

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه اکتشاف معدن

پی جویی آب با استفاده از روش‌های سنجش از دور و گرانی‌سنجی

در محیط‌های آهکی در غرب شاهرود

دانشجو

داود رضوانی

اساتید راهنما

دکتر حمید آقاجانی

دکتر علیرضا عرب امیری

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تیرماه ۱۳۹۸

تقدیم بہ

پدر بزرگوارم، مادر مہربانم و ہمسر عزیزم کہ عاشقانہ دوستشان دارم

تقدیر و تشکر

سپاس خداوندی را که سخوران از ستودن او عاجزند و حساب گران از شمارش نعمت های او ناتوان و تلاش گران از ادای حق او درمانده اند... (نبج البلاغه)

و سلام و درود بر محمد و خاندان پاک او، طاهران معصوم، هم آمان که وجودمان و امدار وجودشان است.
با سپاس از سه وجود مقدس:

آمان که ناتوان شدند تا ما به توانایی برسیم...

موباشان سپید شد تا ما رو سفید شویم...

و عاشقانه سوختند تا گرما بخش وجود ما و روشنگر راهمان باشند...

بر خود لازم می دانم تا مراتب سپاس را از بزرگوارانی به جا آورم که در این پایان نامه متحمل زحمت شده اند.

از اساتید راهنمای گرانقدر دکتر حمید آقا جانی و دکتر علیرضا عرب امیری به خاطر راهنمایی های ارزشمندشان در طول مدت تحصیل و تحقیقات مرتبط با این پایان نامه، صمیمانه سپاسگزارم.

از اساتید محترم داور دکتر ابوالقاسم کاکار روحانی و دکتر منصور ضیائی که زحمت داورى این پایان نامه را متقبل شدند.

و از کلیه اساتید و کارکنان محترم دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود و همچنین از دکترین روشن-

روان، خانم مهندس شهنا، مهندس مقدسی و مهندس دهبان به خاطر همکاری شان سپاسگزارم.

تعهد نامه

اینجانب داود رضوانی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی اکتشاف معدن دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پی جویی آب با استفاده از روش های سنجش از دور و گرانی سنجی در محیط های آهکی در غرب شاهرود تحت راهنمایی دکتر حمید آقاجانی و دکتر علیرضا عرب امیری متعهد می شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه 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 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 تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، 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، 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 بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

امروزه آب سالم به عنوان یکی از نیازهای اساسی بشر و توسعه صنعتی می‌باشد. آب زیرزمینی یکی از مهم‌ترین و بزرگ‌ترین منابع تأمین آب شیرین مورد نیاز انسان است. هدف از انجام این پایان‌نامه اکتشاف منابع آب زیرزمینی در زون‌های خرد شده در کوه‌های آهکی شمال تا جنوب غرب شاهرود می‌باشد. محدوده مورد مطالعه در بین طول جغرافیایی ۵۴ درجه و ۵۰ دقیقه و ۵۴ درجه و ۵۳ دقیقه و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۲۳ دقیقه و ۳۶ درجه و ۲۸ دقیقه قرار دارد. برای رسیدن به هدف از فناوری سنجش از دور، سامانه اطلاعات جغرافیایی و روش گرانی‌سنجی استفاده شد. برای تعیین مناطق پتانسیل‌دار آب زیرزمینی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، پس از پردازش داده‌های ماهواره لندست، بر اساس عوامل مؤثر در تشکیل و تمرکز آب زیرزمینی، لایه‌های اطلاعاتی واحدهای سنگی، گسل‌ها و خطواره‌ها، شبکه زهکشی، مقدار شیب توپوگرافی و جهت شیب توپوگرافی تهیه شدند. در تهیه لایه اطلاعاتی واحدهای سنگی و گسل‌ها از اطلاعات موجود در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شاهرود هم استفاده شد.

لایه‌های اطلاعاتی مذکور در محیط نرم‌افزاری Arc GIS آماده‌سازی و به روش‌های شاخص هم‌پوشانی ساده و هم‌پوشانی وزن‌دار تلفیق و نقشه پتانسیل مطلوب مناطق آب زیرزمینی تهیه شد. بر اساس نتایج نقشه‌های تلفیق، یکی از مناطق پتانسیل‌دار برای برداشت داده‌های گرانی انتخاب و عملیات اندازه‌گیری مقدار گرانی نسبی به وسیله دستگاه گرانی‌سنج CG5 اجرا شد. داده‌های گرانی پس از تصحیح‌های لازم پردازش و نقشه آنومالی بوگه و نیز مقادیر باقیمانده گرانی با اجرای فیلترهای روند سطحی، ادامه فراسو و ادامه فروسو و مشتق قائم به دست آمده و نقشه آنومالی نهایی تهیه شد. بر روی نقشه نهایی سه محدوده آنومالی گرانی (گرانی با شدت پایین)، محل احتمالی سفره آب زیرزمینی مشخص شد.

کلمات کلیدی: آب زیرزمینی، سنجش از دور، سیستم اطلاعات جغرافیایی، لایه اطلاعاتی، شاخص هم‌پوشانی، فازی، سنگ‌های آهکی، گرانی‌سنجی، مناطق پتانسیل‌دار.

فهرست

فصل اول	۱
کلیات	۱
۱-۱- آب‌های زیرزمینی و اهمیت آن‌ها	۲
۲-۱- منشأ آب‌های زیرزمینی	۳
۳-۱- روش‌های اکتشاف آب زیرزمینی	۴
۴-۱- کارست و محیط‌های آهکی	۶
۵-۱- سوابق مطالعات اکتشاف آب زیرزمینی بر اساس داده‌های سنجش از دور و روش گرانی‌سنجی	۸
۶-۱- ضرورت انجام تحقیق	۱۰
۷-۱- مراحل انجام کار	۱۱
۸-۱- ساختار پایان‌نامه	۱۱
فصل دوم	۱۳
روش سنجش از دور، سامانه اطلاعات جغرافیایی و گرانی‌سنجی	۱۳
۱-۲- مقدمه	۱۴
۲-۲- سنجش از دور	۱۴
۳-۲- پیش پردازش	۱۶
۱-۳-۲- تصحیحات تصاویر ماهواره‌ای	۱۶
الف- تصحیح رادیومتری	۱۶
ب- تصحیحات هندسی	۱۷
۴-۲- پردازش داده‌های ماهواره‌ای	۱۸
۱-۴-۲- افزایش کنتراست	۱۸
۲-۴-۲- ترکیب‌های رنگی کاذب	۱۸
۳-۴-۲- تصاویر نسبیتی	۱۹
۴-۴-۲- تحلیل مؤلفه‌های اصلی	۱۹
۵-۴-۲- فیلتر کردن تصاویر	۲۰
۵-۲- سیستم اطلاعات جغرافیایی	۲۱
۶-۲- تهیه لایه‌های اطلاعاتی و تلفیق و مدلسازی آن‌ها	۲۱
۱-۶-۲- مدل‌سازی به روش شاخص هم‌پوشانی	۲۲

۲۲	۲-۶-۲- مدل سازی به روش شاخص هم پوشانی ساده و وزن دار
۲۳	۲-۶-۳- مدل سازی به روش منطق فازی
۲۵	۲-۶-۳-۱- عملگرهای فازی
۲۵	۲-۶-۳-۲- عملگر فازی گاما
۲۶	۲-۷- ترکیب داده های RS و GIS برای اکتشاف منابع آب زیرزمینی
۲۹	۲-۸- گرانی سنجی
۳۱	۲-۹- دستگاه گرانی سنج
۳۲	۲-۱۰- آنومالی گرانی بوگه
۳۲	۲-۱۰-۱- شتاب گرانی نرمال
۳۴	۲-۱۰-۲- تصحیح رانه دستگاه و جزر و مد
۳۴	۲-۱۰-۳- تصحیح عرض جغرافیایی
۳۵	۲-۱۰-۴- تصحیح هوای آزاد
۳۵	۲-۱۰-۵- تصحیح بوگه
۳۶	۲-۱۰-۶- تصحیح توپوگرافی
۳۷	۲-۱۱- جداسازی آنومالی ها
۳۷	۲-۱۱-۱- روش روند سطحی
۳۹	۲-۱۱-۲- روش مشتق قائم
۴۰	۲-۱۱-۳- روش گسترش میدان به سمت بالا (ادامه فراسو)
۴۱	۲-۱۱-۴- روش گسترش میدان به سمت پایین (ادامه فروسو)
۴۱	۲-۱۲- فیلترهای فاز محلی
۴۲	۲-۱۲-۱- زاویه تمایل
۴۳	فصل سوم
۴۳	معرفی منطقه مورد مطالعه و پردازش داده های ماهواره ای جهت تولید لایه های اطلاعاتی
۴۴	۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه
۴۵	۳-۲- آب و هوای منطقه
۴۵	۳-۳- زمین ریخت شناسی منطقه مورد مطالعه
۴۶	۳-۴- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه
۴۶	الف- سازند لار، ژوراسیک میانی-بالایی

ب- سنگ‌های کرتاسه بالایی	۴۷
۳-۵- تهیه نقشه رقومی واحدهای سنگی	۴۷
۳-۶- تهیه نقشه رقومی خطواره‌ها	۵۰
۳-۷- تولید نقشه رقومی مقدار شیب	۵۴
۳-۸- تولید نقشه رقومی جهت شیب	۵۵
۳-۹- تولید نقشه رقومی شبکه زهکشی	۵۶
فصل چهارم	۵۹
تلفیق لایه‌ها در سامانه اطلاعات جغرافیایی	۵۹
۴-۱- مقدمه	۶۰
۴-۲- مدلسازی و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی	۶۰
۴-۳- لایه اطلاعاتی تراکم خطواره‌ها	۶۰
۴-۴- لایه اطلاعاتی واحد سنگی	۶۲
۴-۵- لایه اطلاعاتی مقدار شیب	۶۳
۴-۶- لایه اطلاعاتی جهت شیب	۶۴
۴-۷- لایه اطلاعاتی تراکم زهکشی	۶۶
۴-۸- تلفیق لایه‌ها به روش هم‌پوشانی	۶۷
۴-۹- تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش‌های فازی	۶۹
فصل پنجم	۷۷
طراحی، برداشت و پردازش داده‌های گرانی‌سنجی	۷۷
۵-۱- مقدمه	۷۸
۵-۲- موقعیت جغرافیایی و مسیرهای دسترسی	۷۸
۵-۳- طراحی شبکه	۷۹
۵-۴- برداشت صحرایی	۷۹
۵-۵- پیش پردازش داده‌ها و تصحیحات	۸۱
۵-۶- تصحیح توپوگرافی	۸۲
۵-۷- تفکیک آنومالی‌ها	۸۴
۵-۷-۱- روند سطحی	۸۴
۵-۷-۲- ادامه فراسو	۸۶

۸۹	 ۵-۷-۳- ادامه فروشو
۹۲	 ۵-۷-۴- مشتق قائم
۹۳	 ۵-۷-۵- زاویه تمایل
۹۵	 فصل ششم
۹۵	 نتایج و پیشنهادها
۹۶	 ۶-۱- نتیجه گیری
۹۸	 ۶-۲- پیشنهادها
۹۹	 فهرست منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱: مدل شماتیک جریان آب زیرزمینی در یک منطقه‌ی کارستی..... ۸
- شکل (۱-۲): فلوچارت روش کار پتانسیل‌یابی آب‌های زیرزمینی ۲۸
- شکل ۲-۲: پارامترهای توصیف‌کننده بیضوی مرجع ۳۳
- شکل ۳-۲: تخته بوگه فرضی، p نقطه مشاهده و h ارتفاع از سطح دریا..... ۳۶
- شکل ۴-۲: تغییرات مشاهده‌ای در اثر (الف) وجود جرم اضافی، (ب) فقدان جرم ۳۶
- شکل ۱-۳: نقشه ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه..... ۴۴
- شکل ۳-۳: نقشه ماهواره‌ای محدوده مورد مطالعه، ترکیب رنگی ۷۴۱ (RGB,741) برای شناسایی واحدهای سنگی ۴۸
- شکل ۴-۳: نقشه ماهواره‌ای محدوده مورد مطالعه، ترکیب رنگی PCA(RGB,243) برای شناسایی و تفکیک واحدهای سنگی ۴۹
- شکل ۵-۳: نقشه رقومی زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه ۴۹
- شکل ۶-۳: فیلتر جهتی ۴۵ درجه ۵۲
- شکل ۷-۳: فیلتر جهتی ۹۰ درجه ۵۲
- شکل ۸-۳: نقشه رقومی خطواره‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای و زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه ... ۵۳
- شکل ۹-۳: نقشه تراکم خطواره (تراکم گسل) در محدوده مورد مطالعه ۵۴
- شکل ۱۰-۳: نقشه رقومی مقدار شیب در محدوده مورد مطالعه ۵۵
- شکل ۱۱-۳: نقشه رقومی جهت شیب در محدوده مورد مطالعه ۵۶
- شکل ۱۲-۳: نقشه رقومی شبکه زهکشی در محدوده مورد مطالعه ۵۷
- شکل ۱۳-۳: نقشه تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه ۵۸
- شکل ۱-۴: لایه اطلاعاتی امتیاز دهی شده تراکم خطواره‌ها (تراکم گسل) در محدوده مورد مطالعه..... ۶۲
- شکل ۲-۴: لایه اطلاعاتی امتیازدهی شده واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه..... ۶۳
- شکل ۳-۴: لایه اطلاعاتی مقدار شیب امتیازدهی شده در محدوده مورد مطالعه..... ۶۴
- شکل ۴-۴: لایه اطلاعاتی امتیازدهی شده جهات مختلف شیب در محدوده مورد مطالعه ۶۵
- شکل ۵-۴: لایه اطلاعاتی امتیازدهی شده تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه ۶۷
- شکل ۶-۴: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی ساده در محدوده مورد مطالعه..... ۶۸
- شکل ۷-۴: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی وزندار در محدوده مورد مطالعه ۶۹
- شکل ۸-۴: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی تراکم خطواره در محدوده مورد مطالعه..... ۷۱
- شکل ۹-۴: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه ۷۱

- شکل ۴-۱۰: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی واحدهای سنگی در محدوده مورد مطالعه ۷۲
- شکل ۴-۱۱: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی مقدار شیب در محدوده مورد مطالعه ۷۲
- شکل ۴-۱۲: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی جهت شیب در محدوده مورد مطالعه ۷۳
- شکل ۴-۱۳: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر **And** ۶۸
- شکل ۴-۱۴: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر **OR** ۷۳
- شکل ۴-۱۵: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر **Gamma 0.1** ۶۸
- شکل ۴-۱۶: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر **Gamma 0.3** ۷۴
- شکل ۴-۱۷: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر **Gamma 0.5** ۶۸
- شکل ۴-۱۸: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر **Gamma 0.7** ۷۴
- شکل ۴-۱۹: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر **Gamma 0.9** ۷۵
- شکل ۵-۱: محدوده مورد مطالعه و مسیر دسترسی ۷۹
- شکل ۵-۲: نمایی از شکستگی‌های موجود در محدوده مورد مطالعه ۸۰
- شکل ۵-۳: نمونه برگه یادداشت داده‌ها در محدوده مورد مطالعه ۸۱
- شکل ۵-۴: آنومالی بوگه ساده ۸۲
- شکل ۵-۵: آنومالی بوگه کامل ۸۳
- شکل ۵-۶: آنومالی باقیمانده گرانی پس از اعمال فیلتر روند سطحی درجه دوم ۸۵
- شکل ۵-۷: آنومالی باقیمانده گرانی پس از اعمال فیلتر روند سطحی درجه سوم ۸۵
- شکل ۵-۸: ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰متر ۸۶
- شکل ۵-۹: ادامه فراسو به ارتفاع ۳۰متر ۸۷
- شکل ۵-۱۰: ادامه فراسو به ارتفاع ۵۰متر ۸۷
- شکل ۵-۱۱: ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰۰متر ۸۸
- شکل ۵-۱۲: ادامه فراسو به ارتفاع ۱۵۰متر ۸۸
- شکل ۵-۱۳: ادامه فراسو به ارتفاع ۲۰۰متر ۸۹
- شکل ۵-۱۴: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۱۰متر ۹۰
- شکل ۵-۱۵: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۲۰متر ۹۰
- شکل ۵-۱۶: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۴۰متر ۹۱
- شکل ۵-۱۷: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۶۰متر ۹۱
- شکل ۵-۱۸: نقشه مشتق قائم اول ۹۲
- شکل ۵-۱۹: نقشه مشتق قائم دوم ۹۳

- شکل ۵-۲۰: نقشه زاویه تمایل..... ۹۴
- شکل ۵-۲۱: نقشه مشتق افقی کل زاویه تمایل ۹۴
- شکل ۶-۱: نقشه تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار در محدوده مورد مطالعه ۹۷
- شکل ۶-۲: نقشه تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر $\text{Gamma } 0.9$ ۹۷
- شکل ۶-۳: مناطق آنومالی هدف ۹۸

فهرست جداول

جدول ۲-۱: مشخصات دستگاه گرانی سنج CG5.....	۳۲
جدول ۳-۱: واحدهای سنگی موجود در محدوده مورد مطالعه	۵۰
جدول ۴-۱: امتیازدهی به کلاس‌های خطواره در محدوده مورد مطالعه.....	۶۱
جدول ۴-۲: امتیازدهی به واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه.....	۶۲
جدول ۴-۳: امتیازدهی به کلاس‌های مقدار شیب در محدوده مورد مطالعه.....	۶۴
جدول ۴-۴: امتیازدهی به جهت شیب‌های مختلف در محدوده مورد مطالعه	۶۵
جدول ۴-۵: امتیازدهی به کلاس‌های تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه	۶۶
جدول ۴-۶: وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار در محدوده مورد مطالعه	۶۸
جدول ۴-۷: عوامل موثر در تابع لیجستیکی سیگموئید مربوط به پارامترهای موثر	۷۰

فصل اول

کلیات

۱-۱- آب‌های زیرزمینی و اهمیت آن‌ها

مقدمه

امروزه آب سالم به عنوان یکی از نیازهای اساسی بشر و توسعه صنعتی می‌باشد. رشد جمعیت، افزایش تقاضا و محدود بودن منابع آب سطحی باعث می‌گردد تا نیاز به منابع آب‌های زیرزمینی اهمیت ویژه‌ای یابد. همانطور که متخصصین همواره تاکید می‌نمایند، بحران آب بسیار جدی است. در اکثر مناطق، سطح آب به شدت پایین رفته، سطح آب دریاچه‌ها شدیداً کم شده و سطح آب سدها کاهش یافته است. کاهش سطح آب و خشک شدن دریاچه‌ها، پائین رفتن بستر آب‌های زیرزمینی در بسیاری از نقاط کشور، خشک شدن آب برخی رودخانه‌ها، گسترش کویر، هر روز سرزمین ما و ساکنان آنرا به سوی کم‌آبی و بی‌آبی نزدیک‌تر می‌کند.

آب زیرزمینی یکی از مهم‌ترین و بزرگ‌ترین منابع تأمین آب شیرین مورد نیاز انسان است؛ که بعد از یخچال‌ها بالاترین ذخیره آب شیرین زمین را به خود اختصاص می‌دهد. امروزه بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی، برای مصارفی چون کشاورزی، صنعت و شرب توسعه زیادی پیدا کرده است. در مناطق خشک و دور از منابع تولید آب همچون دریاچه‌ها و رودخانه‌ها، غالباً تنها راه تأمین آب برای مصارف مختلف، استفاده از منابع آب زیرزمینی است (صداقت ۱۳۸۷). مزایای آب‌های زیرزمینی، علی‌رغم هزینه‌های زیاد استخراج نسبت به سایر منابع، به این شرح است: معمولاً عاری از عوامل بیماری‌زا هستند و نیاز به تصفیه ندارند؛ بی‌رنگ و فاقد مواد تیره کننده هستند؛ آلودگی‌های زیستی و رادیو اکتیو کمتر روی آن‌ها تأثیر دارد؛ تحت تأثیر خشکسالی قرار نمی‌گیرند؛ در مناطقی که آب سطحی وجود ندارد، غالباً آب‌های زیرزمینی در دسترس‌اند و ترکیب شیمیایی آن‌ها معمولاً ثابت است.

۱-۲- منشأ آب‌های زیرزمینی

پرو^۱ (۱۶۸۰-۱۶۰۸) و ماریوت^۲ (۱۶۸۴-۱۶۲۰) اولین کسانی بودند که موفق شدند منشأ آب‌های زیرزمینی و سطحی را تشخیص دهند. پرو با اندازه‌گیری مقدار بارندگی و آب جاری نشان داد که مقدار آب جاری خیلی کمتر از مقدار باران بوده است. ماریو ضمن تأیید تجربه پرو، راجع به نفوذ آب در زیرزمین بررسی‌هایی انجام داد و نتیجه‌گیری کرد که چشمه‌ها با بارانی که به زمین نفوذ می‌کند، تغذیه می‌شوند.

آب‌های موجود در زمین را می‌توان از لحاظ منشأ پیدایش، به دو دسته تقسیم کرد: آب‌های مربوط به چرخه طبیعی آب یا سیکل هیدرولوژی و آب‌های خارج از دور هیدرولوژی.

الف: آب‌های زیرزمینی متعلق به چرخه طبیعی آب یا سیکل هیدرولوژی

قسمت اعظم آب‌های زیرزمینی، جزئی از سیستم گردش آب زمین است و عملاً منبع تغذیه آن را بارندگی‌ها و آب‌های سطحی تشکیل می‌دهد. این آب‌ها را از لحاظ منشأ یا منابع تغذیه، می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: طبیعی و غیر طبیعی. منابع تغذیه طبیعی آب زیرزمینی عبارتست از: آب نزولات جوی (برف، باران، تگرگ)، آب رودها، آب دریاچه‌ها و آب دریاها در کناره‌هایی که شیب آبی به طرف خشکی است.

منابع تغذیه مصنوعی آب زیرزمینی که به کمک انسان ایجاد می‌گردد و به طور مصنوعی آب‌های زیرزمینی را تغذیه می‌کند، نسبت به منابع طبیعی از اهمیت کمتری برخوردار است و به طرق زیر تشکیل و موجب تقویت آب‌های زیرزمینی می‌شود: آب‌های نفوذی به وجود آمده بر اثر احداث سدها، بندها، استخرها، چاله‌ها و ...، نشت و تراوش جوی‌ها و نه‌رهای زراعتی، نشت و تراوش زمین‌های زراعتی

^۱-Pierre Perrault

^۲-Edme Mariotte

بر اثر آبیاری زیاد و مداوم، آب‌های نفوذی تأسیسات تغذیه مصنوعی مانند چاه‌های تغذیه، قنات‌های متروک و غیره...

ب: آب‌های زیرزمینی خارج از چرخه طبیعی آب یا سیکل هیدرولوژی
قسمت اعظم آب‌های زیرزمینی، در چرخه هیدرولوژی آب قرار دارد ولی قسمت کمی هم، خارج از این چرخه طبیعی است از جمله آب‌های سنتز و یا ژوونیل، آب محبوس یا آب ذاتی. (کردوانی، ۱۳۷۰)

۱-۳- روش‌های اکتشاف آب زیرزمینی

برای پیشگیری از خشکسالی و کم آبی علاوه بر صرفه‌جویی در بخش‌های کشاورزی، معدن و مصارف خانگی، باید به پی‌جویی و اکتشاف منابع جدید آب پرداخت. اکتشاف منابع آب زیرزمینی مستلزم شناخت مناطق و نواحی مستعد برای وجود آن‌ها می‌باشد. روش‌های مختلفی برای اکتشاف آب وجود دارد؛ از جمله روش‌های ژئوفیزیکی (ژئوالکتریک، ژئومغناطیس، گرانی‌سنجی) و سنجش از دور.

۱- روش مقاومت ویژه (ژئوالکتریک): این روش معمولاً با استفاده از تزریق جریان‌های پیوسته به وسیله دو الکترود به زمین اجرا می‌شود. انتشار جریان الکتریکی بین دو الکترود از طریق یون‌های باردار موجود در آب زیرزمینی یا کانی‌های رسانی بعضی از سنگ‌ها صورت می‌پذیرد و با استفاده از دو الکترود پتانسیل، اختلاف پتانسیل حاصل اندازه‌گیری می‌شود و از آنجا مقاومت ویژه ظاهری زمین به دست می‌آید. برحسب چگونگی اندازه‌گیری‌ها سه روش را می‌توان ارائه کرد. ۱- تهیه پروفیل یا نقشه تغییرات مقاومت ویژه ظاهری در یک عمق بررسی مشخص ۲- بررسی تغییرات مقاومت ویژه ظاهری در عمق (سونداژ زنی) ۳- تلفیقی از دو روش پیشین برای ایجاد تصویر مقاومت ویژه

۲- روش الکترومغناطیس: روش‌های الکترومغناطیسی براساس پاسخ ساختارهای زیرسطحی نسبت به انتشار میدان‌های الکترومغناطیسی استوارند. در این روش میدان الکترومغناطیسی ایجاد شده به وسیله سیم‌پیچ به زمین فرستاده می‌شود و در نتیجه آن میدان ثانویه‌ای در رساناهای زیر سطحی، مثل

کانسارهای فلزی رسانا، ایجاد شده که به وسیله پیچ‌های گیرنده دریافت می‌شود. با استفاده از تغییر فرکانس جریان ارسالی، عمق نفوذهای متفاوتی ملاحظه می‌شود. روش MT، روش اندازه‌گیری میدان-های الکترومغناطیسی طبیعی فرکانس پایین است. روش VLF یا فرکانس بسیار پایین را می‌توان به نوعی روشی استاتیکی در نظر گرفت که در آن تنها به دستگاه گیرنده احتیاج است (داودآبادی فراهانی و آقاجانی، ۱۳۹۱).

۳- روش گرانی‌سنجی: گرانی‌سنجی در مطالعات مربوط به منابع آب زیرزمینی در مقیاس ناحیه‌ای یکی از روش‌های به روز به شمار می‌رود و با به حداقل رساندن خطاهای دستگاهی و خطا در قرائت می‌توان تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی را مورد بررسی قرار داد. تغییرات گرانی با محاسبه‌ی اختلاف گرانی مشاهده‌ای ناشی از تغییرات سطح آب زیرزمینی به دست می‌آید.

۴- روش سنجش از دور^۱: از کاربردهای علم نوین سنجش از دور می‌توان به استفاده از آن در هیدرولوژی، منابع آب و اکتشاف منابع آب زیرزمینی اشاره کرد. استفاده سنجش از دور در مطالعات اکتشافی و منابع طبیعی و سایر موارد فوق‌الذکر از نظر دقت و هزینه و نیروی انسانی نیز بسیار با صرفه‌تر بوده و خیلی سریع‌تر انجام می‌شود. رخداد آب زیرزمینی قابل استحصال در نواحی کارستی به سیستم‌های درزه و شکستگی و مجاری انحلالی محدود می‌شود. برای اکتشاف اولیه مناطق دارای پتانسیل زیاد آب زیرزمینی در این گونه نواحی باید از نمایانگرهای سطحی و پارامترهای موثر بر کارست شدگی استفاده نمود.

به منظور شناخت و بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی، آشنایی با کارست و منابع آب موجود در کارست ضروری است؛ زیرا آب شرب حدود ۲۵٪ از جمعیت جهان از منابع آب موجود در سنگ‌های کارستی تأمین می‌شود. در شرایط فعلی، منابع فراوانی از آب زیرزمینی مناسب به صورت آبخوان‌های کارستی در زاگرس جنوبی، زاگرس شمالی، البرز و ایران مرکزی وجود دارد؛ که شناخت، ارزیابی و بهره‌برداری از آن‌ها در گرو آشنایی با مناطق کارستی و مسائل کارست می‌باشد (قبادی، ۱۳۸۶).

^۱ - Remote sensing

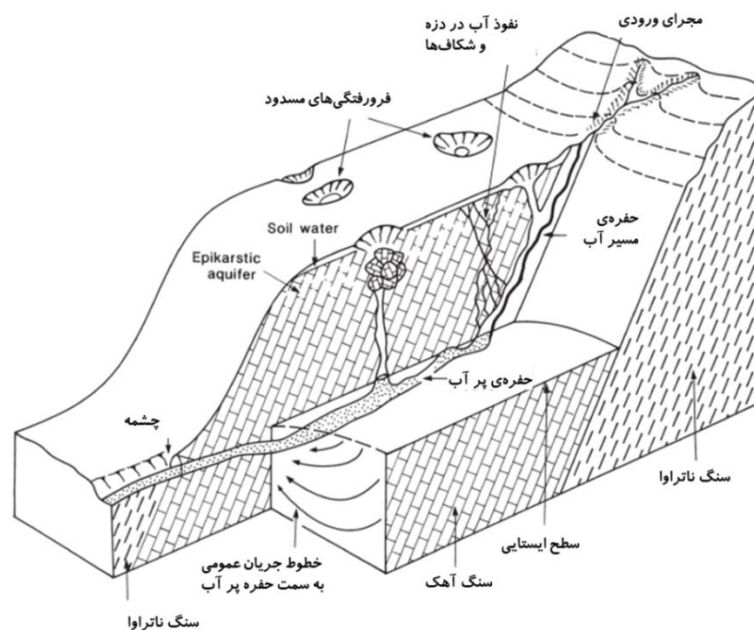
۴-۱- کارست و محیط‌های آهکی

واژه کارست به مجموعه‌ای از فرآیندهای زمین‌شناسی و پدیده‌های حاصل از انحلال آن‌ها در پوسته زمین و سطح زمین گفته می‌شود (Milanovic 1981). بر اساس تعریف فورد و ویلیامز، کارست حوضه‌ای با هیدرولوژی و مورفولوژی خاص می‌باشد که در اثر انحلال زیاد سنگ و توسعه بالای تخلخل ثانویه بوجود آمده است (Ford and Williams, 2007). کارست از نقطه نظر زمین‌شناسی سیمای پیچیده‌ای دارد و دارای ویژگی‌های مخصوص به خود است. هرچند در اصطلاح فنی به پدیده خوردگی و انحلال توده سنگ‌های کربناته (آهک و دولومیت) کارست گفته می‌شود؛ ولی این پدیده در سایر سنگ‌های انحلال پذیر مانند سنگ‌های سولفات و کلروره نیز اتفاق می‌افتد. ضمن این که پدیده‌های فوق در سنگ‌های آواری هم دیده می‌شود. برای مثال ماسه سنگ‌ها و کنگلومراهای دارای سیمان کربناته و یا سولفات تحت تاثیر انحلال، کارستی خواهند شد (قبادی، ۱۳۹۲). کارست پدیده‌ای روی زمین است که آثار آن به صورت اشکال مختلف از قبیل حفرات و غارها در سطح و در زیر سطح وجود دارند. علت ایجاد چنین پدیده‌هایی به وجود شکستگی‌ها و قابلیت انحلال توده سنگ مربوط می‌شود؛ که در نتیجه آن یک سیستم آب زیرزمینی می‌تواند شکل گیرد. بنابراین، شکل‌گیری یک سیمای کارستی در گروه وجود دو عامل است: توده سنگ قابلیت انحلال داشته باشد و زمینه تشکیل یک سیستم جریان آب زیرزمینی را داشته باشد. با این تعریف، ۲۷ درصد از پوسته زمین از کارست تشکیل شده است (قبادی ۱۳۹۲). عوارض کارستی به دلیل اهمیتی که در ذخیره‌سازی منابع مورد نیاز بشر دارند و نیز بررسی مسایل ژئوتکنیکی و نظارت بر مسایل زیست‌محیطی مورد توجه علوم مختلف می‌باشد (White W. B. 1988). در حالت کلی، در زمین‌های آهکی، به علت وجود جریان‌های مستقل آب از یکدیگر در تمام جهات، سفره آب زیرزمینی وجود ندارد. هرچند عموماً آب‌های سطحی در زمین‌های آهکی نفوذ کرده، درزه و ترک‌های آن‌ها را عریض‌تر می‌کند و اغلب شبکه‌های آب زیرزمینی را به‌وجود می‌آورد (کردوانی، ۱۳۷۰).

در اصطلاح فنی به پدیده‌ی خوردگی و انحلال توده سنگ‌های کربناته (آهک و دولومیت) کارست گفته می‌شود. عبارت کارست به طور گسترده برای توصیف تغییرات متفاوت سطح زمین که در انواع سنگ‌ها نظیر سنگ آهک، ژئوپس و هالیت توسعه یافته‌اند و به راحتی انحلال می‌یابند نیز استفاده می‌شود (Hiscock, 2005). مفهوم کارستی شدن به معنی سلسله فرآیندهای زمین‌شناسی است که باعث تخریب سنگ‌های قابل انحلال می‌شود و بدین ترتیب سیمای مورفولوژی بی‌نظیر و اصلی از تخلخل را به وجود می‌آورد. در واقع کارست به مجموعه‌ای از فرآیندهای زمین‌شناسی که شامل پدیده‌های حاصل از انحلال سنگ‌ها است و با تشکیل بازشدگی‌ها، حفرات و ایجاد نوع ویژه‌ای از رژیم گردش آب و نوع خاص توپوگرافی منطقه و بالاخره رژیم خاص شبکه‌ی زهکشی همراه است، اطلاق می‌گردد (Milanovic, ۱۹۸۱).

آبخوان کارستی: با انحلال سنگ‌های انحلال‌پذیر نظیر سنگ آهک توسط آب و توسعه‌ی کارست‌ها و سیستم زهکشی در آن به طور معمول در زیر زمین کانال‌هایی ایجاد می‌شود؛ در شکل (۱-۲) مدل شماتیک جریان آب زیرزمینی در یک منطقه‌ی کارستی نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود تخلیه آب زیرزمینی در سفره‌ی کارستی همراه با چشمه است که در پایین‌ترین بیرون‌زدگی سنگ آهک است. چشمه‌های بزرگ‌تر توسط سیستم‌هایی از حفرات یا مجاری و کانال‌های پر آب تغذیه می‌شود. مجراها به عنوان زهکش در داخل منطقه‌ی اشباع سفره‌ی آب عمل می‌کند و آب زیرزمینی در شکاف‌ها و شکستگی‌ها به سمت مجاری و کانال‌ها جریان می‌یابد. در داخل منطقه‌ی اشباع جریان آب رژیم متلاطم دارد و از قانون دارسی پیروی نمی‌کند در حالی که انتشار جریان در شکاف‌ها از قانون دارسی پیروی می‌کند (Hiscock, 2005).

در این پروژه، هدف استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و گرانی سنجی برای شناسایی مناطق امیدبخش و اکتشاف آب زیرزمینی است.



شکل ۱-۱: مدل شماتیک جریان آب زیرزمینی در یک منطقه‌ی کارستی (اقتباس از Hiscock, 2005)

۵-۱- سوابق مطالعات اکتشاف آب زیرزمینی بر اساس داده‌های سنجش از دور و روش گرانی‌سنجی

دسترسی مکانی، طیفی و زمانی به داده‌های زیاد و مناطق خارج از دسترس با استفاده از تکنولوژی‌های جدید سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، ارزیابی سریع منابع آب را امکان‌پذیر نموده است. تحقیقات متعددی توسط فاروق و همکاران (۲۰۰۶) در کشورهای مصر، عمان و امارات متحده عربی با استفاده از روش‌های سنجش از دور بر روی منابع آب زیرزمینی صورت گرفته است. ماتیکالی (۱۹۹۵)، نادون و همکاران (۲۰۱۰)، جینتامو (۲۰۱۰) نشان دادند که تلفیق نقشه‌های معیار متعدد با استفاده از سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی جهت اکتشاف، توسعه و مدیریت منابع آب زیرزمینی مفید است. تیکموتو و همکاران (۲۰۰۲) افزایش حدود ۴/۳ میکروگالی در میدان گرانی ناشی از افزایش سطح آب زیرزمینی به میزان یک متر برای ایستگاه‌هایی در باندونگ واقع در اندونزی و کیوتو در ژاپن را گزارش کردند. خان و شارما (۲۰۰۳) با ترکیب داده‌های سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی نقشه پتانسیل منابع آب زیرزمینی در حوضه آبخیز کشور هند را تهیه نموده‌اند. پوراسد و همکاران،

سنجش از دور و GIS را ابزار مهم در زمینه علوم هیدروژئولوژی معرفی کردند و بیان داشتند که این روش‌ها در تشخیص، تعیین و نگهداری منابع آب زیرزمینی کمک می‌کنند. داویس و همکاران (۲۰۰۶) پایش و مدل‌سازی معکوس گرانی‌سنجی را برای مخزن مصنوعی آب در معدن متروکه زیرزمینی زغال واقع در لیدن کلورادو انجام دادند. شبان و همکاران (۲۰۰۶) نقشه پتانسیل منطقه آسیدنتال در لبنان را استخراج کردند و به این نتیجه رسیدند که مناطق سخت، دارای شکستگی و آهک‌های کارستی شده، مناطق عالی برای تغذیه آب زیرزمینی هستند. در حالی که حداقل پتانسیل تغذیه در مناطق شلوغ مسکونی و مناطق نسبتاً پوشیده شده بوسیله مواد نرم دیده می‌شود. آواده و همکاران (۲۰۰۹) برای پتانسیل‌یابی آب زیرزمینی در منطقه شمال شرق اردن از لایه‌های ارتفاع، خاک، ژئومورفولوژی، زمین‌شناسی و تراکم گسل با روش AHP استفاده کردند. این منطقه به ۵ کلاس از خیلی فقیر تا خیلی خوب تقسیم شده است. ژاکوب و همکاران (۲۰۰۹) تغییرات ذخیره آب زیرزمینی در یک سفره کارستی در فلات لارزاک در جنوب فرانسه را با استفاده از روش گرانی‌سنجی مورد پایش قرار دادند. دبی و همکاران (۲۰۱۰) روشی را برای ارزیابی مناطق دارای پتانسیل در سنگ‌های سخت با استفاده از GIS ارائه نموده‌اند. گوپتا و سریواستاو (۲۰۱۰) با استفاده تلفیقی از روش‌های سنجش از دور، سیستم اطلاعات جغرافیایی و کارهای صحرائی، پتانسیل آب زیرزمینی در عوارض تپه ماهوری غرب هند را ارزیابی کردند. در این راستا نقشه‌های معیار خطواره، تراکم آبراهه، مدل رقومی ارتفاع، شیب، کاربری و پوشش اراضی تهیه شد. پریجا و همکاران (۲۰۱۰) با تلفیق روش‌های سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، مناطق دارای پتانسیل آب زیرزمینی را در حوضه آبریز کرالا در هند شناسایی کردند. برای این کار، لایه‌های اطلاعاتی زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی، تراکم خطواره‌ها، شیب، کاربری و پوشش گیاهی اراضی را با استفاده از داده‌های تصویر ETM+ ماهواره لندست و نقشه ۱:۵۰۰۰۰ توپوگرافی تلفیق نمودند. براساس نقشه حاصل، پراکندگی پتانسیل آب زیرزمینی به ۴ گروه پتانسیل ضعیف، متوسط، خوب و خیلی خوب طبقه‌بندی شد. موسوی و همکاران (۱۳۸۸) با تلفیق سنجش از دور و GIS به پتانسیل‌یابی مناطق مستعد برای تغذیه آب زیرزمینی در تاق‌دیس کمستان پرداختند. لطیفی و همکاران (۱۳۹۰) با

استفاده از سنجش از دور و GIS نقشه پتانسیل آب زیرزمینی منطقه غرب تهران را تهیه کردند. ملکبان (۱۳۹۱) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و تلفیق اطلاعات حاصل از آن‌ها در سامانه اطلاعات جغرافیایی به تهیه نقشه پتانسیل آب زیرزمینی در حوزه آبریز بسطام پرداخت. داود آبادی (۱۳۹۲) نقشه پتانسیل آب زیرزمینی را در محدوده غرب شاهرود با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی در محیط GIS تهیه نمود. محمدنژاد آروق و همکاران (۱۳۹۲) با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی و مدل عوامل چندگانه تاثیرگذار، نقشه‌ی مناطق مستعد آب‌های زیرزمینی در شهرستان ارومیه را تهیه نمودند؛ که این نقشه‌ها بیانگر پتانسیل بالای آب‌های زیرزمینی در مناطقی با رسوبات کواترنری و تراکم بالای شبکه زهکشی بود. شیدایی و همکاران در سال ۱۳۹۳ با استفاده از روش گرانی سنجی به منظور پایش آب زیرزمینی در اطراف چاه‌های بهره‌برداری در دشت بسطام، تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی را بررسی کرد. فخیم (۱۳۹۵) با استفاده از سنجش از دور و GIS نقشه پتانسیل آب زیرزمینی را تهیه و مناطق دارای پتانسیل آب کارستی را در منطقه گوغر بافق تعیین نمود.

