاً روند N-S, E-W نشان می‌دهند [سحابی، ۱۳۷۸].

به طور کلی گسل‌های منطقه را می‌توان در دو گروه گسل‌های خطی و کمانی طبقه‌بندی نمود. ساز و کار تشکیل و اهمیت ویژگی‌های هر گروه را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد.

۲-۸-۱- ساختارهای خطی

بررسی عکس‌های هوایی و تصویرهای ماهواره‌ای اسپات، خطواره‌های زیادی را به صورت ساختار گسلی و شکستگی‌ها در محدوده آتشفشان سبلان نشان می‌دهد. ولی در مطالعات صحرایی و پیگیری رخنمون‌ها، فقط درز و شکاف‌های عمده با باز شدگی کافی، قابل برداشت هستند. این واقعیت به علت آن است که اکثر این شکستگی‌ها مربوط به آتشفشانی پیلوسن و قبل از تشکیل دهانه می‌باشند. فوران‌هایی که به صورت گدازه یا خاکسترهای آذر آواری، بعد از تشکیل دهانه صورت گرفته، بخش اعظم رخنمون‌های سطحی را دفن کرده است. به طور کلی روند شکستگی‌ها موازی روند گسل‌های اصلی در منطقه است. همچنین گفتنی است که اصولاً گسل‌های خطی یاد شده تأمین‌کننده اصلی و شاید هم با توجه به ویژگی‌های سنگ‌ها، عامل منحصر به فرد تخلخل و تراوایی در سیستم زمین‌گرمایی منطقه باشند [سحابی، ۱۳۷۸].

۲-۸-۲- ساختارهای کمانی

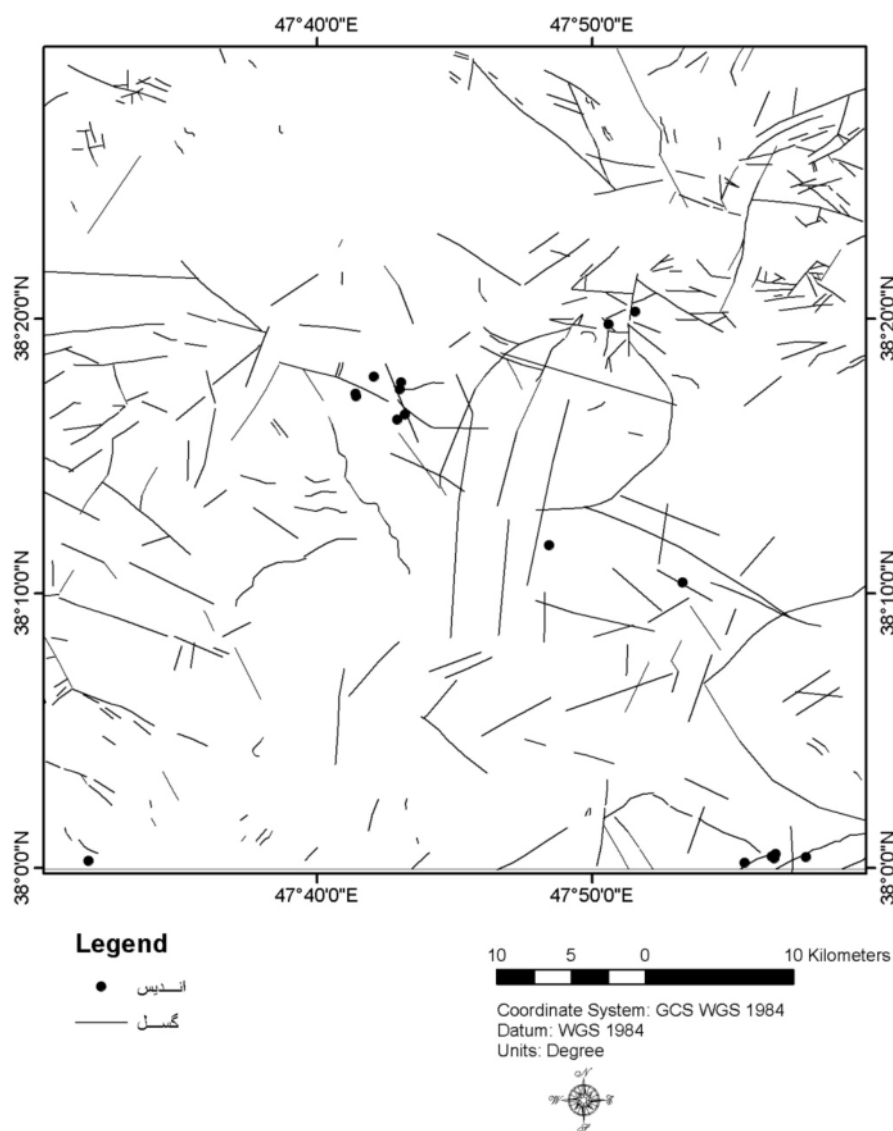
ساختارهای کمانی روی تصویرهای ماهواره و همچنین به صورت محدود در برگه زمین‌شناسی مشخص شده‌اند. تشکیل این گسل‌ها با فعالیت آتشفشانی و تاثیر نیروهای بلاکشنده همزمان و مربوط می‌گردد. ظاهر نبودن این گسل‌ها روی دامنه شمال غربی به علت تاثیر شدید فرسایش و شسته شدن آذرآوارها و گدازه‌های جوان‌تر مربوط به بعد از تشکیل دهانه می‌باشد. کمان بزرگتر در ۱۴ کیلومتری جنوب غربی چکاد سبلان و خارج از منطقه فعال زمین‌گرمایی قرار دارد. این گسل‌ها از روی ناهنجاری توپوگرافی که در دامنه سبلان ایجاد نموده، روی عکس قابل تشخیص است. لذا بر اساس شواهد ظاهری و یک خطواره توپوگرافی است که روند کمانی پیدا کرده است. از سوی دیگر، گسل‌های شرقی- جنوب‌شرقی، غربی- شمال‌غربی، اکثراً گسل‌های عمودی هستند که در امتداد آنها جدایش و

فروافتادگی ثقلی به سمت جنوب صورت گرفته است. این جدایش روی دامنه سبلان همراه با سری

گسل‌های یاد شده موجبات تشکیل دره مویل را فراهم آورده است [سحابی، ۱۳۷۸].

نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه از منابع مختلف گردآوری شد و تا حد امکان تمامی گسل‌هایی

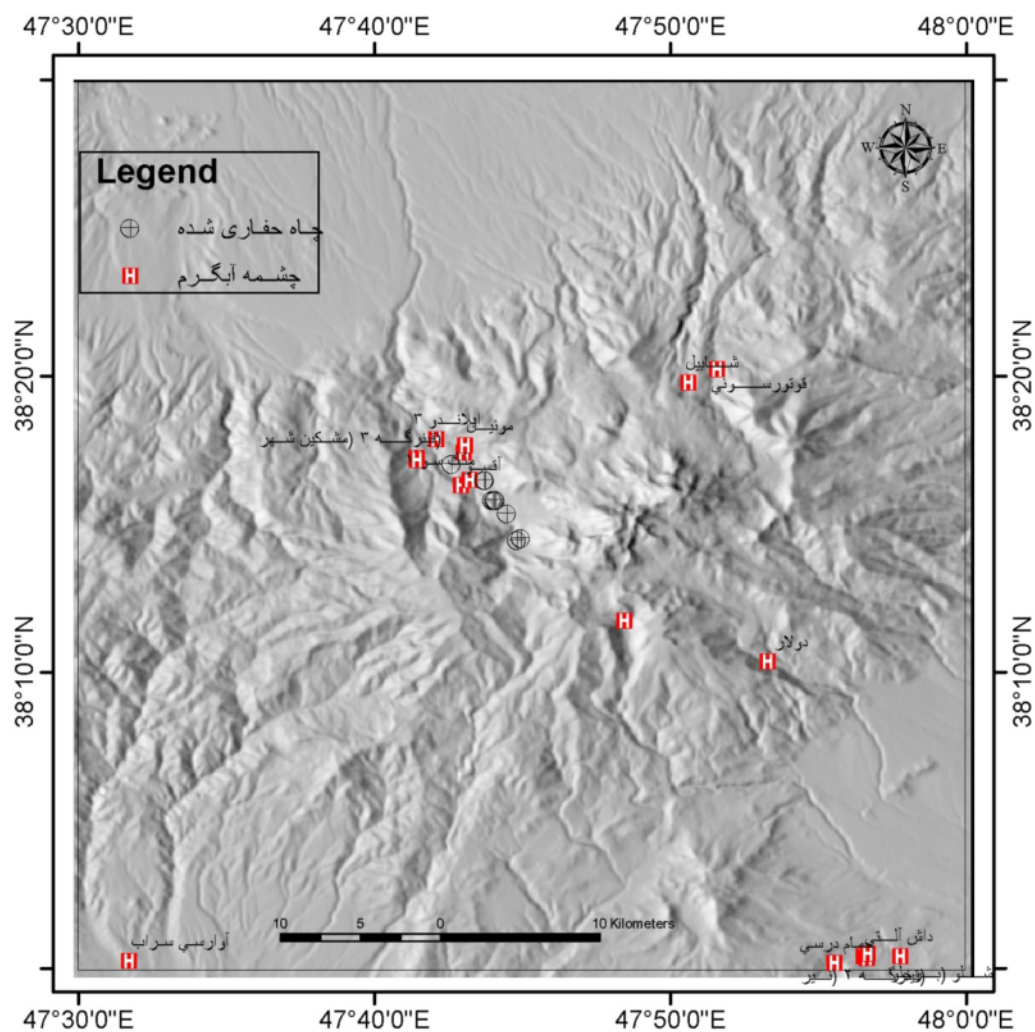
که تکراری بود حذف گردید، نقشه تولید شده در شکل (۲-۵) قابل مشاهده است.



شکل (۲-۵) - گسل‌های منطقه مورد مطالعه که از منابع مختلف جمع آوری شده است.

۹-۲- چشمه‌های آبگرم و شواهد زمین‌گرایی در منطقه سبلان

با همکاری سازمان انرژی‌های نو مختصات اکثر چشمه‌ها و چاه‌های حفر شده در منطقه سبلان از گزارش‌های مربوط به آب منطقه‌ای استان اردبیل جمع‌آوری شد، که در شکل (۶-۲) مختصات ۱۸ چشمه آبگرم و چاه‌های حفر شده واقع در برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر نمایش داده شده است.



شکل (۶-۲) - محل چشمه‌ها و چاه‌های حفر شده در منطقه مورد مطالعه.

فصل سوم: هیدرولوژی منطقه و تجزیه و تحلیل داده‌ها

۳-۱- مقدمه

چشمه‌های معدنی در نقاطی از زمین پدید می‌آیند که در آنها شرایط مورفولوژی، تکتونیکی، ماگمائی و جوی فراهم آمده باشد. در ایران چشمه‌های معدنی و گرم بسیاری وجود دارد و این به دلیل فعالیت گسترده آتشفشانی در سراسر این مرز و بوم و تکرار چرخه‌های آن از زمان‌های بسیار دور تا عصر حاضر است. مناطقی مانند دماوند، سبلان، سهند و تفتان از عمده‌ترین محل‌ها برای مشاهده چشمه‌های آب گرم می‌باشند. به جز گدازه و سنگ‌های بازالتی، آب و نزولات جوی از عمده موارد مد نظر در بررسی منابع زمین‌گرمایی هستند. مانزلا^{۲۳} به این نکته اشاره کرده است که برای تهیه یک کیلووات ساعت برق، حدود ۱۰ کیلوگرم بخار لازم است [Manzella, 2000]. بنابراین برای تهیه چند مگاوات ساعت برق به حجم زیادی از آب نیاز است. به همین منظور در این فصل سعی بر آن شده است که وضعیت آب و هوایی منطقه مورد مطالعه و نواحی مجاور به طور مختصر تشریح شود.

۳-۲- اقلیم

²³ Manzella

به هوای غالب یک منطقه در دراز مدت که تحت تاثیر عناصر و عوامل اقلیمی بوجود می‌آید اقلیم و به علمی که به بررسی و مطالعه این موارد می‌پردازد اقلیم شناسی می‌گویند. مهمترین پارامترها برای تعیین اقلیم یک منطقه شامل موارد زیر می‌شود.

۱- دما

۲- بارش

۳- تبخیر و تعرق

۴- نیاز آبی گیاه در منطقه [http://www.ngdir.ir/geoportalinfo].

۳-۲-۱- اقلیم منطقه اردبیل

موقعیت آب و هوایی ایران بسیار متغیر است طبق تقسیم بندی انواع آب و هوا در سرزمین ایران (سرد، مرطوب تا گرم و خشک) وجود دارد. بارندگی در اکثر نقاط ایران از اواسط پاییز شروع می‌شود و تا بهار به طور متناوب ادامه دارد. در بعضی مناطق ایران مانند سواحل خزر و ارتفاعات زاگرس و البرز به غیر از فصل زمستان در سایر فصول نیز به طور متناوب باران می‌بارد [مسعودیان، ۱۳۸۲]. از آنجا که ناحیه اردبیل در گره کوهستانی آذربایجان - ارمنستان واقع شده است دارای وضعیت توپوگرافی متنوعی است. از قله‌های کوهستانی مرتفع آتشفشانی گرفته تا دشت‌های هموار میان کوهی در آن یافت می‌شوند. از نظر توپوگرافی منطقه اردبیل به سه زون تقسیم می‌شود:

الف- زون کوهستانی

ب- زون فلات مرتفع

ج- زون دشت

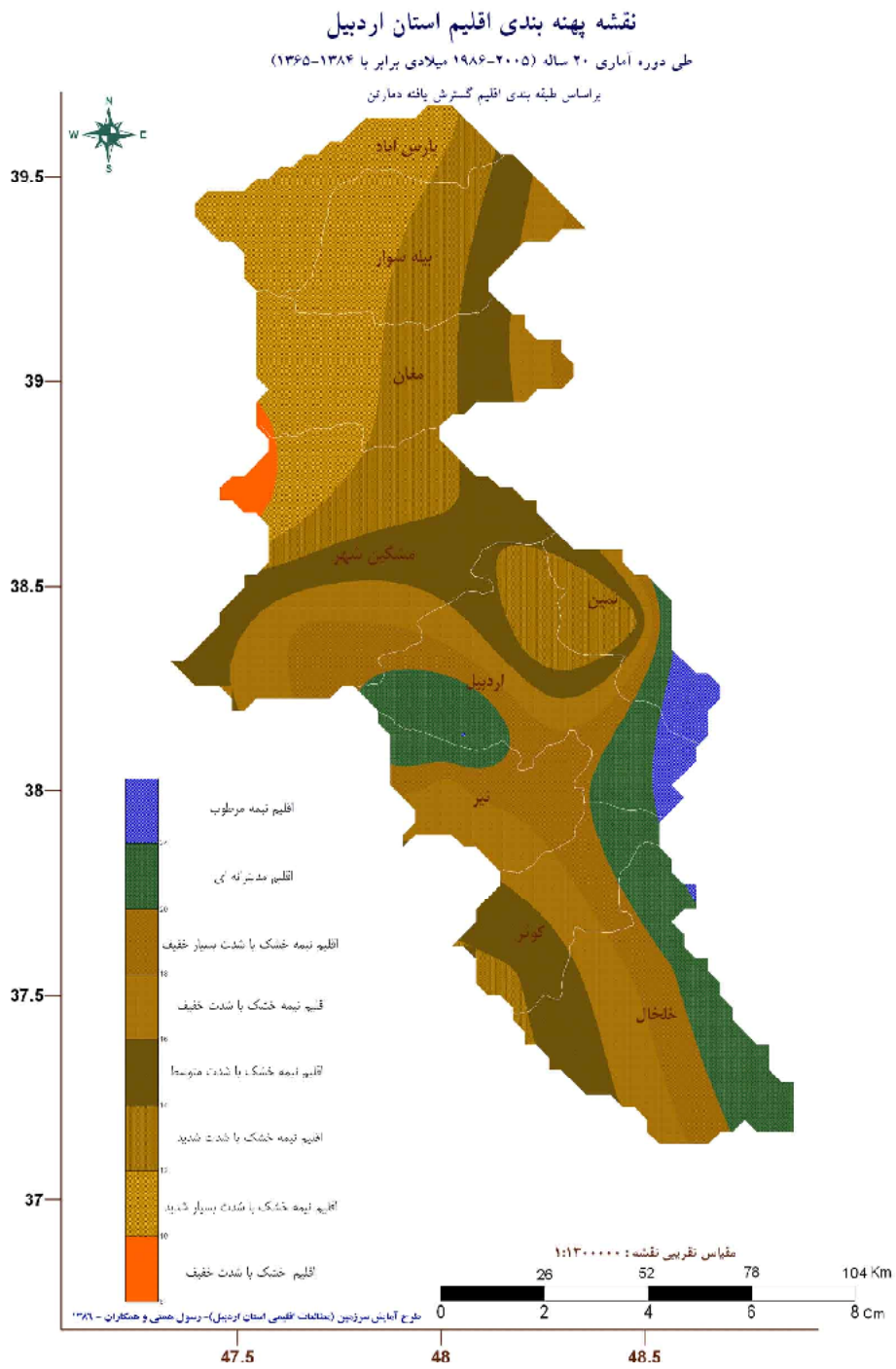
توده آتشفشانی سبلان با ارتفاع بیشتر از ۴۸۰۰ متر مرتفع‌ترین بخش این ناحیه می‌باشد که در دامنه‌های شمالی و شرقی آن دره‌هایی، بطور شعائی واقع شده است. این دره‌ها در پایین دست به دشت اردبیل و مشگین‌شهر منتهی می‌شود که همگی فرونشستی بوده و بصورت ناحیه‌ای در سبلان

عمل کرده و مورفولوژی آن را تغییر داده‌اند. دره‌های این ناحیه ۷ شکل بوده و دامنه‌های مشرف به آنها دارای شیب تند می‌باشند. بخش کوهستانی از ارتفاع ۱۵۰۰ متر تا ۲۰۰۰ متر به بالا را شامل می‌شود. فلات مرتفع در ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متری گسترش دارد. شاخه‌های فرعی رودخانه اصلی قره‌سو از جمله بالخلی‌چای تا جنوب شهر اردبیل در سطح فلات جریان دارند. واحد دشت در محدوده شمال‌شرق آذربایجان از ارتفاع ۱۵۰۰ متر از پای فلات شروع شده و تا کنار رودخانه ارس که در دشت وسیع مغان گسترده شده ادامه می‌یابد [همتی و همکاران، ۱۳۸۶؛ سمتا، ۱۳۷۵]. در سال ۱۳۸۶ در پروژه طرح آمایش سرزمین اطلاعات استانداری استان اردبیل نقشه پهنه بندی اقلیم استان اردبیل بر اساس اطلاعات دروه‌ای ۲۰ ساله (۱۹۸۶-۲۰۰۵ میلادی) بدست آمد شکل (۳-۱). با توجه به مقیاس نقشه (۱:۳۰۰،۰۰۰) نمی‌توان از آن در محاسبات تهیه نقشه پتانسیل مطلوب استفاده کرد. چون اساس کار بر مبنای مقیاس‌های بزرگتر از ۱:۵۰۰،۰۰۰ گذاشته شد. هر منطقه‌ای دارای میزان بارندگی مخصوص به خود است، مثلاً در مغان که در نواحی شمالی استان واقع است، میزان بارندگی سالانه حدود ۲۱۵ میلیمتر در صورتی که در سبلان حداقل آن به ۵۰۰ میلی متر می‌رسد. به همین منظور به طور کلی این ناحیه را به سه زون بارندگی تقسیم می‌کنیم:

الف- ناحیه سرد کوهستانی، اطراف سبلان که در آنجا میانگین بارش سالانه تحت تاثیر بادهای شمال و شمال غرب که از جانب سیبری و یا مدیترانه می‌وزند بوده و میانگین بارش در آنجا بین ۲۵۰ الی ۴۰۰ میلیمتر می‌رسد.

ب- ناحیه گرمسیر: این منطقه بدلیل مجاورت با دریای خزر و دارا بودن ارتفاع کم، دارای آب و هوای گرم و مرطوب میباشد. میانگین بارش سالانه در اینجا از ۲۵۰ میلیمتر تجاوز نمی‌کند، مانند ارس و نواحی مغان.

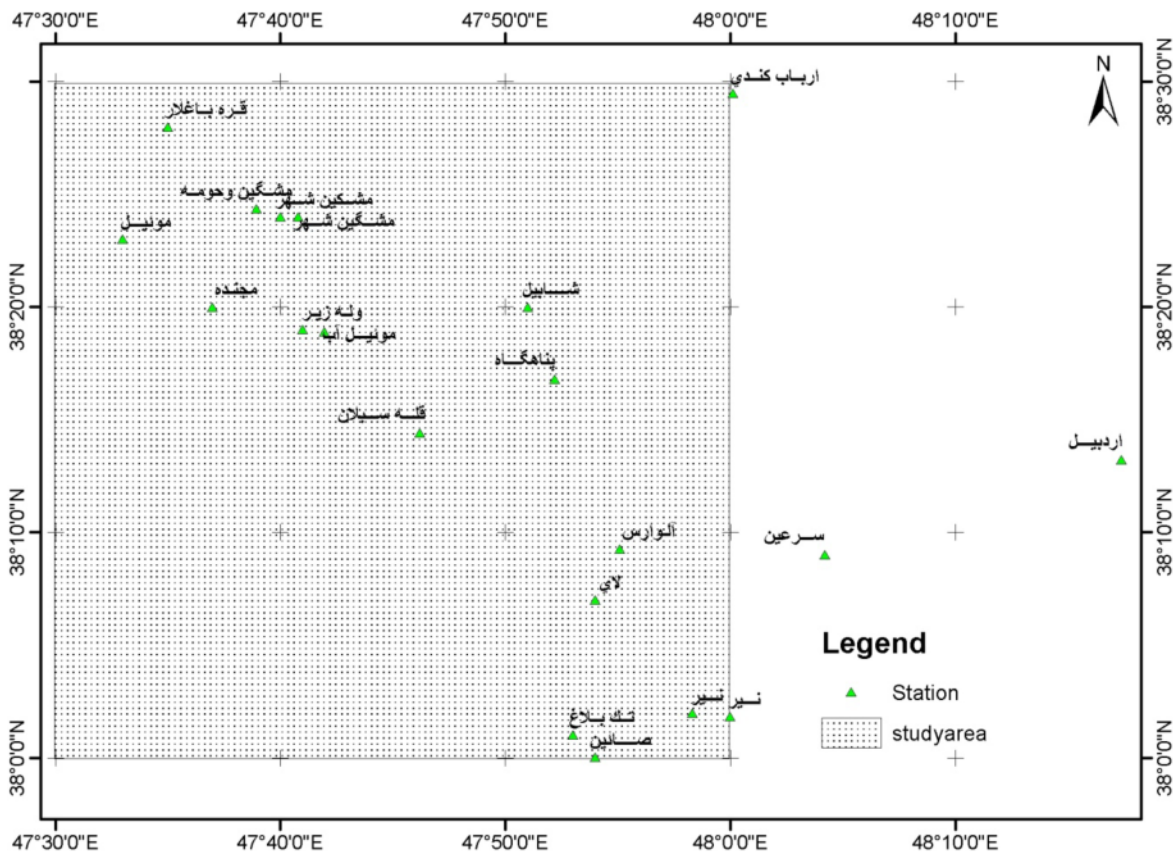
ج- ناحیه معتدل و مرطوب: این ناحیه بیشتر جز آذربایجان شرقی بوده و بارش سالانه بین ۳۵۰ الی ۴۵۰ میلیمتر دارد [<http://arww.ir>].



شکل (۳-۱) - نقشه پهنه‌بندی اقلیم استان اردبیل [همتی و همکاران، ۱۳۸۶].

۳-۳- نقشه پراکندگی بارندگی در منطقه سبلان

در قسمت قبل ذکر شد که مقیاس نقشه پهنه بندی اقلیم استان اردبیل از حد انتظار کمتر است، لذا در این قسمت نقشه بارندگی استان از روشهای مختلف تولید و در محاسبات وزن‌های نشانگر به کار گرفته شد. بارندگی در منطقه سبلان از اوائل مهرماه شروع شده و بمرور به مقدار آن اضافه می‌شود و تا فروردین و اردیبهشت ماه به اوج رسیده و سپس فروکش می‌کند، بارندگی در ماه‌های تابستان کم است. باران‌های این منطقه در نتیجه جابه‌جائی جبهه‌های مدیترانه‌ای و سیبریائی همراه با بادهای شمال و غرب بوجود می‌آیند که در فصل زمستان به صورت برف است [سمتا، ۱۳۷۵]. در این بخش به منظور مقایسه میزان بارندگی در نواحی مختلف برگه ۱۰۰،۰۰۰ مشگین‌شهر، میانگین سالیانه بارندگی داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی مطابق شکل (۳-۲) در جدول (۳-۱) ذکر شده است.



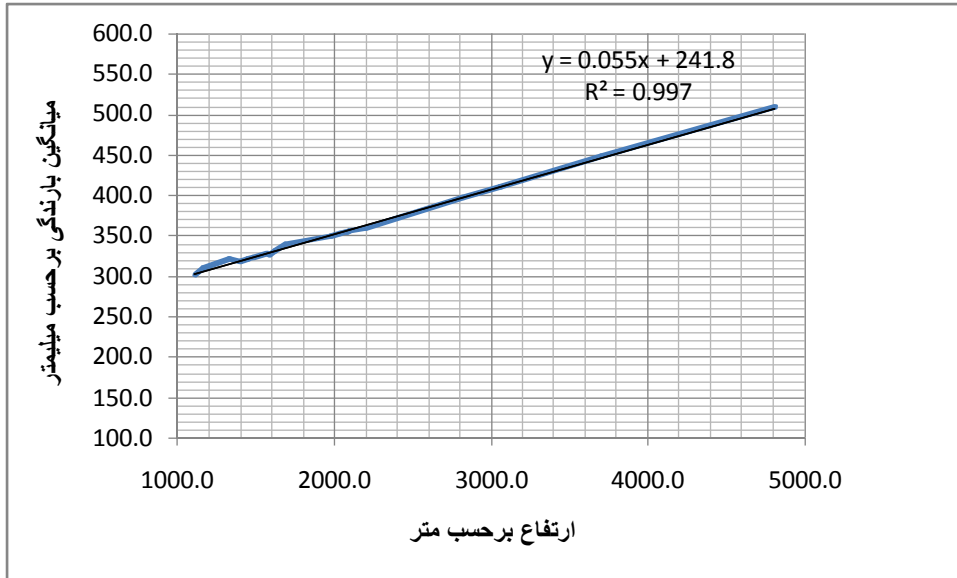
شکل (۳-۲) - برگه مشگین‌شهر با هاشور نمایش داده شده است و نقاط سبز رنگ که با نوشته همراه است، محل ایستگاه هواشناسی است.

جدول (۳-۱) - میانگین بارندگی سالیانه در ایستگاه‌های واقع شده در برگه مشگین‌شهر و برخی از ایستگاه‌های مهم اطراف. میزان بارندگی برحسب میلیمتر بیان شده است [http://arww.ir].

FID	X	Y	Z (m)	نام ایستگاه	بارندگی سالیانه (mm)
0	47.7	38.4	1568.5	مشگین شهر	327.7
1	48.0	38.0	1623.0	نیر	331.5
2	47.6	38.4	1405.0	مشگین و حومه	318.4
3	48.0	38.5	1160.0	ارباب کندی	310.7
4	48.0	38.0	1450.0	نیر	321.6
5	47.9	38.2	3061.0	آلوارس	410.3
6	47.7	38.3	2100.0	موئیل آب	356.3
7	47.9	38.0	2076.0	تک بلاغ	354.5
8	47.9	38.1	2038.0	لای	353.7
9	47.6	38.5	1110.0	قره باغلار	302.0
10	47.6	38.3	1592.0	مجنده	327.5
11	47.7	38.4	1485.0	مشکین شهر	323.0
12	47.6	38.4	2200.0	موئیل	360.4
13	47.9	38.0	2078.0	صائین	354.7
14	47.9	38.3	2821.0	شاپیل	398.0
15	47.7	38.3	1980.0	وله زیر	349.5
16	48.3	38.2	1332.0	اردبیل	321.8
17	48.1	38.2	1692.0	سرعین	339.8
18	47.9	38.3	3710.0	پناهگاه	449.0
19	47.8	38.2	4811.0	قله سبلان	509.2

به طور کلی در منطقه سبلان مانند اکثر مناطق دنیا، ارتفاع با میزان بارندگی به طور مستقیم ارتباط دارد (شکل (۳-۳) مشاهده شود). معمولاً برای هر ۱۰۰ متر افزایش ارتفاع، ۱۰ میلیمتر افزایش بارندگی در نظر گرفته می‌شود. برای محاسبه مقدار بارش و همچنین حجم آن از روش‌های مختلف می‌توان استفاده کرد [سمتا، ۱۳۷۵] مانند:

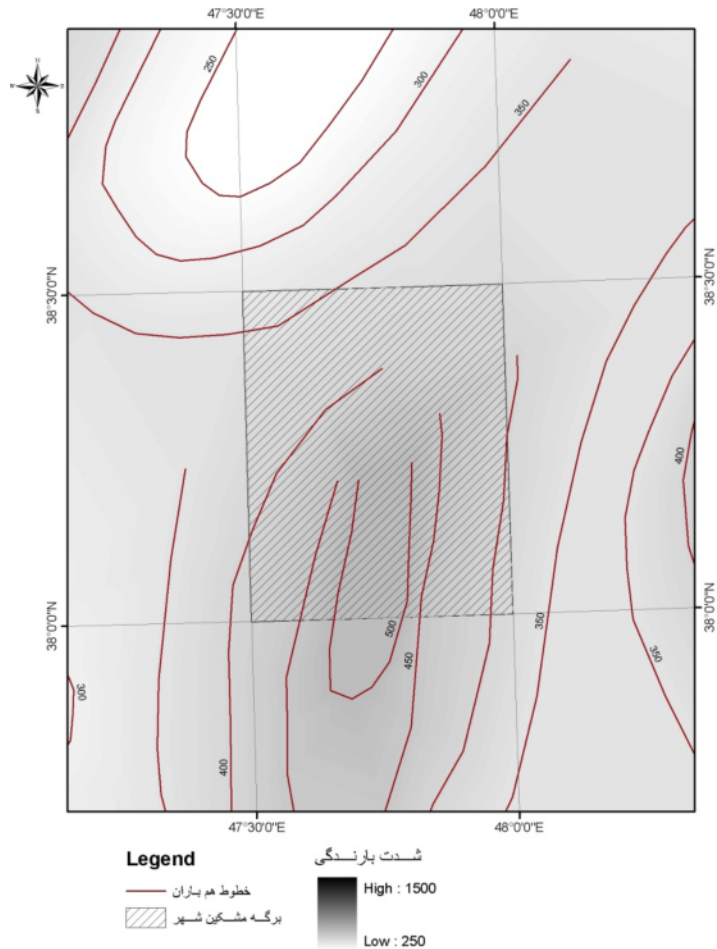
روش میانگین محاسبه‌ای، روش تیسن، روش همبارش (ایزوهیت)، روش گرادیان آلتی متریک و غیره که از این روش‌ها به شرح دو روش همبارش و گرادیان آلتی متریک می‌پردازیم:



شکل (۳-۳) - نمودار منحنی برازش میانگین بارندگی سالیانه برحسب تغییرات ارتفاع

۳-۳-۱- روش همبارش

منظور از منحنی‌های همبارش، مکان هندسی نقاطی است که مقدار بارندگی آن در زمان تداوم باران یکسان باشد. در این روش ابتدا باید ایستگاه‌های باران‌سنجی را روی یک نقشه مناسب نمایش داده، سپس خطوط همبارش را با توجه به مقدار بارندگی ایستگاه‌ها رسم کرد. منحنی‌های هم بارش در شکل (۳-۴) برای منطقه مورد مطالعه نمایش شده است. این نقشه توسط سازمان هواشناسی کشور تهیه و ارائه شده است. نقشه هم بارش، بارشهای سالانه را که حدوداً از ۲۵۰ میلی‌متر بیشتر است، نشان می‌دهد. متأسفانه مقیاس این نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰۰ بوده و چندان اطلاعات دقیقی از میزان بارندگی در برگه مشگین‌شهر را برای تحلیل ارائه نمی‌کند. یا به عبارتی نمی‌توان از این اطلاعات، نقشه‌ای تحت عنوان نقشه شاهد تولید کرد، در این مورد در ادامه بحث خواهد شد.



شکل (۳-۴) - نمایش برگه ۱۰۰,۰۰۰ مشکین شهر بر روی منحنی‌های همبارش [سمت، ۱۳۷۵].

۳-۳-۲- روش گرادیان آلتی‌متریک

در منطقه سبلان با استفاده از نتایج حاصل از ارتفاع بارندگی مربوط به هر ایستگاه باران سنجی می‌توان خطی را در نظر گرفت و معادله آن را نوشت که این خط نمایانگر گرادیان آلتی‌متریک بارش که مقدار آن بر اساس محاسبه شیب خط برازش در شکل (۳-۳) برابر ۵۵ میلی‌متر برای هر ۱۰۰۰ متر است، می‌باشد.

با بدست آوردن معادله این خط و چگونگی ارتباط آن با ارتفاع منطقه، همان طور که در جدول ۳-۱ نشان داده شده است برای ارتفاع ۴۸۱۱ متر (قله سبلان) ۵۰۹ میلی‌متر بارش متوسط سالانه و برای ارتفاع ۱۳۳۲ متر (شهر اردبیل) این مقدار را می‌توان ۳۲۲ میلی‌متر در نظر گرفت. (جدول ۳-۱)

مشاهده شود.) در این رابطه مختصات دو نقطه سبلان (S) و اردبیل (A) را در نظر می‌گیریم که مختصات آنها بترتیب:

$$A=[p=322\text{mm}, h=1332\text{m}]$$

$$S=[p=509\text{mm}, h=4811\text{m}]$$

می‌باشد. در این صورت می‌توان معادله خط را از روی این دو نقطه بدست می‌آوریم:

$$P=ah+b$$

$$509=4811a+b$$

$$322=1332a+b$$

$$a=0.054\text{m or } 54\text{mm}$$

$$b=249\text{ mm}$$

$$P=0.054h+249 \quad (1-3)$$

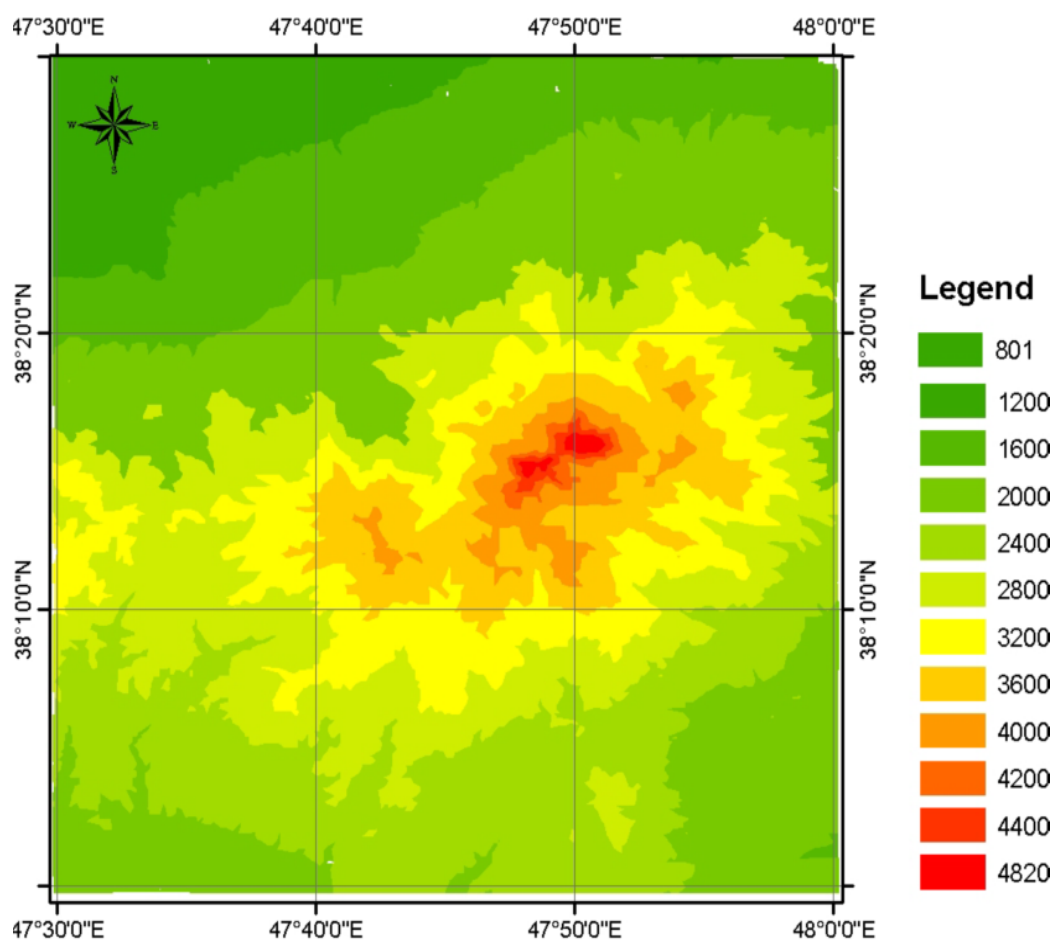
معادله (۱-۳) میزان بارش در ارتفاع h را محاسبه می‌کند. روش بهتر استفاده از معادله خط برازش است که در شکل (۳-۳) بدست آمده است.

$$P=0.055h+241.8 \quad (2-3)$$

همچنین می‌توان حجم میزان باریده شده را با ضرب کردن مقدار p در سطح اشغال شده توسط این ارتفاع بدست آورد، مطابق فرمول (۳-۳):

$$V(\text{m}^3) = S(\text{m}^2).P(\text{m}) \quad (3-3)$$

به منظور توسعه این فرمول‌ها به منطقه مورد مطالعه با توجه به اینکه توپوگرافی برگه ۱۰۰,۰۰۰ از سازمان جغرافیائی از قبل تهیه و رقومی شده بود. داده‌های برداری^۱ به صورت رستر^۲ در آمده و به تعداد ۱۱ کلاس به فواصل ۴۰۰ متری از نظر ارتفاع تقسیم شدند که نتیجه آن در شکل (۳-۵) مشاهده شود.



شکل (۳-۵) - تقسیم بندی ارتفاع به فواصل ۴۰۰ متر (راهنمای نقشه بر حسب متر است).

با توجه به فرمول (۳-۲) در هر کلاس میزان بارندگی بر حسب میلیمتر محاسبه شد که نتایج این محاسبات و همچنین کلاسه بندی توپوگرافی منطقه در جدول (۳-۲) ذکر شده است.

¹ Vector
² Raster

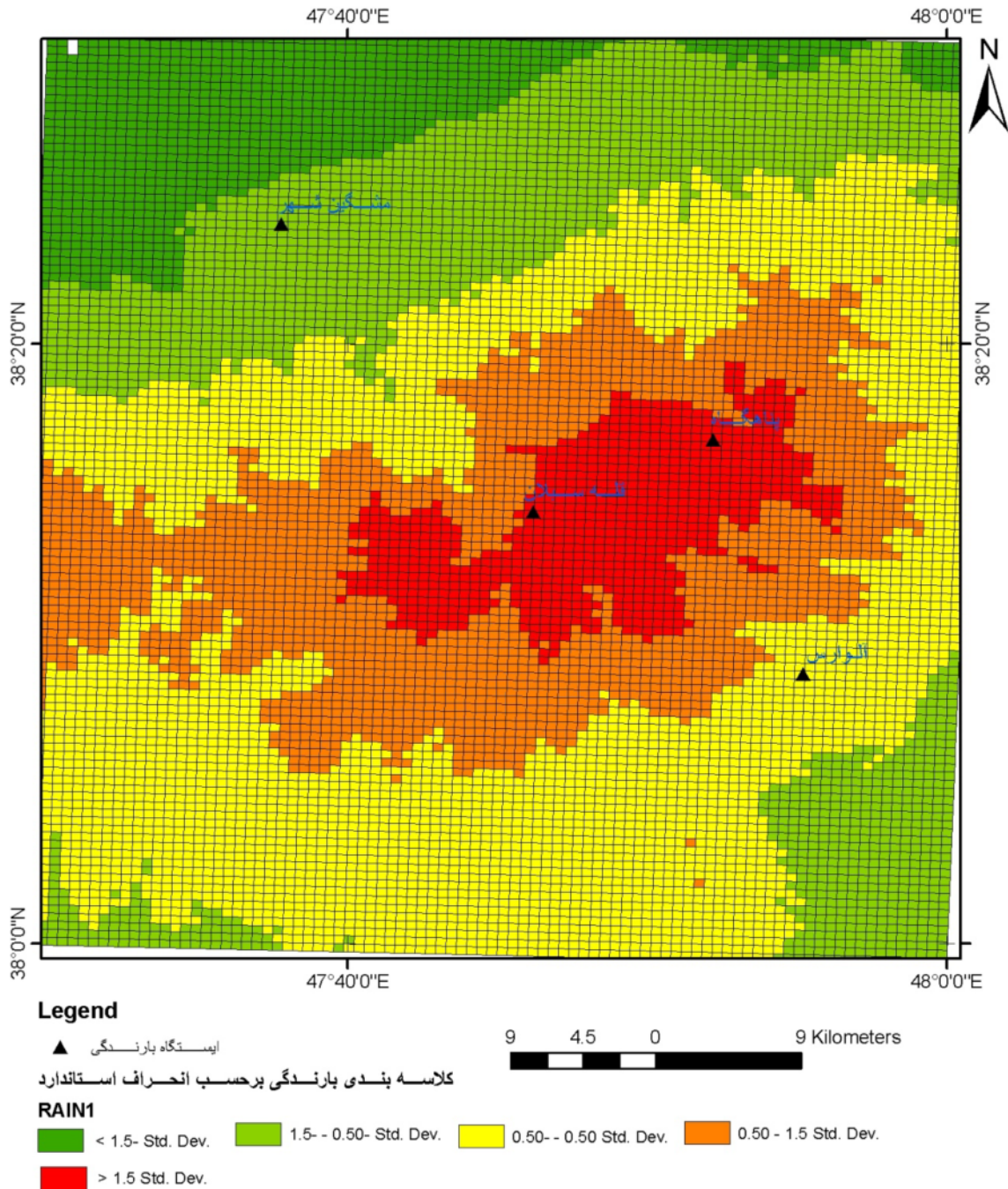
جدول (۳-۲) - محاسبه میانگین بارندگی با استفاده از روش گرادیان آلتی متریک.

