

الحمد لله
البرحمين



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه اکتشاف معدن

تهیه‌ی نقشه‌ی پتانسیل مطلوب ذخایر کرومیت، در ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میناب در سامانه اطلاعات

جغرافیایی

دانشجو:

احمد امیری رودبار

اساتید راهنما:

دکتر منصور ضیائی

دکتر حمید آقاجانی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

زمستان ۱۳۹۲

شماره: ۴۹۲،۱۲۷۸
تاریخ: ۱۴۰۱/۱۲/۲۱
ویرایش:

باسمه تعالی



فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد آقای احمد امیری رودبار رشته مهندسی معدن گرایش اکتشاف تحت عنوان: تهیه نقشه پتانسیل مطلوب ذخایر کرومیت در ورقه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی میناب در سامانه اطلاعات جغرافیایی
که در تاریخ ۱۳۹۲/۱۱/۲۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با درجه برتری امتیاز ۱۸-۲۰)	☐ دفاع مجدد	☐ مردود
-----------------------------------	------------------------------------	--------------------------------

۲- بسیار خوب (۱۸/۹۹ - ۱۸)

۱- عالی (۲۰ - ۱۹)

۴- قابل قبول (۱۵/۹۹ - ۱۴)

۳- خوب (۱۷/۹۹ - ۱۶)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	۱- منصور ضیایی	استادیار	
	۲- حمید آقاجانی	استادیار	
۲- استاد مشاور			
۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	سوسن ابراهیمی	استادیار	
۴- استاد ممتحن	محمود صادقیان	استادیار	
۵- استاد ممتحن	ابوالقاسم کامکار روحانی	دانشیار	

رئیس دانشکده: دکتر رضا قوامی ریایی

امضاء



تقدیم بہ ہمسر عزیزم

شکوہ قدوائی

پاس فراوان ایندیکتار که مهربانش، یادش و بهرامی پیوسته اش، همواره انگیزه من برای حرکت به سمت هدف بوده است. از اساتید راهنمای خود آقایان دکتر منصور ضیایی و دکتر حمید آقاجانی که کاستی های بنده را

در طول انجام این پایان نامه به جان خریدند کمال تشکر و قدردانی را دارم. همچنین از کلیه ی اساتید دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود که از ایشان به این بنده تحسین در طول مقطع کارشناسی

ارشد، جدا از آموزه های علمی، آموزه های اخلاقی فراوانی منتقل شد سپاس گزاری می نمایم.

در پایان جا دارد از زحمات و حمایت های دلسوزانه پدر، مادر، برادران و به ویژه همسر عزیزم که سختی ها و کاستی های من را در طول مدت انجام تحصیل و انجام این پروژه تحمل نموده اند تشکر و قدردانی نمایم.

تعهد نامه

اینجانب احمد امیری رودبار دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته اکتشاف معدن دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تهیه ی نقشه ی پتانسیل مطلوب ذخایر کرومیت، در ورقه ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی میناب در سامانه اطلاعات جغرافیایی تحت راهنمایی دکتر منصور ضیایی و دکتر حمید آقاجانی 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 افزارها 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.

چکید

محدوده‌ی مورد مطالعه، برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میناب است که در کمربند متالوژی کرومیت در جنوب شرق ایران قرار دارد. واحدهای سنگی مجموعه افیولیت ملانژ این کمربند حاوی ذخایر کرومیتی است که هر سال، مقدار قابل توجهی کرومیت از آنها استخراج می‌گردد. هدف از انجام این مطالعه ارائه‌ی نقشه‌ی پتانسیل مطلوب کرومیت در برگه‌ی مذکور می‌باشد. اولین مرحله در تهیه‌ی نقشه‌ی پتانسیل مطلوب، شناسایی داده‌های مورد نیاز برای تلفیق می‌باشد. از این رو در این پژوهش چهار لایه‌ی اطلاعاتی زمین‌شناسی، دورسنجی، مغناطیس‌هوایی و ساختاری برای تلفیق در محیط GIS انتخاب گردید. از نظر زمین‌شناسی ذخایر کرومیت مرتبط با واحدهای اولترامافیک می‌باشند، به همین دلیل برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میناب رقومی شده و واحدهای اولترامافیک این

منطقه تفکیک شدند. در مبحث دورسنجی با استفاده از تصاویر ماهواره‌های استر و لندست ۷، مناطق امید بخش کرومیت جدا شده و این فرآیند با استفاده از تکنیک‌های آنالیز مولفه‌ی اصلی و نسبت‌های باندی انجام گرفت. از آنجایی که ذخایر کرومیت همراه با سنگ‌هایی هستند که خاصیت مغناطیسی دارند، از این رو داده‌های مغناطیس هوایی منطقه نیز مورد تفسیر قرار گرفته و مناطقی که دارای مغناطیدگی بالاتری بودند رقومی شده و به عنوان یکی از لایه‌های اطلاعاتی استفاده شد. در هر یک از داده‌های مورد استفاده در این پژوهش به دلیل ارتباط مناطق سرپانتینیزه با گسل، خطواره‌ها و یا گسل‌های منطقه نیز شناسایی و به عنوان لایه‌ی اطلاعاتی دیگر در تهیه‌ی نقشه‌ی پتانسیل مطلوب در نظر گرفته شد. در نهایت، لایه‌های اطلاعاتی تهیه شده با استفاده از روش‌های منطق بولین، هم‌پوشانی شاخص دوکلاسه، هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه و منطق فازی با هم تلفیق شده و نقشه‌ی پتانسیل مطلوب کرومیت هر یک از مدل‌ها ارائه گردید. برای سنجش مطلوبیت هر یک از این نقشه‌ها، از موقعیت معادن فعال کرومیت منطقه استفاده و مناسب‌ترین مناطق برای ادامه‌ی فعالیت‌های اکتشافی به صورت یک نقشه تعیین شدند. از میان روش‌های استفاده شده، روش‌های مبتنی بر نقشه‌های چندکلاسه ارزیابی مناسب‌تری از منطقه ارائه داده‌اند، به دلیل اینکه نقشه پتانسیل مطلوب ارائه شده با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش منطق فازی با کلیه‌ی معادن فعال کرومیت موجود در منطقه مطابقت دارد. در مقابل روش‌های منطق بولین و منطق هم‌پوشانی شاخص دوکلاسه موقعیت برخی از معادن فعال کرومیت منطقه را پوشش نداده‌اند. روش هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه موقعیت تمامی معادن فعال کرومیت منطقه را پوشش می‌دهد ولی برخی از این معادن بر روی نقشه پتانسیل مطلوب حاصل از این روش در نواحی با پتانسیل متوسط قرار گرفته‌اند. در نهایت با در نظر گرفتن نقشه‌های پتانسیل مطلوب تولید شده مطابق جدول زیر مناطقی برای تمرکز عملیات اکتشافی معرفی شد.

جدول مختصات نقاط امیدبخش پیشنهادی در این مطالعه

عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نقاط پیشنهادی
۲۹۹۸۳۶۶/۳۲۲	۵۲۷۱۱۶/۴۵۵	۱

۲	۵۲۱۴۶۴/۳۵	۳۰۱۲۰۵۰/۳۶۶
۳	۵۳۰۲۱۰/۲۳۹	۳۰۲۷۴۰۰/۲۹۴
۴	۵۴۲۳۱۷/۶۴۳	۳۰۱۹۴۸۷/۳۴۷
۵	۵۰۸۹۴۸/۶۸۴	۳۰۳۷۸۷۱/۵۶۳
۶	۵۲۱۳۵۹/۲۸۲	۳۰۱۲۱۹۹/۱۰۶

کلید واژه : کرومیت، میناب، روش دورسنجی، روش مغناطیس، خطواره‌ها، روش بولین، هم‌پوشانی شاخص، روش فازی، نقشه‌ی پتانسیل مطلوب.

لیست مقالات مستخرج از این پایان‌نامه

- ۱-امیری رودبار، ا، ضیایی، م، آقاجانی، ح.، شهریور ۱۳۹۲. "اکتشاف ذخایر کرومیت میناب با استفاده از تصاویر ماهواره-ای ASTER"، پنجمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

۲-امیری رودبار، ا، ضیایی، م، آقاجانی، ح.، آذر ۱۳۹۲. "شناسایی مناطق امیدبخش کرومیت در برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای لندست ETM+"، اولین کنفرانس ملی اکتشاف منابع زیر زمینی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

فهرست مطالب

فصل اول.....	۱
کلیات	۱
۱-۱-مقدمه	۲
۱-۲-پیشینه‌ی پژوهش	۳
۱-۳-اهداف و ضرورت تحقیق.....	۳

۴-۱- روش مطالعه.....	۴
۵-۱- ساختار پایان نامه.....	۷
فصل دوم.....	۹
کانسارهای کرمیت و زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه.....	۹
۱-۲- مقدمه.....	۱۰
۲-۲- ذخایر ماگمایی کروم.....	۱۱
۱-۲-۲- ذخایر صفحه‌ای کرومیت.....	۱۲
۲-۲-۲- ذخایر عدسی شکل کرومیت.....	۱۴
۳-۲-۲- ذخایر متحدالمرکز کرومیت (نوع آلاسکا).....	۱۵
۳-۲- موارد استفاده کروم.....	۱۵
۴-۲- اکتشاف کانسارهای کرومیت.....	۱۶
۵-۲- مجموعه‌های افیولیتی ایران.....	۱۸
شکل ۴-۲: نقشه‌ی پراکندگی افیولیت‌های اصلی ایران که حاوی ذخایر کرومیت می‌باشند.....	۱۹
۶-۲- ذخایر کرومیت ایران.....	۲۰
۷-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه.....	۲۱
۸-۲- بررسی واحدهای سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه.....	۲۵
۸-۲-۱: مجموعه آمیزه‌ی رنگین (JKcm):.....	۲۵
۸-۲-۲ آهکهای برشی کم آب ائوسن (E2):.....	۲۶
۸-۲-۳ آهکهای ائوسن (E2):.....	۲۶
۸-۲-۴ ماسه سنگ‌های آهکی ائوسن-اولیگوسن (EOs):.....	۲۶
۸-۲-۵ ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن (OMs):.....	۲۷

۲۸	: (M^{s1}) واحد سبز ۶-۸-۲
۲۸	: (Mv^{l1}) واحد وزیری ۷-۸-۲
۲۹	 واحد مکران: ۸-۸-۲
۲۹	: (M^{m1}, M^{m2}) مارل گوشه ۱-۸-۸-۲
۲۹	: (M^{m3}) ماسه سنگ خکو ۲-۸-۸-۲
۲۹	: (M^{m4}) ماسه سنگ تیاب ۳-۸-۸-۲
۳۰	: (PI^{m5}) کنگلومرای میناب ۴-۸-۸-۲
۳۰	: (MPI^p) کنگلومرای پالامی ۹-۸-۲
۳۰	: (PI^c) کنگلومرای پلیوسن بالایی ۱۰-۸-۲
۳۰	 واحدهای نفوذی ۱۱-۸-۲
۳۰	: $(s1, s2, s3)$ سرخ بند ۱-۱۱-۸-۲
۳۲	: (f) اولترابازیک‌های رودان ۲-۱۱-۸-۲
۳۲	: (PzK^b) واحد دگرگونی مجموعه‌ی بژگان ۱۲-۸-۲
۳۵	 منطقه ۹-۲ تکتونیک
۳۹	 فصل سوم
۳۹	 شناسایی مناطق امید بخش کرومیت با استفاده از تکنیک دورسنجی
۴۰	 ۱-۳- مقدمه
۴۰	 ۲-۳- خصوصیات داده‌های دورسنجی
۴۲	 ۳-۳- طیف الکترومغناطیس
۴۴	 ۴-۳- بازتاب انرژی الکترومغناطیس
۴۴	 ۵-۳- باندهای مورد استفاده در سنجش از دور
۴۶	 ۶-۳- ویژگی‌های طیفی مواد