۱-۶- ضرورت انجام تحقیق

آب یکی از چالش‌های قرن حاضر است که می‌تواند سرمنشأ بسیاری از تحولات مثبت و منفی جهان قرار گیرد. با در نظر گرفتن اینکه ایران در منطقه‌ای از دنیا قرار گرفته است که متوسط بارش سالانه آن کمتر از $\frac{1}{3}$ متوسط بارش سالانه جهان است. کمی بارندگی، محدودیت منابع آب‌های سطحی و توزیع نامتعادل زمانی و مکانی آن، باعث شده که تقاضا برای آب‌های زیرزمینی جهت مصارف مختلف از جمله مصرف شرب افزایش یابد. یکی از راه‌های استفاده از آب‌های زیرزمینی بهره‌برداری از آبخوان‌های موجود در سازندهای سخت می‌باشد (رنگزن و سرافراز، ۱۳۸۸). با توجه به این‌که شهر شاهرود در منطقه نامناسب از لحاظ شرایط آب و هوایی قرار گرفته و دچار بحران آب است؛ نیاز شدید به آب شیرین شرب و قابل مصرف در صنعت و کشاورزی احساس می‌شود. بنابراین باید با استفاده از روش‌های متنوع، به اکتشاف و شناسایی سفره‌های آب زیرزمینی پرداخت. در این پایان‌نامه برای اکتشاف آب در رشته کوه شمال تا جنوب غرب شهر شاهرود از فناوری سنجش از دور و روش گرانی سنجی استفاده شده است. با

توجه به وسعت محدوده از داده‌های سنجش از دور می‌توان مطالعات خوبی انجام داد و با توجه به این که منطقه کارستی است و اختلاف چگالی قابل ملاحظه‌ای بین حفرات و سنگ‌های منطقه وجود دارد می‌توان از روش گرانی‌سنجی نیز برای این کار استفاده نمود.

۷-۱- مراحل انجام کار

به طور خلاصه در این تحقیق موارد زیر به انجام خواهد رسید:

تهیه داده‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و داده‌های ماهواره‌ای؛ پردازش تصاویر ماهواره‌ای، استفاده از ترکیب‌های رنگی و اعمال فیلترهای جهت‌ی روی تصاویر ماهواره‌ای؛ تهیه نقشه‌های رقومی خطواره‌ها، آبراهه‌ها، سنگ‌شناسی، شیب توپوگرافی و جهت شیب و تهیه لایه‌های اطلاعاتی مورد نیاز؛ ارزیابی و وزن‌دهی کنترل‌کننده‌های منابع آب زیرزمینی؛ تلفیق لایه‌های مختلف و تهیه نقشه پتانسیل آب زیرزمینی؛ طراحی شبکه برداشت داده‌های گرانی‌سنجی؛ برداشت صحرایی داده‌های گرانی‌سنجی؛ پیش‌پردازش و پردازش داده‌های گرانی‌سنجی و تفسیر نتایج حاصل از داده‌های گرانی‌سنجی و تعیین مناسب‌ترین نقاط برای تمرکز آب زیرزمینی.

۸-۱- ساختار پایان‌نامه

در فصل اول کلیاتی درباره آب‌های زیرزمینی، منشأ آب‌های زیرزمینی، روش‌های اکتشاف آب‌های زیرزمینی، کارست، مطالعات انجام شده؛ ضرورت انجام تحقیق و مراحل انجام کار آمده است.

در فصل دوم کلیاتی درباره سفره آب زیرزمینی، روش سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، تهیه و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی، و روش اکتشافی گرانی‌سنجی توضیح داده شده است.

در فصل سوم روش‌های پیش‌پردازش، تصحیح، پردازش و تفسیر داده‌های ماهواره‌ای بیان خواهد شد و همچنین کلیه داده‌های اولیه به نقشه‌های رقومی مورد نیاز تبدیل می‌شوند.

در فصل چهارم کلیه، لایه‌های اطلاعاتی تهیه شده و با دو روش فازی و هم‌پوشانی شاخص تلفیق شده‌اند. سپس مناطقی که به لحاظ داده‌های زمین‌شناسی و ماهواره‌ای بیشترین اهمیت را داشته‌اند شناخته شده و بخشی برای برداشت داده‌های گرانی انتخاب و معرفی شده است.

فصل پنجم این پایان‌نامه به طراحی شبکه برداشت، عملیات صحرایی، تصحیح و پردازش داده‌های برداشت شده و تفسیر نتایج حاصل از داده‌های گرانی پرداخته شده است.

و در فصل ششم، نتیجه‌گیری و پیشنهادها ارائه شده است.

فصل دوم

روش سنجش از دور، سامانه اطلاعات جغرافیایی و گرانی سنجی

۲-۱- مقدمه

آبخوان به لایه یا سازندی گفته می‌شود که از طرفی حاوی آب باشد و از طرف دیگر اجازه دهد مقادیر قابل توجه آب در شرایط معمولی صحرایی در آن حرکت کند. طبق تعاریف این لایه می‌تواند به صورت آزاد یا محصور باشد. آبخوان‌های اصلی در محیط‌های آبرفتی به صورت آزاد و یا محصور دیده می‌شوند و منابع خوب آب زیرزمینی هستند. اما منبع دیگری از آب زیرزمینی در سنگ‌های بلورین مانند سنگ-های کربناته و سنگ‌های آذرین هوازده و دارای شکستگی هستند که نوع اول آن به علت حل شدن آهک، فضاهای خالی درون آن ایجاد شده و غارها یا کارست‌ها را به وجود می‌آورد که محل تمرکز سفره‌های آب زیرزمینی می‌شود. برای اکتشاف منابع آب زیرزمینی روش‌های مختلفی است. در بحث مطالعاتی و پی‌جویی مناسب‌ترین روش‌ها بکارگیری داده‌های زمین‌شناسی و ماهواره‌ای است تا بتوان بر اساس ویژگی‌های مختلف و عوامل کنترل کننده مناطق مستعد را شناسایی نمود. در مراحل بعدی می‌توان از داده‌های ژئوفیزیکی نظیر گرانی‌سنجی و ژئوالکتریک جهت این مهم استفاده کرد. در این فصل ابتدا کلیاتی درباره روش سنجش از دور گفته خواهد شد و سپس در زمینه تلفیق لایه‌ها و نیز در انتها از کلیات روش گرانی‌سنجی مواردی ارائه خواهد شد.

۲-۲- سنجش از دور

از دیرباز روش‌های مختلفی برای جمع‌آوری داده‌ها به‌خصوص داده‌های مکانمند وجود داشته است. انجام مشاهدات نجومی، نقشه برداری زمینی، هیدروگرافی، فتوگرامتری و سنجش از دور روش‌های عمده جمع‌آوری اطلاعات مکانمند می‌باشند. سنجش از دور از جمله روش‌های جمع‌آوری داده‌ها محسوب می‌شود؛ که در آن‌ها تماس فیزیکی با اشیاء مورد اندازه‌گیری به حداقل ممکن نگه داشته می‌شود. در مقابل روش‌های زمینی که در آن‌ها عامل انسانی وظیفه برداشت و تفسیر را بر عهده دارد و معمولاً در تماس مستقیم یا با فاصله کم از اشیاء انجام می‌شود؛ در سنجش از دور جمع‌آوری داده‌ها بر عهده سنجنده است.

سنجش از دور در بسیاری از زمینه‌های علمی و تحقیقاتی کاربردهای گسترده‌ای دارد. از جمله کاربردهای سنجش از دور می‌توان به استفاده از آن در زمین‌شناسی، آب‌شناسی، معدن، کارتوگرافی، جغرافیا، مطالعات زیست‌شناسی، مطالعات زیست‌محیطی، سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی، هواشناسی، کشاورزی، جنگلداری، توسعه اراضی و به طور کلی مدیریت منابع زمینی و غیره اشاره نمود (فاطمی-رضایی، ۱۳۹۱).

داده‌های سنجش از دور به دلیل یکپارچه و وسیع بودن، تنوع طیفی، تهیه پوشش‌های تکراری و ارزان بودن، در مقایسه با سایر روش‌های گردآوری اطلاعات از قابلیت‌های ویژه‌ای برخوردار است که امروزه عامل نخستین در مطالعه سطح زمین و عوامل تشکیل دهنده آن محسوب می‌شود. امکان رقومی بودن داده‌ها موجب شده است که سیستم‌های کامپیوتری بتوانند از این داده‌ها به طور مستقیم استفاده کنند؛ سیستم‌های داده‌های جغرافیایی و سیستم‌های پردازش داده‌های ماهواره‌ای با استفاده از این قابلیت طراحی و تهیه شده اند. سهل الوصول بودن داده‌ها، دسترسی سریع به نقاط دور افتاده و دقت بالای آن‌ها از امتیازات خاص این فن محسوب می‌شود.

امروزه سنجش از دور به عنوان یک ابزار قوی مطرح بوده که جایگاه خاصی در مدیریت منابع طبیعی به خصوص منابع آب دارا می‌باشد. با توجه به اینکه وسعت بسیار زیادی از سطح زمین پوشیده از آب است جهت مطالعات منابع آب، اقدامات میدانی کاری پر دردسر و پرهزینه بوده و جایگاه خود را به پردازش تصاویر ماهواره‌ای داده است. اقداماتی نظیر بررسی کیفیت آب شامل مطالعات شوری، بررسی مواد معلق و رسوب، بررسی رنگ آب، وجود فیتوپلانکتون‌ها و جلبک‌ها در آب، اندازه گیری تغییرات عمق و یا ژرفاسنجی منابع آب از جمله اقداماتی است که می‌توان به کمک سنجش از دور انجام داد (Kumar, ۲۰۰۷).

۲-۳- پیش پردازش

برای آماده سازی و تهیه تصاویر ماهواره‌ای مناسب برای مطالعات دورسنجی مراحل آتی باید به ترتیب اجرا گردد تا تصاویری قابل استفاده در انجام بررسی‌های معدنی و زمین‌شناسی فراهم گردد (آقاجانی و نعیمی، ۱۳۸۹).

۲-۳-۱- تصحیحات تصاویر ماهواره‌ای

تصاویر خام سنجش از دور همیشه دارای خطایی در هندسه و همچنین مقادیر ثبت شده برای پیکسل‌ها می‌باشند. به دسته اول این خطاها، خطاهای هندسی و به دسته دوم خطاهای رادیومتریکی می‌گویند. بعضی از خطاهای هندسی با رادیومتریکی در ایستگاه‌های گیرنده زمینی تصحیح می‌شوند. هرچند در نهایت تصاویر باید توسط کاربران از لحاظ وجود این خطا بررسی شده و در صورت لزوم تصحیح گردند. به طور کلی تصحیحات تصاویر ماهواره‌ای به دو دسته تصحیح هندسی و رادیومتری تقسیم می‌شود (اکبری و شکاری بادی، ۱۳۹۳).

الف- تصحیح رادیومتری

بازتاب طیفی پدیده‌های زمینی پس از برخورد و عبور از جو زمین به سنجنده می‌رسند. نظر به اینکه محدوده‌های مختلف امواج الکترومغناطیس، رفتارهای گوناگون در هنگام گذر از جو زمین دارند، لذا میزان بازتاب برگشتی پدیده‌ها در برخی از طول موج‌ها بیانگر بازتاب حقیقی آن‌ها نمی‌باشد (Floyd, ۱۹۹۹). تصحیحات رادیومتریکی بدون توجه به مکان و مشخصات هندسی اجزای تصویر فقط با مقادیر درجه خاکستری پیکسل‌ها کار کرده و سعی در تصحیح آن دارند. تصحیح رادیومتری برای کاهش و یا حذف دو نوع خطای عمده یعنی خطای اتمسفری و خطای دستگاهی به کار می‌رود (Mather, 1999). خطاهای دستگاهی آن دسته از خطاها هستند که به علت طراحی و یا عملکرد سنجنده ایجاد می‌شوند. این نوع خطاها متنوع بوده و از سنجنده‌ای به سنجنده دیگر بر اساس نوع سیستم به کار برده شده

متفاوت هستند. دو نوع عمده این خطاها عبارتند از: تصحیح خطوط جا افتاده و تصحیح خطای نوار نوار شدن (جاهدی و فرخی، ۱۳۷۵)

همچنین خطاهای اتمسفری آن دسته از خطاها هستند که به علت تاثیر اتمسفر بر روی انرژی الکترومغناطیس به وجود می‌آیند. اولین اثر اتمسفر کاهش کنتراست تصاویر و در نتیجه ضعیف شدن قدرت آشکارسازی تصویر و پنهان شدن جزئیات آن می‌باشد. بنابراین قدرت تمایز بین اشیاء پایین آمده و استخراج نمودن اطلاعات مشکل خواهد بود. تصحیح اتمسفری به دو صورت کلی و جزبه جز صورت می‌گیرد (Richards, 1995).

ب- تصحیحات هندسی

این واژه در متون علمی با واژه‌های زمین مرجع نمودن، کدگذاری و پالایش مترادف است. معمولاً به دلیل حرکت ماهواره و زمین در حین تصویربرداری، خطاهایی بر روی تصویر به وجود می‌آید که تصویر حاصل با نقشه‌های همسان، مطابقت کامل نخواهد داشت. از این رو در برخی مطالعات اندازه‌گیری از سطح زمین و یا در زمانی که انطباق پدیده‌های تصویر با نظیر آن‌ها بر روی زمین مورد توجه است، مشکلاتی بروز می‌کند. منظور از تصحیح هندسی یک تصویر، تغییر مختصات اجزای سازنده تصویر و تطابق آن با نقشه‌های نظیر یا تصویری است که قبلاً روی آن تصحیح هندسی صورت گرفته است. بنابراین تصاویر خام ماهواره‌ای حاوی خطاهای هندسی نظیر جابجایی، تغییر مقیاس، اعوجاج، تغییر چشم انداز، چرخش و غیره می‌باشند. این خطاها به دلایلی چون دوران زمین حین تصویر برداری، دید مایل، انحنای زمین، زاویه دید بزرگ سنجنده و عدم کالیبراسیون دقیق، در سنجنده‌ها واقع می‌شوند (فاطمی و رضایی، ۱۳۸۵). تصحیح هندسی به منظور ایجاد تصویری در قالب یک شبکه تعیین شده جغرافیای انجام می‌گیرد. برای عمل تصحیح هندسی روش‌های متنوعی وجود دارد که در این تحقیق از روش انتقال نقشه به تصویر و نیز برای تطبیق بیشتر از روش تصویر به تصویر استفاده شده است. میزان خطای مجاز هرگز نباید از اندازه یک جزء تصویری بزرگتر باشد (جاهدی و فرخی، ۱۳۷۵).

۲-۴- پردازش داده‌های ماهواره‌ای

پردازش تصاویر ماهواره‌ای، یک سری فرآیندهایی است که برای دستیابی به تصاویری با کیفیت بهتر و قابلیت درک بالاتر و برای منظورهای مختلف، با مجموعه‌ای از باندها صورت می‌گیرد. با توجه به شباهت‌های بافتی، طیفی و هندسی پس از طی این فرآیندها، پدیده‌های مختلف سطح زمین را می‌توان از هم تفکیک نمود (جاهدی و فرخی، ۱۳۷۵). تصاویر ایجاد شده از ترکیب باندها در R.G.B در شرایطی با رنگ طبیعی پدیده‌ها هماهنگی دارد که حاصل ترکیب باندهای ۱، ۲ و ۳ به ترتیب با فیلترهای رنگی آبی، سبز و قرمز باشد. در غیر این صورت تصاویر تعیین شده دارای رنگ‌های مجازی بوده و هیچگونه انطباقی با مشاهدات صحرایی نخواهد داشت (ملکیان، ۱۳۹۱).

۲-۴-۱- افزایش کنتراست^۱

اغلب سامانه‌های پردازش تصویر از یک دامنه دینامیکی متشکل از هشت بیت در هر کانال سود می‌برند؛ که در آن‌ها تون‌های خاکستری از رنگ سیاه (برابر صفر) تا رنگ سفید (برابر ۲۵۵) تغییر می‌کند. برای تفسیر بهتر تصاویر، خواه بر روی صفحه نمایشگر و یا به صورت تصویر چاپ شده، اطلاعات رقومی اولیه باید به شکلی تبدیل شوند که تمام دامنه دینامیکی سامانه را به کار گیرند. این فرآیند کشش تباین نام دارد. در برخی از سامانه‌ها، کشش به صورت بخش‌های ترکیبی انجام می‌پذیرد. اغلب سامانه‌های پردازش تصویر از انواع کشش‌های خودکار مبتنی بر انواع توزیع‌های استاندارد نظیر توزیع‌های گوسی، همسان-سازی و غیره بهره می‌گیرند (Legg, 1994).

۲-۴-۲- ترکیب‌های رنگی کاذب

از آنجا که اغلب تصاویر ماهواره‌ای به شکل چند باندهای در دسترس قرار دارند، تجزیه و تحلیل یک باند به تنهایی نمی‌تواند حداکثر اطلاعات را در اختیار قرار دهد. فهم روابط بین طول موج‌های متفاوت در تشخیص پدیده‌ها و نوع پوشش منطقه بسیار مهم است. این بینش در به تصویر کشیدن بیش از یک

^۱-Contrast Sretching

باند بر روی سامانه‌های پردازش تصویر و تولید تصاویر چند بانندی سودمند خواهد بود. استفاده از این شیوه در تهیه تصاویر رنگی مرکب متداول است؛ که در آن سه باند متفاوت به سه رنگ آبی، سبز و قرمز نسبت داده می‌شوند تا بر روی صفحه نمایشگر رنگی قابل مشاهده باشند. بر این اساس ترکیبات رنگی متعددی که می‌توان از یک تصویر چند بانندی به دست آورد، بسیار زیاد خواهد بود (رنجبر، ۱۳۹۲).

۲-۴-۳- تصاویر نسبتی

تصاویر نسبتی یا نسبت‌های مالی از شیوه‌های بسیار مفید برای بازرسی پدیده‌ها در تصاویر چند بانندی محسوب می‌شوند. از این روش برای کاهش تاثیر روشنایی خورشید، توپوگرافی و بارزسازی اطلاعات طیفی در تصاویر استفاده می‌شود (رنجبر، ۱۳۹۲). تصاویر نسبتی از تقسیم مقادیر جزء تصویری در یک باند طیفی بر مقادیر جزء تصویر به دست می‌آیند. تصویر رقومی جدید به وسیله نسبت مقادیر المان‌ها در دو تصویر ایجاد می‌شود. مزیت اصلی این تصاویر آن است که خصوصیات رنگی یا طیفی پدیده‌های تصویر را بدون توجه به تغییرات شرایط نوردهی منظره بر اثر تغییرات توپوگرافی منتقل می‌کنند و بر محتوای رنگ داده تاکید می‌کنند (علوی پناه، ۱۳۸۵).

۲-۴-۴- تحلیل مؤلفه‌های اصلی^۱

تحلیل و آنالیز مؤلفه‌های اصلی، روشی برای خارج کردن یا کاهش دادن اطلاعات زاید و مشابه بین باندهاست که با فشردن مجموعه داده‌های چند طیفی در یک دستگاه مختصات جدید صورت می‌گیرد. این روش که اولین بار توسط چاوز و کاورتینگ در سال ۱۹۸۹ مطرح شد، عملیاتی برای دستیابی به حداقل حجم داده‌ها و حداکثر تباین بین n باند طیفی است؛ که بر اساس اندازه‌گیری واریانس، کواریانس و انحراف از معیار باندهای مختلف انجام می‌شود (Chaves & Kwarteng, 1989). برای داده‌های چند طیفی (مانند لندست)، اولین مؤلفه اصلی (PC1) شامل بیشترین درصد واریانس

^۱-Principal Component Analysis

کلی تصویر است و مؤلفه‌های بعدی ($PC_2, PC_3, \dots, PC_n$) هر یک در برگیرنده درصد کمتری از واریانس تصویر می‌باشند (Sabins, 1987).

هر تصویر مؤلفه اصلی، دارای اطلاعاتی از همه باندهای طیفی است و مانند تصاویر نسبی، عنوان تصاویر جداگانه سیاه و سفید می‌توانند تحلیل شوند. یا هر سه تصویر مؤلفه اصلی برای تشکیل یک ترکیب رنگی با یکدیگر ترکیب شوند. در این حالت، بیشترین واریانس n باند طیفی در یک تصویر ترکیب رنگی مشاهده می‌شوند. این واریانس بیشتر از واریانسی است که در ترکیب رنگی باندهای طیفی معمولی ایجاد می‌شود و جزئیات بیشتری از اختلاف پدیده‌های مختلف زمین‌شناسی مانند واحدهای سنگی و دگرسانی نمایش می‌دهد. لذا به زمین‌شناسان کمک می‌کند تا مرز بین مناطقی که در تصویر ترکیب رنگی حاصل از باندهای خام قابل تشخیص نیست، را مشخص کنند (Alsaad, 2007).

۲-۴-۵- فیلتر کردن تصاویر

یک فیلتر را می‌توان عملگری در نظر گرفت که با انجام محاسبات بر روی یک پیکسل و همسایگان آن در یک محدوده مشخص، یک مقدار برای پیکسل در تصویر خروجی تولید می‌کند. بنابراین یک فیلتر باید بر روی تک تک پیکسل‌های تصویر اعمال شده و برای هر کدام، محاسبات را تکرار نماید. موارد لازم برای اجرای فیلتر عبارتند از: ۱- ابعاد ماتریس (تعداد همسایگی‌های مورد استفاده در اعمال فیلتر و محاسبات آن) ۲- نوع فیلتر این طرح‌ها را از نظر نوع اطلاعاتی که از خود عبور می‌دهند؛ فیلترهای بالا گذر و فیلترهای پایین‌گذر می‌نامند. فیلترهای بالا گذر، پیکسل‌هایی که دارای تغییرات ناگهانی مقادیر نسبت به همسایگان خود هستند را اجازه عبور می‌دهند و برعکس (اکبری و شکاری بادی، ۱۳۹۳). فیلتر بالاگذر موجب انتقال میزان بیشتری از درجه‌های روشنایی بالا می‌شود. فیلترهای بالاگذر، مقادیر پیکسل‌هایی را که دارای تغییرات محلی شدید (فرکانس‌های بالا) هستند، بهبود داده و مقادیر پیکسل-هایی را که دارای تغییرات تدریجی (فرکانس‌های پایین) هستند، حذف می‌کند. فیلترهای بالاگذر برای حفظ جزئیات فرکانس بالای تصویر و یا واضح‌سازی لبه‌ها استفاده می‌شوند.

موارد مورد استفاده فیلتر: کاهش نوفه تصویر، بازیابی اطلاعات از دست رفته در تصویر، بارزسازی تصویر، تشخیص الگوها، طبقه‌بندی تصویر، پس پردازش نتایج طبقه بندی، آنالیز خصوصیات مکانی پدیده‌ها در تصویر نظیر لبه‌ها، عوارض خطی و نوفه.

۲-۵- سیستم اطلاعات جغرافیایی^۱

سیستم اطلاعات جغرافیایی یک بانک اطلاعاتی است که وجه تمایز آن با یک بانک اطلاعاتی معمولی، فراگیر بودن و هوشمندی نسبی آن است. این سیستم را از آن رو که اطلاعات گرافیکی (مکانی) و اطلاعات غیر گرافیکی مربوط به زمینه‌های گوناگون به طور یکجا در آن جمع شده است، می‌توان یک سیستم فراگیر نامید و از آن جهت که مجموعه‌ای متشکل از اطلاعات تصویری است که قابلیت انتخاب، تلفیق و تحلیل داده‌ها را در خود جای می‌دهد، می‌توان یک سیستم هوشمند نامید. به عبارت دیگر، در سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی، پدیده‌های (عوارض) روی زمین و اطلاعات مربوط به آن پدیده‌ها یکجا و به صورتی منسجم جمع شده‌اند (ثنایی نژاد، ۱۳۸۱). به این دلیل می‌توان کاربردهای زیادی در حوزه علوم منابع آب‌های سطحی و زیرزمینی برای آن متصور شد، که از آن جمله می‌توان به مدیریت سیستم‌ها و منابع آبی، مدیریت حوزه‌های آبریز، تخصیص منابع آبی، برنامه‌ریزی و مدل‌سازی توزیع آب، مدل‌سازی هیدرولوژیکی، تعیین مکان بهینه جهت احداث سد، مدیریت و هدایت سیلاب‌ها، مدیریت آب‌های زیرزمینی و جلوگیری از آلودگی آن‌ها و طراحی بهینه شبکه‌های توزیع آب و تعیین مسیر بهینه خطوط انتقال آب اشاره نمود (داود آبادی فراهانی، ۱۳۹۲).

۲-۶- تهیه لایه‌های اطلاعاتی و تلفیق و مدل‌سازی آن‌ها

برای آنالیز مکانی در GIS مدل‌های مختلفی وجود دارد؛ که این مدل‌ها براساس توابع و عملگرهای موجود در آن‌ها و نوع عملکردشان بر پایه دانش داده‌ای یا کارشناسی به انواع مختلفی تقسیم می‌شوند. در مدل‌سازی متکی بر داده‌ها، نقشه‌های ورودی گوناگون با استفاده از مدل‌هایی نظیر رگرسیون

^۱-Geographic Information System

لجستیکی، وزن‌های نشانگر و یا تجزیه و تحلیل شبکه‌های عصبی ترکیب می‌شوند. از مدل‌های متکی بر دانش نیز می‌توان به استفاده از روش‌های منطق فازی، روش تحلیل سلسله مراتبی و شاخص هم پوشانی اشاره نمود (Bonham- Carter, 1994; Carranza, 2002).

با توجه به این‌که نقشه‌های معیار از داده‌های مختلف تهیه شده‌اند و دارای فرمت‌های گوناگون و مقیاس‌های مختلفی مانند متر برای فاصله‌ها و اختلاف ارتفاع، درصد برای تراکم‌ها و درجه برای شیب هستند؛ هم‌مقیاس‌سازی آن‌ها قبل از تلفیق، امری ضروری و اجتناب ناپذیر است (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۳).

۲-۶-۱- مدل‌سازی به روش شاخص هم‌پوشانی

روش برازش اندیس یا آنالیز قابلیت و یا روش هم‌پوشانی شاخص، یکی از ساده‌ترین روش‌های نقشه‌های نشانگر است. در این روش وزن‌های انتخابی (مساوی یا متفاوت) به نقشه‌ها داده می‌شود. همچنین به کلاس‌های هر نقشه نیز می‌توان وزن‌های مساوی یا متفاوت نسبت داد. این روش برای نقشه‌های دوتایی و همچنین نقشه‌های چند کلاسه قابل اجرا است. در روش برازش اندیس، ترکیب نقشه‌های نشانگر با انعطاف بیشتری نسبت به روش بولین قابل اجرا است. جداول امتیازها و وزن‌های نقشه‌ها می‌توانند به گونه‌ای تنظیم شوند که قضاوت کارشناس را در قلمرو کاربرد مورد نظر منعکس نمایند. امتیازهای نقشه‌ها می‌توانند به صورت اعداد صحیح مثبت یا اعداد حقیقی، بدون محدودیت در گستره عددی، انتخاب شوند. بزرگترین نقص این روش، ماهیت افزوده خطی آن است (Bonham-Carter, 1994).

۲-۶-۲- مدل‌سازی به روش شاخص هم‌پوشانی ساده و وزن‌دار

یک روش معمول در مدل‌سازی GIS، محاسبه مقادیر عددی برای هر ویژگی فضایی در یک موضوع و طبقه‌بندی مقادیر عددی در یک بازه شناخته شده به نام شاخص هم‌پوشانی است. این روش اهمیت نسبی پارامترها و طبقات مربوط به هر پارامتر را در نظر می‌گیرد. هیچ مقیاس استاندارد برای روش هم‌پوشانی وزن‌دار و ساده وجود ندارد. برای این منظور می‌بایست معیارهای تجزیه و تحلیل تعریف شوند و به هر پارامتر یک ارزش داده شود (Murugesan et al., 2012). در حالتی که نقشه‌های ورودی دوتایی

باشند، هر نقشه در فاکتور وزن نسبت داده شده ضرب شده و با همه نقشه‌های در حال ترکیب جمع می‌شود. سپس برای نرمالایز کردن، بر مجموع وزن‌ها تقسیم می‌شود و نتیجه حاصل به صورت نقشه‌ای جدید به دست می‌آید.

۲-۶-۳- مدل سازی به روش منطق فازی

تئوری فازی، ایجاد روشی نوین در بیان عدم قطعیت‌ها و ابهامات روزمره و یا حل مسائلی است که وابسته به استدلال، تصمیم‌گیری و استنباط بشری هستند. برای پیش‌بینی سری‌های زمانی با استفاده از منطق فازی هم مدل‌های بسیاری در بازه‌ی زمانی ۱۹۸۵-۲۰۰۵ مطرح شده که از آن‌ها برای پهنه‌بندی و پیش‌بینی پدیده‌ها می‌توان استفاده کرد (Gooijer and Hyndman, 2006).

به طور کلی کاربرد منطق فازی در مدلسازی پتانسیل آب زیرزمینی شامل سه مرحله است؛ مرحله اول شامل فازی‌سازی داده‌های مربوط به شواهد، مرحله دوم ترکیب منطقی نقشه‌های شاهد فازی با کمک شبکه‌ای از مجموعه عملگرهای مناسب فازی و مرحله سوم قطعی‌سازی و خروج از حالت فازی به منظور کمک به تفسیر بهتر است (Carranza, 2008).

مهم‌ترین مساله این است که در روش‌های دانش‌محور تخصیص وزن به معیارهای مختلف بر اساس قضاوت کارشناسی بوده و هیچ معیار کمی و قطعی برای آن وجود ندارد و چه بسا که در روش دانش‌محور، استفاده از قضاوت کارشناسی باعث بروز خطای تصادفی گردد. به این منظور در مطالعه حاضر از روش وزن‌دهی پیوسته بدون کلاسه‌بندی و در نتیجه تولید داده‌های شاهد وزن‌دار پیوسته استفاده شده است. بنابراین فازی‌سازی با کاربرد تابع عضویت F_{ev} برای یک مجموعه از نقشه‌ها و معیارهای شاهد مختلف انجام می‌گیرد. به این منظور از تابع لجستیکی سیگموئید بیان شده در رابطه (۱-۲) استفاده می‌شود (Yousefi & Carranza, 2015).

$$F_{ev} = \frac{1}{1 + e^{-S(Ev-i)}} \quad (1-2)$$

که در آن F_{Ev} وزن فازی در فضای لجستیک است (امتیازی در محدوده صفر و یک)، i و S به ترتیب نقطه عطف و شیب تابع هستند و Ev مقدار عددی هریک از داده‌های ورودی است (ارزش معنی‌دار هر پیکسل در یک نقشه ورودی). پارامترهای i و S شکل تابع فازی و به تبع آن وزن فازی خروجی را مشخص می‌کنند. استفاده از تابع لجستیکی برای تبدیل امتیازات فاکتوری باعث می‌شود تا مرزهای بارزتر و تفکیک‌پذیرتری برای تصمیم‌گیری در مسایل طبقه‌بندی به دست آید و متغیرهای تبدیل یافته با استفاده از یک تابع لجستیکی مرز جدایش بهینه‌تری را برای طبقه‌بندی در مقایسه با متغیرهای تبدیل نیافته ایجاد کنند (Bishop, 2006).

برای فازی‌سازی معمولاً بیشینه کلاس مقادیر شاهد به وسیله یک امتیاز نزدیک به یک مانند $0/9$ یا $0/99$ تعیین می‌شود و همچنین پایین‌ترین کلاس با امتیازی نزدیک به صفر مانند $0/1$ یا $0/01$ تعیین می‌شوند. این امتیازات به وسیله قضاوت کارشناس و یا به روش آزمون و خطا مشخص می‌شوند. یوسفی و نیکانن مقادیر مناسب i و S را برای تبدیل یک مجموعه داده پیوسته به فضای فازی در تابع لجستیک را با استفاده از یک سیستم دو معادله و دو مجهول مطابق رابطه F_{Ev} محاسبه کرده‌اند (Yousefi & Nykanen, 2015).

$$F_{Ev(max)} = \frac{1}{1+e^{-S(Ev_{max}-i)}} \quad (2-2)$$

$$F_{Ev(min)} = \frac{1}{1+e^{-S(Ev_{min}-i)}} \quad (3-2)$$

در این روابط $F_{Ev(max)}$ و $F_{Ev(min)}$ به ترتیب پایین‌ترین و بالاترین امتیاز فازی مقادیر شاهد هستند و Ev_{max} و Ev_{min} مقادیر شاهد کمینه و بیشینه نظیر آن‌ها در مجموعه داده‌های ورودی هستند. با حل معادله بالا مناسب‌ترین مقدار برای i و S با توجه به مقادیر کمینه و بیشینه مقادیر شاهد نظیر در مجموعه داده‌های ورودی بوسیله روابط آتی بدست می‌آیند (Yousefi & Nykanen, 2015).

$$i = \frac{Ev_{max}+Ev_{min}}{2} \quad (4-2)$$

$$S = \frac{9.2}{Ev_{max}-Ev_{min}} \quad (5-2)$$

بنابراین نقشه‌ها با استفاده از تابع لجستیکی وزن‌دار می‌شوند و وزنی بین (۰،۱) می‌گیرند. با توجه به این که تابع رابطه (۱-۲) روند افزایشی دارد، یعنی هرچه مقادیر ورودی معیار مورد نظر اهمیت بیشتری داشته باشد امتیازی نزدیک به یک و هرچه اهمیت کمتری داشته باشد، امتیاز نزدیک به صفر می‌گیرد. با توجه به مدل مفهومی، معیارهایی مانند شیب، تغییرات توپوگرافی و .. که مقادیر عددی کمتر اهمیت بیشتری دارند، باید با استفاده از رابطه $(FW=1-(FEV))$ به نقشه شاهد وزن‌دار تبدیل گردند. در این رابطه FW وزن نهایی با توجه به مدل مفهومی مورد نظر می‌باشد و FEV عددی است که از رابطه (۱-۲) بدست می‌آید (فولادی منصوری و همکاران، ۱۳۹۵).

۲-۶-۳-۱- عملگرهای فازی

بعد از تخصیص وزن به تمام الگوهای (کلاس‌های مختلف) نقشه‌های شاهد، باید نقشه‌های موثر در تعیین موقعیت پدیده آنومال باهم تلفیق شوند. در این خصوص عملگرهای فازی زیادی پیشنهاد شده‌اند (Kaymak, 1998). انتخاب نوع عملگر فازی، برای استفاده در تلفیق مجموعه‌های فازی از شواهد فضایی، با در نظر گرفتن این که کدام یک از آن‌ها یا کدام ترکیب از آن‌ها می‌تواند وابستگی بین مجموعه الگوهای شاهد را با آبدی و کیفیت آب‌های زیرزمینی به تصویر کشد، صورت گیرد. همچنین این انتخاب باید با مدل مفهومی تعیین شده برای مدل‌سازی پتانسیل آب زیرزمینی سازگاری داشته باشد (Carranza, ۲۰۰۸). با توجه به این که در این پژوهش از عملگر فازی گاما استفاده شده، در ادامه اندکی پیرامون آن بحث می‌شود.

۲-۶-۳-۲- عملگر فازی گاما

اپراتور فازی گاما ترکیبی از حاصل ضرب جبری و حاصل جمع جبری فازی است؛ که در آن پارامتر λ در محدوده صفر تا یک انتخاب می‌گردد. به طوری که اگر λ یک باشد، ترکیب همان جمع جبری فازی خواهد بود و اگر λ صفر باشد ترکیب ضرب جبری فازی است (Zimmerman & Zysno, 1980).

انتخاب صحیح و آگاهانه γ ، مقدارهایی در خروجی به وجود می‌آورد که نقش فزاینده جمع جبری فازی و نقش کاهنده ضرب جبری فازی در آن عمل می‌کند و همه مجموعه را به حالت تعدیل می‌رساند (Bonham-Carte, 1994).

$$V_{\gamma}(\mu_1, \dots, \mu_n) = ((1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i))^{\gamma}) \times ((\prod_{i=1}^n (\mu_i))^{1-\gamma}) \quad (6-2)$$

که در آن V_{γ} مقدار عملگر فازی گاما، μ_i درجه عضویت فازی، γ مقداری ثابت در محدوده صفر تا یک و n تعداد لایه‌های اطلاعاتی است.