کلاس	FROM ارتفاع	TO ارتفاع	بارندگی P (mm)
1	801	1200	308
2	1200	1600	330
3	1600	2000	352
4	2000	2400	374
5	2400	2800	396
6	2800	3200	418
7	3200	3600	440
8	3600	4000	462
9	4000	4400	484
10	4400	4820	507

به منظور مقایسه روش بالا و بررسی صحت این روش از فرمول برآورد معادله سه بعدی بارندگی سالانه در استان اردبیل فرمول (۳-۴) ذکر شده در وب سایت سازمان هواشناسی استان اردبیل [<http://arww.ir>] نیز استفاده شد.

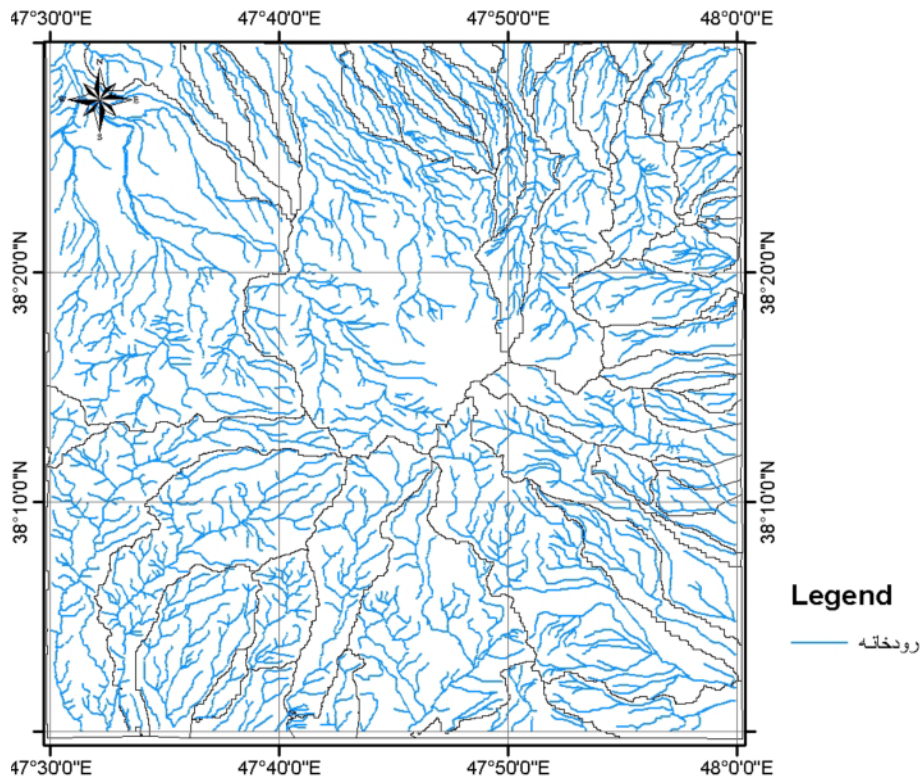
$$\text{بارندگی} = 807.5 - (X * 6.9) - (Y * 5.8) + (Z * 0.0511) \quad (۳-۴)$$

در فرمول (۳-۴) مقادیر X, Y, Z به ترتیب ارتفاع، عرض و طول جغرافیائی نقطه مورد نظر است. به منظور پیاده سازی این روش، ابتدا کل ناحیه برگه مشکین شهر به نواحی کوچکتر (مربع‌های ۵۰۰ در ۵۰۰ متر) تقسیم شد. سپس فرمول (۳-۴) بر نواحی کوچکتر اعمال شد و میزان بارندگی برای هر ناحیه جداگانه محاسبه گردید. شکل (۳-۶) نقشه بدست آمده را بعد از کلاسه بندی نمایش می‌دهد. نقشه‌های بدست آمده از تمامی روش‌ها (حتی روش همبارش) چندان تفاوتی با نقشه کلاسه‌بندی شده توپوگرافی شکل (۳-۵) نداشته و عملاً برای محاسبات مناسب نیست. با توجه به اینکه بارندگی‌ها در مسیر رودخانه‌ها جاری می‌شوند و در حوزه آبریز مخصوص به همان رودخانه حرکت نموده تا به منابع آب زیرزمینی بپیوندند.



شکل (۳-۶) - نقشه مدل بارندگی منطقه سبلان با استفاده از فرمول (۳-۴).

لذا سعی شد حوزه‌های آبریز منطقه مشگین‌شهر تهیه شود. به همین منظور از چهار برگه توپوگرافی ۱:۵۰,۰۰۰ که در برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر واقع شده است رودخانه‌ها و خطوط توپوگرافی رقومی شد و با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS حوزه‌های آبریز با دقت مطلوب تهیه شد شکل (۳-۷). مرز بین حوزه‌ها در شکل (۳-۷) به صورت خطوط سیاه رنگ نمایش داده شده است.

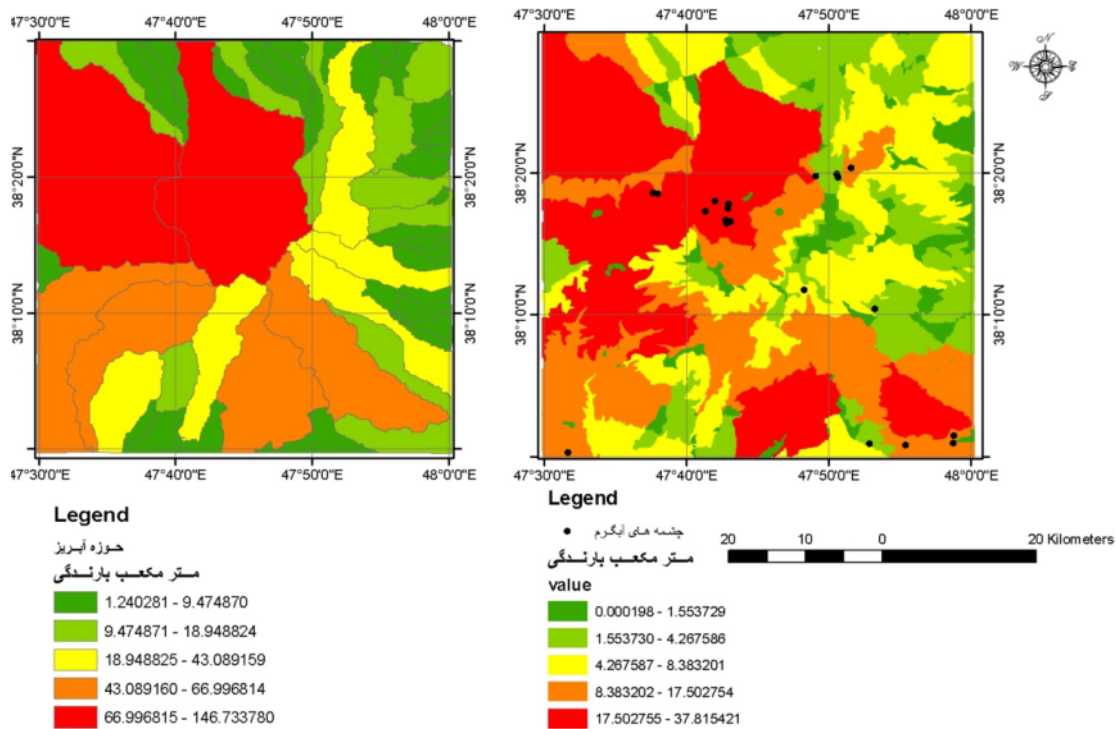


شکل (۳-۷) - حوزه‌های آبریز منطقه سبلان که با استفاده از نقشه ۱:۵۰۰۰۰ بدست آمده است. خطوط سیاه رنگ مرز حوزه‌ها را نمایش می‌دهد.

در مرحله نهائی با محاسبه اشتراک دو لایه حوزه آبریز و لایه کلاسه‌بندی شده توپوگرافی که میزان بارندگی در هر کلاس در قسمت جدول مشخصه، لایه اضافه شده است، مساحت هر قسمت جداگانه محاسبه شد و در عدد میزان بارندگی ضرب و در یک ستون از جدول مشخصه‌ها، به عنوان حجم بارندگی ثبت گردید [سمتا، ۱۳۷۵].

نتایج هر دو روش مربوط به روش گرادیان و فرمول (۳-۴) در شکل (۳-۸) مشاهده می‌شود. در این محاسبات از میزان بارندگی چشم پوشی شده است و فقط مناطق با توجه به حجم بارندگی کلاسه بندی شده‌اند. در شکل (۳-۸) مناطق قرمز رنگ از حجم بارندگی بالاتر برخوردار هستند. همین طور چشمه‌های آبگرم را بر روی شکل سمت راست به صورت نقاط سیاه رنگ مشاهده می‌کنیم. بیشترین تمرکز را روی مناطقی داریم که حجم بارندگی بیشتری دارند. که خود تأییدی بر درستی محاسبات

است. به همین منظور، نقشه حاصل شده از این محاسبات به عنوان یک لایه محاسباتی در نظر گرفته شد.



شکل (۳-۸) - نقشه سمت راست مربوط به روش گرادیان و نقشه سمت چپ با فرمول (۳-۴) محاسبه شده است.

۴-۴ - نتیجه گیری

در این بخش با استفاده از ابزار سامانه اطلاعات جغرافیایی و اطلاعات موجود در سازمان هواشناسی کشور با روش‌های مختلف نقشه هیدرولوژی منطقه سبلان تهیه شد. نکته مهم این است که با افزایش ارتفاع میزان بارندگی افزایش یافته و مدل بارندگی از مدل ارتفاعی قله سبلان پیروی می‌کند. لذا به منظور تهیه نقشه مناسب شاهد بارندگی، دو نقشه مدل بارندگی و نقشه حوزه آبریز برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر با یکدیگر ترکیب شدند و در نقشه تولید شده مناطق تفکیک شده با توجه به حجم بارندگی کلاسه بندی شدند.

فصل چهارم:

اکتشافات ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی

در منطقه و تولید و ارزیابی نقشه‌های مربوط

۴-۱- مقدمه

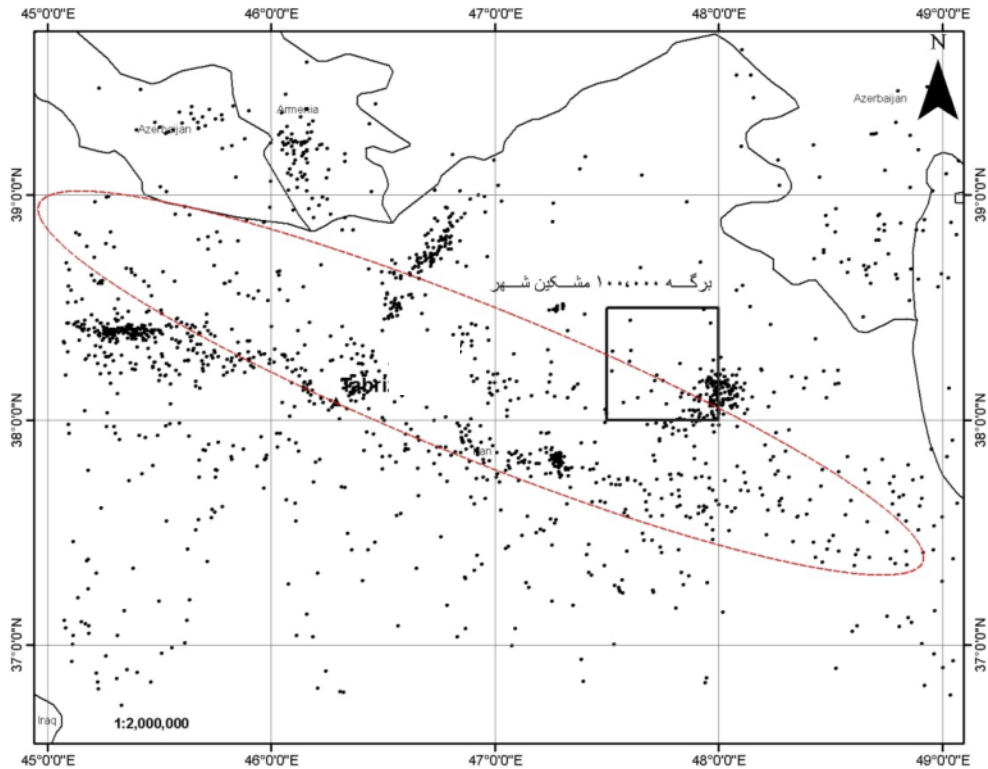
روش‌های ژئوفیزیکی مختلفی چه به صورت مستقیم یا غیر مستقیم برای اکتشافات منابع زمین‌گرمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد، که نوع روش انتخابی بستگی به عمق منبع زمین‌گرمایی و ویژگی‌های منطقه اکتشافی دارد [Palmason, 1976]. روش‌های مستقیم برای تعیین محل آنومالی حرارتی و روش‌های غیر مستقیم برای شناسایی ساختارها و مناطق متخلخل و آتره شده که در شناسایی مناطق مستعد زمین‌گرمایی اهمیت دارند، مورد استفاده قرار می‌گیرند. تعدادی از روش‌های اصلی که در زمینه ژئوترمال کاربرد زیاد داشته‌اند در جدول (۱-۱) ذکر شده است. با توجه به مطالب گذشته، داده‌های گرانی، مغناطیس هوائی، میکرو لرزه و مگنتوتلوریک از منطقه سبلان جمع‌آوری شد که در ذیل به جز داده‌های مگنتوتلوریک بقیه موارد به طور مفصل توضیح داده شده‌اند (داده‌های مگنتوتلوریک فقط بخش کمی از برگه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر را پوشش می‌دهد و این داده‌ها بیشتر برای بررسی‌های عمقی و مقطع قائم از زیر سطح زمین بکاربرده می‌شود. لذا در فصل آخر به همراه نتایج چاه‌پیمائی برای بررسی مناطق پربتانسیل مورد بررسی قرار می‌گیرند).

۴-۲- میکرو لرزه و لرزه‌خیزی منطقه

ایران در یک زون لرزه خیز و فعال تکتونیکی جای دارد. که بصورت نوار پهنی از کوه آلپ در اروپا آغاز و به کوه‌های هیمالیا و هندوچین می‌رسد. در این نوار نیز محدوده‌هایی وجود دارند که لرزه خیزی آنها بیشتر از جاهای دیگر است و زمین‌لرزه‌های ویرانگر و هولناکی روی می‌دهد که آثار آنها در گوشه و کنار دنیا گردآوری شده و بیشتر آنها در دسترس عموم قرار دارد.

در ایران نیز قسمتهایی با لرزه بیشتر و کمتر وجود دارد، منطقه آذربایجان یکی از مناطق با تعداد زیادی اپی‌سنتر لرزه است. جدای از ویرانگری و قدرت تخریب این زلزله‌ها در این بخش سعی بر آن شد ارتباط بین حضور چشمه‌های آبگرم و اپی‌سنتر لرزه مورد تحلیل قرار گیرد.

به همین منظور داده‌های لرزه مربوط به ۱۵ سال گذشته از سال ۱۹۹۳ تا سال ۲۰۰۵ از مؤسسه ژئوفیزیک دریافت شد. به منظور ارزیابی دقیق مکان روخداد لرزه و همچنین عمق و شدت از داده‌های قبل از ۱۹۹۰ صرف نظر شد، چون مختصات جغرافیائی دقیقی از آنها موجود نبود. این داده‌ها در شکل (۴-۱) به صورت نقاط سیاه رنگ نمایش داده شده‌اند، همچنین برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر با یک مستطیل مشخص شده است. همان طور که در شکل مشاهده می‌شود روند تکرار اپی‌سنترها دارای جهت شمال‌غربی- جنوب‌شرق است، با توجه به شکل (۴-۱) در منطقه سرعین که در ضلع جنوب‌شرقی منطقه مورد مطالعه قرار دارد یک زون فعال لرزه وجود دارد که بر کل منطقه تأثیر گذار است. همچنین به طرف ارتفاعات سبلان از لرزه خیزی کمتر می‌شود.



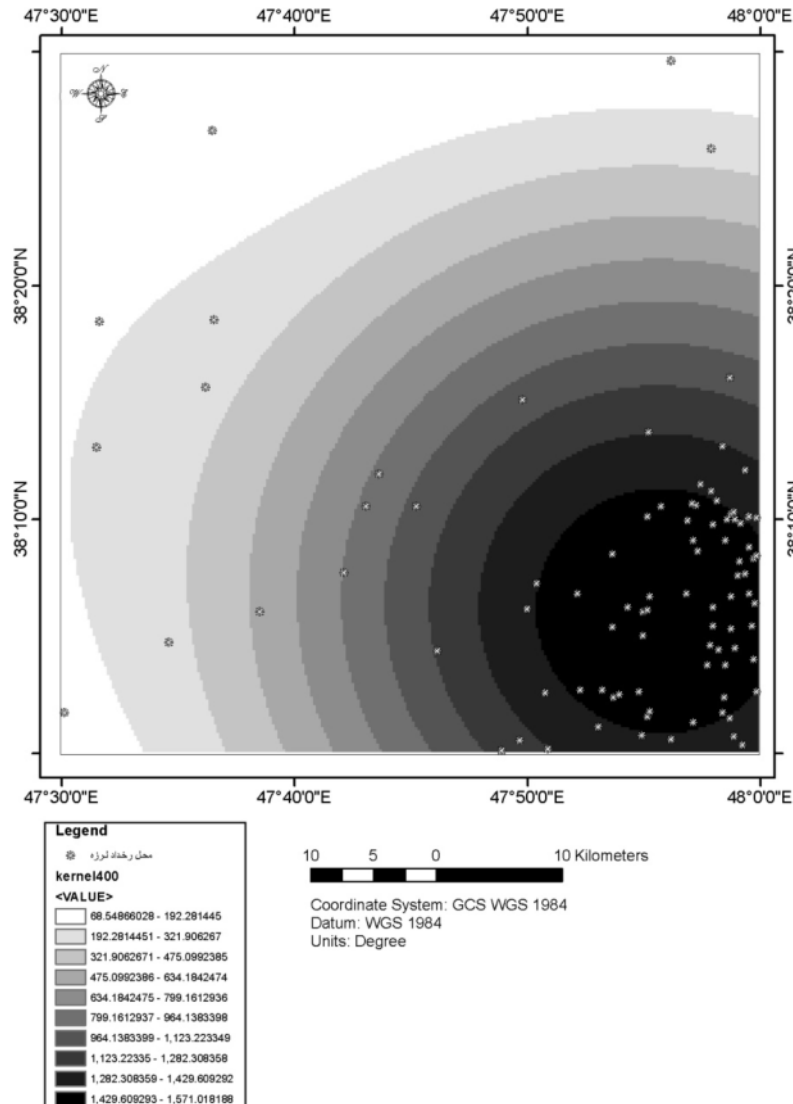
شکل (۴-۱) - نقاط سیاه رنگ محل ایبسنترهای لرزه و روند شمال غربی - جنوب شرقی که با خط چین مشخص شده است.

در این تحقیق سعی بر آن شد که لرزه‌هایی با عمق کمتر از ۱۰ کیلومتر در تحلیل مورد استفاده قرار گیرد، معمولاً منبع زمین‌گرمایی از عمق حداکثر ۵ کیلومتر تجاوز نمی‌کند به همین دلیل لرزه‌های مرتبط با این منابع در عمق‌های کم به وقوع می‌انجامد [Wibowo, 2006].

۴-۲-۱- تبدیل نقطه به ناحیه

با توجه به اینکه داده‌های لرزه به صورت نقاط ثبت شده‌اند و امکان ترکیب با دیگر لایه‌ها را ندارند، به همین منظور سعی بر آن شده است که عوارض نقطه‌ای به عوارض ناحیه‌ای (پلی‌گن) تبدیل شوند. نتیجه ایجاد یک لایه نقشه در حالت رستری یا در حالت برداری است که سپس می‌تواند به صورت یک سطح از نظر تکه‌ای نیمه‌پیوسته یا ناپیوسته تجسم یابد، نقشه تهیه شده از داده‌های نقطه‌ای سپس می‌تواند با دیگر نقشه‌ها برای تجزیه و تحلیل و مدل‌سازی ترکیب شوند.

تبدیل نقطه به ناحیه به راه‌های متعددی انجام می‌گیرد و به اینکه عوارض مورد نظر طبیعی یا مصنوعی باشند بستگی دارند. از جمله این روش‌ها می‌توان تهیه نقشه چگالی و روش مثلث‌بندی را نام برد. در هنگام تهیه نقشه‌های تراکم نقاط، هدف ایجاد مدلی رقومی از یک سطح است، اما ارتفاع سطح یاد شده مقدار خصوصیت نقطه‌ای مورد نظر نیست. بلکه تراکم نقاط یا تعداد نقاط در واحد سطح است (مثلاً تعداد رخداد لرزه در یک کیلومتر مربع). یک روش ساده برای ایجاد یک سطح، استفاده از یک نقشه شبکه‌بندی شده است، که در این نقشه ناحیه مورد مطالعه با پلی‌گون‌هایی با مساحت مشخص پوشش داده می‌شود و تعداد نقاط رخداد لرزه در هر یک از این سلول‌ها شمارش می‌شود. در این شبکه می‌توان از سلول‌های مربعی یا دایره‌ای استفاده شود. مقدار تراکم در هر سلول عبارت است از تعداد نقاط واقع در سلول تقسیم بر مساحت سلول. واضح است که نتایج به مساحت و اثرات مرزی بستگی دارد. به موازات کوچکتر شدن پنجره به طور تدریجی، سطح چگالی (تراکم) در نهایت به عوارض نیزه مانند با مقدار یک و در محل نقاط و با ارزش صفر در دیگر جاها کاهش پیدا می‌کند. همچنان که مساحت افزایش پیدا کند به تدریج سطح تولید شده هموارتر می‌شود و در نهایت به مقداری برابر با تراکم نقطه‌ای میانگین برای کل ناحیه می‌رسد. هدف از تهیه نقشه تراکم در این بخش ارائه نقاط لرزه به صورت ناحیه‌ای است. این لایه نقشه می‌تواند در پایگاه داده‌ای مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرد [بونهام کارتر، ۱۳۷۹]. شکل (۴-۲) نتیجه تهیه نقشه تراکم را از منطقه سبلان نمایش می‌دهد. این نقشه با استفاده از ابزار تحلیل مکانی در نرم‌افزار ArcView تهیه شده است.



شکل (۴-۲) - نقشه تراکم از توزیع محل رخداد لرزه در منطقه مورد مطالعه.

۳-۴ - مغناطیس

در روش مغناطیس اختلاف در میزان مغناطیس‌پذیری سنگ‌های سطح زمین مورد بررسی قرار می‌گیرد. در اکتشافات هیدروکربنی برای شناسایی ساختارها و لیتولوژی زمین از روش مغناطیس استفاده می‌شود. در شناسایی سنگ‌های بازالتی که جزو سنگ‌های آتشفشانی نزدیک به سطح هستند می‌توان از روش‌های مغناطیس استفاده کرد. (به دلیل تمرکز زیادی از مگنتیت در این نوع سنگ‌ها). معمولاً منابع ژئوترمال در مجاورت سنگ‌های آتشفشانی قرار دارند که روش مغناطیس‌سنجی در

تعیین محل آنها موفق عمل می‌کند. دیگر کاربرد مغناطیس در به نقشه در آوردن آلتراسیونهای هیدروترمال است که با کاهش مغناطیس شدگی این زون‌ها همراه است.

مثالهای متنوعی را در منبع‌های قدیمی می‌توان مشاهده کرد که کاربرد مغناطیس‌سنجی را در اکتشاف منابع ژئوترمال نشان می‌دهد. دلیل عمده کاربرد روش مغناطیس را شناسائی گسل‌های پنهان که عامل اصلی در انتقال آب‌های گرم به سطح زمین است می‌توان دانست. ولی با توجه به ارتفاع برداشت که به خصوص در برداشتهای هوایی بسیار زیاد است، به این داده‌ها نمی‌توان اعتماد داشت چون به دلیل طبیعت دوقطبی بودن مغناطیس چندین تفسیر از داده برداشت شده می‌توان حاصل کرد. با این وجود امروزه یک داده مثلاً گرانی یا مغناطیس تعیین کننده نیست و روش‌های اکتشافی با شیوه‌های متفاوت با یکدیگر ترکیب شده و در نهایت عدم قطعیت را کاهش می‌دهند [Gupta and Sukanta, 2007].

۴-۳-۱- برداشت مغناطیس

برداشت داده بر حسب وسعت زمین‌های مورد تجسس می‌تواند در مقیاس‌های مختلف به اجرا درآید. در مطالعات شناسایی برداشتهای در مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ تا ۱:۵۰,۰۰۰ صورت می‌گیرد. ولی همواره منطقه مورد مطالعه با وسعت بیشتر از ۲۵۰۰ کیلومتر مربع را به ندرت با عملیات صحرائی و برداشت زمینی مورد تجسس قرار می‌دهند. به همین منظور هواپیما یا چرخ‌بال مورد استفاده قرار می‌گیرد که در این روش سنجنده در یک محفظه استوانه‌ای ایرودینامیکی به نام پرنده قرار داده می‌شود و توسط کابل به دنبال هواپیما یا چرخ‌بال وصل می‌شود و در کاهش دریافت نوفه روشی موثر شناخته شده است [Telford, 1990]. اطلاعات حاصل در این مقیاس مربوط به ساختارهای بزرگ زمین‌شناسی مدفون در زیر رسوبات، سنگ‌های پایه آذرین (بویژه سنگ‌های بازیک و فوق بازیک) و ساختمان‌های زمین‌شناسی مانند گسل‌های اصلی منطقه است. در بسیاری از کشورها برای کل مساحت آن کشور نقشه‌های هوابرد مغناطیسی در راستای شناسایی و نیز در ارتباط با هدف‌های اکتشافی تهیه شده است [نوروزی، ۱۳۸۸].

۴-۳-۲- برداشتهای مغناطیس هوایی

برداشتهای مغناطیس برای سطوح وسیع با مگنتومترهایی که توسط هواپیما یا چرخ‌بال حمل می‌شوند انجام می‌شود. کیفیت این داده‌ها به مراتب از برداشتهای زمینی بهتر است و همچنین با هزینه کمتری در مدت زمان کوتاه منطقه وسیعی را می‌توان برداشت کرد. این عوامل باعث پیشرفت‌های گسترده‌ای در این حیطة شده است. اولین تجربه این برداشتها مربوط به استفاده از یک بالن و یک گیرنده است که در سال ۱۹۲۱ میلادی در کشور سوئد روی یک کانسار شناخته شده انجام شد. در زمان جنگ جهانی دوم گیرنده فلاکس‌گیت برای مطالعات دریائی مورد استفاده قرار گرفت و در دهه ۵۰ میلادی برای برداشتهای هوایی مورد استفاده قرار گرفت. در دهه ۶۰ میلادی دستگاه بخار سزیم و روبیدیم به کار گرفته شد [Telford, 1990]. امروزه حساسیت مگنتومترهای هوابرد بیشتر از دستگاه‌های مشابه مورد استفاده در مطالعات صحرایی است که در بعضی دستگاههای هوابرد تا ۰/۱ نانوتسلا هم می‌رسد. دو دلیل برای در نظر گرفتن این حساسیت وجود دارد، نخست داشتن فضای کافی برای تجهیزات هوابرد در محیط هواپیما و دوم به علت برداشت در ارتفاع زیاد و در نتیجه دور شدن از هدف مورد نظر برای دستیابی به مقادیر دقیقتر لازم است که از دستگاه‌های با دقت بالا استفاده شود. به طور کلی برداشتهای هوابرد برای اندازه‌گیری میدان کلی طراحی می‌شوند و به همین دلیل تفسیر آنها مشکلتر از تفسیر داده‌های صحرایی مؤلفه قائم یا افقی میدان مغناطیسی است [Telford, 1990].

بین سال‌های ۱۹۷۷ و ۱۹۷۹ دو پیمایش هوایی مغناطیسی با حساسیت بالا توسط سرویس‌های هوایی تگزاس هاوستین^۱ برای سازمان زمین‌شناسی ایران صورت گرفت. این دو پیمایش بیشتر قسمت‌های ایران را تحت پوشش قرار داد و هدف این طرح بدست آوردن اطلاعات بیشتری از تکتونیک و زمین‌شناسی ناحیه‌ای ایران و نیز تعیین زون‌های مساعد جهت اکتشاف تفصیلی کانی‌ها و هیدروکربن‌ها بوده است. پیمایش‌های صورت گرفته در سال‌های ۱۹۷۴-۱۹۷۵ و ۱۹۷۶-۱۹۷۷ به

۱- Texas Houston

ترتیب شامل ۸۵۰۸۹ و ۱۶۲۶۱۲ کیلومتر خط پروازی با فاصله خطوط پروازی تقریبی ۷/۵ کیلومتر و فاصله خطوط کنترلی ۴۰ کیلومتر و ارتفاع ۲ کیلومتر بوده است. هواپیمای به کار رفته یک هدایت‌گر هوایی دو موتوره بوده که یک مگنتومتر بخار سزیم^۱ با حساسیت ثبت ۰/۰۲ گاما را حمل کرده است. نتایج این پیمایش‌ها به صورت نقشه‌های کنترلی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ ارائه شده است. به‌منظور تهیه این نقشه‌ها گرادیان ناحیه‌ای میدان مغناطیسی با استفاده از مدل‌های کروی در مراحل اصلی پردازش داده‌ها و قبل از ترسیم منحنی‌های میزان کسر گردیده است [وزارت معادن و فلزات، ۱۳۶۷].

داده‌های مغناطیسی برداشتی در منطقه سبلان سالهای گذشته توسط سازمان زمین‌شناسی طی قراردادی با سازمان انرژی‌های نو مورد تفسیر قرار گرفته بود. که متأسفانه نیمی از برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر را پوشش می‌دهد به همین منظور از داده‌های خام به منظور تهیه لایه مغناطیس استفاده شد.

۴-۳-۳- کاربرد مغناطیس در اکتشافات زمین گرمایی

برای بهتر توضیح دادن ارتباط منابع ژئوترمال و مغناطیس سنجی به طور مختصر کار اکتشافی که در سال ۱۳۷۵ در منطقه سرعین برداشت شده است توضیح داده می‌شود. با تکیه بر اینکه از روش مغناطیس همانند روش گرانی در مرحله شناسایی برای بررسی زون‌های گسله‌ای و شکستگی استفاده شده است. در منطقه سرعین که در ضلع جنوب‌شرقی نقشه مشگین‌شهر قرار دارد بررسی‌های اولیه نشان داد که علاوه بر شناسایی زون‌های گسله‌ای، با توجه به تغییر خودپذیری مغناطیس سنگ‌هایی که در تماس با آب‌های گرم قرار دارند نسبت به سنگ‌های خشک، می‌توان از روش مغناطیسی برای شناسایی زون‌های حاوی آب گرم استفاده کرد.

از نظر زمین شناسی جواترین واحد شامل کنگلومرهای کواترنر همراه با آلویوم‌های رودخانه‌ای است که بخش وسیعی را در منطقه سرعین پوشانده است. روانه‌های آندزیتی و کوارتزلاتیتی به همراه قطعه‌های توفی، لاپیلی و سایر اجزای آتشفشانی- رسوبی، سازند نسبتاً ضخیمی را در منطقه سرعین

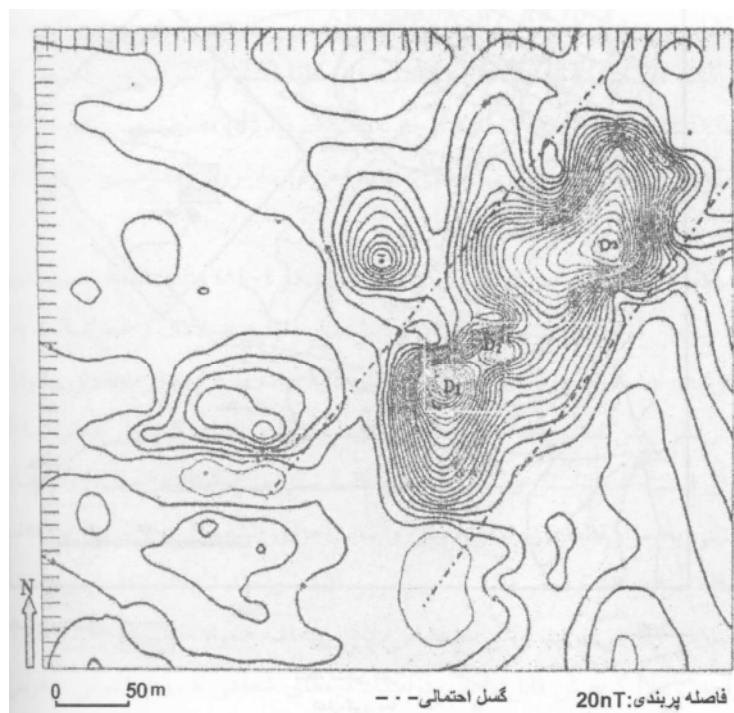
۱- Cesium Vapor

تشکیل می‌دهند که مهمترین آنها واحد Ng^{t2} است. این واحد آتشفشانی رسوبی تناوبی از لاپیلی توف، برش آتشفشانی، لاهار و ماسه همراه مقادیری آهک و شیل‌های رسوبی است. واحد Ng^{t2} گسترش قابل توجهی در امتداد دره‌های شعاعی با روند شرقی- غربی یا شمال‌غرب- جنوب‌شرقی دارد و با توجه به درصد اکسیدهای آهن آن از نظر مغناطیسی دارای خاصیت پارامغناطیس است. در سال ۱۹۷۷ میلادی شرکت تهران برکلی این منطقه را آنومال برای حضور منابع ژئوترمال براساس داده‌های گرانی معرفی کرده بود. بر همین اساس برداشت مغناطیس زمینی در سال ۱۳۷۵ در این منطقه در مقیاس بزرگ انجام گرفت.

برداشت در نزدیکی یکی از چشمه‌های آب گرم شهر سرعین و مشاهده افت مشخص مغناطیس نسبت به مقدار متوسط منطقه شروع می‌شود. پس از آن منطقه‌ای به وسعت ۱۶ کیلومتر مربع با یک شبکه برداشت مستطیلی ۱۰۰ در ۵۰ متر پوشش مورد برداشت قرار می‌گیرد. پس از حذف میدان زمینه و اثر ناحیه‌ای دو بی‌هنجاری مغناطیسی مشخص با مقادیر منفی بدست آمد. این دو بی‌هنجاری یکی در گوشه جنوب‌شرقی منطقه برداشت شده و چسبیده به شهر سرعین و دیگری در محدوده روستای ویلادرق قرار دارند. از این دو منطقه فقط بی‌هنجاری مغناطیسی واقع در محدوده شهر سرعین را مورد بررسی قرار خواهیم داد، که در شکل (۳-۴) تفسیر داده‌ها به صورت خطوط ایزولاین نمایش داده شده است.

بر روی شکل (۳-۴) سه منطقه D1, D2, D3 به عنوان مناطق با افت شدید مغناطیس معرفی شده‌اند. مرکز D1 با مقدار ۵۷۰- نانوتسلا بر چشمه آب گرمی است، که در نزدیکی ساختمان بوسار واقع در شهر سرعین قرار دارد. مرکز D2 با مقدار ۴۶۰- نانوتسلا مشخص شده بود که در سال ۱۳۷۵ گمانه‌ای به قطر ۶ اینچ در عمق ۱۸۰ متری به سفره آب گرم پر ذخیره‌ای (دبی ۱۰۰ لیتر بر ثانیه) با دمای ۵۷ درجه سانتیگراد برخورد کرد. همچنین دو نمونه از سازند Ng^{t2} که از اعماق مختلف گرفته شده بود از نظر خودپذیری مغناطیس مورد مقایسه قرار گرفت که نمونه عمق نزدیک به منابع گرمایی بسیار

خودپذیری کمتری نسبت به نمونه‌های سطح زمین داشت و این حاکی از افت میدان مغناطیسی در ارتباط با وجود آبهای گرم را توجیه می‌کند [انوروزی، ۱۳۸۸].

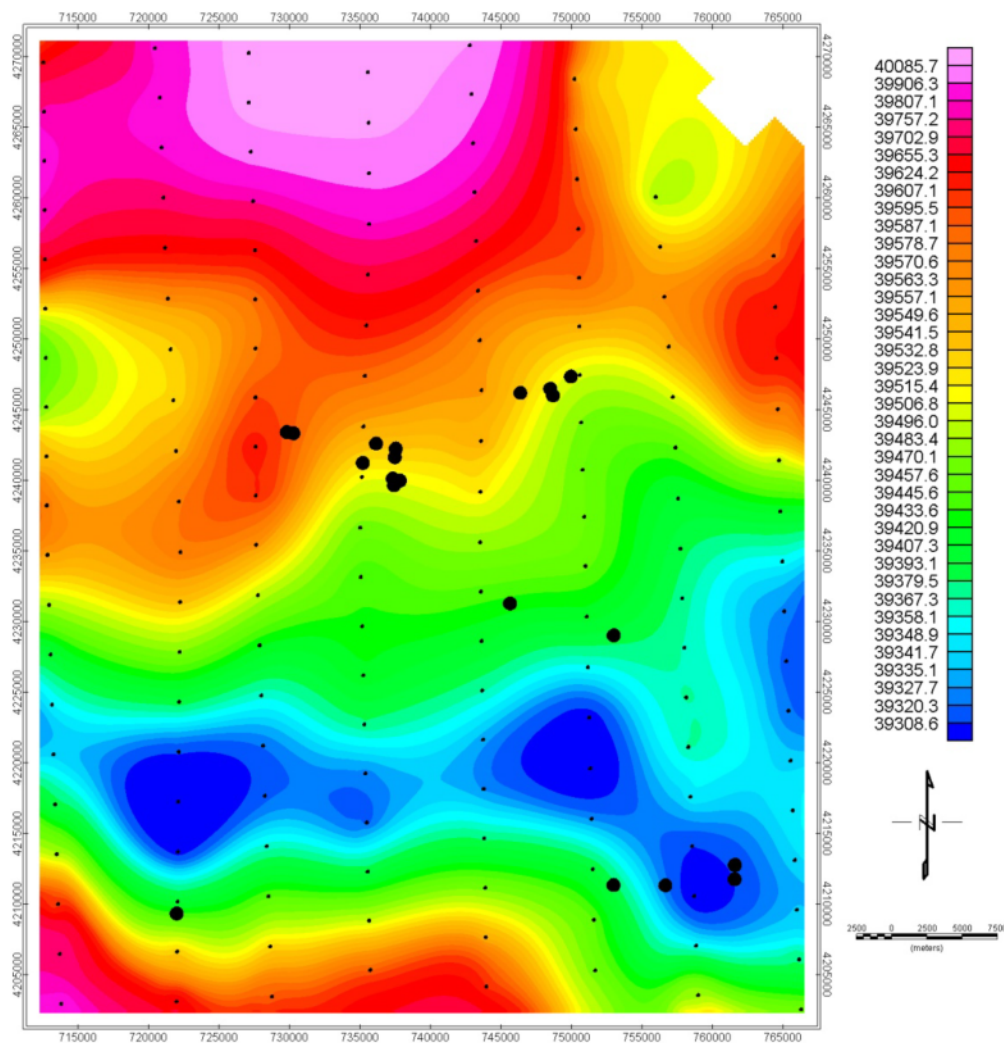


شکل (۳-۴) - بی‌هنجاری مغناطیسی واقع در محدوده شهر سرعین [انوروزی، ۱۳۸۸].

۴-۳-۴ - تهیه نقشه تغییرات شدت کل میدان مغناطیسی

نقشه هم شدت میدان مغناطیسی توسط نرم‌افزار ژئوسافت^۱ رسم شد که در شکل (۴-۴) نشان داده شده است. بر این اساس مناطق شمالی و جنوبی منطقه مورد مطالعه از شدت بیشتر و مناطق کم شدت که اغلب متمرکز است بر مناطق جنوبی کوه سبلان و منطقه سرعین رخنمون کلی دارند.

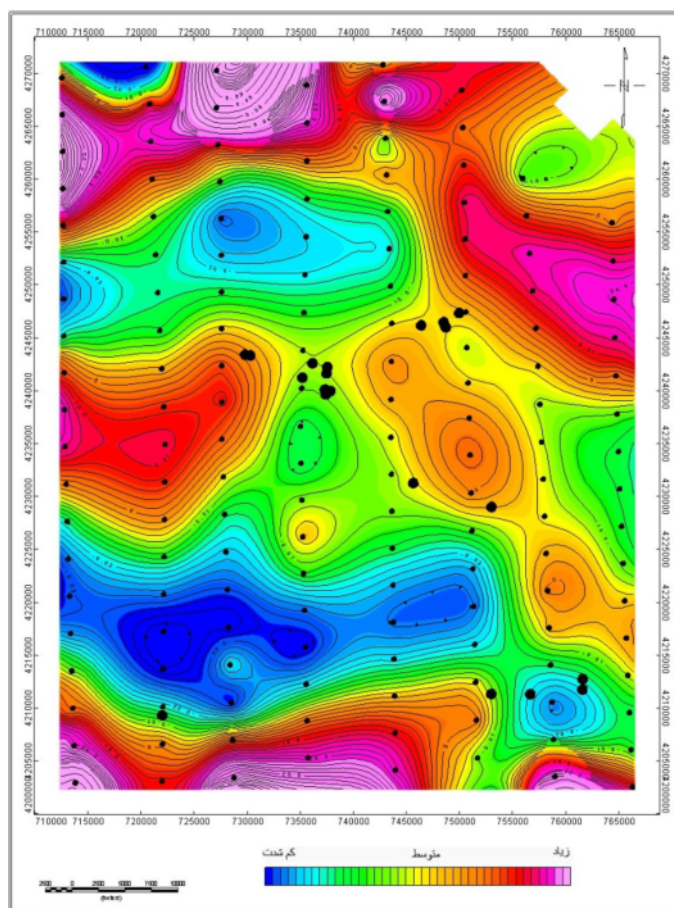
^۱ Geosoft



شکل (۴-۴) - شدت میدان کل مغناطیس در منطقه سیلان (نقاط سیاه رنگ با شدت کم محل نمونه‌برداری و نقاط سیاه رنگ با شدت زیاد محل چشمه آبگرم است).