۴۸	۷-۳- قدرت تفکیک سنجنده
۴۸	۷-۳-۱- قدرت تفکیک مکانی
۴۹	۷-۳-۲- قدرت تفکیک طیفی
۴۹	۷-۳-۳- قدرت تفکیک پرتو سنجی
۴۹	۷-۳-۴- قدرت تفکیک زمانی
۵۰	۸-۳- سنجنده‌های ETM+ و ASTER
۵۰	۸-۳-۱- سنجنده‌ی ETM+
۵۰	۸-۳-۲- سنجنده‌ی ASTER
	جدول ۳-۱: باندهای طیفی ASTER، مجموعاً داده‌های ASTER به سه قسمت VNIR، SWIR و TIR
۵۲	تقسیم میشوند. قدرت تفکیک هر یک به ترتیب ۱۵، ۳۰ و ۹۰ متر میباشد
۵۳	۹-۳- پردازش تصاویر ماهواره‌ای
۵۳	۹-۳-۱- تصحیح توپوگرافی
۵۳	۹-۳-۲- تصحیح هندسی
۵۴	۹-۳-۳- تصحیح رادیومتری
۵۵	۹-۳-۴- جداسازی مناطق با استفاده از عملیات ریاضی بین باندی
۵۶	۹-۳-۵- جداسازی مناطق با استفاده از آنالیز مؤلفه‌ی اصلی (PCA)
۵۷	۹-۳-۶- فیلترها
۵۷	۹-۳-۶-۱- فیلتر پایین‌گذر
۵۸	۹-۳-۶-۲- فیلتر بالاگذر
۵۸	۹-۳-۶-۳- فیلتر جهتی
۵۹	۱۰-۳- خصوصیات طیفی سنگ‌های اولترامافیک
۵۹	۱۰-۳-۱- دونیت

۵۹	 ۳-۱۰-۲-هارزبورژیت
۶۱	 ۳-۱۰-۳-پیروکسنیت
۶۲	 ۳-۱۰-۴-گابرو
۶۳	 ۳-۱۰-۵-گدازه‌ی بازالتی
۶۴	 ۳-۱۱-نتایج مطالعات دورسنجی
۶۴	 ۳-۱۱-۱-پردازش داده‌های ماهواره‌ای لندست برای تعیین مناطق امیدبخش کرومیت
۷۰	 ۳-۱۱-۲-جداسازی مناطق امیدبخش کرومیت با استفاده از داده‌های ASTER
۷۵	 ۳-۱۱-۳-استخراج گسل‌ها با استفاده از داده‌های ASTER
۷۸	 فصل چهارم
۷۷	 تفسیر داده‌های مغناطیس‌هوایی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب
۷۸	 ۴-۱-مقدمه
۸۰	 ۴-۲-پردازش داده‌های مغناطیس‌هوایی
۸۲	 ۴-۲-۱-تصحیح
۸۲	 ۴-۲-۲-نقشه‌ی باقیمانده
۸۶	 ۴-۲-۳-مشتق قائم
۸۷	 ۴-۲-۴-سیگنال تحلیلی
۸۹	 ۴-۲-۵-مشتق تیلت
۹۱	 ۴-۲-۶-مشتق افقی
۹۴	 ۴-۳-نتیجه‌گیری
۹۷	 فصل پنجم
۹۵	 تلفیق لایه‌های اطلاعاتی در محیط GIS
۹۶	 ۵-۱-مقدمه

۹۶.....	۵-۲- منطق بولین
۹۷.....	۵-۲-۱- عملگرهای بولین
۹۸.....	۵-۲-۲- تلفیق لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از منطق بولین
۱۰۴.....	۵-۳- هم‌پوشانی شاخص دوتایی
۱۰۶.....	۵-۴- مدلسازی با روش هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه
۱۰۷.....	۵-۴-۱- کلاسه‌بندی و وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی
۱۱۱.....	۵-۴-۲- تلفیق لایه‌ها با استفاده از روش هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه
۱۱۳.....	۵-۵- منطق فازی
۱۱۳.....	۵-۵-۱- عملگر فازی " و "
۱۱۳.....	۵-۵-۲- عملگر فازی " یا "
۱۱۴.....	۵-۵-۳- حاصلضرب جبری فازی:
۱۱۴.....	۵-۵-۴- عملگر فازی جمع جبری
۱۱۴.....	۵-۵-۵- عملگر فازی گاما
۱۱۵.....	۵-۵-۶- کلاسه‌بندی لایه‌های اطلاعاتی موجود
۱۱۹.....	۵-۵-۷- مدل منطق فازی محدوده‌ی مورد مطالعه
۱۲۱.....	۵-۶- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری
۱۲۴.....	فصل ششم.....
۱۲۳.....	نتیجه‌گیری و پیشنهادات
۱۲۴.....	۶-۱- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری
۱۲۶.....	۶-۲- پیشنهادات
۱۲۸.....	منابع فارسی:
۱۲۹.....	منابع لاتین:

فهرست اشکال

شکل ۱-۱: مراحل انجام پایان نامه..... ۷

شکل ۱-۲: کانه کروم محصول دگرسانی (a) کرومیتیت نوع پادیفرم که از کوه‌های ارزوروم ترکیه برداشت شده است.

(b) اسفن کرومی به همراه آمسیت (سرپانتین کرم‌دار ارغوانی) و کلینوکلریت کرومی کوه‌های اورال روسیه ۱۱

- شکل ۲-۲: مقطع شماتیک از کمپلکس اولترابازیک بوشولد آفریقای جنوبی و دایک بزرگ زیمبابوه ۱۳
- شکل ۲-۳: یک مقطع شماتیک از ذخیره کرومیت نوع پادیفرم با نحوه‌ی جریان سیال و قرارگیری سنگ بستر ۱۵
- شکل ۲-۴: نقشه‌ی پراکندگی افیولیت‌های اصلی ایران که حاوی ذخایر کرومیت می‌باشند ۱۹
- شکل ۲-۵: محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب در اندکس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ ایران ۲۲
- شکل ۲-۶: نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی میناب ۲۴
- شکل ۲-۷: نقشه‌ی رقومی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب ۳۴
- شکل ۲-۸: نقشه‌ی گسل‌های منتج شده از برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میناب ۳۷
- شکل ۳-۱: سیگنال و جریان داده در سیستم دورسنجی ۴۱
- شکل ۳-۲: محدوده طول موج‌های امواج مختلف ۴۳
- شکل ۳-۳: نمودار بازتابی گیاه، خاک و آب ۴۷
- شکل ۳-۴: الف) میزان انعکاس نمونه‌های دونیت از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا.
ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER ۵۹
- شکل ۳-۵: الف) میزان انعکاس نمونه‌های هارزبورژیت از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا.
ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER ۶۱
- شکل ۳-۶: الف) میزان انعکاس نمونه‌های پیروکسنیت از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا.
ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER ۶۱
- شکل ۳-۷: الف) میزان انعکاس نمونه‌های گابرو از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا.
ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER ۶۳
- شکل ۳-۸: الف) میزان انعکاس نمونه‌های گدازه‌های بازالتی از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا.
ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER ۶۴
- شکل ۳-۹: نسبت باندی $5/7$ ، $5/1$ ، $5/4 \times 4/3$ برای داده‌های ETM+ ۶۶
- شکل ۳-۱۰: نسبت باندی $3/5$ ، $3/1$ ، $5/7$ برای داده‌های ETM+ محدوده‌ی مورد مطالعه ۶۷
- شکل ۳-۱۱: نسبت باندی $5/3$ ، $5/1$ ، $7/5$ برای داده‌های ETM+ محدوده‌ی مورد مطالعه ۶۸

- شکل ۳-۱۲: نسبت باندی 7/5 ، 5/4 ، 3/1 برای داده‌های ETM+ محدوده‌ی مورد مطالعه..... ۶۹
- شکل ۳-۱۳: تکنیک آنالیز مولفه‌ی اصلی، که مولفه‌ی ششم بهترین تفکیک پذیری را نشان داده است..... ۷۰
- شکل ۳-۱۴: تصویر حاصل از نسبت باندی ۴/۷،۳/۴،۲/۱ سنجنده‌ی ASTER..... ۷۳
- شکل ۳-۱۵: تصویر حاصل از نسبت باندی ۴/۷،۴/۱،۲/۳×۴/۳ سنجنده‌ی ASTER..... ۷۴
- شکل ۳-۱۶: تصویر مربوط به PC5- در این تصویر مناطق سرپانتینی شده به صورت پیکسل‌های روشن نمایان شده- اند..... ۷۵
- شکل ۳-۱۷: خطوط‌های استخراجی حاصل از اعمال فیلترهای جهتی و بالاگذر..... ۷۷
- شکل ۴-۷: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق زاویه‌ی تیلت..... ۹۲
- شکل ۴-۸: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی در راستای آزیموت ۴۵ درجه..... ۹۳
- شکل ۴-۹: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی در راستای آزیموت ۱۳۵ درجه..... ۹۳
- شکل ۴-۱۰: خطوط‌های استخراجی از نتایج مطالعات مغناطیس هوایی منطقه (بعد از اعمال فیلترهای تیلت و گرادیان افقی)..... ۹۴
- شکل ۵-۱: نقشه‌ی دوتایی از سنگ‌های اولترامافیک که در این نقشه به این واحدها ارزش یک و به نواحی دیگر که فاقد این واحدها هستند ارزش صفر داده شده است..... ۹۹
- شکل ۵-۲: نقشه‌ی دوتایی از سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده حاصل از مطالعات دورسنجی که در این نقشه به این واحدها ارزش ۱ و به نواحی دیگر که فاقد این واحدها هستند ارزش صفر داده شده است..... ۱۰۰
- شکل ۵-۳: نقشه‌ی دوتایی حاصل از مطالعات مغناطیس هوایی. نواحی که بالاترین مغناطیدگی را دارند ارزش یک و به دیگر نواحی ارزش صفر داده شده است..... ۱۰۱
- شکل ۵-۴: نقشه‌ی دوتایی از چگالی گسل‌های منطقه. مناطقی که چگالی بیش از ۱ داشته‌اند ارزش ۱ و به دیگر نواحی ارزش ۰ داده شده است..... ۱۰۲
- شکل ۵-۵: نقشه‌ی نهایی حاصل از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از منطق بولین. در این نقشه مناطق پتانسیل دار ارزش ۱ و مناطق فاقد پتانسیل ارزش ۰ دارند..... ۱۰۳
- شکل ۵-۶: نقشه‌ی نهایی حاصل از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از روش هم‌پوشانی شاخص دو کلاسه. در این نقشه مناطق پتانسیل دار ارزش ۱ و مناطق فاقد پتانسیل ارزش ۰ دارند..... ۱۰۵

- شکل ۵-۷: نقشه چندکلاسه از لایه‌ی زمین‌شناسی..... ۱۰۷
- شکل ۵-۸: نقشه‌ی چند کلاسه‌ی از چگالی گسل‌های منطقه..... ۱۰۹
- شکل ۵-۹: نقشه دو کلاسه لایه‌ی دورسنجی که در آن به مناطق آنومال ارزش ۶ داده شده است..... ۱۱۰
- شکل ۵-۱۰: نقشه دو کلاسه لایه‌ی مغناطیس که در آن به مناطق آنومال ارزش ۶ داده شده است..... ۱۱۱
- شکل ۵-۱۱: نقشه‌ی پتانسیل مطلوب کرومیت در برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب با استفاده از تلفیق لایه‌ها به روش هم-پوشانی شاخص چندکلاسه..... ۱۱۲
- شکل ۵-۱۲: لایه زمین‌شناسی وزن داده شده..... ۱۱۷
- شکل ۵-۱۳: لایه‌ی گسل وزن داده شده..... ۱۱۷
- شکل ۵-۱۴: لایه‌ی دورسنجی وزن داده شده..... ۱۱۸
- شکل ۵-۱۵: لایه‌ی مغناطیس وزن داده شده..... ۱۱۸
- شکل ۵-۱۶: نقشه‌ی پتانسیل مطلوب کرومیت برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی بروش منطق فازی..... ۱۲۰
- شکل ۵-۱۷: نقشه‌های تلفیق با استفاده از روش بولین (الف)، هم‌پوشانی شاخص دوکلاسه (ب)، هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه (ج) و منطق فازی (د)، به همراه موقعیت معادن و اندیس‌های کرومیت موجود در منطقه. در هر یک از این نقشه‌ها نواحی امیدبخش به صورت کادرهای مشکی معرفی شده است..... ۱۲۲