۷-۲- ترکیب داده‌های RS^1 و GIS^2 برای اکتشاف منابع آب زیرزمینی

ترکیب داده‌های سنجش از دور (RS) و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، در پایش آب‌های زیرزمینی، برآورد، نظارت و حفاظت از منابع آب زیرزمینی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است (Chowdhury et al., 2010). ضمن این‌که این ابزارها در تهیه نقشه‌های نواحی مستعد آب‌های زیرزمینی بسیار مفید هستند. طی چند سال گذشته، استفاده از داده‌های سنجش از دور در کنار داده‌های مشاهده‌ای، موجب برآورد آسان و سیستمی مناطق مستعد آب‌های زیرزمینی شده است (Thomas, 1999). اگرچه تصاویر ماهواره‌ای قادر به تعیین مستقیم موقعیت آب‌های زیرزمینی نیستند، اما از طریق بررسی نقشه‌های تهیه شده از تصاویر ماهواره‌ای می‌توان به شاخص‌های وجود آب در یک نقشه پی برد (محمدنژاد و همکاران ۱۳۹۲). مکان‌یابی از طریق تلفیق مجموعه عوامل و پارامترهای موثر در پتانسیل‌یابی آب زیرزمینی صورت می‌گیرد. به عبارت دیگر محدوده‌هایی که برای پتانسیل‌یابی معرفی می‌شوند، شامل مکان‌هایی هستند که شرایط و پارامترهای موثر برای ایجاد مخازن آب زیرزمینی را دارا می‌باشند. می‌توان محدوده‌های مذکور را برای انجام مطالعات دقیق‌تری همچون عملیات ژئوفیزیکی و حفاری‌های اکتشافی، به منظور بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی در منطقه، مورد استفاده قرار داد. در واقع به علت هزینه زیاد

۱- Remote sensing

۲- Geographic Information System

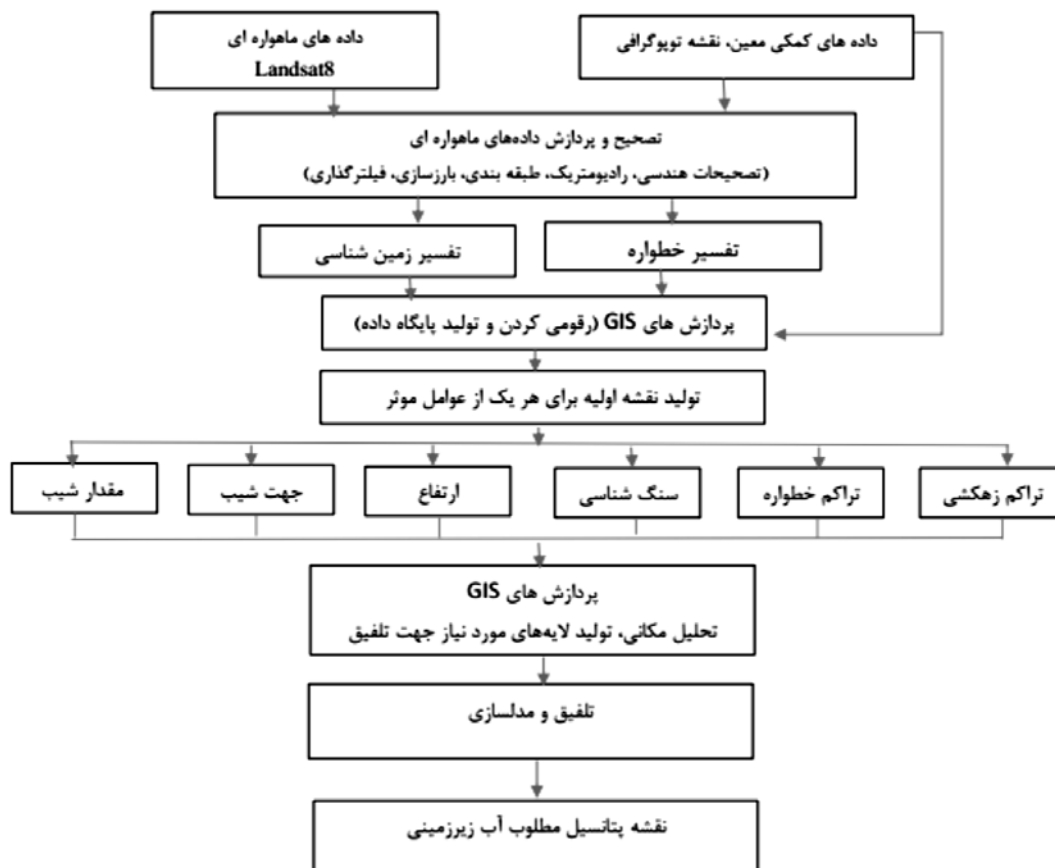
و زمان بر بودن مطالعات ژئوفیزیکی و حفاری چاه‌های اکتشافی، لازم است ابتدا به روش‌های سریع‌تر و کم هزینه‌تر مانند پتانسیل‌یابی با ابزارهای RS و GIS، محدوده‌های مناسب‌تر برای انجام مطالعات تفصیلی مشخص شود (خدری، ۱۳۹۰).

در این راستا با ادغام این فنون و سایر داده‌های زمینی لایه‌های اطلاعاتی را می‌توان تهیه نمود؛ که هر کدام تأثیری منحصر به فرد در تخمین وجود یا عدم وجود آب‌های زیرزمینی دارند. تولید لایه‌هایی نظیر سنگ‌شناسی، خطواره‌ها، شبکه زهکشی، زمین‌شناسی و شیب توپوگرافی و تلفیق آن‌ها با یک منطق خاص و استخراج یک خروجی مناسب همواره یک چرخه پیوسته در امر پتانسیل‌یابی آب‌های زیرزمینی محسوب می‌گردد (عبدالخالق و عمران، ۲۰۰۸).

سنگ‌شناسی، خطواره‌ها، شکل زمین، شیب زمین، پوشش گیاهی، محل تغذیه و تخلیه آب‌های زیرزمینی و... پارامترهای اصلی مورد استفاده بررسی منابع آب‌های زیرزمینی محسوب می‌شوند (سپند و همکاران، ۱۳۸۸).

شکل (۱-۲) فلوچارت روش کار پتانسیل‌یابی آب‌های زیرزمینی در داده‌های سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی می‌باشد. مطابق این فلوچارت با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای به عنوان داده‌های اولیه در این سیستم استفاده می‌شود. برای شناسایی مناطق مستعد، پارامترهای موثر نظیر سنگ‌شناسی، خطواره‌ها، زهکشی، طبقات ارتفاعی، جهت شیب و شیب در مطالعات منابع آب‌های زیرزمینی همواره با یکدیگر مقایسه شده و بر اساس روش‌های مختلف بهترین مکان برای این مهم تعیین می‌شوند. بدین ترتیب داده‌های سنجش از دور، اطلاعات فضایی دقیق و موثری در مقایسه با روش‌های پیمایش‌های هیدرولوژیکی ارائه می‌دهند. بنابراین با استفاده از داده‌های رقومی ماهواره‌ای، مفیدترین لایه‌های مورد نیاز تهیه و در محیط GIS ادغام و تجزیه و تحلیل لایه‌های اطلاعاتی مرتبط با منابع آب‌های زیرزمینی را فراهم می‌آورد. با این داده‌ها می‌توان لایه‌های اطلاعاتی نظیر خطواره‌ها، زهکشی، واحدهای سنگی، شیب و جهت شیب را به دست آورد. پس از تهیه لایه‌های اطلاعاتی مناسب باید این لایه‌ها در محیط

سیستم اطلاعات جغرافیایی تلفیق شوند. با تلفیق این لایه‌ها، بهینه‌ترین پاسخ با در نظر گرفتن کلیه پارامترهای به دست آمده برای اخذ بالاترین احتمال حضور آب زیرزمینی، برای هر پیکسل به دست خواهد آمد.



شکل (۱-۲): فلوچارت روش کار پتانسیل یابی آب های زیرزمینی (شهنا، ۱۳۹۶)

بعد از تهیه نقشه پتانسیل مطلوب، طراحی شبکه برداشت انجام می شود؛ که طبق آن عملیات صحرایی و برداشت داده های گرانی سنجی انجام می شود. بر روی داده های خام برداشت عملیات پیش پردازش یعنی تصحیح رانه، تصحیح عرض جغرافیایی، هوای آزاد، بوگه ساده و توپوگرافی و بعد پردازش داده ها صورت می پذیرد. با پردازش داده ها، نقشه پتانسیل مطلوب گرانی به دست خواهد آمد.

۲-۸- گرانی سنجی

در روش گرانی سنجی، همانند روش‌های مغناطیس‌سنجی، رادیومتری و برخی روش‌های الکتریکی، میدان پتانسیل طبیعی زمین اندازه‌گیری می‌شود. اولین بار گالیله تاثیر میدان گرانی زمین بر روی اجسام با وزن‌های مختلف را کشف نمود. حدود یک قرن پس از او نیوتن قوانین عمومی جاذبه زمین را ارائه نمود که مبنای روش گرانی‌سنجی قرار گرفت (Reynolds, 1997).

بوگه طی سال‌های ۱۷۳۵ تا ۱۷۴۵ بسیاری از روابط اساسی گرانی‌سنجی از جمله تغییرات مقدار گرانی نسبت به تغییر ارتفاع، عرض جغرافیایی و تخته بوگه را به دست آورد و در سال ۱۸۱۷ اولین دستگاه اندازه‌گیری میدان گرانی به وسیله کیتز ابداع شد. اولین برداشت گرانی‌سنجی توسط اوتوش روی دریاچه یخی والاتون انجام شد و به تدریج این روش مطالعاتی گسترش یافت. در اکتشاف مواد هیدروکربوری روش گرانی‌سنجی به همراه روش مغناطیس‌سنجی به عنوان یک ابزار شناسایی کاربرد دارد.

در روش گرانی‌سنجی اندازه‌گیری تغییرات میدان گرانی زمین در نقاط مختلف آن انجام می‌شود. با توجه به بستگی میدان گرانی و چگالی توده‌های مختلف زیرسطحی، با ثبت میدان گرانی و انجام تصحیحات لازم می‌توان اجسام آنومال با چگالی بیشتر یا کمتر از سنگ‌های درونگیر را کشف نمود. داده‌های گرانی‌سنجی اطلاعاتی درباره چگالی سنگ‌های زیرسطحی فراهم می‌آورد.

اندازه‌گیری دقیق گرانی این امکان را فراهم می‌کند تا بتوان تفسیر مناسبی از توزیع چگالی در زیر سطح زمین به دست آورد. یک توده سنگی با جرم کمتر مانند گنبد نمکی یا یک توده ریفی متخلخل آهکی به علت میزان چگالی کمتر قابل تشخیص از سنگ‌های اطراف می‌باشد. همچنین یک توده سنگی با چگالی بیشتر مثل پی‌سنگ در مغزه گنبد نمکی و یا یک تاکدیس با افزایش میزان گرانی نسبت به مقدار گرانی نرمال ناحیه نرمال شناخته می‌شود. مقدار گرانی ثبت شده به‌وسیله دستگاه‌های خاص برحسب گال است (یک گال مساوی یک سانتی‌متر بر مجذور ثانیه است)؛ که به علت کوچک بودن مقدار تغییرات آن، در عمل از واحد کوچکتری به نام میلی‌گال استفاده می‌شود (آقاجانی ۱۳۸۸).

در گرانی‌سنجی از تباین چگالی موجود بین توده آنومال مورد بررسی و محیط دربرگیرنده آن برای اکتشاف استفاده می‌گردد. آنومالی گرانی به دست آمده، پس از اعمال تصحیحات لازم بر روی داده‌های برداشت صحرایی و حذف عوامل مزاحم، دو مؤلفه ناحیه‌ای و محلی می‌باشد که باید از هم تفکیک شده و مقدار مؤلفه محلی برای مدل سازی ساختارهای زیرسطحی کم عمق مورد استفاده قرار می‌گیرد.

بنابر قانون گرانش عمومی نیوتن، هر ذره‌ی جرم‌دار هر ذره‌ی دیگری در عالم را با نیرویی جذب می‌کند که با حاصلضرب دو جرم نسبت مستقیم و با مجذور فاصله نسبت عکس دارد.

$$F = -G \frac{mM}{r^2} e_r \quad G = 6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{Kg}^{-2} \quad (7-2)$$

که در آن در فاصله r از ذره‌ای به جرم M ، ذره‌ی دومی به جرم m تحت تأثیر یک نیروی جاذبه قرار می‌گیرد. جهت بردار e_r از M به m است و علامت منفی جاذبه‌ای بودن نیرو را نشان می‌دهد.

بردار میدان گرانشی (g) عبارتست از برداری که نیروی وارد بر واحد جرم یک جسم که در میدان جسمی به جرم M قرار گرفته را نمایش می‌دهد. از این رو

$$g = \frac{F}{m} = -G \frac{M}{r^2} e_r \quad (8-2)$$

ابعاد کمیت g از جنس نیرو بر واحد جرم یا شتاب است (Marion and Thornton, 1988).

اندازه‌گیری‌های گرانی که با دستگاه‌های گرانی‌سنج صورت می‌پذیرد؛ علاوه بر نیروی گرانش ناشی از زمین، از اثرات جاذبه‌ای ماه و خورشید و سایر اجرام سماوی و همچنین از حرکت دورانی زمین نیز متأثر است. همچنین شتاب گرانی g در همه جای سطح زمین یکسان نیست، بلکه تحت تأثیر عوامل مختلفی نظیر عرض جغرافیایی، ارتفاع نقطه اندازه‌گیری، میزان توپوگرافی اطراف نقطه، اثر اجرام سماوی، رانه، زمین شناسی و است. بنابراین نخست باید اثر گرانی ناشی از تمامی این عوامل حذف و مقادیر مشاهده‌ای گرانی تصحیح شود (شیدایی، ۱۳۹۳).

۲-۹- دستگاه گرانی سنج

برای اندازه‌گیری تغییرات کوچک مؤلفه قائم گرانی از سال ۱۹۳۰ به بعد از دستگاه‌های حساس گرانی-سنج استفاده شده است. دقت اندازه‌گیری دستگاه‌های گرانی سنج بین ۰/۱ میلی‌گال تا ۱ میکروگال است. یکی از معروف‌ترین و دقیق‌ترین دستگاه‌های اندازه‌گیری گرانی، گرانی سنج CG5 است، که در این پژوهش از آن استفاده شده است.

این دستگاه از سه بخش بدنه اصلی دستگاه، سه پایه و GPS تشکیل می‌شود. دستگاه دارای یک بلور کوارتز متصل به یک فنر بسیار حساس است که داخل یک سیم‌پیچ قرار دارد. ارتعاشاتی که ناشی از حرکت فنر در اثر گرانش در سیم‌پیچ ایجاد می‌شود، باعث تولید شار الکترومغناطیسی می‌شود. در واقع این دستگاه با اندازه‌گیری اختلاف شاری که ایجاد می‌شود میزان گرانی نقاط را محاسبه می‌کند. این میزان بسیار دقیق‌تر از مدل‌های قدیمی‌تر است. این دستگاه قابلیت قرائت شتاب جاذبه را بیش از یک بار در ثانیه دارد؛ ضمن اینکه در حین اندازه‌گیری‌ها، عمل میانگین‌گیری و محاسبه انحراف معیار را انجام می‌دهد. همچنین در صورت لزوم برخی از اندازه‌گیری‌ها را حذف می‌کند. این دستگاه در مطالعه سطح آب‌های آزاد، در تحقیقات ژئوفیزیکی، جابجایی و حرکت عمودی پوسته، تعیین ژئوئید، مطالعه مدل الاستیسیته زمین، کشند، اکتشاف نفت، مواد معدنی و زیست محیطی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تراز کردن دستگاه توسط پیچ‌های سه‌پایه و با کمک گرفتن از صفحه نمایش دستگاه انجام می‌گیرد. همچنین درجه حرارت دستگاه بر روی صفحه نمایش داده می‌شود. مشخصات این دستگاه در جدول آتی مشاهده می‌شود (راهنمای دستگاه گرانی‌سنج).

جدول ۱-۲: مشخصات دستگاه گرانی سنج CG5 (راهنمای دستگاه گرانی سنج)

مشخصه	توضیحات
نوع سنسور	کوارتز فیوز شده با نولینگ الکتروستاتیکی
دقت اندازه گیری	حدود ۱ میکروگال و دامنه کاری: ۸۰۰۰ میلی گال بدون استراحت
میزان دریافت دستگاه	۰/۰۲ میلی گال در روز
تصحیحات خودکار	جزر و مد، انحراف از افق دستگاه، درجه حرارت، رانه دستگاه، توپوگرافی نزدیک و فیلتر نویز لرزه ای
محدوده دمایی قابل استفاده	۴۰- تا ۴۵+ درجه سانتی گراد
ابعاد دستگاه	۳۰×۲۲×۲۱ سانتی متر و وزن دستگاه با باتری ۸ کیلوگرم
ظرفیت باتری	2x6.6 Ah (11.1 V) rechargeable Lithium-Ion Smart Batteries
توان دستگاه	۴/۵ وات در ۲۵ درجه سانتی گراد و سطح مورد نیاز: ۳ متر مربع
ولتاژ ورودی به دستگاه	۱۱۰-۲۴۰ وات (AC) و قابلیت GPS همراه و حاوی کنترل از راه دور و قابلیت اتصال به حافظه

۲-۱۰- آنومالی گرانی بوگه

پس از اندازه گیری و برداشت داده های گرانی، یک سری اصلاحات باید روی این داده ها صورت گیرد؛ تا نتایج بتواند نشان دهنده اثر گرانی پدیده ی زمین شناسی موجود در محدوده (کم عمق و عمیق) باشد، که به آن آنومالی گرانی بوگه گفته می شود. برای رسیدن به این هدف یعنی آنومالی گرانی بوگه لازم است که موارد تصحیحات انجام شود که بخشی از گرانی مشاهده ای است. در معادله زیر مؤلفه هایی که در گرانی قرائت شده مؤثر هستند و همچنین نوع تصحیح لازم ارائه می شود (شیدایی، ۱۳۹۳).

گرانی مشاهده ای = شتاب گرانی ناشی از بیضوی مرجع (گرانی نرمال) + اثر جرم نرمال بالای سطح مبنا یا دریا (تصحیح هوای آزاد) + اثر جرم نرمال بالای سطح مبنا یا دریا (تصحیح بوگه و توپوگرافی) + اثر جرم های ناشی از بارهای توپوگرافی (ایزوستازی) + اثر حرکت سکوی اندازه گیری (تصحیح اتووش) + اثر تغییرات وابسته به زمان (تصحیح جزر و مد) + اثر تغییرات چگالی محلی و ناحیه ای (پدیده های زمین شناسی)

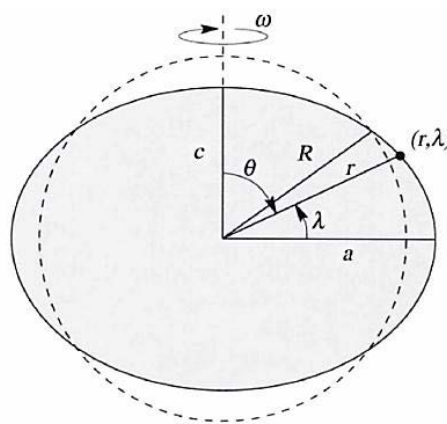
۲-۱۰-۱- شتاب گرانی نرمال

لازم است مقدار شتاب گرانی نرمال که ناشی از گرانی بیضوی مرجع در نظر گرفته می شود، از داده های مشاهده ای کم شود تا تصحیح گرانی نرمال اعمال گردد.

با توجه به شکل (۲-۲)، نیروی گرانی در روی سطح زمین به جرم کره و نیروی گریز از مرکز ایجاد شده توسط چرخش کره زمین، مربوط است. بنابراین پتانسیل کل، مجموع گرانش ذاتی U_g و پتانسیل چرخشی U_r است.

$$U = U_g + U_r \quad (۹-۲)$$

$$U_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda \quad (۱۰-۲)$$



شکل ۲-۲: پارامترهای توصیف کننده بیضوی مرجع (Blackly, 1996)

ω سرعت زاویه‌ای و λ عرض جغرافیایی است.

با محاسبه‌ی پتانسیل گرانشی کل، گرانی نرمال در هر نقطه از زمین از گرادیان آن طبق فرمول زیر بدست می‌آید:

$$\gamma = -\nabla u \quad (۱۱-۲)$$

بنابراین گرانی نرمال به صورت زیر برای هر نقطه‌ای قابل محاسبه است:

$$\gamma_\varphi = \gamma_e (1 + \alpha \sin^2 \varphi + \beta \cos^2 \pi) \quad (۱۲-۲)$$

که در آن γ_e شتاب گرانی روی استوا و α و β ضرایب ثابت‌اند؛ در این پژوهش از ثابت مربوط به بیضوی مرجع ۱۹۸۴ (WGS84) استفاده شده است.

۲-۱۰-۲- تصحیح رانه دستگاه و جزر و مد

رانه تغییر قرائت دستگاه در واحد زمان می‌باشد، که واحد زمان می‌تواند ساعت، روز و یا غیره باشد. بنابراین برای تعیین رانه باید زمان را نیز اندازه گرفت. رانه در اندازه‌گیری‌های گرانی‌سنجی اهمیت زیادی دارد و خود ناشی از حمل و نقل ناصحیح دستگاه و شوک‌های مکانیکی یا حرارتی است که به دستگاه وارد می‌شود. علاوه بر آن در طولانی مدت کیفیت دستگاه نیز با یک روند یکنواخت تغییر می‌کند که منجر به رانه طولانی مدت می‌شود (نجفی علمدار ۱۳۸۶). رانه دستگاه به صورت رابطه زیر قابل تصحیح است.

$$\delta g_{dc} = \frac{g_{BT2} - g_{BT1}}{T_2 - T_1} \times (T_i - T_1) \quad (13-2)$$

که در آن T_i زمان قرائت مقدار گرانی در هر ایستگاه، g_{BT1} و g_{BT2} مقدار قرائت گرانی در یک ایستگاه مشخص و مبناء در دو زمان ۱ و ۲ است و T_1 و T_2 زمان‌های قرائت در ایستگاه است. δg_{dc} مقدار تصحیح اثر رانه دستگاه و جزر و مد است.

۲-۱۰-۳- تصحیح عرض جغرافیایی

در اثر چرخش زمین به دور خود و وجود نیروی گریز از مرکز در هر نقطه از کره زمین، نیروی گرانی به صورت دو نیروی گرانشی ناشی از تغییرات چگالی در نقاط مختلف زمین (ناهمگنی زمین) و گریز از مرکز است. با توجه به این که نیروی گریز از مرکز با افزایش شعاع زمین بزرگتر می‌شود و از طرفی با کم کردن مقدار آن از مقدار نیروی گرانشی می‌توان گرانی هر نقطه را محاسبه کرد؛ بیشینه مقدار نیروی گرانی در قطب‌ها و کمینه آن در استوا است (Hunt, 2000). در نتیجه عرض‌های جغرافیایی مختلف اثرات گرانشی متفاوتی بر نقاط اندازه‌گیری دارند؛ که باید از مقادیر مشاهده‌ای حذف شود. مقدار این تصحیح بر حسب واحد میلی‌گال و با مشتق‌گیری از رابطه شتاب جاذبه نسبت به فاصله در روی سطح زمین و در راستای شمال-جنوب بدست می‌آید و به صورت زیر است:

$$\delta g_{\varphi} = 0.818 \times \sin 2\varphi \times \Delta y \quad (14-2)$$

که در آن Δy مقدار اختلاف عرض جغرافیایی ایستگاه مربوط نسبت به خط مبنا است و بر حسب کیلومتر بیان می‌شود و φ عرض جغرافیایی خط مبنا است. δg_φ بر حسب میلی گال است.

۲-۱۰-۴- تصحیح هوای آزاد^۱

اندازه‌گیری‌های گرانی باید برای ارتفاع از سطح دریا (سطح مبنای ژئوئید) تنظیم شوند. اگر $g(r)$ جاذبه‌ی گرانی در روی ژئوئید را نشان دهد، مقدار گرانی در یک فاصله‌ی کم در بالای ژئوئید با بسط تیلور به صورت رابطه (۲-۱۵) بیان می‌شود (Blackly, 1996).

$$g(r+h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots \quad (2-15)$$

که پس از ساده‌سازی و فرض یکنواختی و کروی بودن شکل زمین به صورت رابطه زیر خلاصه نمود:

$$g(r) = g(r+h) - 2 \frac{g(r)}{r} h \quad (2-16)$$

جمله دوم سمت راست این تساوی به اختلاف در ارتفاع بین $g(r)$ و $g(r+h)$ مربوط می‌شود. این مقدار را تصحیح هوای آزاد δg_{fa} می‌نامند که در ایران به صورت متوسط به شکل زیر قابل محاسبه است:

$$g_{fa} = -0.3086 h \quad (2-17)$$

که در آن h ارتفاع نقطه از سطح مبناء بر حسب متر و مقدار g_{fa} بر حسب میلی‌گال به دست می‌آید.

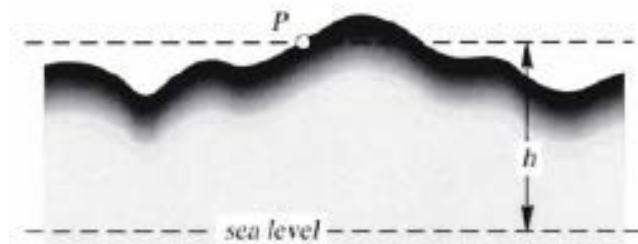
۲-۱۰-۵- تصحیح بوگه

تصحیح هوای آزاد و گرانی نرمال از جرم‌هایی که ممکن است در بین سطح اندازه‌گیری و سطح دریا قرار گرفته باشند، صرف نظر می‌کند. تصحیح بوگه این جرم‌های اضافی را به حساب می‌آورد. تصحیح ساده‌ی بوگه تمام جرم‌های بالاتر از سطح دریا را با یک لایه‌ی همگن طولانی با ضخامتی مساوی با ارتفاع نقطه‌ی اندازه‌گیری در بالای سطح دریا برآورد می‌کند (شکل ۲-۳) که به صورت زیر قابل محاسبه است.

$$\delta g_B = 2 \pi G \rho h = 0.0419 \rho h \quad (2-18)$$

^۱-Free Air Correction

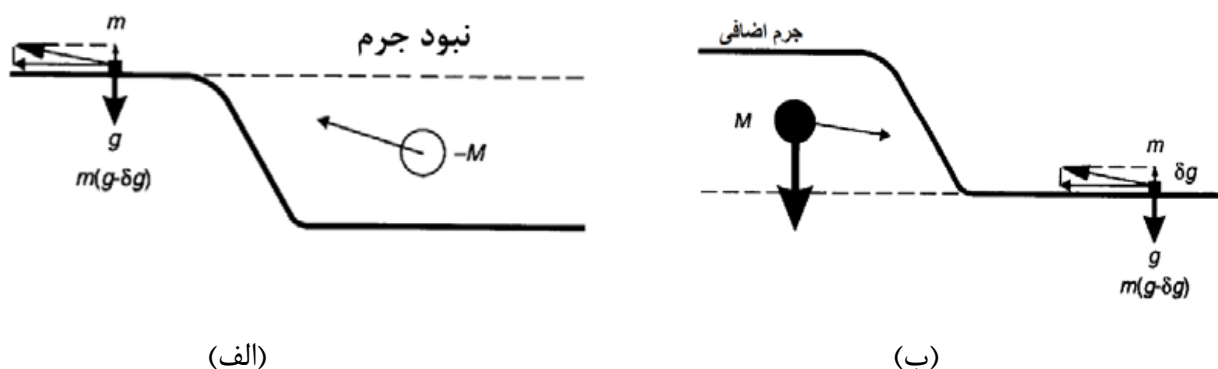
که در آن h ارتفاع نقطه و ρ چگالی می باشد.



شکل ۲-۳: تخته بوگه فرضی، p نقطه مشاهده و h ارتفاع از سطح دریا (Blackly, 1996)

۲-۱۰-۶- تصحیح توپوگرافی

در مناطق مسطح، تصحیح ارتفاعی (شامل تصحیح هوای آزاد و تصحیح بوگه) به طور نرمال از پس گرانی ناشی از اثرات توپوگرافی بسیار ناچیز برمی آید. به هر حال در نواحی با تغییرات ارتفاعی قابل ملاحظه به خصوص در نزدیکی نقطه اندازه گیری باید تصحیح توپوگرافی انجام شود. در شکل (۲-۴) اثر توپوگرافی روی شتاب گرانی یک نقطه اندازه گیری به صورت شماتیک نشان داده شده است.



شکل ۲-۴: تغییرات مشاهده‌ای در اثر (الف) وجود جرم اضافی، (ب) فقدان جرم (Reynolds, 1997)

مقدار تصحیح توپوگرافی به روش‌های مختلفی انجام می شود که در ساده ترین و زمان برترین حالت به روش هامر و با فرمول زیر قابل محاسبه است:

$$\delta g_B = 2 \pi G \rho [R. - R_i + \sqrt{R_i^2 + Z^2} - \sqrt{R. ^2 + Z^2}] \quad (\text{رابطه ۲-۱۹})$$

۲-۱۱- جداسازی آنومالی‌ها

نقشه‌های میدان پتانسیل تهیه شده از برداشت‌های گرانی، مجموع اثرات توده‌های با چگالی‌های متفاوت و در اعماق مختلف می‌باشند، به عبارت دیگر نتیجه برداشت به کلیه آنومالی‌های موجود در منطقه مربوط می‌شود. در نقشه‌های میدان‌های پتانسیل، تأثیرات سنگ بستر با تغییرات خطی و ملایم مشخص می‌شوند.

به این اثرات خطی، آنومالی‌های ناحیه‌ای گفته می‌شود. آنومالی‌های ناحیه‌ای دارای فرکانس فضایی پایین و طول موج بلند می‌باشند، در حالی که آنومالی‌های باقیمانده که به اجسام زیرسطحی کم عمق مربوط می‌شوند، دارای فرکانس فضایی بالا و طول موج کوتاه هستند. در کارهای اکتشافی معمولاً آنومالی‌های ناحیه‌ای را به منظور خوب نمایان شدن آنومالی‌های باقی‌مانده از روی آنومالی‌های مشاهده‌ای حذف می‌نمایند. در نقشه‌های میدان پتانسیل تأثیرات سطحی مناطق کوچکی را شامل می‌شوند. بنابراین مقادیر آنومالی باقیمانده طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\text{آنومالی ناحیه‌ای} - \text{آنومالی مشاهده‌ای} = \text{آنومالی باقیمانده}$$

در ادامه چند روش متداول برای تفکیک آنومالی که شامل روش‌های روند سطحی، مشتق قائم و گسترش به سمت بالا هستند به اختصار توضیح داده می‌شود.

۲-۱۱-۱- روش روند سطحی

این روش بر پایه‌ی محاسبه سطحی است که بهترین برازش را نسبت به مقادیر مشاهده شده با حذف اثر آنومالی‌های محلی و سایر عوامل داشته باشد. معادله‌ی این سطح ممکن است با توابع درجه یک، دو، سه و یا بالاتر بیان شود. هرچه درجه توابع معرف این سطوح بیشتر باشد، امکان دسترسی به سطوحی که بهترین تطابق را با مقادیر مشاهده شده داشته باشد بیشتر خواهد بود؛ لازم به ذکر است که این سطح نمی‌تواند بهترین برآورد را از توزیع متغیر عملی کند، بلکه روند کلی تغییرات را منعکس می‌کند.

برای مثال باید دید آیا میزان متغیر مورد نظر در ناحیه‌ای معین و در جهتی خاص افزایش می‌یابد یا خیر (حیدریان، ۱۳۸۵)

این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده شده داشته باشد. در حالت کلی معادله سطح مذکور برای حالت دو بعدی به شرح زیر است (آگاه و همکاران، ۱۳۸۳).

$$T(x, y) = \sum_{q=0}^t \sum_{p=0}^s A_{pq} x^p y^q \quad (20-2)$$

$$T(x, y) = A_{..} + A_{.1}x + A_{.1}y + A_{11}xy + A_{.2}x^2 + A_{.21}x^2y + \dots + A_{pq}x^p y^q \quad (21-2)$$

که در آن $T(x, y)$ مقدار آنومالی ناحیه‌ای می‌باشد. A_{pq} ضرایب سطح مذکور می‌باشند. x, y مختصات نقاط برداشت شده و t و s مرتبه‌ی چند جمله‌ای می‌باشند.

بعد از عبور سطح فوق الذکر از داده‌های مشاهده شده، آنومالی باقیمانده به صورت زیر محاسبه می‌گردد (آگاه و همکاران، ۱۳۸۳).

$$R_i = G_i - T_i \quad (22-2)$$

که در آن G_i اطلاعات مشاهده‌ای، T_i پاسخ سطح مزبور به عنوان اثر ناحیه‌ای و R_i آنومالی باقیمانده می‌باشند. برای انجام این روش مربع تفاضل اطلاعات سطح انتخابی با استفاده از روش حداقل مربعات کمینه می‌گردد؛ تا سطح مناسب جهت محاسبه اثرات ناحیه‌ای به دست آید. درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد (Dobrin and Savit, 1988).

از درجه‌های بیشتر روند سطحی برای حالات پیچیده‌تر استفاده می‌شود. هرچه درجه روند بیشتر باشد. آنومالی‌های باقیمانده کوچک‌تر و برجسته‌تر می‌شوند (عبدالرحمان و همکاران، ۱۹۸۵) و هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر مشاهده شده بیشتر خواهد شد. بنابراین مقادیر باقی‌مانده به سمت صفر میل خواهند نمود. در این حالت تفکیک اطلاعات به دو مؤلفه باقیمانده و ناحیه‌ای مفهومی نخواهد داشت و به این ترتیب هدف اصلی ممکن است نادیده گرفته شود (دولتی ارده‌جانی، ۱۳۷۵).

۲-۱۱-۲- روش مشتق قائم

روش مشتق قائم از روش‌های معمول در جداسازی آنومالی‌های سطحی از آنومالی‌های عمیق می‌باشد. در نقشه‌های مشتق، آنومالی‌های با عمق بسیار زیاد به علت خطی بودن این اثرات تضعیف شده و یا از بین می‌روند که در این صورت آنومالی‌های سطحی به صورت واضح‌تری نمایان می‌شوند.

با افزایش مرتبه مشتق قائم، بی‌هنجاری‌ها برجسته‌تر می‌شوند اما چون فیلتر از نوع بالاگذر است به طور ناخواسته هم زمان با سیگنال موجود در تصویر، نوفه‌ها نیز برجسته می‌شود. این پدیده به‌ویژه در مشتقات قائم مرتبه بالاتر ظاهر خواهد شد. کاربرد این فیلتر عموماً به مرتبه‌های اول و دوم محدود می‌شود. بدین صورت که ابتدا مشتق قائم مرتبه دوم داده‌ها رسم می‌شود، در صورتی که این نقشه دارای نوفه زیادی بود و در تفسیر نقشی نداشت از نقشه مشتق قائم مرتبه اول استفاده می‌شود (علمدار، ۱۳۸۷).

اگر $\varphi(x, y)$ میدان پتانسیل باشد، آن‌گاه با استفاده از خواص تابع لاپلاس می‌توان مشتق قائم داده‌های میدان پتانسیل را محاسبه کرد. بر اساس این نظریه اگر $\varphi(x, y)$ میدان پتانسیل باشد، آن‌گاه $\nabla^2(\varphi) = 0$ (لاپلاس φ برابر صفر خواهد بود) بنابراین می‌توان نوشت:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \quad (2-23)$$

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) \quad (2-24)$$

ضمناً هنگامی که داده‌ها در یک سطح افقی برداشت شده باشند، می‌توان تابع لاپلاس را به حوزه فوریه منتقل و سپس مشتق قائم مرتبه n داده‌های میدان پتانسیل را نیز محاسبه کرد؛ که در این صورت n می‌تواند هر مقدار حقیقی را اختیار کند.

$$F \left[\frac{\partial^n \varphi}{\partial z^n} \right] = |K|^n F[\varphi] \quad (2-25)$$

در این رابطه $K = \frac{2\pi}{\lambda}$ که در آن λ طول موج و F بیانگر تبدیل فوریه است (علمدار، ۱۳۸۷).

۲-۱۱-۳- روش گسترش میدان به سمت بالا (ادامه فراسو)

روش گسترش به سمت بالا داده‌های میدان پتانسیل به طور وسیعی در ژئوفیزیک استفاده می‌شود. این روش میدان پتانسیل مشاهده‌ای اندازه‌گیری شده در یک سطح را به میدانی که می‌تواند در روی یک سطح دیگر و به دور از تمام منشاءها اندازه‌گیری شود تبدیل می‌کند به‌طوری که ناهنجاری‌ها را نسبت به طول موج آن‌ها میرا می‌کند (Blackly, 1995).

بدین ترتیب تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌شوند. در واقع این روش آنومالی‌های با طول موج کوتاه را حذف نموده و دامنه آنومالی‌ها را تضعیف و نویز را کاهش می‌دهد. بنابراین، این روش مانند یک روش پایین‌گذر عمل می‌کند (Reynolds, 1997). گسترش داده‌های گرانی به سطوح بالاتر در مقایسه با روش گسترش به پایین، افزایش نویز ندارد.

میدان پتانسیل ناشی از منابع زیرسطحی با در نظر گرفتن راستای محور Z به سمت پایین و در سطح

$z = z_0 - \Delta z$ توسط رابطه‌ی زیر داده می‌شود:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \iint \frac{U(x', y', z_0)}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (\Delta z)^2]^{\frac{3}{2}}} dx' dy'; z_0 > 0 \quad (26-2)$$

این رابطه نشان می‌دهد که برای هر نقطه از سطح بالاتر، با حل انتگرال دو بعدی بالا می‌توان میدان

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{[(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{\frac{3}{2}}]} \quad \text{با در نظر گرفتن}$$

رابطه بالا بازنویسی می‌شود:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \iint U(x', y', z_0) \psi_u(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (27-2)$$

در این انتگرال با تبدیل میدان پتانسیل U و تابع ψ_u به حوزه‌ی فوریه و ضرب آن‌ها و در نهایت گرفتن تبدیل فوریه‌ی معکوس آن‌ها به راحتی قابل حل است.

$$F[U_u] = F[U] \cdot F[\psi_u] \quad (28-2)$$

^۱-Upward Continuation

تابع ψ_u فیلتر ادامه فراسو در حوزه‌ی مکان است که به صورت زیر نیز نوشته می‌شود:

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \left(\frac{1}{r} \right) \quad (\text{رابطه ۲-۲۹})$$

که در آن $r = \sqrt{x^2 + y^2 + \Delta z^2}$ است. تبدیل فوریه‌ی رابطه‌ی (۲-۲۹) به صورت زیر است:

$$F[\psi_u] = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left[\frac{1}{r}\right] = -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} = e^{-\Delta z|k|}; \Delta z > 0. \quad (۲-۳۰)$$

که در این رابطه $K = \frac{2\pi}{\lambda}$ برابر عدد موج و λ طول موج است.

۲-۱۱-۴- روش گسترش میدان به سمت پایین (ادامه فروسو)

در روش فراسو، داده‌های میدان پتانسیل از یک سطح مبناء به طریق ریاضی بر روی سطوح تراز در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می‌شوند. به این ترتیب تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات ژرف به روشنی مشخص می‌شوند. این روش بی‌هنجاری‌های با طول موج کوتاه‌تر را حذف کرده و دامنه بی‌هنجاری‌ها را تضعیف و نوفه را کاهش می‌دهد. بنابراین این روش مانند یک روش پایین گذر عمل می‌کند. فیلتر ادامه فروسو کارکردی عکس فراسو دارد به این صورت که دامنه بی‌هنجاری و نوفه را افزایش می‌دهد. این فیلتر برای تقویت دامنه‌ی بی‌هنجاری‌های کوچک و عمیق کاربرد دارد (سیفی، ۱۳۹۵).

۲-۱۲- فیلترهای فاز محلی

برای بررسی جزئیات داده‌های گرانی می‌توان از فیلترهای بالاگذر مانند گرادیان‌های قائم یا ادامه فروسو استفاده کرد. در این صورت ناپیوستگی‌ها و لبه‌ها آنومالی با اعمال این گونه فیلترها به صورت مشخص‌تری در مقایسه با میدان گرانی مشاهده خواهند شد. تقویت لبه‌ها در داده‌های میدان مغناطیسی می‌تواند به تفسیر زمین‌شناسی داده‌های میدان پتانسیل کمک شایانی کند. فیلترهای فاز محلی توابعی بر حسب گرادیان قائم و افقی میدان پتانسیل هستند که برای این منظور می‌توانند به کار روند. برای جلوگیری از ابهام در فاز داده‌ها در روش‌های معمول از ادامه فراسو قبل از اعمال فیلتر استفاده می‌شود. از جمله فیلترهای فاز محلی می‌توان به زاویه تمایل و مشتق افقی کل زاویه تمایل اشاره کرد.

۲-۱۲-۱- زاویه تمایل^۱

فیلتر زاویه تمایل یکی از فیلترهای فاز محلی است که ابتدا توسط میلر و سینگ (۱۹۹۴) ارائه شد. از آنجا که این فیلتر مبتنی بر نسبت مشتقات میدان است، لذا در متعادل کردن دامنه‌های آنومالی‌های عمیق نسبت به آنومالی‌های کم‌عمق مؤثر است. اما الزاماً این فیلتر، یک فیلتر تشخیص لبه نیست. به عبارتی زاویه تمایل دامنه‌ی آنومالی‌های عمیق‌تر را نسبت به سطحی تقویت می‌کند (Copper, 2006).

$$TA = \tan^{-1} \left(\frac{\partial g / \partial z}{THDR} \right) \quad (31-2)$$

که در آن g میدان گرانی، TA زاویه تمایل، $\partial g / \partial z$ مشتق قائم میدان گرانی و $THDR$ مشتق افقی کل است.