به همین منظور برای بدست آوردن اطلاعات و جزئیات بیشتر جهت تفسیر، فرآیندهای تبدیلی و فیلترهای مختلفی به کار گرفته شد. از جمله فیلتر برگردان به قطب، روش مشتق قائم و افقی، روش ادامه فراسو و فروسو و دیگر فیلترهایی که در نرم‌افزار ژئوسافت طراحی شده است. در این بین روش مشتق اول قائم بیشتر مد نظر قرار گرفت، به دلیل اینکه بی‌هنجاری‌های مشاهده شده در نقشه‌های قبلی همچنان در نقشه مشتق قائم اول قابل مشاهده است، با این تفاوت که چون اثر بی‌هنجاری‌های بزرگ بر روی بی‌هنجاری‌های کوچکتر از بین رفته لذا در اینجا تجزیه توده‌ها را می‌توان مشاهده نمود

به طوری که بی‌هنجاری‌های کوچک و محلی بخوبی نمایان شده است. از این نقشه می‌توان برای تعیین خطواره و گسل احتمالی منطقه نیز استفاده کرد. شکل (۴-۵)



شکل (۴-۵) - مشتق اول قائم از شدت میدان کل مغناطیسی (نقاط کم رنگ سیاه محل نمونه برداری و نقاط پررنگ محل چشمه آبگرم).

۴-۴ - گرانی‌سنجی

گرانی‌سنجی یکی از مهمترین مطالعات ژئوفیزیکی در حوزه آتشفشانی سبلان است، که در سال ۷۶- ۷۸ میلادی توسط شرکت تهران برکلی انجام شد. در این سری اکتشافات از دستگاه گراویمتر Worden و ثقل‌سنج Lacoste- Rumberg استفاده شده است. دستگاه به کار برده شده توسط شرکت تهران برکلی با دقت سنجش ۴۷- ۷۴ میلی‌گال و از نوع دیجیتالی Lacoste- G بوده است.

۴-۴-۱- نقاط اندازه‌گیری و شبکه برداشت گرانی

مطالعات گرانی‌سنجی در حوزه سبلان در مساحتی بالغ بر ۸۳۰۰ کیلومترمربع و با انتخاب بیش از ۸۲۳ ایستگاه معین در طول ۲۸ پروفیل اکتشافی با طول تقریبی ۲۰۰ کیلومتر انجام یافته است. به منظور کنترل و اطمینان از صحت قرائت‌های گرانی، ۱۷۹ ایستگاه تکراری انتخاب شد که در کل ۱۸٪ کل ایستگاه‌ها را شامل می‌شد. لازم به ذکر است که تعداد کل ایستگاه‌ها بالغ بر ۱۰۲۵ ایستگاه بوده است و فقط در ۸۲۳ ایستگاه به طور منظم و در طول پروفیل‌های تعیین شده برداشت گرانی انجام شده است و اندازه‌گیری در سایر ایستگاه‌ها به صورت پراکنده و احتمالاً به منظور تکمیل اطلاعات بوده است. ایستگاه مبنا شبکه برداشت گرانی حوزه سبلان بر اساس ۵ ایستگاه در SOGB^۱ آذربایجان تنظیم گردیده است و دقت اندازه‌گیری گرانی هر ایستگاه با تقریب مثبت منفی ۰/۰۱ میلی گال بر اساس ۵ ایستگاه SOGB انجام گرفته است. مهمترین سایت گرانی انتخاب مبنا شبکه برداشت مذکور تحت نام جایگاه SOGB مشگین شهر- لاهرود در شمال غربی ایران است. زمان قرائت و انطباق مبنا در شبکه برداشت شرکت تهران برکلی هشتم آبان ماه ۱۳۵۶ خورشیدی بوده است (جدول (۴-۱) مشاهده شود) [Tehran Berkely, 1979].

جدول (۴-۱) - برداشتهای گرانی توسط شرکت تهران برکلی در طول سالهای ۷۸-۷۷ میلادی [Tehran Berkely, 1979].

Month	Positioning (Stations)	Profiles	Measuring (Stations)	Profiles
Shahrivar, 1977	184	-	-	-
Mehr, 1977	261	80 km	357	80km
Aban, 1977	64	-	141	-
Mordad, 1978	333	30km	272	25km
Shahrivar, 1978	183	90km	252	95km
Total	1025	200km	1022	200km

^۱second order gravity bases

۴-۴-۲- تصحیحات گرانی سنجی

مهمترین بررسی‌های گرانی پس از اندازه‌گیری پارامترهای شدت میدان جاذبه در ایستگاه‌های صحرائی شامل انجام یک سلسله تصحیحات گسترده و فراگیر است که متداولترین آنها عبارتند از:

۱- تصحیح دریافت دستگاه ثقل‌سنج و اثرات جزر و مدی (Tidal and drift correction).

۲- تصحیح ارتفاعی (شامل تصحیحات هوای آزاد و تصحیح لوح سنگی).

۳- تصحیح عرض جغرافیائی.

۴- تصحیح توپوگرافی.

لازم به ذکر است که تصحیح توپوگرافی وقت‌گیرترین و مهمترین تصحیح گرانی در بررسی‌های ژئوفیزیکی محسوب می‌گردد. ضمناً ضریب تصحیح توپوگرافی همواره دارای علامت + است و این بدان معنا است که مقدار این تصحیح می‌بایست به قرائت‌های صحرائی شدت میدان جاذبه اضافه شود.

مهمترین تصحیحات در بررسی‌های گرانی به شرح ذیل بیان می‌شود:

۱- رابطه تصحیح عرض جغرافیائی

$$Dg=0.818*\sin(2*\rho) \quad (1-4)$$

در این رابطه ρ عرض جغرافیائی می‌باشد و dg برحسب میلی‌گال بیان می‌شود.

۲- رابطه تصحیحات هوای آزاد:

$$Dg=0.3086* h \quad (2-4)$$

h اختلاف ارتفاع ایستگاه صحرائی با نقطه $base$ است (برحسب متر) و dg برحسب میلی‌گال است.

۳- رابطه تصحیحاتی لوح سنگی (تصحیح بوگه):

$$Dg=0.04188* \rho h \quad (3-4)$$

P مقدار چگالی مرفولوژی تحت پیمایش برحسب gr/cm^3 و dg برحسب میلی‌گال می‌باشد.

معمولاً ضریب محاسباتی تصحیح در مشاهدات صحرائی گرانی به قرار زیر است:

۱- اختلاف (اشتباه) تشخیص موقعیت در نقشه‌های ۱:۵۰,۰۰۰ معادل ± 50 متر و در نقشه‌های ۱:۲۵۰,۰۰۰ معادل ± 300 می باشد. محل خطا به ترتیب با مقادیر $\pm 0/04$ میلی گال و $\pm 0/24$ میلی-گال توسط خطاهای گرانی جایگزین می شود.

۲- ضریب خطای تغییرات ارتفاعی بطور تقریب $0/07$ میلی گال بر حسب متر محاسبه گردیده است.

۳- ضریب خطای پارازیت‌های توپوگرافی دارای مقادیر زیر است:

در مقیاس ۱:۵۰۰,۰۰۰ برابر $\pm 0/05$ میلی گال و در مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ برابر $\pm 0/5$ میلی گال است.

با توجه به تصحیحات نامبرده و ضرایب محاسباتی مذکور می توان مقدار احتمالی و رقمی تصحیح را برای بررسیهای گرانی و محاسبه آنومالی بوگه به شرح زیر بیان نمود:

در مقیاس ۱:۵۰۰,۰۰۰ برابر $\pm 0/086$ میلی گال و در مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ برابر $\pm 0/56$ میلی گال است

[Tehran Berkely, 1979].

۴-۳- بررسی داده‌های گرانی

شرکت تهران برکلی پس از تکمیل فعالیتهای صحرایی و انجام تصحیحات مورد نیاز در بررسیهای گرانی حوزه سبلان اقدام به رسم نقشه‌های متعدد نموده است که غالباً برای سه دانسیته رایج در حوزه مذکور تهیه شده‌اند. (چگالیهای رایج عبارتند از: ۲، ۲/۱۸، ۲/۴۰ گرم بر سانتیمتر مکعب) علت انتخاب این مقادیر بررسیهای تفصیلی در زمینه محاسبه چگالی متوسط در منطقه بوده است. به طوری که شواهد زمین‌شناسی و مطالعات ژئوفیزیکی حاکی از آن است که گدازه‌های آندزیتی، لایتی و بازالتی و کوارتزیت‌های حوزه سبلان دارای چگالی متوسط $2/4-2/7 \text{ gr/cm}^3$ بوده و واحدهای ولکانوسدیمتری این حوزه نظیر توفها و لاپیلی توفها و سایر رسوبات کلاستیکی وابسته با این گروه دارای چگالی میانگین $1/8-2/14 \text{ gr/cm}^3$ می باشند. به هر صورت نقشه آنومالی بوگه و باقی‌مانده و ناحیه‌ای و نیز نقشه تفسیر ساختارهای تکتونیکی حوزه سبلان بر اساس آنومالی باقی‌مانده از مشاهدات گرانی و با در نظر

گرفتن چگالی‌های ۲/۴، ۲/۱۸ و ۲ توسط شرکت تهران برکلی تهیه گردیده‌اند. که به طور مختصر به بررسی آنها پرداخته می‌شود [Tehran Berkely, 1979].

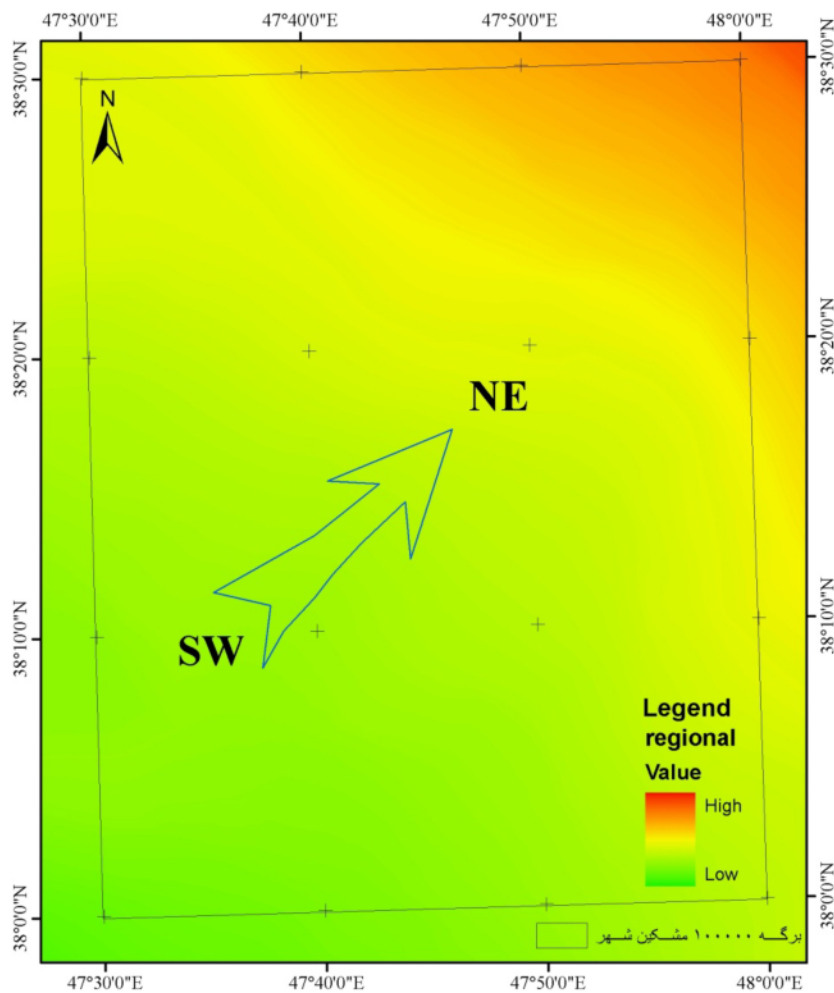
۴-۴-۴- نقشه آنومالی بوگه

نقشه آنومالی بوگه سبلان توسط شرکت تهران برکلی توسط دست با فاصله پربندی ۲/۵ میلی‌گال رسم شده و مشخص‌ترین عارضه این نقشه افزایش تدریجی مقادیر شدت میدان جاذبه از جنوب غرب به شمال شرق منطقه است. آنومالی‌های مثبت حاکی از وجود سنگ‌هایی با چگالی زیاد (غالباً سنگ‌های ولکانیکی با ترکیب مافیک تا حد واسط) و آنومالی‌های منفی حاکی از وجود رخنمون‌ها یا توده‌های زیر سطحی با چگالی کم (نظیر رسوبات کواترنری و واحدهای ولکانوسدیمتری) است. آنومالی‌های مثبت عمدتاً از حوزه مرکزی مخروط سبلان نشأت گرفته و تا بخش‌های غربی و شمال شرقی و ضلع جنوبی حوزه سبلان امتداد می‌یابند. آنومالی‌های منفی عمدتاً در بین حوزه‌های ولکانیکی اهر- مشگین‌شهر- لاهرود و نیز در مجاورت حوزه ولکانیکی نیر- اردبیل مشاهده می‌گردد. همچنین آنومالی نسبتاً بالا در حاشیه شمال غرب نقشه مشاهده می‌گردد [Tehran Berkely, 1979]. با توجه به اینکه این نقشه با دست رسم شده بود و فواصل خطوط توپوگرافی به درستی رسم نشده و اعداد نوشته شده قابل خواندن نبود، از رقومی کردن و ارائه این نقشه در اینجا صرف نظر شد.

۴-۴-۵- آنومالی ناحیه‌ای

در روش‌های اکتشافی گرانی روش‌های متعدد و متعارفی وجود دارد که می‌توان به واسطه آنها اثر آنومالی‌های سطحی و توده‌های زیر سطحی کم عمق را حذف یا تعدیل نمود و بدین ترتیب پارامترهای مستمر از شدت میدان جاذبه زمین در بخش‌های عمیق‌تر یک منطقه را مطالعه و بررسی نمود. این‌گونه روش‌های تلفیقی از تئوری‌های فیزیکی و اعمال ریاضی است و مهمترین الگوی پیشنهادی در این قبیل محاسبات روش گسترش رو به بالا می‌باشد. به ترتیبی که در آن با در نظر گرفتن یک سطح مشخص تمام مقادیر اندازه‌گیری شده از شدت میدان را نسبت به سطح مذکور می‌سنجند و اصطلاحاً

عمل گسترش انجام می‌شود [Telford, 1990]. شکل (۴-۶) آنومالی ناحیه‌ای حوزه سبلان را برطبق الگوهای گسترش بالا نشان می‌دهد. در این شکل آنومالی‌های ناحیه‌ای از جنوب غرب نقشه به آنومالی‌های مثبت در شمال شرقی آن مبدل می‌شوند. روند تدریجی افزایش آنومالی‌های گرانی حکایت از اثر پارامترهای ناحیه‌ای (توده‌های زیر سطحی چگال و عمیق) در مناطق مختلف حوزه سبلان دارد. و به طور خلاصه می‌توان گفت که سنگ پایه حوزه سبلان در ضلع شمالی و شمال شرقی آن چگالتر از ضلع جنوب و جنوب غربی حوزه است و این امر در تفسیرهای ژئوفیزیکی و استنتاج‌های زمین‌شناسی حائز اهمیت است.

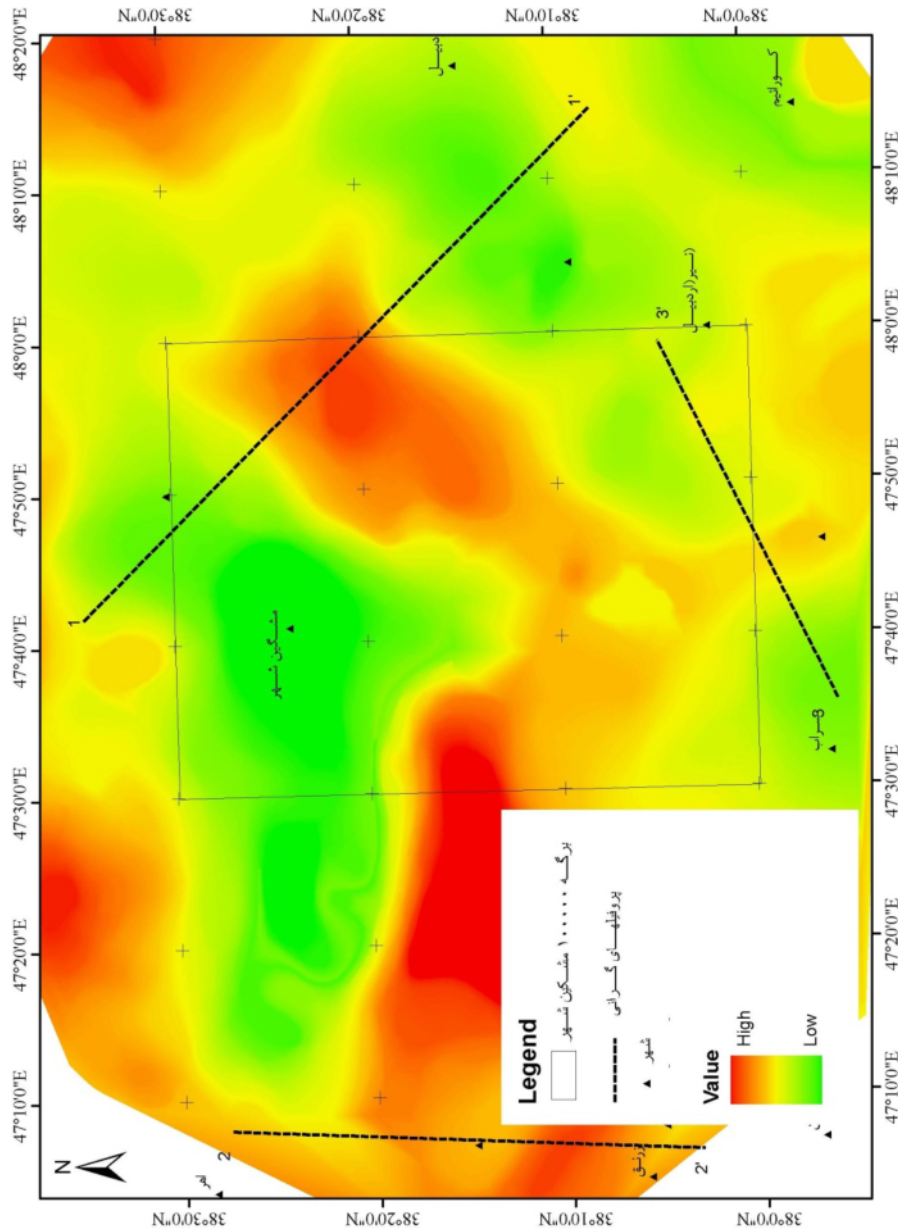


شکل (۴-۶) - آنومالی ناحیه‌ای در منطقه سبلان. فلش آبی رنگ جهت افزایش گرانی را از جنوب غرب به سمت شمال شرق نشان می‌دهد.

۴-۴-۶- آنومالی باقیمانده

یکی از روش‌های محاسبه آنومالی‌های باقی‌مانده در بررسی‌های گرانی یک منطقه انجام عمل گسترش رو به پایین با استفاده از فیلتر مشتق دوم است. در روش گسترش رو به پایین از میانگین شدت‌های میدان جاذبه یک کمان (با دایره‌ای به شعاع مشخص و معمولاً معادل شبکه برداشت منطقه اکتشافی) در روی نقشه آنومالی بوگه گرفته می‌شود که منجر به محاسبه آنومالی‌های باقی‌مانده در مرکز آن کمان یا دایره می‌گردد [Telford, 1990]. بدین ترتیب اثر میدان‌های جاذبه‌ای بخش‌های عمیقتر (آنومالی‌های ناحیه‌ای) کاهش یافته و آنومالی‌های موضعی مربوط به توده‌های زیرسطحی کم عمق بطور شاخص تظاهر می‌یابند (عکس عملیات گسترش رو به بالا). بدین ترتیب نقشه آنومالی باقی‌مانده نقطه مقابل نقشه آنومالی ناحیه‌ای یک منطقه است. آنومالی‌های باقی‌مانده در اکتشاف ذخایر معدنی و تفسیر زمین‌شناسی مربوط به آن نقش بسزایی دارند. از این نقشه می‌توان در تفسیر ساختارهای زمین‌ساختی و شناسایی مرز گسل‌های موجود در پوسته استفاده نمود [Telford, 1990]. با تلفیق و مقایسه نقشه‌های آنومالی ناحیه‌ای و باقیماند می‌توان به نتایج ارزنده‌ای در زمینه بررسی ژئوترمال‌های حوزه ولکانیکی سبلان دست یافت. عموماً عمق تجسس آنومالی‌های گرمابی بین ۲ تا ۸ کیلومتر از سطح زمین در تغییر است و اثر گرانی این گونه پتانسیل‌ها معمولاً در بخش‌های عمیق پوسته به وسیله ساختمان‌های لیتولوژیکی و زمین‌ساختی گسترده تضعیف گردیده و این عوامل مانع از تظاهر گرانی بخش عمده‌ای از چشمه‌های معدنی گرم گردیده است. لذا تفکیک دو نقشه آنومالی ناحیه‌ای و باقی‌مانده از نقشه آنومالی بوگه در شناسایی توده‌های زیر سطحی و عمیق مزاحم از آنومالی‌های گرمابی کم عمق موثر است. بطور خلاصه می‌توان گفت که اثر واحدهای ساختمانی عمیق در آنومالی بوگه بصورت فیلتراسیون گسترش به بالا شاخص‌تر می‌گردد و این در حالیست که اثر توده‌های آنومالی گرمابی (سفره‌های گرم در اعماق ۲-۸ کیلومتر) به وسیله فیلتراسیون مشتق دوم متمایز خواهد شد. نقشه آنومالی باقیمانده در منطقه مشکین‌شهر شکل (۴-۷) آنومالی‌های کم چگال فراوانی

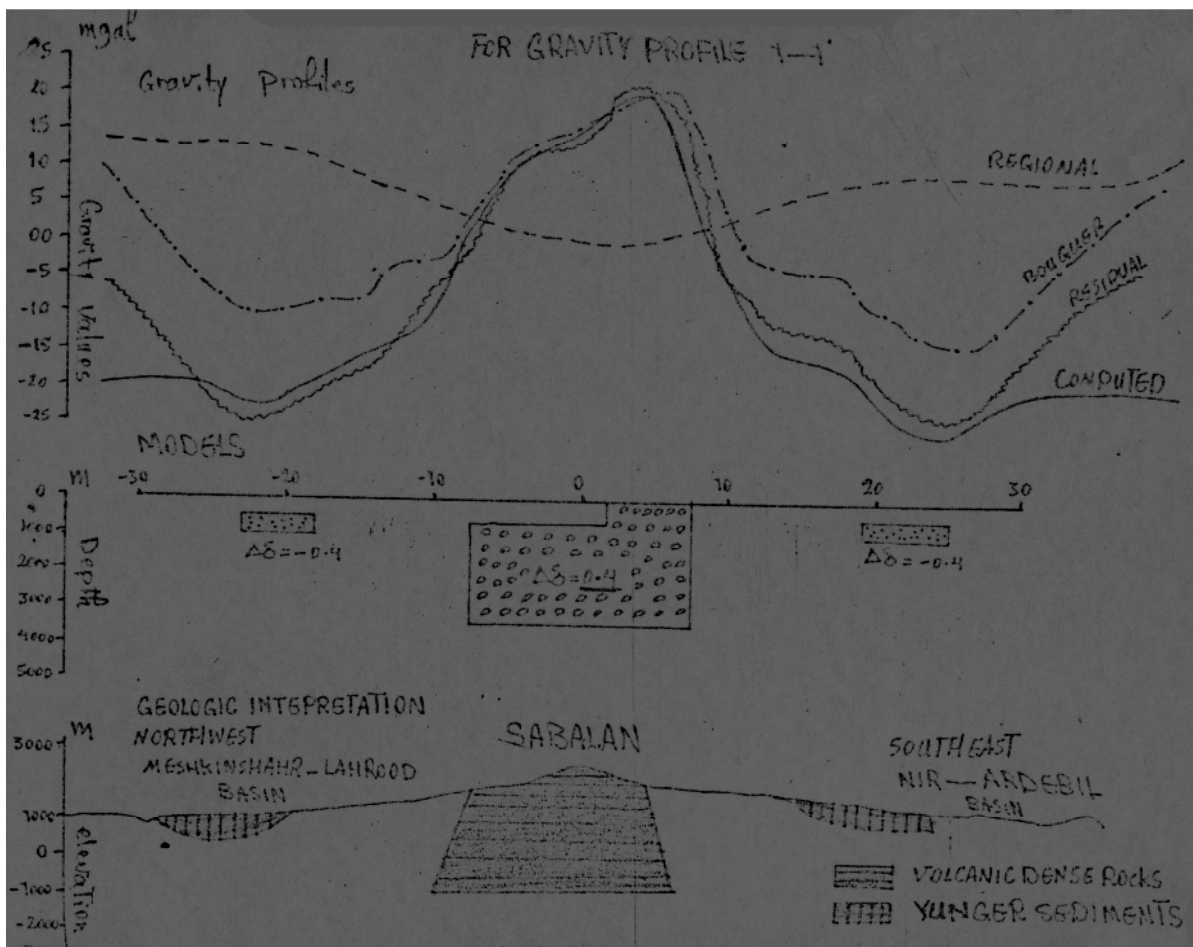
را نشان می‌دهد که در تغییر ساختمان و لیتولوژی آن می‌توان از وجود تشکیلات جوان رسوبی و لایه‌های توفی این منطقه نام برد [Tehran Berkely, 1979].



شکل (۴-۷) - نقشه آنومالی باقی مانده در حوزه سبلان، پروفیل‌های رسم شده توسط شرکت تهران برکلی با خطچین مشخص شده است.

۴-۷- بررسی مدل‌های دو بعدی از آنومالی‌های گرانی در امتداد پروفیل‌های فرضی

در نقشه آنومالی گرانی باقیمانده شکل (۷-۴) شرکت تهران برکلی پس از تکمیل پی‌جویی‌ها و بررسی‌های صحرائی اقدام به رسم و محاسبه مدل‌های دوبعدی از مقاطع معین نموده است. این پروفیل‌ها در روی شکل (۷-۴) با علائم (1-1', 2-2', 3-3') نشان داده شده‌اند و نتیجه انتخاب بررسی گرادیان گرانی در امتداد آنها منجر به رسم و طراحی مدل‌های دوبعدی گردیده است. در شکل (۸-۴) پروفیل 1-1' نمایش داده شده‌است. این منحنی‌ها افت قابل توجهی در گرادیان گرانی بوگه و باقی‌مانده را در حوزه‌های نیر- اردبیل و مشگین‌شهر- لاهرود نشان می‌دهند. مدل پیشنهادی در شکل (۸-۴) حاکی از یک توده ماسیو با چگالی بالا ۰/۴ میلی‌گال در بخش مرکزی حوزه سبلان و توده‌های کم چگال ۰/۴- میلی‌گال در حوزه‌های شمال‌غربی و جنوب‌شرقی است [Tehran Berkely, 1979].



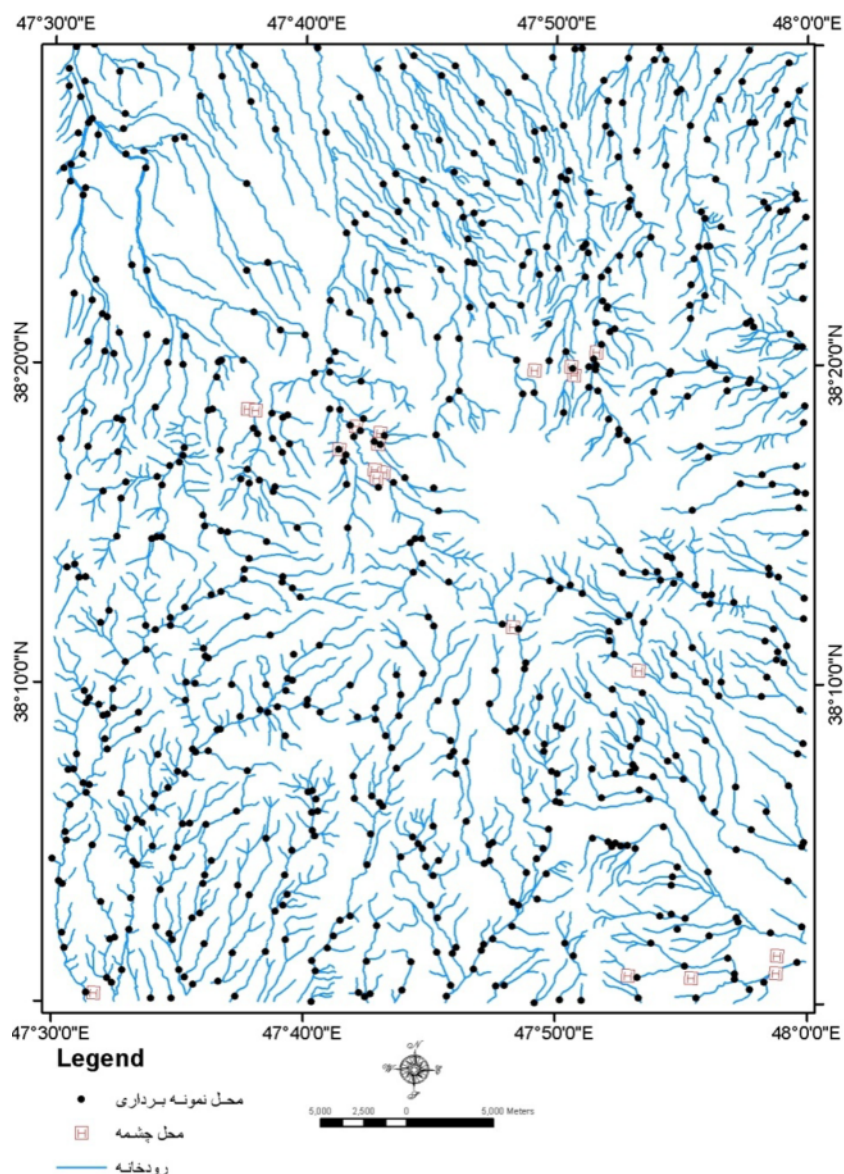
شکل (۸-۴) - پروفیل 1-1 گرانی رسم شده توسط شرکت تهران برکلی [Tehran Berkely, 1979].

۴-۵- پردازش داده‌های ژئوشیمیایی

با توجه به اینکه در این مورد کار مشابه در کشور انجام نشده بود و بیشتر تحقیقات گذشته بر اساس روش هیدروژئوشیمیایی موجود بود به همین دلیل از منابع خارجی و تحقیقات انجام شده در کشور چین کمک گرفته شد. در این مورد یک سری کار تحقیقاتی متمرکز در بین سال‌های ۱۹۸۳ تا ۱۹۸۵ بر روی بیش از ۲۰ محل زمین‌گرمایی در کشور چین انجام شده است. نتایج بعد از بررسی‌های مناطق معلوم زمین‌گرمایی حاکی از این بوده که عناصر آرسنیک^۱، جیوه^۲، آنتیموان^۳، بیسموت^۴ و بر^۵ می‌توانند ردیاب‌های مناسبی برای اکتشاف منابع دیگر مورد توجه قرار گیرند. البته در شرایطی که در هر کیلومتر مربع ۳ تا ۴ نمونه آبراهه‌ای و یک نمونه سنگی برداشت شده بود. در مقاله ذکر شده است که حضور عنصر بیسموت در محل منبع ژئوترمال حاکی از آن است که منبع نباید زیاد عمیق باشد [Binquiu et al., 1987].

با توجه به تحقیقات مناسبی که در کشور چین انجام شده بود، اهمیت روش ژئوشیمی که عملیات میدانی کمتر و وسعت زیادتری را دربرمی‌گیرد، نمایان می‌شود [Binquiu et al., 1987]. به همین منظور داده‌های ژئوشیمی برداشت شده در برکه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر از سازمان زمین‌شناسی تهیه شد، شکل (۴-۹) محل برداشت داده‌های ژئوشیمی با استفاده از روش برداشت نمونه‌ها از رسوبات آبراهه‌ای در منطقه مورد مطالعه را به همراه محل چشمه‌های آبگرم نشان می‌دهد.

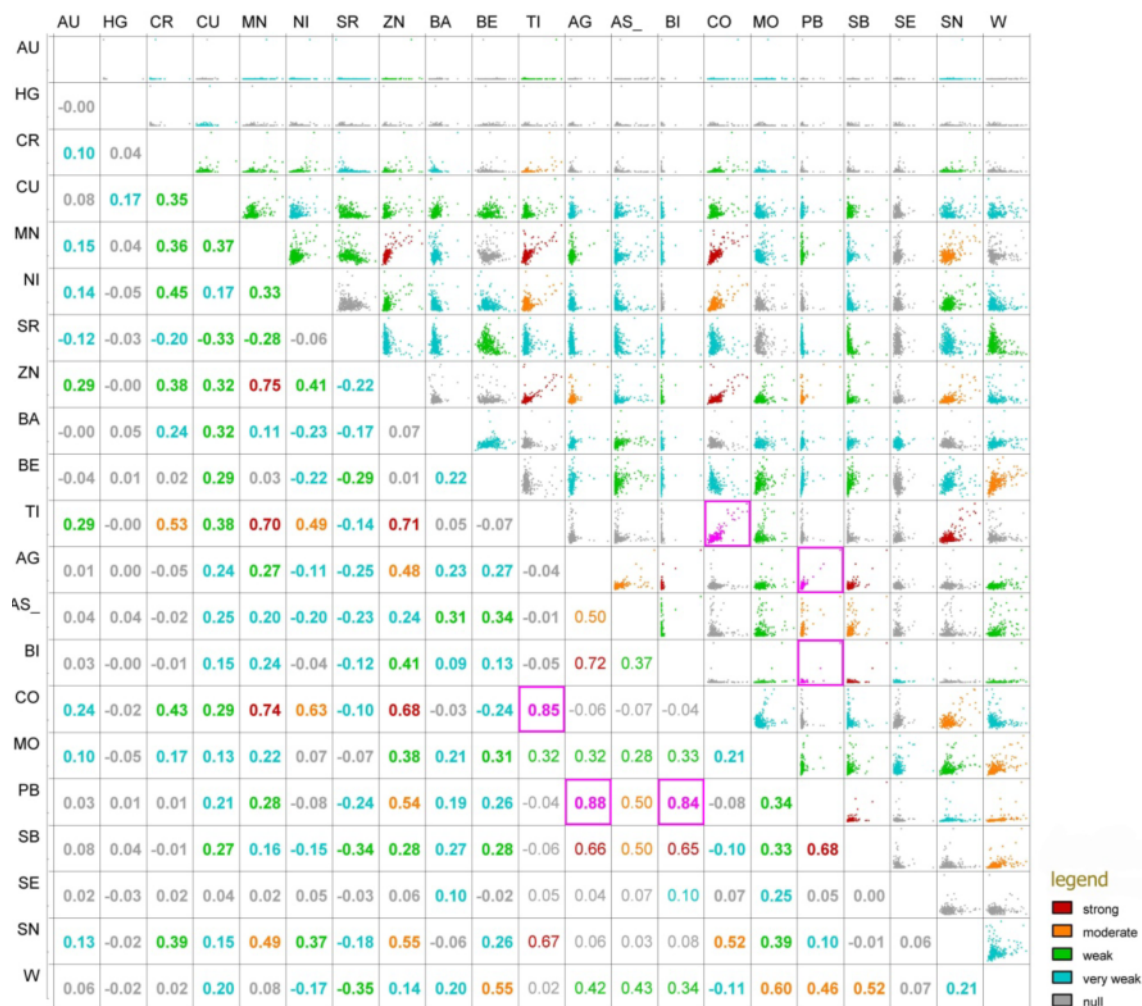
^۱ As
^۲ Hg
^۳ Sb
^۴ Bi
^۵ B



شکل (۴-۹) محل برداشت داده‌های ژئوشیمی با استفاده از روش برداشت نمونه‌ها از رسوبات آبراهه‌ای در منطقه مورد مطالعه به همراه محل چشمه‌های آبگرم.

جدول (۴-۲) همبستگی عناصر برداشت شده در برگه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر را نشان می‌دهد. بر اساس این جدول که توسط نرم‌افزار ژئوسافت رسم شده است، همبستگی عنصر آرسنیک و آنتیموان در حدود ۵۰ درصد محاسبه شده است و دیگر ردیاب‌ها با عنصر آرسنیک همبستگی ندارد. عنصر آنتیموان با بیسموت ۶۵ درصد و همچنین عنصر آرسنیک با بیسموت در حدود ۳۷ درصد همبستگی دارد. ولی چون داده‌های برداشتی در مساحت زیاد برداشت شده، به همین دلیل احتمالاً میزان همبستگی عناصر ردیاب، کم بدست آمده است.

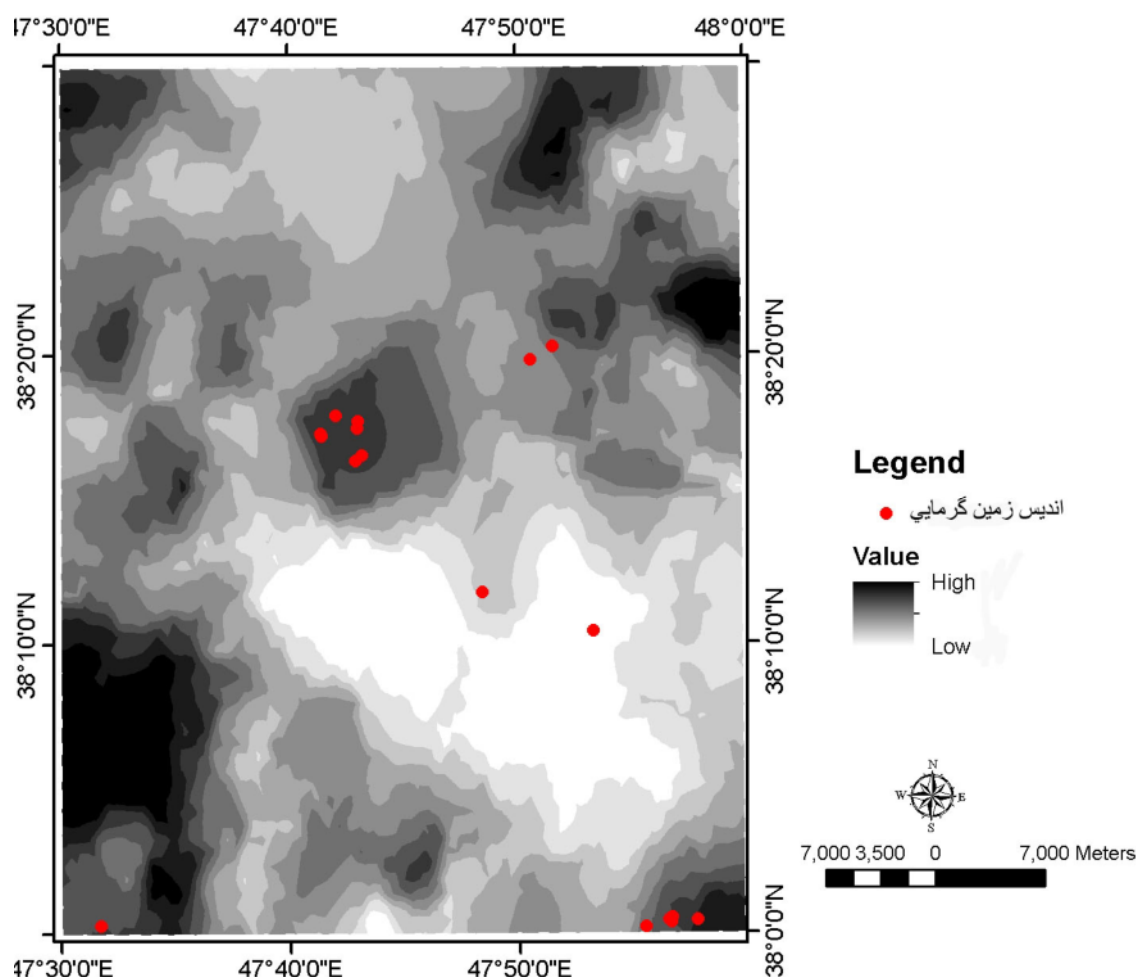
جدول (۴-۲) - محاسبه همبستگی عناصر برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر.



هدف از مطالعه داده‌های ژئوشیمی در این تحقیق تولید یک نقشه شاهد است که در محاسبات نهایی بتوان از آن در تهیه نقشه پتانسیل مطلوب استفاده کرد. اما داده‌های ژئوشیمی همبستگی داشته و استفاده از چند لایه همزمان برای محاسبات امکان‌پذیر نیست. لذا روش‌های از جمله^۱ PCA برای ترکیب عناصر ژئوشیمی استفاده می‌شود. در این تحقیق از روش زونالیت به هدف تولید و تهیه نقشه‌های شاهد که از حاصلضرب عناصر معرف ژئوشیمی حاصل می‌شوند استفاده شده است. این روش برای اولین بار توسط Ziaii et al. (2011) در جهت تهیه نقشه پتانسیل مطلوب ارائه شد. در این مقاله اهمیت نقشه‌های حاصلضرب عناصر نسبت به نقشه‌های تک عنصری برای تهیه مدل پیشگو

^۱ Principal component analysis

مشخص شده است. بر این اساس پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراه‌ای برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر طبق روش ارائه شده در مقاله مذکور انجام گرفت. با استفاده از نتایج منابع قبلی و پردازش داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراه‌ای برگه ۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر، حاصلضرب عناصر شاخص آرسنیک و بیسموت، آنتیموان و بیسموت انتخاب گردیدند و در نهایت نقشه حاصلضرب عناصر آرسنیک و بیسموت شکل (۴-۱۰) بعنوان لایه شاهد برای تهیه مدل پیشگو استفاده شد (به دلیل بالا بودن کنتراست و وزن‌های تولید شده). در مورد جداسازی زمینه از آنومالی در منبع [Ziaii et al., 2011] کارهای مشابه قابل دسترس است.



شکل (۴-۱۰)- نقشه حاصلضرب دو عنصر آرسنیک و بیسموت بعد از حذف زمینه از آنومالی. به منظور درک بهتر ارتباط این نقشه و مناطق زمین گرمایی، محل اندیس‌های زمین گرمایی با نقاط قرمز رنگ روی نقشه نمایش داده شد.

۴-۶- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالب گذشته، داده‌های گرانی، مغناطیس‌هوایی، میکرولرزه و ژئوشیمی از منطقه سبلان جمع‌آوری شد که در این فصل با در نظر گرفتن مأخذ گذشته توضیح داده شدند.