فهرست جداول

جدول ۳-۱: باندهای طیفی ASTER. مجموعاً داده‌های ASTER به سه قسمت VNIR، SWIR و TIR تقسیم می‌شوند. قدرت تفکیک هر یک به ترتیب ۱۵، ۳۰ و ۹۰ متر می‌باشد..... ۵۲

- جدول ۳-۲: ماتریس بردار ویژه نه باند محدوده مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز دور ماهواره ASTER مربوط به منطقه مورد مطالعه. ۷۱
- جدول ۵-۱: طبقه‌بندی لایه زمین‌شناسی برای تلفیق به روش هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه. ۱۰۷
- جدول ۵-۲: طبقه‌بندی لایه چگالی گسل برای تلفیق به روش هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه. ۱۰۸
- جدول ۵-۳: انواع لایه‌های موجود و کلاسه‌بندی آن‌ها ۱۱۶
- جدول ۶-۱: مختصات نقاط امیدبخش پیشنهادی در این مطالعه ۱۲۵

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

با پیشرفت و توسعه سیستم‌های کامپیوتری طی چند دهه‌ی اخیر، امکاناتی برای متخصصان فراهم آمده که با ذخیره‌سازی، تحلیل، تغییر و تلفیق اطلاعات در مدت زمان کوتاهی می‌توان از آنها جهت تحلیل، برنامه‌ریزی و مدیریت منابع استفاده کرد. لذا استفاده از سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی جهت مدیریت اطلاعات و تجزیه و تحلیل آنها به عنوان یکی از مهم‌ترین علوم و فناوری‌های جدید در دو دهه‌ی اخیر از پیشرفت قابل ملاحظه‌ای برخوردار شده است. سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)^۱، یک سیستم رایانه‌ای برای مدیریت داده‌های مکانی است. عامل مشخص کننده‌ای که این تکنولوژی را از سایر سیستم‌های ذخیره و بازیابی اطلاعاتی متمایز می‌کند، نحوه‌ی نگرش آن به داده‌های مکانی است. با این ویژگی، GIS به عنوان یک فناوری جدید، تبدیل به روشی پویا در تجزیه و تحلیل داده‌های کمی و کیفی و طراحی انواع تصاویر با مختصات جغرافیایی گشته است [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

از طرفی اکتشاف ذخایر معدنی در یک منطقه، مستلزم تجزیه و تحلیل زمین‌شناسی است که خود در گرو انجام فرآیند ترکیب و تلفیق و مدل‌سازی داده‌های متنوع برداشت شده از آن منطقه می‌باشد. GIS به دلیل برخورداری از امکانات تجزیه و تحلیل داده‌های مختلف و ایجاد ارتباط بین لایه‌های مختلف اطلاعاتی، به مهندسين معدن و زمین‌شناسان امکان می‌دهد که از طریق تلفیق و تحلیل داده‌های حاصل از منابع متفاوت و ایجاد نقشه‌های جدید در جهت اکتشاف ذخایر معدنی و تصمیم‌گیری نهایی گام بردارند [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

۱-۲- پیشینه‌ی پژوهش

با توجه به اهمیت متالوژنی ذخایر کرومیت در کمربندهای افیولیت ملانژ ایران و سابقه طولانی استخراج این معادن از گذشته، متأسفانه هنوز روش مدرنی برای اکتشاف این ذخایر جهت کاهش ریسک

^۱ -Geographic Information System

سرمایه‌گذاری و بهینه‌سازی عملیات اکتشاف وجود ندارد. اولین بار در ایران در سال ۱۳۹۱، توسط پشنگ در قالب پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد، در ناحیه شمال تربت حیدریه نقشه پتانسیل مطلوب جهت اکتشاف کرومیت تهیه گردید که نتایج حاصل از آن با معادن در حال استخراج منطقه انطباق مناسبی دارد [پشنگ، ۱۳۹۱]. اکتشاف ذخایر کرومیت در ایران معمولاً با روش‌های سنتی انجام می‌شود که سبب صرف هزینه زیاد و طول دوره اکتشاف می‌گردد. از این رو با تلفیق لایه‌های اطلاعاتی و ارائه‌ی نقشه‌ی پتانسیل مطلوب می‌توان هزینه‌ها و دوره‌ی زمانی اکتشاف را کاهش داد.

منطقه میناب در کمربند متالوژنی کرومیت در جنوب شرق ایران واقع شده است. در این کمربند بیش از ۳۰ کانسار کرومیت تاکنون مورد اکتشاف قرار گرفته است. واحدهای سنگی مجموعه افیولیت ملانژ این کمربند حاوی ذخایر کرومیتی است که هر سال به مقدار قابل توجهی کرومیت از آنها استخراج می‌گردد. در این راستا طبق گزارشات موجود از شرکتهای فعال در منطقه از معادن مهمی همچون امیر، شهریار، فطر و رضا و... هر سال بالغ بر سیصد هزار تن کان سنگ کرومیت استخراج می‌گردد.

طی روش‌های سنتی اکتشافی رگه‌های بیرون زده کرومیت در منطقه را که غالباً توسط افراد بومی شناسایی و ثبت شده‌اند با سرمایه‌گذاری شرکت‌های ذینفع در منطقه بوسیله ماشین‌آلات و کارگر استخراج می‌نمایند. به همین دلیل اکثر مناطقی که به عنوان محدوده‌های اکتشافی کرومیت در منطقه مشغول به فعالیت می‌باشند نسبت به ذخیره و یا آنچه در حال رخ دادن است توانایی پیش‌بینی ندارند. تنها فعالیت اکتشافی انجام شده در منطقه، برداشت مغناطیس هوایی در سال ۱۹۷۵ است.

۱-۳- اهداف و ضرورت تحقیق

اجرای پروژه‌های اکتشافی از دیرباز به صورت عملیات صحرایی مداوم مرسوم بوده درحالی‌که امروزه بکارگیری تکنولوژی نوین ژئوماتیکس در استفاده از لایه‌های اطلاعاتی دورسنجی، زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ژئوفیزیک هوایی و ... در زمینه اکتشاف ذخایر معدنی تحولی چشم‌گیر ایجاد کرده است.

همان‌طور که شناسایی علل مؤثر در کانه‌زایی در به‌دست آوردن نواحی امید بخش حائز اهمیت است نحوه تلفیق لایه‌های اطلاعاتی و چگونگی وزن‌دهی به این پارامترها نیز از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است که استفاده از روش‌های پیچیده تلفیق در محیط GIS، تأثیر بسزایی در دقت و سرعت اجرای پروژه دارد.

هدف از انجام این مطالعه، ارائه‌ی مناطق مستعد کانی‌سازی کرومیت در برگه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب با استفاده از GIS است. اجرای روش مدرن تلفیق لایه‌های اطلاعاتی در محیط GIS برای تولید نقشه پتانسیل مطلوب کرومیت‌های شمال میناب که تا عمق زیادی استخراج و بهره‌برداری می‌شوند، توسعه روش‌های اکتشاف ذخایر کرومیت را در مقیاس ناحیه‌ای فراهم می‌کند. با استفاده از GIS می‌توان بهترین مناطقی را که از نظر داشتن خصوصیات لازم برای وجود کانی‌سازی مناسب می‌باشند، شناسایی نمود تا در مراحل بعدی و تفصیلی‌تر، عملیات اکتشافی بر روی آن‌ها متمرکز گشته، در زمان و هزینه صرفه جویی شده و در ضمن ریسک عملیات اکتشافی کاسته شود. روش‌های مختلف اکتشافی وجود دارند که هر روش ممکن است تعدادی نواحی امید بخش معرفی کند ولی به دلیل محدودیت مالی و زمانی فقط تعدادی از این مناطق به عنوان اولویت اکتشافی انتخاب می‌شوند. در نتیجه در انتخاب این مناطق باید حداکثر دقت در نظر گرفته شود. پس اگر به جای بررسی جداگانه‌ی هر روش اکتشافی، روش‌های مختلف در ارتباط با یکدیگر مورد بررسی قرار گیرند و خصوصیات روش‌های مختلف در یک چارچوب وابسته به هم تجزیه و تحلیل شوند، انتخاب بهترین نواحی برای تمرکز عملیات اکتشافی با دقت بیشتر و ریسک کمتر صورت خواهد گرفت.

۴-۱- روش مطالعه

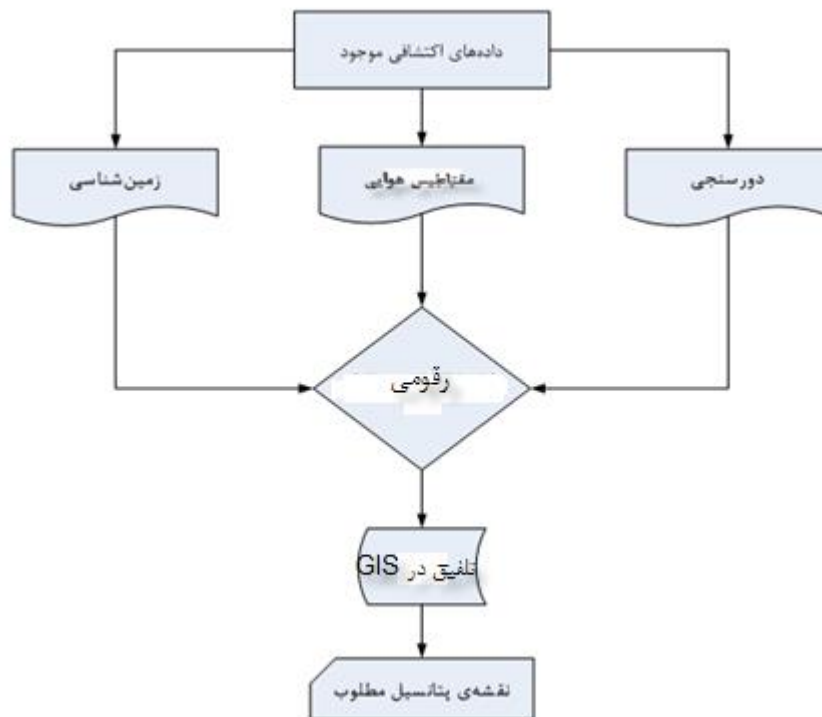
روش‌های تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش‌های دانش محور، روش‌های داده محور و روش‌های ترکیبی تقسیم می‌شوند. روش‌های دانش محور مدل‌سازی پتانسیل معدنی در شروع عملیات اکتشاف در مناطقی که از لحاظ زمین‌شناسی مناسب بوده ولی در آن کار اکتشافی کم صورت گرفته، مناسب هستند. این

روش‌ها عموماً در مناطقی که در آنجا هیچ ذخیره‌ی شناخته شده‌ای وجود ندارد یا تعداد ذخایر شناخته شده اندک است به کار می‌روند. واژه‌ی دانش محور اشاره به ارزیابی کیفی یا وزن دادن به شواهد بر اساس مقایسه و قضاوت کارشناسی می‌باشد. روش‌های دانش محور شامل روش منطق فازی، بولین، هم‌پوشانی شاخص، عکس فاصله، توابع برآورد و تحلیل سلسله مراتبی می‌باشند [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

در مرحله‌ی اول اکتشاف، در صورتی که در یک منطقه به اندازه‌ی کافی اندیس‌های شناخته شده وجود داشته باشد، از مدل‌سازی داده محور پتانسیل معدنی در تعیین مناطق هدف برای اکتشافات بعدی استفاده می‌شود. در این روش ابتدا کلیه‌ی خصوصیات اندیس‌های شناخته شده، از نوع کانی سازی مورد جستجو، جمع‌آوری شده و ارتباط این خصوصیات با شواهد و الگوهای فضایی کمی می‌گردد. سپس نقاطی جستجو می‌شود که مشابه این خصوصیات، در آن مناطق حضور دارند. در این حالت می‌توان مناطقی را که دارای خصوصیات مشابه می‌باشند، به عنوان مناطق امیدبخش و مناسب برای پی‌جویی ذخیره هدف و مورد جستجو در نظر گرفت. با توجه به نحوه‌ی تولید الگوهای پیش‌گو، دو نوع از روش‌های داده محور، شامل مدل‌های دو متغیره و چند متغیره توسعه پیدا کرده‌اند. در روش‌های دو متغیره پس از تحلیل همراهی فضایی بین نقاط معدنی و الگوهای شاهد، ابتدا نقشه‌های پیش‌گو تولید شده و سپس به منظور شناسایی بهترین نواحی امید بخش با هم تلفیق می‌شوند. انواع روش‌های دو متغیره شامل روش وزن‌های نشان‌گر و روش توابع برآورد می‌باشند. در روش‌های چند متغیره، نقشه‌های پیش‌گو عموماً به طور خودکار تولید شده و پس از کمی نمودن همراهی فضایی بین نقاط معدنی و الگوهای هر یک از نقشه‌های شاهد با هم ترکیب می‌شوند. روش‌های چند متغیره شامل رگرسیون لجستیکی، شبکه‌ی عصبی مصنوعی، تحلیل مطلوبیت، تحلیل ویژگی، تحلیل جداسازی، تحلیل ضریب درست‌نمایی، طبقه بندی شبکه بیزین، وزن‌های نشان‌گر مبسوط و روش ماشین برداری پشتیبان می‌باشند [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

به طور کلی می‌توان مراحل کار در سامانه اطلاعات جغرافیایی برای تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی را به سه مرحله اصلی تقسیم نمود. نخستین مرحله ایجاد پایگاه داده‌ای در سامانه اطلاعات جغرافیایی از کلیه داده‌های موجود می‌باشد. دومین مرحله پردازش داده‌ها جهت استخراج الگوهای فضایی مربوط به اهداف طرح است و مرحله آخر شامل ترکیب شواهد بدست آمده به منظور پیش‌بینی پتانسیل معدنی می‌باشد.