فیلتر زاویه تمایل هنگامی که نقاط مشاهده روی چشمه آنومالی قرار دارد، دارای مقادیر مثبت است. در لبه آنومالی‌ها مقدار گرادیان قائم برابر صفر و گرادیان‌های افقی بیشینه هستند، بنابراین مقدار این فیلتر در لبه‌ها برابر با صفر و در سایر نقاط فیلتر دارای مقدار منفی خواهد بود. مقادیر زاویه تمایل با صرف نظر از مقدار مشتقات افقی و عمودی در بازه $\left[-\frac{\pi}{4}, \frac{\pi}{4} \right]$ قرار می‌گیرند (Miller and Singh, 1994).

با اعمال فیلتر زاویه تمایل بر روی داده‌های گرانی می‌توان موقعیت افقی آنومالی‌ها و نیز گسل‌ها را شناسایی نمود، به کمک زاویه تمایل می‌توان تا حدودی به جهت شیب گسل نیز پی برد چون از محل گسل در جهت شیب مقدار زاویه تمایل منفی است.

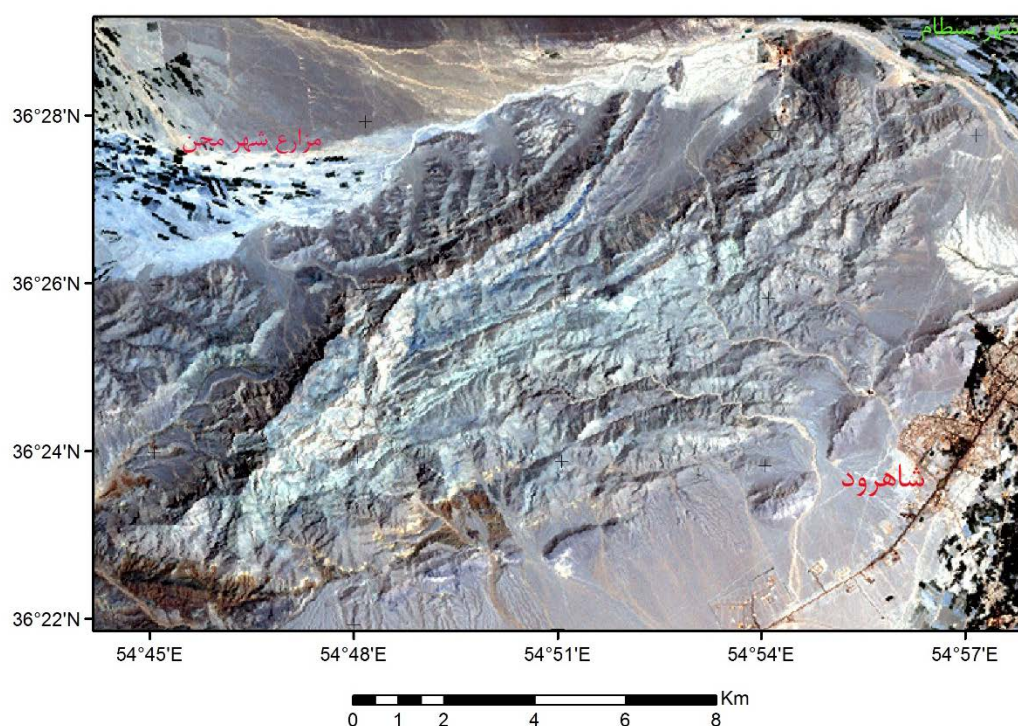
^۱-Tilt angle

فصل سوم

**معرفی منطقه مورد مطالعه و پردازش داده‌های
ماهواره‌ای جهت تولید لایه‌های اطلاعاتی**

۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

شهر شاهرود، واقع در شمال شرق ایران بر روی نهشته‌های جوان کواترنر و در مرز دو زون ساختار البرز شرقی و ایران مرکزی قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه قسمتی از زون البرز شرقی با روند شمال شرق- جنوب غرب است که توالی کاملی از سنگ‌های پرکامبرین تا کواترنر در آن دیده می‌شود (محمدی و همکاران ۱۳۹۲). محدوده مورد مطالعه در عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۴ درجه و ۴۶ دقیقه تا ۵۵ درجه شرقی در اطراف شهر شاهرود به ویژه در شمال تا شمال غرب آن واقع شده است. نقشه ماهواره‌ای محدوده مورد مطالعه و موقعیت شهرهای بسطام، شاهرود و مزارع شهر مچن در اطراف محدوده مورد مطالعه در شکل (۳-۱) مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۱: نقشه ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه

۳-۲- آب و هوای منطقه

ارتفاعات شمالی منطقه مورد مطالعه، بخشی از ارتفاعات البرز شرقی است. ارتفاعات البرز شرقی نسبت به ارتفاعات البرز غربی رو به نقصان گذاشته کم‌عرض‌تر و باریک‌تر هستند؛ تا آنکه در ۲۰۰ کیلومتری شرق دریای خزر ارتفاعات آن در شرق گلستان خاتمه می‌یابد (وزیری، ۱۳۸۰).

قسمت شمالی منطقه مورد مطالعه در زمستان دارای آب و هوای نسبتاً سرد و خشک و در تابستان دارای آب و هوای معتدل می‌باشد. هرچند قسمت‌های جنوبی منطقه دارای آب و هوای نیمه‌خشک کویری با بارندگی کم می‌باشد. حداکثر درجه حرارت در منطقه، ۳۹ درجه سانتی‌گراد و حداقل درجه حرارت ۱۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. میزان بارندگی سالیانه از ۷۲ تا ۱۸۳ میلی‌متر می‌باشد؛ که برخی زمان‌ها افزایش قابل توجهی دارد. نزولات جوی رشته کوه‌های البرز در شمال منطقه برداشت منبع اصلی تغذیه رودها و قنات‌های منطقه است. مهم‌ترین رودخانه منطقه شاهرود رودخانه تاش است، که از کانون‌های آبگیر شاه‌کوه و شاهوار حد فاصل تاش و مجن سرچشمه گرفته و دارای ویژگی‌های رودهای فصلی است (وزیری، ۱۳۸۰).

۳-۳- زمین ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بخش اعظم سنگ‌های رخنمون یافته منطقه در شمال آن قرار دارند و برخی از ارتفاعات البرز شرقی می‌باشد؛ که دارای روند گسترش شمال شرقی-غربی است. این سنگ‌ها که در بیشتر مناطق، ارتفاعات بلند را ساخته است، اساساً از واحدهای سنگ آهکی شکل گرفته است. ارتفاعات بلند با شیب توپوگرافی بسیار شدید را در سلسله کوه‌های شمالی محدوده مورد بررسی، در توالی‌های سازند لار و کرتاسه بالایی می‌توان مشاهده نمود. در قسمت‌های جنوبی منطقه عمدتاً توالی‌های مارنی، با ارتفاع ناچیز قابل مشاهده است (وزیری، ۱۳۸۰).

۳-۴- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی بخشی از برگه یک صدهزارم شاهرود می‌باشد که این برگه خود قسمتی از چهارگوش با مقیاس یک دویست و پنجاه هزارم گرگان می‌باشد. در این ناحیه به طور عمده دو ساختار زمین‌شناسی، یکی با سن ژوراسیک میانی-بالایی (سازند لار) و دیگری با سن کرتاسه بالایی قابل تمایز است (صفری، ۱۳۹۱). شهر شاهرود در قسمت جنوب شرقی محدوده مورد مطالعه قرار دارد. محدوده مورد بررسی از شمال به شهر بسطام و دشت بسطام و از جنوب به جاده ترانزیتی شاهرود به تهران و محدوده شمالی روستای دهملا محدود می‌باشد. مهمترین روستاهای منطقه، روستاهای مجن واقع در شمال غرب شاهرود، دهملا واقع در جنوب غرب شاهرود و مهماندوست، کلاته‌خان، حسین آباد و علی‌آباد واقع در جنوب و غرب شاهرود قلعه شوکت نظام و تل واقع در جنوب شاهرود می‌باشند (وزیری، ۱۳۸۰).

الف - سازند لار، ژوراسیک میانی-بالایی

توالی سازند لار در این ناحیه از سنگ آهک‌های خاکستری روشن حاوی تعداد کمی فسیل آمونیت تشکیل شده است. این سنگ‌ها ابتدا ضخیم لایه بوده‌اند؛ که به تدریج به سنگ آهک‌های توده‌ای و دیواره‌ای تبدیل می‌شوند. همچنین این سنگ‌ها در قسمت فوقانی خود دارای ندول‌های چرت فراوانی هستند؛ که همین چرت‌ها از خصوصیت‌های بارز سازند لار هستند. شروع سازند لار با شروع سنگ آهک‌های ضخیم لایه است. سازند لار در محیط سدی و پهنه جزر و مدی تشکیل شده و یک رخساره‌ی کم عمق دریایی است. به طوری که می‌توان گفت از زمان ژوراسیک میانی تا ژوراسیک بالایی پسروی دریا موجب شده است تا رخساره‌های کم عمق در سازند لار بر روی رخساره‌های عمیق سازند دلیچای رسوب نمایند. توالی‌های این سازند حدود ۶۰۰ متر ضخامت دارند. سنگ آهک لار از جنوب به وسیله واحد J_d (سازند دلیچای) و از شمال به وسیله واحد سنگ‌آهکی K_{II}^1 مربوط به کرتاسه بالایی احاطه شده است (وزیری، ۱۳۸۰).

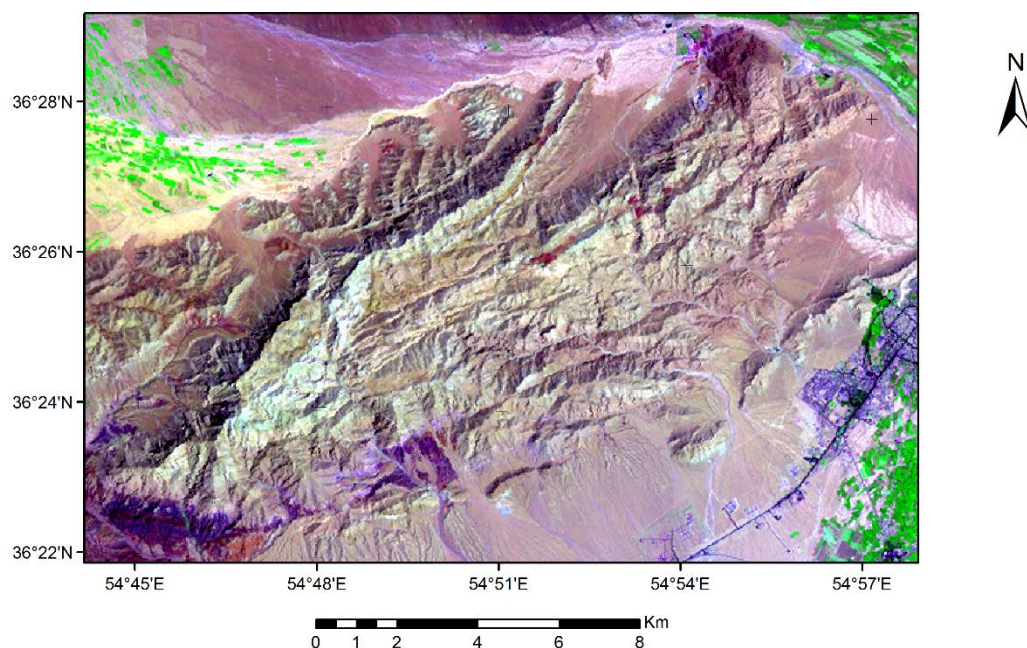
ب- سنگ‌های کرتاسه بالایی

توالی‌های اصلی با ضخامت زیاد سنگ آهک‌های کرتاسه بالایی متعلق به این واحد می‌باشد. این واحد شامل تناوب‌های سنگ آهک خاکستری روشن است. همچنین از سنگ آهک‌های خاکستری متمایل به قهوه‌ای ضخیم لایه، توده‌ای، صخره‌ساز و بلورین که به مقدار زیاد فرسایش یافته و هوازده شده است، تشکیل شده‌اند. در اثر بارش قطرات باران و جریان آب‌های سطحی حفرات فراوانی در آن‌ها دیده می‌شوند. سنگ‌های کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه بر روی سنگ آهک لار قرار گرفته است و در مرز بالایی خود نیز به واسطه‌ی ناپیوستگی و نبود چینه‌ای توسط توالی سازند فجن پوشیده شده است. این سنگ‌ها با ضخامت تقریبی ۴۰۰ متر دستخوش گسل خوردگی و چین خوردگی متعددی شده‌اند. روند عمومی گسل‌ها، محور چین‌ها و شکستگی‌ها عمدتاً شمال شرق-جنوب غرب می‌باشند (وزیری، ۱۳۸۰).

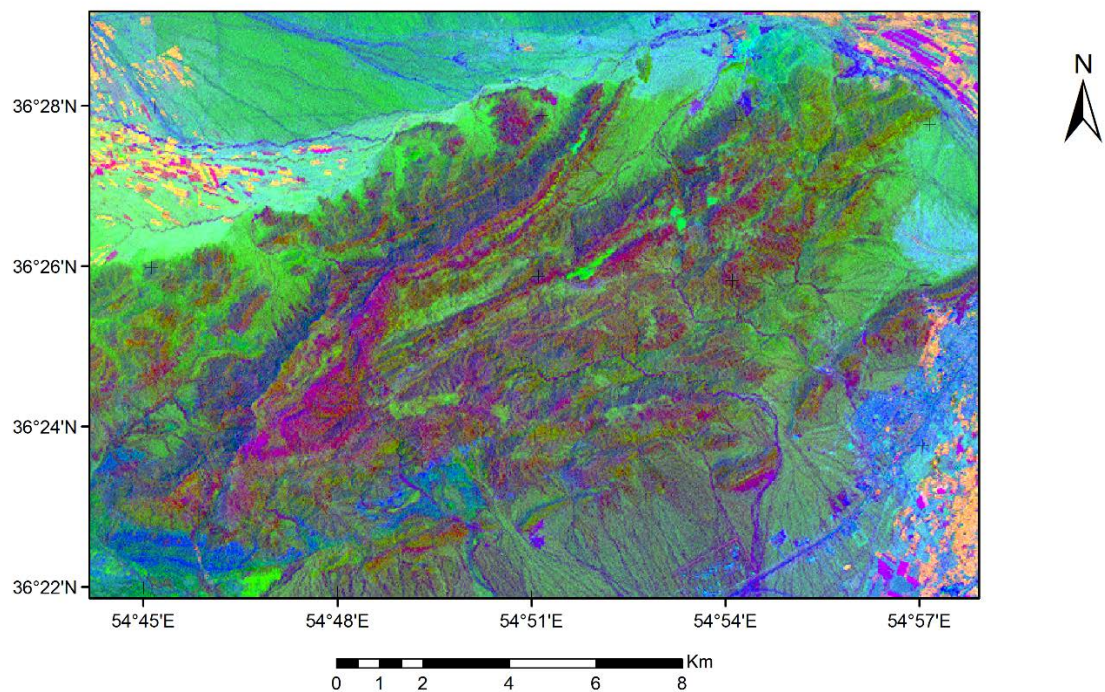
۳-۵- تهیه نقشه رقومی واحدهای سنگی

همان‌گونه که گفته شد، یکی از ابزارهای نوین در زمینه مطالعه آب‌های زیرزمینی، استفاده از فناوری سنجش از دور است. از سوی دیگر مطالعات زمین‌شناسی نقش مهمی را در تهیه برنامه مدیریت آب‌های زیرزمینی ایفا می‌کند (Kumar, 2007). برخلاف روش‌های مرسوم در تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی که پرهزینه و وقت‌گیر هستند؛ استفاده از سنجش از دور علاوه بر دقت عمل مکانی، کم‌هزینه و سریع می‌باشد. یکی از کاربردهای مهم این تصاویر، تعیین نوع واحدهای سنگی و سازندهای زمین‌شناسی است. میزان حساسیت سنگ‌ها به فرسایش و خصوصیات سنگ‌ها مانند نرمی و سختی نقش موثری در مطالعات مربوط به خاکشناسی، زمین‌شناسی و آمایش سرزمین حوزه‌های آبخیز دارد (غلام و همکاران، ۲۰۰۴). وجود و جریان آب‌های زیرزمینی به تخلخل و نفوذپذیری سنگ بستر نیز وابسته است (Sreedhar et al., 2009). سنگ‌هایی با تخلخل زیاد، نفوذپذیری بالایی دارند. ظرفیت نفوذ آب در سنگ‌ها معمولاً از فرآیندهای هوازدگی، سختی سنگ و میزان درز و شکاف آن‌ها تعیین می‌شود (محمدنژاد آروق و همکاران، ۱۳۹۲).

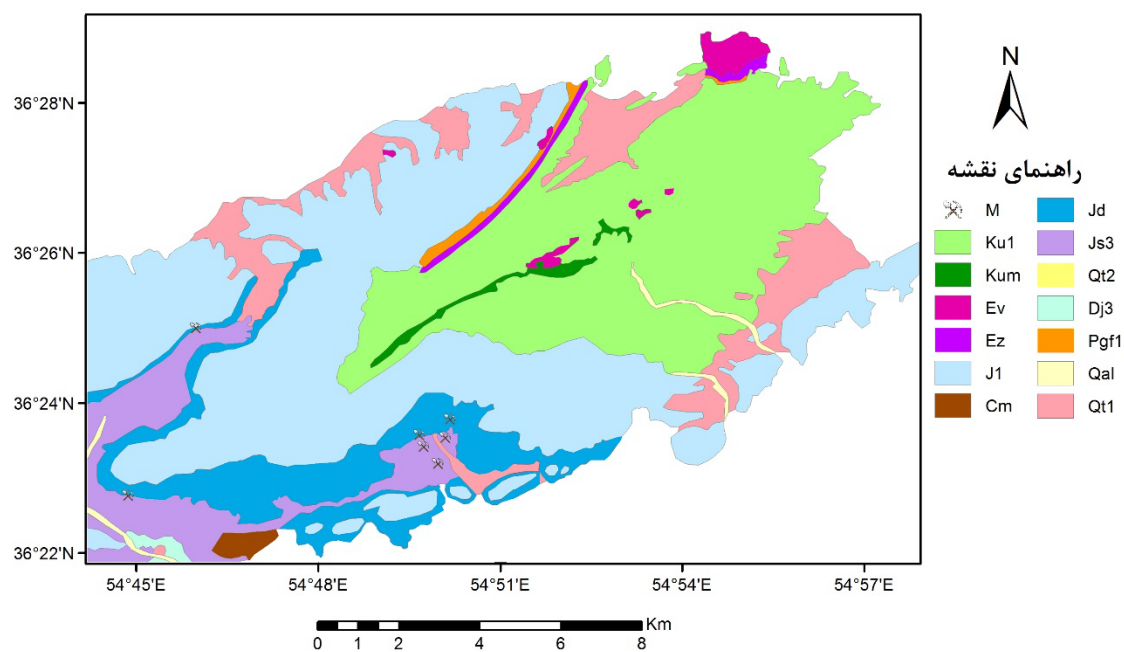
این لایه با استفاده از نقشه زمین‌شناسی یکصد هزار سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و تصاویر ماهواره‌ای، در نرم افزار Arc GIS تهیه شد. بدین منظور ابتدا نقشه زمین‌شناسی موجود، زمین مرجع شده؛ سپس سازندهای موجود شناسایی و رقومی شدند. سپس تصاویر رنگی کاذب منطقه با نرم افزار ENVI ایجاد شد (ترکیب‌های رنگی ۱۲۷، ۵۷۴، ۷۲۱، ۷۴۱ و ...). بهترین ترکیب برای تفکیک واحدهای سنگی انتخاب شد شکل (۳-۳). علاوه بر ترکیب رنگی باندهای تصاویر ماهواره‌ای، تصویر PCA ، با ترکیب‌های رنگی مختلف تهیه شد؛ که در بعضی از ترکیبات رنگی PCA ، واحدهای سنگی، قابل تشخیص و تفکیک هستند. برای نمونه ترکیب رنگی ۲۴۳ ($R=PC_2$, $G=PC_4$, $B=PC_3$) در شکل ۳-۳ نشان داده شده، که واحد سنگی Al با رنگ بنفش و واحد سنگی Ev با رنگ سبز قابل تشخیص است. در نهایت با استفاده از تطبیق نقشه سازندهای رقومی تهیه شده با تصاویر رنگی ایجاد شده در محیط نرم افزار لایه واحدهای سنگی مطابق شکل (۳-۴) تصحیح و تهیه گردید.



شکل ۳-۳: نقشه ماهواره‌ای محدوده مورد مطالعه، ترکیب رنگی ۷۴۱ (RGB, 741) برای شناسایی واحدهای سنگی



شکل ۳-۴: نقشه ماهواره‌ای محدوده مورد مطالعه، ترکیب رنگی PCA(243, RGB) برای شناسایی و تفکیک واحدهای سنگی



شکل ۳-۵: نقشه رقومی زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

جدول ۳-۱: واحدهای سنگی موجود در محدوده مورد مطالعه (وزیری، ۱۳۸۰)

نماد	توضیحات
Kul	توالی‌های با ضخامت زیاد سنگ آهک‌های کرتاسه، تناوب‌های سنگ آهک خاکستری با مارن سبز
Kum	مارن سبز
Cm	سنگ آهک خاکستری متوسط و نازک لایه و شیل زرد نازک لایه
Dj3	ماسه‌سنگ سیاه ماسه‌سنگ کوارتزدار
Ev	کوارتز میکرودیوریت
Ez	سنگ ماسه کوارتزیتی ضخیم لایه، شیل رسی نازک لایه
Jl	سنگ آهک‌های خاکستری ضخیم لایه، آهک چرتی
JD	ماسه سنگ آهکی قهوه‌ای، تناوب‌های آهک خاکستری و مارن
Js3	تناوب‌های ماسه سنگ ارغوانی، شیل‌های نازک لایه زغال‌دار
Pgfl	کنگلومرای خاکستری، ماسه سنگ و مارن ماسه ای
Qt1	پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و مارن‌های گراولی
Qal	رسوبات پرکننده بستر رودخانه و آبراهه‌ها از آبرفت‌های عهد حاضر

۳-۶- تهیه نقشه رقومی خطواره‌ها

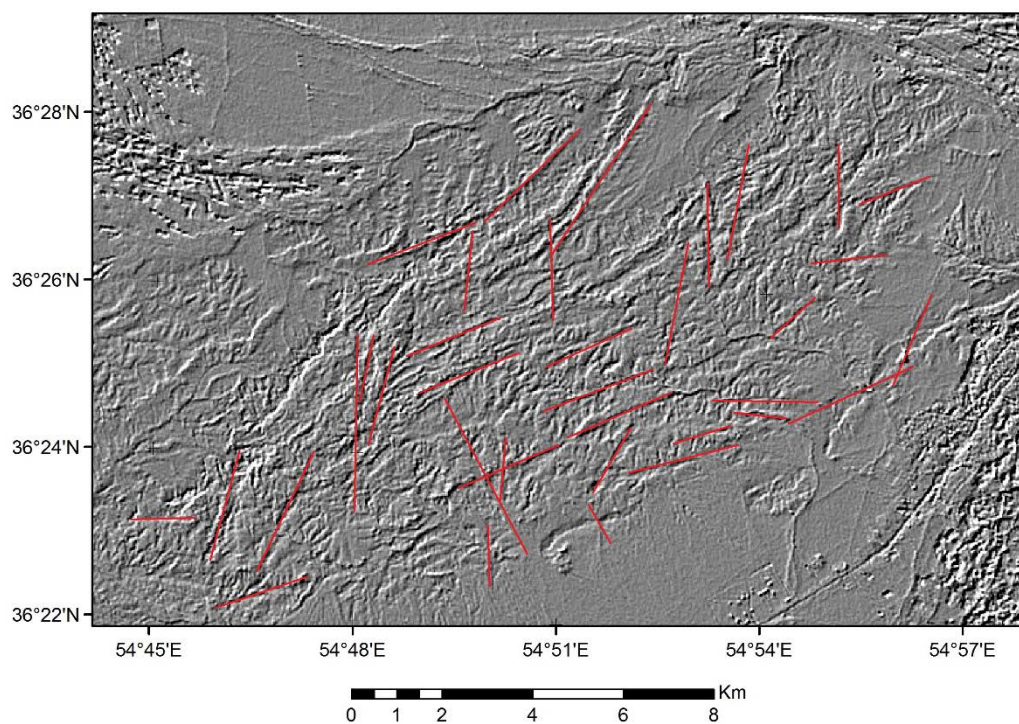
خطواره عبارت است از عناصر خطی ساختمانی که به نظر می‌رسد در زون‌های شکستگی توسعه پیدا کرده‌اند و در تصاویر ماهواره‌ای یا سنجش از دور قابل مشاهده و ثبت می‌باشند (کاظمی و همکاران، ۱۳۸۵). خطواره‌ها به عنوان یک ویژگی خطی بزرگ مقیاس هستند که خود را از لحاظ توپوگرافی و ویژگی‌های ساختاری پایه و قابل مشاهده در عکس‌های ماهواره‌ای بیان می‌کنند. خطواره‌های تفسیر شده می‌توانند به منشاءهای تکتونیکی مختلف متعلق باشند. عوارض خطی توپوگرافی که توسط زون‌های خورد شده ایجاد شده‌اند و تیغه‌های بیرون زدگی‌های سنگی نیز به عنوان خطواره شناخته می‌شوند (کاظمی و همکاران، ۱۳۸۵).

خطواره‌ها و ویژگی‌های خطی یا انحصاری ساختاری هستند، که امتداد خطی آن‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای مشخص می‌شود. این عوارض نشان دهنده مناطق گسل خورده و شکستگی است که نتیجه آن افزایش تخلخل ثانویه و نفوذپذیری است (Magesh et al., 2012).

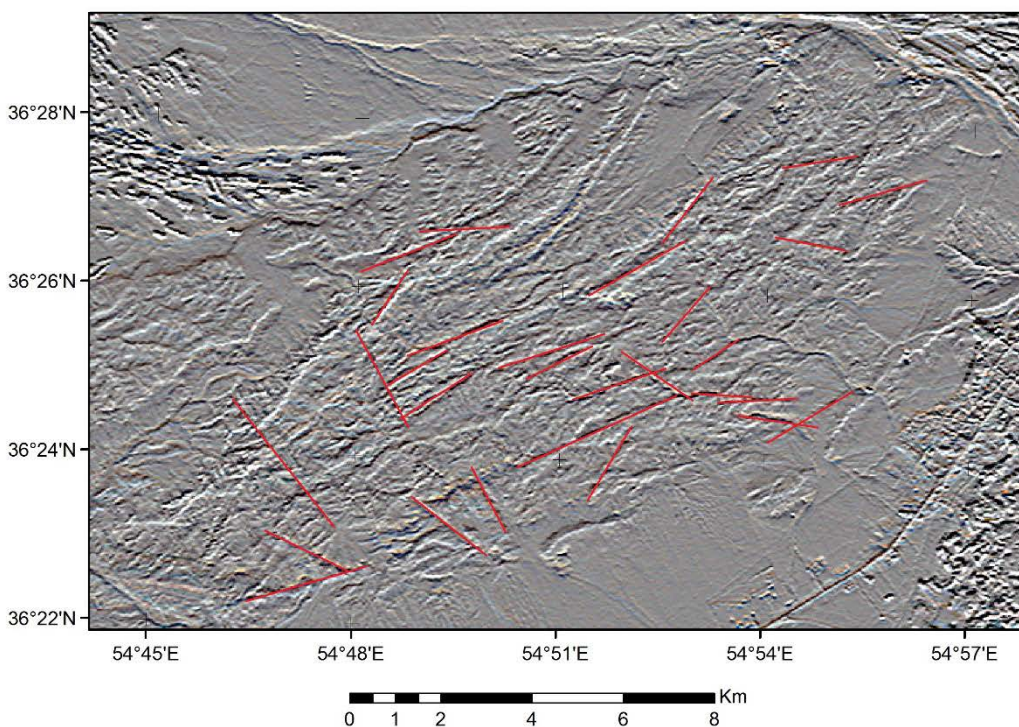
این عوامل به لحاظ هیدروژئولوژیکی بسیار مهم هستند، زیرا مسیری برای حرکت آب زیرزمینی را فراهم می‌کنند که اهمیت آن‌ها در سازندهای سخت و آهکی به دلیل پایین بودن تخلخل بیشتر است (محمودی ۱۳۸۵، زورش و همکاران ۱۳۹۳). برای استخراج خطواره‌ها از روش‌های دستی، اتوماتیک و نیمه اتوماتیک استفاده می‌شود. در روش دستی، بعد از اجرای روش‌هایی بر روی تصاویر برای افزایش کیفیت با استفاده از تفسیر چشمی خطواره‌های موجود استخراج می‌گردد. از مزیت‌های این روش این است که به راحتی می‌توان خطواره‌های غیر مرتبط با زمین‌شناسی همانند جاده، ریل راه آهن و غیره را از خطواره‌های طبیعی تمیز داد. (بیک، ۱۳۸۸). در روش اتوماتیک برای استخراج خطواره‌ها از روش‌های کمکی کامپیوتری استفاده می‌شود. مزایای استفاده از روش اتوماتیک این است که زمان کمتری برای استخراج خطواره‌ها صرف می‌شود و خطواره‌هایی که با چشم انسان قابل تشخیص نیستند را شناسایی می‌کند (محمودی و کاظمی، ۱۳۹۰).

برای بارزسازی خطواره‌ها از فیلترهای بارزکننده خطواره‌ها استفاده می‌شود. فیلترها جزء عملیات‌هایی به نام بارزسازی مکانی هستند که بر پایه ارزش سلول‌های مجاور صورت می‌پذیرند. بارزسازی مکانی وابستگی زیادی به بسامد مکانی دارد. بسامد مکانی میزان تغییرات در ارزش‌های روشنایی در فاصله واحد برای هر بخش از یک تصویر است (Jensen, 1996). برای این منظور از تصاویر ماهواره‌ای لندست استفاده شده است. با استفاده از فیلترهای جهت‌دار بر روی تصاویر لندست، خطواره‌ها استخراج گردید. به این صورت که از فیلتر بالاگذر جهتی با درجات ۴۵ و ۹۰ استفاده شد، تا لبه‌های موجود در تصاویر که حاصل از هر نوع عارضه خطی از قبیل جاده و درزها و گسل‌ها می‌باشد قابل تشخیص شوند. شکل

(۶-۳ و ۳-۷)

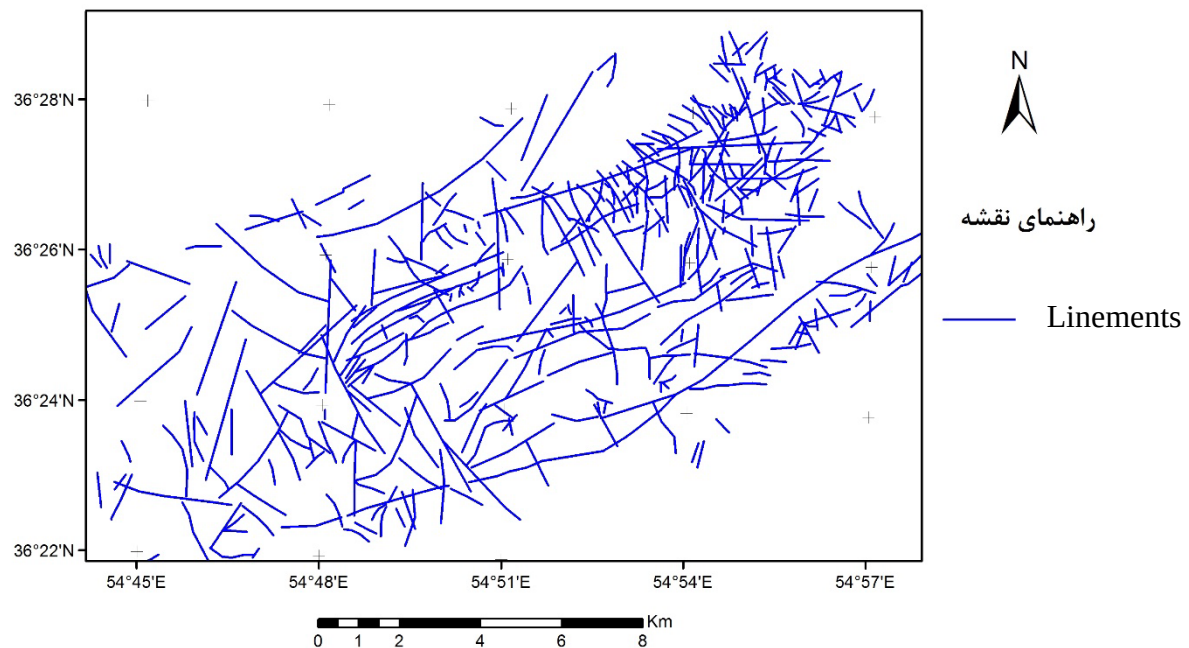


شکل ۳-۶: فیلتر جهتی ۴۵ درجه



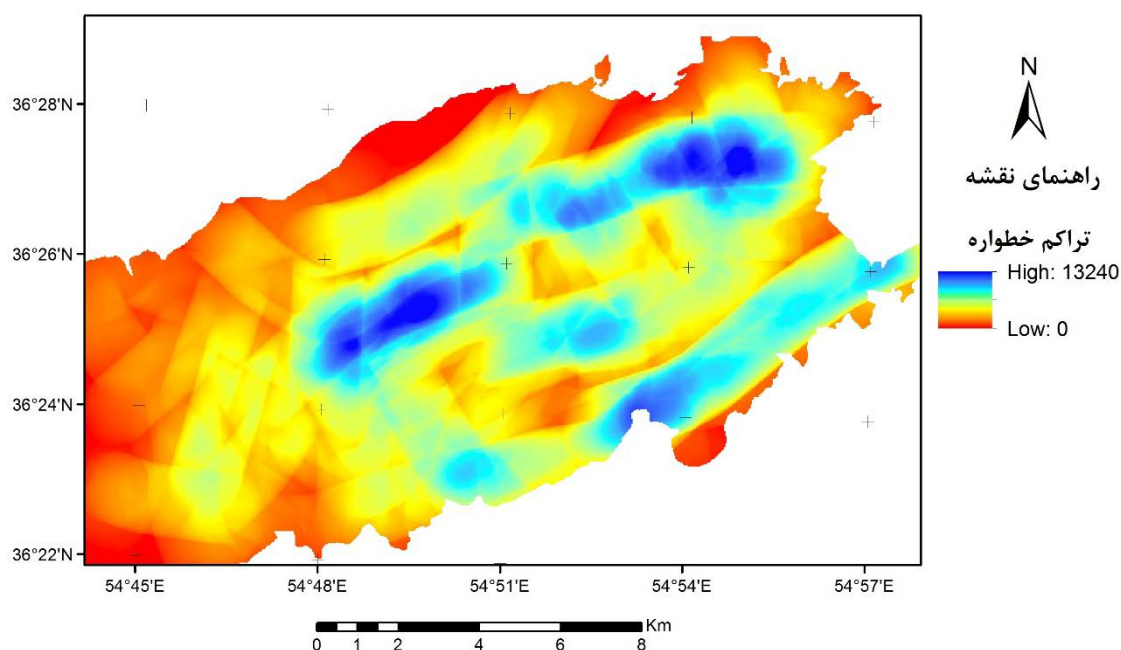
شکل ۳-۷: فیلتر جهتی ۹۰ درجه

علاوه بر خطواره‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای و تصاویر فیلتر شده، نقشه گسل‌های موجود در منطقه از نقشه زمین‌شناسی استخراج شده و رقومی گردید. پس از رقومی کردن خطواره‌های بارزسازی شده در محیط GIS، خطواره‌های تکراری در هر نقشه حذف گردید و نقشه نهایی خطواره مطابق شکل (۸-۳) در محیط نرم‌افزار آماده شد.



شکل ۸-۳: نقشه رقومی خطواره‌های استخراج شده از تصاویر ماهواره‌ای و زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

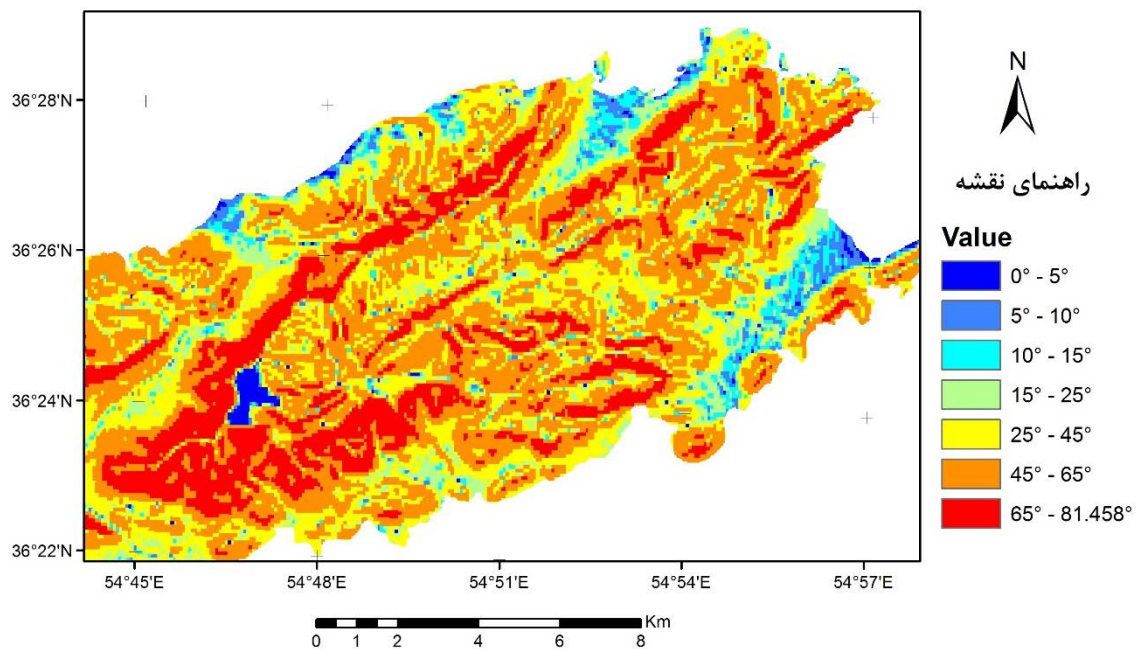
از آنجایی که در پتانسیل‌یابی آب زیرزمینی تراکم خطواره‌ها مهم است؛ با استفاده از نقشه رقومی خطواره در محیط نرم‌افزار Arc GIS اقدام به تولید نقشه تراکم خطواره‌ها با استفاده از ابزار Spatial Analyst قسمت Line Density شد. (شکل ۹-۳)



شکل ۳-۹: نقشه تراکم خطواره (تراکم گسل) در محدوده مورد مطالعه

۳-۷- تولید نقشه رقومی مقدار شیب

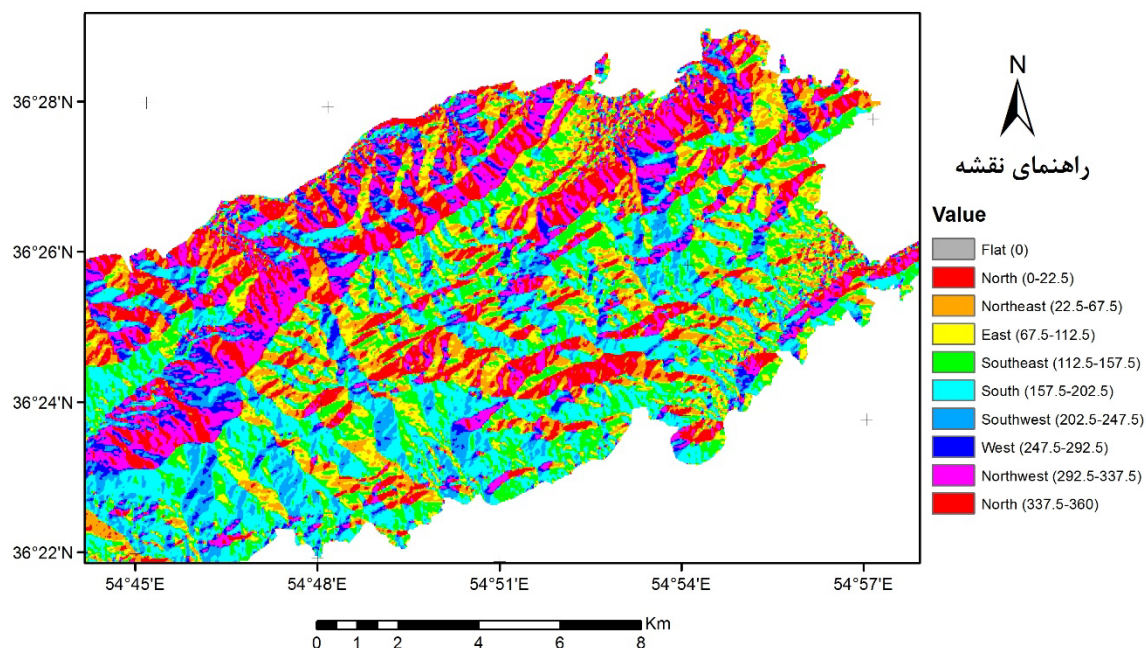
وجود یا جابجایی سفره‌های آب زیرزمینی تا حد زیادی به شیب توپوگرافی و ساختمانی وابسته است. شبکه شیب‌دار به عنوان "حداکثر سرعت تغییر در ارزش هر سلول نسبت به همسایگی خود" شناخته می‌شود (Burrough, 1986) شیب توپوگرافی یک عامل مهم کنترل کننده سیستم جریان آب زیرزمینی است. گسترش پدیده کارست در شیب‌های کم (به دلیل تماس بیشتر آب با آهک) بهتر بوده و پدیده انحلال در این شیب‌ها تشدید می‌شود (کاظمی و همکاران، ۱۳۸۵). بنابراین می‌توان شیب را عاملی مهم در جریان روان آب یا نفوذ آن برشمرد. به همین دلیل لایه شیب در تهیه نقشه نهایی مورد استفاده قرار گرفته است. با توجه به این مفاهیم، نقشه شیب منطقه مورد مطالعه در محیط نرم‌افزار Arc GIS با استفاده از لایه رقومی ارتفاعی (DEM) برحسب درجه تهیه شد. شکل (۱۰-۳) نقشه رقومی شیب منطقه را نشان می‌دهد؛ که در آن کمترین مقدار شیب با رنگ آبی نشان داده شده است و بیشترین شیب منطقه ۸۱ درجه است؛ که با رنگ قرمز مشخص شده است.