از هر نقشه بدست آمده تفسیر متفاوتی برای تشخیص منبع زمین‌گرمایی حاصل می‌شود. داده‌های مغناطیس، میکرولرزه و گرانی که با صرف هزینه و وقت زیاد تهیه شده‌اند، عوارض زیر سطحی را مورد تحلیل و بررسی قرار داده و در اکتشاف منبع زمین‌گرمایی مهم محسوب می‌شوند. لذا با ترندهای ریاضی و استفاده از نرم‌افزار مناسب و صرف وقت زیاد، داده‌های موجود به نقشه‌های رقومی مناسب تبدیل شدند که در تهیه نقشه پتانسیل مطلوب به کار برده شوند. همچنین با توجه به کارهای انجام شده و مقالات چاپ شده، از داده ژئوشیمی آبراه‌های منطقه مشکین‌شهر نقشه شاهد تولید شد که در تهیه نقشه پتانسیل مطلوب منابع زمین‌گرمایی با استفاده از روش‌های داده محور مورد استفاده قرار گیرد.

فصل پنجم:

تهیه نقشه پتانسیل مطلوب زمین گرمایی

۵-۱- مقدمه

در این فصل ابتدا مختصری از روش‌های مدل‌سازی با ابزار GIS و انواع آن ذکر شده است. در ادامه روش وزن‌های نشانگر و رگرسیون لجستیکی توضیح و مثال‌هایی در زمینه کاربرد مناسب این روش‌ها بیان شد. به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب از ۱۸ اندیس زمین‌گرمایی و هشت نقشه شاهد استفاده شد. با توجه به تعداد زیاد نقشه شاهد به منظور پرهیز از خطای ایجاد شده از عدم استقلال شرطی، نقشه پتانسیل مطلوب نهایی با روش رگرسیون لجستیکی تولید شد. همچنین به دلیل کم بودن وزن‌های دو نقشه شاهد گرانی و مغناطیس در انتها نقشه پتانسیل مطلوب جدیدی از این دو نقشه تولید شد که نتایج قابل توجهی به همراه داشت.

۵-۲- کلیات

نقشه پتانسیل مطلوب در هر مقیاسی، از ناحیه‌ای تا محلی، برای شناسایی مناطق هدف تهیه می‌شوند. همچنین کاربرد GIS و روشهای تحلیل مکانی^۱ در اکتشاف منابع زمین‌گرمایی را در منابعی از جمله [Prol-Ledesma, 2000; Faulds et al., 2002; Coolbaugh et al., 2004; Coles et al., Carranza et al., 2008; Noorollahi ; Noorollahi et al., 2007; Nash and Wright, 2004; 1996] اشاره شده است. GIS اگر چه در صنعت نفت با استقبال روبرو شده است ولی در انرژی زمین‌گرمایی چندان جایگاه ندارد به طوری که تعداد مقالات چاپ شده در این زمینه از تعداد ۲۰ عدد در طول سال‌های گذشته فراتر نمی‌رود [Carranza et al., 2008].

به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب به طور کلی دو روش وجود دارد: ۱- داده محور ۲- دانش محور. در شرایطی که در منطقه مورد اکتشاف تعداد اندیس‌ها کم باشد یا هیچ اندیسی وجود نداشته باشد، از روش‌های دانش محور استفاده می‌شود. برای مثال (Noorollahi et al. (2008) در یک ناحیه کوچک در منطقه شمال غرب سبلان (توابع شهرستان مشگین‌شهر استان اردبیل) بهترین مکان برای اکتشافات زمین‌گرمایی را با استفاده از روش دانش محور مورد بررسی قرار داده است. در این روش وزن اختصاص داده به هر نقشه بر اساس قضاوت کارشناس و نتایج اکتشافی گزارش شده در گذشته می‌باشد. از این رو این روش به روش تجربه محور هم معروف است [Carranza, 2008].

در مدل‌سازی دانش محور نقشه‌های شاهد می‌توانند دو یا چند کلاسه انتخاب شوند. روش‌های مدل‌سازی دانش محور با استفاده از نقشه‌های شاهد دوتایی و یا چند کلاسه در ذیل ذکر شده است:

۱- روش منطق بولی^۲

۲- مدل سازی با روش همپوشانی شاخص دوتایی^۳

۳- مدل سازی با روش همپوشانی شاخص چندکلاسه^۴

۴- روش تحلیل سلسله مراتبی^۱

^۱ Spatial Analysis

^۲ Boolean logic

^۳ Binary index overlay

^۴ Multiclass index overlay

۵- روش منطق فازی^۲

۶- مدل سازی به EBFs^۳

۷- تخمین وزن با استفاده از روش عکس فاصله^۴

اگر در یک منطقه به اندازه کافی اندیس‌های شناخته شده وجود داشته باشد، از مدلسازی داده محور برای تعیین نقشه پتانسیل مطلوب استفاده می‌شود. در این روش ابتدا کلیه خصوصیات اندیس‌های شناخته شده، جمع‌آوری شده و ارتباط این خصوصیات با شواهد و الگوهای فضائی کمی می‌گردد. سپس مناطقی جستجو می‌شود که دارای خصوصیات مشابه می‌باشند. از نظر ریاضی دو روش دو و چند متغیره برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب مورد استفاده قرار می‌گیرد. در جدول (۱-۵) روش‌های دو متغیره از برگرفته از (Carranza 2008) ذکر شده است. در جدول ذکر شده منابع به ترتیب سال مرتب شده است.

جدول شماره (۱-۵) - روش‌های دو متغیره برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب معدنی [Carranza, 2008].

Model/method	References to examples
Weights-of-evidence modeling	Bonham-Carter et al. (1988, 1989), Agterberg et al. (1990, 1993a), Bonham-Carter and Agterberg (1990), Agterberg (1992), Bonham-Carter (1991, 1994), Cheng and Agterberg (1999), Mihalasky (1999), Raines (1999), Singer and Kouda (1999), Pan and Harris (2000), Mihalasky and Bonham-Carter (2001), Harris et al. (2001b), Agterberg and Cheng (2002), Harris et al. (2003), Carranza (2004b), Porwal et al. (2001, 2006a), Coolbaugh and Bedell (2006), Harris and Sanborn-Barrie (2006), Porwal (2006)
Evidential belief modeling	Chung and Fabbri (1993), An et al. (1994b), Carranza (2002), Carranza and Hale (2003), Carranza et al. (2005, 2008a, 2008b; 2008c), this volume

روش‌های چند متغیره مذکور در جدول (۲-۵) نیز از (Carranza 2008) آورده شده است، در ستون سمت راست جدول منابعی که برای اولین بار از این روش‌ها استفاده کرده‌اند ذکر شده است.

¹ Analytical hierarchy process(AHP)

² Fuzzy logic modeling

³ Evidential belief function (EBF)

⁴ Inverse distance

جدول شماره (۵-۲) - روش‌های چند متغیره برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب با روش داده محور [Carranza, 2008].

Model/method	References to examples
Discriminant analysis	Chung (1977), Prelat (1977), Bonham-Carter and Chung (1983), Harris and Pan (1999), Pan and Harris (2000), Harris et al. (2003), this volume
Characteristic analysis	Botbol et al. (1977, 1978), McCammon et al. (1983, 1984), Harris (1984), Pan and Harris (1992a, 2000)
Logistic regression analysis	Chung (1978, 1983), Chung and Agterberg (1980, 1988), Bonham-Carter and Chung (1983), Agterberg (1988, 1992, 1993), Agterberg et al. (1993a), Harris and Pan (1991, 1999), Sahoo and Pandalai (1999), Pan and Harris (2000), Harris et al. (2001b, 2006), Carranza and Hale (2001b), Carranza (2002), Harris et al. (2003)
Favourability analysis	Pan (1989, 1993a, 1993b, 1993c), Pan and Portefield (1995), Pan and Harris (1992b, 2000)
Likelihood ratio analysis	Chung and Fabbri (1993), Chung et al. (2002), Chung and Keating (2002), Chung (2003), Harris and Sanborn-Barrie (2006)
Artificial neural networks	Singer and Kouda (1996, 1997, 1999), Harris and Pan (1999), Pan and Harris (2000), Brown et al. (2000, 2003), Bougrain et al. (2003), Harris et al. (2003), Porwal et al. (2003a, 2004), Rigol-Sanchez et al. (2003), Harris and Sanborn-Barrie (2006), Porwal (2006), Skabar (2005, 2007a, 2007b), Nykänen (2008)
Bayesian network classifiers	Porwal (2006), Porwal et al. (2006b), Porwal and Carranza (2008)

در منطقه سبلان بیش از ۲۰ اندیس زمین‌گرمایی شناخته شده وجود دارد. لذا در این پایان‌نامه سعی بر آن شده است که روش‌های داده محور برای اولین بار در ایران برای اکتشافات منابع زمین‌گرمایی به کار برده شود. با راهنمایی گری رین^۱ استفاده همزمان از روش وزن‌های نشانگر^۲ و رگرسیون لجستیکی^۳ مد نظر قرار گرفت. این دو روش به صورت نرم‌افزار جانبی برای محاسبه مستقیم در نرم‌افزار Arcview توسط گری رین و همکاران فراهم شده است [Sawatzky et al., 2009]. به دلیل اینکه در زمان نوشتن این پایان‌نامه هنوز این نرم‌افزار برای جدیدترین نسخه Arcview (ArcGis10) در محیط شبکه اینترنت قرار نگرفته بود، آقای گری رین این برنامه را در اختیار ما برای این تحقیق قرار داد. این دو روش به طور مختصر در بخش بعدی توضیح داده خواهد شد.

¹ Gary Rain

² Weight of evidence

³ Logistic regression analysis

۵-۳- روش وزن‌های نشان‌گر

روش وزن‌های نشان‌گر فرم لگاریتمی - خطی مدل احتمال بیزین است که وزن لایه‌ها با توجه به محل اندیسه‌ها تعیین و این لایه‌ها با هم ترکیب و نقشه احتمالات متأخر را به دست می‌دهند [Bonham-Carter, 1994]. روش‌های وزن‌های نشان‌گر اغلب برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب و کاهش محدوده‌های اکتشافی استفاده می‌شود. عبارتی این روش تکنولوژی جدید تلفیق لایه‌های اطلاعاتی را امکان‌پذیر ساخته است. در گذشته از این روش بیشتر برای اکتشاف پتانسیل‌های مورد نظر که در سطح زمین برونزد دارند استفاده شده است اما بعضی از نتایج مقالات سال‌های اخیر از جمله [Ziaei et al., 2011] نشان می‌دهند که از این روش می‌توان برای اکتشاف منابع پتانسیل‌دار بسیار عمیق استفاده نمود.

۵-۳-۱- فرمول‌بندی احتمالات در روش‌های وزن‌های نشان‌گر

در روش بیزین، احتمالات متقدم^۱ و متأخر^۲ از جمله مهمترین مفاهیم هستند. با تعیین سطحی برای مطالعه که شامل تعداد مشخصی اندیس است، احتمال متقدم وجود اندیس در واحد سطح به صورت تعداد کل اندیس‌های در کل سطح محاسبه می‌شود. این تخمین اولیه بعداً می‌تواند در نواحی مختلف با استفاده از سایر شواهد، زیاد یا کم شود. احتمال متقدم می‌تواند در عاملی ضرب شود تا احتمال متأخر حضور کانساری با شواهد اصلی معلوم، به دست آید. با تعیین محدوده مورد مطالعه T، متشکل از سلول‌های واحد با تعداد کل N{T} که شامل تعدادی اندیس N{D} بوده (شکل (۵-۱)) و با فرض این‌که هر اندیس یک واحد سطح (یک سلول واحد) را اشغال می‌کند، زمانی که هیچ اطلاعات دیگری در دست نیست، احتمال انتخاب یک سلول واحد به صورت تصادفی که شامل کانسار باشد، برابر است با:

$$P\{D\} = \frac{N\{D\}}{N\{T\}} \quad (۵-۱)$$

۱- Prior Probability

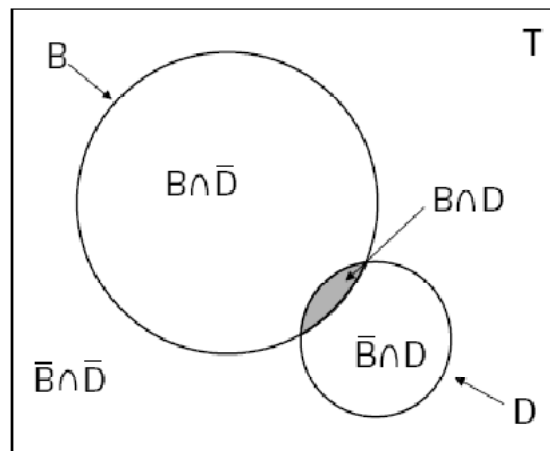
۲- Posterior Probability

که می‌تواند به عنوان تخمینی از احتمال متقدم یک کانسار به کار رود. چنانچه نقشه‌ای رقومی بیان‌گر یک شاهد جدید B، نیز موجود باشد، احتمال یافتن کانساری جدید با فرض حضور شاهد جدید، می‌تواند به عنوان احتمال متأخر، بیان گردد:

$$P\{D|B\} = \frac{P\{D \cap B\}}{P\{B\}} = P\{D\} \frac{P\{B|D\}}{P\{B\}} \quad (2-5)$$

به همین صورت، احتمال متأخر کانساری با فرض عدم حضور شاهد جدید، $P\{D|\bar{B}\}$ ، می‌تواند به صورت زیر بیان گردد:

$$P\{D|\bar{B}\} = \frac{P\{D \cap \bar{B}\}}{P\{\bar{B}\}} = P\{D\} \frac{P\{\bar{B}|D\}}{P\{\bar{B}\}} \quad (3-5)$$



شکل (۱-۵): دیاگرام ون نشان‌دهنده محدوده مورد مطالعه T، محدوده پوشیده با کانسارهای معدنی D و محدوده پوشیده با طرح رقومی پیش‌بینی کننده B می‌باشد، که بیان کننده شاهد اصلی است که می‌تواند به منظور به روز کردن احتمال متقدم کانسار به کار رود؛ D و B به معنی حضور و \bar{D} و \bar{B} به معنی عدم حضور طرح‌های شاهد است [Palomera, 2004].

احتمال (P) می‌تواند به عنوان احتمال وقوع یا اتفاق^۱ (O) یا بالعکس با استفاده از معادله زیر بیان گردد:

۱- odds

$$O = \frac{P}{1-P} \quad (۴-۵)$$

بنابراین روابط (۲-۵) و (۳-۵) می‌تواند به ترتیب در فرمول اتفاق بیان گردد:

$$O\{D | B\} = O\{D\} \frac{P\{B | D\}}{P\{B | \bar{D}\}} \quad (۵-۵)$$

و

$$O\{D | \bar{B}\} = O\{D\} \frac{P\{\bar{B} | D\}}{P\{\bar{B} | \bar{D}\}} \quad (۶-۵)$$

که $O\{D | B\}$ و $O\{D | \bar{B}\}$ به ترتیب، اتفاق متأخر کانسار معدنی با فرض حضور و عدم حضور شاهد B

هستند. نسبت $\frac{P\{B | D\}}{P\{B | \bar{D}\}}$ تحت عنوان نسبت کفایت^۱ (LS) و نسبت $\frac{P\{\bar{B} | D\}}{P\{\bar{B} | \bar{D}\}}$ تحت عنوان نسبت

لزوم^۲ (LN) شناخته می‌شود. LS و LN تحت عنوان نسبت‌های احتمال^۳ نیز به کار می‌رود.

لوجیت‌ها، لگاریتم‌های طبیعی اتفاق بوده و در مدل‌سازی وزن‌دهی شواهد به کار می‌روند. لگاریتم‌های

طبیعی به هر دو طرف روابط (۵-۵) و (۶-۵) اعمال شده و معادلات بعدی را به دست می‌دهند:

$$\text{Logit}\{D | B\} = \text{Logit}\{D\} + W^+ \quad (۷-۵)$$

و

$$\text{Logit}\{D | \bar{B}\} = \text{Logit}\{D\} + W^- \quad (۸-۵)$$

که W^+ ، مقدار لگاریتم طبیعی مربوط به LS و در حضور شاهد B، مقداری مثبت است و W^- ، مقدار

لگاریتم طبیعی مربوط به LN و در عدم حضور شاهد B، عددی منفی است.

در روش وزن‌های نشان‌گر، مقادیر W^+ و W^- با استفاده از داده کانسار معدنی و به کارگیری

لگاریتم‌های طبیعی LS و LN محاسبه می‌شوند.

۱- Sufficiency Ratio

۲- Necessity Ratio

۳- Likelihood Ratio

$$W^+ = \text{Log}_e \frac{P\{B|D\}}{P\{B|\bar{D}\}} \quad (9-5)$$

و

$$W^- = \text{Log}_e \frac{P\{\bar{B}|D\}}{P\{\bar{B}|\bar{D}\}} \quad (10-5)$$

واریانس‌های اوزان به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$S^2(W^+) = \frac{1}{N(B \cap D)} + \frac{1}{N(B \cap \bar{D})} \quad (11-5)$$

و

$$S^2(W^-) = \frac{1}{N(\bar{B} \cap D)} + \frac{1}{N(\bar{B} \cap \bar{D})} \quad (12-5)$$

کنتراست، C، معیاری از همراهی کننده‌های مکانی بین طرح رقومی پیش‌بینی کننده و نقاط کانسار معدنی بوده و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$C = W^+ - W^- \quad (13-5)$$

مقدار استیودنت کنتراست^۱، SigC، مقیاس مفیدی از قطعیت است که کنتراست با آن سنجیده می‌شود. زمانی که این نسبت به طور نسبی زیاد باشد دال بر این است که کنتراست در مقایسه با انحراف استاندارد زیاد و در نتیجه کنتراست به واقعیت نزدیک‌تر است. مقادیر ۱/۵ یا حتی ۲ برای SigC ایده آل است (البته باید در مورد مقادیر کنتراست و وزنه‌های مثبت و منفی همزمان با استیودنت کنتراست برای تعیین مقدار برش^۲ استفاده شود (Bonham-Carter, 1994). مقدار استیودنت کنتراست، SigC، نسبت کنتراست به انحراف معیار آن است.

$$\text{SigC} = \frac{C}{\sqrt{S^2(W^+) + S^2(W^-)}} \quad (14-5)$$

^۱- Studentized Value

^۲ Cut off

زمانی که شواهد از چندین نقشه ترکیب می‌شوند، مقادیر وزن‌ها برای هر نقشه محاسبه شده و سپس در فرمول واحدی ترکیب می‌گردند. البته، این مستلزم فرض استقلال شرطی است که در ادامه بحث خواهد شد.

احتمال متأخر کانسار با فرض حضور دو طرح پیش‌بینی کننده B_1 و B_2 می‌تواند با قانون بیزین بیان گردد:

$$P\{D | B_1 \cap B_2\} = \frac{P\{D \cap B_1 \cap B_2\}}{P\{B_1 \cap B_2\}} = \frac{P\{B_1 \cap B_2 | D\} P\{D\}}{P\{B_1 \cap B_2\}} \quad (15-5)$$

$$= \frac{P\{B_1 \cap B_2 | D\} P\{D\}}{P\{B_1 \cap B_2 | D\} P\{D\} + P\{B_1 \cap B_2 | \bar{D}\} P\{\bar{D}\}}$$

اگر B_1 و B_2 نسبت به D مستقل باشد، رابطه (۱۵-۵) ساده‌تر شده زیرا که رابطه $P\{B_1 \cap B_2 | D\} = P\{B_1 | D\} P\{B_2 | D\}$ برقرار می‌باشد.

$$P\{D | B_1 \cap B_2\} = P\{D\} \frac{P\{B_1 | D\} P\{B_2 | D\}}{P\{B_1\} P\{B_2\}} \quad (16-5)$$

رابطه (۱۶-۵) همان رابطه (۲-۵) است با این تفاوت که عامل ضرب به‌منظور به دست آوردن احتمال متأخر از احتمال متقدم به کار رفته است. با استفاده از فرمول بندی اتفاقات روابط زیر به دست می‌آید:

$$\text{Log}_e O\{D | B_1 \cap B_2\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^+ + W_2^+ \quad (17-5)$$

$$\text{Log}_e O\{D | B_1 \cap \bar{B}_2\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^+ + W_2^- \quad (18-5)$$

$$\text{Log}_e O\{D | \bar{B}_1 \cap B_2\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^- + W_2^+ \quad (19-5)$$

و نیز

$$\text{Log}_e O\{D | \bar{B}_1 \cap \bar{B}_2\} = \text{Logit}\{D\} + W_1^- + W_2^- \quad (20-5)$$

نهایتاً، عبارت کلی برای ترکیب n نقشه به صورت زیر است.

$$\text{Log}_e O\{D | B_1^k \cap B_2^k \cap B_3^k \cap \dots \cap B_n^k\} = \text{Logit}\{D\} + \sum_{j=1}^n W_j^k \quad (21-5)$$

که اگر طرح رقومی پیش‌بینی کننده، حاضر یا غایب باشد، k به ترتیب $+$ یا $-$ است. مقادیر اتفاق متأخر می‌توانند بر مبنای رابطه (۴-۵) به احتمال متأخر تبدیل گردند [Palomera, 2004؛ یوسفی،

۱۳۸۷]. فرمول‌های ارائه شده در این فصل به صورت کاربردی در جدول (۵-۳) خلاصه شده است. با توجه به راهنمایی جدول و ترتیب فرمول‌های ارائه شده، در هر نرم‌افزاری از جمله اکسل می‌توان وزن مربوط به هر نقشه را محاسبه نمود.

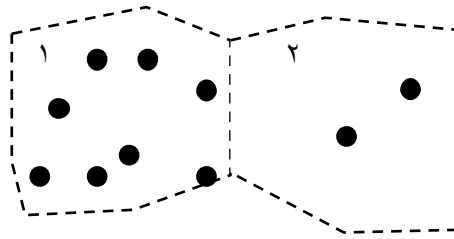
جدول (۵-۳) - کلیه روابط مورد نیاز برای انجام محاسبات مربوط به وزن‌های نشانگر؛ Std: انحراف معیار، npixt: تعداد پیکسل‌های مربوط به کل منطقه تحت بررسی، npixd: تعداد پیکسل‌های مربوط به ذخایر معدنی (برابر با تعداد اندیس‌های موجود در منطقه)، npixb: تعداد پیکسل‌های مربوط به الگوهای دوتایی موجود، npixbd: تعداد پیکسل‌های مشترک بین الگوهای دوتایی موجود و ذخایر معدنی، (m_1, m_2, \dots, m_n) : اوزان محاسبه شده برای الگوهای دوتایی موجود، postpro: نقشه احتمال متأخر، $N\{D\}pred$: تعداد ذخایر پیش‌بینی شده، P_p : احتمال متأخر هر پیکسل در نقشه احتمال متأخر، npix: تعداد پیکسل‌ها در نقشه احتمال متأخر که از احتمال کافی برای معرفی شدن به عنوان ذخیره معدنی برخوردار می‌باشند [Palomera, 2004].

کاربرد	برای محاسبه	معادله
--------	-------------	--------

$W^+ = \text{Log}_e \frac{npixbd \times (npixt - npixd)}{(npixb - npixbd) \times npixd}$	وزن مثبت	محاسبه اوزان نشانگر
$W^- = \text{Log}_e \frac{(npixd - npixbd) \times (npixt - npixd)}{(npixt - npixd - (npixb - npixbd)) \times npixd}$	وزن منفی	محاسبه اوزان نشانگر
$C = W^+ - W^-$	کنتراست اوزان مثبت و منفی	ارزیابی همراهی مکانی
$\text{Sig}C = \frac{C}{\sqrt{(Std W^+)^2 + (Std W^-)^2}}$	حساسیت C	ارزیابی همراهی مکانی بهینه
$\chi^2 = \sum_{i=1}^4 \frac{(\text{observed}_i - \text{expected}_i)^2}{\text{expected}_i}$	مجذور خی	آزمون استقلال شرطی دوگانه
$P(D) = N(D) / N(T)$	احتمال متقدم ذخیره	محاسبه نقشه احتمال متأخر
$\text{PriorOdds} = \text{Prior Prob.} / (1 - \text{Prior Prob.})$	تبدیل به احتمال اتفاقات	محاسبه نقشه احتمال متأخر
$\text{Logit}(D) = \text{Log}_e(\text{PriorO}) = \text{Log}_e O(D)$	محاسبه لوجیت- ها	محاسبه نقشه احتمال متأخر
$\text{Post Pro} = \frac{e^{(\text{Logit}(D)+m_1+m_2+m_3+...mn)}}{1+e^{(\text{Logit}(D)+m_1+m_2+m_3+...mn)}}$	محاسبه نقشه احتمال متأخر	نقشه پیش‌بینی کننده
$N(D)_{pred} = \sum (P_p \times npix)$	محاسبه ذخایر پیش‌بینی شده نهایی	آزمون استقلال شرطی کلی

۵-۳-۲ مثال‌های کاربردی

به منظور آشنا شدن با حالات و تاثیر تعداد اندیس‌ها بر الگوهای مختلف، چندین مثال مختلف را در این بخش به طور مختصر آورده شده است. در شکل ۵-۲ حالت دوتایی به صورت ساده با ۱۰ اندیس را که در دو الگوی ۱ و ۲ قرار گرفته و نتایج در جدول ۵-۴ آورده شده است.



شکل (۲-۵) - الگوی دوتایی ساده با ۱۰ اندیس.

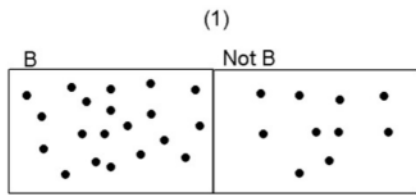
جدول (۴-۵) - نتایج حاصل از وزنهای نشانگر برای شکل (۲-۵). $(\ln(x) = \log_e(x))$.

کلاس	مساحت	تعداد اندیس	چگالی مرتبط با اندیس	وزن مثبت
1	50	8	$0.8/0.5=1.6$	$\ln(1.6) = +0.47$
2	50	2	$0.2/0.5=0.4$	$\ln(0.4) = -0.92$
کل	100	10		

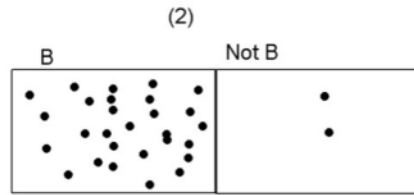
مثال بالا یک حالت ایده‌آل از روش وزنهای نشانگر در حالت دوتایی است. به منظور بررسی ضعف روش داده محور زمانی که هیچ گونه تعادلی در توزیع اندیس‌ها در الگوها وجود ندارد در شکل (۳-۵) چندین مثال (شکل‌های (۳-۵) موارد ۱ تا ۵) ذکر شده است. در شکل (۳-۵) مورد ۶، حالت چند کلاسی بررسی شده است. که برخلاف مثال قبلی وزن‌ها برای سه الگوی A، B و C به صورت مطلق محاسبه شده است (این روش بیشتر برای نقشه زمین‌شناسی کاربرد دارد). همچنین در بعضی نقشه‌های شاهد باید از روش تجمعی^۱ برای محاسبه وزن‌ها استفاده شود، در این موارد نمی‌توان از روش مطلق^۲ وزن‌ها را بدست آورد (به دلیل همبستگی کلاس‌های مجاور). روش تجمعی در شکل (۳-۵) مورد ۷ به طور مختصر بیان شده است (در محاسبات از سطرهایی که با حروف مختصر cum که مخفف کلمه cumulative است استفاده می‌شود). همان طور که در شکل (۳-۵) مشاهده می‌شود

¹Cumulative
²Categorical

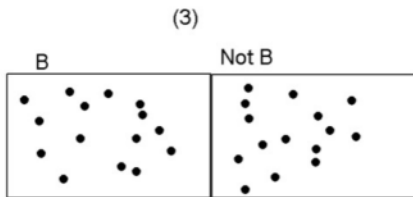
محاسبات مربوط به هر شکل در زیر آن نوشته شده است. در بین الگوهای ارائه شده مقدار کنتراست برای الگوی (۲) از مقدار ۲ بیشتر شده که نشان دهنده قابل قبول بودن الگو است [Raines, 2006].



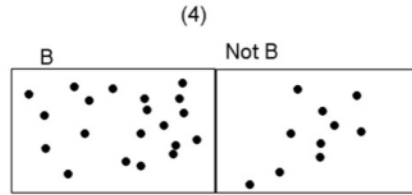
$N(T) = 1000$ unit cells (area of study region)
 $N(B) = 500$ unit cells (area of theme B present)
 $N(B\&D) = 20$ (count of number of training points on B)
 $N(D) = 30$ (count of total number of training points)
 $W+ = 0.2980$ $W- = -0.4157$ $C = 0.7138$



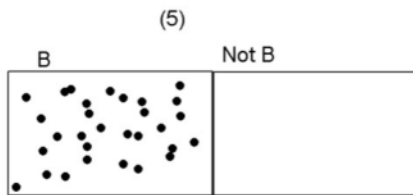
$N(T) = 1000$
 $N(B) = 500$
 $N(B\&D) = 28$
 $N(D) = 30$
 $W+ = 0.6513$ $W- = -2.0414$ $C = 2.6927$



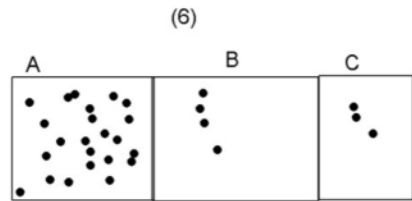
$N(T) = 1000$
 $N(B) = 500$
 $N(B\&D) = 15$
 $N(D) = 30$
 $W+ = 0.0$ $W- = -0.0$ $C = 0.0$



$N(T) = 1000$
 $N(B) = 250$
 $N(B\&D) = 20$
 $N(D) = 30$
 $W+ = 1.0338$ $W- = -0.8280$ $C = 1.8617$



$N(T) = 1000$
 $N(B) = 250$
 $N(B\&D) = 30$
 $N(D) = 30$
 $W+ = \text{inf}$ $W- = -\text{inf}$ $C = \text{inf}$



$N(T) = 1000$
 $N(A) = 250$, $N(B) = 500$, $N(C) = 250$,
 $N(A\&D) = 23$, $N(B\&D) = 4$, $N(C\&D) = 3$,
 $N(D) = 30$
 $W1 = 1.1866$, $W2 = -1.3442$, $W3 = -0.9347$, $C_{\text{max}} = 2.5308$

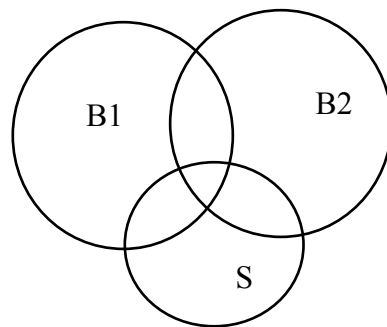


$N(B_i)$	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Cum	100	200	300	400	500	600	700	800	900
$N(D)$	12	11	7	5	1	1	1	1	1
Cum	12	23	30	35	36	37	38	39	40
$W+$	1.08	1.03	0.87	0.72	0.51	0.35	0.21	0.10	--
$W-$	-0.25	-0.63	-1.01	-1.53	-1.53	-1.53	-1.53	-1.53	--
C	1.33	1.66	1.88	2.25	2.04	1.88	1.74	1.64	--

شکل (۵-۳) - مثال‌هایی از موارد استثنا در روش داده محور وزن‌های نشانگر. [Raines, 2006]

۴-۵- آزمون‌های استقلال شرطی^۱

به منظور محاسبه احتمال متأخر از نقشه‌های شاهد از فرمول بی‌زین استفاده می‌شود. بنابراین قبل از محاسبات پیش شرط استقلال شرطی نقشه‌های شاهد لازم است. ون‌دیاگرام شکل (۴-۵) مفهوم استقلال شرطی را نمایش می‌دهد.



شکل (۴-۵) - ون‌دیاگرام، مفهوم استقلال شرطی را نمایش می‌دهد [Bonham-Carter, 1994].

استقلال شرطی برقرار است اگر:

$$\frac{N\{B1 \cap S\}}{N\{S\}} \times \frac{N\{B2 \cap S\}}{N\{S\}} = \frac{N\{B1 \cap B2 \cap S\}}{N\{S\}} \quad (۲۲-۵)$$

با فرض استقلال شرطی داریم:

$$P\{(B1 \cap B2|S)\} = P\{B1|S\} \times P\{B2|S\} \quad (۲۳-۵)$$

داریم که:

$$P\{S|B1 \cap B2\} = P\{S\} \times \frac{P\{B1|S\}}{P\{B1\}} \times \frac{P\{B2|S\}}{P\{B2\}} \quad (۲۴-۵)$$

یا که:

$$\text{logit}\{S|B1 \cap B2\} = \text{logit}\{S\} + W_1^+ + W_2^+ \quad (۲۵-۵)$$

تخطی از فرض استقلال شرطی باعث می‌شود که میزان احتمال متأخر از واقعیت تخمین زده فراتر رود و به این ترتیب مناطق با پتانسیل بالاتر به صورت کاذب افزایش یابند. روش‌های مختلفی برای

۱- Conditional Independence

محاسبه و بررسی استقلال شرطی ارائه شده است. اولین و ساده‌ترین روش، آزمون دوگانه یا جفت^۱ است (جدول (۳-۵) مشاهده شود). این روش می‌تواند میزان همبستگی بین الگوهای دوتایی را مشخص سازد اما قادر به انجام آزمایش رسمی برای مشخص کردن میزان همبستگی نیست [Bonham-Carter, 1994]. پس از ترکیب نقشه‌های پیش‌بینی کننده که اولین آزمون استقلال شرطی را گذرانده‌اند، آزمون ساده دیگری که به آزمون کلی معروف است (جدول (۳-۵)). می‌تواند با مقایسه تعداد اندیس‌های پیش‌بینی شده و اندیس‌های مشاهده شده در نقشه احتمالی نهایی انجام گردد. اگر P لایه داشته باشیم حداکثر 2^P احتمال متأخر خواهیم داشت که مجموع این احتمالات در تمامی سلول‌های منطقه مورد مطالعه، برابر با تعداد اندیس‌های پیش‌بینی شده، می‌باشد [Agterberg and Cheng, 2002]. چنانچه تعداد اندیس‌های پیش‌بینی شده از تعداد اندیس‌های مشاهده شده از حدود ۱۰ تا ۱۵٪ تجاوز کند، بیان می‌کند که فرض استقلال شرطی به شدت منحرف شده است [Bonham-Carter, 1994].

روش جدیدی که تقریباً جایگزین دو روش قبلی شده است توسط آگتربرگ و چینگ در مقاله‌ای تحت همین نام در سال ۲۰۰۲ معرفی شد [Agterberg and Cheng, 2002]. در این متد همانند روش آزمون کلی عمل می‌کند با این تفاوت که انحراف استاندارد از مجموع احتمالات متأخر، معیاری است برای تعیین میزان استقلال شرطی. برای پذیرش فرض استقلال شرطی اختلاف مجموع احتمالات متأخر و تعداد اندیس‌ها باید کمتر از حاصلضرب انحراف استاندارد ضربدر $1/645$ با احتمال ۰.۹۵، یا کمتر از حاصلضرب انحراف استاندارد در $2/33$ با احتمال ۰.۹۹ باشد. این متد که یک روش چند کاربری است در حال حاضر جایگزین دو روش قبلی شده است. برای مثال اگر مجموع احتمالات متأخر (T) برابر باشد با $37/59$ و اختلاف T با تعداد اندیس‌ها ($T-n$) برابر باشد با $24/59$ در این صورت انحراف استاندارد ($S(T)$) مقدار $10/46$ است. (روش محاسبه انحراف استاندارد به صورت کامل با ذکر مثال در مقاله فوق‌الذکر بیان شده است.) با ضرب کردن $10/46$ در عدد $2/33$ عدد $24/37$

^۱ -Pair wise

بدست خواهد آمد، چون مقدار T-n از مقدار حاصلضرب کمتر نیست فرض استقلال شرطی رد می‌شود. با این محاسبات عدم استقلال شرطی در بین لایه‌های شاهد به اثبات رسیده است. و کاربر می‌بایست تعداد لایه‌های شاهد را کاهش دهد. در بیشتر حالات با توجه به کارهای انجام شده توسط گری رین دو روش مناسب برای حل مشکل عدم استقلال شرطی وجود دارد: در بهترین حالت ترکیب نقشه‌های شاهد با عملگرهای منطقی است. برای مثال اگر قرار باشد روش وزن‌های نشانگر برای اکتشاف طلا مورد استفاده قرار گیرد، لایه‌های عناصر ژئوشیمی آرسنیک، روی، سرب به عنوان عناصر تعیین کننده باید در لایه‌های شاهد مورد استفاده قرار گیرند. ولی این عناصر وابستگی خطی داشته و نمی‌توان از همه این لایه‌ها به صورت جداگانه استفاده کرد. روش PCa معمولاً برای ترکیب کردن عناصر ژئوشیمی استفاده می‌شود [Carranza, 2008]. در همین پایان‌نامه در قسمت ژئوشیمی روش جدیدتری برای برطرف کردن عدم استقلال شرطی لایه‌های ژئوشیمی مورد بررسی قرار خواهد گرفت. البته همیشه با کم و یا ترکیب کردن نقشه‌های شاهد نمی‌توان معذل استقلال شرطی را برطرف کرد که در این موارد، روش دوم که بسیار مناسب و تعیین کننده است استفاده از روش رگرسیون لجستیکی^۱ برای محاسبه احتمال متأخر است. در بعضی از منابع پیشنهاد شده است که نقشه پتانسیل مطلوب که از دو روش رگرسیون لجستیکی و وزن‌های نشانگر بدست می‌آیند با هم مقایسه شوند [Agterberg et al., 1993].

^۱ - Logistic regression

۵-۵ - رگرسیون لجستیکی

اساس روش رگرسیون لجستیکی همان رگرسیون چند متغیره معمولی است. مدل رگرسیون چند متغیره می‌توانند در تهیه نقشه پتانسیل مطلوب برای شناسایی همراهی احتمال نقاط دارای پتانسیل زمین‌گرمایی به کار برده شوند. در روش رگرسیون لجستیکی همانند روش وزن‌های نشانگر، وزن‌ها و میزان اهمیت الگوهای مختلف نقشه‌های شاهد بر اساس توزیع فضایی اندیس‌ها در مناطقی که اندیس وجود دارد، محاسبه می‌شوند. در این محاسبات نظر کاربر نقشی ندارد.

رابطه کلی رگرسیون چند متغیره در معادله (۲۶-۵) نشان داده شده است:

$$P = a_0 + a_1x_1 + a_2x_2 + a_3x_3 + \dots + a_nx_n \quad (26-5)$$

این فرمول نمی‌تواند روش مناسبی برای پیش‌بینی احتمال وقوع یک رویداد دوتائی (حضور یا عدم حضور) باشد. چون مقدار p بین ۰ و ۱ محدود نمی‌شود، p می‌تواند هر مقداری به خود بگیرد و مقادیر خارج از بازه ۰ و ۱ در بیان احتمالی رخدادها به کار نمی‌رود. برای حل مشکل از لگاریتم نسبت وقوع یک پیشامد استفاده می‌شود و تابع لجستیکی $\text{logit}(p)$ به صورت رابطه (۲۷-۵) تعریف می‌شود [Daneshfar et al., 2006].

$$P = \frac{e^{(b_0 + b_1x_1 + \dots + b_nx_n)}}{1 + e^{(b_0 + b_1x_1 + \dots + b_nx_n)}} \quad (27-5)$$

ضرایب b_i با توجه به مقدار محاسبه شده برای ضرایب x_i در مناطقی که نقاط آموزشی وجود دارند بدست آمده است. در منابع مختلفی از جمله Johnson and Hosmer (1989) و Wichern (2002) تئوری روش رگرسیون لجستیکی توضیح داده شده است. در رابطه (۲۷-۵)، p یک عدد احتمالی بین ۰ و ۱ است این مقدار می‌تواند به نقشه تبدیل شده و برای شناسایی مناطق امید بخش مورد استفاده قرار گیرد [Daneshfar et al., 2006]. در روش رگرسیون لجستیکی دیگر

نیازی به استقلال شرطی نقشه‌های شاهد و اندیس‌ها نیست [Bonham-Agterberg et al.(1993)]
[Carter and Wright (1990)].

۵-۶- گردآوری اطلاعات

برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب منابع زمین گرمایی، بدون اغراق سخت‌ترین قسمت کار تهیه نقشه‌های شاهد است. این مسئله به‌خصوص هنگامی که بخش عمده‌ای از اطلاعات ورودی نظیر نقشه زمین‌شناسی، جداول داده‌ها و... به صورت غیر رقومی بودند، یا آنچه وجود داشت از دقت کافی برخوردار نبود.

با توجه به بررسی‌های انجام گرفته در منطقه سبلان، ۸ لایه اطلاعاتی برای تلفیق در سیستم اطلاعات جغرافیایی استفاده شد که عبارتند از:

- ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مشگین‌شهر که در آن واحدهای سنگی تفکیک شده است.
- ۲- نقشه مناطق دگرسانی که از بررسی‌های دورسنجی به دست آمده و مناطق دگرسانی حاصل از بررسی‌های انجام گرفته توسط شرکت نیوزلندی^۱ KML و مناطقی که در نقشه زمین‌شناسی به عنوان آلتراسیون معرفی شده بود، نیز به آن اضافه شده است.
- ۳- نقشه گسل‌های منطقه که ترکیبی از گسل‌های زمین‌شناسی و دورسنجی بود، تهیه شد.
- ۴- نقشه شدت کل میدان مغناطیسی منطقه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.
- ۵- نقشه آنومالی‌های ژئوشیمیایی حاصل از نمونه‌های برداشت شده از رسوبات آبراه‌ای.
- ۶- نقشه چگالی مراکز^۲ لرزه‌ای منطقه سبلان.
- ۷- نقشه مدل بارندگی در منطقه سبلان.
- ۸- نقشه گرانی منطقه که از تفسیر داده‌های شرکت تهران- برکلی استفاده شد.