داده‌های مورد استفاده برای تهیه نقشه‌ی پتانسیل مطلوب در این تحقیق شامل داده‌های زمین-شناسی، داده‌های مغناطیس‌هوایی و داده‌های ماهواره‌ای است که ابتدا باید به صورت رقومی تهیه و سپس کلیه عوامل موثر و کنترل کننده کانی‌زایی کرومیت در منطقه شناسایی شوند. این لایه‌ها به منظور استخراج شواهد مهم برای پیش‌بینی نتایج، پردازش و تجزیه و تحلیل می‌گردند. سپس نقشه‌های به وجود آمده با استفاده از روش‌های منطق بولین، هم‌پوشانی شاخص (دوکلاسه و چندکلاسه) و منطق فازی تلفیق خواهند شد که محصول نهایی هر یک از آنها، نقشه‌ی مناطق امیدبخش کرومیت است که پتانسیل منطقه را نشان می‌دهد. به دلیل اینکه اندیس‌های موجود در منطقه از نظر تعداد کافی نبوده و همچنین پراکندگی اندیس‌های موجود به گونه‌ای است که نمی‌توان از آنها به عنوان نقاط شاهد استفاده کرد، از این رو در این مطالعه از روش‌های داده محور جهت تلفیق لایه‌های اطلاعاتی استفاده نگردید. در این راستا مراحل کار به صورت خلاصه در شکل (۱-۱) نشان داده شده است.



شکل ۱-۱: مراحل انجام پایان‌نامه.

۵-۱- ساختار پایان‌نامه

پایان‌نامه حاضر مشتمل بر شش فصل می‌باشد که در فصل اول مقدمه‌ای بر اهداف، ضرورت و روش تحقیق پایان‌نامه ارائه شده و در فصل دوم انواع کانسارهای کرومیت و زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی قرار می‌گیرد و توضیحاتی در مورد کرومیت و روش‌های اکتشافی آن معرفی خواهد شد. در فصل سوم به کلیاتی در خصوص دورسنجی و پردازش داده‌های ماهواره‌ای پرداخته می‌شود. در فصل چهارم به تفسیر داده‌های مغناطیس‌هوائی منطقه پرداخته خواهد شد و با استفاده از فیلترهای موجود مناطقی با مغناطیس بالا شناسایی و به عنوان یک لایه‌ی اطلاعاتی در نظر گرفته خواهد شد. تلفیق لایه‌های بدست آمده در روش‌های دورسنجی و مغناطیس‌هوائی با روش‌های منطق بولین، هم‌پوشانی شاخص (دو کلاسه و

چندکلاسه) و منطق فازی و ارائه‌ی نقشه پتانسیل مطلوب ذخایر کرومیت در فصل پنجم ارائه خواهد شد.
و در نهایت در فصل ششم نتیجه‌گیری و پیشنهادات ارائه می‌گردد.

فصل دوم

کانسارهای کرمیت و زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

۲-۱- مقدمه

کروم از عناصر نادر محسوب شده و با آلومینیوم و آهن در پوسته‌ی زمین همراه است. میانگین محاسبه شده برای این عنصر در پوسته برابر ۱۹۰ گرم بر تن گزارش شده است. در هنگام فرآیندهای ماگمایی، کروم در مسیر تبلور بخشی^۱ در مراحل ابتدایی تشکیل می‌شود. کاهش ترکیبات کروم‌دار در پوسته با کاهش ترکیبات سیلیس و افزایش آن با افزایش ترکیبات آهن و منیزیم همراه است. میانگین کروم در سنگهای اولترابازیک (پیروکسنیت، پریدوتیت و دونیت) ۲۰۰۰ گرم بر تن، در سنگهای بازیک به عنوان مثال گابرو ۲۰۰ گرم بر تن و در گرانیتها به مقدار خیلی کم (۲۵ گرم بر تن) می‌باشد. کروم به صورت کانی‌های سه وجهی و شش وجهی متبلور می‌شود. کرومیت اصلی‌ترین کانی کروم و در بین دیگر کانیهای کروم به عنوان کانه اقتصادی محسوب می‌شود. کرومیت از نظر تئوریک یک اسپینل کرم دار است که حاوی ۶۷٫۹ درصد Cr_2O_3 ، ۶ تا ۱۸ درصد FeO ، ۰ تا ۳۰ درصد Fe_2O_3 ، ۰ تا ۱۶ درصد MgO و ۰ تا ۳۰ درصد Al_2O_3 است. چند کانی شش وجهی نظیر ایرانیت^۲، واکولینایت^۳، فونیکوکورویت^۴، سانتانیت^۵ و همی‌هدرایت^۶ می‌توانند راهنمای مناسبی برای اکتشاف سنگ‌های غنی از کروم باشند (Angelica & et al, 1997).

موسکویت^۷ کروم‌دار را فوکسیت^۸ (۰/۷ درصد CrO) و فنژیت^۹ کروم‌دار را ماریپوسیت^{۱۰} (۰/۷ درصد CrO) می‌نامند که در سنگهای متابازیک و انواع شیست‌های سبز یا در سیمان سیلیکاته‌ی ذخایر اورانیوم با سنگ میزبان کنگلومرا در ژاکوبینا برزیل موجود می‌باشد. گارنت^{۱۱} کروم‌دار را اواروویت^۱ (۲۷/۱۷ درصد

^۱ Fractional crystallization

^۲ -Iranite

^۳ Vauquelinite

^۴ Phoenicochroite

^۵ Santanite

^۶ Hemihedrite

^۷ Muscovite

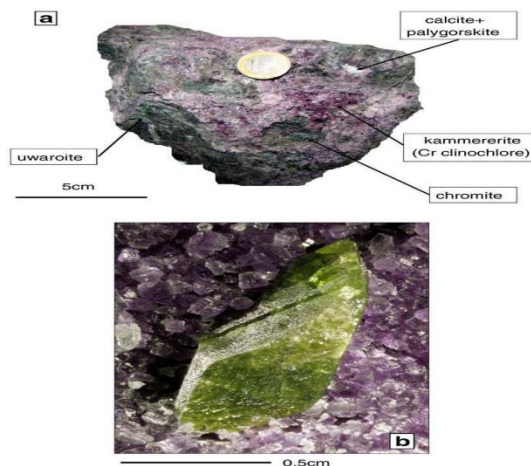
^۸ Fuchsite

^۹ Phengite

^{۱۰} Mariposite

^{۱۱} Garnet

(CrO می‌نامند که یک ترکیب کمیاب است و در سرپانتینیت‌ها و اسکارن‌ها و یا در مناطق دگرگونی درجه بالا که فلزات پایه در آن نواحی حاضر بوده‌اند یافت می‌شود. این کانی در مواقعی که کیفیت بالایی داشته باشد ارزش گوهری دارد (Treloar, 1987) (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱: کانه کروم محصول دگرسانی. (a) کرومیتیت نوع پادیفرم که از کوه‌های ارزروم ترکیه برداشت شده است. (b) اسفن کرومی به همراه آمسیت (سرپانتین کرم‌دار ارغوانی) و کلینوکلریت کرومی کوه‌های اورال روسیه (Harald, 2010).

۲-۲- ذخایر ماگمایی کروم

ذخایر اقتصادی کروم که در سنگهای ماگمایی اولترابازیک قرار دارند بر اساس شکل به سه نوع ذخایر صفحه‌ای کرومیت^۲، ذخایر عدسی شکل کرومیت^۳ و ذخایر متحدالمرکز کروم-پلاتینیوم^۴ تقسیم می‌شوند (Harald, 2010).

تمرکز کروم در سنگهای ماگمایی به وسیله‌ی فرآیند تبلور بخشی انجام می‌گیرد، به طوری که اسپینل‌های غنی از کروم از سیال جدا شده و به صورت لایه‌های غنی از کرومیت انباشته می‌شوند. فرآیند جدایش در هنگام تفریق ماگمایی با تبلور بخشی، ته‌نشینی وزنی، فیلترهایی که در اثر فشارهای مختلف وارد می‌شود (Carmichael, 1974)، و چگالی جریان (Best, 1982) مرتبط است. کرومیت در درون ذرات کانی‌ها و

¹ Uvarovite

² Stratiform chromite deposits

³ Podiform chromite deposits

⁴ Concentric chromite deposits

داخل سیال سیلیکاته متبلور شده و در قسمت‌های ابتدایی توده‌ی نفوذی به صورت لایه‌ای انباشته می‌شوند (Harald, 2010).

همراه کانسارهای کرومیت نوعی دگرسانی به نام سرپانتینی شدن مشاهده می‌شود. این دگرسانی به وسیله آبهای حاصل از ماگما که ضمن تبلور از آن جدا می‌شوند، ایجاد می‌شود. این دگرسانی در محل‌هایی که تعداد شکستگیها و گسلها زیاد است گسترش بیشتری دارند. سرپانتینی شدن، ابتدا الیوین، بعد پیروکسن و بالاخره آمفیبول را تحت تاثیر قرار می‌دهد. این دگرسانی در کانسارهای صفحه‌ای شکل ضعیف، اما در کانسارهای عدسی شکل (آلی یا توده‌ای) گسترش زیادی دارد. ضمن سرپانتینی شدن، کریزوتیل و آنتی-گوریت ایجاد می‌شود. کریزوتیل نتیجه‌ی اتوسرپانتینیزاسیون و آنتی-گوریت نتیجه‌ی دیناموسرپانتینیزاسیون است. در منطقه‌ی بالکان نوع کریزوتیل در سنگ‌های کرومیت‌دار بیشتر است. در سنگ‌های بسیار قلیایی جنوب ایران (فاریاب و آبدشت)، هر دو نوع سرپانتین مشاهده شده است [شهاب‌پور، ۱۳۸۰].