شکل ۳-۱۰: نقشه رقومی مقدار شیب در محدوده مورد مطالعه

۳-۸- تولید نقشه رقومی جهت شیب

جهت شیب نیز یکی دیگر از عواملی است که می‌تواند بر احتمال تشکیل یک سفره آب زیرزمینی تاثیرگذار باشد. این عامل از آن جهت می‌تواند مورد بررسی قرار گیرد که جهت تابش نور خورشید در یک منطقه با نفوذ پذیری آب در ارتباط خواهد بود. با توجه به تغییر سریع آب‌های سطحی در جهاتی که مورد تابش بیشتر آفتاب قرار گرفته‌اند، موجب کاهش نفوذ آب زیرزمینی و احتمال تشکیل یک سفره آب زیرزمینی و در جهاتی که مورد تابش کمتر نور خورشید قرار گرفته‌اند، موجب افزایش احتمال تشکیل یک سفره آب زیرزمینی می‌شود (رنگزن و سرافراز، ۱۳۹۰). نقشه رقومی جهت شیب در محیط نرم افزار Arc GIS با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی تهیه گردید (شکل ۳-۱۱).

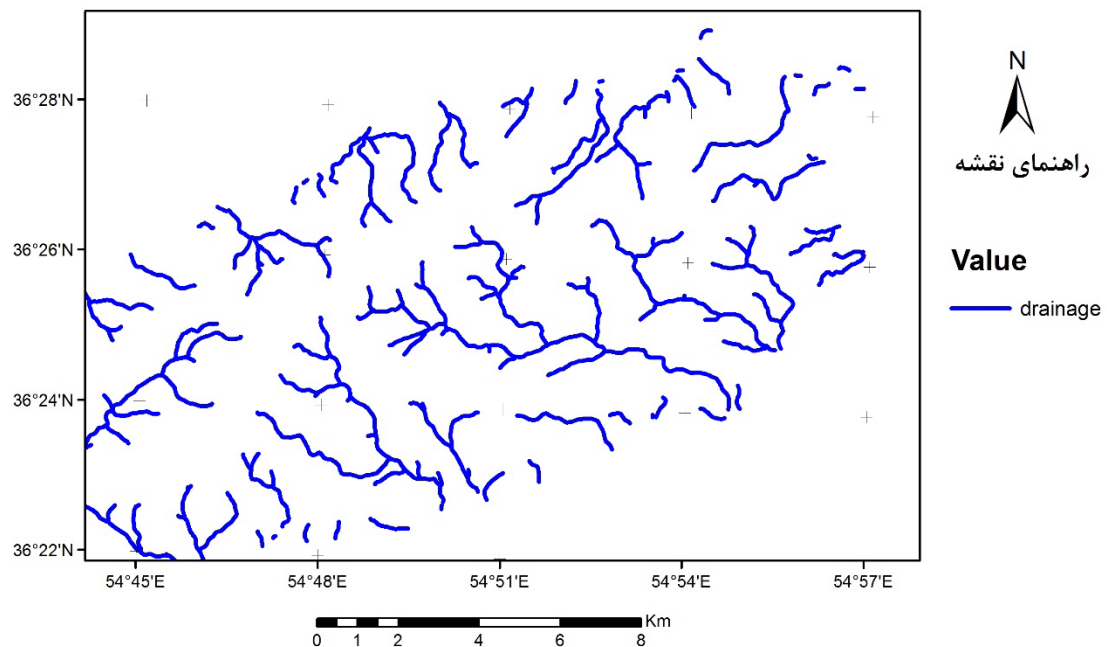


شکل ۳-۱۱: نقشه رقومی جهت شیب در محدوده مورد مطالعه

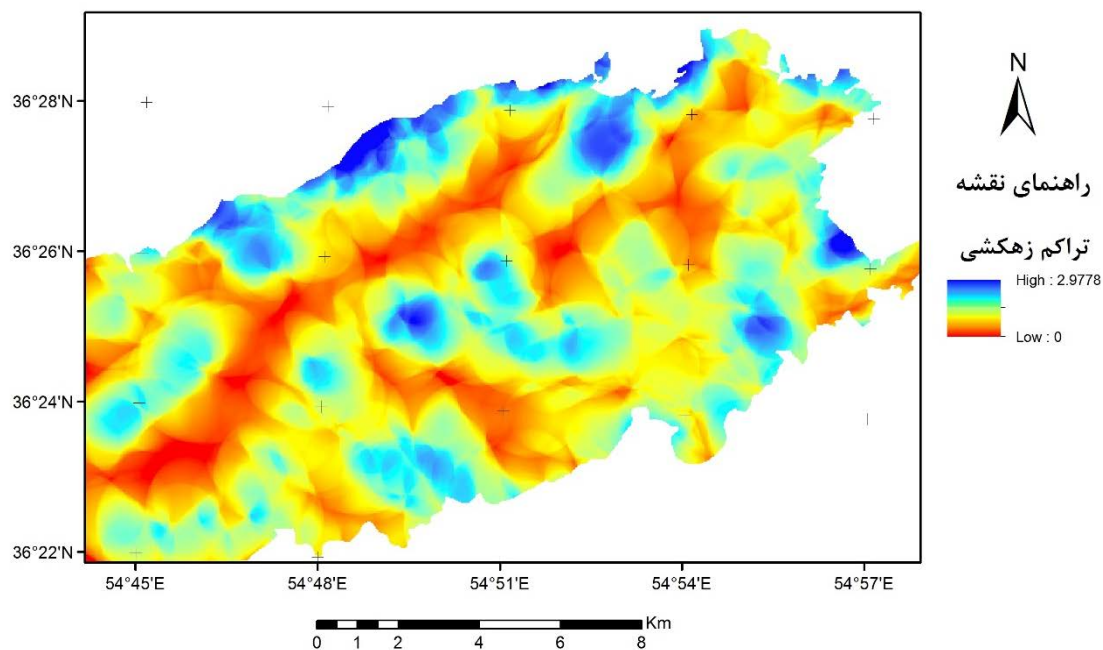
۳-۹- تولید نقشه رقومی شبکه زهکشی

یکی از پارامترهای تعیین کننده در ایجاد آب‌های زیرزمینی، پدیده زهکشی در آن منطقه می‌باشد. با بررسی این فاکتور می‌توان حدس زد که در منطقه مورد نظر، آیا شانس حضور آب زیرزمینی وجود دارد یا خیر. زهکشی در لغت به معنی خارج کردن آب اضافی از زمین می‌باشد. بر اساس شرایط توپوگرافی، همواره جهت جریان آب‌های سطحی از بالادست به سمت نقاط پایین دست می‌باشد. به مرور زمان مسیرهایی ایجاد می‌شود که پدیده‌های آب‌های سطحی را کنترل می‌کند و از نقاط ارتفاعی به نقاط فرودست هدایت می‌نماید و چنانچه بتوان این مسیرها را شناسایی و بر روی آن مطالعه نمود می‌توان به این مهم دست یافت و نقشه شبکه زهکشی یک منطقه را تعیین و ترسیم نمود (Krishnamurthy et al., 1997). نقشه زهکشی، نقشه‌ای از تمام جریان‌ها یا سیستم‌های رودخانه‌ای در حوضه زهکشی است. تجزیه و تحلیل زهکشی شامل یک بررسی دقیق از الگوهای زهکشی، بافت زهکشی و الگوهای جریان است. تجزیه و تحلیل ساختاری یک شبکه زهکشی به ارزیابی ویژگی‌های منطقه تغذیه آب زیرزمینی

کمک می‌کند (Murugesan et al., 2012). وضعیت هیدرولوژیکی زیر سطح هر منطقه، تحت تاثیر ویژگی‌های زهکشی حوضه، که منجر به شناسایی وضعیت آب‌های زیرزمینی می‌شود، کنترل می‌شود (Boobalan & Gurugnanam, 2016). شبکه زهکشی منطقه با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی تهیه گردید شکل (۳-۱۲) و با توجه به اینکه تراکم زهکشی یک عامل موثر برای پتانسیل‌یابی آب زیرزمینی می‌باشد نقشه تراکم زهکشی منطقه با استفاده از نقشه رقومی زهکشی در محیط نرم افزار Arc GIS تهیه گردید. شکل (۳-۱۳) نقشه تراکم زهکشی منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۱۲: نقشه رقومی شبکه زهکشی در محدوده مورد مطالعه



شکل ۳-۱۳: نقشه تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه

در این فصل لایه‌های اطلاعاتی واحدهای سنگی، گسل‌ها و خطواره‌ها، شبکه زهکشی، مقدار شیب توپوگرافی و جهت شیب توپوگرافی تهیه شدند. در فصل بعد لایه‌ها کلاسه بندی و تلفیق می‌شوند.

فصل چهارم

تلفیق لایه‌ها در سامانه اطلاعات جغرافیایی

۴-۱- مقدمه

اکتشاف و ارزیابی آب زیرزمینی یک فعالیت چند مرحله‌ای است که در مقیاس کوچک آغاز شده و به مقیاس بزرگ تبدیل می‌شود و سرانجام به انتخاب محل‌هایی به عنوان هدف برای حفاری به منظور دستیابی به آب زیرزمینی منجر می‌گردد. برای انجام عملیات مکان‌یابی به وسیله سیستم اطلاعات جغرافیایی باید اطلاعات و لایه‌ها از منابع مختلف با فرمت‌های قابل شناخت توسط نرم‌افزار جمع‌آوری کرد و سپس لایه‌های مناسب را تهیه و تفسیر نمود. پس از تهیه لایه‌های اطلاعاتی پارامترهای تاثیرگذار بر پتانسیل‌یابی آب‌های زیرزمینی و با توجه به این‌که پارامترهای مختلف در تعیین هدف متغیر می‌باشند؛ باید لایه‌های مذکور را وزن دهی و تلفیق نمود. نقشه‌های رقومی در حوزه‌های مختلف امتیازدهی و با یکدیگر تلفیق می‌شوند.

۴-۲- مدل‌سازی و تلفیق لایه‌های اطلاعاتی

روش‌های مختلفی برای تلفیق لایه‌های اطلاعاتی در اکتشاف معادن و پتانسیل‌یابی منابع آب زیرزمینی وجود دارد. با توجه به اثرگذاری پارامترهای ذکر شده در پتانسیل‌یابی آب زیرزمینی و نقش متفاوت آن‌ها نسبت به نفوذ آب به درون زمین، ابتدا با نظر و قضاوت کارشناس برای کلاس‌های مختلف هر لایه، وزنی اختصاص داده شده و لایه‌های کلاس بندی شده به روش شاخص هم‌پوشانی ساده با یکدیگر تلفیق می‌شوند. در روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار لایه‌های مختلف از نظر میزان تاثیرگذاری بر روی پیدایش منابع آب زیرزمینی با هم مقایسه و وزن هر کدام مشخص گردیده است؛ به طوری که افزایش عدد مربوط به وزن داده شده نشانگر موثرتر بودن آن کلاس یا لایه می‌باشد (شهنا، ۱۳۹۶).

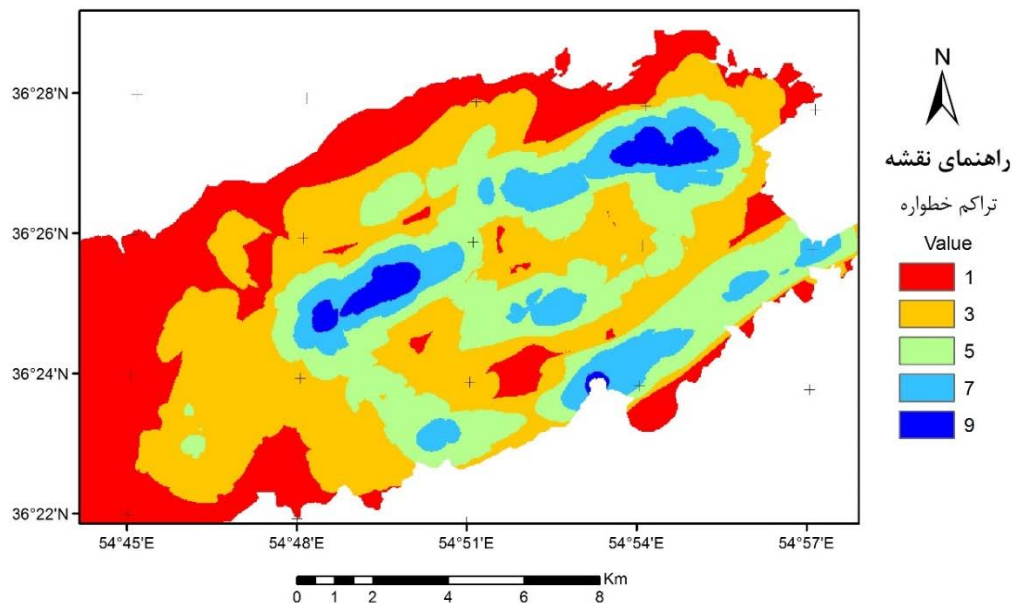
۴-۳- لایه اطلاعاتی تراکم خطواره‌ها

چگالی خطواره‌های یک منطقه می‌تواند به طور غیر مستقیم پتانسیل آب زیرزمینی را نشان دهد، از آنجا که حضور شکستگی‌ها معمولاً یک منطقه نفوذی را نشان می‌دهد. مناطقی با تراکم بالای خطواره مناطق دارای پتانسیل آب زیرزمینی مناسب هستند (Haridas et al., 1998). گسل‌ها و شکستگی‌ها

می‌توانند به عنوان مسیرهای بسیار نفوذی عمل کنند یا به عنوان موانع برای جریان آب زیرزمینی بسته به سنگ‌شناسی آبخوان، شرایط هیدروژئولوژیکی آبخوان و ویژگی‌های گسل عمل کنند (Dailey et al., 2006). این عامل همچنین به طور قابل ملاحظه‌ای بر روی هیدروژئولوژی سنگ‌های کربناته و آهکی تاثیر می‌گذارد (صابری و همکاران، ۱۳۹۱). در مناطق با ساختار زمین‌شناسی سخت، خطواره‌ها در اثر شکستن و گسل خوردن، مناطق و نواحی را ایجاد می‌کنند که دارای توان نفوذی بالایی هستند و منابع آب‌های زیرزمینی خیلی خوبی را فراهم می‌کند (کومار، ۱۹۹۹). تراکم شکستگی معیاری برای خردشدگی سازند می‌باشد، افزایش تراکم درزه و گسل‌ها به طور کلی نقش موثری در نفوذ و انتقال دهی آب زیرزمینی دارد (صابری و همکاران، ۱۳۹۱). هدف از تهیه این نقشه، درک ارتباط بین نفوذ آب‌های سطحی و سیستم درز و شکاف سنگ‌هاست. میزان نفوذ آب‌های سطحی، به ویژه در سطح سنگ‌های سخت، تا حدود زیادی به وجود و گسترش سیستم درز و شکاف و شکستگی‌ها و همچنین میزان هوازدهی وابسته است (Singh & Prakash, 2003). برای تولید لایه اطلاعاتی خطواره باید نخست نقشه خطواره را در محیط نرم‌افزار ArcGIS دوباره طبقه‌بندی و کلاس‌بندی نمود و امتیازدهی هر طبقه نیز مشخص شود. با توجه به مطالب بیان شده کل محدوده مورد مطالعه به پنج بازه امتیازی تقسیم بندی و به بیشترین تراکم خطواره‌ها امتیاز ۹ و به همین ترتیب کمترین تراکم خطواره‌ها امتیاز ۱ اختصاص داده شد.

جدول ۴-۱: امتیازدهی به کلاس‌های خطواره در محدوده مورد مطالعه

تراکم خطواره	امتیاز
۰-۱،۲۴۶	۱
۱،۲۴۶-۳،۴۷۸	۳
۳،۴۷۸-۵،۸۶۷	۵
۵،۸۶۷-۸،۶۱۹	۷
۸،۶۱۹-۱۳،۲۴۰	۹



شکل ۴-۱: لایه اطلاعاتی امتیاز دهی شده تراکم خطواره‌ها (تراکم گسل) در محدوده مورد مطالعه

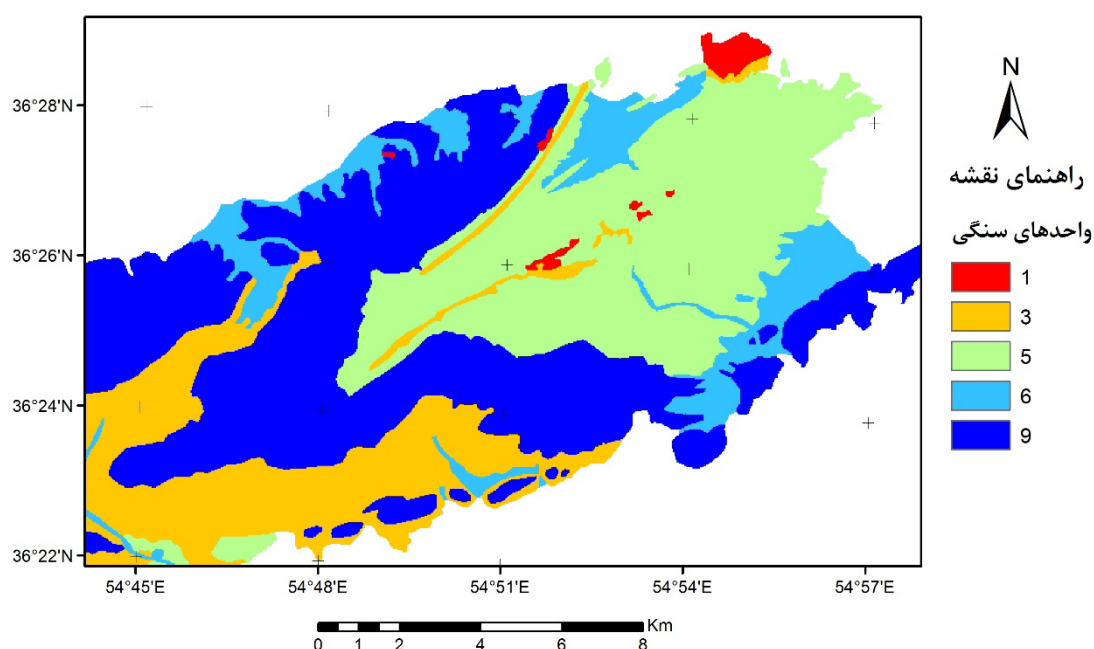
۴-۴- لایه اطلاعاتی واحد سنگی

پیدایش منابع آب زیرزمینی در سنگ‌های آهکی کارستی شده و در دیگر سازندهای سخت غیرکربناته ناشی از عملکرد تخلخل ثانویه حاصل از زون‌های شکستگی می‌باشد؛ با این تفاوت که در سنگ‌های کربناته به دلیل عملکرد پدیده انحلال در طی زمان، فرآیند تشکیل منابع آب سرعت و گسترش پیدا می‌کند. در دیگر سازندهای سخت به دلیل مقاومت در مقابل عمل انحلال و همچنین پر شدن درزه و شکاف‌ها توسط مواد ریزدانه منابع آب قابل توجهی تشکیل نمی‌شود (کاظمی و همکاران، ۱۳۸۵).

براساس بررسی‌ها و مطالعات انجام شده بر مبنای واحدهای سنگی موجود در منطقه، جدول (۴-۲) برای وزن‌دهی واحدهای سنگی تهیه و مورد استفاده قرار گرفت.

جدول ۴-۲: امتیازدهی به واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه

امتیاز	واحدهای سنگی
۱	سنگ‌های آذرین
۳	ماسه سنگ، مارن همراه ماسه سنگ
۵	آهک همراه شیل و مارن، کنگلومرا
۶	آلوویوم
۹	آهک و دولومیت



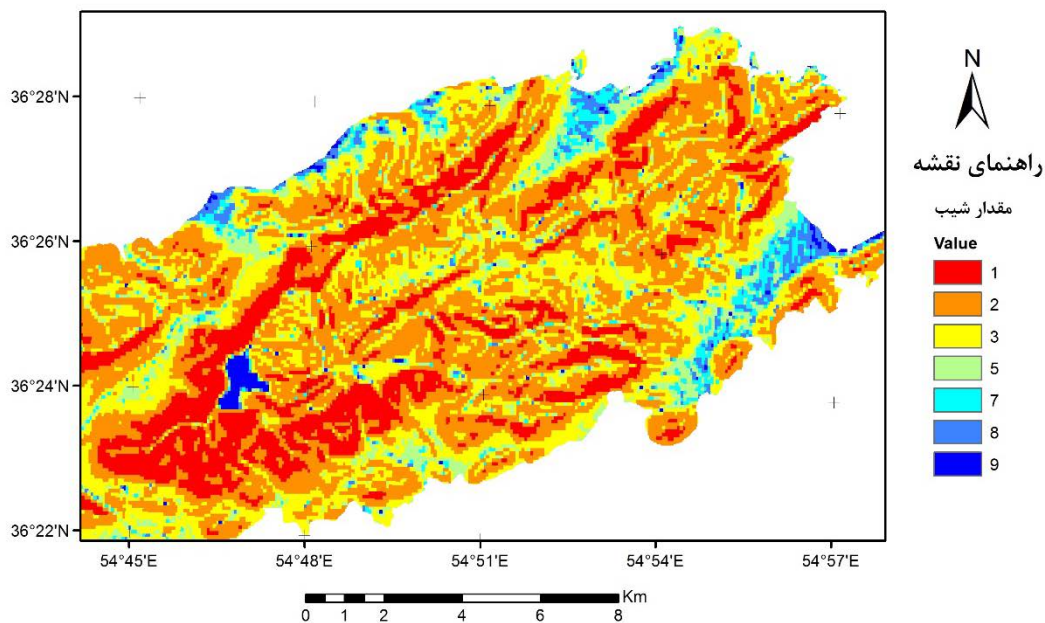
شکل ۴-۲: لایه اطلاعاتی امتیازدهی شده واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه

۴-۵- لایه اطلاعاتی مقدار شیب

شیب یک عامل مهم برای شناسایی مناطق دارای پتانسیل آب زیرزمینی است. شیب‌های بیشتر سبب جریان سریع آب و افزایش میزان فرسایش می‌شوند که در ارتباط با مناطق با پتانسیل ضعیف هستند (Magesh et al., 2012). در بیشتر مواقع گرادیان هیدرولیکی آب زیرزمینی از شیب توپوگرافی زمین تبعیت می‌کنند. علاوه بر این افزایش شیب باعث کاهش میزان آب نفوذی به زمین می‌گردد. بنابراین افزایش آن پارامتری منفی برای پتانسیل‌یابی آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود (ماه گلی و همکاران ۱۳۹۰). باید توجه داشت که سرعت روان‌آب در مناطق کم شیب ناچیز است. سرعت کم روان‌آب موجب نفوذ بیشتر آب در زمین می‌شود. برعکس در مناطق پرشیب سرعت نفوذ آب بسیار کاهش می‌یابد (Abdalla, 2012). بر همین اساس مطابق جدول (۳-۴) مقدار شیب زمین در منطقه مورد مطالعه کلاس بندی گردید و به هر کلاس با توجه به اهمیت آن یک امتیاز تعلق داده شد. شیب ۰ تا ۵ درجه بالاترین اهمیت را دارد و امتیازی معادل نه به آن تعلق می‌گیرد شیب‌های بیش از ۴۵ درجه دارای کمترین امتیاز هستند.

جدول ۳-۴: امتیازدهی به کلاس‌های مقدار شیب در محدوده مورد مطالعه

مقدار شیب (درجه)	امتیاز
۰-۵	۹
۵-۱۰	۸
۱۰-۱۵	۷
۱۵-۲۵	۵
۲۵-۴۵	۳
۴۵-۶۵	۲
۶۵<	۱



شکل ۳-۴: لایه اطلاعاتی مقدار شیب امتیازدهی شده در محدوده مورد مطالعه

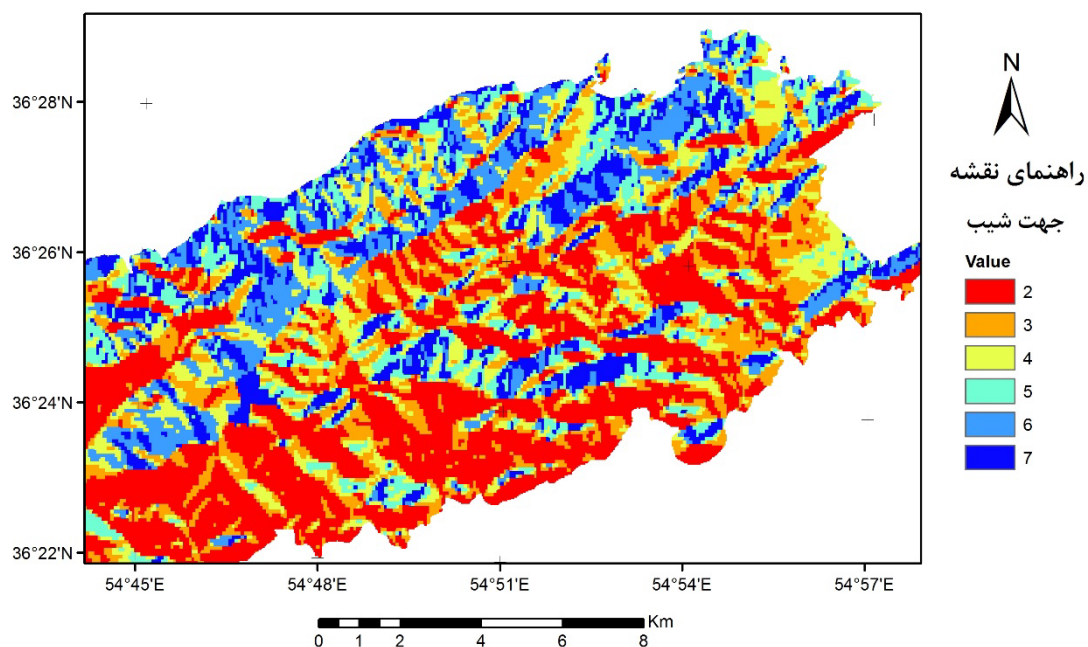
۴-۶- لایه اطلاعاتی جهت شیب

در کشور ایران بیشترین شدت تابش نور خورشید در جهت جنوبی می‌باشد و به تبع آن کمترین شدت تابش در جهت شمالی می‌باشد؛ لذا جهات شیبی که از جهت شیب جنوبی بیشترین فاصله را دارند مورد تابش کمتر و جهات شیبی که از جهت شیب شمالی بیشترین فاصله را دارند، مورد تابش بیشتر نور

خورشید قرار می‌گیرند. مناطقی که در جهات تابش کمتر آفتاب قرار گرفته‌اند، تبخیر سطحی کمتری خواهند داشت، لذا جهت شیب می‌تواند در پتانسیل یابی آب زیرزمینی مورد توجه قرار گیرد (رنگزن و سرافراز ۱۳۹۰). از این نکته در تولید لایه اطلاعاتی جهت شیب مطابق شکل استفاده شده است جدول (۴-۴) نحوه تخصیص امتیاز برای هر یک از جهات شیب را نشان می‌دهد.

جدول ۴-۴: امتیازدهی به جهت شیب‌های مختلف در محدوده مورد مطالعه

جهت شیب	امتیاز
شمال	۷
شمال غرب	۶
شمال شرق	۵
شرق و غرب	۴
جنوب شرق و جنوب غرب	۳
جنوب	۲



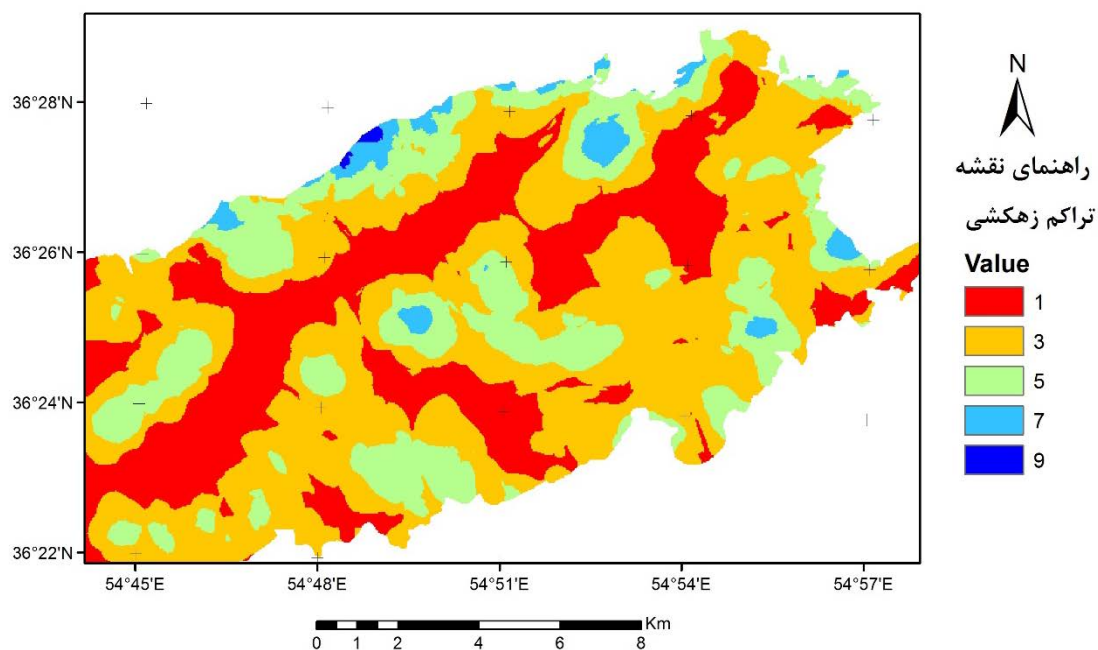
شکل ۴-۴: لایه اطلاعاتی امتیازدهی شده جهت شیب در محدوده مورد مطالعه

۷-۴- لایه اطلاعاتی تراکم زهکشی

تراکم زهکشی به عنوان نزدیک بودن فاصله کانال‌های جریان تعریف می‌شود. این اندازه‌گیری بصورت طول کل بخش آبراهه از تمام جهات در واحد سطح است (Magesh et al., 2012). تراکم شبکه زهکشی یکی از شاخص‌های اصلی برای تعیین مناطق پتانسیل آب زیرزمینی در سنگ‌های سخت است. تراکم زهکشی تجزیه و تحلیل کمی از متوسط طول کانال‌های آبراهه کشیده شده به بخش داخلی حوضه را فراهم می‌کند (Murugesan et al., 2012). این عامل تحت تأثیر عواملی چون شیب اولیه، تفاوت مقاومت سنگ، کنترل ساختاری و ویژگی‌های مورفولوژیکی حوضه قرار دارد. ارتباط بین نسبت آب نفوذی و روان‌آب به وسیله قابلیت نفوذ کنترل می‌شود و این قابلیت خود به نوع سنگ و شکستگی‌های موجود در سنگ‌های زیر سطحی بستگی دارد (Magesh et al., 2012). مطالعات نشانگر آن است که نوع شبکه زهکشی هر منطقه توسط لیتولوژی واحدهای زمین‌شناسی، توپوگرافی و ساختارهای تکتونیکی و زمین‌شناسی منطقه کنترل می‌شود (ماه گلی و همکاران، ۱۳۹۰). با توجه به نکات ذکر شده تراکم زهکشی در منطقه با توجه به بالا بودن تراکم شکستگی‌ها باعث نفوذ بیشتر آب به داخل زمین خواهد شد. براساس این نوع امتیازدهی لایه‌های اطلاعاتی شبکه زهکشی تهیه شده مطابق با شکل (۵-۴) با توجه به جدول (۵-۴) ارائه شده است و هر کجا میزان تراکم زهکشی بالا باشد، امتیاز بیشتری تعلق گرفته است.

جدول ۵-۴: امتیازدهی به کلاس‌های تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه

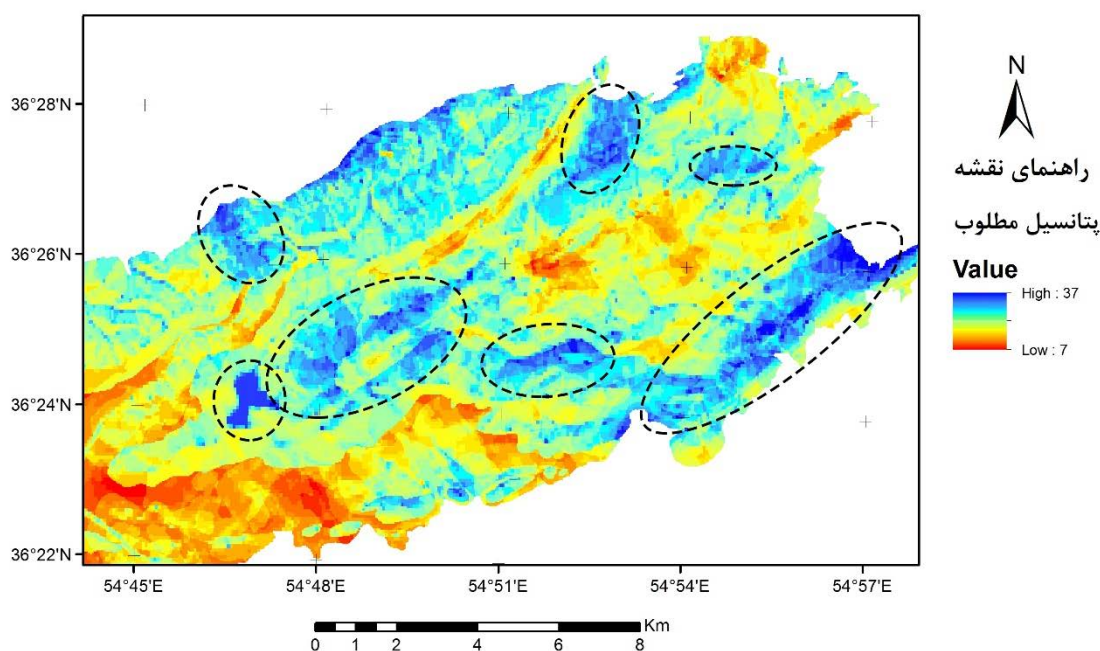
تراکم زهکشی	امتیاز
۰-۰,۶۶۰۳	۱
۰,۶۶۰۳-۱,۳۲۰۷	۳
۱,۳۲۰۷-۱,۹۸۱۱	۵
۱,۹۸۱۱-۲,۶۴۱۵	۷
۲,۶۴۱۵-۳,۳۰۱۹	۹



شکل ۴-۵: لایه اطلاعاتی امتیازدهی شده تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه

۴-۸- تلفیق لایه‌ها به روش هم‌پوشانی

پس از تهیه لایه‌های اطلاعاتی مربوط به هریک از عوامل موثر در تشکیل منابع آب زیرزمینی، برای تلفیق لایه‌ها به روش شاخص هم‌پوشانی ساده، لایه‌های اطلاعاتی آماده شده در محیط Arc GIS 10.3 با استفاده از ابزار Raster Calculator با یکدیگر تلفیق شده‌اند. شکل (۴-۶)



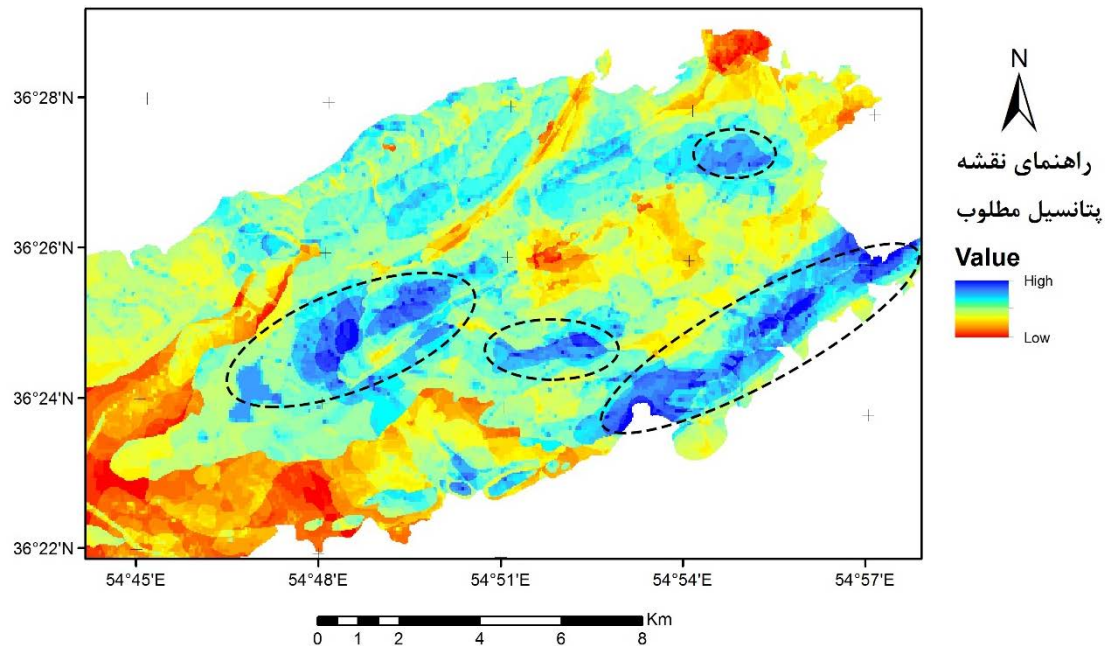
شکل ۴-۶: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی ساده در محدوده مورد مطالعه

از آنجا که اهمیت هریک از لایه‌های اطلاعاتی با یکدیگر متفاوت می‌باشد، لذا این روش نمی‌تواند روش مناسبی برای تلفیق داده‌ها در نظر گرفته شود. برای اصلاح این مشکل روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار برای تلفیق پیشنهاد شده است. در این روش برای هریک از لایه‌های اطلاعاتی نیز یک وزن اعمال می‌شود. اوزان در نظر گرفته شده برای هریک از لایه‌های اطلاعاتی در جدول (۴-۶) نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل (۴-۷) مشاهده می‌شود نقشه حاصل از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی با روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار با نتایج حاصل از روش هم‌پوشانی شاخص متفاوت است.