^۱ Kingston Morrison Limited

^۲ Epicenter

۷-۵ - پردازش اطلاعات و تهیه نقشه‌های شاهد

بعد از توضیحات این فصل که مراحل تولید و محاسبات نقشه پتانسیل مطلوب توضیح داده شد، برای عملی کردن این سلسله محاسبات باید نقشه‌های جمع‌آوری شده با استفاده از اندیس‌های زمین‌گرمایی مورد پردازش قرار گیرند. منظور از پردازش اطلاعات، نگاهی جهت‌دار به اطلاعات است که به موجب آن بتوان نقش سودمند آن گروه اطلاعات را در مسیر دستیابی به هدف نهایی استخراج نمود. نتیجه این بررسی‌ها به صورت نقشه‌هایی قابل نمایش خواهد بود که به نقشه‌های شاهد موسومند. در این کار تحقیقاتی نقشه‌های شاهد به صورت دوتایی مورد استفاده قرار می‌گیرند که در این نقشه‌ها مناطق مطلوب با ارزش ۱ و مناطق غیر مطلوب با ارزش ۰ مشخص می‌شوند. در مرحله بعد با توجه به اندیس‌های زمین‌گرمایی موجود در منطقه و همبستگی مکانی آنها با مناطق مطلوب و غیرمطلوب نقشه‌های شاهد با یکدیگر ترکیب شده که به ترتیب مراحل مورد نظر بررسی می‌شود.

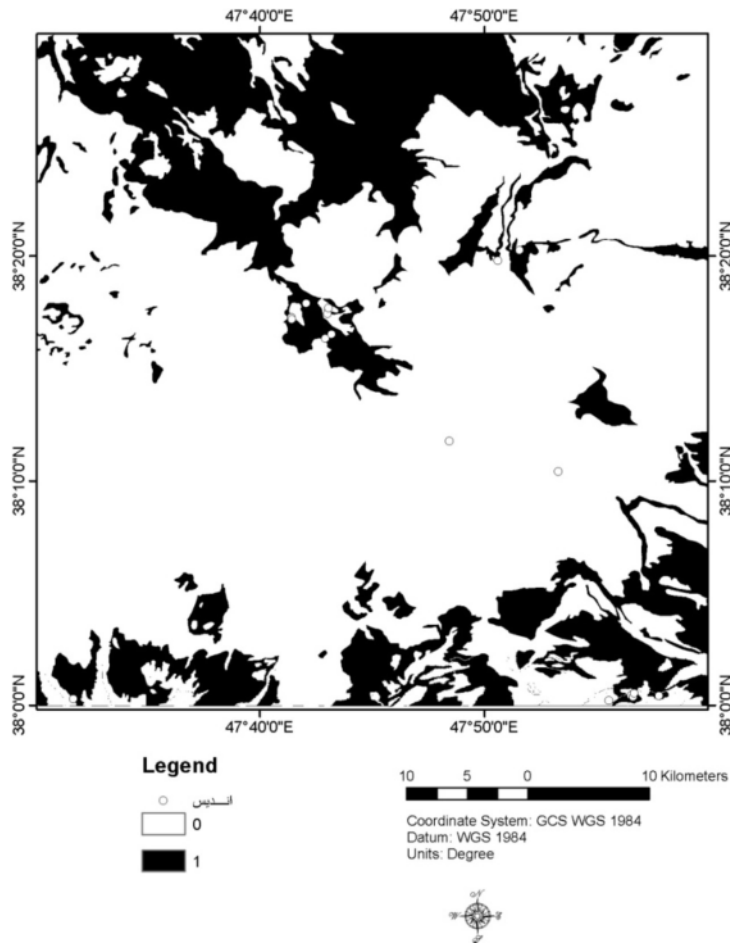
۷-۵-۱- تهیه نقشه‌های شاهد

۷-۵-۱-۱- نقشه شاهد زمین‌شناسی

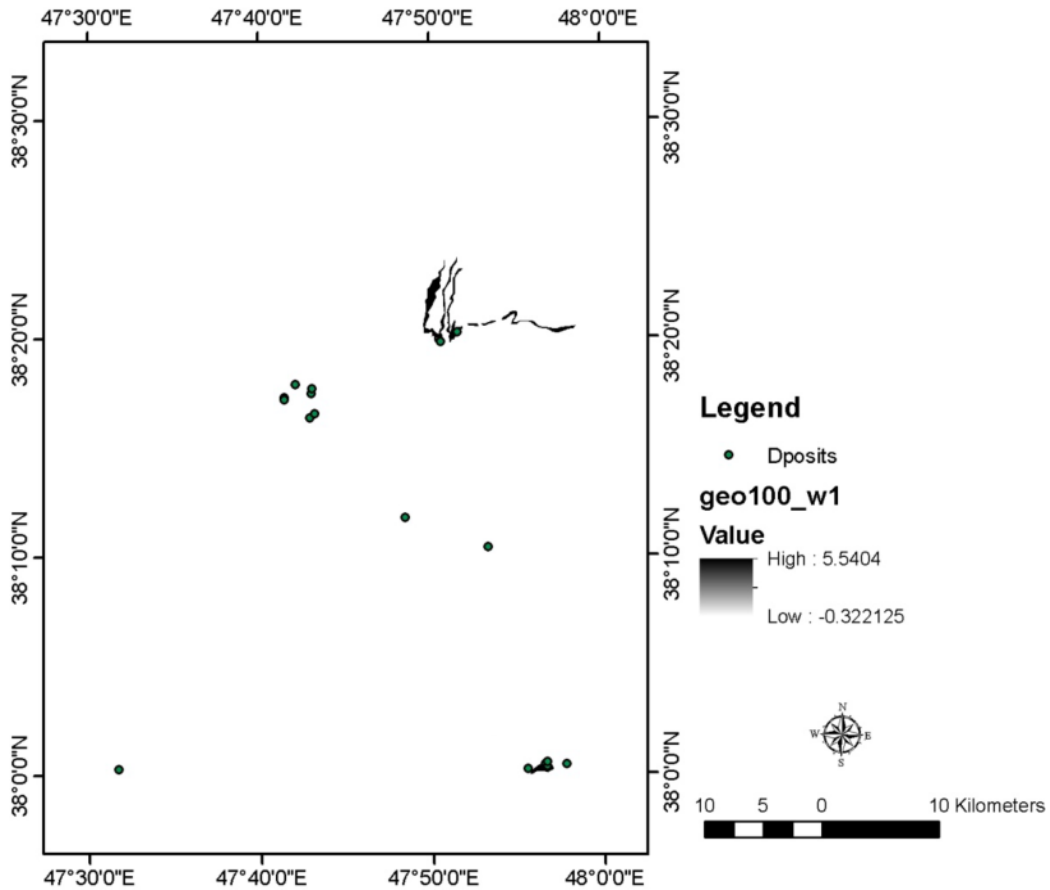
به‌منظور تهیه نقشه‌های شاهد، موقعیت ۱۸ اندیس زمین‌گرمایی به نقشه زمین‌شناسی اضافه و با روش وزن‌های نشان‌گر بررسی و کمی شدند. که نتایج محاسبات در جدول (۵-۵) آمده است. با توجه به اینکه در تولید نقشه دوتایی از روش چندکلاسی استفاده شده است بر اساس کنتراست و استیودنت کنتراست به هر کلاس انتخابی وزنی تعلق گرفته است که در ستون وزن، ذکر شده است. نقشه دوتایی بر اساس این وزن‌ها تولید شد. در شکل‌های (۵-۵) و (۶-۵) به ترتیب نقشه دوتایی لایه زمین‌شناسی نمایش داده شده است. در شکل (۵-۵) مقدار برش برابر $1/4$ و در شکل (۶-۵) برابر ۲ انتخاب شده است که در محاسبات نقشه‌های پتانسیل مطلوب از شکل (۶-۵) استفاده شد.

جدول (۵-۵) - نتایج محاسبات وزن های نشانگر برای واحدهای زمین شناسی. (S: زون سیلیسی شده، qt1: پادگانه آبرفتی قدیمی، qts1: گدازه های آندزیتی، qtis3: توف برش جوش خورده و ایگنیمبریت، qta: تراکی آندزیت، plr: گدازه های ریولیتی، qt2: پادگانه آبرفتی جوان، qpads1: آندزیت - داسیت پرفیری، qtas1: تراکی آندزیت - تراکیت پرفیری.)

name	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S (C)	Sig(C)	Class
qt1	540.3	7	0.565	0.380	-0.243	0.302	0.808	0.486	1.663	1
qts1	20.7	1	1.919	1.025	-0.049	0.243	1.968	1.054	1.868	5
qtis3	5.7	1	3.342	1.100	-0.055	0.243	3.398	1.127	3.015	17
S	2.6	1	4.412	1.271	-0.057	0.243	4.469	1.294	3.454	27
qta	32.3	1	1.456	1.016	-0.044	0.243	1.500	1.045	1.436	34
plr	4.6	3	5.540	0.983	-0.182	0.259	5.722	1.017	5.628	36
qt2	255.8	2	0.055	0.710	-0.007	0.251	0.062	0.753	0.082	99
qpads1	238.0	1	-0.570	1.002	0.046	0.244	-0.616	1.031	-0.597	99
qtas1	305.0	1	-0.819	1.002	0.078	0.244	-0.896	1.031	-0.869	99



شکل (۵-۵) - نقشه دوتایی حاصل از نقشه زمین شناسی با در نظر گرفتن cut off=1.4



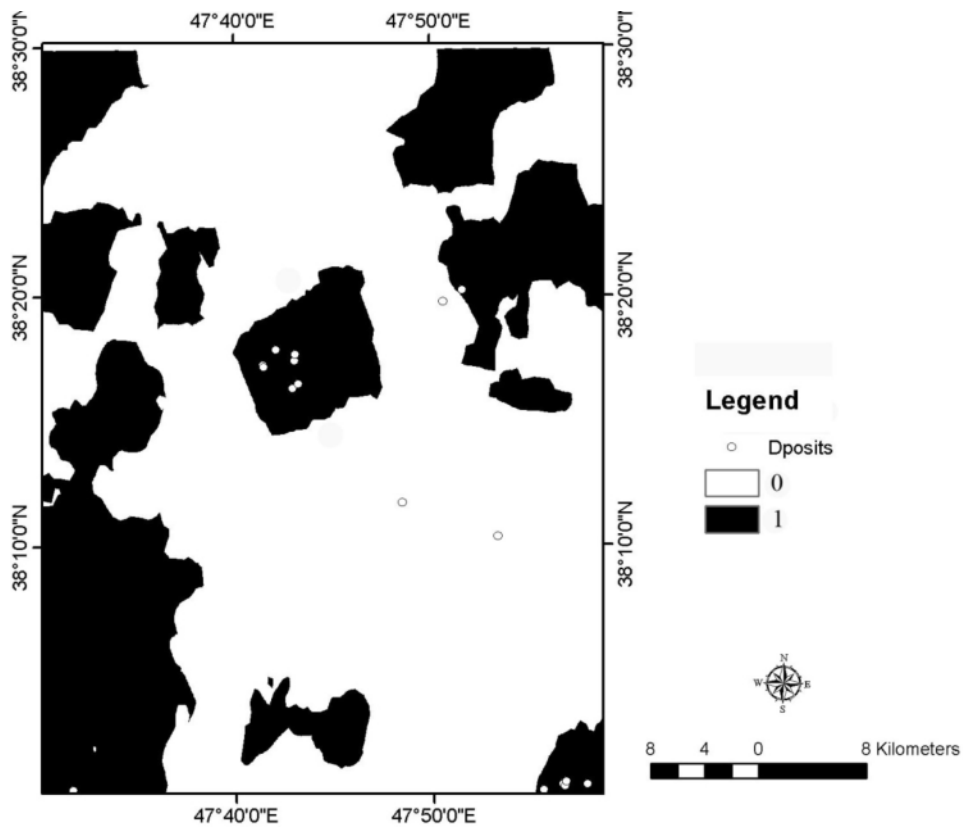
شکل (۵-۶) - نقشه دوتایی حاصل از نقشه زمین‌شناسی با در نظر گرفتن $cut\ off=2$.

۵-۷-۱-۲ - نقشه شاهد ژئوشیمی

همان‌طور که در فصل چهارم توضیح داده شد، با انتخاب حاصلضرب دو عنصر بیسموت و آرسنیک به عنوان نقشه شاهد مناسب، با توجه به وابستگی مکانی نسبت به نشانه‌های زمین‌گرمایی، وزن‌دهی شد. محاسبات وزن‌های نشان‌گر نقشه تولیدی از دو عنصر بیسموت و آرسنیک در جدول (۵-۶) آمده است. نقشه دوتایی شاهد ژئوشیمیایی منطقه که بر اساس مقدار کنتراست و استیودنت کنتراست تولید شده است در شکل (۵-۷) نمایش داده شده است. دلیل استفاده از روش حاصلضربی این است که وابستگی بین عناصر ژئوشیمی زیاد بوده و اگر از دو عنصر متفاوت، جداگانه نقشه تولید شود و در محاسبات به کار گرفته شود استقلال شرطی را با مشکل روبرو می‌سازد.

جدول (۵-۶) - نتایج محاسبات وزن های نشانگر برای داده ژئوشیمی.

name	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S (C)	Sig(C)	Class
90-100	85	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2.000
80-90	161	1	-0.189	1.003	0.012	0.244	-0.201	1.032	-0.195	2.000
70-80	282	9	1.476	0.339	-0.572	0.334	2.047	0.476	4.303	2.000
60-70	477	13	1.313	0.281	-1.065	0.448	2.378	0.529	4.498	2.000
50-60	756	15	0.989	0.261	-1.421	0.578	2.410	0.634	3.801	2.000
40-50	1171	16	0.610	0.252	-1.537	0.708	2.147	0.751	2.859	1.000
30-40	1613	16	0.285	0.251	-1.094	0.708	1.379	0.751	1.836	1.000
20-30	1981	17	0.139	0.244	-1.166	1.001	1.305	1.030	1.266	1.000
10-20	2175	17	0.045	0.244	-0.559	1.002	0.604	1.031	0.586	1.000
00-10	2408	18	-0.001	0.237	4.889	14.142	-4.889	14.144	-0.346	1.000



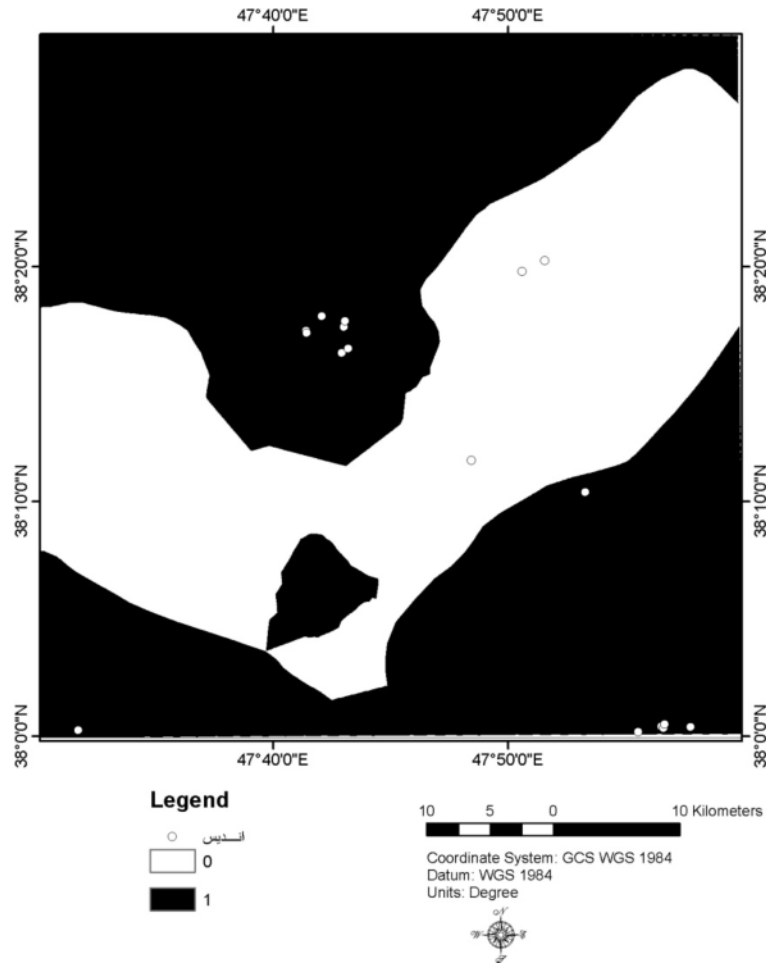
شکل (۵-۷) - نقشه دوتایی حاصل از تحلیل داده های ژئوشیمی (حاصل ضرب بیسموت و آرسنیک).

۵-۷-۱-۳- نقشه شاهد گرانی

به منظور استفاده از نقشه گرانی که کاملاً توسط شرکت تهران برکلی برداشت و تفسیر شده بود هیچ نوع داده خام در دسترس نبود. به همین منظور نقشه‌های تفسیر شده از گزارش ارائه شده به سازمان انرژی‌های نو با صرف وقت زیاد رقومی شد. که با ترندهای نرم‌افزاری برای استفاده در محاسبات آماده گردید. نقشه تولیدی با روش‌های مختلفی کلاسه‌بندی و محاسبات روی نقشه‌های حاصله انجام شد، که در نهایت بهترین نوع کلاسه بندی با استفاده از روش $1/3$ انحراف استاندارد حاصل شد. با توجه به کلاسه بندی مورد نظر، نتایج محاسبات وزنی که با روش تجمعی انجام شده است در جدول (۵-۷) و نقشه دوتایی حاصله در شکل (۵-۸) نمایش داده شده است.

جدول (۵-۷) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای نقشه گرانی.

name	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S(C)	Sig(C)	Class
-35- -30	167.1	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2
-30- -25	299.3	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2
-25- -20	444.0	3	-0.101	0.579	0.021	0.259	-0.122	0.635	-0.192	2
-20- -15	593.2	5	0.122	0.449	-0.043	0.278	0.166	0.528	0.313	2
-15- -10	780.9	7	0.184	0.380	-0.102	0.303	0.286	0.486	0.590	2
-10- -5	1135.3	8	-0.058	0.355	0.049	0.318	-0.107	0.476	-0.226	2
-5- 0	1493.4	15	0.299	0.260	-0.830	0.578	1.129	0.634	1.781	2
0- 5	1890.6	15	0.061	0.259	-0.260	0.579	0.321	0.634	0.507	1
5- 10	2080.1	16	0.030	0.251	-0.213	0.709	0.243	0.752	0.323	1
10- 15	2264.6	18	0.063	0.237	-4.701	10.000	4.763	10.003	0.476	1
15- 20	2377.2	18	0.014	0.237	-3.234	10.002	3.248	10.004	0.325	1
20- 25	2396.8	18	0.005	0.237	-2.363	10.004	2.369	10.006	0.237	1
25- 30	2410.9	18	-0.001	0.237	4.890	14.142	-4.891	14.144	-0.346	1



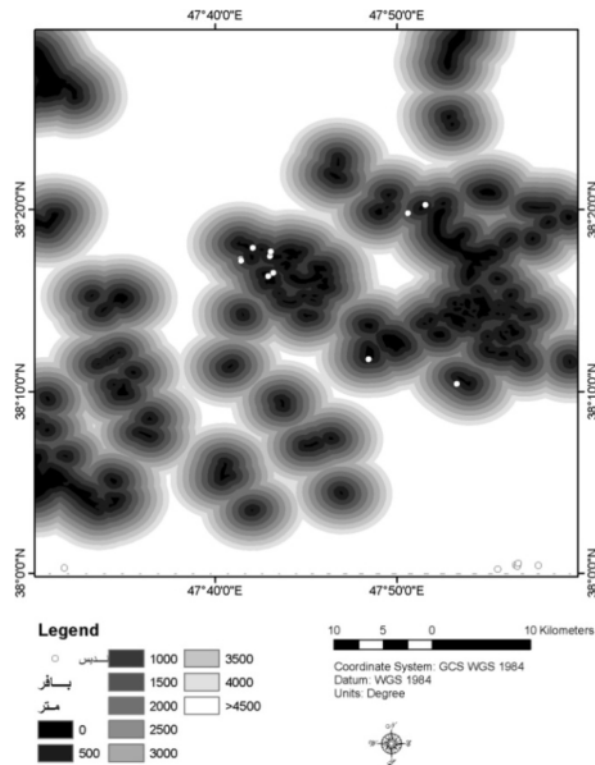
شکل (۵-۸) - نقشه دوتایی حاصل از تحلیل داده گرانی.

۵-۷-۱-۴ - نقشه شاهد مناطق دگرسانی

بعد از رقومی و یکپارچه سازی مناطق دگرسانی از عکس ماهواره، نقشه زمین شناسی و منابع دیگر که از منطقه جمع آوری شده بود. مناطق دگرسان شده در فواصل ۵۰۰ متری بافر زده شدند شکل (۵-۹). و محاسبات وزن های نشان گر در این فواصل صورت گرفت که نتایج آن در جدول (۵-۸) ارائه شده است.

جدول (۵-۸) - نتایج محاسبات وزن های نشانگر برای بافر مناطق دگرسان شده.

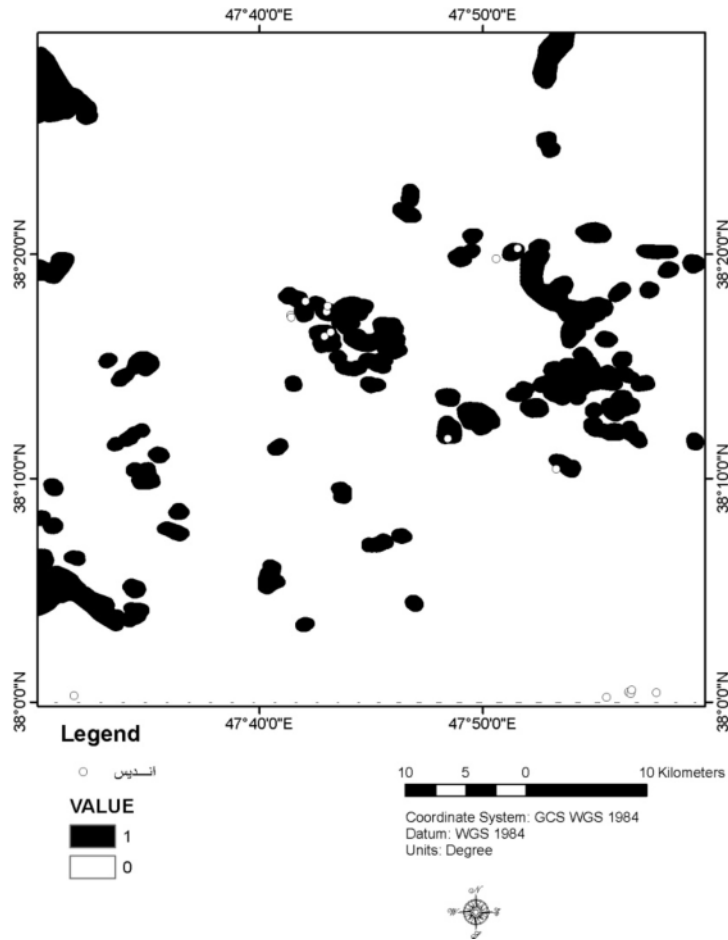
name	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S (C)	Sig(C)	Class
0m	54.6	2	1.628	0.720	-0.096	0.251	1.723	0.763	2.259	2
500m	227.2	8	1.588	0.360	-0.493	0.317	2.080	0.480	4.338	2
1000m	418.7	11	1.285	0.306	-0.759	0.379	2.045	0.487	4.203	1
1500m	612.8	11	0.896	0.304	-0.658	0.379	1.554	0.486	3.198	1
2000m	814.3	11	0.607	0.304	-0.540	0.379	1.147	0.485	2.363	1
2500m	1011.3	11	0.388	0.303	-0.409	0.379	0.797	0.485	1.642	1
3000m	1193.4	11	0.221	0.303	-0.271	0.379	0.492	0.485	1.014	1
3500m	1363.4	11	0.086	0.303	-0.122	0.379	0.209	0.485	0.430	1
4000m	1511.2	11	-0.017	0.303	0.028	0.379	-0.045	0.485	-0.093	1
>4500m	2430.7	18	-0.001	0.237	4.898	14.142	-4.899	14.144	-0.346	1



شکل (۵-۹) - بافر اطراف مناطق دگرسان شده در فواصل ۵۰۰ متری .

بر اساس نتایج وزن های نشانگر که در جدول (۵-۸) آمده است، مناطق دگرسانی با بافر ۵۰۰ متر به

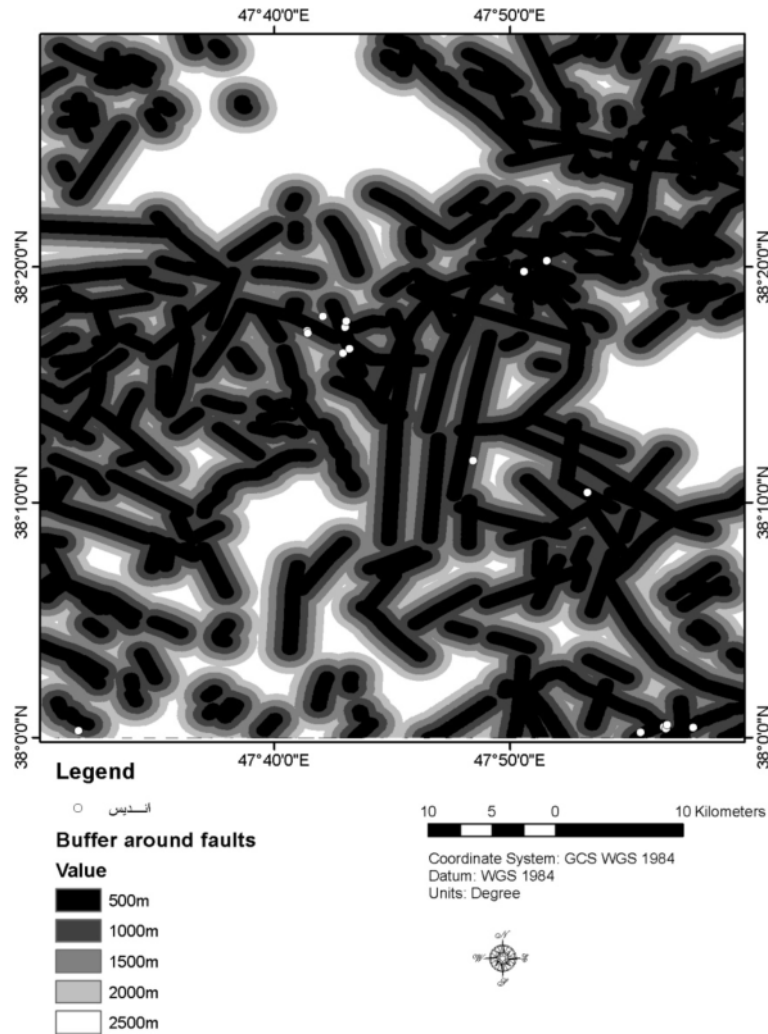
عنوان نقشه شاهد دگرسانی استفاده شد شکل (۵-۱۰).



شکل (۵-۱۰) - نقشه دوتایی حاصل از بافر مناطق دگرسان شده در فواصل ۵۰۰ متر.

۵-۷-۱-۵ - نقشه شاهد گسل‌ها

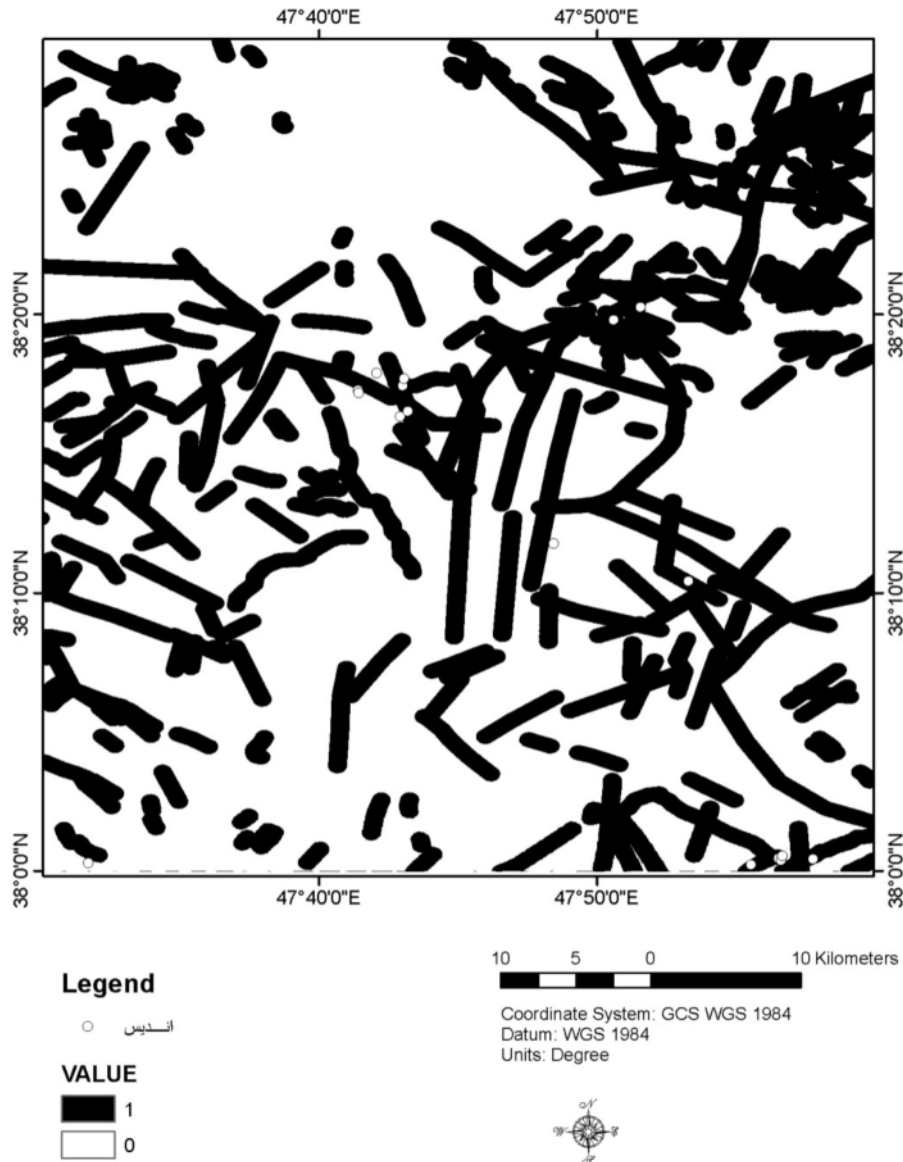
جهت مطالعه گسل‌ها، ابتدا کلیه گسل‌های منطقه از روی نقشه زمین‌شناسی و دیگر منابع موجود رقومی شد و سپس عملیات بافرینگ با فواصل ۵۰۰ متری تا مسافت ۲۵۰۰ متر انجام گرفت. در شکل (۵-۱۱) نقشه بافر شده گسل‌های منطقه نمایش داده شده است. برای فواصل مختلف، محاسبات وزن‌های نشانگر با روش تجمعی انجام شد که نتایج آن در جدول (۵-۹) آورده شده است. بر اساس نتایج جدول (۵-۹) فاصله بافر ۵۰۰ متر با مساحت ۸۵۰ کیلومتر مربع بهترین پیش‌بینی کننده می‌باشد. در شکل (۵-۱۲) نقشه دوتایی مناطق مطلوب و غیر مطلوب گسلی مشاهده می‌شود.



شکل (۵-۱۱) - بافر گسل‌های منطقه در فواصل ۵۰۰ متری

جدول (۵-۹) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای بافر گسل‌ها.

name	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S (C)	Sig(C)	Class
500m	849.5	12	0.660	0.291	-0.676	0.409	1.335	0.502	2.661	2
1000m	1492.5	18	0.499	0.237	-6.562	10.000	7.061	10.003	0.706	1
1500m	1896.5	18	0.257	0.237	-6.012	10.000	6.269	10.003	0.627	1
2000m	2117.6	18	0.145	0.237	-5.499	10.000	5.644	10.003	0.564	1
2500m	2447.5	18	-0.001	0.237	4.905	14.142	-4.906	14.144	-0.347	1



شکل (۵-۱۲) - دوتایی حاصل از بافر گسل‌های منطقه مورد مطالعه، در فواصل ۵۰۰ متر.

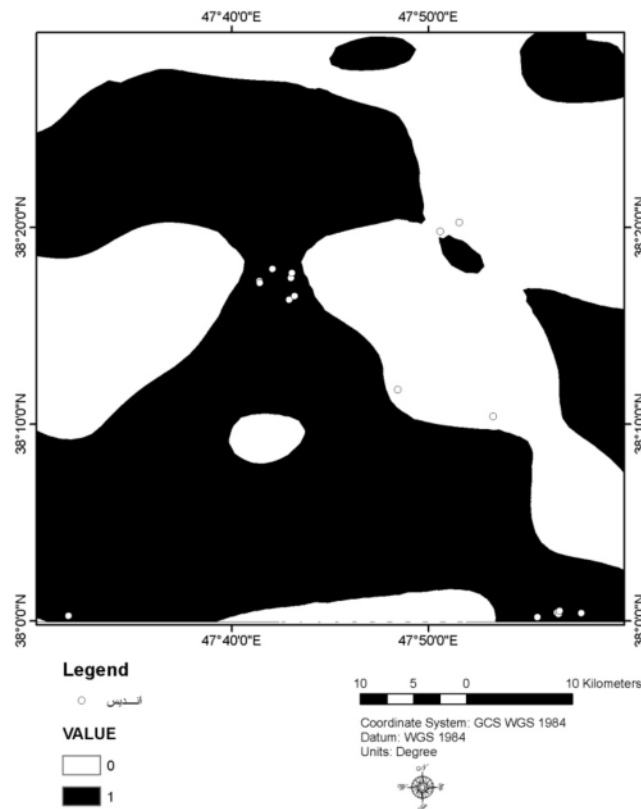
۵-۷-۱-۶- نقشه شاهد مغناطیس

همان طور که در فصل چهارم توضیح داده شد داده‌های خام مغناطیس هوایی از طریق سازمان زمین‌شناسی تهیه شد. کلیه محاسبات با نرم‌افزار ژئوسافت انجام شد و نتایج حاصله با استفاده از نرم‌افزار Arcview کلاسه بندی شد. (چندین روش متفاوت انجام شد تا بهترین روش کلاسه‌بندی حاصل شود). با استفاده از روش تجمعی، وزن‌ها برای کلاس‌های متفاوت محاسبه و از این بین نتایج برای نقشه مشتق قائم مرتبه اول از بقیه موارد بهتر بود این محاسبات در جدول (۵-۱۰) نمایش داده

شده است. نقشه دوتایی حاصله در شکل (۵-۱۳) قابل مشاهده است. در این نقشه مناطق مطلوب با ارزش یک با رنگ سیاه و مناطق غیر مطلوب با ارزش صفر به رنگ سفید مشخص شده است.

جدول (۵-۱۰) - نتایج محاسبات وزن‌های نشانگر برای داده‌های کلاسه بندی شده مشتق اول مغناطیس هوایی.

name	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S(C)	Sig(C)	Class
-0.03--0.01	164.9	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2
-0.01--0.007	462.2	6	0.567	0.411	-0.196	0.290	0.763	0.503	1.517	2
-0.007--0.003	720.6	6	0.118	0.410	-0.054	0.290	0.173	0.502	0.344	2
-0.003--0.002	936.2	7	0.010	0.379	-0.006	0.303	0.016	0.485	0.033	2
-0.002--0.0006	1394.0	14	0.307	0.269	-0.656	0.501	0.963	0.568	1.694	2
-0.0006-0.009	2002.8	18	0.195	0.237	-5.766	10.000	5.961	10.003	0.596	1
0.009-0.03	2353.7	18	0.032	0.237	-4.051	10.001	4.082	10.003	0.408	1
0.03-0.09	2430.7	18	-0.001	0.237	4.898	14.142	-4.899	14.144	-0.346	1



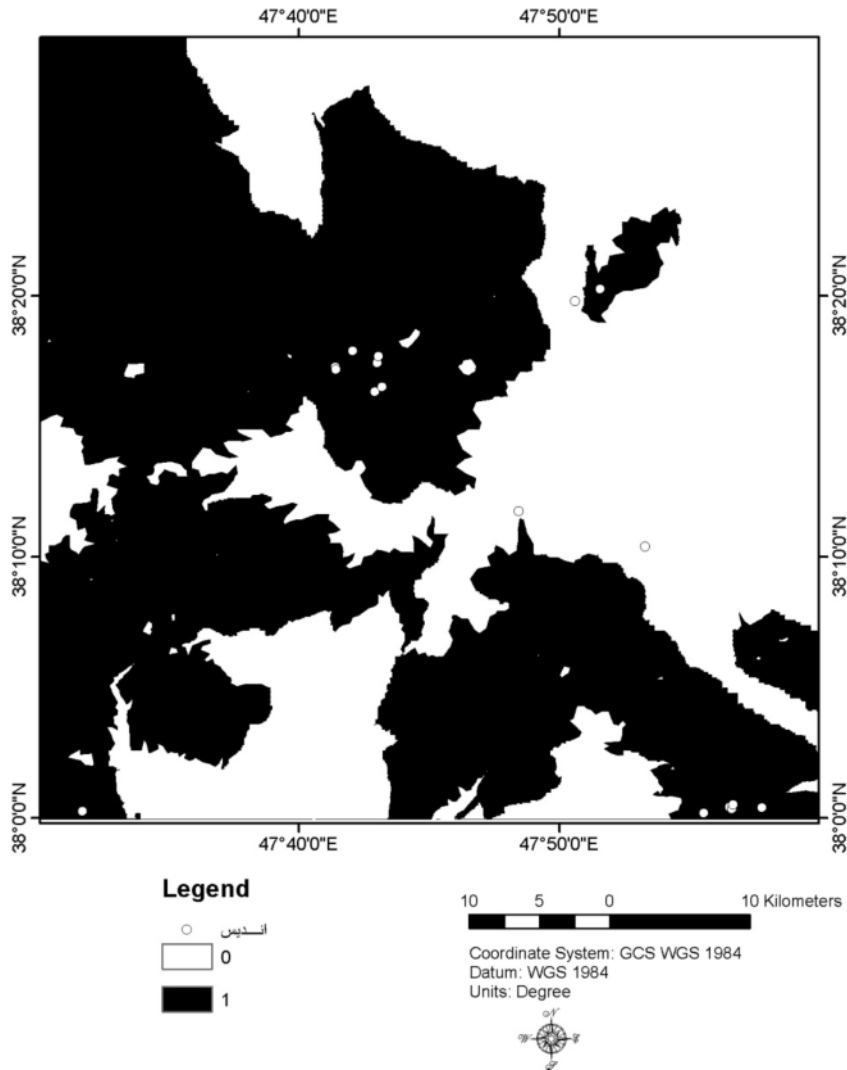
شکل (۵-۱۳) - نقشه دوتایی حاصل از داده مغناطیس هوایی.

۵-۷-۱-۷- نقشه شاهد بارندگی

همان طور که در فصل هیدرولوژی توضیح داده شد بارندگی و نزولات جوی نقش مهمی در تأمین آب منطقه سبلان دارد، که عامل انرژی برق و تأمین آب چشمه‌ها است. روش‌های متفاوتی را می‌توان برای تهیه نقشه بارندگی استفاده نمود که در اینجا نقشه بارندگی منطقه بر اساس توپوگرافی و میزان بارندگی تهیه شده است. البته از نتایج و مدل‌های استخراج شده توسط همتی و همکاران (۱۳۸۶) برای کنترل نتایج استفاده شده است. نقشه تولیدی با استفاده از ترفند $1/3$ انحراف استاندارد کلاسه بندی و با استفاده از روش تجمعی، وزن‌ها برای کلاسه‌های متفاوت محاسبه و نتایج حاصله در جدول (۵-۱۱) نمایش داده شده است. نقشه دوتائی حاصله در شکل (۵-۱۴) قابل مشاهده است. در این نقشه مناطق مطلوب با ارزش یک با رنگ سیاه و مناطق غیر مطلوب با ارزش صفر به رنگ سفید مشخص شده است.

جدول (۵-۱۱)- نتایج محاسبات وزن های نشانگر برای داده‌های کلاسه بندی شده بارندگی.

Name 1/3(div std)	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S (C)	Sig(C)	Class
0.50 - 0.17-	2430.2	18	-0.001	0.237	4.898	14.142	-4.899	14.144	-0.346	1
0.17- - 0.17	2343.4	18	0.036	0.237	-4.171	10.001	4.207	10.003	0.421	1
0.17 - 0.50	2179.0	18	0.109	0.237	-5.233	10.000	5.343	10.003	0.534	1
0.50 - 0.83	2043.1	18	0.174	0.237	-5.666	10.000	5.840	10.003	0.584	1
0.83 - 1.2	1724.9	16	0.227	0.251	-0.965	0.708	1.192	0.751	1.586	1
1.2 - 1.5	1528.6	16	0.349	0.251	-1.211	0.708	1.560	0.751	2.076	2
1.5 - 1.8	1275.4	15	0.467	0.260	-1.053	0.578	1.519	0.634	2.397	2
1.8 - 2.2	904.4	8	0.179	0.355	-0.123	0.317	0.302	0.476	0.634	2
2.2 - 2.5	663.7	7	0.357	0.380	-0.175	0.303	0.531	0.486	1.094	2
> 2.5	340.0	0	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	2



شکل (۵-۱۴) - نقشه دوتایی حاصل از داده بارندگی (قبل از محاسبات با روش $\frac{1}{3}$ انحراف استاندارد نقشه کلاسه بندی شد).

۵-۷-۱-۸ - نقشه شاهد مناطق لرزه خیز

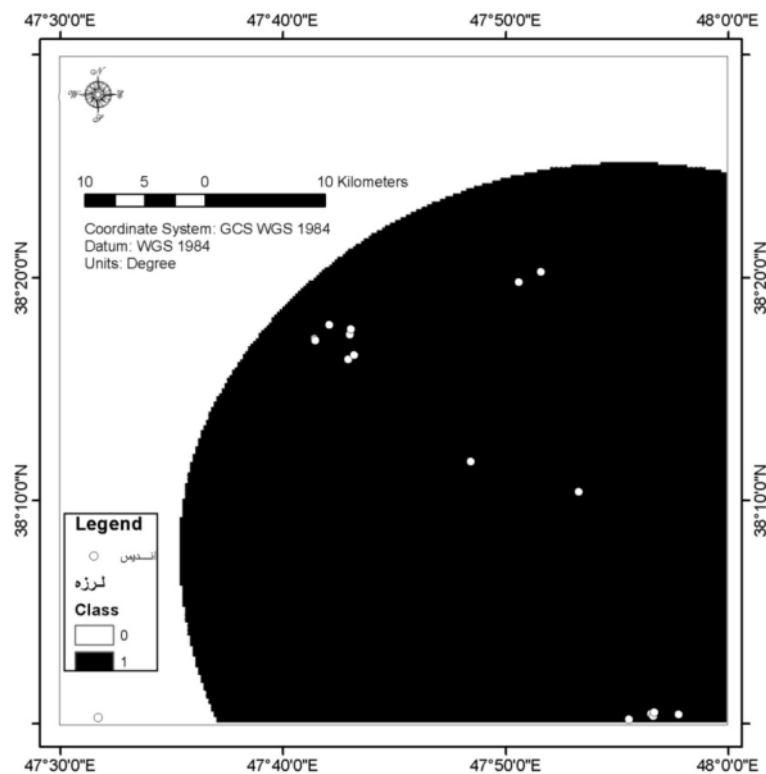
در این مورد با توجه به مکان رخداد میکرولرزه‌های کمتر از ده کیلومتر عمق، نقشه چگالی با توجه به فواصل نقاط از یکدیگر با استفاده از نرم‌افزار Arcview بدست آمد. نقشه حاصله به فواصل تقریباً مساوی کلاسه‌بندی شد و با روش تجمعی، وزن‌ها برای هر کلاس محاسبه و در جدول (۵-۱۲) نمایش داده شده است. نقشه دوتایی تولید شده با توجه به نتایج کنتراست و استیودنت کنتراست در شکل

(۵-۱۵) قابل مشاهده است. با توجه به بالا بودن مقدار کنتراست نقش داده لرزه در تعیین مناطق

پرپتانسیل زمین گرمایی تعیین کننده است.