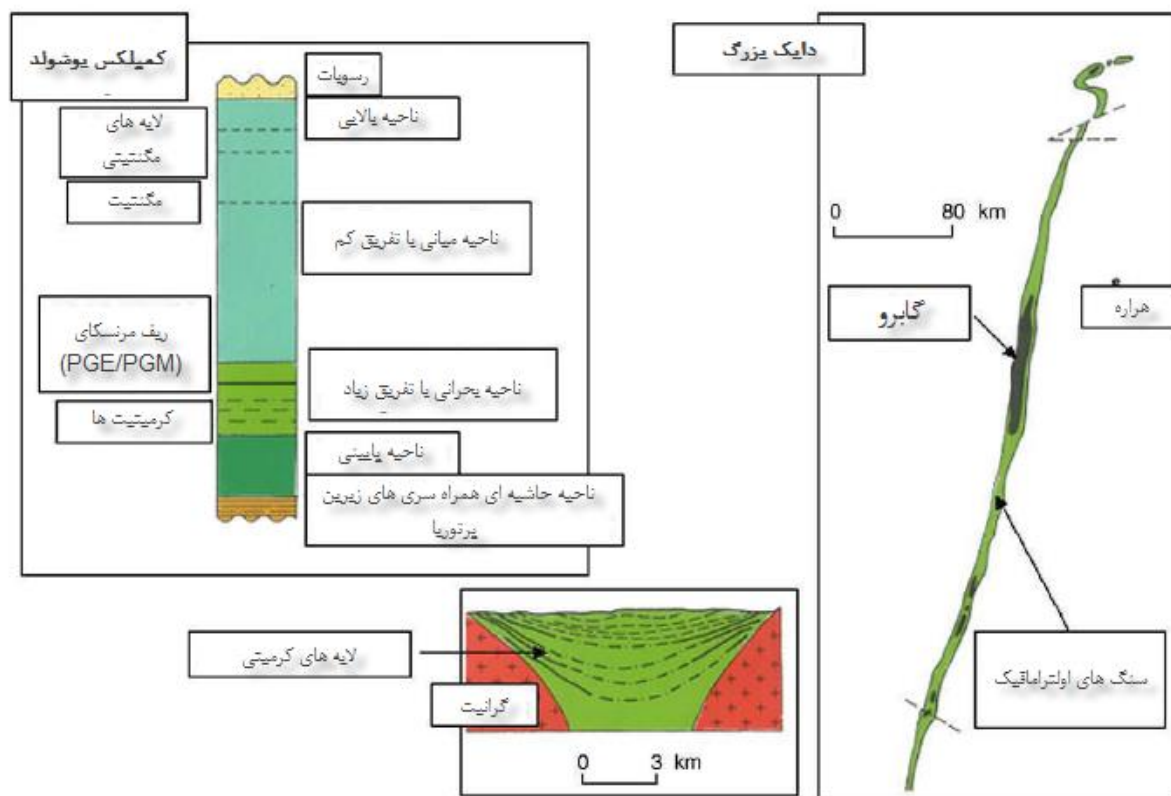
۲-۱-۲- ذخایر صفحه‌ای کرومیت

این نوع ذخایر از لایه‌های غنی از کرومیت (چند میلی‌متر تا چندین متر) که به صورت افقی با لایه‌های سیلیکات در تناوب می‌باشند، تشکیل شده است. این نوع از ذخایر کروم در آفریقای جنوبی و زیمبابوه بیش از ۹۰ درصد کروم مورد نیاز جهان را تولید می‌کنند. سنگ‌های میزبان سیلیکاته در این نوع از ذخایر دونیت، پریدوتیت، پیروکسنیت و در موارد اندکی هم سنگ‌های گابروئی بوده است. کرومیت درون بخش قاعده‌ی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک توده‌ی نفوذی با سن آرکئن واقع شده است. کمپلکس بوشولد^۱ آفریقای جنوبی نمونه‌ی تیپیک از این نوع کانسار می‌باشد، از این رو به این نوع از ذخایر کرومیت، ذخایر نوع بوشولد نیز گفته می‌شود. ذخایر صفحه‌ای به عنوان نهشته‌های قابل توجه کرومیت محسوب می‌شوند اما عیار کرومیت در آنها پایین است (با میانگین ۱۰/۷ درصد Cr_2O_3) (شکل ۲-۲) (Harald, 2010).

¹ Bushveld Complex

بزرگترین ذخایر کرومیت اروپا در لایه‌های مافیک-اولترامافیک کمپلکس ماگمایی (سرپانتینیت، پریدوتیت، پیروکسنیت و آنورتوزیت) در کشور فنلاند واقع شده است. ترکیب کانیهای آن شامل کرومیت، الیوین، اورتیت، پلاژیوکلاز، برونزیت، $\pm$ سرپانتین، آمفیبول، فلوگوپیت، کلریت، تالک و کربناتها است (Leinonen, 1998)(Kojonen & et al, 1999).

ماگمای غنی از کروم که از گوشته مشتق می‌شود، از عمق زیاد در طول زونهای گسلی قرار می‌گیرد. کرومیت به وسیله‌ی ته‌نشینی ثقلی تغلیض شده و به صورت یک توده‌ی سنگی در زیر گسلها تشکیل می‌شود (Harald, 2010).

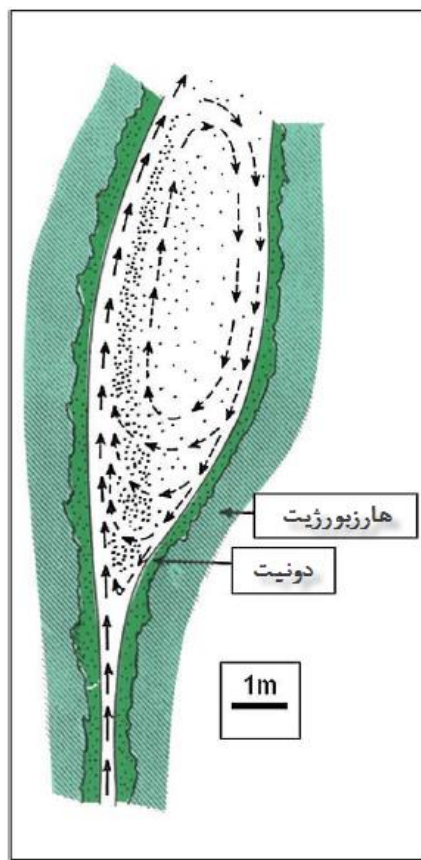


شکل ۲-۲: مقطع شماتیک از کمپلکس اولترابازیک بوشولد آفریقای جنوبی و دایک بزرگ زیمبابوه (Harald, 2010).

۲-۲-۲- ذخایر عدسی شکل کرومیت

این نوع ذخایر به صورت توده‌ای بوده و شکل این توده‌ها از غلافی شکل تا به فرم مدادی متغیر می‌باشد. در این نوع ذخایر، کانه کرومیت درون قسمت دونیتی کمپلکس‌های افیولیتی (پریدوتیت‌های نوع آلپی) که به موازات زونهای گسلی اصلی در نقاط تلاقی کمربندهای کوه‌زائی قرار دارد، واقع شده است (شکل ۲-۳). ذخیره‌ی کرومیت کمپیرسای^۱ که سن سیلورین دارد، در یک مجموعه‌ی دونیت-هارزبورژیته واقع شده است. ذخایر کرومیت عدسی شکل و یا ذخایر کرومیت نوع آلپی در سازندهای پوسته‌های اقیانوسی که در دوران‌های جدیدتر شکل گرفته‌اند، قرار دارد. استخراج این نوع ذخایر به دلیل کوچک بودن و به هم ریختگی آنها، در بیشتر موارد دشوار است (Harald, 2010).

¹ Kempirsai



شکل ۲-۳: یک مقطع شماتیک از ذخیره کرومیت نوع پادیفرم با نحوه‌ی جریان سیال و قرارگیری سنگ بستر (Harald, 2012).

۳-۲-۲- ذخایر متحدالمرکز کرومیت (نوع آلاسکا)

از کانسارهای مهم این نوع ذخایر می‌توان به کانسار گوسوا گورا در روسیه، کانسار دوک ایسلند و کانسارهای واقع در کشور امریکا را نام برد. این ذخایر نقش یک پل را ایفا می‌کنند که ذخایر اصلی کرومیت حاصل از ته‌نشینی را به ذخایر پلاتینیوم که از یک سیال سولفیدی نامحلول حاصل شده است، ارتباط می‌دهد (Harald, 2012).

۳-۲-۳- موارد استفاده کروم

کروم در بسیاری از تولیدات صنعتی نظیر تولید آلیاژها (آهن-نیکل و مس-کرم)، فروکروم، مواد رنگی، ماسه ریخته‌گری، دباغی بندهای چرمی، نساجی و صنعت نسوز مورد استفاده قرار می‌گیرد. بنا بر نیازهای

گوناگون صنعتی کرومیت به سه دسته‌ی ریخته‌گری، نسوز و شیمیایی تقسیم شده است. کرومیتی که در صنایع شیمیایی مورد استفاده قرار می‌گیرد ۴۰ تا ۴۸ درصد Cr_2O_3 ، ۱۸ تا ۲۲ درصد FeO و کمتر از ۳ درصد SiO_2 دارد. صنایع شیمیایی که این نوع کرومیت در آنها استفاده می‌شود، عبارتند از صنعت دباغی، کاتالیزور کنترل خوردگی، به عنوان محافظ چوب و صنایع رنگ سازی. کرومیت مورد استفاده در صنعت ریخته‌گری باید بیش از ۴۸ درصد Cr_2O_3 و کمتر از ۵ درصد SiO_2 داشته باشد که در صنعت فولاد و تولید فروکروم مورد استفاده قرار می‌گیرد. کرومیت قابل استفاده صنعت نسوز باید ۳۴ تا ۴۵ درصد Cr_2O_3 ، ۱۴ تا ۱۶ درصد Al_2O_3 و بیش از ۱۸ درصد MgO داشته باشد. این نوع کرمیت خصوصیات انبساطی بهتری، نسبت به ماسه سیلیسی دارد. ماسه‌ی کرومیت ماندگاری حرارتی خوب، انتشار حرارتی عالی و از نظر شیمیایی یک حالت خنثی از خود نشان می‌دهد. ذخایری که ۲۰ تا ۴۶ درصد Cr_2O_3 داشته باشند قابلیت معدن‌کاری، برای استحصال کروم را دارند. کرومیت‌هایی که در آنها مقدار عناصر گروه پلاتین زیاد، میزان SiO_2 بیش از ۶ درصد، مقدار S بیش از ۰/۰۵ درصد و مقدار P بیش از ۰/۰۷ درصد باشد، برای صنایع متالورژیکی مضر می‌باشد و کرومیتی که میزان SiO_2 آن بیش از ۶ درصد و Al_2O_3 آن کمتر از ۲۰ درصد باشد، برای صنعت نسوز مناسب نمی‌باشد

(<http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/chromium/>)

۲-۴-۱-۲ اکتشاف کانسارهای کرومیت

در مقیاس ناحیه‌ای الیوین قدم برای اکتشاف کانسارهای کرومیت، مشخص نمودن موقعیت سنگهای اولترامافیک است. این سنگها ممکن است به صورت لایه‌های افقی و یا آنکه به صورت مجموعه‌های افیولیتی حادث شوند. از نقطه نظر موقعیت تکتونیکی مجموعه‌های لایه‌ای کرومیت در مناطق با ثبات قاره‌ها یافت می‌شوند [شهاب‌پور، ۱۳۸۰].

به این سوال که چرا بعضی از مجموعه‌ها حاوی کانسارسازی و بعضی دیگر فاقد کانسارسازی می‌باشند، هنوز جواب قانع کننده‌ای داده نشده است، ظاهراً ژنز این کانسارها حائز اهمیت است. طبق نظر استوا^۱ (۱۹۸۷)، در آفریقای جنوبی مناطق غنی از کرومیت بر روی بخشی از سنگ کره که از لحاظ کرومیت غنی می‌باشند، واقع‌اند. به نظر می‌رسد که غالب مجموعه‌های بزرگ مربوط به کراتون‌ها تا کنون کشف شده باشند. مجموعه‌های دایک بزرگ (زیمبابوه)، بوشولد (آفریقای جنوبی)، ترومپس‌برگ (برزیل)، در طول خطواره‌های بزرگی قرار دارند. روش ثقل سنجی می‌تواند در اکتشاف این کانسارها به کار گرفته شود [شهاب‌پور، ۱۳۸۰].

پریدوتیت‌های نوع آلپی بخشی از مجموعه‌های افیولیتی را تشکیل می‌دهند که در طول جزایر قوسی و مناطق راندگی موجود در کمربندهای کوهزائی یافت می‌گردند. مناطق افیولیتی را بر روی عکس‌های هوایی می‌توان از روی تپه‌های گرد شده و کمبود رویش گیاهی مشخص نمود. ثقل‌سنجی و نیز مغناطیس‌سنجی در تشخیص توده‌های واقع در زیر پوشش‌های نازک می‌تواند مؤثر باشد. این روشها هم در مجموعه‌های افیولیتی و هم در کمربندهای گرین‌استون کاربرد دارد. در مجموعه‌های اولترامافیک نوع آلپ (پادیفرم)، کانسارهای کرومیت در هارزبورژیت یافت می‌شوند و لرزولیت‌ها فاقد کانی سازی می‌باشند. در مجموعه‌های فرامافیک لایه‌ای، کرومیت به بخش پائینی مجموعه‌ی فرامافیک که شامل دونیت و برونزیت است و نیز به مجموعه‌های پیروکسنیت-آنورتوزیت محدود می‌باشد [شهاب‌پور، ۱۳۸۰].