جدول ۴-۶: وزندهی به لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار در محدوده مورد مطالعه

وزن پیشنهادی	پارامتر مؤثر
۳۳	لایه شکستگی‌ها
۲۸	لایه واحد سنگی
۱۷	لایه شیب توپوگرافی
۱۷	لایه شبکه آبراه‌های
۵	لایه جهت شیب توپوگرافی

مطابق این نقشه مناطق آبی رنگ به عنوان مناطق امیدبخش برای آب زیرزمینی در نظر گرفته می‌شود.



شکل ۴-۷: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار در محدوده مورد مطالعه

۴-۹- تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش‌های فازی

یکی دیگر از روش‌های تلفیق لایه‌های اطلاعاتی در محیط نرم افزار ArcGIS، تلفیق به روش فازی است. منطق فازی یکی از معمول‌ترین و مرسوم‌ترین روش‌هایی است برای طبقه‌بندی و تلفیق داده به کار می‌رود. عضویت در روش منطق فازی بر روی یک مقیاس گروه بندی شده از یک (عضویت کامل) تا صفر (عدم عضویت کامل) بیان می‌شود و سپس برای استفاده در این روش به کار گرفته می‌شوند. ابزار تلفیق فازی قادر است، احتمال وقوع یک پدیده متعلق به مجموعه‌های متعددی را تجزیه و تحلیل نماید (Jasmin & Mallkarjuna, 2011).

عضویت در منطق فازی به صورت‌های مختلفی بیان می‌شود و باید در انتخاب آن دقت فراوان نمود. عضویت در منطق فازی به تجربه کارشناس و شناخت وی از منطقه مورد مطالعه بستگی دارد و هر کسی بر اساس تجربه خود آن را انتخاب می‌کنند. روش فازی، تلفیق لایه‌های اطلاعاتی را به چند روش انجام می‌دهد؛ که هر کدام از این روش‌ها کار خود را با در نظر گرفتن ویژگی خاصی از لایه‌های اطلاعاتی انجام می‌دهند.

پیش از آنکه عملیات تلفیق روی داده‌ها انجام گیرد، لازم است که لایه‌های اطلاعاتی برای این روش آماده شوند. اینکار یعنی وزن‌دهی به فاکتورهای موجود در هر لایه در محدوده بازه صفر و یک که اساس کار در این روش می‌باشد.

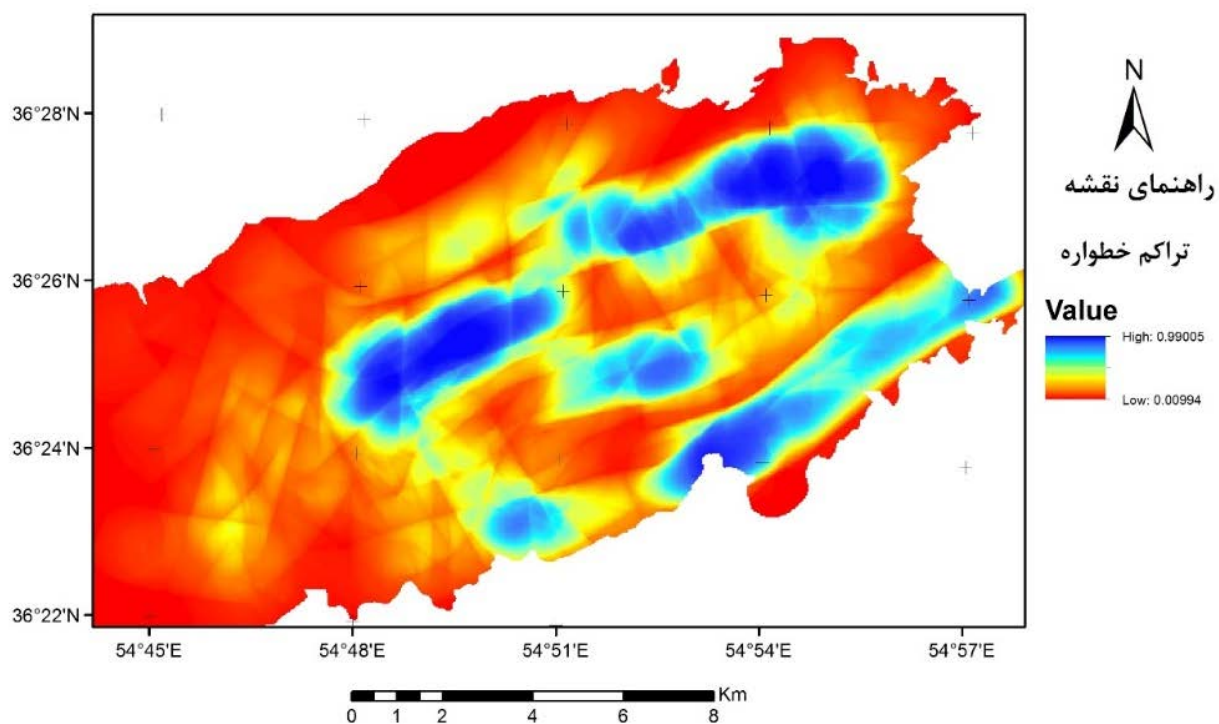
برای تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی باید ابتدا لایه‌های اطلاعاتی به صورت فازی تبدیل گردد. این کار باعث می‌شود بازه تعریف شده در هر لایه بین صفر و یک قرار گیرد؛ که شرط اجرای روش فازی می‌باشد (مهدوی و همکاران، ۱۳۹۰).

تولید لایه‌های اطلاعاتی فازی در محیط نرم افزار ArcGIS صورت می‌گیرد، بدین ترتیب که ابتدا هر کدام از نقشه‌های رقومی تولید شده، باید تبدیل به لایه اطلاعاتی فازی شود. این عمل باید برای هریک از نقشه‌های رقومی با توجه به تابع عضویت لجستیکی سیگموئید (رابطه ۲-۱) به صورت مجزا صورت پذیرد. عوامل موثر در تابع لجستیکی سیگموئید مربوط به پنج پارامتر مذکور در جدول (۷-۴) آمده است. به وسیله تابع عضویت لجستیکی سیگموئید مقدار تعلق در هر ناحیه برای هریک از پارامترهای مورد بررسی مشخص شده است.

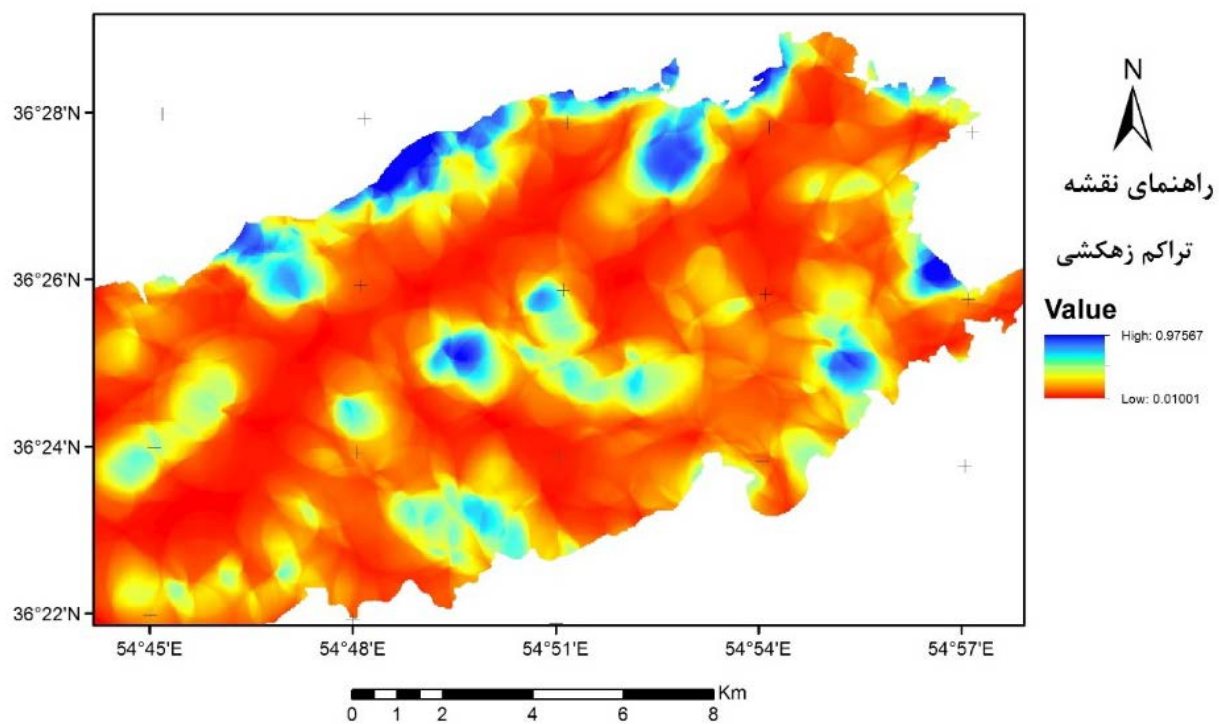
جدول ۷-۴: عوامل موثر در تابع لیجستیکی سیگموئید مربوط به پارامترهای موثر.

لایه‌ها	Ev_{max}	Ev_{min}	S	i
تراکم گسل	۱۳۲۴۰	۰	۰,۰۰۰۶۹۵	۶۶۲۰
تراکم زهکشی	۲,۹۷۷۸	۰	۳,۰۸۹۵۳	۱,۴۸۸۹
واحد سنگی	۹	۱	۱,۱۵	۵
شیب	۸۱,۴۵۸	۰	۰,۱۱۲۹۴	۴۰,۷۲۹
جهت شیب	۷	۲	۱,۸۴	۴,۵

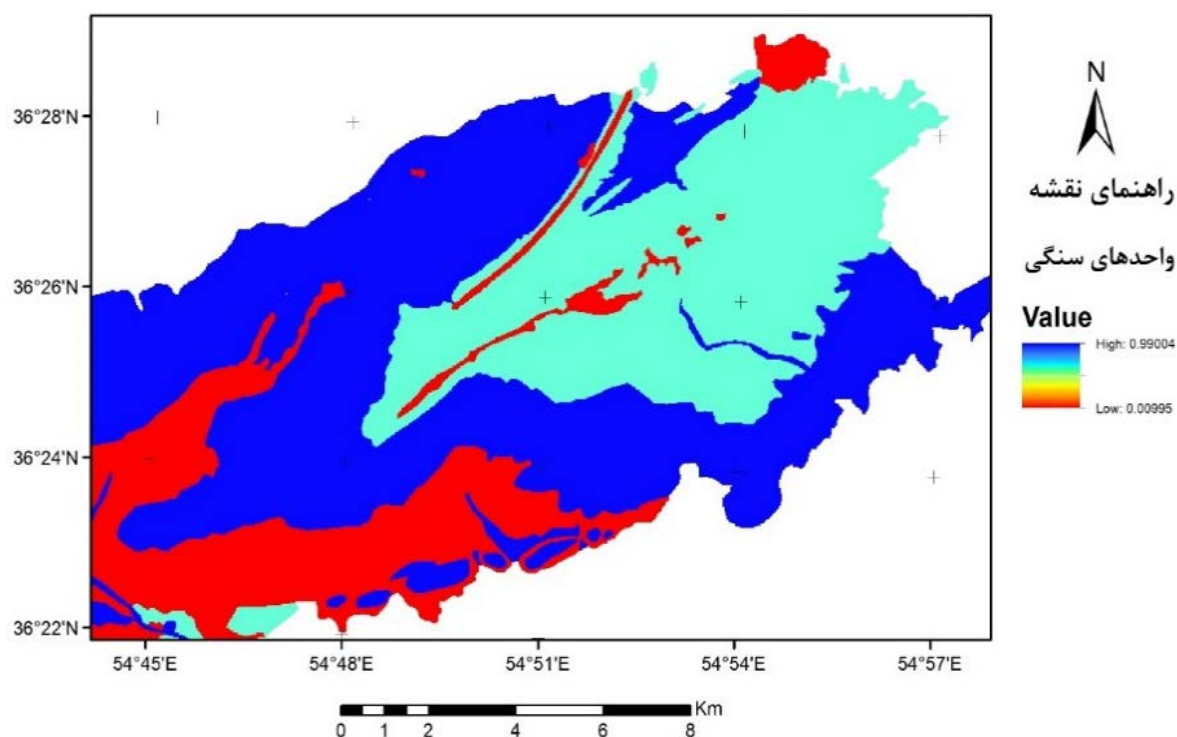
نقشه‌های فازی شده تراکم خطواره‌ها، واحدهای سنگی، مقدار شیب و جهت شیب در شکل‌های (۸-۴)، (۹-۴)، (۱۰-۴)، (۱۱-۴) و (۱۲-۴) مشاهده می‌شوند.



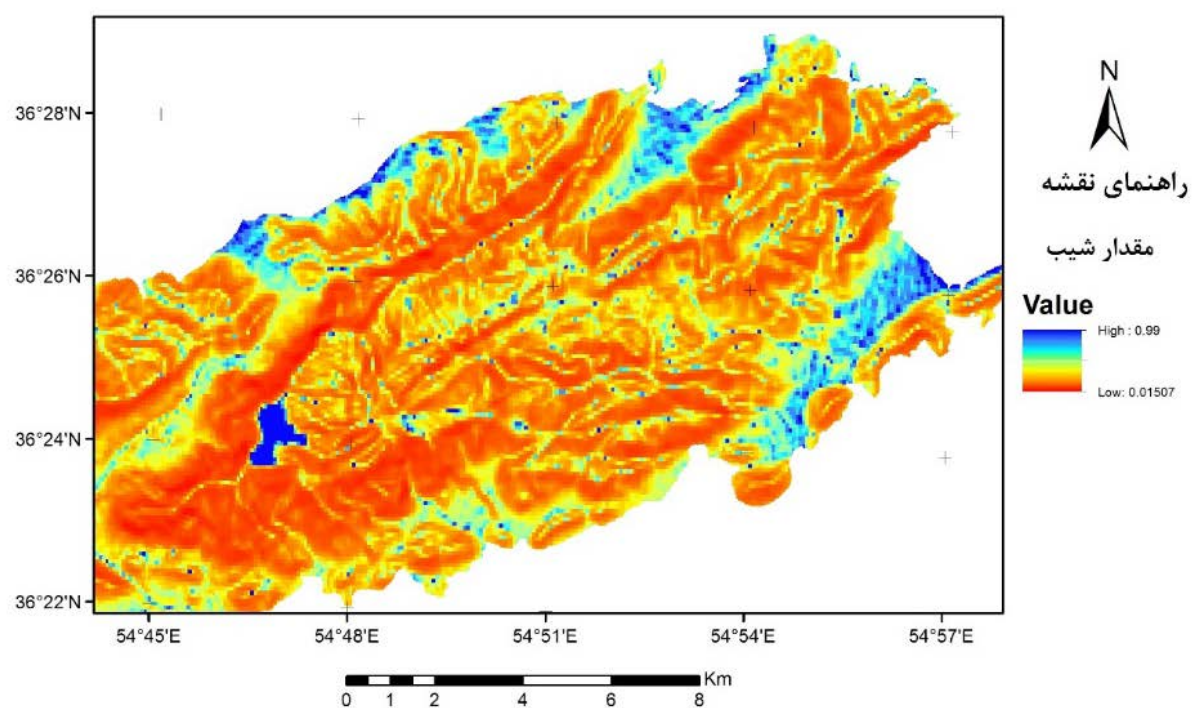
شکل ۴-۸: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی تراکم خطواره در محدوده مورد مطالعه



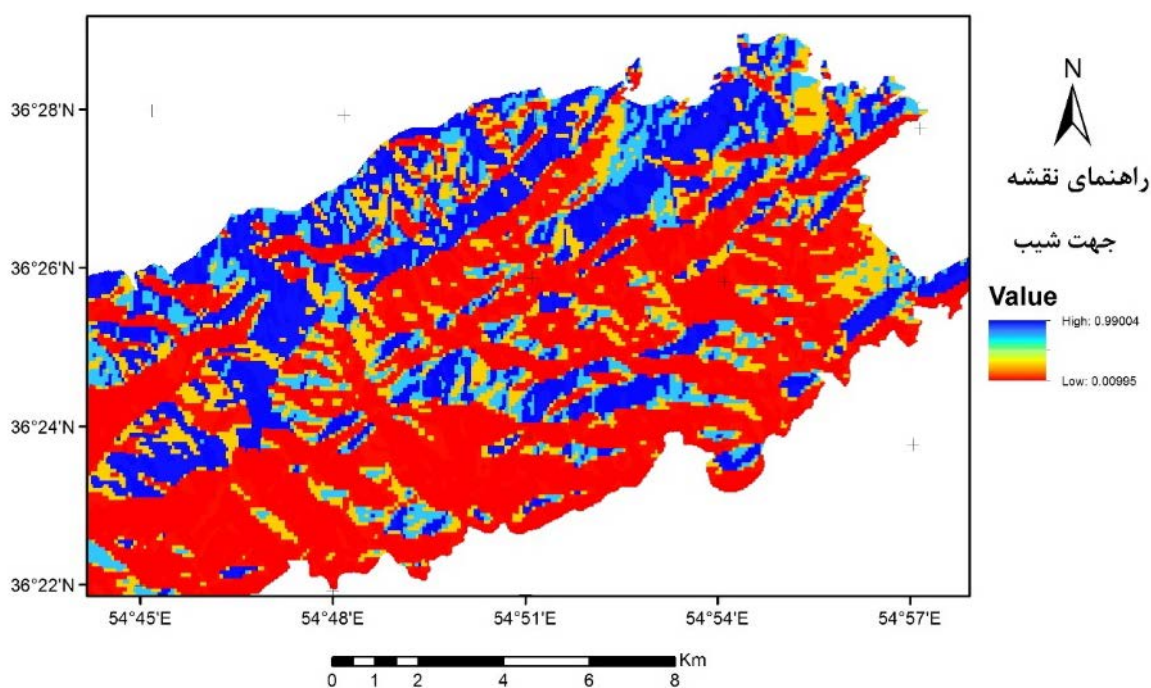
شکل ۴-۹: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی تراکم زهکشی در محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۱۰: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی واحد‌های سنگی در محدوده مورد مطالعه



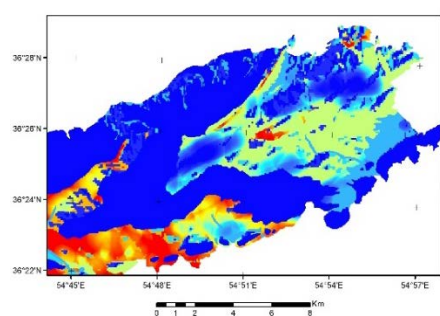
شکل ۴-۱۱: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی مقدار شیب در محدوده مورد مطالعه



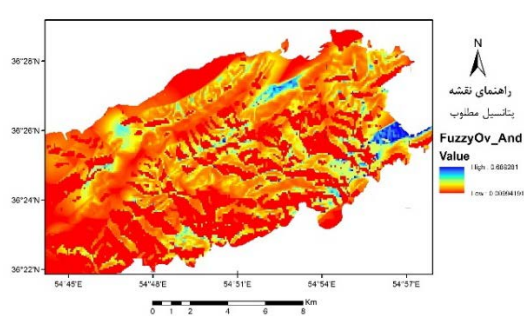
شکل ۴-۱۲: نقشه‌ی فازی شده لایه اطلاعاتی جهت شیب در محدوده مورد مطالعه

برای تلفیق لایه‌های اطلاعاتی از عملگرهای مختلفی استفاده می‌شود از جمله عملگرهای AND، OR،

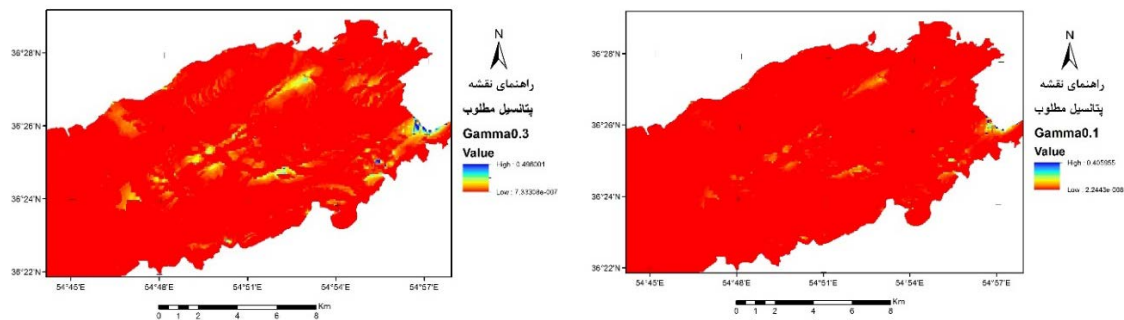
حاصلضرب جبری فازی، جمع جبری فازی و عملگر گامای فازی؛ شکل‌های (۱۳-۱۰ تا ۱۳-۴)



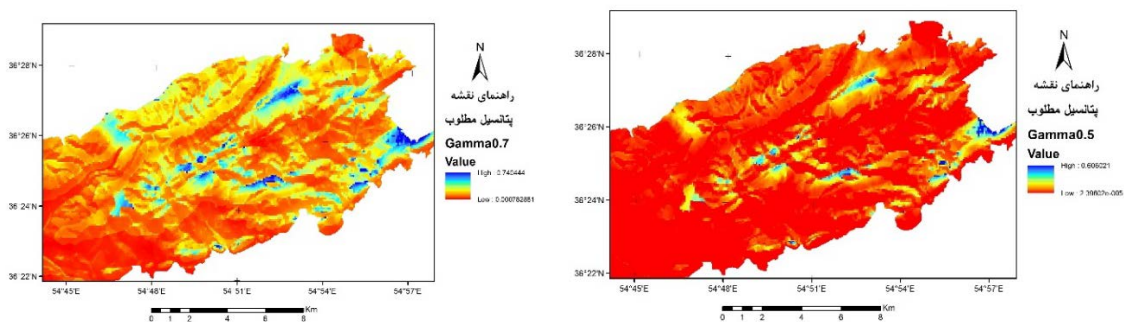
شکل ۴-۱۳: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر OR



شکل ۴-۱۴: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر And

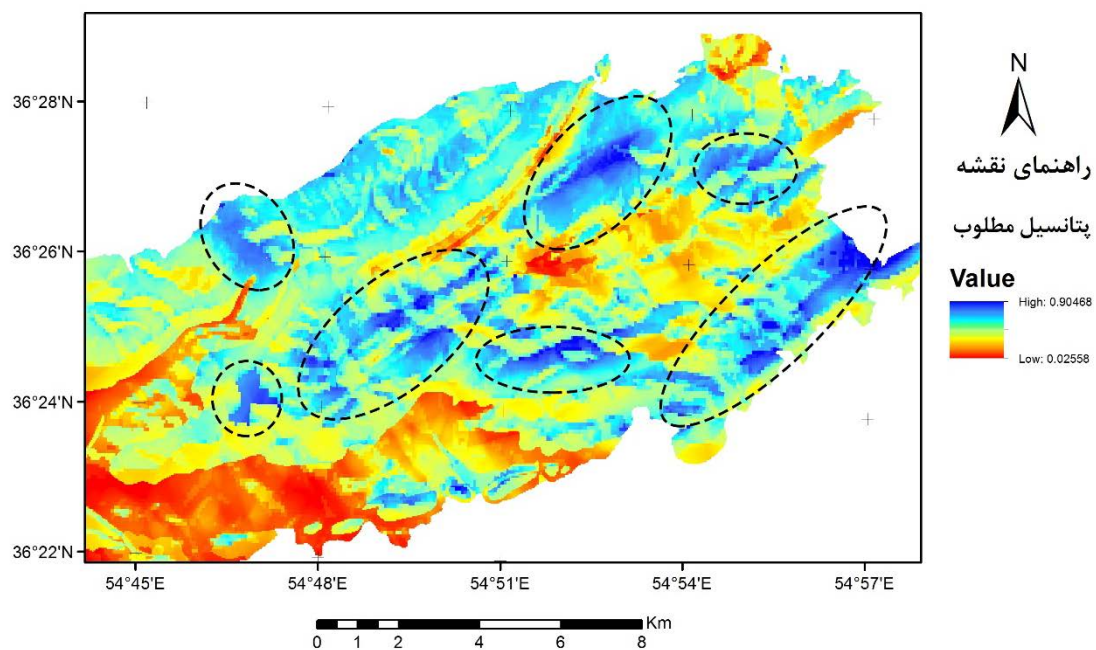


شکل ۴-۱۵: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر Gamma 0.1 شکل ۴-۱۶: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر Gamma 0.3



شکل ۴-۱۷: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر Gamma 0.5 شکل ۴-۱۸: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر Gamma 0.7

بهترین نقشه پتانسیل مطلوب با استفاده از عملگر فازی گاما تهیه و مشاهده گردید؛ نقشه حاصل از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی آب زیرزمینی با استفاده از عملگر گامای فازی با مقدار گامای ۰,۹ در شکل (۴-۱۹) مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۱۹: تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر Gamma 0.9

مطابق اشکال (۴-۶)، (۴-۷) و (۴-۱۹) که از روش‌های تلفیق هم‌پوشانی ساده، روش هم‌پوشانی وزن‌دار و روش فازی تهیه شده‌اند مناطق مطلوب جهت آب زیرزمینی به رنگ سرمه‌ای تا آبی‌رنگ در نظر گرفته شده‌اند. بنابراین برای برداشت داده‌های گرانی‌سنجی، محدوده‌ای در منطقه تپال در نظر گرفته شد.

فصل پنجم

طراحی، برداشت و پردازش

داده‌های گرانی سنجی

۵-۱- مقدمه

امروزه کاربرد تغییرات گرانی‌سنجی در اکتشاف منابع آب زیرزمینی در مقیاس ناحیه‌ای کاملاً شناخته شده است. روش گرانی‌سنجی که اساس آن نیروی گرانش زمین است، یکی از روش‌های ژئوفیزیک اکتشافی است که برای بررسی و اکتشاف ذخایر و منابع زیرزمینی مانند مواد معدنی، نفت، گاز، آب زیرزمینی و همچنین شناسایی ساختارهای زیرسطحی مانند حفرات و آثار باستانی کاربرد فراوان دارد. با توجه به وجود تباین چگالی بین بخش‌های متخلخل و زون آبدار با سنگ‌های اطراف، امکان بررسی تغییرات سفره آب با روش گرانی‌سنجی و با استفاده از دستگاه‌های با دقت بالا وجود دارد. در اکتشافات ژئوفیزیکی به منظور صرفه‌جویی در زمان و هزینه‌های اکتشافی؛ لازم است پیش از برداشت داده‌ها به طراحی شبکه برداشت متناسب با هدف یا ساختار اکتشافی پرداخته شود. در ادامه این فصل معرفی مختصری از منطقه مورد مطالعه ارائه می‌شود و سپس به توضیح برداشت، پردازش و تفسیر داده‌ها پرداخته می‌شود.

۵-۲- موقعیت جغرافیایی و مسیرهای دسترسی

محدوده مورد مطالعه در عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۵۴ درجه و ۴۶ دقیقه تا ۵۵ درجه شرقی قرار دارد. راه‌های اصلی دسترسی به منطقه مورد مطالعه جاده‌های درجه یک (آسفالته) دامغان به شاهرود، بسطام و مجن به شاهرود و جاده معدن طزره می‌باشد. سایر جاده‌های منطقه از نوع درجه دو مانند جاده معدن آموزشی دهملا و جاده‌های درجه سه می‌باشد که مجموعاً دستیابی به برون‌زدهای منطقه را امکان‌پذیر نموده است. در شکل زیر محدوده برداشت و همچنین مسیر دسترسی مشاهده می‌شود.



شکل ۵-۱: محدوده مورد مطالعه و مسیر دسترسی

۵-۳- طراحی شبکه

همانطور که در نقشه‌های تهیه شده و تصاویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود، منطقه مورد مطالعه دارای گسل‌ها و آبراهه‌های فراوان درون واحدهای سنگی آهکی است. برای بررسی سفره‌های آب زیرزمینی تصمیم گرفته شد که در مسیر آبراهه‌ها که اکثر آن‌ها در مسیر گسل‌ها شکل گرفته‌اند عملیات برداشت صورت گیرد. بنابراین با توجه به نقشه‌های پتانسیل مطلوب و هم‌پوشانی آن‌ها در نرم افزار Google earth، محدوده مورد مطالعه بررسی و نقطه مبنا در یک مکان مناسب و نقاط برداشت درون آبراهه تعیین شدند.

۵-۴- برداشت صحرائی

قبل از شروع برداشت، دستگاه گرانی‌سنج به مدت ۴۸ ساعت در یک نقطه ثابت در آزمایشگاه گرانی-سنجی روشن شد و تغییرات گرانی برای بررسی خطی بودن رانه دستگاه قرائت گردید. بدین ترتیب میزان خطای بدست آمده، در طول برداشت روزانه، توسط دستگاه به صورت خودکار بر روی داده‌ها اعمال شد.

پس از حضور در منطقه، ابتدا نقطه مبنا مشخص و جهت برداشت‌های تکراری انتخاب شد. مقدار گرانی نسبی این نقطه به وسیله دستگاه گرانی‌سنج CG5 اندازه‌گیری و ثبت شد. محدوده مورد نظر دارای آبراهه‌های متعدد، گسل‌های فراوان و توپوگرافی شدید است. شکل (۲-۵) نمایی از شکستگی‌های موجود در محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد. در این محدوده دو رودخانه اصلی وجود دارد که این دو رودخانه در نزدیک نقطه مبنا به هم متصل می‌شوند. طبق طراحی از پیش انجام شده، نقاط مختلف با فاصله ۲۰۰ متر درون دو رودخانه برداشت گردید و همچنین در آبراهه‌های منتهی به این دو رودخانه برداشت گرانی‌سنجی انجام شد. برای قرائت هر ایستگاه، دستگاه گرانی‌سنج بر روی سه‌پایه قرار داده شده و پس از تراز کردن دستگاه، قرائت نقطه انجام می‌شد. در طول برداشت اگر انحراف معیار ثبت شده توسط دستگاه بیشتر از ۰/۱ مشاهده می‌شد قرائت آن نقطه دوباره صورت می‌گرفت. برای تصحیح رانه دستگاه نیز، نقطه مبنا هر دوساعت یک بار قرائت می‌شد. در حین قرائت دستگاه گرانی‌سنج، مختصات نقاط توسط GPS ثبت می‌گردید. نمونه‌ای از برگه برداشت داده‌ها را در شکل (۳-۵) مشاهده می‌کنید.



شکل ۵-۲: نمایی از شکستگی‌های موجود در محدوده مورد مطالعه

Station	X	Y	Z	Grav(M Gal)	S.D	Time	Note
۹۹۹	۳۰۹۶۹۸	۴۰۳۱۹۸۸	۱۶۰۵	۵۸۱۱,۱۶۳	۰/۰۰۷	۱۰:۵۴:۱۹	
۱	۳۰۹۶۹۶	۴۰۳۱۹۷۲	۱۶۰۳	۵۸۱۱,۹۵	۰/۰۰۷	۱۰:۱۳:۵۸	
۲	۳۰۹۵۹۴	۴۰۳۱۸۰۱	۱۶۳۹	۵۸۰۷,۷۳۷	۰/۰۰۷	۱۰:۲۵:۴۷	
۳	۳۰۹۶۲۸	۴۰۳۱۷۲۶	۱۶۵۲	۵۸۰۱,۶۳۴	۰/۰۰۳	۱۰:۲۶:۵۳	
۴	۳۰۹۴۱۱	۴۰۳۱۷۴۳	۱۶۵۵	۵۸۰۳,۴۶۴	۰/۰۰۹	۱۰:۳۵:۳۹	
۵	۳۰۹۳۱۹	۴۰۳۱۷۲۸	۱۶۶۱	۵۸۰۱,۵۶۲	۰/۰۰۹	۱۰:۴۸:۲۹	
۶	۳۰۹۱۸۴	۴۰۳۱۷۲۷	۱۶۶۸	۵۷۹۹,۶۶۸	۰/۰۰۹	۱۱:۰۰:۵۲	
۷	۳۰۹۱۵۹	۴۰۳۱۸۱۴	۱۶۶۳	۵۷۹۵,۶۶۸	۰/۰۱۱	۱۱:۰۷:۲۹	
۸	۳۰۹۰۹۴	۴۰۳۱۸۱۴	۱۷۰۰	۵۷۹۶,۷۷۲	۰/۰۱۴	۱۱:۱۴:۳۲	
۹	۳۰۹۱۳۵	۴۰۳۱۷۱۵	۱۶۷۱	۵۷۹۹,۶۱۸	۰/۰۱۵	۱۱:۲۱:۵۸	
۱۰	۳۰۹۰۴۷	۴۰۳۱۵۹۳	۱۶۸۰	۵۷۹۴,۵۲۵	۰/۰۰۷	۱۱:۲۸:۵۴	
۱۱	۳۰۸۹۵۳	۴۰۳۱۶۳۱	۱۶۷۷	۵۷۹۶,۳۹۸	۰/۰۰۱	۱۱:۳۶:۰۱	
۱۲	۳۰۸۹۰۹	۴۰۳۱۵۱۰	۱۷۰۳	۵۷۹۹,۸۵۱	۰/۰۰۹	۱۱:۴۳:۲۷	
۱۳	۳۰۸۸۵۹	۴۰۳۱۴۵۳	۱۷۲۳	۵۷۸۷,۰۵۷	۰/۰۰۸	۱۱:۴۶:۵۴	
۱۴	۳۰۸۸۲۵	۴۰۳۱۷۶۹	۱۷۰۰	۵۷۹۳,۹۸۲	۰/۰۰۶	۱۲:۰۴:۲۷	
۹۹۹	۳۰۹۶۹۸	۴۰۳۱۹۸۸	۱۶۰۵	۵۸۱۱,۹۸۹	۰/۰۰۶	۱۲:۳۳:۵۱	
۹۹۹	۳۰۹۶۹۸	۴۰۳۱۹۸۸	۱۶۰۵	۵۸۱۱,۹۵۱	۰/۰۰۹	۱۳:۰۵:۲۷	
۱۵	۳۰۹۵۲۹	۴۰۳۲۵۳۷	۱۶۲۳	۵۸۱۰,۳۴۸	۰/۰۰۷	۱۳:۵۸:۳۴	
۱۶	۳۰۹۳۹۷	۴۰۳۲۱۶۳	۱۶۲۷	۵۸۰۷,۷۶۸	۰/۰۰۸	۱۴:۰۶:۳۴	
۱۷	۳۰۹۲۳۸	۴۰۳۲۲۲۸	۱۶۳۷	۵۸۰۷,۹۵۱	۰/۰۰۱	۱۴:۱۲:۳۶	
				۵۸۰۵,۷۷۱	۰/۰۰۱	۱۴:۲۱:۳۶	

شکل ۵-۳: نمونه برگه یادداشت داده‌ها در محدوده مورد مطالعه

۵-۵- پیش پردازش داده‌ها و تصحیحات

پس از برداشت داده‌ها، برای تعیین اثر آنومالی‌ها، لازم است کلیه عوامل مزاحم حذف شود. تصحیحات لازم از قبیل رانه دستگاه، عرض جغرافیایی، هوای آزاد و بوگه ساده طبق معادلات و فرمول‌هایی که قبلاً اشاره شد در محیط نرم‌افزار اکسل محاسبه گردید و اثر هر یک از عوامل مزاحم برطرف شد. دستگاه گرانی‌سنج، تصحیح رانه را به صورت خودکار انجام می‌دهد؛ با این حال به منظور دقت بیشتر، تصحیح رانه به روشی که در فصل دو ذکر گردید، بر روی داده‌ها انجام شد.

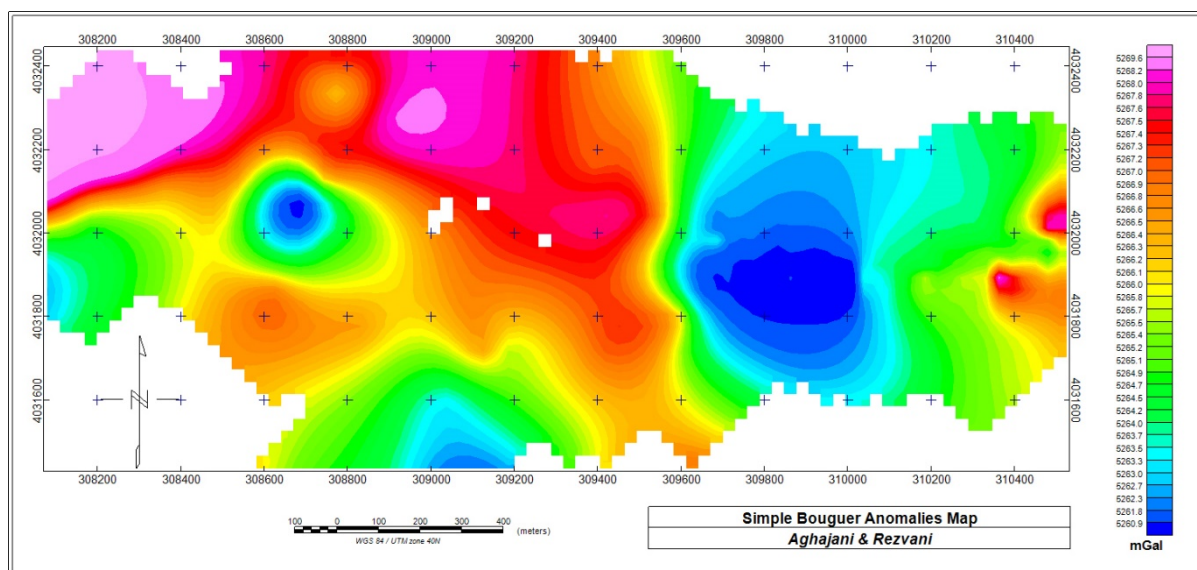
برای انجام تصحیح عرض جغرافیایی، همه‌ی داده‌ها نسبت به بالاترین عرض جغرافیایی در محدوده اکتشافی منظم شدند و سپس با استفاده از رابطه (۲-۱۴) مقدار تصحیح عرض جغرافیایی محاسبه و بر روی داده‌ها اعمال شد. پس از تصحیح دریافت و عرض جغرافیایی به منظور انتقال داده‌ها به یک سطح مبنای ارتفاعی، تصحیح هوای آزاد مطابق رابطه (۲-۱۷) انجام شد و همه‌ی داده‌ها به سطح مبنا که سطح آب‌های آزاد است، منتقل شد. پس از محاسبه این تصحیحات و حذف آن‌ها از داده‌های برداشت شده، مقدار آنومالی بوگه ساده به دست می‌آید.