جدول (۵-۱۲) - نتایج محاسبات وزنهای نشانگر برای دادههای کلاسه بندی شده نقشه توزیع چگالی لرزه.

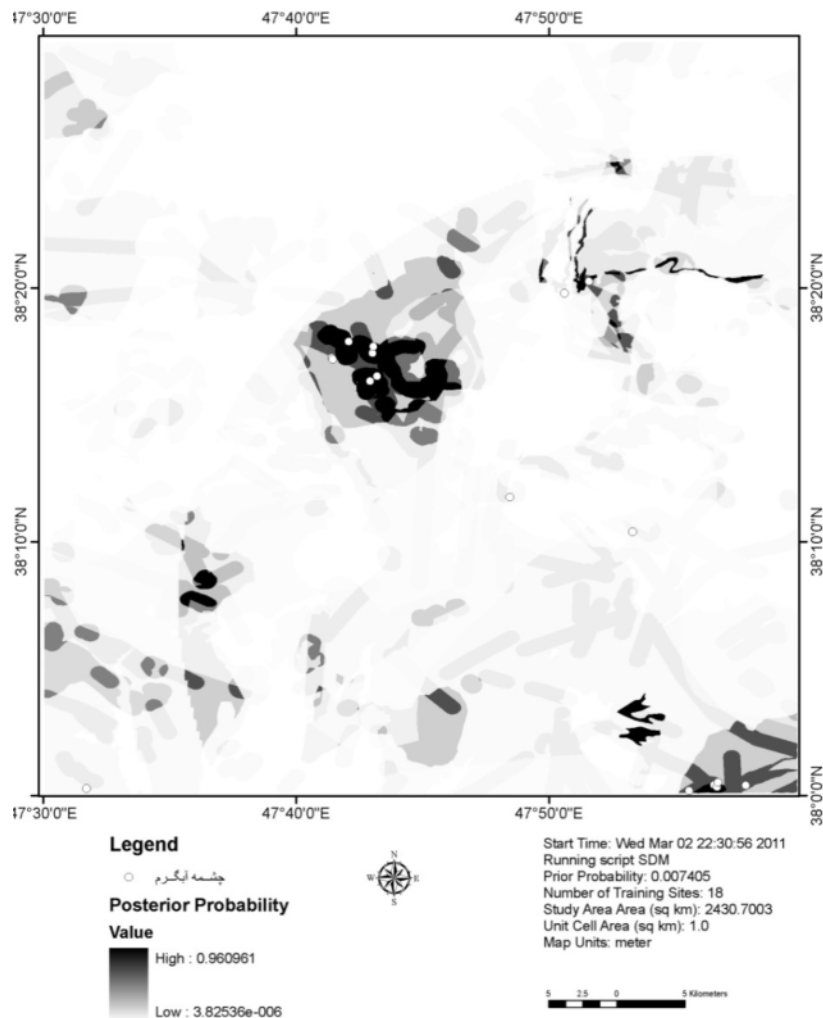
مسافت برحسب متر	مساحت	اندیس	W+	S(W+)	W-	S(W-)	C	S(C)	Sig(C)	Class
70-190	2391.3	18	-0.001	0.237	4.882	14.142	-4.882	14.144	-0.345	1
190-320	1902.8	17	0.173	0.244	-1.308	1.001	1.480	1.030	1.437	1
320-475	1446.6	17	0.450	0.244	-1.968	1.001	2.418	1.030	2.348	2
475-634	1185.2	14	0.455	0.269	-0.824	0.501	1.279	0.568	2.250	2
634-799	992.6	10	0.294	0.318	-0.277	0.355	0.571	0.476	1.198	2
799-964	824.9	8	0.256	0.355	-0.166	0.317	0.422	0.476	0.885	2
964-1123	673.0	8	0.461	0.356	-0.259	0.317	0.720	0.477	1.512	2
1123-1282	533.9	8	0.696	0.356	-0.337	0.317	1.033	0.477	2.167	2
1282-1429	393.6	7	0.870	0.381	-0.315	0.302	1.185	0.487	2.435	2
1429-1571	232.3	1	-0.562	1.002	0.045	0.244	-0.607	1.031	-0.589	2



شکل (۵-۱۵) - نقشه دوتایی حاصل از نقشه چگالی تولیدی از داده میکرو لرزه.

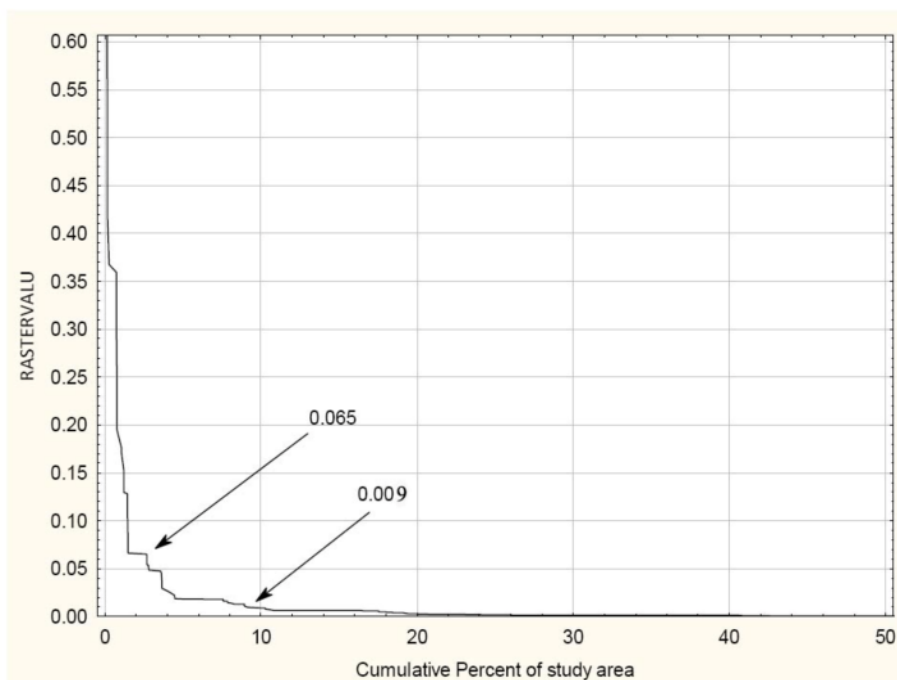
۵-۸- تهیه نقشه پتانسیل مطلوب

به منظور تهیه نقشه پتانسیل مطلوب از نقشه‌های دوتائی تولید شده در قسمت قبل، از دو روش وزن‌های نشانگر و همچنین روش رگرسیون لجستیکی استفاده شده است. همان طور که در قسمت (۵-۲-۱) توضیح داده شد برای محاسبه احتمال متأخر از فرمول‌های جدول (۵-۳) استفاده می‌شود. ارزش مقادیر تولیدی بین صفر و یک است. نقشه تولید شده در شکل (۵-۱۶) نمایش داده شده است، این نقشه بدون کلاسه بندی است.



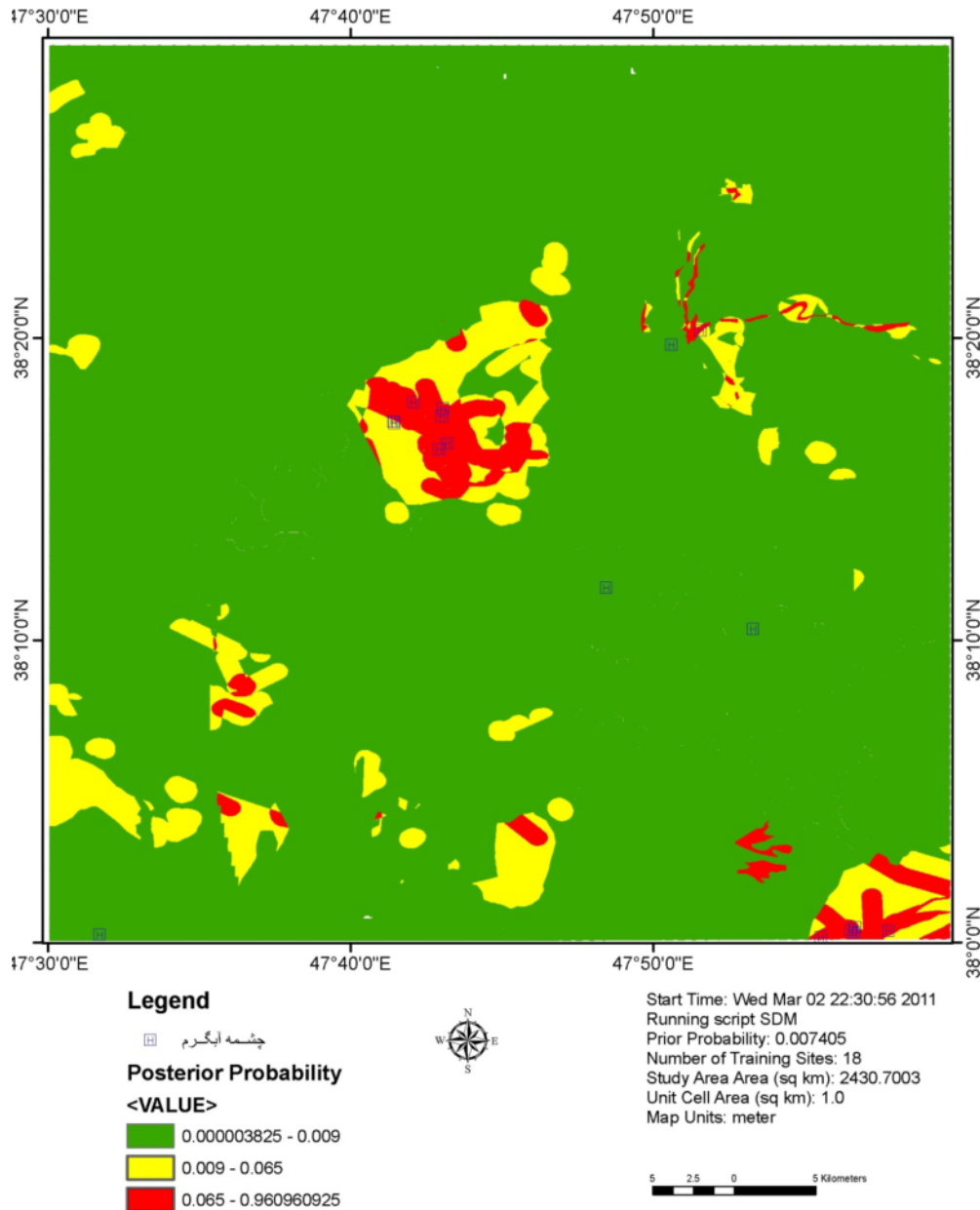
شکل (۵-۱۶) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده توسط روش وزن‌های نشانگر بدون کلاسه بندی.

به منظور کلاسه بندی نقشه احتمال متأخر به مناطق خیلی مناسب، متوسط و کم اهمیت از نمودار تجمعی مساحت ارائه شده در شکل (۵-۱۷) استفاده شده است [Sawatzky et al., 2009].



شکل (۵-۱۷) - نمودار تجمعی مساحت مربوط به شکل (۵-۱۶).

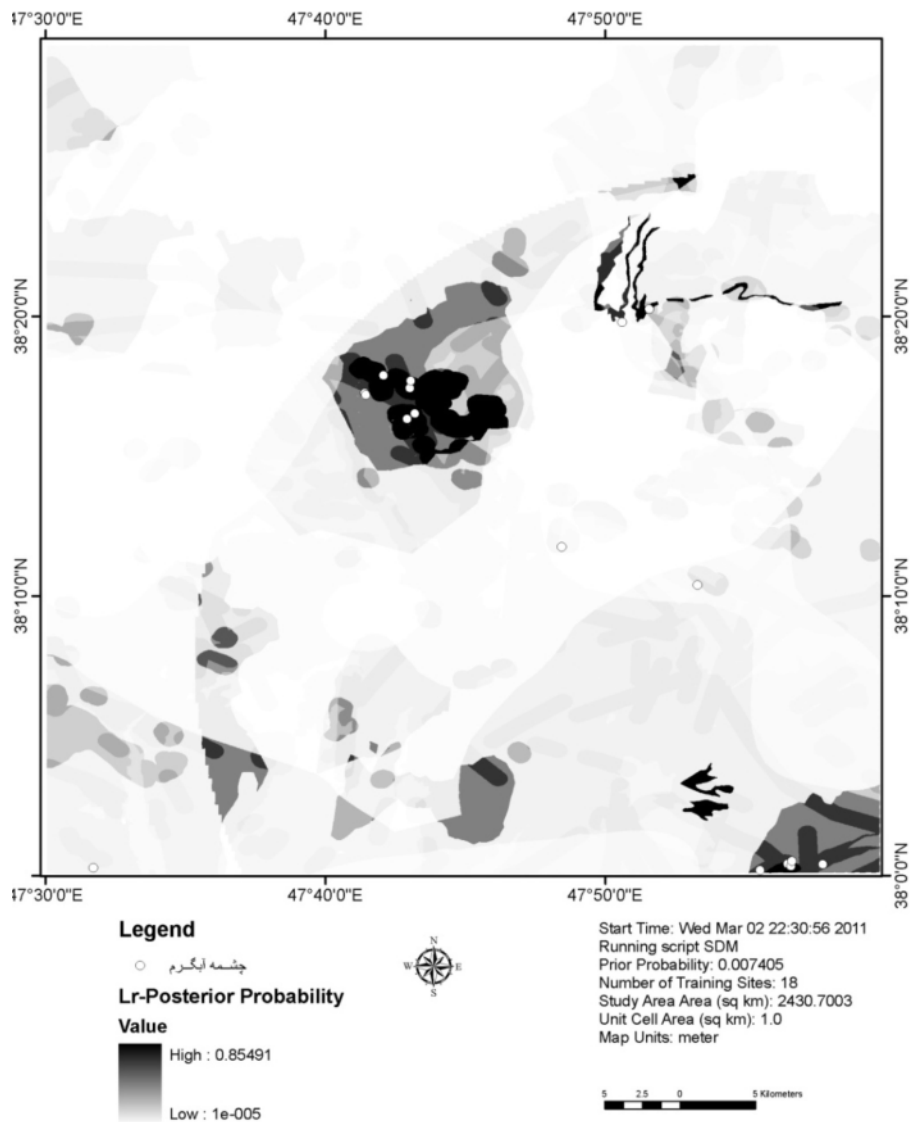
نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده در شکل (۵-۱۶) بعد از کلاسه بندی با استفاده از نمودار تجمعی مساحت، به سه کلاس تقسیم شد و در شکل (۵-۱۸) نمایش داده شده است.



شکل (۵-۱۸) - نقشه پتانسیل مطلوب حاصل از روش وزن‌های نشانگر که با استفاده از نمودار تجمعی مساحت کلاسه بندی شده است.

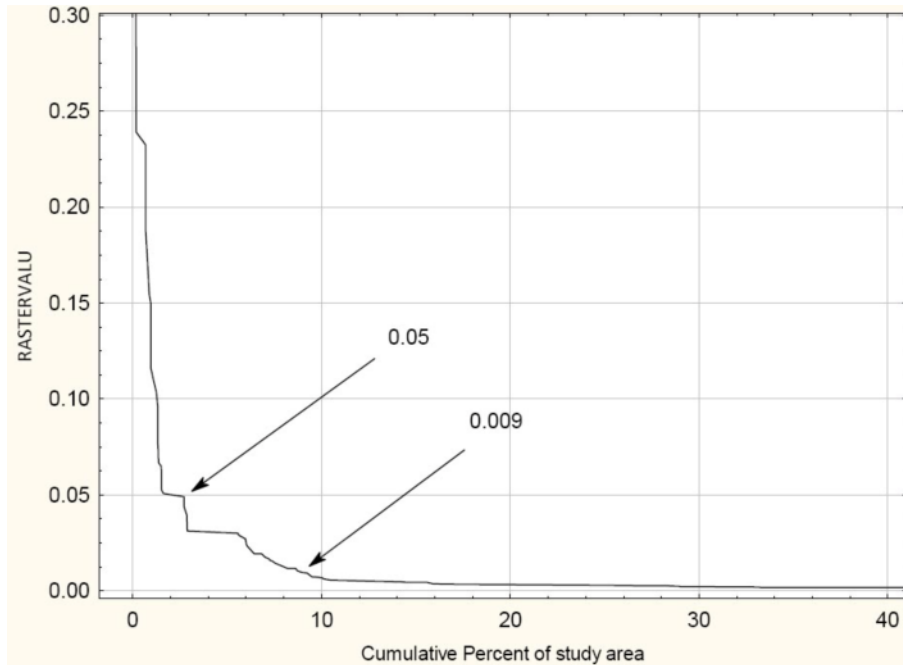
نکته قابل ذکر در نقشه احتمال متأخر تولیدی از روش وزن‌های نشانگر که بر قضیه بیز استوار است استقلال یا عدم استقلال شرطی است. با مشاهده مقدار احتمال متأخر تولید شده به اندازه ۹۷ درصد که مقدار زیادتر از حد انتظار است به نظر می‌رسد که نقشه تولیدی در این قسمت از استقلال شرطی کافی برخوردار نیست. به همین منظور از روش معرفی شده توسط (Agterberg and Cheng 2002)

برای بررسی استقلال شرطی استفاده شد. که حدوداً ۴۷ درصد عدم استقلال شرطی در این نقشه وجود دارد. به همین منظور از روش رگرسیون لجستیکی برای تهیه نقشه احتمال متأخر نیز استفاده شد. در این روش به منظور تهیه نقشه احتمال متأخر از فرمول (۵-۲۷) استفاده می‌شود. نقشه تولیدی از این روش که در آن از تمامی نقشه‌های دوتائی استفاده شده است در شکل (۵-۱۹) بدون کلاسه بندی نشان داده شده است.



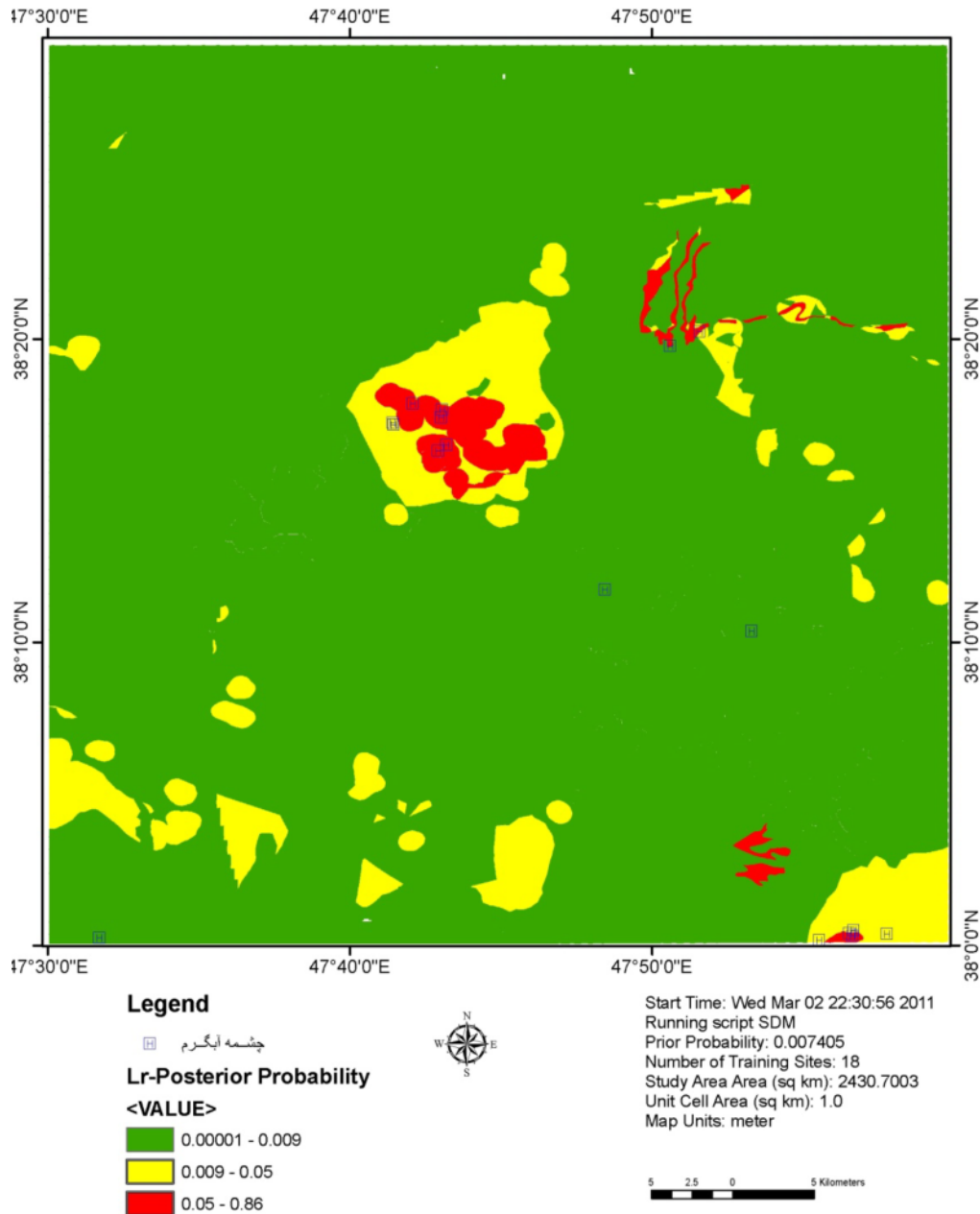
شکل (۵-۱۹) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده توسط روش رگرسیون لجستیکی بدون کلاسه بندی.

به منظور کلاسه‌بندی و تفکیک مناطق پرتانسیل از کم پتانسیل از جدول تجمعی مساحت شکل (۲۰-۵) استفاده شده است.



شکل (۲۰-۵)- نمودار تجمعی مساحت مربوط به شکل (۱۹-۵).

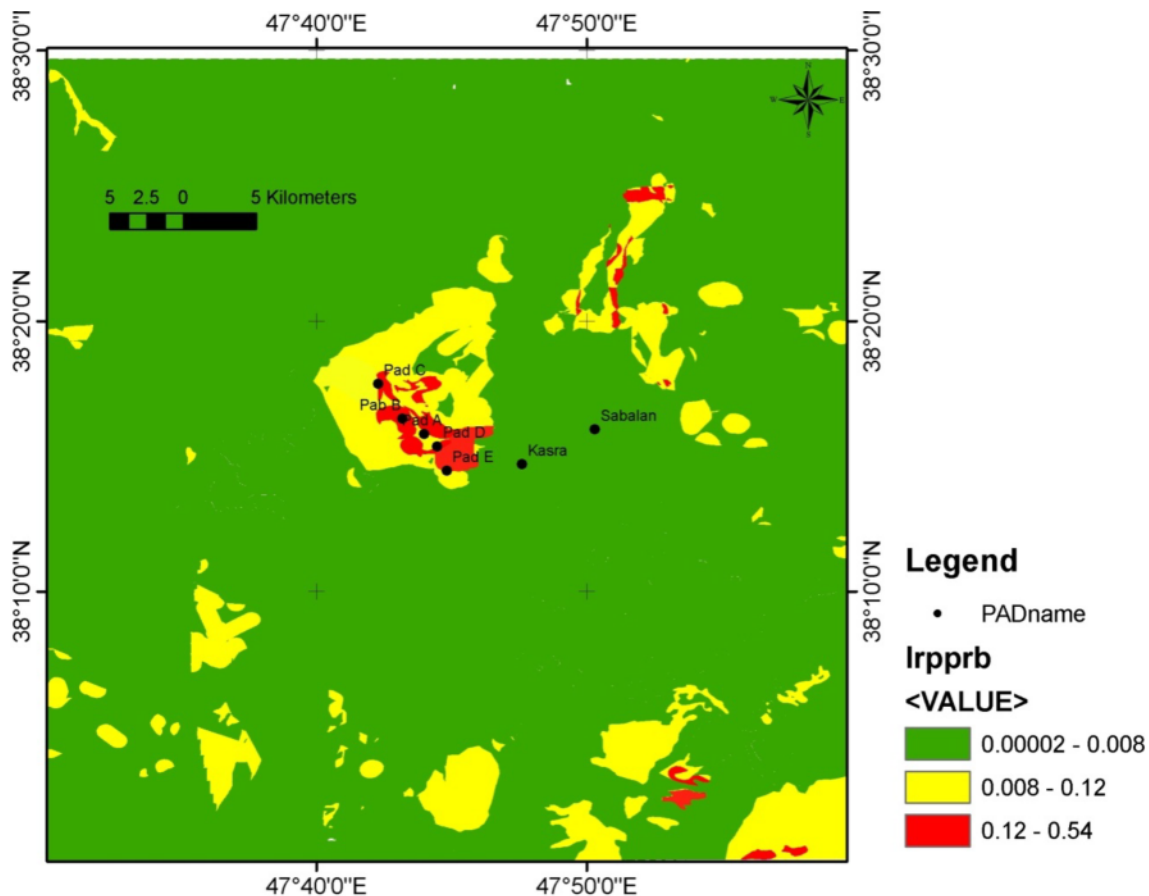
نقشه کلاسه‌بندی شده در سه کلاس قوی، متوسط و ضعیف در شکل (۲۱-۵) نمایش داده شده است. در این نقشه تولیدی میزان حداکثر احتمال متأخر در حدود ۸۶ درصد است. با توجه به نقشه پتانسیل مطلوب تولیدی در حدود ۱/۵ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه به عنوان بهترین مناطق انتخاب شده‌اند، همچنین در حدود ۴ درصد از مساحت منطقه مورد مطالعه به عنوان مناطق با پتانسیل متوسط انتخاب شده است.



شکل (۵-۲۱) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده بعد از کلاسه بندی با استفاده از نمودار تجمعی مساحت.

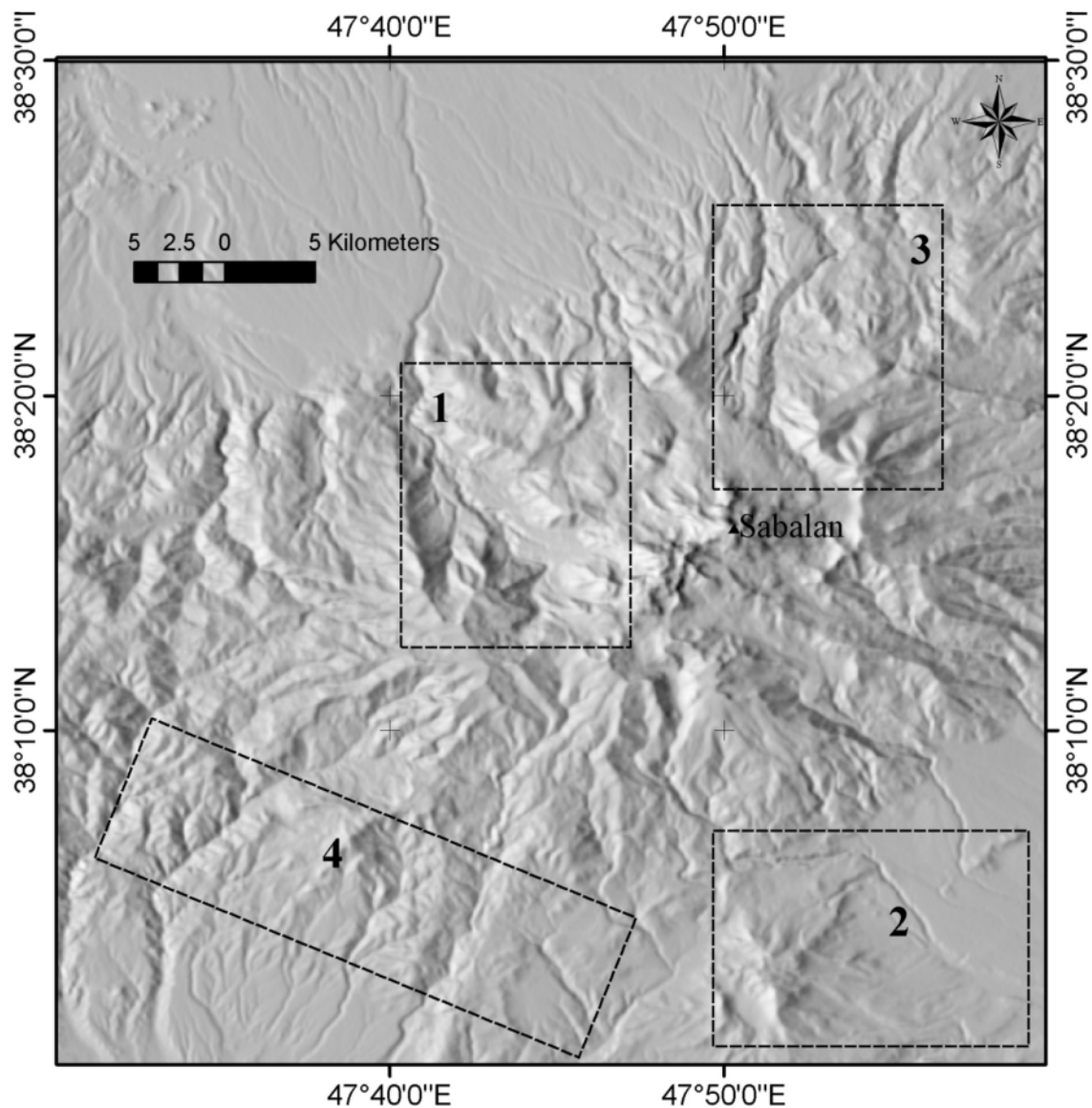
نقشه‌های پتانسیل مطلوب تولید شده پس از محاسبه برای چندین نفر از متخصصین در زمینه وزن‌های نشانگر فرستاده شد که نتایج به دلیل بالا بودن احتمال در نقشه تولیدی از روش رگرسیون لجستیکی (حدود ۸۶ درصد) مورد تردید واقع شد. بعد از بررسی‌های بسیار زیاد نقشه شاهد زمین‌شناسی عامل اصلی افزایش میزان احتمال در نقشه نهایی تشخیص داده شد. لذا واحدهای زمین‌شناسی (از جمله S: زون سیلیسی شده) که مقدار کنتراست بالا و مساحت کمتر نسبت به دیگر

واحدهای داشتند با نظر کارشناس از محاسبات حذف و نقشه حاصل دوباره برای محاسبه نقشه پتانسیل مطلوب به روش رگرسیون لجستیکی به کار گرفته شد شکل (۵-۲۲) (به دلیل اینکه تعداد نقشه‌های شاهد زیاد است و فرض استقلال شرطی تا حدود ۵۰ درصد کاهش دارد، لذا در تهیه نقشه نهایی از روش وزن‌های نشانگر استفاده نشده است). نقشه تولید شده همانند روشهای ذکر شده در قسمت قبلی کلاسه بندی شد و میزان احتمال متأخر در این نقشه ۰/۵۴ است که کاهش قابل توجه نسبت به نقشه اولیه نشان داد. در این نقشه از مساحت مناطق با اولویت اول کاسته شده است و تمرکز مناطق با اولویت بالا بین محل چاه‌های حفاری شده C و E قرار گرفته است.



شکل (۵-۲۲) - نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده بعد از تعدیل نقشه زمین‌شناسی که با استفاده از نمودار تجمعی مساحت کلاسه بندی شده است. روی نقشه محل حفاری‌های انجام شده با حروف انگلیسی نام گذاری شده است همچنین ارتفاعات دو کوه سبلان و کسری نیز با نقاط سیاه مشخص شده است.

با مقایسه تمامی نقشه‌های پتانسیل مطلوب، به طور خلاصه چهار منطقه که بر روی شکل (۵-۲۳) با خطچین مشخص شده‌اند. به عنوان مناطق اولویت دار به ترتیب اعداد معرفی شده‌اند. از این مناطق دو منطقه ۱ و ۲ به ترتیب سبلان و بوشلی در اکتشافات گذشته مورد کاوش قرار گرفته و نتایج پروفیل‌های مگنتوتلوریک و چاه‌های حفاری با نتایج حاصل از روش وزن‌های نشانگر در فصل بعدی بررسی می‌شوند ولی مناطق ۳ و ۴ هنوز مورد بررسی دقیق قرار نگرفته‌است.



شکل (۵-۲۳) - مناطق اولویت‌دار به ترتیب عدد با خطچین مشخص شده است. منطقه ۱ سبلان، منطقه ۲ بوشلی.

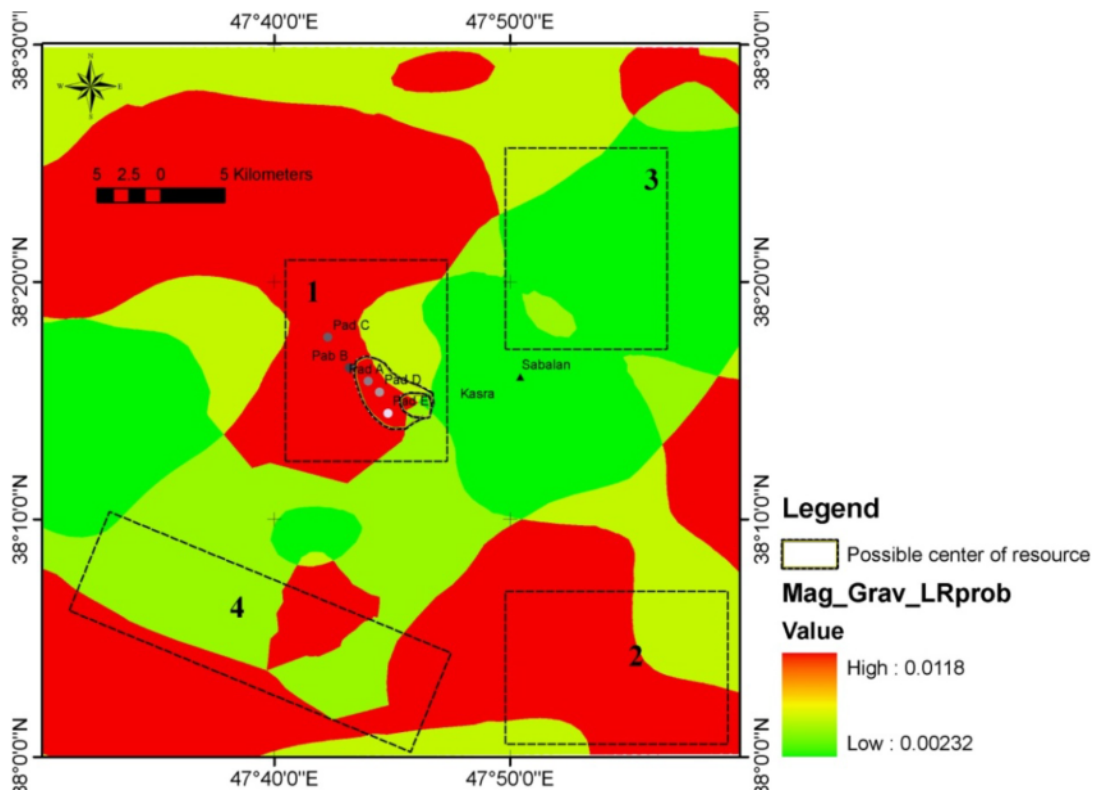
با بررسی بیشتر جداول و نتایج حاصل از نقشه‌های شاهد که در جدول (۵-۱۳) خلاصه شده‌اند، دو نقشه شاهد گرانی و مغناطیس هوایی از کنتراست کمی نسبت به دیگر نقشه‌های شاهد برخورداراند.

جدول (۵-۱۳)- خلاصه نتایج محاسبات وزنهای نشانگر برای تمامی نقشه‌های شاهد.

Name	Index	W+	W-	C	Sig(C)	WEIGHT	
Geology	Qt1	7	0.565	-0.243	0.808	1.663	0.565
	Qts1	1	1.919	-0.049	1.968	1.868	1.919
	Qtis3	1	3.342	-0.055	3.398	3.015	3.342
	S	1	4.412	-0.057	4.469	3.454	4.412
	Qta	1	1.456	-0.044	1.5	1.436	1.456
	Plr	3	5.54	-0.182	5.722	5.628	5.54
Geochemical		15	0.989	-1.42	2.41	3.801	0.989
Gravity		15	0.299	-0.83	1.129	1.781	0.299
Alteration		8	1.588	-0.493	2.08	4.338	1.588
Magnetic		14	0.307	-0.656	0.963	1.694	0.307
Rainfall		16	0.349	-1.211	1.56	2.076	0.349
Micro seismic		17	0.45	-1.968	2.418	2.348	0.45
Faults		12	0.66	-0.676	1.335	2.661	0.66

اندازه ستیودنت کنتراست برای نقشه مغناطیس و گرانی به ترتیب $1/694$ و $1/781$ است که از مقدار ۲ کمتر بوده و با در نظر گرفتن کمترین مقدار برای برش ($1/6$) مشارکت این نقشه‌ها در تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کمرنگ خواهد بود. ولی با توجه با کارهای انجام شده در سال‌های گذشته نقش فاکتورهای گرانی و مغناطیس در تعیین منبع زمین‌گرمایی از اهمیت بالا برخوردار است. به دلیل کمی مقیاس این نقشه‌ها میزان مشارکت در تهیه نقشه پتانسیل مطلوب کاهش یافته است. لذا نقشه پتانسیل مطلوب دو نقشه شاهد گرانی و مغناطیس با استفاده از روش رگرسیون لجستیکی به صورت جداگانه محاسبه شد شکل (۵-۲۴). با برهم‌نهی پلی‌گونه‌های انتخاب شده به عنوان مناطق اولویت‌دار بر روی نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده از دو نقشه شاهد گرانی و مغناطیس نتایج قابل توجهی بدست آمد. همان‌طور که در شکل (۵-۲۴) مشاهده می‌شود مناطق ۱ و ۲ از احتمال پتانسیل بالا برخوردار هستند. این بدان معنی است که داده‌های مغناطیس و گرانی هر دو این مناطق را آنومال معرفی

کرده‌اند. ولی این مورد برای ناحیه ۳ کاملاً برعکس شده، به این صورت که نه داده مغناطیس و نه گرانی این ناحیه را آنومال معرفی می‌کند و احتمال دارد که در منطقه سوم منبع زمین گرمایی از نوع سطحی باشد. در منطقه چهارم هیچ زون پرپتانسیل قابل مشاهده نیست (شکل (۵-۲۲)) ولی در نقشه تولیدی از دو نقشه گرانی و مغناطیس یک آنومالی در مرکز ناحیه ۴ قابل مشاهده است شکل (۵-۲۴). لذا با برداشت چند پروفیل مگنتوتلوریک در این زون می‌توان به حضور یا عدم حضور آنومالی ژئوترمال در این ناحیه پی برد.



شکل (۵-۲۴) - نقشه پتانسیل مطلوب حاصل از دو نقشه مغناطیس و گرانی. در روی شکل مناطق انتخاب شده توسط شرکت فیلیپینی در سال ۲۰۰۹ به صورت خط مدور نمایش داده شده است بر طبق نتایج، این منطقه منطبق بر مناطق با احتمال بالا است. (شکل کلاسه‌بندی نشده است به دلیل پایین بودن احتمال).

در شکل (۵-۲۴) منطقه پیشنهاد شده توسط شرکت فیلیپینی دقیقاً منطبق بر محل برخورد دو زون پر و کم پتانسیل است که به صورت زاویه‌دار در مقابل هم قرار گرفته‌اند. مشابه این مورد در دیگر مناطق نقشه پتانسیل مطلوب هم مشاهده می‌شود برای مثال در مختصات ۴۷ درجه و ۵۰ دقیقه

شرقی و ۳۸ درجه و ۱۰ دقیقه شمالی. لذا این مناطق احتمالاً تشابهاتی خواهند داشت که باید مورد بررسی قرار گیرند.

۵-۹- نتیجه گیری

در این فصل با استفاده از دو مدل وزن‌های نشانگر و رگرسیون لجیستیکی نقشه پتانسیل مطلوب منطقه سبلان تهیه شد. نتایج ترکیب همه نقشه‌های شاهد جمعاً چهار منطقه را معرفی نمود. ولی به دلیل اینکه مقدار کنتراست دو نقشه گرانی و مغناطیس (که از نوع داده زیرسطحی هستند) کم است حضور این لایه‌ها در نقشه نهایی کم رنگ شده است. لذا در انتها نقشه پتانسیل مطلوب دو نقشه گرانی و مغناطیس جداگانه محاسبه و با برهم‌نهی مناطق اولویت‌دار بر این نقشه، منطقه سوم از نظر عمیق بودن منبع ژئوترمال، مورد تردید قرار گرفت و همچنین شواهدی دال بر حضور مناطق مشابه به منطقه‌ای که در سال‌های قبل توسط شرکت فلیپینی معرفی شده بود بر روی نقشه پتانسیل مطلوب تولید شده توسط داده‌های زیر سطحی گرانی و مغناطیس مشاهده شد.