در مجموعه‌های اولترامافیک نوع آلپی، لایه‌های کرومیت، در بخش‌های زیر یافت می‌شوند: در پائین‌ترین بخش از دونیت انباشتی، در منطقه انتقالی بین هارزبورژیت و دونیت انباشتی و در حدود یک کیلومتر در زیر بخش اخیر. کرومیت در صورت وجود، در بخش انباشت‌های بنیانی، منطقه‌ی انتقالی و یا به صورت پراکنده در هارزبورژیت باقی مانده، در غلافی دونیتی احاطه شده است. در تمامی کانسارهای افیولیتی

¹ Stowe

توده‌های معدنی کرومیت در بخش کوچکی از مجموعه‌ی افیولیتی قرار دارند و بقیه‌ی بخش‌ها فاقد کانسارسازی کرومیت می‌باشند [شهاب‌پور، ۱۳۸۰].

در بسیاری از مناطق، توده‌های معدنی از طریق پی‌جویی قطعات ماده‌ی معدنی اکتشاف شده‌اند و سپس از طریق حفر ترانشه، چاهک و حفاریهای الماسی اکتشاف این توده‌های سطحی ادامه یافته است. روشهای ژئوشیمی در اکتشاف توده‌های معدنی فاقد رخنمون موثر نبوده‌اند، چرا که کانسارهای عمقی در اطراف خود هاله‌های ژئوشیمیایی ایجاد نمی‌کنند [شهاب‌پور، ۱۳۸۰].

مطالعه‌ی تورق و خطواره‌های کوچک برای یافتن توده‌های معدنی موجود در یک معدن حائز اهمیت است. معمولاً غلافهای مربوط به کانسارهای پادیرم کرومیت در جهت پلانژ چین‌ها و به موازات خطواره‌ها تداوم می‌یابند. غلاف‌های طویل در پهلوهایی مربوط به چین‌ها به صورت بودیناژ در می‌آید. لذا می‌توان این‌گونه نتیجه‌گیری نمود که در کانسارهای کرومیت افیولیتی، توده‌های معدنی در بخش کوچکی از مجموعه‌ی افیولیتی تجمع می‌یابند. توده‌های کرومیت مخصوصاً در دونیت‌های انباشتی میانی و نیز در منطقه‌ی انتقالی دونیت-هارزبورژیت پدید می‌آیند [شهاب‌پور، ۱۳۸۰].

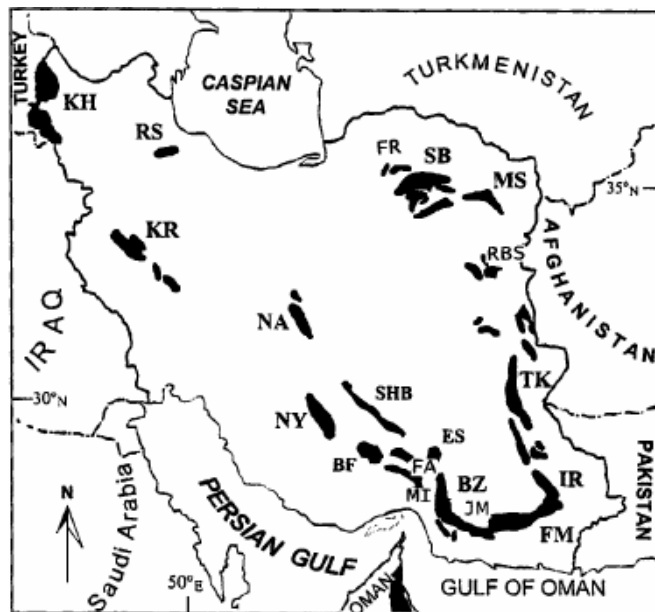
۲-۵- مجموعه‌های افیولیتی ایران

مجموعه‌های افیولیتی ایران قسمتی از کمربند افیولیتی خاورمیانه می‌باشد که از طرفی به افیولیت‌های آسیا به عنوان مثال پاکستان و از سوی دیگر به افیولیت‌های نواحی مدیترانه مانند ترکیه اتصال دارند. این افیولیت‌ها باقیمانده‌ای از یک برگه‌ی بزرگ قاره‌ای است (Nicolas, 1989).

بر اساس سن تشکیل، افیولیت‌های ایران به دو دسته‌ی افیولیت‌های با سن پالئوزوئیک و افیولیت‌های با سن مزوزوئیک تقسیم می‌شوند (Arvin & Robinson, 1994). افیولیت‌هایی که سن مزوزوئیک دارند، فراوانی آنها در ایران به مراتب بیشتر است از نوع پالئوزوئیک و به دو زیر مجموعه تقسیم می‌شوند (Stocklin, 1977) (شکل ۲-۴):

الف: جنوبی یا قسمتهای واقع شده در بخشهای بیرونی کمربند در غرب و جنوب گسل‌های اصلی معکوس زاگرس.

ب: شمالی یا قسمتهای واقع شده در بخشهای درونی کمربند در شمال و شرق گسل‌های اصلی معکوس زاگرس.



شکل ۲-۴: نقشه‌ی پراکندگی افیولیت‌های اصلی ایران که حاوی ذخایر کرومیت می‌باشند (Ghazi & Hassanipak, 2000).

افیولیت‌های ایران از نظر جغرافیایی به چهار دسته‌ی زیر تقسیم می‌شوند (Yaghubpur & Hassannejad, 2006):

الف: افیولیت‌های شمال ایران که به موازات رشته کوه‌های البرز کشیده شده‌اند. افیولیت‌های رشت در این محدوده قرار گرفته‌اند. ب: افیولیت‌های زون زاگرس که دربرگیرنده‌ی افیولیت‌های نیریز و کرمانشاه می‌باشد و ظاهراً در امتداد افیولیت‌های عمان قرار دارند. ج: افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین ناحیه‌ی مکران که در قسمت جنوب زون سنندج-سیرجان واقع شده‌اند و شامل افیولیت‌های سرخ بند و رودان است. د:

افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین که در قسمتهای کناری خردقاره‌ی ایران مرکزی واقع شده‌اند. مانند میناب، بافت، سبزوار، رباط سفید و جازموریان.

الوی^۱ (۱۹۷۶)، افیولیت‌های ایران را بر اساس سن آنها به سه دسته‌ی زیر تقسیم نموده است:

الف: افیولیت‌های پروتروزوئیک که روی لبه‌ی غربی بلوک لوت در ایران مرکزی واقع شده است. ب: افیولیت‌های اوایل ژوراسیک که در دامنه‌های البرز واقع شده‌اند. ج: افیولیت‌های اواخر ژوراسیک که اکثر افیولیت‌های ایران از این نوع می‌باشند.

لیپارد^۲ و همکاران (۱۹۸۶) به این موضوع اشاره دارند که افیولیت‌های مزوزوئیک در ایران متعلق به اوایل پالتوسن می‌باشند.

مجموعه واحدهای سنگی مرتبط به افیولیت‌های ایران، خصوصیات معمول افیولیت‌ها را دارا می‌باشند. آنها دارای بدنه‌ی بزرگ اولترامافیک نوع آلیی بوده که اساساً از هارزبورژیت و دونیت و تا حدودی لرزولیت و پیروکسنیت تشکیل شده‌اند (Ricou, 1974). در پریدوتیت‌ها معمولاً توده‌های کوچکتر گابرو نفوذ کرده‌اند و در بیشتر جاها مانند منطقه‌ی نیریز و اسفندقه، پریدوتیت‌ها به توده‌های کوچک آمفیبولیت پیشرفته و اکلوزیت مرتبط شده‌اند (Sabzehie, 1974).

۲-۶- ذخایر کرومیت ایران

بیش از ۷۴ پتانسیل کرومیت در نواحی مختلف افیولیت‌های ایران شناسایی شده است. در دهه‌ی اخیر بیشتر ذخایر قابل استحصال تا کنون کشف و در حال استخراج می‌باشند، اما به دلیل به هم ریختگی‌های تکتونیکی، الگوی توزیع و گسترش آنها به صورت یک سوال در ذهن مکتشفین باقی مانده است. بیشتر

¹ Alavi

² Lipard

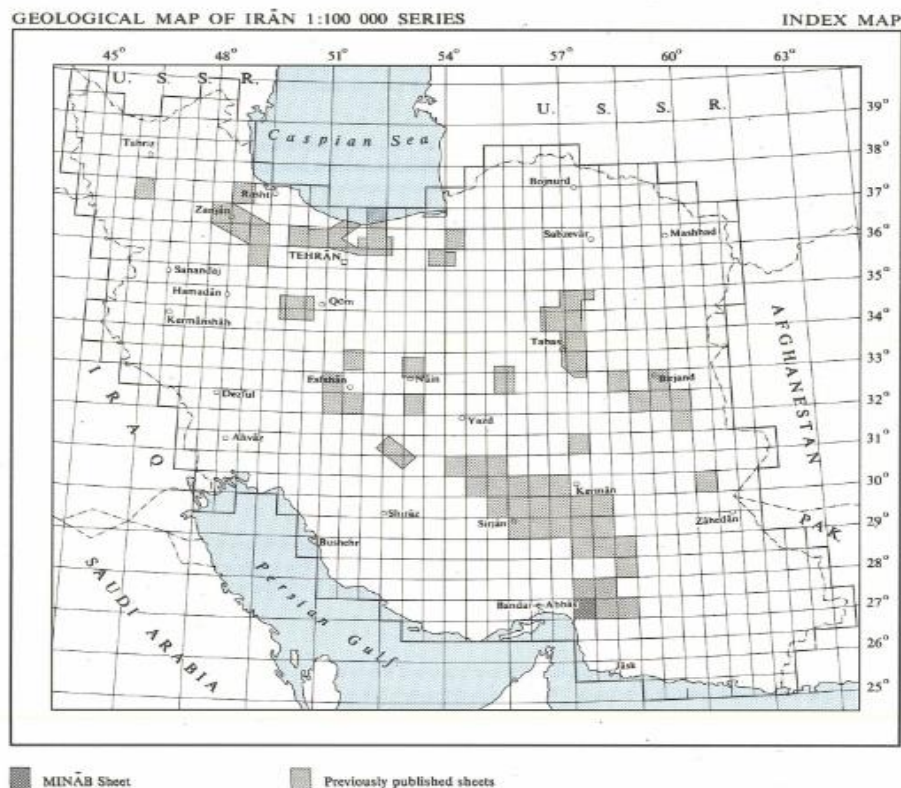
ذخایر کرومیت ایران از نوع عدسی شکل بوده و شکل کانی سازی آنها به صورت عدسی است و از نظر ساختاری، ناپیوسته می‌باشند (Yaghubpur, 2005).

به نظر می‌رسد که سن سنگ‌های میزبان و سن افیولیت‌های میزبان ذخایر کرومیت ایران بر اساس مورفولوژی، از نوع ذخایر پروتروزوئیک می‌باشند. این نوع ذخایر در افیولیت‌هایی قرار گرفته‌اند که در نواحی تکتونیکی و تلاقی دو صفحه واقع شده‌اند. درجه‌ی بالای سرپانتینیزاسیون از ویژگی‌های اصلی ذخایر کرومیت ایران که در افیولیت‌ها قرار گرفته‌اند می‌باشد. سنگ بستر این ذخایر به طور معمول سرپانتین، دونیت و هارزبورژیت می‌باشد. معمولاً رگه‌های منیزیت در همه‌ی ذخایر کرومیت ایران دیده شده است (Stowe, 1974).

بافت کانه‌ی کروم ذخایر ایران معمولاً ندولی شکل و ترکیب آن از کرومیت‌های کروی در خمیره‌ای از الیوین یا سرپانتین می‌باشد. قطر ندول‌ها از کمتر از ۲ میلی‌متر تا بیش از ۲ سانتی‌متر متغیر می‌باشد. نوع کرومیت در بیشتر ذخایر از نوع نسوز بوده و نسبت اتمی $Cr/(Cr+Al)$ از ۰/۴ تا ۰/۸ متغیر است. بیشترین نسبت Cr/Fe متعلق به معدن کرومیت فاریاب است که برابر ۳/۵ می‌باشد (Stowe, 1974).