برای انجام تصحیح بوگه ساده با توجه به این که محدوده چگالی سنگ‌های آهکی بین ۲/۵ تا ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب است (Milanovic', 1981) از چگالی متوسط پوسته قاره‌ای ($\rho = 2.67 \frac{gr}{cm^3}$)

استفاده شد. اثر گرانی تخت بوگه مطابق رابطه (۵-۱) در محیط نرم افزار اکسل محاسبه و از مقادیر آنومالی هوای آزاد کم شد. شکل (۵-۴) نقشه آنومالی بوگه ساده را نشان می‌دهد.

$$g_{SB} = G_{dc} + dg_{\phi} + dg_{FA} - dg_{SB} \quad (۵-۱)$$

که آن g_{SB} آنومالی بوگه ساده، G_{dc} مقدار گرانی مشاهده‌ای که تصحیح رانه از آن کم شده است، dg_{ϕ} تصحیح عرض جغرافیایی، dg_{FA} تصحیح هوای آزاد و dg_{SB} تصحیح بوگه ساده است.



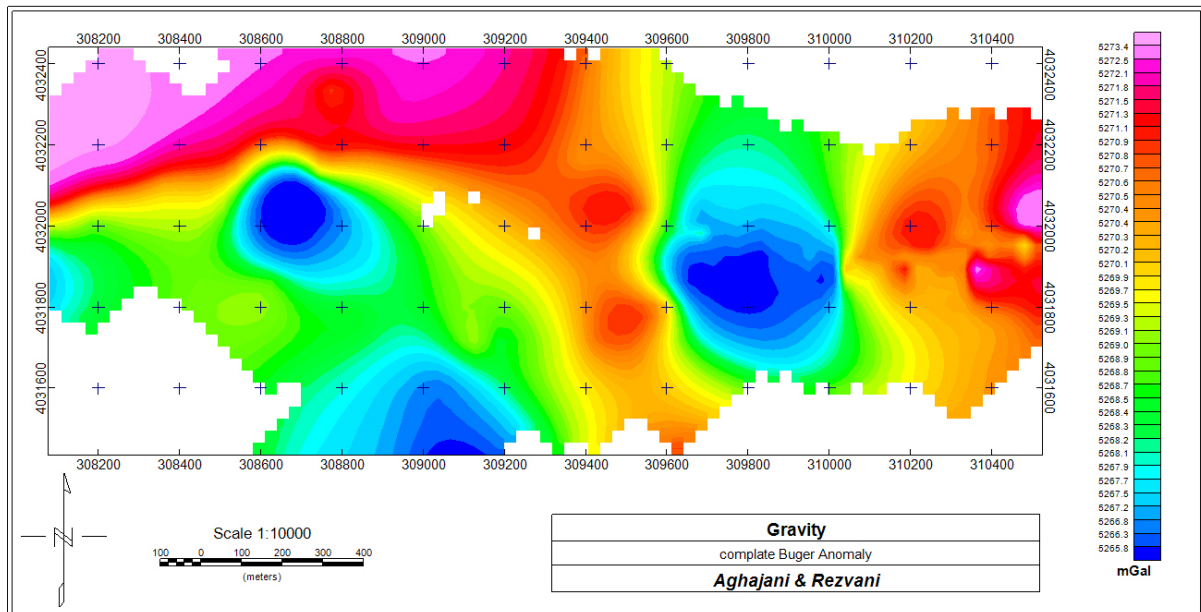
شکل ۵-۴: آنومالی بوگه ساده

عامل دیگر که اثر آن باید از روی داده‌های گرانی (یعنی بوگه ساده) حذف شود، اثر توپوگرافی است که به منظور تصحیح توپوگرافی از نرم افزار ژئوسافت استفاده گردید.

۵-۶- تصحیح توپوگرافی

به دلیل توپوگرافی نسبتاً شدید منطقه تصحیح توپوگرافی ضروری است. برای محاسبه‌ی این تصحیح از گزینه Terrain در نرم‌افزار ژئوسافت استفاده شد. در نرم‌افزار ژئوسافت برای محاسبه اثر توپوگرافی نیاز به یک نقشه‌ی توپوگرافی محلی و یه نقشه توپوگرافی منطقه‌ای است؛ که نقشه توپوگرافی محلی مربوط به محدوده‌ی اکتشافی است که همزمان با برداشت داده تهیه شد. با استفاده از نقشه محلی و نقشه

منطقه‌ای و داده‌های گرانی مقدار تصحیح توپوگرافی برای هر ایستگاه محاسبه شد؛ و نقشه آنومالی بوگه کامل بدست آمد.



شکل ۵-۵: آنومالی بوگه کامل

منظور از گرانی بوگه ساده یا کامل همان آنومالی گرانی نسبی است که به وسیله دستگاه قرائت شده و کلیه تصحیحات روی آن انجام شده است.

$$\Delta g_B = G_{dc} + dg_{\varphi} + dg_{FA} - dg_{SB} + dg_T \quad (۲-۵)$$

که در آن Δg_B آنومالی بوگه کامل، G_{dc} مقدار گرانی مشاهده‌ای که تصحیح رانه از آن کم شده است، dg_{φ} تصحیح عرض جغرافیایی، dg_{FA} تصحیح هوای آزاد، dg_{SB} تصحیح بوگه ساده، dg_T تصحیح توپوگرافی است. با مشاهده نقشه آنومالی بوگه، سه آنومالی کمینه (به رنگ آبی) مشاهده می‌شود که آنومالی موجود در جنوب منطقه، به دلیل اینکه در حاشیه است، قابل اعتماد نیست. دو آنومالی در وسط نقشه مشاهده می‌شوند که محدوده وسیعی را در بر می‌گیرند می‌توانند نشان دهنده منطقه حاوی

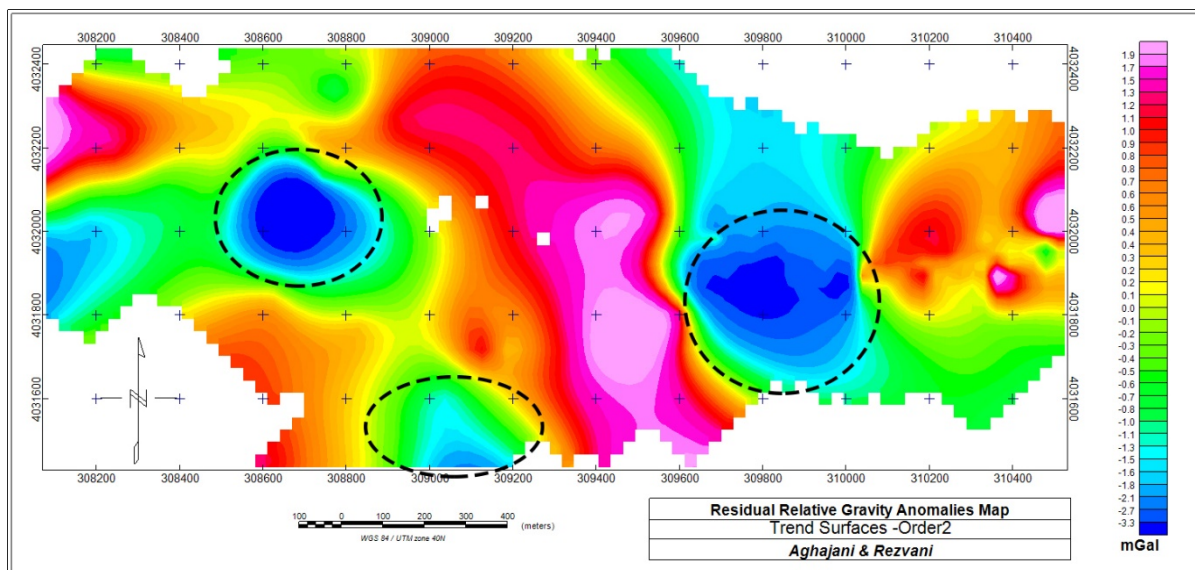
شکستگی، حفرات زیرسطحی باشند؛ که قابلیت تمرکز آب زیرزمینی است. برای بررسی وضعیت آنومالی - های موجود نیاز است که آنومالی های منطقه ای که مرتبط با ساختارهای عمیق هستند از آنومالی های باقیمانده که مرتبط با ساختارهای کم عمق هستند از یکدیگر جدا شوند.

۵-۷- تفکیک آنومالی ها

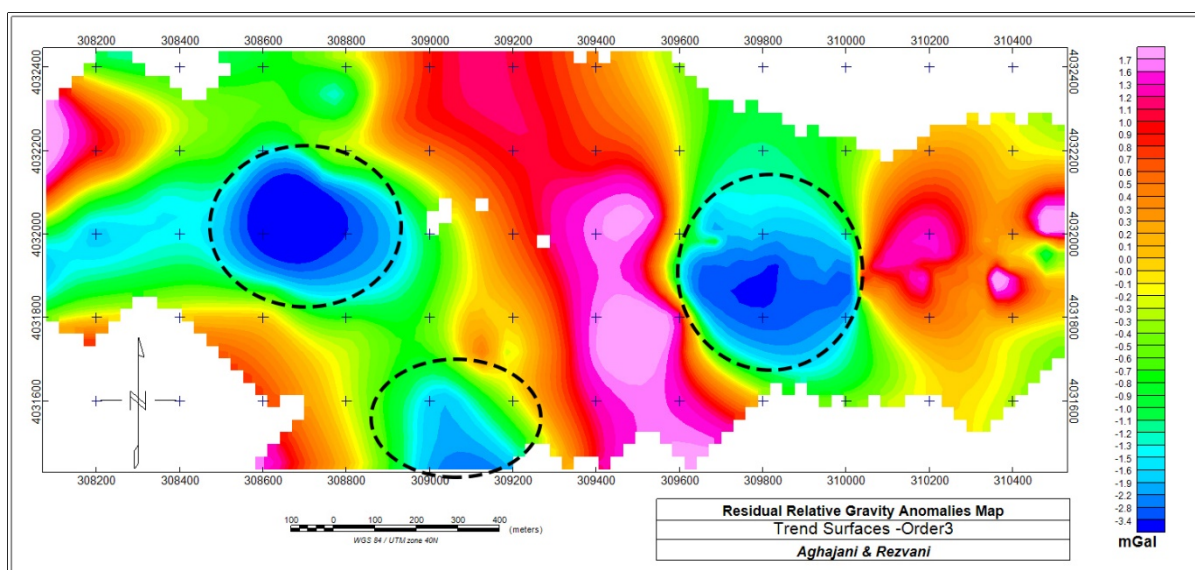
هدف از انجام تصحیحات گرانی، دستیابی به آنومالی گرانی ناشی از هدف اکتشافی مورد نظر می باشد. با انجام تصحیحات مختلف و حذف اثرات اضافی، آنومالی بوگه کامل محاسبه شد، که مربوط به اثر زمین شناسی است. اما این آنومالی اثر ناشی از منابع زمین شناسی از سطح زمین تا ژئوئید را در بر می گیرد. به همین دلیل با توجه به هدف اکتشافی، باید اثر منابع عمیق از اثر منابع کم عمق جدا شوند. روش های مختلفی برای تفکیک آنومالی وجود دارد که در اینجا از پنج روش متداول روند سطحی، ادامه فراسو، ادامه فروسو، مشتق قائم و زاویه تمایل استفاده شده و نتایج بررسی شد.

۵-۷-۱- روند سطحی

با استفاده از نرم افزار ژئوسافت، فیلتر روند سطحی درجه دوم شکل (۵-۶) و درجه سوم شکل (۵-۷) به داده ها اعمال شد. همانطور که ملاحظه می شود نقشه آنومالی باقیمانده حاصل از اعمال فیلتر روند سطح درجه دوم و درجه سوم تا حدود زیادی همدیگر را تأیید می کنند و آنومالی های اصلی مشخص هستند.



شکل ۵-۶: آنومالی باقیمانده گرانی پس از اعمال فیلتر روند سطحی درجه دوم

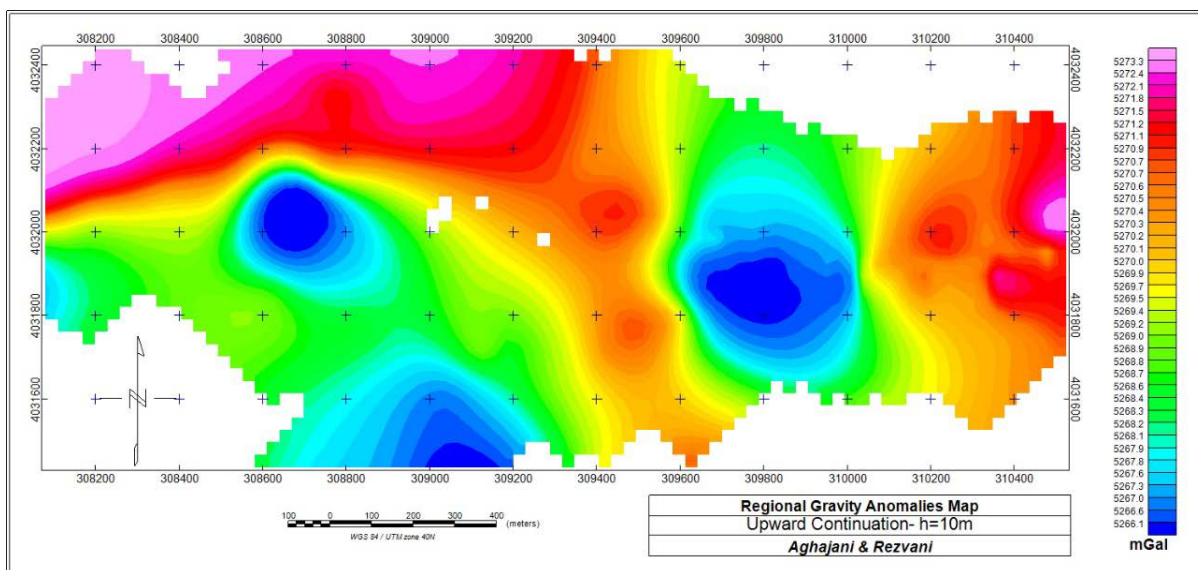


شکل ۵-۷: آنومالی باقیمانده گرانی پس از اعمال فیلتر روند سطحی درجه سوم

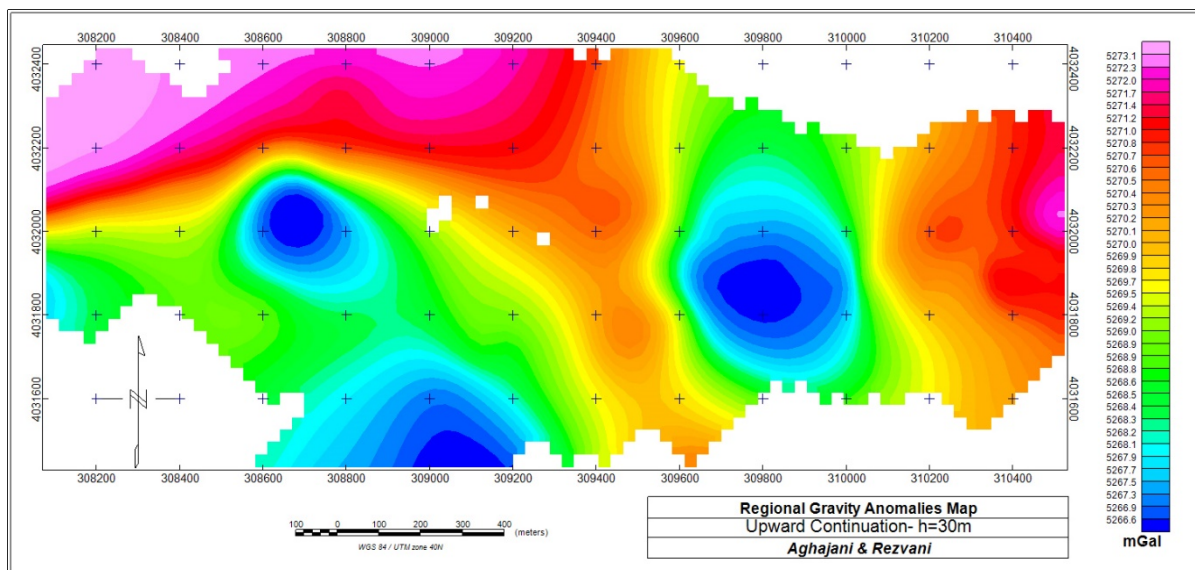
با هم‌پوشانی نقشه آنومالی گرانی باقیمانده دوم روی تصاویر ماهواره‌ای گوگل ارث، معلوم می‌شود که آنومالی شرقی در محل گسل خوردگی چندتایی و شکستگی است و آنومالی غربی و جنوب غربی در محدوده سنگ‌های آهکی می‌باشد.

۵-۷-۲- ادامه فراسو

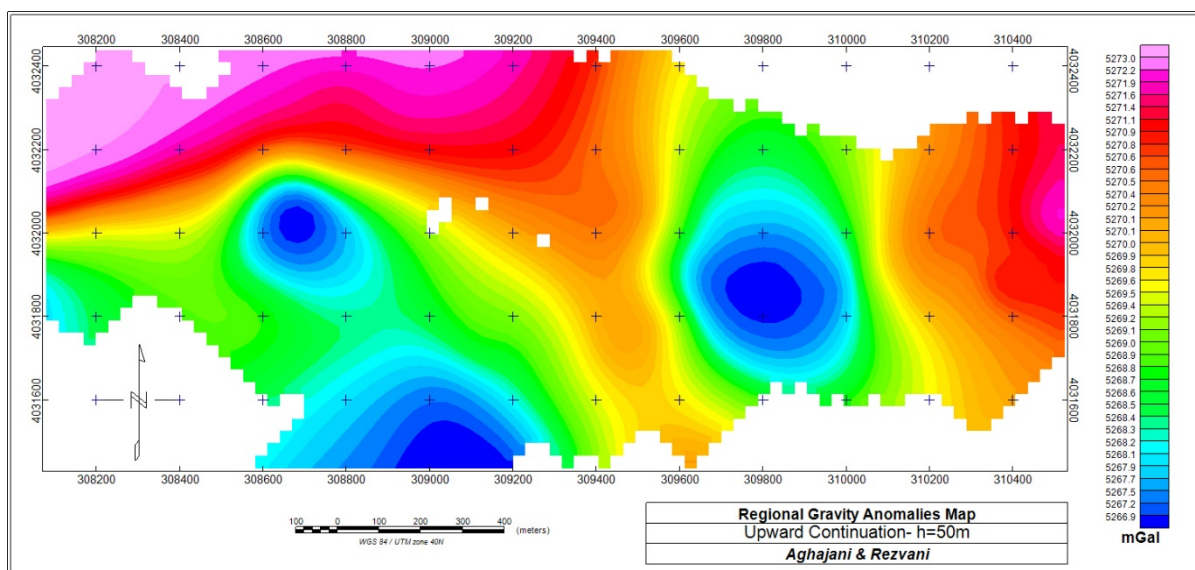
به منظور تفکیک آنومالی و همچنین بدست آوردن تفسیر کیفی از عمق آنومالی، از فیلتر ادامه فراسو استفاده شد. از آنجا که اطلاعاتی از عمق آنومالی‌ها وجود ندارد، لذا فیلتر ادامه فراسو برای ارتفاع‌های ۱۰ متر تا ۲۰۰ متری محاسبه شد و نقشه‌های مربوط به آن‌ها رسم گردید. نقشه‌های مربوط به ارتفاع فراسوی ۱۰ متر، ۳۰ متر، ۵۰ متر، ۱۰۰ متر، ۱۵۰ متر و ۲۰۰ متر در شکل‌های ۵-۸ تا ۵-۱۳ نمایش داده شده است.



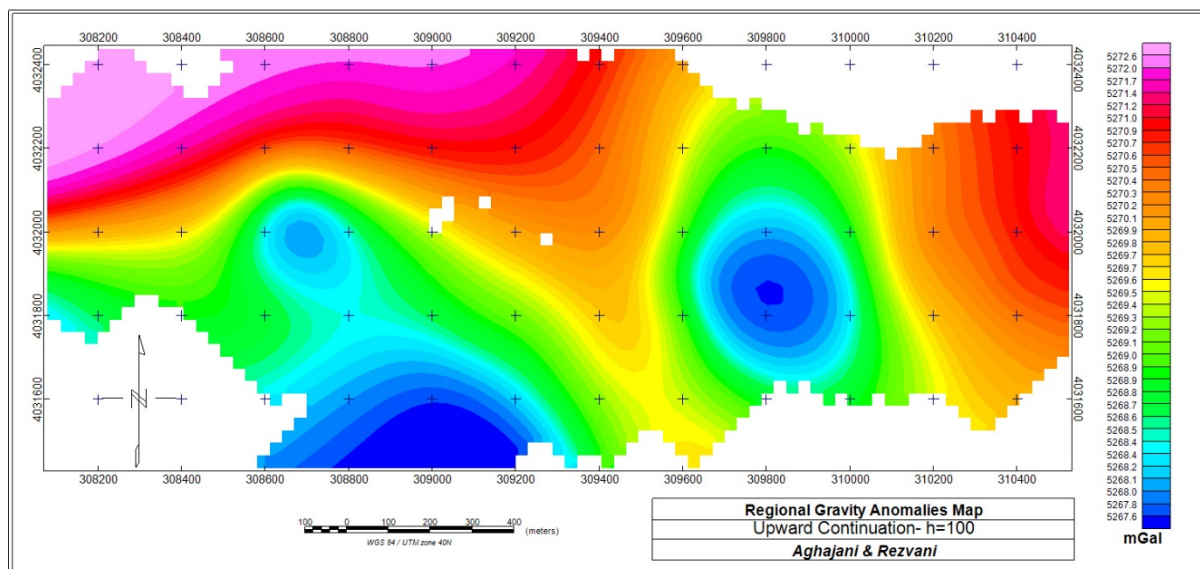
شکل ۵-۸: ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰ متر



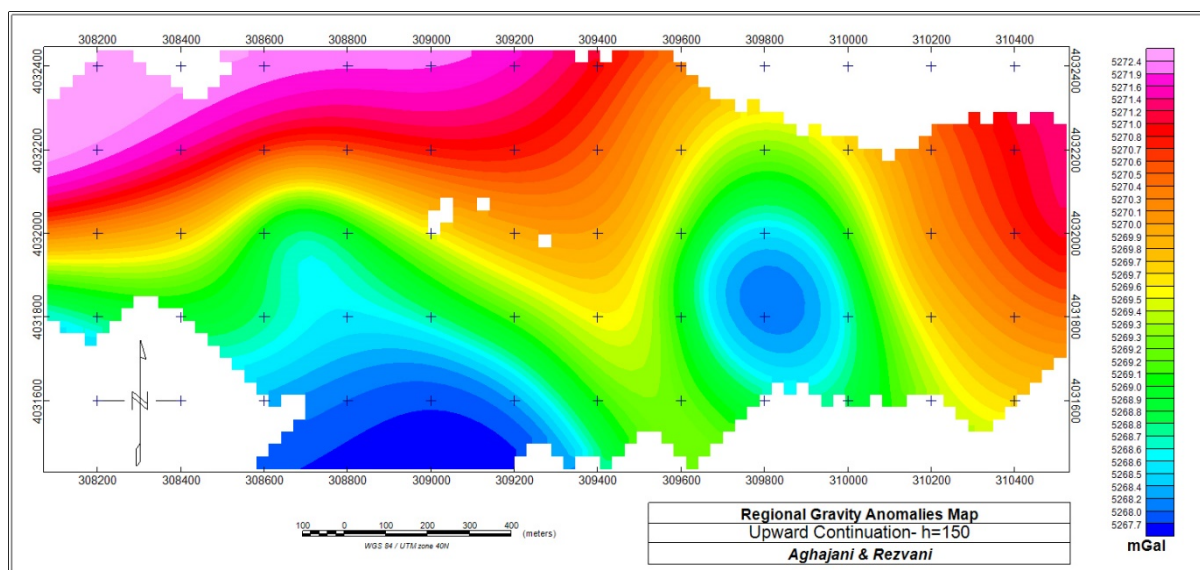
شکل ۵-۹: ادامه فراسو به ارتفاع ۳۰متر



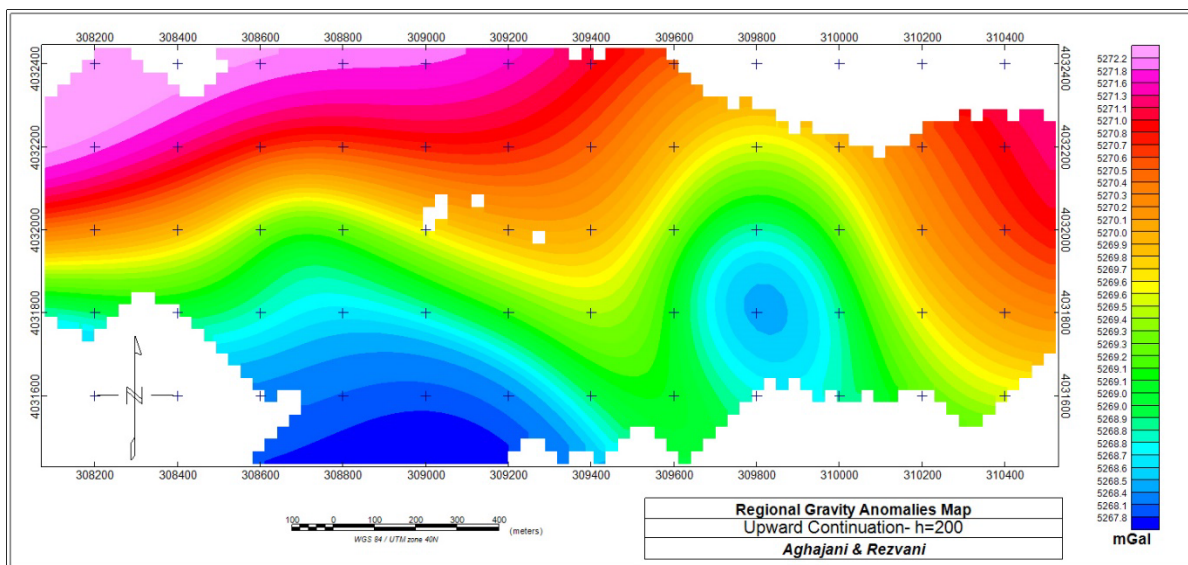
شکل ۵-۱۰: ادامه فراسو به ارتفاع ۵۰متر



شکل ۵-۱۱: ادامه فراسو به ارتفاع ۱۰۰ متر



شکل ۵-۱۲: ادامه فراسو به ارتفاع ۱۵۰ متر

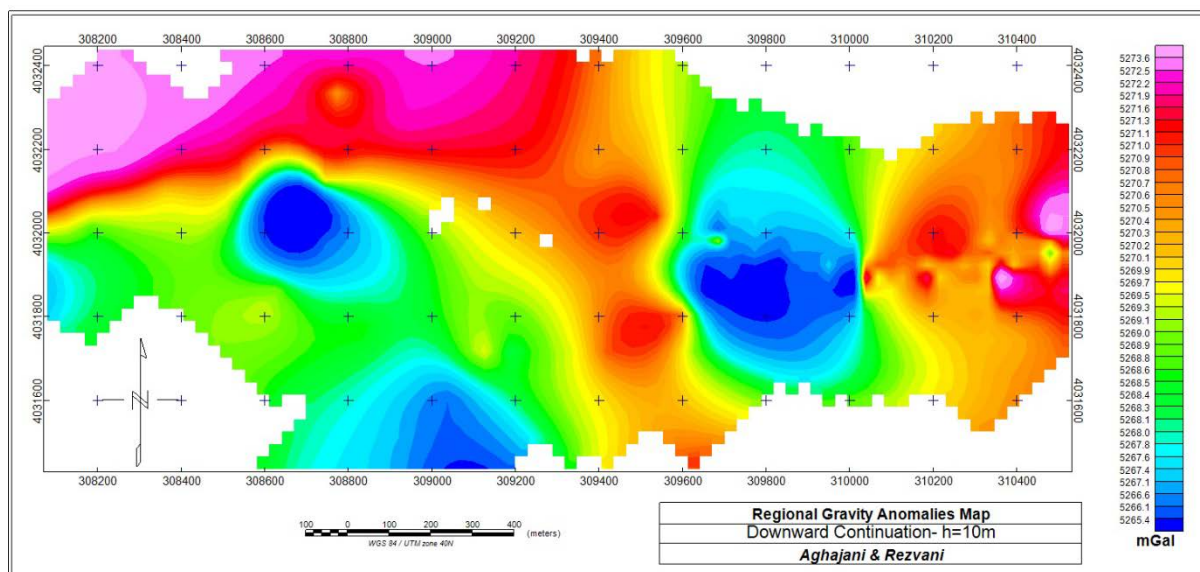


شکل ۵-۱۳: ادامه فراسو به ارتفاع ۲۰۰ متر

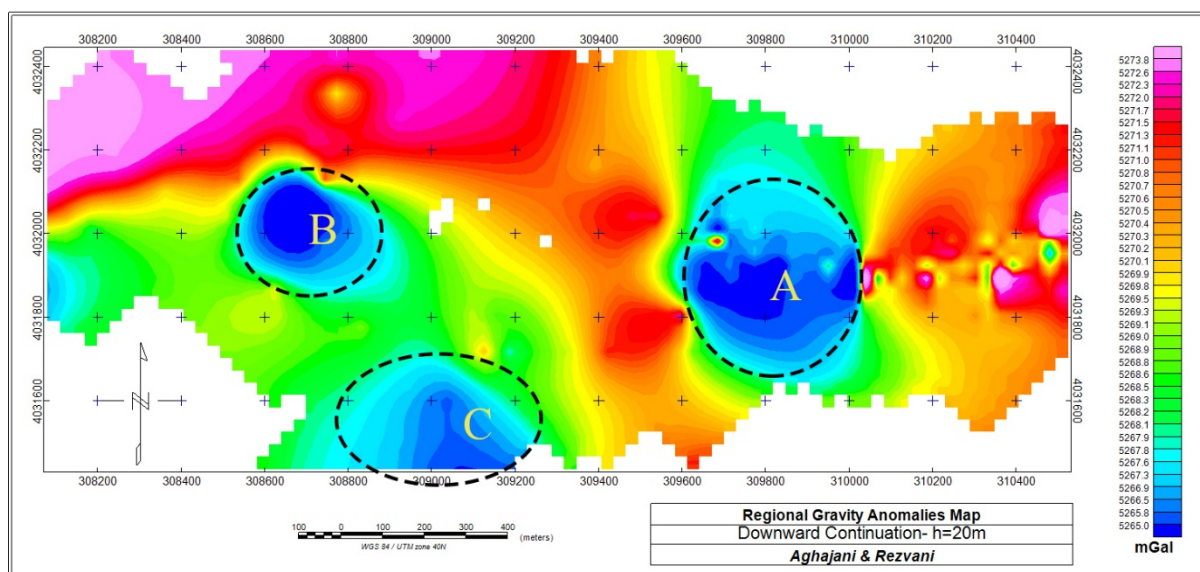
مطابق اشکال (۵-۸ تا ۵-۱۳) که نتایج بکارگیری فیلتر ادامه فراسو را نشان می‌دهد پس از عبور از ۱۰۰ متری اثر آنومالی محلی رو به کاهش رفته و روند ناحیه‌ای به خود می‌گیرد که یک روند افزایشی از جنوب غرب به سمت شمال شرق است.

۵-۷-۳- ادامه فروسو

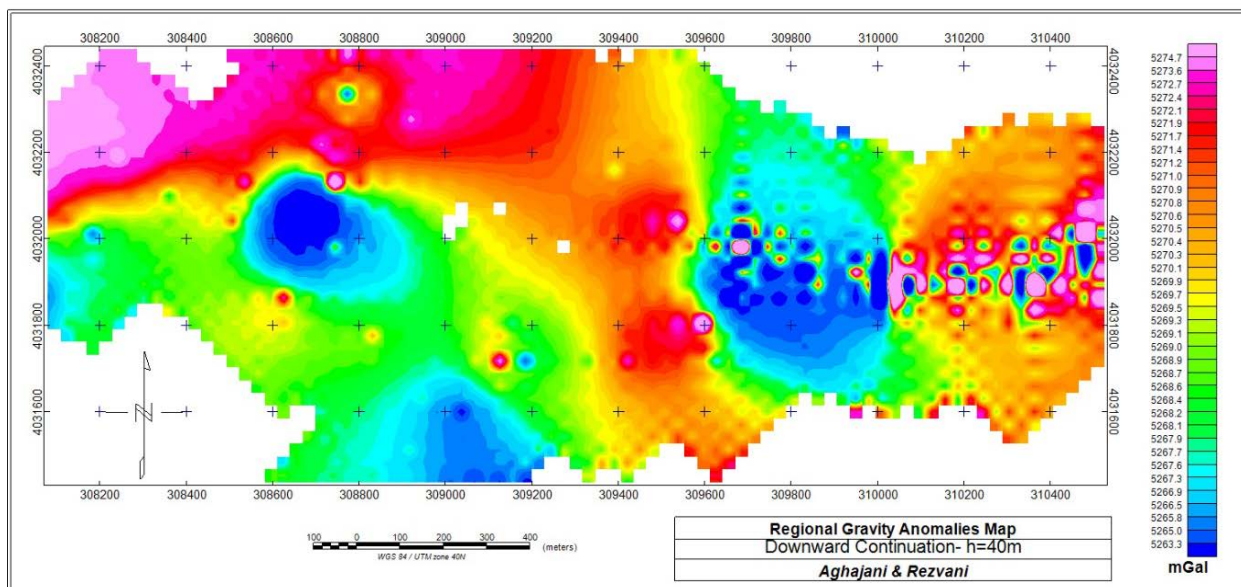
با توجه به حساس بودن فیلتر ادامه فروسو نسبت به نویز و همچنین به خاطر ماهیت این فیلتر، به ازای تغییرات کوچک در راستای عمق، تغییرات بزرگی در آنومالی گرانی ایجاد می‌شود؛ که منجر به اختلال در آنومالی می‌شود. از طرفی شرط استفاده از فیلتر ادامه فروسو اینست که شرایط معادله پواسون برقرار باشد؛ یعنی بین سطح برداشت داده‌ها و سطح گسترش یافته آن‌ها اختلاف جرم وجود نداشته باشد. نقشه‌های مربوط به فیلتر فروسو با عمق‌های ۱۰ متر، ۲۰ متر، ۴۰ متر و ۶۰ متر تهیه شدند. با توجه به وجود آنومالی‌های سطحی فراوان در منطقه و ویژگی‌های ذکر شده در مورد این فیلتر، همانطور که در شکل‌های ۵-۱۴ تا ۵-۱۷ مشاهده می‌شود آنومالی‌ها زیاد عمیق نیستند.



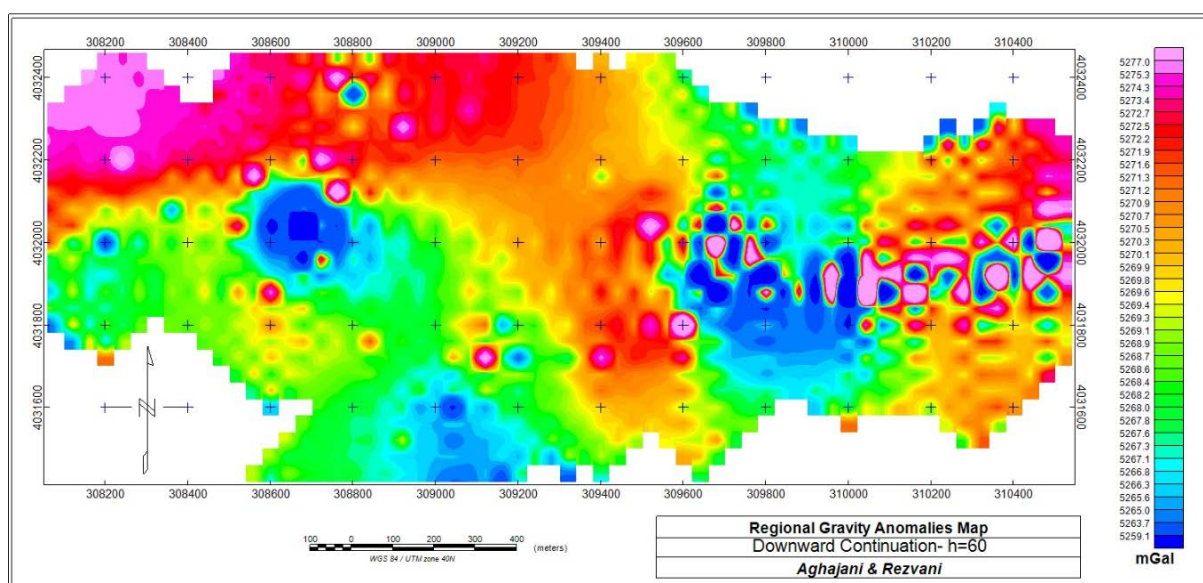
شکل ۵-۱۴: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۱۰ متر



شکل ۵-۱۵: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۲۰ متر



شکل ۵-۱۶: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۴۰ متر

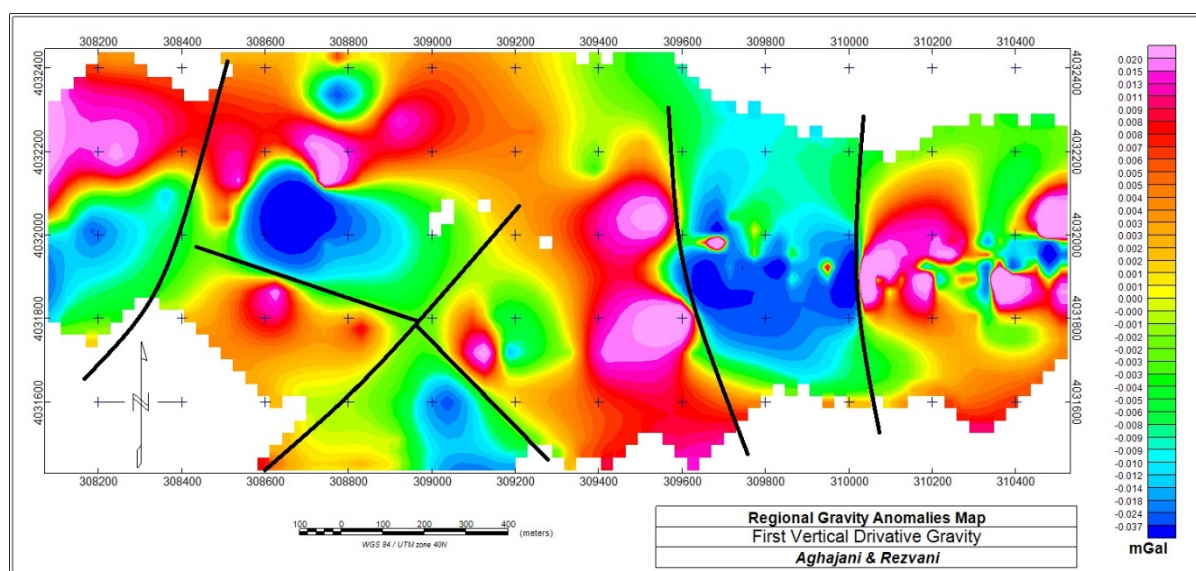


شکل ۵-۱۷: ادامه فروسو میدان گرانی به اندازه ۶۰ متر

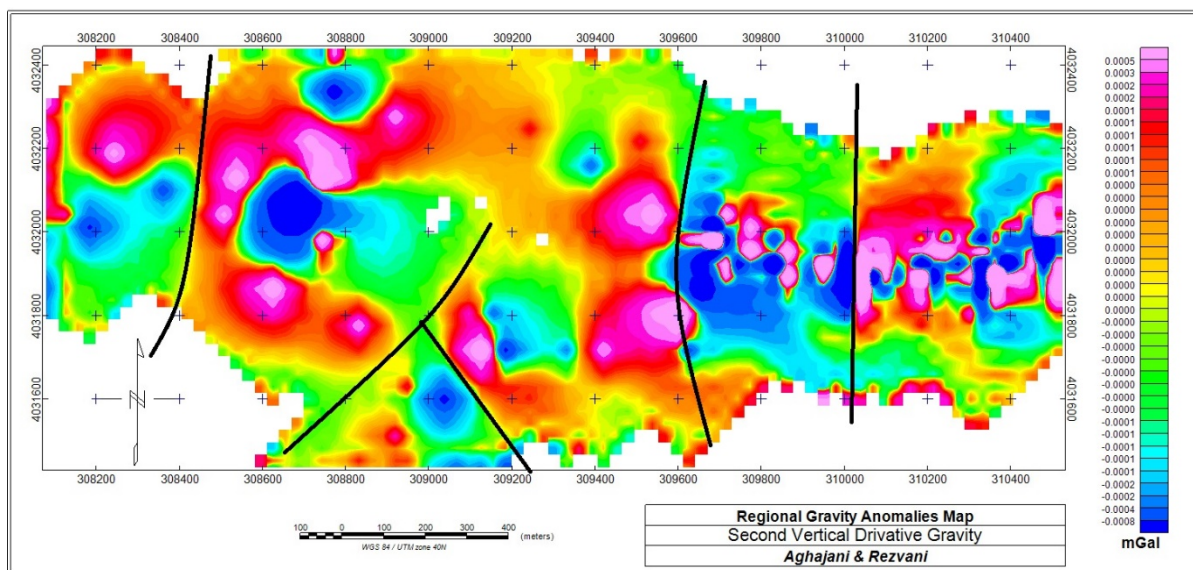
مقایسه نقشه‌های بدست آمده از اعمال فیلتر ادامه فروسو روی داده‌های گرانی نشان می‌دهد که سه آنومالی مد نظر (A,B,C در شکل ۵-۱۵) در گذر از عمق ۴۰ متری گسترش میدان گرانی، آثار نوفه ظاهر شده و از آن به بعد سبب افزایش نوفه شده است. بنابراین به نظر می‌رسد که عمق زیادی نداشته باشد.