فصل ششم:

روش مگنتو تلوریک و اعتبار سنجی نقشه پتانسیل مطلوب

۶-۱- مقدمه

در فصول قبلی به طور کلی برخی از روش‌ها که برای تعیین محل‌های پی‌جویی منابع زمین‌گرمایی به کار می‌روند، مورد بررسی قرار گرفت و با ترکیب روش‌های ذکر شده با ابزار وزن‌های نشانگر و رگرسیون لجستیکی، بهترین محل‌های مناسب از نظر احتمال حضور منابع زمین‌گرمایی انتخاب شد. به منظور اعتبار سنجی نتایج حاصله، از نتایج روش مگنتوتلوریک و نتایج چاه‌های حفاری استفاده شده است. در این بخش ابتدا روش مگنتوتلوریک به طور کاملاً خلاصه و کاربردی توضیح داده شده است. در مرحله بعدی مناطقی که در آنها برداشت انجام شده معرفی و نتایج پروفیل‌های مگنتوتلوریک با نقشه پتانسیل مطلوب مقایسه شده است.

۶-۲- روش مگنتوتلوریک

اصول القاء در روش‌های الکترومغناطیس (EM) بوسیله معادلات ماکسول تشریح می‌شود که در طول ۱۵۰ سال به خوبی شناخته شده است. کاربرد معادلات ماکسول توسط محققین متفاوت بررسی شده و به خوبی ساده سازی و تصحیح شده است که به عنوان مثال از پیشتازان این تحقیق می‌توان از Tikhonov (1950) و Cagniard (1953) را نام برد. امروزه تمامی تئوری‌های قبلی بوسیله نمونه‌های ساده شبیه سازی شده است. این بدان معنی است که به صورت مدل‌های ایده‌آل زمین‌شناسی در نظر گرفته شده‌اند. همانند سایر روش‌های ژئوفیزیکی تفسیر کیفی و کمی EM نیز در دو دهه اخیر دارای بیشترین پیشرفت بوده است که این پیشرفت‌ها شامل روش‌های برداشت جدید و روش‌های مدل سازی پیشرو و معکوس می‌باشد. یکی از روش‌های EM روش مگنتوتلوریک (MT) است که خود دارای روش‌های متعددی می‌باشد از جمله RMT (که در بازه فرکانس 12-240 KHZ) و روش MT (که در بازه 10^{-3} - 10^4 HZ) و روش CSAMT (که در بازه 10^4 - 10^5 KHZ کار می‌کند) که این روش‌ها بر اساس اندازه گیری مقادیر EM زمین بنا نهاده شده است و در این روش‌های MT تمامی ۵ پارامتر مربوط به MT اندازه گیری می‌شود و این اندازه‌گیری‌ها در سطح زمین یا به صورت هوایی قادر به اندازه گیری است که در این روش‌ها روش RMT برای مطالعات سطحی (حدود چند صد متر) و روش‌های CSAMT و MT برای مطالعات عمیقتر (پایینتر از ۱۰ کیلومتر) استفاده می‌شود.

عمق نفوذ روش‌های EM در زمین وابسته به عمق نفوذ امواج EM به داخل زمین در زمین‌های ایزوتروپ دارد که عمق نفوذ این امواج به فرکانس امواج و مقاومت ویژه زمین بستگی دارد و بوسیله پارامتر عمق پوست^۱ به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\delta = (2\rho/\mu\omega)^{1/2} \quad (1-6)$$

که $\omega = 2f\pi$ فرکانس زاویه‌ای (f فرکانس معمولی بر حسب هرتز) و μ (بر حسب هانری بر متر) نفوذ پذیری مغناطیسی برای یک نیم فضای همگن می‌باشد. عمق پوست پارامتری است که میزان کاهش دامنه با نسبت e^{-1} را در راستای عمق نسبت به دامنه اولیه نشان می‌دهد. از فرمول بالا واضح است که

¹ Skin-depth

برای مطالعه عمق بیشتر از فرکانس‌های پایین‌تر باید استفاده کرد و در زمین‌های با مقاومت پایین‌تر می‌توان با استفاده از فرکانس پایین‌تر به اعماق بیشتر دست پیدا کرد [اسماعیل‌زاده، ۱۳۸۸].

در یک تقسیم‌بندی دیگر می‌توان روش‌های اکتشاف الکترومغناطیسی را به دو دسته با چشمه‌های طبیعی و مصنوعی تقسیم کرد. روش مگنتوتلوریک روشی است که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی که توسط خورشید باد و نوسانات یونسفر ایجاد می‌شوند. در این روش امواج الکترومغناطیسی با توجه به فرکانس آنها و نیز مقاومت ویژه لایه‌ها، اطلاعاتی را از اعماق مختلف زمین بدست خواهند داد. هرچه فرکانس نوسانات میدان‌های الکترومغناطیسی کمتر باشد عمق نفوذ میدان‌ها بیشتر خواهد بود و هرچه لایه‌های سطحی رساناتر شوند عمق نفوذ میدان‌ها کاهش خواهد یافت. در اصل تغییرات میدان مغناطیسی جریان‌هایی را با همان فرکانس در لایه‌های زمین القاء میکند و با اندازه‌گیری‌های همزمان این دو میدان مغناطیسی و الکتریکی در سطح زمین در گستره‌های فرکانسی مختلف میتوان اطلاعاتی را از رسانایی الکتریکی لایه‌ها در اعماق مختلف بدست آورد.

در روش مگنتوتلوریک از الکترومغناطیس طبیعی زمین برای تحقیق در مورد رسانندگی الکتریکی زمین مورد استفاده قرار می‌گیرد. منبع‌های طبیعی زمینی MT با فرکانس بالاتر از ۱ هرتز توفان‌های تندی هستند و ناشی از امواج نوری زمینی که تا فواصل دور انتشار پیدا می‌کنند. در فرکانس‌های پایین‌تر از ۱ هرتز حجم سیگنال‌ها به سیستم‌های جریان منتهی شده که در مگنتوسفر قرار می‌گیرد و بوسیله فعالیت‌های خورشیدی ایجاد می‌شود.

در هر دو مورد امواج الکترومغناطیس در سطح زمین به صورت امواج صفحه‌ای رفتار می‌کنند. بیشتر انرژی این امواج بازتاب می‌شود و مقدار کمی از آن در راستای قائم به داخل زمین انتشار پیدا می‌کند. رابطه بین فاز و دامنه و جهت میدان الکتریکی (E) و مغناطیسی (H یا B) به چگونگی مقاومت ویژه مواد در زیر سطح زمین بستگی دارد. با استفاده از مدل‌های محاسبه شده و برنامه‌های محاسبه زمینی می‌توان طرحی را برای شناسایی مناطق مورد توجه از سایر مناطق در اعماق چند متری تا نزدیک جبهه انجام داد.

وسایل لازم برای اندازه‌گیری پارامترهای لازم شامل مگنتومتر با رنج‌های مورد نیاز، دو الکتروود با فاصله کافی برای محاسبه تغییرات الکتریکی زمین، آمپلی فایر اضافی، فیلتر و سیستم‌های پردازش و ثبت مناسب برای تصویر کردن و آنالیز سیگنال‌ها است. در بعضی موارد مگنتومتر باید دارای نویز بسیار پایین و ثبات بالایی باشد. زیرا سیگنال‌های دریافتی بسیار ضعیف هستند، از این رو هر نوع تحرک از جمله باد و راه رفتن افراد گروه برداشت باعث ثبت نویز می‌شود. برداشت معمولاً در حوزه زمان انجام می‌شود ولی پردازش در حوزه فرکانس است، بنابراین پردازش با تبدیل فوریه آغاز می‌شود. که ایمپدانس زمین را به امواج فرعی به صورت تابعی از فرکانس، جهت و موقعیت محاسبه می‌شود. همچنین پردازش در بسیاری از سیستم‌ها در زمان اتفاق افتادن امواج انجام می‌شود.

محاسبه امپدانس مرحله بعدی است که برای محاسبه پارامترهایی رسانندگی الکتریکی به علاوه مکان و عمق انجام می‌شود. مدل‌های عددی یک، دو و سه بعدی متعددی برای مرحله آخر مورد استفاده قرار می‌گیرد. تفسیر سخت‌ترین مرحله روش است زیرا اطلاعات بدست آمده به ندرت کامل است و مدل‌ها هرگز قادر به نمایش کامل پیچیدگی‌های حقیقی زمین نیستند. برای این منظور و به منظور استفاده از داده مگنتوتلوریک با بهترین امتیازات، سایر اطلاعات نهایی موجود مانند لوگ‌های چاه، لرزه نگاری و دیگر اطلاعات الکتریکی عموماً برای کمک به تفسیر مورد استفاده قرار می‌گیرد. مهمترین نقص این روش آن است که جمع‌آوری اطلاعات در مناطق نویزی یا در جاهایی که سطح ناهموار است به سختی انجام می‌شود. نقطه قوت این روش قابلیت منحصر به فرد آن برای اکتشاف از اعماق سطحی تا اعماق بسیار زیاد بدون منبع‌های قدرت مصنوعی و با مقدار کمی یا بدون ضربه زدن به محیط زیست است. در فرکانس‌های بالا، فرکانس صوتی MT (AMT) برای نقشه‌های آب‌های زیر زمینی و کانی‌سازی‌های فلزات پایه در اعماق ۵۰ تا ۱۰۰ متری تا چند کیلومتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. در حالی که استفاده عمده روش MT برای اکتشافات نفت می‌باشد. در مناطقی که لرزه نگاری بسیار پر هزینه یا غیر موثر است مانند رشته کوه‌ها یا مناطق آذرین. کاربرد موفقیت آمیز دیگر این روش برای اکتشافات ذخایر ژئوترمال می‌باشد.

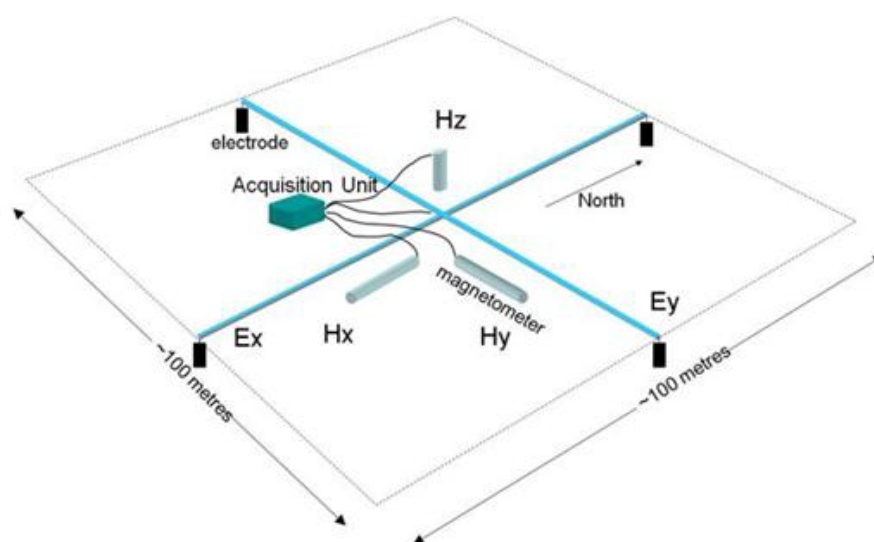
با همه اطلاعات جدید بدست آمده مشکلاتی که با آن روبرو می‌شویم پیش‌بینی شده‌اند. خوشبختانه بعضی از این مشکلات به طور همزمان حل شده‌است. شامل کاربردهای جدید، اطلاعات صحرائی جدید، وسایل و کامپیوترهای جدید صحرائی، فرستادن از راه دور و تخمین‌های قوی، مدل‌سازی سه بعدی و معکوس، و درک وسیعی از هر دو روش مدل‌سازی (و محدودیت‌های آنها). درک ما از فاکتورهای کنترل‌کننده مقاومت ویژه در اعماق و نقش کامل‌کننده طبیعت و کاربرد روش‌های صحرائی افزایش پیدا کرده است [نقی‌زاده، ۱۳۸۲].

۳-۶- نحوه برداشت زمینی

تجهیزات لازم عبارتند از:

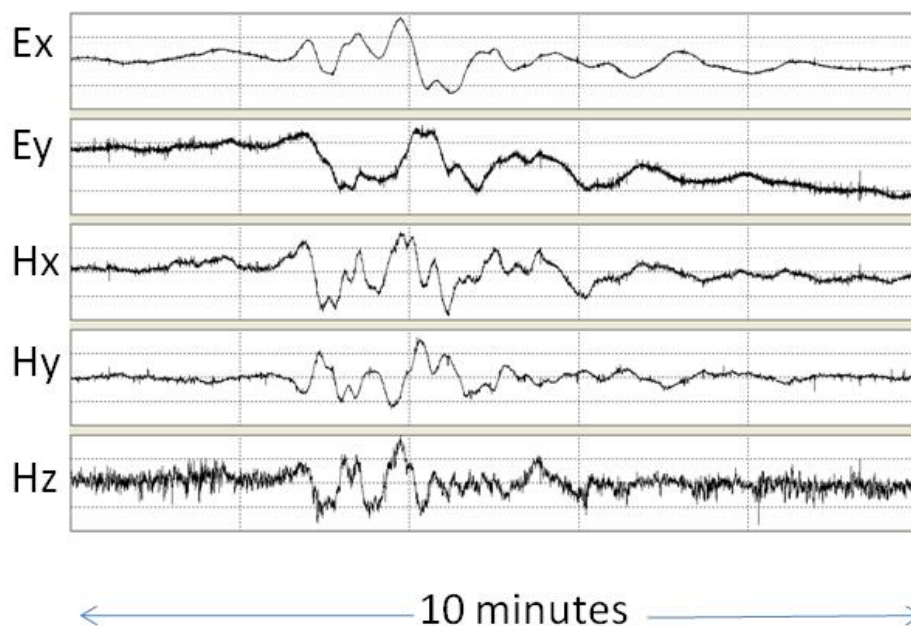
(۱) در ایستگاه صحرائی دو جفت الکتروود غیرپلاریزه شونده عمود بر هم جهت اندازه‌گیری مؤلفه‌های الکتریکی E_x, E_y . شکل (۱-۶)

(۲) مگنتومترها جهت اندازه‌گیری سه مؤلفه میدان مغناطیسی H_x, H_y (در همان جهت E_x, E_y) و H_z (بعنوان شاخص ساختارهای دو بعدی) همان‌طور که در شکل (۱-۶) نمایش داده شده است.



شکل (۱-۶) - نمایش ساده از نحوه آرایش سنسورها در روش MT (Moombarriga, 2009).

مگنتومترها باید از باد و تابش خورشید حفظ شوند، بدین منظور معمولاً آنها را در شیارها و یا چاله‌هایی با خاک دفن می‌کنند. مگنتومترها حتی المقدور باید از ریشه درختان دور باشند زیرا بهنگام وزش باد درختان تکان می‌خورند. دایپل‌های میدان الکتریکی بایستی حداقل چند ساعت و یا ترجیحاً یک روز قبل از شروع عملیات در چاله‌های کم عمقی که با آب پر شده و سپس جهت کند کردن تبخیر و تغییر دما پوشیده شده‌اند نصب شوند. هزینه عملیات مگنتوتلوریک علاوه بر شرایط دسترسی به منطقه، تابع مدت زمان برداشت در هر ایستگاه و فاصله بین ایستگاه‌ها است. هرچه نويز بیشتر باشد زمان برداشت در ایستگاه افزایش می‌یابد. از طرفی هرچه عمق مورد نظر بیشتر و مقاومت ناحیه نیز کمتر باشد فرکانس‌های مورد نیاز کوچکتر است و بنابراین زمان ثبت افزایش می‌یابد. برای اهداف زیرسطحی کم عمق چندین دقیقه و در برداشت‌های اکتشاف منابع ژئوترمال نصف تا یک روز است در حالیکه در اکتشافات نفتی ($f \ll 1 \text{ Hz}$) نصف تا دو روز است. زمان ثبت در مطالعات پوسته زمین ۳ تا ۴ روز و در مطالعات گوشته چندین هفته است. حداقل فاصله ایستگاه‌ها نیز به وضعیت رسانایی و میزان تفکیک جانبی مورد نظر ربط دارد. در برداشت‌های تانسوری متعارف فاصله در عملیات شناسایی می‌تواند ۵-۱۰ km باشد و در برداشت‌های تفصیلی تر به ۱-۵ km میرسد [Dickson and Fanelli, 1995].



شکل (۶-۲) - پنج مؤلفه $(H_x, H_y, H_z, E_x, E_y)$ در یک ایستگاه MT بر حسب مجموعه‌ای از سری‌های زمانی ثبت می‌شوند [Moombarriga, 2009].

اغلب سعی می‌شود در هنگام گستردن سنسورها دو راستای عمود بر هم افقی در راستای شمال-جنوب و شرق-غرب مغناطیسی قرار بگیرد ولی در صورتی که عوارض طبیعی در منطقه برداشت اجازه چنین آرایشی را ندهد میتوان در هر راستای عمود بر هم دیگر سنسورها را قرار داد. داده‌های MT بطور ذاتی دچار آلیاسینگ مکانی می‌باشند، یعنی میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در موقعیت‌های ناپیوسته‌ای که فاصله آنها بیشتر از فاصله نمونه‌برداری مناسب میباشد ثبت میشوند. این مسئله را میتوان با جمع‌آوری داده‌ها در ایستگاه‌های نزدیک به هم و برآورد دقیق مقاومت ویژه سطحی در هر ایستگاه برطرف کرد. با توجه به اینکه پدیده‌های زمین‌گرمایی دارای ابعاد محدودی می‌باشند، بنابراین طراحی یک شبکه برداشت چگالتر برای داده‌های مگنتوتلوریک می‌تواند برای پرهیز از نواقص و همچنین بدست آوردن تصویری دقیقتر از اجزا این پدیده موثر باشد [نقی‌زاده، ۱۳۸۲].

۴-۶- تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک

در روش مگنتوتلوریک پردازش مشاهدات صحرایی به منظور بدست آوردن مقادیر مقاومت ویژه ظاهری به اندازه جمع‌آوری اولیه داده‌ها و حتی بیشتر نیازمند کار و تحلیل دقیق می‌باشد. مسئله اساسی در پردازش داده‌ها این است که مشاهدات صحرایی به عنوان تابعی از زمان بدست می‌آیند (در حیطه زمان) شکل (۲-۶) ولی از طرف دیگر پایه‌های تئوری که برای این روش بسط داده شده‌اند همگی در حیطه فرکانس بدست آمده‌اند. بدین ترتیب لازم است قبل از اینکه تئوری با مشاهدات صحرایی به یکدیگر منطبق شوند، داده‌های صحرایی را به حیطه فرکانس تبدیل کرد و یا نتایج تئوری را به حیطه زمان برد. در حال حاضر تنها روشی که در عمل استفاده می‌شود تبدیل داده‌های صحرایی حیطه زمان به حیطه فرکانس می‌باشد.

معادلاتی که در روش مگنتوتلوریک استفاده می‌شوند مؤلفه‌های میدان الکتریکی را به مؤلفه‌های میدان مغناطیسی مرتبط می‌کنند. این معادلات را می‌توان به شکل نماد تانسوری نوشت:

$$H_j \quad (i,j=x,y,z) = Z_{ij} E_i \quad (2-6)$$

معمولاً در اغلب داده‌های مگنتوتلوریک H_z در نظر گرفته نمی‌شود و معادله بالا به یک زوج از معادلات با امیدانسی که تنها توسط چهار مولفه نمایش داده می‌شوند تقلیل می‌یابد: $Z_{yy}, Z_{xx}, Z_{xy}, Z_{yx}$ پردازش شامل یک سری مراحل می‌باشد:

۱- تبدیل منحنی‌های حیطه زمان مربوط به E_x, E_y, H_x, H_y به حیطه فرکانس با استفاده از تابع فوریه سریع (FFT) می‌باشد.

۲- معکوس سازی معادله بالا می‌باشد که چهار یا نه تانسور امیدانس، می‌تواند از طیف‌ها بدست بیاید.

۳- چرخاندن محورهای مختصات برای یافتن تغییرات جمله‌های تانسور امیدانس به عنوان تابعی از جهت محورها می‌باشد.

۴- محاسبه همبستگی و هم‌دوسی بین میدانهای مغناطیسی و الکتریکی.

نتیجه نهائی ایجاد یک فایل EDI که به عنوان شکل استاندارد برداشت داده‌های MT شناخته شده است می‌باشد. و از این فایل می‌توان در نرم‌افزارهای مخصوص تفسیر داده‌های MT استفاده کرد [نقی‌زاده، ۱۳۸۲].

۵-۶- مقاومت ویژه ظاهری

مقاومت ویژه الکتریکی در اعماق یک زمین ناهمگن را نمی‌توان به صورت غیر مستقیم و با اندازه‌گیری‌هایی که در سطح زمین صورت گرفته بدست آورد. لذا با استفاده از میدان‌های الکترومغناطیسی بدست آمده می‌توان مقاومت ویژه ظاهری را محاسبه کرد. مقاومت ویژه ظاهری برحسب مولفه‌های امپدانس به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$\rho_{a,xy} = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \text{ where } \mu \text{ is a constant} \quad (3-6)$$

این کمیت تابعی از فرکانس است. در اندازه‌گیری‌های صحرایی و با استفاده از واحدهای کاربردی میلی‌ولت بر کیلومتر برای میدان الکتریکی، گاما (نانوتسلا) برای میدان مغناطیسی و فرکانس دوره‌ای $f = \omega / 2\pi$ معادله (۳-۶) به شکل زیر تقلیل می‌یابد:

$$\rho_a = \frac{0.2}{f} |Z|^2 \quad (4-6)$$

در حضور ناهمگنی‌های جانبی زمین این رابطه ارزش خود را از دست داده و مقاومت ویژه ظاهری براحتی به شکل مستقیم نمی‌تواند تعریف شود. در حالتی که زمین در امتداد یک محور افقی یکنواخت باشد. (ساختار دو بعدی) میدان‌ها به صورت خطی، موازی با محور تقارن یا امتداد ساختار قطبیده می‌شوند و در این حالت رابطه بالا صادق خواهد بود. در صورتی که محورهای مختصات منطبق بر محورهای اصلی ساختار باشند تانسور امپدانس دارای مؤلفه‌های صفر بر روی قطر اصلی است:

$$Z_{\parallel} = \begin{bmatrix} 0 & Z_1 \\ -Z_2 & 0 \end{bmatrix} \quad (5-6)$$

و یک زوج از مقاومت ویژه‌های ظاهری به صورت زیر استخراج می‌شود:

$$\rho_{a1} = \frac{0.2}{f} |Z_1|^2 \quad , \quad \rho_{a2} = \frac{0.2}{f} |Z_2|^2 \quad (6-6)$$

که موازی و عمود بر امتداد ساختار می‌باشند. در یک ایستگاه منفرد امکان تعیین اینکه کدام محور متناظر با امتداد ساختار می‌باشد از روی Z وجود ندارد. این مسئله را می‌توان با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی و یا با استفاده از داده‌های مؤلفه عمودی میدان مغناطیسی حل کرد. همچنین نیازی به گستراندن سنسورهای صحرایی در امتداد یک روند زمین‌شناسی نیست چون می‌توان تانسور امیدانس را با عملگرهای ریاضی در جهت خاصی چرخاند.

در حالت سه بعدی در صورتیکه نتوان تانسور امیدانس را در جهتی چرخاند که مؤلفه‌های قطر اصلی آن صفر شوند، مقاومت ویژه ظاهری را براحتی نمی‌توان تعریف کرد. در حالت دو بعدی مرسوم است که از مؤلفه‌های قطر فرعی برای تعریف یک جفت مقاومت ویژه ظاهری استفاده می‌شود معادله (6-6):

$$\rho_{xy} = \frac{0.2}{f} |Z_{xy}|^2 \quad , \quad \rho_{yx} = \frac{0.2}{f} |Z_{yx}|^2 \quad (7-6)$$

در این اینجا از ذکر جزئیات بیشتر روش مگنتوتلوریک خوداری می‌شود ولی در برخی منابع مانند Berdichevsky and Dmitriev (2008) روش مگنتوتلوریک به تفصیل در بیش از ۵۰۰ صفحه تشریح شده است.

6-6- عملیات مگنتوتلوریک انجام شده در منطقه مورد مطالعه

برداشت‌های مقاومت ویژه مگنتوتلوریک از سال ۱۹۹۷ به صورت ناحیه‌ای و نیمه محلی توسط شرکت نیوزلندی کینگستون موریسون شروع شد (KML, 1997). در این دوره از برداشت، ۲۱۲ سونداژ برداشت شد. محل برداشت سونداژها به همراه نتایج مدل‌سازی یک بعدی به صورت نقشه مقاومت ویژه در شکل (6-3) نشان داده شده است. شرکت کینگستون موریسون در پایان گزارش خود بر اساس مطالعات ژئوفیزیکی [Kingston Morrison, 1999]، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و هیدروژئولوژی و بر حسب وسعت سطحی زون‌های آنومال پنج زون اکتشافی را به شرح ذیل معرفی کرد:

۱. آنومالی قینارگه در شمال غرب سبلان

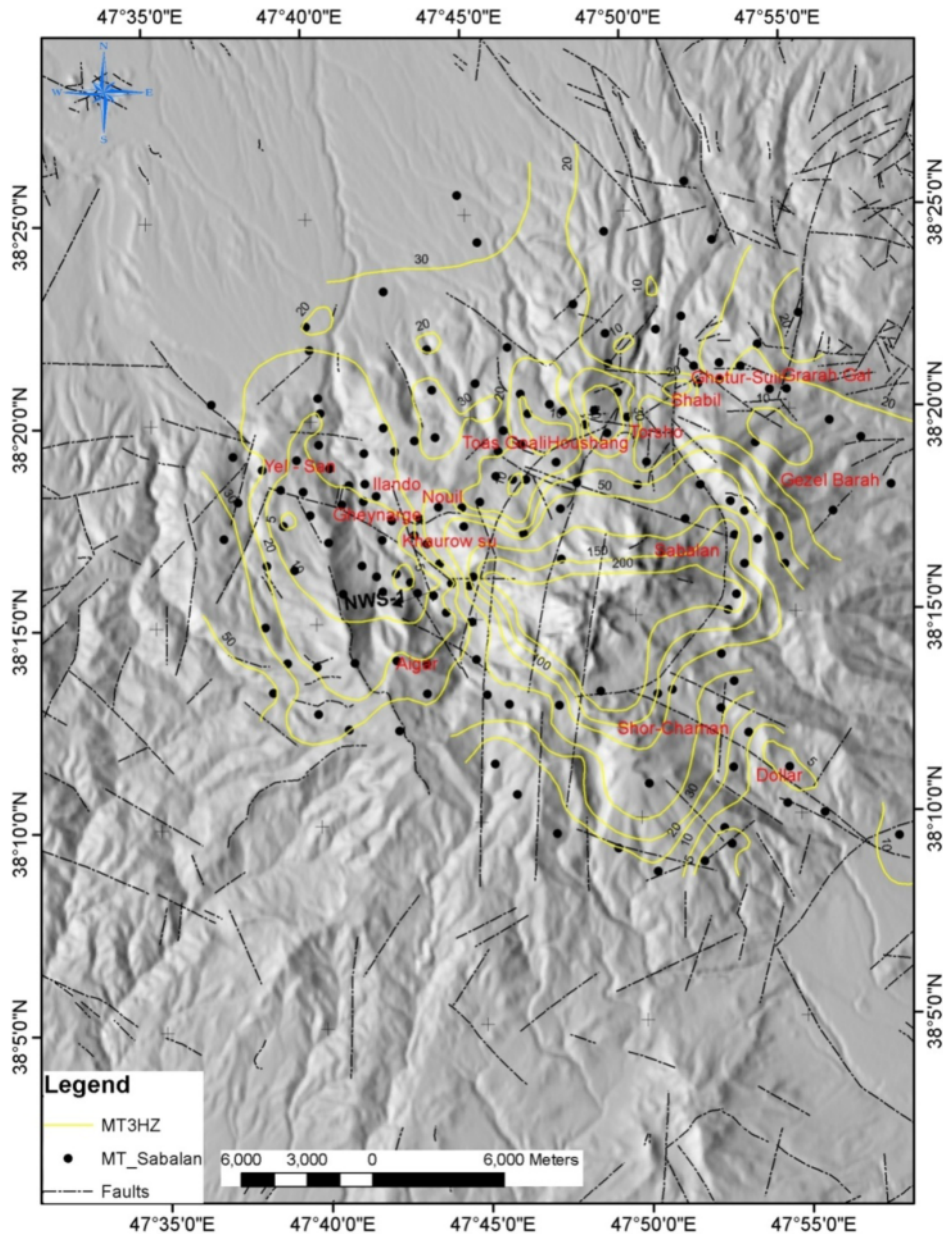
۲. آنومالی دولار در جنوب شرق سبلان

۳. آنومالی توس-هوشنگ مدان در شمال و شمال غرب سبلان

۴. آنومالی سرعین در جنوب شرق سبلان

۵. آنومالی قوتورسوئی در شمال سبلان

به دلیل پیشرفت قابل ملاحظه در روش‌های مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک بخشی از داده‌های MT برداشت شده در سال ۱۹۹۸ که در محدوده فرکانسی ۴ تا ۱۰۰۰ هرتز دارای کیفیتی خوب بودند، در سال ۲۰۰۳ توسط شرکت مشاور نیوزلندی [SKM, 2003] همراه با داده‌های حاصل از حفاری‌های صورت گرفته مورد تجزیه و تحلیل مجدد قرار گرفت. بر اساس نتایج مطالعات صورت گرفته و بنا به پیشنهاد شرکت مشاور نیوزلندی کینگستون موریسون در مرحله اول حفاری سه چاه عمیق زمین گرمایی با نام‌های NWS-1، NWS-4 و NWS-3 همراه با حفاری ۲ چاه کم عمق تزریقی به منظور تکمیل نتایج، طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۴ توسط شرکت ملی حفاری ایران انجام شد. اندازه‌گیری‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که چاه NWS-3 در منتهی‌الیه شمال غرب در عمق، دارای کمترین درجه حرارت (۱۶۰ درجه سانتیگراد)، چاه NWS-1 در منتهی‌الیه سمت راست دارای بیشترین درجه حرارت در عمق (حدود ۲۴۲ درجه سانتیگراد) و چاه NWS-4 در مابین آنها دارای درجه حرارت بیش از ۲۳۰ درجه سانتیگراد می‌باشد [SKM, 2005] از این رو چاه شماره ۳ غیر اقتصادی معرفی شد.



شکل (۳-۶) - محل سونداژ مگنتوتلوریک در سال ۱۹۹۸ (خطوط زرد رنگ کنتور داده‌های مقاومت ویژه حاصل از نتایج برداشت‌های مگنتوتلوریک را که با استفاده از فرکانس ۳ هرتز رسم شده است نشان می‌دهد. حروف انگلیسی محل چاه و چشمه‌های منطقه را نمایش می‌دهد.)

بخشی از داده‌های مگنتوتلوریک سال ۱۹۹۸، در سال ۲۰۰۵ توسط طالبی و همکارانش (Talebi et al., 2005) همراه با نتایج حفاری‌های انجام شده مورد بررسی مجدد قرار گرفتند. بر اساس مدل‌سازی صورت گرفته همانند تفسیر سال ۲۰۰۳ شرکت نیوزلندی SKM نتیجه گرفته شد که منبع اصلی

زمین گرمایی و محل بالا آمدن^۱ سیالات و گازهای داغ می‌باید به طرف جنوب شرق چاه NWS-1 باشد.

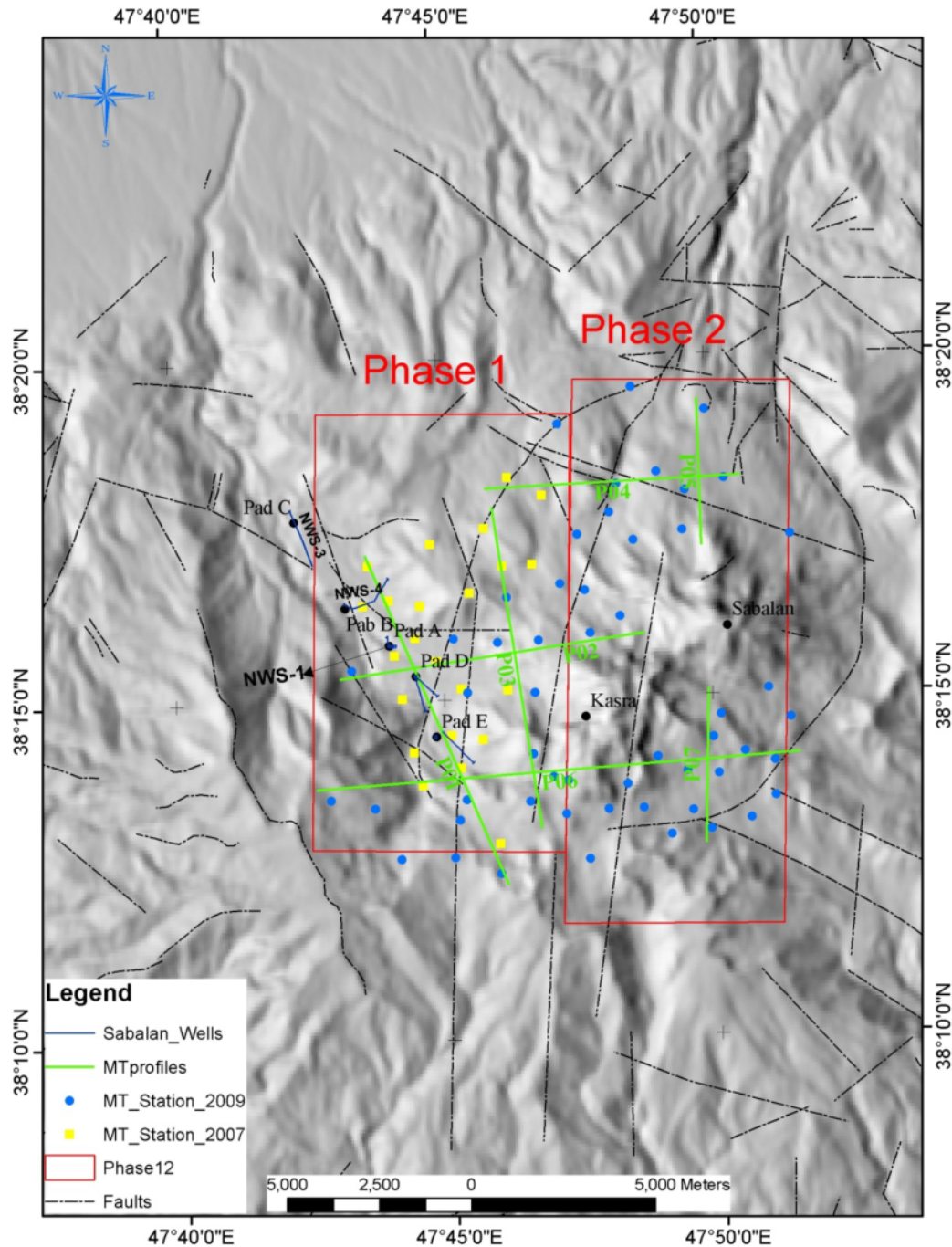
به منظور تأیید مدل هیدرولوژیکی ارائه شده، شرکت فیلیپینی (PNOC-EDC) در سال ۲۰۰۷ پیشنهاد برداشت و انجام ۷۰ سونداژ عمیق تر مگنتوتلوریک (با برداشت داده در باندهای فرکانسی پایین تر) را در قسمت‌های شرق و جنوب شرق چاه NWS-1 (شرق و جنوب شرق دره موئیل) در دو فاز ارائه نمود شکل (۴-۶). فاز اول برداشت شامل انجام ۲۸ سونداژ MT در محدوده باند فرکانسی ۱۰۰۰۵ / . تا ۳۸۰ هرتز بوده است که عمدتاً در مناطق مرتفع شرق و جنوب شرق دره موئیل طی یک ماه در سال ۲۰۰۷ صورت گرفت.

سونداژهای MT فاز دوم از ۲۰ سپتامبر تا ۲۶ اکتبر در سال ۲۰۰۹ انجام شد. در این مرحله سونداژ مگنتوتلوریک مشابه فاز اول (سال ۲۰۰۷) در ۵۰ ایستگاه جدید برداشت و علاوه بر آن، ۱۰ ایستگاه فاز اول برداشت مجدد شدند (به دلیل نویز ایستگاه‌ها دوباره برداشت شد). شکل (۴-۶) محل سونداژهای MT انجام شده در این مرحله و مرحله اول را که تعداد آنها به ۷۸ مورد می‌رسد را بر روی نقشه توپوگرافی منطقه همراه با گسل‌های اصلی نشان می‌دهد.

نتایج مدل سازی دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک در امتداد پروفیل (P06) با امتداد شرقی-غربی در شکل (۵-۶) آمده است. با توجه به موارد فوق و با عنایت به بالا آمدگی زونی با مقاومت ویژه بالا در زیر محل حفاری NWS-8D شکل (۶-۶) و حد فاصل سونداژهای MT با شماره‌های ۲۳۲ و ۲۲۸ در شکل (۵-۶) می‌توان نتیجه گرفت محل بالا آمدگی این زون مقاوم ممکن است با منبع داغ سیستم زمین گرمایی شمال غرب سبلان مرتبط باشد. در نهایت بر اساس تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ شرکت فیلیپینی EDC، نواحی مشخص شده در شکل (۷-۶) را به عنوان نواحی شناسایی شده منبع زمین گرمایی (نقاط خط چین صورتی رنگ) در شمال و شمال غرب سبلان ارائه نمود [Energy Development Corporation, 2010]. همانطور که در شکل دیده می‌شود

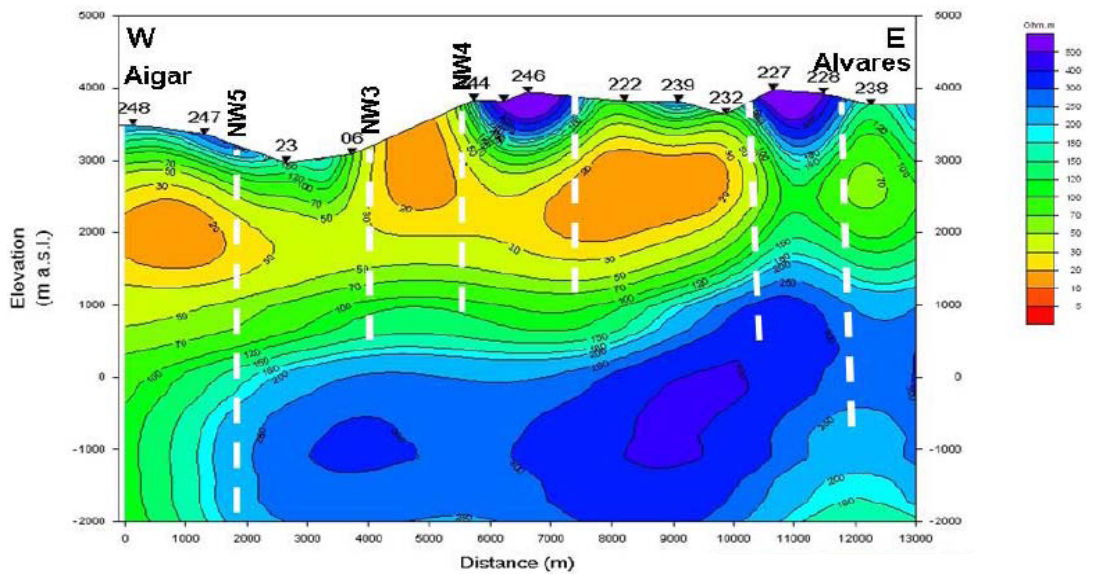
^۱ Upflow

مناطق داغ تر منبع گرمایی شمال غرب سبلان (محدوده محصور شده توسط محیط رنگی) میان گنبدهای جوان گدازه‌های آتشفشانی کسری و شرق سکوه‌های حفاری D و E قرار می‌گیرد.

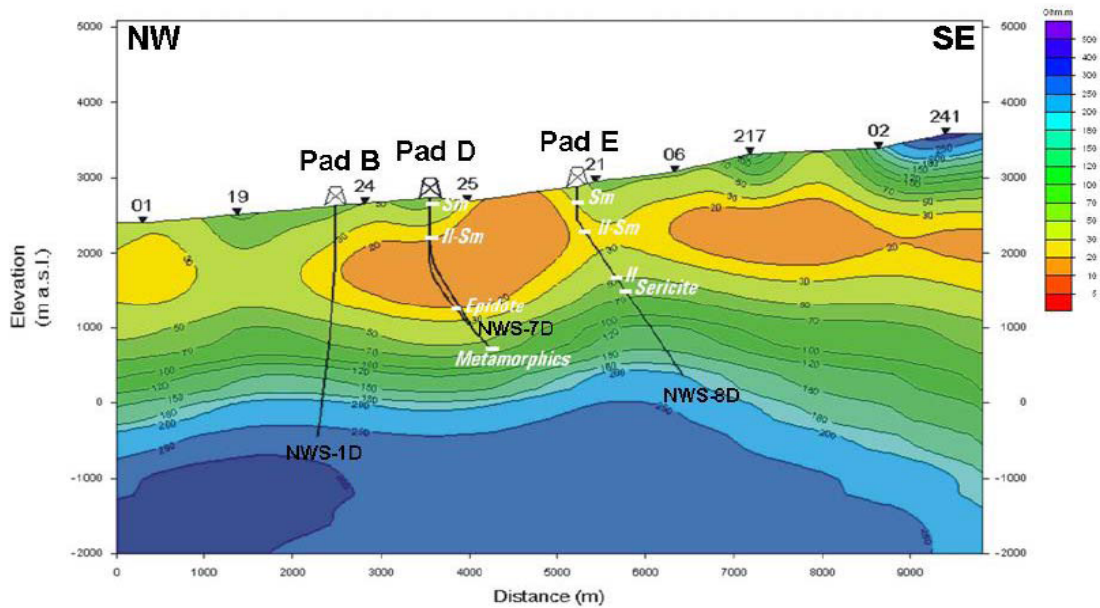


شکل (۶-۴) - موقعیت سونداژهای MT انجام شده در سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ همراه با محدوده برداشت فاز اول و دوم توسط شرکت فیلیپینی (PNOC-EDC) روی نقشه توپوگرافی منطقه آمده است. علاوه بر آن گسل‌های اصلی و موقعیت پروفیل‌هایی که مدل سازی دو بعدی در امتداد آنها انجام شده است نیز در شکل نشان داده شده اند

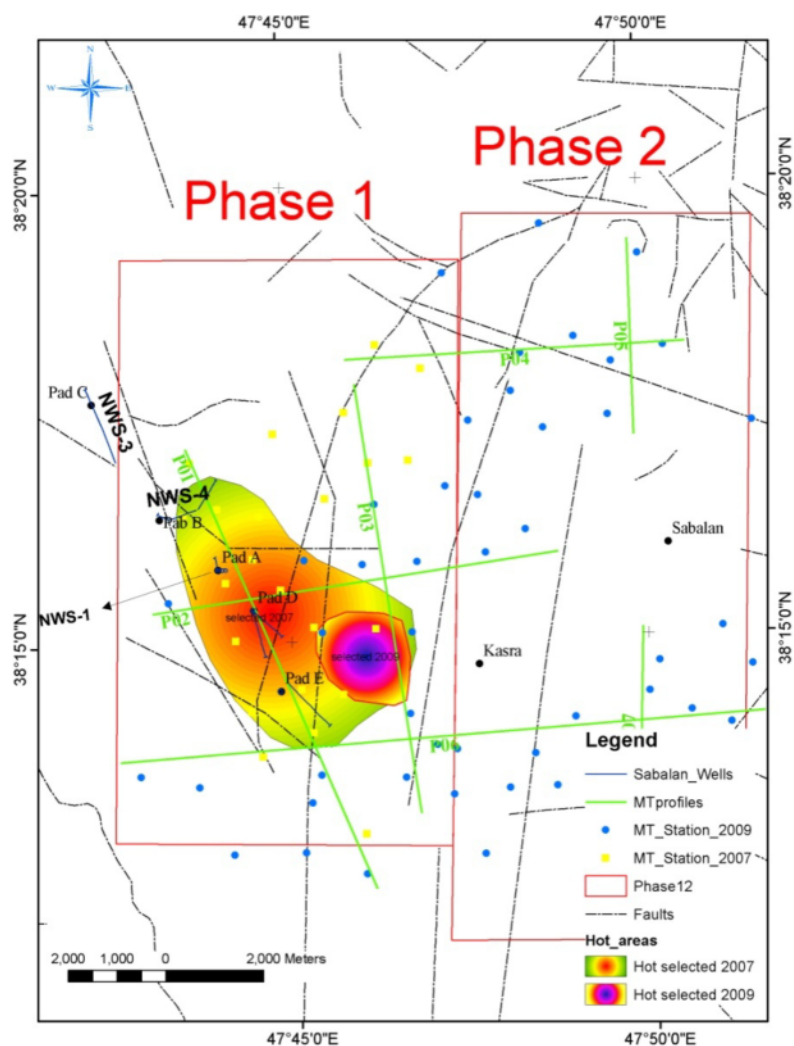
[Energy Development Corporation, 2008]



شکل (۵-۶) - نتایج مدل سازی دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک برای پروفیل (P06) که مطابق شکل (۴-۶) دارای راستای شرقی - غربی است. در شکل گسل‌های موجود و تشخیص داده شده با مدل سازی به صورت خط چین سفید رنگ آمده است (Energy Development Corporation, 2010).