۷-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه در این پژوهش در برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میناب با مختصات طول جغرافیایی $57^{\circ} 00'$ تا $57^{\circ} 30'$ و عرض جغرافیایی $27^{\circ} 00'$ تا $27^{\circ} 30'$ واقع شده است و از نظر موقعیت جغرافیایی، لبه‌ی شرقی این محدوده در ۷۰ کیلومتری شرق بندر عباس قرار دارد (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۵: محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب در اندکس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ ایران

اصلی‌ترین ارتفاعات این برگه عبارتند از (شکل ۲-۶) (Geological Map of Minab):

الف: کوهستان‌های قسمت شمالی که در حدود یک چهارم این برگه را اشغال کرده‌اند و از اولترابازیک‌های سرخ‌بند، مجموعه آمیزه‌های رنگی و مجموعه‌ی بزرگان تشکیل شده است. ارتفاع آنها به ۱۱۵۰ متر می‌رسد.

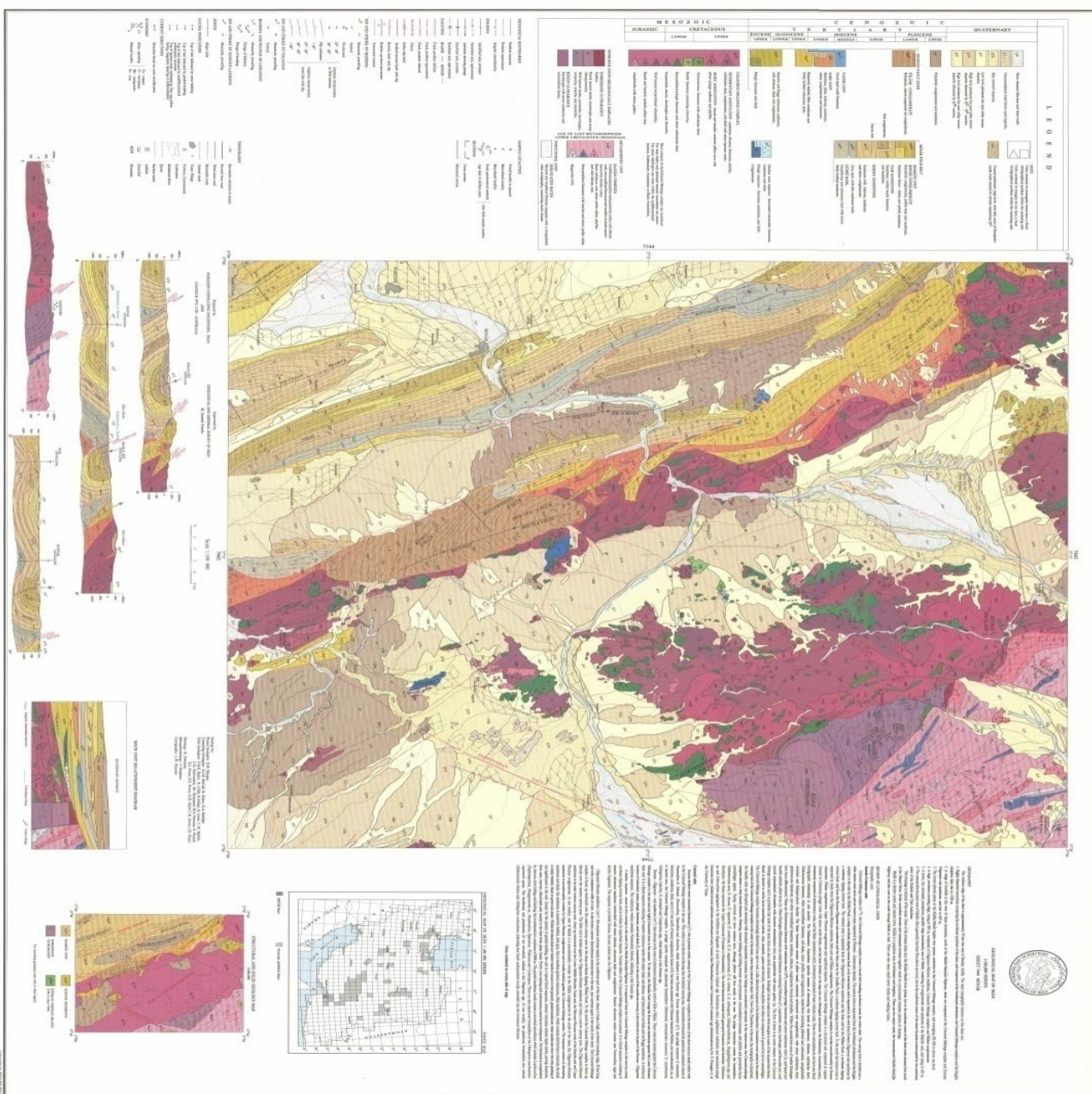
ب: تپه‌های قسمت شرق برگه که در شمال بزرگراه میناب-مانوژان واقع شده‌اند و از مجموعه آمیزه‌ی رنگین بعلاوه‌ی ماسه سنگهای ائوسن-اولیگوسن تشکیل یافته‌اند که ارتفاع آنها به ۶۴۵ متر می‌رسد.

ج: دشتهای آبرفتی پهن که در سیستم رودخانه‌ای رودان-میناب-جقین واقع شده‌اند و میانگین ارتفاع آنها از ۲۵۰-۳۰۰ متر بالاتر از سطح آبهای آزاد می‌باشد.

د: بالا رفتگی شمالغرب محدوده که در حدود ۹۹۳ متر است و از ماسه سنگ اولیگوسن-میوسن، مجموعه آمیزه‌ی رنگین و کنگلومرای پالامی تشکیل شده است.

ه: پایین افتادگی به موازات لبه‌ی شرقی میناب که ارتفاع متوسط آن به ۳۵۵ متر می‌رسد و از کنگلومرا و ماسه‌سنگ واحد مکران تشکیل شده است.

و: دشت آبرفتی غرب میناب که ارتفاع متوسط آن ۵۰ متر بالاتر از سطح آبهای آزاد می‌باشد. در گوشه‌ی جنوب غرب برکه، دشت آبرفتی وجود دارد که به وسیله‌ی طاق‌دیس‌های کپتاک و تیاب قطع شده است.



شکل ۲-۶: نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی میناب

۲-۸- بررسی واحدهای سنگی منطقه‌ی مورد مطالعه

۲-۸-۱: مجموعه آمیزه‌ی رنگین (JKcm): این واحد به صورت یک کمر بند پهن از شمال غرب

سرتاسر محدوده‌ی مورد مطالعه را پوشانده است. این کمر بند به دو قسمت زون شرقی پهن و زون غربی باریک که به وسیله‌ی ذخایر پلیوسن-کواترنر از هم جدا شده‌اند، تقسیم می‌شود. زون شرقی از اولترابازیک‌های سرخ‌بند و مجموعه‌ی بژگان (از سمت شرق) به وسیله‌ی گسل رودان جدا شده است و در غرب از ماسه سنگ‌های ائوسن-اولیگوسن به وسیله‌ی یک گسل معکوس شیب دار شمال شرقی جدا شده است. زون غربی به واسطه‌ی گسل پالامی از ماسه سنگ‌های اولیگوسن-میوسن و به وسیله‌ی گسل زندان از ماسه سنگ‌های ائوسن-اولیگوسن، واحد سبز و کنگلومرای پالامی، جدا شده است. مجموعه آمیزه‌ی رنگی از روی هم قرار گرفتن (به صورت ناپیوسته) آهک‌های ائوسن، کنگلومرای پالامی، کنگلومرای پولیوسن بالایی و نهشته‌های سطحی تشکیل شده است. مجموعه آمیزه‌ی رنگی، یک واحد ساختاری است که از سنگ‌های پلاژیک ژوراسیک تا کرتاسه به همراه قطعات کوچک خروجی ساخته شده است و بر روی نقشه به دو واحد سنگی مجزا، یکی ترکیب رسوبی (cm1) و دیگری ترکیبی از سنگ‌های رسوبی و سنگ‌های خروجی بازیک (cm2) تقسیم شده است. این دو ترکیب از نظر چینه شناسی با هم متفاوت می‌باشند. ترکیب رسوبی به صورت خاص، حاوی نوارهای باریک هوازده متشکل از ماسه سنگ، ماسه سنگ ریزدانه، چرت رادیولاردار، آهک، شیل، کمی فلیت و کنگلومرا، جریان‌های بازالتی و ریولیت است. ترکیب بازیک شامل بازالت بالشی که معمولاً کربناتی شده و بافت بادامی دارد، کمی چرت رادیولاردار، آهک، ماسه سنگ، ماسه سنگ ریزدانه، برش و فلیت است. واحدهای سنگی مشابه ترکیبات مختلفی دارند. آنها عبارتند از آهک‌های گلوبوترونکنا به همراه چرت رادیولاردار (K^8)، آهک‌های پلاژیک بلوری به همراه کمی چرت رادیولاردار (1) و بازالت به همراه گدازه‌های بالشی آندزیت بازالتی (b). دیگر واحدها عبارتند از آهک‌های ریفی حاوی اوریتولین (K^1)، سرپانتین، دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت (sr)، اولترامافیک‌های لایه‌ای

سریانتینیزه شده به همراه کانی سازی کرمیت (ub) و آمفیبولیت با کمی گابرو (a). بازالت به اجتماعی از رخساره‌ی زئولیت (کلسیت، رسها، همتایت، کوارتز و کلریت) تبدیل شده است با در نظر گرفتن این موضوع که فلیت و شیست انباشته‌های شیست سبز را تشکیل داده‌اند. توزیع مجموعه آمیزه‌ی رنگین از شرق به غرب افزایش می‌یابد (Geological Map of Minab).

۲-۸-۲ آهکهای برشی کم آب ائوسن (E2): این واحد درون برونزدی از مجموعه‌ی آمیزه‌ی رنگی در مرکز برگه قرار گرفته است. آهکهای بیومیکریک حاوی فسیل‌های Nummulite, fabianii, Discocyclina, Operculina و Alveolina است که نشان دهنده‌ی اواخر دوره ائوسن می‌باشند (Geological Map of Minab).

۳-۸-۲ آهکهای ائوسن (E2): این واحد توالی پلاژیکی از آهک، ماسه‌سنگ، شیل بوده و در ۴/۵ کیلومتری شمال رخساره‌ی کنگلومرای سرنی واحد E^1 با آهکهای تسونین برخورد داشته است و باقیمانده‌ی آنها در زون گسلی مربوط به مجموعه آمیزه‌ی رنگین قرار دارد. میکرایت پلاژیک شامل تک سلولی‌هایی با سن اواخر ائوسن می‌باشد (Geological Map of Minab).

۴-۸-۲ ماسه سنگهای آهکی ائوسن-اولیگوسن (EOs): این واحد رخنمونی در قسمت شمال کوه پالامی قرار دارد. سنگهای این واحد به دلیل برخورد با مجموعه آمیزه‌ی رنگی گسل خورده بوده و در اثر همین برخورد به سمت شرق به شدت برشی شده‌اند. در غرب ناحیه، گسل زندان باعث شده است که ماسه‌سنگهای آهکی ائوسن پایین‌تر از واحد سبز میوسن قرار گیرد. واحد سبز میوسن توالی است که از آهکهای توده‌ای سخت به همراه شیل و ماسه‌سنگ دانه‌ریز تشکیل شده، و شیل قرمز و ماسه‌سنگ قرمز سست را نیز در خود جای داده است. یک توالی افقی سخت شده، کرمی رنگ، همراه با آهک پلاژیک، مارل و شیل (l)، بدون واسطه در غرب برونزدهای ماسه‌سنگ قرار دارد و اعتقاد بر این است که

قسمتی از توالی ماسه‌سنگهای ائوسن-اولیگوسن است. این نوع از آهکها حاوی تک سلولی‌هایی با سن ائوسن می‌باشد (Geological Map of Minab).