۵-۷-۴- مشتق قائم

مشتق‌های قائم مرزهای آنومالی را بارز می‌کند. هرچه مرزهای ساختارهای زیرسطحی تیزتر باشند توانایی مشتق‌ها در تعیین مرزها بیشتر خواهد بود. در نقشه مشتق اول شکل (۵-۱۸) مرز آنومالی‌های موجود مشخص شده است. ویژگی مهم مشتق قائم این است که آنومالی‌های سطحی را بارزتر می‌کند به طوری که در نقشه مشتق قائم دوم شکل (۵-۱۹) آنومالی‌های مثبت و منفی متعددی دیده می‌شود که می‌توانند مرتبط با حفرات و شکستگی‌های سطحی باشند. همچنین در محدوده شرق منطقه می‌توان اثر دو گسل یا شکستگی سطحی را مشاهده کرد. با مشاهده نتایج مشتق‌های قائم اول و دوم، محل آنومالی‌های مذکور و مورد نظر قابل بررسی بوده و علاوه بر آن مرز گسل‌ها و شکستگی‌های ژئوفیزیکی که با مشاهدات صحرایی هماهنگی دارد به خوبی مشخص شده است. این موضوع نشان می‌دهد که علاوه بر کارستی شدن، پدیده گسل خوردگی نیز از عوامل زمین‌شناسی است که توانسته فرآیند انحلال را بیشتر نماید.



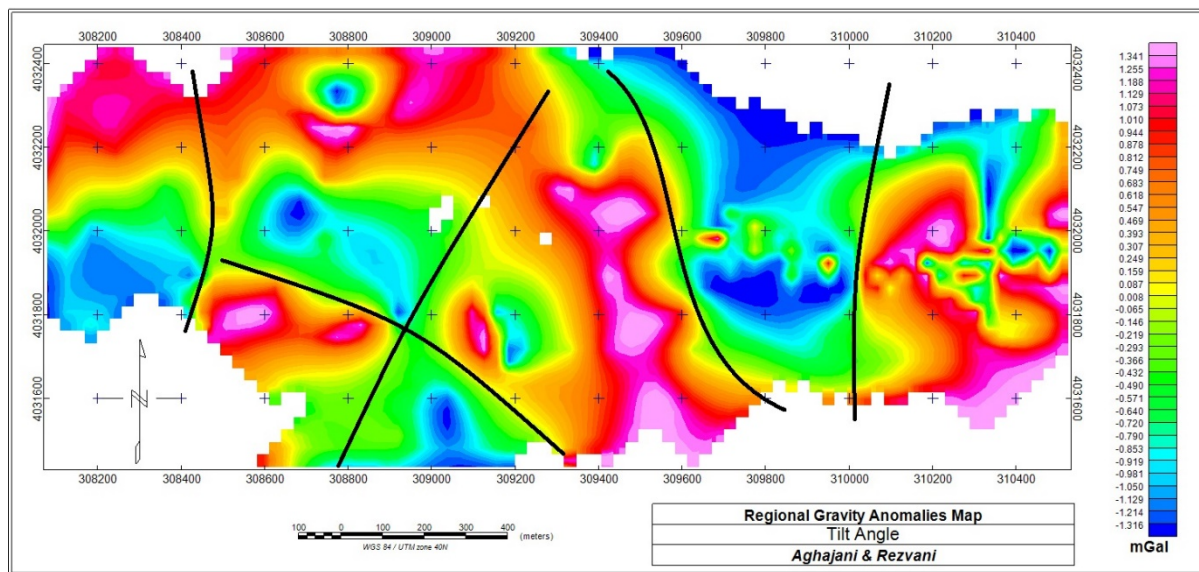
شکل ۵-۱۸: نقشه مشتق قائم اول



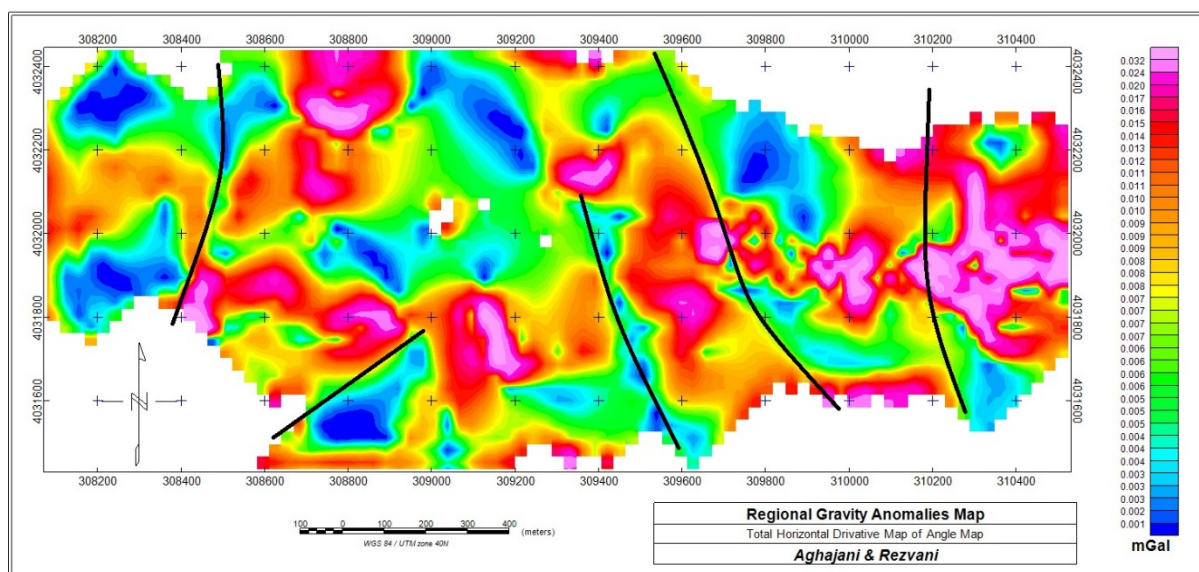
شکل ۵-۱۹: نقشه مشتق قائم دوم

۵-۷-۵- زاویه تمایل

ویژگی فیلتر زاویه تمایل این است که آنومالی‌ها را صرف نظر از عمق قرارگیری‌شان با دقت یکسانی تفکیک می‌کند. این فیلتر بر روی آنومالی مقدار مثبت یا منفی و بر روی مرز آنومالی مقدار صفر دارد. در نقشه زاویه تمایل مرز آنومالی‌های موجود در منطقه مشاهده می‌شوند شکل (۲۰-۵). آنومالی‌های کوچکی که در شکل (۵-۲۱) مشاهده می‌شوند و در نقشه‌ی بوگه کامل وجود ندارند، منشاء عمیق نداشته و مربوط به حفرات سطحی و شکستگی‌های نزدیک به سطح زمین هستند.



شکل ۵-۲۰: نقشه زاویه تمایل



شکل ۵-۲۱: نقشه مشتق افقی کل زاویه تمایل

فصل ششم

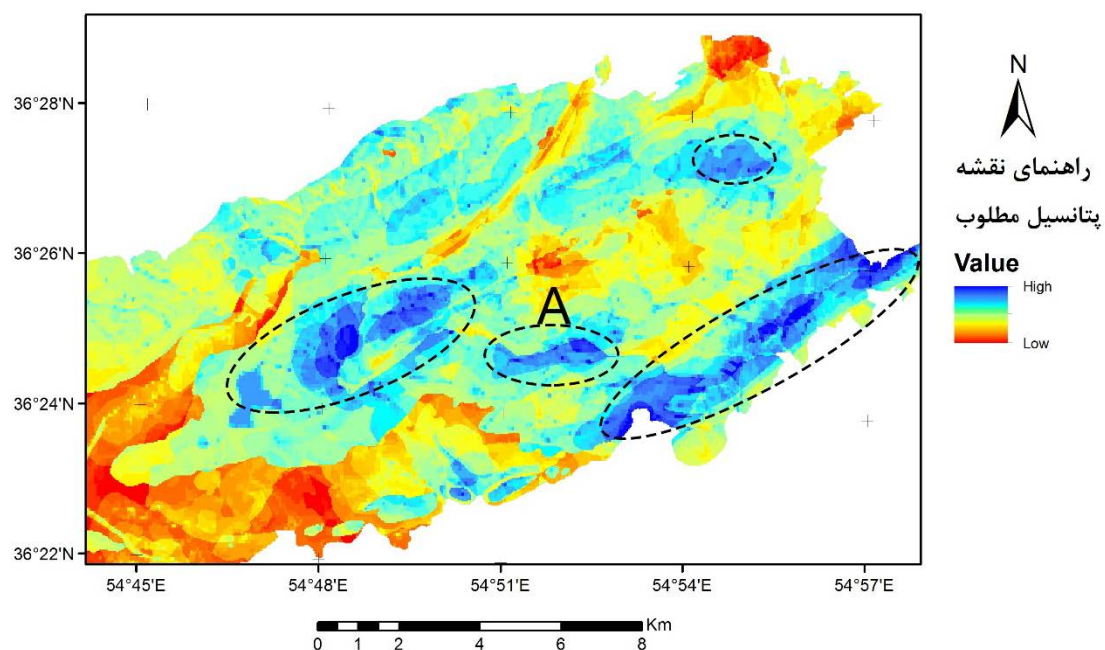
نتایج و پیشنهادها

۱-۶- نتیجه‌گیری

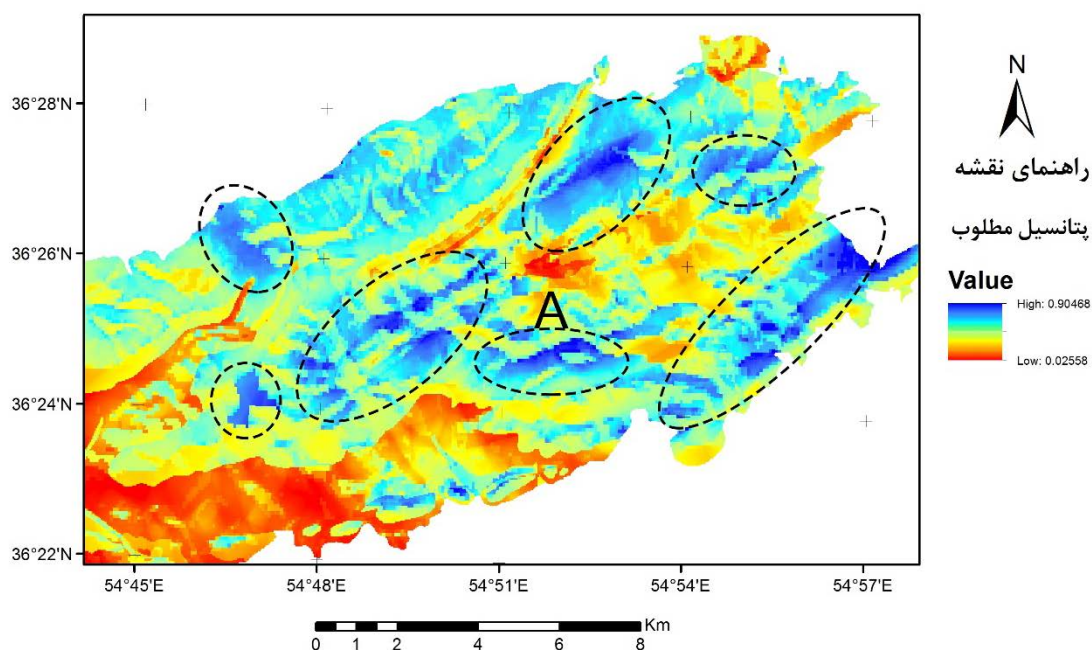
امروزه آب سالم به عنوان یکی از نیازهای اساسی بشر و توسعه صنعتی می‌باشد؛ آب زیرزمینی یکی از مهم‌ترین و بزرگ‌ترین منابع تأمین آب شیرین به ویژه در مناطق کویری می‌باشد. محیط‌های کارستی به خاطر ویژگی‌های خاص خود یکی از مناطق مستعد جهت تشکیل سفره‌های آب زیرزمینی هستند. این پایان‌نامه با هدف اکتشاف آب زیرزمینی در کوه‌های آهکی شمال تا جنوب غرب شاهرود انجام شده است. بررسی داده‌های سنجش از دور، اطلاعات زمین‌شناسی، گسترش سنگ‌های آهکی، وجود گسل‌ها و شکستگی‌های متعدد شرایط مناسبی را برای توسعه کارست فراهم نموده است. بنابراین وجود زون آبدار کارستی در این منطقه محتمل است.

برای شناسایی مناطق مستعد آب زیرزمینی در این محدوده، از تصاویر ماهواره‌ای Landsat و داده‌های گرانی سنجی که با استفاده از دستگاه CG5 برداشت شدند، استفاده گردید. تصاویر ماهواره‌ای با استفاده از نرم افزار ENVI پردازش شده و نقشه خطواره‌ها و نقشه واحدهای سنگی تهیه شد. نقشه آبراهه‌ها نیز از فایل DEM منطقه استخراج و لایه‌های اطلاعاتی تراکم گسل، تراکم آبراهه، واحدهای سنگی، شیب و جهت شیب با نرم‌افزار Arc GIS تهیه شده و پس از وزن‌دهی به لایه‌ها و تلفیق آن‌ها با روش‌های شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار و فازی، نقشه پتانسیل مطلوب آب زیرزمینی در محدوده مورد مطالعه تهیه گردید.

به این ترتیب مناطق مندرج در شکل (۱-۶) محتمل‌ترین نقاط برای ادامه فعالیت‌های اکتشافی جهت منابع آب زیرزمینی است.



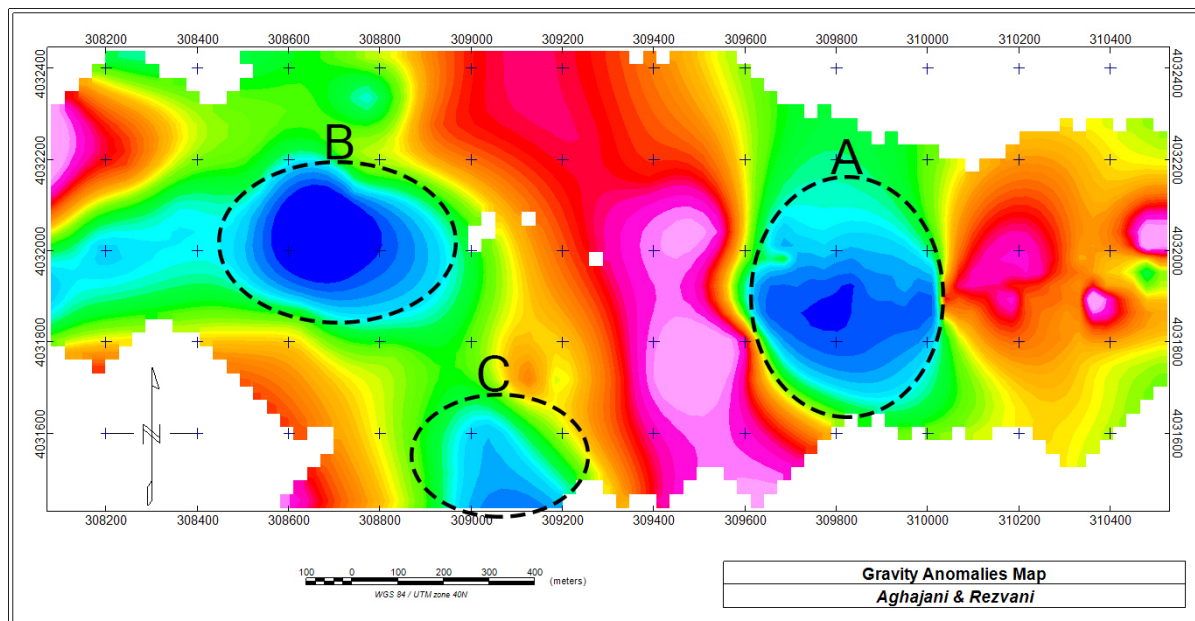
شکل ۶-۱: نقشه تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش شاخص هم‌پوشانی وزن‌دار در محدوده مورد مطالعه



شکل ۶-۲: نقشه تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش فازی با استفاده از عملگر Gamma 0.9

سپس از میان مناطق معرفی شده در روش سنجش از دور و نقشه تلفیق، محدوده A جهت بررسی گرانی‌سنجی انتخاب شد.

عملیات برداشت داده‌های گرانی‌سنجی در محدوده مورد نظر انجام شد و پس از انجام تصحیحات مختلف از جمله رانه دستگاه، عرض جغرافیایی، هوای آزاد و توپوگرافی، آنومالی گرانی نسبی محاسبه گردید. با بررسی‌های مختلفی که روی داده‌های گرانی انجام شد و تهیه نقشه‌های مختلف، دو منطقه (مناطق A و B)، به عنوان منطقه هدف تعیین شدند که در شکل (۳-۶) مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۶: مناطق آنومالی هدف

مطالعات انجام شده نشان می‌دهد با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی واحدهای سنگی، گسل‌ها و خطواره‌ها، شبکه زهکشی، مقدار شیب توپوگرافی و جهت شیب توپوگرافی می‌توان مناطق مستعد آب را شناسایی کرد و اینکه روش‌های شاخص همپوشانی و فازی برای مشخص کردن مناطق مستعد آب زیرزمینی مناسب می‌باشند و همچنین با انجام عملیات ژئوفیزیکی می‌توان صحت کار را مورد بررسی قرار داد. در این مطالعه نقاط A و B به عنوان نقاط مطلوب برای اکتشاف آب معرفی شدند.

۲-۶- پیشنهادها

با توجه به مطالعات انجام شده پیشنهاد می‌شود:

- ۱- انجام مطالعات ژئوالکتریک در محدوده‌های آنومالی گرانی‌سنجی
- ۲- انجام مطالعات گسل‌ها و شکستگی‌ها و بررسی نقش گسل‌ها در تعیین و تمرکز آب زیرزمینی
- ۳- برداشت گرانی‌سنجی وسیع‌تر و نیز مغناطیس‌سنجی برای شناسایی ساختارهای زمین‌شناسی

فهرست منابع

- آقاجانی ح و نعیمی ن، (۱۳۸۹)، " بررسی های دور سنجی در محدوده برگه یکصد هزارم جبال بارز " سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقاجانی ح، (۱۳۸۸)، رساله دکتری " بررسی قابلیت روش گرادیان کل نرمال داده های گرانی در تعیین پتانسیل هیدروکربوری تله های نفتی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آگاه آ، دولتی ارده جانی ف، مرادزاده ع و طباطبایی رئیسی ه، (۱۳۸۳)، "تلفیق داده های مغناطیس هوایی و زمینی جهت شناسایی پتانسیل های نفتی ناحیه طبس"، هشتمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اکبری ا و شکاری بادی ع، (۱۳۹۳) "پردازش و استخراج اطلاعات از داده های ماهواره ای با استفاده از نرم افزار ENVI" جلد اول، چاپ سوم، دانشگاه حکیم سبزواری.
- بیک ف، (۱۳۸۸)، "تهیه نقشه خطواره های ساختار زمین شناسی کوه بنگستان با استفاده از تصاویر ماهواره ای و تکنیک های سنجش از دور"، مجله اکتشاف و تولید، ص ۴۶-۵۱.
- ثناپی نژاد س ح، (۱۳۸۱)، "مقدمه ای بر سیستم های اطلاعات جغرافیایی"، انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد.
- جاهدی ف و فرخی ش، (۱۳۷۵) " مبانی سنجش از دور " مرکز سنجش از دور ایران.
- خدری ا، (۱۳۹۰)، پایان نامه ارشد: " تلفیق اطلاعات سنجش از دور و GIS برای پیشرفت توسعه کارست با تحلیل هیدروگراف چشمه ها در تاقدیس پیون"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.

داوودآبادی م، (۱۳۹۲)، پایان نامه ارشد: "تهیه نقشه پتانسیل مطلوب آب‌های زیرزمینی در محیط‌های آهکی در غرب شاهرود"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

دولتی اردجانی ف، (۱۳۷۵)، "تفکیک آنومالی‌های گرانی منطقه بابلسر به روش روند سطحی اتونرمال" نهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.

رنجبر ح، (۱۳۹۲)، "کاربرد دورسنجی در اکتشافات معدن"، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

رنگزن ک، سرافراز ع، (۱۳۹۰)، "بررسی عملکرد سیستم شکستگی سازند کنگلومرای بختیاری بر آبخوان دشت پلی-میانرودان با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و جی آی اس"، اهواز، سازمان آب و برق خوزستان.

زورش ن، واعظی ع، کریمی ح، (۱۳۹۳) "ارزیابی پتانسیل توسعه کارست در تاقدیس کبیرکوه استان ایلام با استفاده از تلفیق روش فازی و روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) و سنجش از دور و (GIS)"،

نشریه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۳، دوره ۳، ص ۱۴۴-۱۵۷.

سپند س، چیت سازان م، رنگزن ک، میرزایی ی، (۱۳۸۸)، "تلفیق سنجش از دور و GIS در پتانسیل-یابی آب زیرزمینی محدوده لالی"، همایش ژئوماتیک تهران.

سیفی پ، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه ارشد: "استفاده از روش مغناطیس‌سنجی در تعیین مرز و عمق ساختارهای زمین‌شناسی در منطقه طبس"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه رازی.

شهنا ف، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه ارشد: "استفاده از ژئوانفورماتیک برای ارزیابی پتانسیل آب زیرزمینی در رشته‌کوه جنوبی صحرای جلالی شاهرود"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شیدایی گ، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه ارشد: "پایش سطح آب زیرزمینی با استفاده از تحلیل داده‌های خرد گرانی‌سنجی و بررسی میزان فرونشست اطراف چاه آب به روش تداخل‌سنجی راداری در منطقه بسطام"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

صابری ع، رنگزن ک، مهجوری ر، کشاورزی م ر، (۱۳۹۱)، "پتانسیل یابی منابع آب زیرزمینی با تلفیق سنجش از دور و GIS به روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) در تقادیس کمستان استان خوزستان"، نشریه زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱، ص ۱۱-۲۰.

صداقت م، (۱۳۸۷) "زمین و منابع آب"، جلد اول، چاپ چهارم، انتشارات پیام نور، ص ۲.

صفری ح، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه ارشد: "کاربرد روش گرانی‌سنجی برای تشخیص حفرات زیرسطحی به منظور اکتشاف منابع آب زیرزمینی، مطالعه موردی سنگ آهک کارستی تپال، جنوب غرب شاهرود"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

علوی پناه، ک، (۱۳۸۵)، "کاربرد سنجش از دور در علوم زمین"، تهران، انتشارات دانشگاه تهران.

فاطمی س ب و رضایی ی، (۱۳۸۵)، "مبانی سنجش از دور" چاپ اول، تهران، انتشارات آزاده.

فخیم م، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه ارشد: "اکتشاف مناطق مستعد و دارای پتانسیل بالای آب کارستی با استفاده از سنجش از دور و GIS، منطقه گوغر بافت، استان کرمان"، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته.

فولادی منصوری م، فرخ زاده ب، یوسفی م، (۱۳۹۵)، "ارایه شبکه استنتاج الگوهای پتانسیل‌یابی مکانی تغذیه مصنوعی آب‌های زیرزمینی با استفاده از روش فازی داده محور"، پنجمین همایش سراسری کشاورزی و منابع طبیعی پایدار.

قبادی م ج، (۱۳۸۶)، "زمین‌شناسی مهندسی کارست"، انتشارات دانشگاه بوعلی سینا همدان.

کاظمی ر، غیومیان ج، جلالی ن، (۱۳۸۵)، "بررسی نقش عوامل ساختاری در فراوانی منابع آب در منطقه کارستی لار با استفاده از سنجش از دور و GIS"، نشریه پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره ۷۳، ص ۳۴-۴۱.

کردوانی پ، (۱۳۷۰)، "ژئوهیدرولوژی در جغرافیا" انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۱۳.

ماه گلی ا، چیت سازان م، میرزایی ی، (۱۳۹۰)، "پتانسیل یابی آب زیرزمینی در سازندهای سخت با استفاده از GIS و سنجش از دور، مطالعه موردی: شمال حسینی"، همایش ژئوماتیک ۱۳۹۰.

محمد نژاد آروق و، اصغری ص، گل محمدزاده، ب، (۱۳۹۲)، "تهیه نقشه مناطق مستعد آب‌های زیرزمینی با استفاده از GIS و MIF مطالعه موردی: شهرستان ارومیه"، نشریه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال دوم، شماره ۳، ص ۴۵-۵۸.

محمدی ا و کاظمی غ ع (۱۳۹۰)، "تاثیر سازندهای زمین‌شناسی بر کیفیت آب زیرزمینی آبخوان دشت شوقان (خراسان شمالی)"، نشریه علوم زمین، سال ۱۳۹۰، شماره ۲۳، ص ۵۵-۶۲.

محمودی ف، (۱۳۸۵)، "ژئومورفولوژی ساختمانی"، چاپ هشتم، انتشارات پیام نور.

ملکیان ع ر، (۱۳۹۱)، پایان نامه ارشد: "تهیه نقشه پتانسیل مطلوب منابع آب زیرزمینی حوزه آبریز بسطام در محیط GIS"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

مهدوی ع، نوری امامزاده م، (۱۳۹۰)، "مکانیابی عرصه‌های مناسب تغذیه مصنوعی سفره‌های زیرزمینی به روش منطق فازی در حوزه آبریز دشت شهرکرد"، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، شماره ۵۶، ص ۶۳-۷۶.

وزیری س ح، (۱۳۸۰)، "گزارش نقشه زمین‌شناسی یک صد هزارم شاهرود" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.

یوسفی سنگانی ک، محمدزاده ح، اکبری م، (۱۳۹۳) "ارزیابی پتانسیل آب زیرزمینی با روش تلفیق فازی و مدل تحلیل سلسله مراتبی، مطالعه موردی: شمال خاوری رشته کوه‌های هزارمسجد، استان

خراسان رضوی"، فصلنامه بین المللی پژوهش تحلیلی منابع آب و توسعه، سال دوم، شماره ۴،
ص ۱۴۱-۱۲۷.

Abdalla F. (2012) "Mapping of Groundwater Prospective Zones Using Remote Sensing and GIS Techniques: A Case Study from the Central Eastern Desert, Egypt", **J. of African Earth Sciences.**, 70, 70, pp 8–17.

Abdel-Khalek, A; Omran, A; (2008); "Integration of Remote Sensing, Geophysics and Gis to Evaluate Groundwater Potentiality – A Case Study In Sohag Region, Egypt"; 3rd International Conference on Water Resources and Arid Environments and the 1st Arab Water Forum.

Alsaud M. (2009) "Using satellite imageries to study drainage pattern anomalies in Saudi Arabia" **J. of. Enviroment Hydrology.**, 15,3, pp1-15.

Bishop C.M. (2006) "Pattern Recognition and Machine Learning". Springer Science+ Business Media. LLC, 233 Spring Street, New York, NY 10013, USA.

Blakely J. R., (1995), "**Potential theory in gravity and magnetic applications**" Cambridge University Press, pp.441.

Bonham- Carter G. F. (1995), "Geological application of GIS mineral potential mapping", Cooperative Research Center for Australian Mineral Exploration Technologies, (CRCAMET), Department of exploration Geophysics, Curtin University of Technology, Western Australia.

Boobalan C. and Gurugnanam B. (2016) "Mapping of groundwater potential zones in Sarabanga Sub-basin, Cauvery River, South India using remote sensing and GIS techniques" Indian J. of. Applied Research., 6, 2, pp 364-369.

Burrough P.A. (1986), "**Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment**", Oxford University Press, New York, pp50.

Carranza E. J. M. (2002), "Geologically- Constrained mineral potential mapping", International Institute for Aerospase Survey and Earth Scinces (ITC), Philippines.

Carranza E. J. M. (2008), "**Geochemical Anomaly and mineral prospectivity mapping in GIS**", Handbook of Exploration and Enviromental Geochemistry, Vol 11, Elsevier, Amsterdam.

Chavez P.S. Jr. Kwarteng A. Y. (1989) "Extracting spectral contrast in Landsat Thematic Mapper data using selective Principal Component Analysis.Photogrammetric" **J. of. Engineering & Remote Sensing.**, 55, pp339-348.

Chowdhury A. Jha M. K. Chowdary V. M. (2010) "Delineation of Groundwater Recharge Zones and Identification of Artificial Recharge Sites in West Medinipur District, West Bengal, Using RS, GIS and MCDM Techniques" **J. of. Environmental Earth Science** 59, 6, pp 1209-1222.

Dailey D. Sauck W. Sultan M. Milewski A. Ahmed M. (2015) "Geophysical, remote sensing, GIS, and isotopic applications for a better understanding of the structural controls on groundwater flow in the Mojave Desert, California" **J. of. Hydrology: Regional Studies.**, **3**, pp 211-232.

Davis S. N. and Turk L. J. (1969) "Best well depth in crystalline rocks" **Ground Water**, **v. 2**, pp. 6-11.

Dobrin M. B. and Savit C. H., (1988) "Introduction to geophysical prospecting" **4th edition, McGraw-Hill (New York)**, pp 867.

Farouk E. B. Ozdogan M. (2006) "Use of Space Images for Groundwater Exploration in the Northern United Arab", Center for Remote Sensing Boston University.

Floyd F. (1999) "Remote sensing for mineral exploration" **Remote sensing Enterprises**, Ore geology reviews, pp157-183.

Ford D. and Williams p. (2007), "**karst Hydrogeology and geomorphology**", John Wiley & Son Ltd, England, pp1-562.

Gintamo T T., (2010), M.Sc.Thesis, "**Groundwater potential elevation based on integrated GIS and Remote Sensing techniques, in Bilate River catchment: South Rift Valley of Ethiopia**", University of Addis Ababa.

Gooijer J. and Hyndman R. (2006) "25 Years of Time Series Forecasting", **International J. of. Forecasting.**, **2**, pp 443- 473.

Gupta M. and Srivastava P. k. (2010) "Integrating GIS and remote sensing for identification of groundwater potential zones in the hilly terrain of Pavagarh, Gujarat, India" **J. of. Water International.**, **35,2**, pp233-245.

Hunt T. M. (2000) "**Microgravity Monitoring, Five lectures on environmental effects of geothermal utilization**", 1. 73-103.

Hiscock K. M. (2005), "Hydrogeology Principles and Practice" School of Environmental Sciences University of East Anglia United Kingdom, 405p.

Jensen J. R. (1996) " Introductory Digital Image Processing: A remote sensing perspective" **NJ. Of. Prentice-Hall.**,**2**, pp 60-61.

Jacob, T; Bayer, R and et al; (2008); "Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France)", **Journal of Hydrology**, **Vol 359**, pp 105-117.

Jasmin, I; Mallikarjuna, P; (2011), "Review: Satellite-based remote sensing and geographic information systems and their application in the assessment of groundwater potential, with particular reference to India", **Hydrogeology Journal**, **19(4)**, pp. 729-740.

Khan M. A. Sharma M. (2003) "Estimation of Groundwater Potential in Indian arid Environment Using Isopach Mapping Technique" **J. of. Geol. Soc. India.**, **61**, pp 403-410.

Kaymak U., (1998), PhD. Thesis, "Fuzzy Decision making with control application", Delft University of Technology.

Krishnamurthy J. Mani A. Jayaraman V. Manive M. (2000) "Groundwater Resources Development in Hard Rock Terrain an Approach Using Remote Sensing and GIS Techniques" **International J. of. Applied Earth Observation and Geoinformation., 2, 3/4, PP204–215.**

Kumar A. (1999) "Sustainable utilization of water resources in watershed perspective a case study in Alaunja watershed, Hazaribagh, Bihar Photonirvachak" **J. of. Indian Soc Remote Sens., 27, pp13–22.**

Legg C.A. (1994) "Remote sensing and geographical information systems: Geoligcal mapping, Mineral exploration and mining", **Ellis Horwood, NewYork, pp166.**

Madan. K. Alivia. C. Chowdary. V. Peiffer. S. (2007) " Groundwater management and developoment by integrated remote sensing and GIS, Prospect and Constrains" **J. of. water resource management., 21, pp427-467.**

Magesh N. S. Chandrasekar N. Vetha Roy D. (2011) "Spatial analysis of trace element contamination in sediments of Tamiraparani estuary, southeast coast of India" **J. of. Estuarine, Coastal and Shelf Science., 92, pp 618-628.**

Mather P.M. (1999) "Computer processing of remotely sensed data", First Edition Taylor & Froncis.

Mattikalli N. M. Devereux B. J. Richards K. S. (1995) "Integration of remote sensed satellite images with a GIS" **J. of. Computers and Geosciences., 21,8, pp 947–956.**

Milanovic P. T. (1981) "**Karst Hydrology**" WRP, Colorado, USA, P **434.**

Mohanty. C. Behera. S. C. (2012) "Integrated remote sensing and GIS study for hydrogeomorphological mapping and delination of groundwater potential zones in khallikote block, Ganjam district, Orissa" **J. of. The Indian Society of Remote sensing., 38, 2, pp345-354.**

Murugesan V. Krishnaraj S. Kannusamy V. Selvaraj G. Subramanya S. (2012) "Groundwater Potential Zoning in Thirumanimuttar Sub-Basin Tamilnadu, India—A GIS and Remote Sensing Approach" **J. of. Geo-spatial Information Science., 14, 1, pp 17-26.**

Nadun S. N. E. M., Maarof I., Ghazali, R., Samad A. M., Adnan R., (2010), "Sustainable groundwater potential zone using remote sensing and GIS", CSPA, pp21-23.

Reynolds J.M. (1997) "**An introduction to applied and environmental geophysics**" John Wiley & Sons, pp.796.

Richards J. A. (1995), "**Remote sensing digital image analysis: An introduction**", 2 Edition, Springer.

Sabins F. F. (1987) "**Remote Sensing Principles and Interpretation**" San Francisco, Calif: W.H. Freeman, 449pp.

Singh A. K., Prakash S. R., (2003) "An Integrated Approach of Remote Sensing, Geophysics and GIS to Evaluation of Groundwater Potentiality of Ojhala Subwatershed, Mirzapur District, UP, India", MIC, India.

Sreedhar G. Vijaya Kumar G. T. Murali Krishna I. V. Ercan K. Cüneyd D. M. (2009) "Mapping of Groundwater Potential Zones in the Musi Basin Using Remote Sensing Data and GIS" **J. of. Advances in Engineering Software.**, **40**, 7, pp **506 –518**.

Takemoto S., Fukuda Y., Higashi T., Abe M., Ogasawara S., Dwipa S., Kusuma D.S., Andan A. (2002) "Effect of groundwater changes on SG observations in Kyoto and Bandung" *Bulletin d'Informations des Marees Terrestres*, pp. 10839–10848.

Thomas A. Sharma P. K. Sharma M. K. Sood Anil. (1999) "Hydrogeomorphological Mapping in Assessing Groundwater by Using Remote Sensing Data, Case Study in Lehra Gage Block, Sangrur District, Punjab" **J. of. Indian Society of Remote Sensing.**, **27**, 1, pp **31-42**.

White W. B. (1988), "**Geomorphology and hydrology of karst terrains**", New York: Oxford University Press, pp464.

Yousefi M. and Carranza E. J. M. (2015) "Fuzzification of continuous-value spatial evidence for mineral prospectivity mapping" **J. of. Computers & Geosciences**, **74**, pp**97-109**.

Yousefi M. and Nykanen V. (2015), "Data-driven logistic-based weighting of geochemical and geological evidence layers in mineral prospectivity mapping" **J. of. Geochemical Exploration**, pp**1-13**.

Zimmerman H. J. and Zysno P. (1980) "Latent connectives in human decision making" *Exploration in the Northern United Arab*, Center for Remote Sensing Boston University.

Whilliams P. W. (1983) "The role of the subcutaneous zone in karst hydrology" **J. of. Hydrology.**, **61**, pp **45-67**.

Abstract

Today, clean water is one of the basic needs of human beings and industrial development. Groundwater is one of the most important and largest sources of fresh water needed by humans. The purpose of this thesis is the exploration of groundwater resources in crushed zones in the calcareous mountains north to south west of Shahroud. The area between longitude $54^{\circ} 50'$ and $54^{\circ} 53'E$ and latitudes $36^{\circ}23'$ and $36^{\circ}28'N$. To achieve this goal, remote sensing technology, GIS and gravimetric method were used. To Determine Potential Groundwater Areas Using Satellite Imagery After Landsat Satellite Data Processing, Based on Factors Affecting Groundwater Formation and Concentration, Information layers of rock units, Faults and Lineaments, Drainage network, topographic slope value and topographic slope direction were prepared. The information on the 1:100,000 geological map of Shahrood was also used to prepare the data layer of rock units and faults.

The above information layers were prepared in Arc GIS software and were integrated by simple overlay index and weighted overlay indexes and map of desired groundwater potential. Based on the results of the integration maps, one of the potential areas was selected for the extraction of the gravity data using CG5 Gravimeter was implemented. The gravity data were obtained after necessary correction and bouguer anomaly map and residual values were obtained by applying surface trend filters, Upward and Downward continuation and vertical derivative and final anomaly map was prepared. On the final map of the three gravitational anomaly ranges, the probable location of the groundwater table was identified.

Keywords: Groundwater, Remote Sensing, Geographic Information System, Information Layer, Overlay Index, Fuzzy, Limestones, Gravimetric, Potential Areas.



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Mineral Exploration

Water Prospecting in Tepal of Shahrood using Remote Sensing and Gravity Data

Davood Rezvani

Supervisor:

Dr. Hamid Aghajani

Dr. Alireza Arabamiri

July 2019