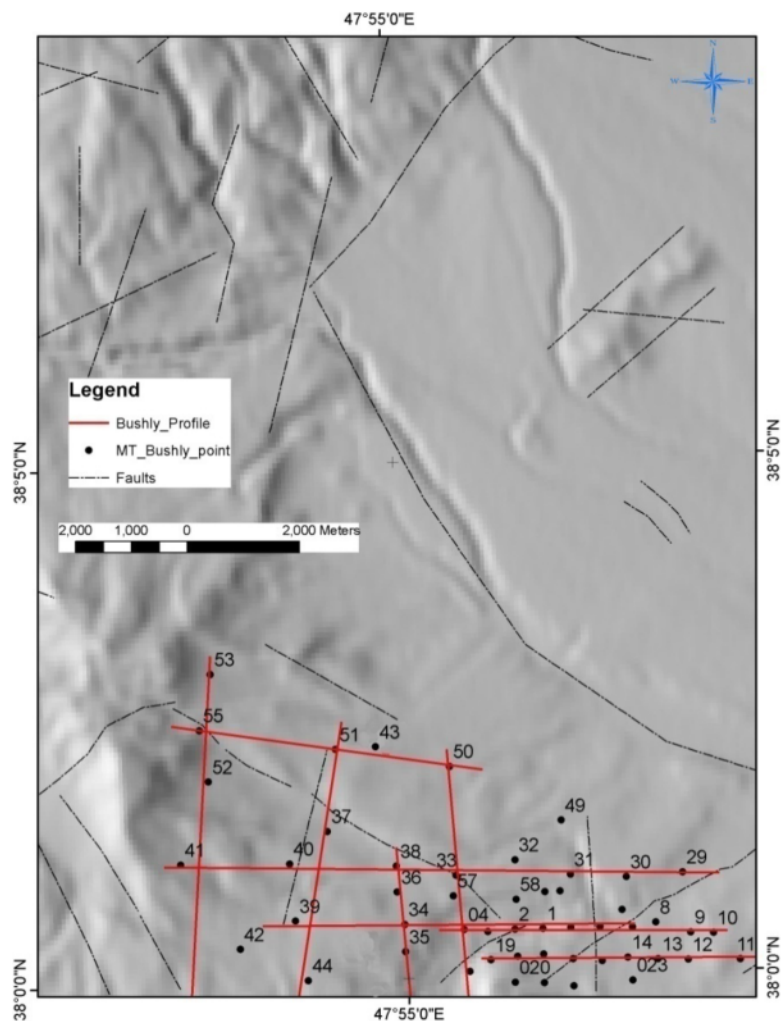


شکل (۶-۶) - نتایج مدل سازی دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک برای پروفیل (P01) که مطابق شکل (۴-۶) دارای راستای شمال غرب - جنوب شرق است. در شکل نتایج حاصل از حفاری‌ها نیز آمده است [Energy Development Corporation, 2010].



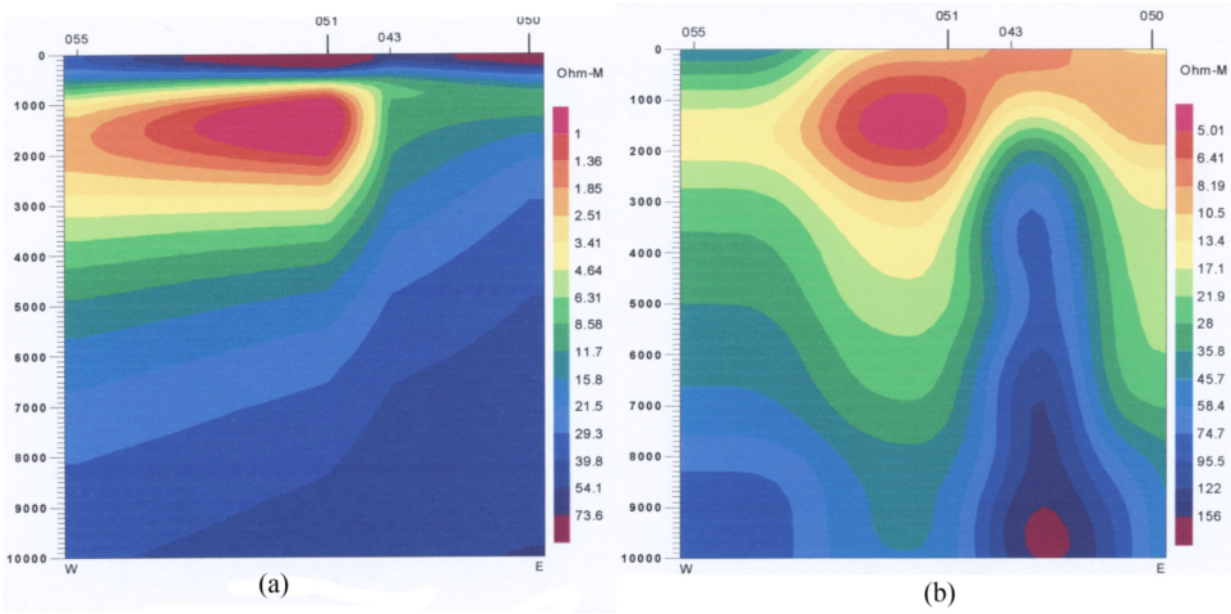
شکل (۶-۷) - مدل ارائه شده در سالهای ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ توسط کارشناسان فلیپینی برای منبع زمین گرمایی در شمال و شمال غرب سبلان. مناطق داغ تر منبع گرمایی شمال غرب سبلان به صورت مناطقی محصور شده با حالت رنگی نشان داده شده است.

علاوه بر برداشت ۲۹۰ سونداژ مگنتوتلوریک که در اطراف کوه سبلان توسط شرکت‌های خارجی صورت گرفت، می‌توان به برداشت تعداد ۶۱ سونداژ مگنتوتلوریک دیگر در منطقه بوشلی استان اردبیل که برای اکتشاف منابع زمین گرمایی توسط کارشناسان مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در سال ۱۳۸۱ انجام شد، اشاره کرد [حسین‌زاده گویا، ۱۳۸۱]. شکل (۶-۸) محل برداشت سونداژهای مگنتوتلوریک و پروفیل‌های رسم شده را که در محدوده منطقه مورد مطالعه قرار می‌گیرند نشان می‌دهد.

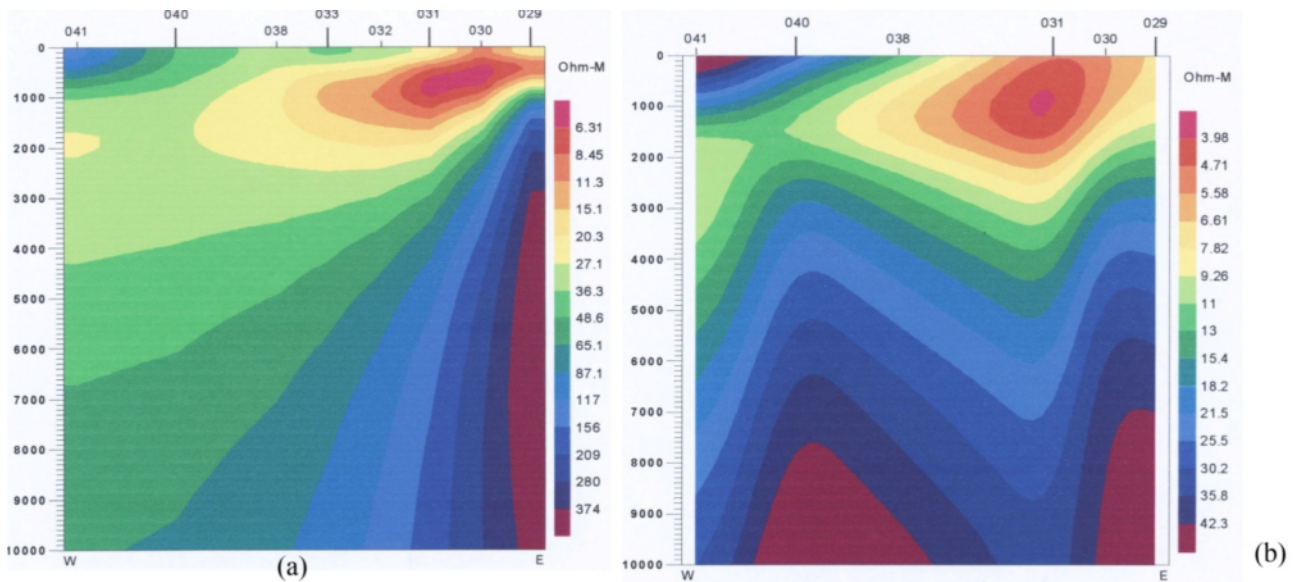


شکل (۶-۸) - موقعیت سونداژهای MT انجام شده در سال ۱۳۸۱ شمسی توسط موسسه ژئوفیزیک تهران، همراه با پروفیل‌های در نظر گرفته شده و گسل‌های اصلی روی نقشه توپوگرافی منطقه آمده است.

مدل دوبعدی مقاومت ویژه به همراه مدل مقاطع مقاومت ویژه بر حسب عمق در امتداد پروفیل شامل ایستگاه‌های شماره ۰۴۳، ۵۰، ۵۱ و ۵۵ در شکل (۶-۹) نشان داده شده است. با توجه به نتایج پروفیل یک آنومالی در بین دو سونداژ ۵۵ و ۵۱ قرار دارد. همچنین مدل دو بعدی مقاومت ویژه به همراه مدل مقاطع مقاومت ویژه بر حسب عمق در امتداد پروفیل ایستگاه‌های شماره ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۴۰ و ۴۱ در شکل (۶-۱۰) ترسیم شده است. با توجه به نتایج از سونداژ ۳۸ تا ۲۹ از مقاومت ویژه کمتری برخوردار است [حسین‌زاده گویا، ۱۳۸۱].



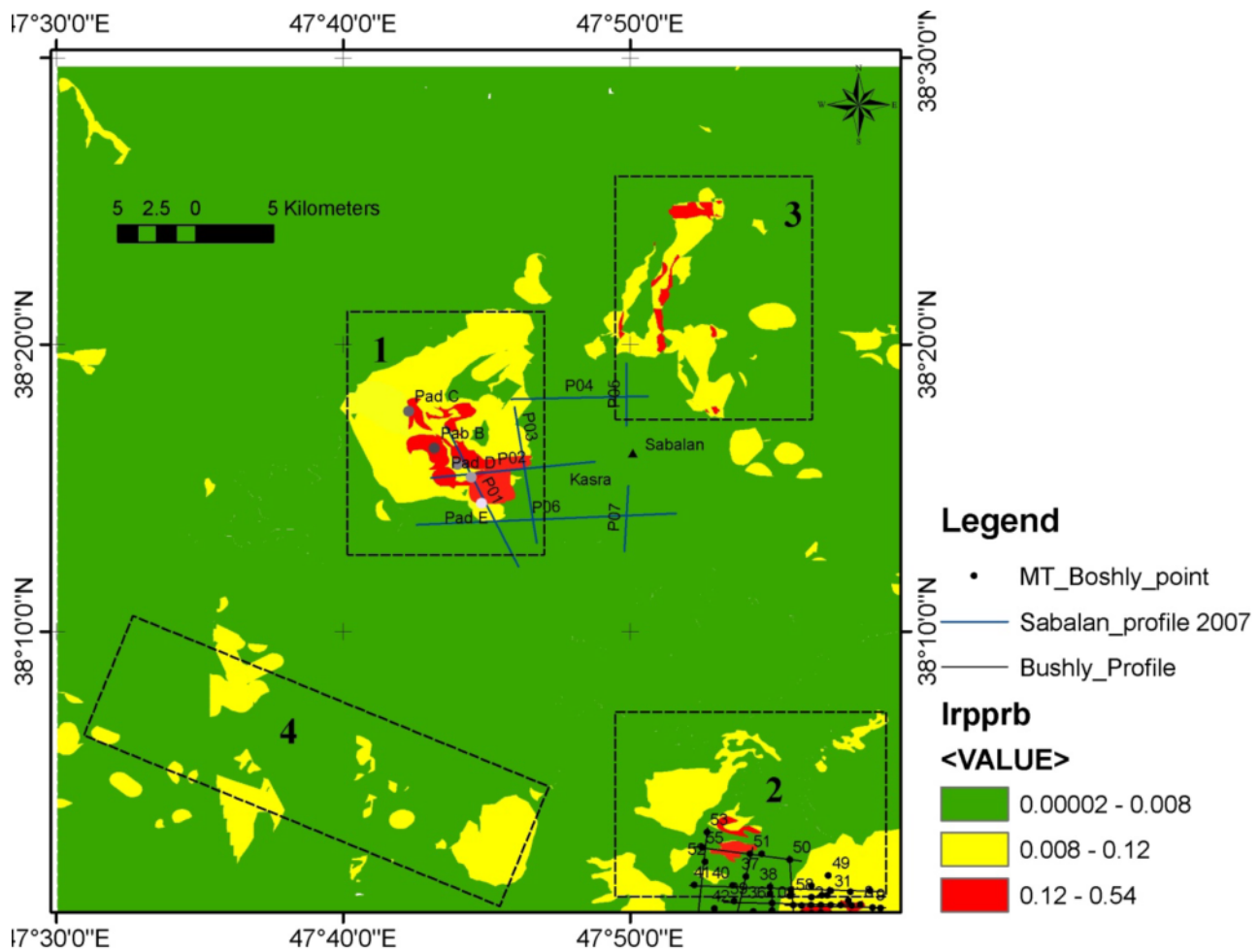
شکل (۶-۹) - مدل دوبعدی مقاومت ویژه (a) به همراه مدل مقاطع مقاومت ویژه (b) بر حسب عمق در امتداد پروفیل شامل ایستگاه‌های شماره ۴۳، ۵۰، ۵۱ و ۵۵ در شکل (۶-۸) نشان داده شده است [حسین زاده گویا، ۱۳۸۱].



شکل (۶-۱۰) - مدل دو بعدی مقاومت ویژه (a) به همراه مدل مقاطع مقاومت ویژه بر حسب عمق (b) در امتداد پروفیل ایستگاه‌های شماره ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۴۰ و ۴۱ در شکل ترسیم شده است [حسین زاده گویا، ۱۳۸۱].

۶-۷- برهم نهی نتایج وزن‌های نشانگر و مگنتوتلوریک

در عین حال که روش وزن‌های نشانگر با توجه به شواهد روی سطح زمین مناطق مطلوب را مکان‌یابی می‌نماید. از این روش نمی‌توان به طور دقیق انتظار داشت که محل حفاری بر مناطق با اولویت بالاتر منطبق باشد. با این وجود نتایج در دو منطقه شمال غرب سبلان و بوشلی بررسی می‌شود. به منظور بررسی و درستی نتایج حاصل از دو روش وزن‌های نشانگر و روش رگرسیون لجستیکی، نتایج آخرین نقشه تولیدی توسط روش رگرسیون لجستیکی با نتایج حاصل از روش مگنتوتلوریک بر روی یک نقشه در شکل (۶-۱۱) مشاهده می‌شود. نواحی با اولویت بالاتر با رنگ قرمز مشخص شده‌است که به ترتیب هر محل توضیح داده خواهد شد

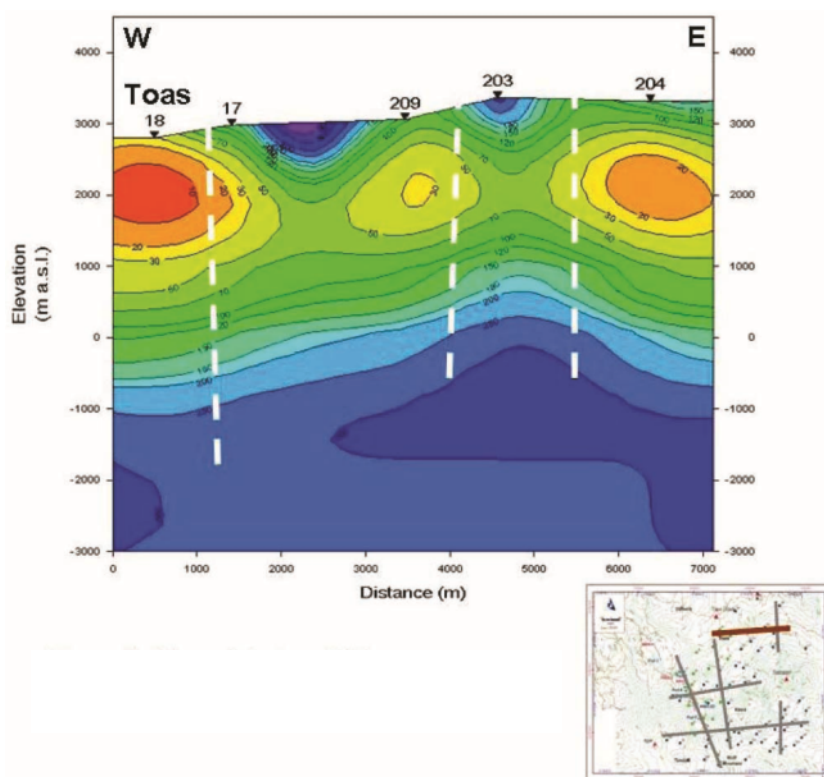


شکل (۶-۱۱)- برهم‌نهی نقشه پتانسیل مطلوب و پروفیل‌های برداشت شده به روش مگنتوتلوریک در منطقه سبلان و

بوشلی.

۶-۷-۱- منطقه شمال غرب سبلان

در این منطقه که در شکل (۶-۱۱) با محدوده شماره یک مشخص شده است هفت پروفیل که در سال ۲۰۰۷ برداشت و تفسیر شده‌اند با خطوط آبی رنگ در این محدوده ترسیم شده است. نتایج تفسیر پروفیل‌های ۱ و ۶ در بخش (۶-۶) ذکر شده است. اگر نتایج پروفیل شماره ۶ با نقشه پتانسیل مطلوب مقایسه شوند، فقط مناطق نزدیک به pad E به طور مشترک آنومالی تشخیص داده شده است. ولی پروفیل مگنتوتلوریک مناطق شرقی (نزدیک پروفیل شماره ۷) را هم آنومال معرفی کرده است که در نقشه پتانسیل مطلوب مشخص نشده‌اند. با مقایسه نتایج پروفیل شماره ۱ هماهنگی نتایج با نتایج نقشه پتانسیل مطلوب در منطقه بین Pad A و Pad B (شکل (۶-۱۱)) کاملاً مشهود است. نکته قابل توجه مناطق اطراف Pad C است که توسط نتایج پروفیل مگنتوتلوریک، آنومالی معرفی شده است ولی نتایج حفاری چاه شماره ۳ این مناطق را غیر اقتصادی معرفی می‌کند [Energy Development Corporation, 2010].



شکل (۶-۱۲) - نتایج مگنتوتلوریک پروفیل شماره ۴، خطوط سفید خط چین محل گسل را نمایش می‌دهد. [Energy Development Corporation, 2010]

برای بررسی بیشتر تشابه پروفیل‌های مگنتوتلوریک و نتایج نقشه پتانسیل مطلوب پروفیل شماره ۴ شکل (۶-۱۲) را با نقشه پتانسیل مطلوب شکل (۶-۱۱) مقایسه شد. که نتایج این مقایسه، منطقه تاس را در هر دو به عنوان آنومالی معرفی می‌کند (در نقشه پتانسیل مطلوب این منطقه از اولویت دوم برخوردار است).

۶-۷-۲- منطقه بوشلی

با مقایسه نقشه پتانسیل مطلوب و نتایج پروفیل بین ایستگاه‌های شماره ۰۴۳، ۵۰، ۵۱ و ۵۵ (شکل (۶-۹) مشاهده شود) منطقه بین سونداژهای ۵۵ و ۵۱ در هر دو (نقشه و پروفیل) آنومالی شناخته شده است.

با توجه به پروفیل گذرنده از ایستگاه‌های شماره ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳، ۴۰ و ۴۱ (شکل (۶-۱۰)) مناطق بین سونداژهای ۲۹ تا ۳۳ را آنومالی معرفی می‌کند که به صورت قابل توجه این مناطق در نقشه پتانسیل مطلوب از اولویت درجه دوم برخورداراند.

۶-۸- نتیجه‌گیری

به طور کلی در دو منطقه شمال غرب سبلان و بوشلی نقشه پتانسیل مطلوب با سونداژ مگنتوتلوریک و همچنین چاه‌های حفر شده مورد اعتبار سنجی قرار گرفت. هماهنگی بین نقشه پتانسیل مطلوب و سونداژ مگنتوتلوریک کاملاً مشخص و صریح است. بنابه نتایج حاصله، می‌توان قبل از برداشت سونداژ مگنتوتلوریک، نقشه پتانسیل منطقه را تهیه و با روش منطقی از هزینه سرسام آور برداشت سونداژ مگنتوتلوریک پرهیز کرد.

فصل هفتم:

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۷-۱- نتیجه گیری

مطالعات اکتشافی جهت پی جویی منابع زمین گرمایی در برکه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی مشگین شهر با استفاده از تلفیق داده های زمین شناسی، ژئوشیمیایی، ژئوفیزیکی و دورسنجی در محیط GIS انجام گرفت. جهت تلفیق داده ها از روش های وزن های نشانگر و رگرسیون لجستیکی استفاده شد. به دلیل افزایش تعداد نقشه های شاهد، درصد استقلال شرطی کاهش یافت لذا از روش رگرسیون لجستیکی برای تهیه نقشه نهایی استفاده شده است. قبل از انجام تلفیق، پردازش داده های ژئوفیزیکی (گرانی، مغناطیس و میکرو لرزه)، ژئوشیمیایی هیدرولوژی و دورسنجی انجام گرفت که نتایج حاصله همراه با مطالعات صورت گرفته بر روی داده های زمین شناسی، برای تولید لایه ها و نقشه های شاهد مورد نیاز جهت انجام تلفیق در محیط GIS، بکار گرفته شدند.

با توجه به نقشه پتانسیل مطلوب بدست آمده که در شکل (۵-۲۳) نمایش داده شده اند، چهار منطقه ۱، ۲، ۳ و ۴ جهت انجام مطالعات تفصیلی تر معرفی می گردند. بر این اساس، منطقه ۱ و ۲ که در گذشته مورد شناسایی قرار گرفته بودند (منطقه ۱ شمال غرب سبلان و منطقه ۲ بوشلی) از اعتبار بیشتری برخوردار می باشد. بدین ترتیب با تلفیق نتایج روش های مدرن وزن های نشانگر امکان اولویت

بندی اکتشافی بین دو منطقه مستعد شناسایی شده نیز فراهم گشت. منطقه ۳ که در نواحی چشمه آبگرم شاییل قرار گرفته است بر اساس نتایج نقشه تولیدی در شکل (۵-۲۴) احتمالاً از عمق کافی برخوردار نیست و احتمال سطحی بودن این آنومالی وجود دارد. چهارمین منطقه که در شمال شهرستان سراب قرار دارد از نظر عمق هماهنگی بهتری با نقشه تولیدی در شکل (۵-۲۴) دارد. درحالی که در هیچ کدام از نقشه‌های پتانسیل مطلوب، مناطق با احتمال بالا در این زون وجود ندارد.

۲-۷-۲- اعتبارسنجی نتایج

از نتایج تفسیر سونداژهای مگنتوتلوریک برداشت شده و چاه‌های حفر شده در دو منطقه شناسایی شده یعنی شمال غرب سبلان و بوشلی برای اعتبار سنجی نقشه تولیدی استفاده شده است. با توجه به شکل (۶-۱۱) و تفسیر پروفیل‌های مگنتوتلوریک برداشت شده در این مناطق، هماهنگی بین آنومالی‌های بدست آمده از روش مگنتوتلوریک و نقشه پتانسیل مطلوب کاملاً مشهود است. همچنین محل حفاری‌های موفق انجام شده در منطقه سبلان در مناطق با درصد احتمال بالای نقشه پتانسیل مطلوب واقع شده‌اند. این نتایج حاکی از آن است که روش داده‌محور در برکه ۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشگین‌شهر به درستی جواب داده و نتایج این تحقیق قابل توسعه به دیگر نقشه‌های ۱۰۰۰۰۰ کشور می‌باشد.

۳-۸-۳- پیشنهادات

در رابطه با اولویت‌های اکتشافی شناسایی شده، انجام مطالعات زیر پیشنهاد می‌گردند:

۱- در مناطق مذکور مطالعات اکتشافی تفصیلی و نیمه تفصیلی در مقیاس‌های بزرگتر از

۱:۲۵۰۰۰ انجام گیرد.

۲- مطالعات ژئوشیمیایی به صورت نمونه برداری با شبکه نمونه برداری مترکم‌تر انجام گیرد.

۳- در سومین منطقه انتخابی در زون‌هایی که از پتانسیل بالا برخورداراند چند پروفیل مگنتوتلوریک برداشت شود تا عمیق یا سطحی بودن منبع زمین‌گرمایی به درستی معلوم شود.

۴- استفاده از روش‌های تلفیق‌ساز دیگری همچون همپوشانی شاخص، منطق فازی و شبکه‌های عصبی نیز جهت مقایسه با نتایج روش‌های استفاده شده در این پایان‌نامه توصیه می‌گردند.

۵- با توجه به نتایج فصل ششم، قبل از برداشت سونداژ مگنتوتلوریک، ابتدا تهیه نقشه پتانسیل مطلوب منطقه مورد مطالعه توصیه می‌شود. که این امر در هزینه زیاد عملیات برداشت مگنتوتلوریک صرفه‌جویی قابل ملاحظه‌ای به عمل خواهد آورد.

منابع

منابع فارسی:

اسماعیل زاده ا.، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ارائه یک مدل دو و سه بعدی در محیط GIS برای تلفیق داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی و سنجش از دور به هدف آشکارسازی ساختار زیرسطحی دهنو."، دانشکده معدن نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

اقلیم اردبیل، وبسایت هواشناسی اردبیل، (<http://arww.ir>)، تاریخ دسترسی فروردین ۱۳۹۰.

بونهام کارتر، گ. ا.، (۱۳۷۹)، "سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی برای دانش پژوهان علوم زمین و مدل‌سازی به کمک GIS"، ترجمه گروه اطلاعات زمین مرجع، چاپ اول، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ۵۶۴ صفحه.

پایگاه داده‌های علوم زمین، "www.ngdir.ir"، تاریخ دسترسی فروردین ۱۳۹۰.
حسین زاده گویا ن.، (۱۳۸۱)، "گزارش نهایی طرح زمین‌گرمایی بوشلی." انرژی‌های نو سازمان انرژی اتمی ایران. طرح شماره ۰/۹۰۱-۳۰۹.
سازمان انرژی‌های نو ایران، "www.sun.org.ir"، تاریخ دسترسی تیر ۱۳۹۰.

سحابی ف.، (۱۳۷۵)، "سنگ‌شناسی رسوبی"، انتشارات دانشگاه تهران، ۲۶۶ صفحه.

سحابی ف.، (۱۳۷۸)، "بررسی آتشفشان سبلان با توجه بر روند تشکیل منابع زمین‌گرمایی مشگین شهر استان اردبیل". نشریه علوم زمین شماره ۳۲-۳۱، ص ۲-۱۵.

سمتا، (۱۳۷۵)، "گزارش مطالعات هیدروکلیماتولوژی - هیدرودینامیکی - محاسبات کمی و کیفی آبهای منطقه سرعین." سازمان مطالعات و تحقیقات انرژی آذربایجان.

علوی پناه س. ک.، (۱۳۸۵)، "کاربرد سنجش از دور در علوم زمین (علوم خاک)" چاپ دوم، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ۴۷۸ صفحه.

مسعودیان ا.، (۱۳۸۲)، "نواحی اقلیمی ایران"، مجله جغرافیا و توسعه، ص ۱۷۱-۱۸۴.

مهرنیا ر.، (۱۳۷۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کاربرد ژئوفیزیک در تفسیر زمین‌شناسی اقتصادی گرمابهای سرعین." دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

نقی‌زاده م. (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "کاربرد روش مگنتوتلوریک در اکتشاف ذخایر ژئوترمال منطقه خوی"، دانشگاه تهران.

نوروزی غ. (۱۳۸۸)، "ژئوفیزیک اکتشافی". دانشگاه تهران موسسه انتشارات، چاپ اول. ۵۹۳ صفحه.

همتی ر.، صالحی ب. و رضائی بنفشه م. (۱۳۸۶)، "پروژه بررسی نقش تغییرات اقلیمی در تشدید یا کاهش بلایای جوی و اقلیمی استان اردبیل".

یوسفی س.، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مدل وزن‌های نشان‌گر در محیط GIS برای تهیه نقشه پتانسیل مطلوب ذخایر مس و مولیبدن حاشیه لوت در شرق ایران."، دانشکده معدن نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

وزارت معادن و فلزات، (۱۳۶۷)، "نقشه شدت کل مغناطیس"، برگه شماره ۶، چاپ تهران.

Agterberg, F. P., Bonham-Carter, G. F., and Wright, D. F., (1990). "Statistical pattern Integration for mineral exploration", in Gaal, G, and Merriam, D. F., eds., Computer Applications in Resource Estimation: Prediction and Assessment for Metals and Petroleum: Pergamon Press, Toronto, pp.1–21.

Agterberg, F. P., Bonham-Carter, G. F., Cheng, Q., and Wright, D. F., (1993). "Weights of evidence modeling and weighted logistic regression for mineral potential mapping", in Davis, J. C., and Herzfeld, U. C., eds., Computers in Geology—25 Years of Progress: Oxford Univ. Press, New York, pp.13–32.

Agterberg, F.P., Cheng, Q., (2002). "Conditional independent test for weights of evidence modeling". **Natural resources researches** 11(4):pp.249-255.

Amera S.A., (2007). PhD Thesis, "Spectral Remote Sensing of Hydrothermal Alteration associated with Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, Gorob-Hope area, Namibia" International institute for Geo information science and earth observation Enschede, the Netherlands.

Ballantyne, J.M. and Moore, J.N., (1987). "Arsenic geochemistry in geothermal systems", **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 52(2), pp.475-483.

Berdichevsky, M., N., Dmitriev, V., I., (2008). "**Models and Methods of Magnetotellurics.**" published by Springer. 563p.

Bingqiu Z., Jinmao Z., Lixin Z. and Yaxin Z., (1986). "Mercury, arsenic, antimony, bismuth and boron as geochemical indicators for geothermal areas". **Journal of Geochemical Exploration**. 25 (3), pp.379-388.

Binqiu, Z., Jinmao, Z., Lixin, Z., and Yaxin, Z., (1986). "Mercury, Arsenic, Antimony, Bismuth and Born as geochemical indicators for geothermal areas". [Journal of Geochemical Exploration](#), 25, pp.379-388.

Bonham-Carter, G.F., Rencz, A.N. and Harris, J.R., (1985). "Spatial Relationship of Gold Occurrence With Lineaments Derived from Landsat and Seasat Imagery, Meguma Group, Nova Scotia", 4th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology, San Francisco.

Bonham-Carter, G.F., (1994). "Geographic Information Systems for Geoscientists: Modelling with GIS", Pergamon, 398p.

Carranza, E.J.M. and Hale, M., (2002). "Spatial Association of Mineral Occurrences and Curvilinear Geological Features". **Mathematical Geology**, 34(2): pp.199-217.

Carranza, E.J.M, Wibowo, H., Barritt, S.D., Sumintadireja, P., (2008). "Spatial data analysis and integration for regional-scale geothermal potential mapping", west java, Indonesia. **Geothermics** 33(3):pp.267-299.

Carranza, E.J.M., (2008). “**Geochemical Anomaly and Mineral Prospectivity Mapping in GIS**”. Handbook of Exploration and Environmental Geochemistry, vol. 11. Elsevier, Amsterdam 351p.

Coles, D., Vichabian, Y, Fleming, R., DesAutels, C., Briggs, V., Vermeesch, P., Arrell, J.R., Lorraine Lisiecki, L., Kessler, T., Hooper, H., Jensen, E., Sogade, J. and Morgan, F.D., (2004). “Spatial Decision Analysis of Geothermal Resource sites in the Qualibou Caldera, Saint Lucia, Lesser Antilles”. **Geothermics**, 33: pp.277-308.

Coolbaugh, M.R., Raines, G., Shevenell, L., Minor, T., Sawatzky, D. and Oppliger, G., (2004). “Regional Assessment of Exploration Potential for Geothermal Systems in the Great Basin Using a Geographic Information System (GIS) - Part II”. Great Basin Center for Geothermal Energy, <http://www.unr.edu/geothermal>.

Daneshfar, B., Desrochers, A., and Budkewitsch, P., (2006). “Mineral- potential Mapping for MVT deposits with limited data sets using landsat data and geological evidence in the Borden basin, northern Baffin island, Nunavut.” **Natural resources researches**, 15(3):pp.129-149.

Dickson, M. H. and Fanelli, M., (1995). “**Geothermal energy**”, John Wiley & Sons Inc, New York.

Doi N., Shigehara S., Ikeuchi K., Kato O., Takahashi M., Ominato T., Koibe Kazuo, Tosha T., (2000). “Seismic activity in The Kakkonda geothermal system characterized by the quaternary Kakkonda granite, Japan”. Proceedings World Geothermal Congress, Japan, May 28 – June 10. pp.1077-1082.

Emami, M.N., (1994). “1:100000 geological map of Iran, sheet 5566 (Meshkinshahr)”, ministry of mine and metals, geological survey of Iran.

ENEL (1983). “Geothermal power development studies in Iran”, General Report on Sabalan Zone. Report to Ministry of Energy, Islamic Republic of Iran.

ENEL (1976). “Geothermal power development studies in Iran, review of background information.”, Report to Ministry of Energy. Imperial government of Iran ministry of energy.

Faulds, J.E., Garside, L.J., Johnson, G.L., Muehlberg, J. and Oppliger, G.L., (2002). “Geologic Setting and Preliminary Analysis of the Desert Peak-Brady Geothermal Field Western Nevada”. **GRC Transactions**, 26: pp.491-494.

Fotouhi, M.(1994). “Iran’s geothermal potential”, **electric power research center (EPRC), geothermal R.C. Bull.** Vol.23, No.8, 280p.

Galvao L.S., Almeida-Filho R. and Vitorello I., (2005). "Spectral discrimination of hydrothermally altered materials using ASTER short-wave infrared bands: Evaluation

in a tropical savannah environment" **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, Vol. 7, pp.107-114.

Greenworldinvestor,(2011).[http://greenworldinvestor.com/2011/03/16/advantagesdisadvantages-of-geothermal-energy-cons-winning-over-pros], accessed June 2011.

GSM, (2011). [http://geothermal.marin.org/GEOpresentation/sld003.htm], accessed March 2011.

Gupta, R.P., (2003). “**Remote Sensing Geology**”. Springer, Berlin, 656p.

Gupta H. and S. Roy, (2007). “**Geothermal Energy: an alternative resource for the 21st century**”, Elsevier, The Netherlands.

Harinarayana T., (2008). “Applications of Magnetotelluric Studies in India”, National Geophysical Research Institute, Hyderabad-500606.

Hosmer Jr., D. W., and Lemeshow, S., (1989). “**Applications of logistic regression**”, John Wiley & Sons, Inc. New York, 307p.

Johnson, R. A., and Wichern, D. W., (2002). “**Applied multivariate statistical analysis**”, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.

Kingston Morrison Limited (1999). “Report number 2505. Final report, detailed geological mapping, assessment and targeting of exploration drilling area, NW Sabalan”.

Mahon, T., Harvey, C. and Crosby, D., (2000). “The Chemistry of Geothermal Fluids in Indonesia and their Relationship to Water and Vapor Dominated Systems, World Geothermal Congress”. International Geothermal Association / IGA, Kyushu - Tohoku, Japan.

Manzella, A., (2000). “Geophysical Methods in Geothermal Exploration (lecture notes)”. Italian National Research Council. International Institute for Geothermal Research. Pisa, Italy.

Moombarriga, (2009). Specialising in the acquisition, processing and interpretation of magnetotelluric data, [http://www.moombarriga.com.au/default.asp], accessed March 2011.

Noorollahi. Y., Itoi. R., Fujii. H., Tanaka.T., (2008). “Gis integration model for geothermal exploration and well siting”. **Geothermics** 37, pp.107-131.

Noorollahi, Y., Itoi, R., Fujii, H., Tanaka, T., (2007). “GIS model for geothermal resource exploration in Akita and Iwate prefectures, northern Japan”. **Computers & Geosciences** 33, pp.1008–1021.

Palmason, G., (1976).” Geophysical methods in geothermal exploration”. Proceedings of the 2nd U.N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, vol. 2, U.S. Government Printing Office, Washington, DC, pp.1175–1184

Palomera, R. P., (2004). M.Sc. thesis, "Application of Remote Sensing and Geographic Information Systems for Mineral Predictive Mapping, Deseado Massif, Southern Argentina", international institute for geo-formation science and earth observation Enschede, the Netherlands.

Prol-Ledesma, R.M., (2000). "Evaluation of the reconnaissance results in geothermal exploration using GIS". **Geothermics** 29, pp.83–103.

Raines G. L., (2006). "Resource materials for a GIS spatial analysis course Revision of Lectures. U.S. Department of the interior", **USGS**.

Renewable energy, (2010). [<http://renewableenergie.com/>], accessed June 2011.

Sahabi, F., Khoshlessan, M.R., Barnett, P.R., (1999). "Geothermal exploration of Mount Sabalan, NW Iran". *Geothermal council transacting*, Vol.23, pp 479-484.

Sawatzky, D.L., Raines, G.L. , Bonham-Carter, G.F., and Looney, C.G., (2009). "Spatial Data Modeller (SDM): ArcMAP 10 geoprocessing tools for spatial data modelling using Weights of evidence, logistic regression, fuzzy logic and neural networks".

Telford, W. M., L. P. Geldardt, and R. E. Sheriff, (1990). "**Applied Geophysics**", 2nd ed.: Cambridge University Press, New York, 770p.

Tehran Berkeley consulting engineers (TBCE), (1979). "Geothermal power development studies. Sabalan zone". *Geothermal survey. Report to the ministry of energy, Iran*.

Tufekci, N., Lutfi Suzen, M. and Gulec, N., (2010). "GIS based geothermal potential assessment: A case study from Western Anatolia, Turkey". **Energy** 35 pp.246–261.

Vozoff K., (1972). "The magnetotelluric method in exploration of sedimentary basins", **Geophysics**, 37,pp. 98-141.

Wibowo H., (2006), MSc. Thesis, "Spatial analysis and integration for regional- scale geothermal Prospectivity mapping west java, indonesia", Technical University of Delft, The Netherlands. ITC (International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation) Enschede, The Netherlands.

White, D.E., Muffler, L.J.P. and Truesdell, A.H., (1971). "Vapor-Dominated Hydrothermal Systems Compared with Hot-Water Systems". **Economic Geology**, 66: pp.75-97.

Yousefi, E., Friedberg, J.L., (1978). Aeromagnetic map of Iran (Quadrangle No. C20, Ahar).

Yousefi H, Ehara S, Noorollahi Y.(2007). "Geothermal Potential Site Selection using GIS in Iran." Proceedings of the 32nd workshop on geothermal reservoir engineering;. p.174–82.

Ziaii, M., Pouyan, A. A. and Ziaei, M., (2009). "A Computational Optimized Extended Model for Mineral Potential Mapping Based on Wofe Method", **American journal of Applied Science**, 6, 2, pp.200-203.

Ziaii, M., **Carranza, E.J.M.** and Ziaei, M. (2011). "Application of geochemical zonality coefficients in mineral prospectivity mapping". **Computers and geosciences**, in PRESS33p.

Zhao, D., (2001). "Seismological Structure of Subduction Zones and its Implication". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 127, pp. 197-214.

Zhijing W., Qiuming, C., (2006). "GIS-Based (W^+ - W^-) Weight of Evidence Model and Its Application to Gold Resources Assessment in Abitibi, Canada", *Journal of China University of Geosciences* , 17, 1 , pp.71 – 78.