یک توالی مشابه به صورت دو برونزد در شمال بزرگراه میناب-مانوژان اتفاق افتاده است. این برونزدها به سمت شرق به وسیله‌ی گسل معکوس با شیب شمال شرقی از مجموعه آمیزه‌های رنگی جدا شده و به وسیله‌ی نهشته‌های سطحی پوشیده شده است. برونزدهای تکتونیکي مجموعه آمیزه‌ی رنگی متعلق به زمان حال می‌باشد. این برونزدها توالی فلیشی هستند که از توده‌ی ماسه سنگهای آهکی که در کنار ماسه سنگ ریز دانه، شیل آهکی و کنگلومرا قرار گرفته‌اند، تشکیل شده است. این توده‌های آهکی سخت شده حاوی موجودات تک سلولی می‌باشند که سن آنها احتمالاً ائوسن است، اما این امکان هم وجود دارد که متعلق به اولیگوسن باشد (Geological Map of Minab).

۲-۸-۵ ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن (OMs): این سلسله برونزدها اساساً در شمال غرب برگه واقع شده است که به صورت یک برآمدگی با روند شمال غربی به طول ۳۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۴ کیلومتر می‌باشد. همچنین یک زون ناپیوسته باریک به سمت شرق و در جنوب برگه وجود دارد. مجموعه آمیزه‌های رنگی به وسیله‌ی گسل پالامی با شیب شمال شرقی به بالای زون شرقی رانده شده است. در سمت شمال مجموعه آمیزه‌های رنگی به بالای زون برونزد غربی رانده شده است. واحد سبز در برابر ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن گسل خورده است و به صورت یک زون برونزد باریکی درآمده است. ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن که در آن زون اصلی غربی قرار دارد، به سمت غرب به روی واحد وزیری میوسن پایینی-میانی، سنگهای میوسن-پلیوسن واحد مکران و کنگلومرای پلیوسن بالایی، رانده شده است. شرق میناب به صورت ناپیوسته به وسیله‌ی کنگلومرای پالامی واقع در جنوب برگه پوشیده شده است، ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن به صورت ناپیوسته به وسیله‌ی کنگلومرای پلیوسن بالایی پوشیده شده و به صورت محلی در برابر مجموعه آمیزه‌ی رنگی گسل خورده است. این توالی‌ها شامل ماسه‌سنگها

و شیل‌های در حال آلتیره شدن می‌باشد. ماسه‌سنگهای مذکور به صورت توده‌های طبقه بندی شده، به رنگ خاکستری تیره، نرم شده به وسیله‌ی دانه‌های در حد متوسط، میکادار، حاوی کانیه‌های سنگی آواری می‌باشد. شیل‌های مذکور نیز به صورت نازک لایه بندی شده است و به صورت سیاه و شیل‌های آهکی سبز مشهود می‌باشند. درون شیل سیاه نوارهای ضخیمی از دانه‌های درشت تا ریز وجود دارد. پریت، اکسید آهن و کانیه‌های کربناته به صورت گسترده در این واحد وجود دارد (Geological Map of Minab).

۸-۶-۲ واحد سبز (M^{s1}): این واحد به صورت کمر بند باریکی می‌باشد که ۳۰ کیلومتر طول و بیش از ۴ کیلومتر پهنا دارد و از رسوبات سفید هوا زده شده‌ی گچ مانند تشکیل شده است. در قسمت شرق این واحد در برابر مجموعه آمیزه‌های رنگی، ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن و ماسه‌سنگ آهکی ائوسن-اولیگوسن، گسل خورده است. به سمت غرب این واحد در برابر ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن در شمال آن گسل خورده است، همچنین در جنوب، این واحد با واحد وزیری، مارل گوش‌ی و ماسه‌سنگ خکو در حال گسلش است. این واحد به صورت ناپیوسته توسط کنگلومرای پالامی پوشیده شده است. این واحد شامل کنگلومرای با ذراتی به رنگ قهوه‌ای تیره تا کمرنگ، با دانه‌بندی متوسط، لایه‌بندی‌هایی که به صورت توده‌ای می‌باشند، ماسه‌سنگهای آهکی، گل‌سنگهای آهکی به رنگ قرمز کمرنگ تا سبز مایل به خاکستری، شیل و ماسه‌سنگ ریزدانه می‌باشد و رنگ کلی آن به صورت خاکستری کمرنگ تا کرمی رنگ بوده و تا حدودی برشی شده و شکستگی‌هایی که با آهک پر شده‌اند در آن دیده می‌شود (Geological Map of Minab).

۸-۷-۲ واحد وزیری (M^{v1}): این واحد برونزدی به موازات گسل زندان، بین ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن و واحد مکران، دارد و در نزدیکی گسل، این واحد به شدت برشی شده است. این برونزدها به صورت نواحی کوچکی می‌باشند که بزرگترین این برونزدها در حد ۲ کیلومتر تا ۱/۳ کیلومتر است (Geological Map of Minab).

۲-۸-۸ واحد مکران:

۲-۸-۸-۱ مارل گوشه (M^{m1}, M^{m2}): این بخش پایینترین قسمت واحد مکران می باشد، از این رو به آن مارل مکران نیز می گویند. این واحد فرعی به صورت دو کمربندی که کمتر از ۳ کیلومتر پهنا دارند دیده می شود. کمربند شرقی در حاشیه ی شرقی برونزد واحد مکران قرار گرفته است و کمربند غربی در هسته ی تاقدیس میناب واقع شده است. در کمربند شرقی، حاشیه ی شرقی آن تحت تاثیر گسل از ماسه سنگ اولیگوسن-میوسن در شمال و واحد سبز در جنوب جدا شده است و در حاشیه ی غربی از ماسه سنگ خکو جدا شده است. این واحد به صورت ناپیوسته به وسیله ی کنگلومرای پالامی و نهشته های سطحی پوشیده شده است. در کمربند غربی به دلیل گسل، این واحد به وسیله ی ماسه سنگ خکو در شمال و کنگلومرای میناب در جنوب پوشیده شده است (Geological Map of Minab).

۲-۸-۸-۲ ماسه سنگ خکو (M^{m3}): این واحد فرعی به صورت ناپیوسته بین مارل گوشه و کنگلومرای میناب قرار گرفته است. این بخش از واحد مکران سه برونزد دارد. اولین برونزد آن در تاقدیس کهتاک که در جنوب برگه واقع شده است قرار دارد. دومین برونزد در هر دو طرف دامنه ی تاقدیس میناب قرار دارد. سومین برونزد به صورت دو ناحیه ی جدا شده به وسیله ی نهشته های سطحی پدیدار شده است. به صورت محلی ماسه سنگ خکو توسط گسل از ماسه سنگ الیگوسن-میوسن، واحد وزیری، واحد سبز و مارل گوشه جدا شده است. همچنین این واحد به صورت ناپیوسته، توسط کنگلومرای پالامی، کنگلومرای پلیوسن بالایی و نهشته های سطحی پوشیده شده است [۳۴].

۲-۸-۸-۳ ماسه سنگ تیاب (M^{m4}): این برونزد در هسته ی تاقدیس تیاب در گوشه ی جنوب غربی برگه واقع شده است. این واحد به صورت پیوسته توسط کنگلومرای میناب و به صورت ناپیوسته توسط نهشته های سطحی پوشیده شده است (Geological Map of Minab).

۲-۸-۴ کنگلومرای میناب (PI^{m5}): این واحد فرعی در کپتاک و تاقدیس تیاب در گوشه‌ی جنوب غربی برگه، روی دامنه‌های شرقی و غربی تاقدیس میناب و روی دامنه‌ی شرقی ناودیس باغ سیسی، واقع شده است. این واحد به صورت ناپیوسته به وسیله‌ی نهشته‌های سطحی پوشیده شده است. بر روی دامنه‌ی شرقی تاقدیس میناب، گسل باعث جدا شدن این واحد از مارل گوسی و ماسه سنگ خکو شده است. همچنین روی دامنه‌ی شرقی ناودیس باغ سیسی، گسل باعث جدا شدن این واحد از ماسه سنگ اولیگوسن میوسن شده است (Geological Map of Minab).

۲-۸-۹ کنگلومرای پالامی (MPI^p): این واحد به عنوان برونزدی از ناودیس کوه پالامی در قسمت جنوبی برگه محسوب می‌شود. در سمت شرق این واحد به واسطه‌ی گسل از مجموعه آمیزه‌ی رنگی و کنگلومرای پلیوسن بالایی جدا شده است. در قسمت غرب آن برخوردها اساساً ناپیوسته بوده ولی به صورت محلی گسل خورده می‌باشد. این واحد به صورت ناپیوسته روی مجموعه آمیزه‌ی رنگی، ماسه سنگ آهکی آئوسن-اولیگوسن، ماسه سنگ اولیگوسن-میوسن، واحد سبز، مارل گوسی و ماسه سنگ خکو واقع شده است (Geological Map of Minab).

۲-۸-۱۰ کنگلومرای پلیوسن بالایی (PI^c): این واحد به صورت ناپیوسته واحد مکران (کنگلومرای میناب، ماسه سنگ خکو و مارل گوسی)، ماسه سنگ اولیگوسن میوسن، سنگ آهک آئوسن-اولیگوسن و مجموعه آمیزه‌ی رنگین را پوشانده است. این واحد به واسطه‌ی گسل از ماسه سنگ اولیگوسن-میوسن، مارل گوسی و کنگلومرای پالامی جدا شده است (Geological Map of Minab).

۲-۸-۱۱ واحدهای نفوذی

۲-۸-۱۱-۱ اولترابازیک‌های سرخ بند ($s1, s2, s3$): این واحد در یک روند شمال غربی که به صورت سه گوش درآمده است، و ۱۸ کیلومتر طول و بیش از ۶ کیلومتر عرض دارد، نمایان شده است. این واحد

توسط گسل از مجموعه آمیزه‌ی رنگین و مجموعه‌ی بژگان جدا شده است. گسل شرقی که به نام گسل رودان مشهور است بسیار مشهود و واضح است. همچنین مرز مشترک این واحد با مجموعه آمیزه‌ی رنگی و مجموعه بژگان، گسلی با روند شمال شرقی می‌باشد. اولترابازیک‌های این واحد به دو بخش اصلی تقسیم می‌شوند. عقیده بر این است که بخش شمالی آن از نوع کماگماتیک (s1) می‌باشد و لایه‌بندی منظمی از دونیت و سنگهای غنی از پیروکسن دارد. ضخامت لایه‌ها در این واحد از ۵ میلی‌متر تا ۶۰ متر متغیر می‌باشد. قسمت جنوبی (s2) اولترابازیک‌های معمول می‌باشند که به صورت مناسب لایه‌بندی شده‌اند. همچنین در نقطه‌ی بالایی قسمت شمالی برونزد اولترابازیک‌های سرخ‌بند رخنمون کوچکی از نوع گابرو (s3) وجود دارد. بیش از ۷۰ درصد بخش شمالی از دونیت تشکیل شده است. اولیوین به عنوان کانی اصلی و فورستريت، پیکوتیت و اسپینل کرومیت به عنوان کانی‌های فرعی این مجموعه به شمار می‌آیند. همچنین امکان وجود پیروکسن نیز هست. در موقعیت‌هایی که بلورهای اصلی، ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن هستند، لایه‌بندی متوالی از الیوین کلینوپيروكسنیت، ورلیت، کلینوپيروكسنیت، هارزبورژیت و اولیوین و بستریت شکل گرفته است. در این سنگها الیوین به صورت یکنواخت سرپانتینیزه شده است. کرومیتیت تنها سنگی است که از این میان متورق شده و ساختار توده‌ای خود را حفظ کرده است. نوارهای کرومیتیت در معادن کرمیت شاهین در حال استخراج می‌باشد و بیش از ۹۰ درصد این نوارها از کرومیت بوده و اولیوین به عنوان کانی فرعی در این نوارها حضور دارد. کانیهای فرعی کمیاب در کرمیتیت‌ها عبارتند از: کرم دیوپسید، آوارویت و استکتیت یا کمریت (Geological Map of Minab).

اولترامافیک‌های بخش جنوبی این واحد شامل دونیت (که سرپانتینیزه شده و حاوی اسپینل است)، هارزبورژیت (حاوی بیش از ۱۵ درصد اورتوپيروكسن آلتره شده به باستیت) و کلینوپيروكسنیت می‌باشد. در این سنگها اولیوین از نوع فورستريت، اورتوپيروكسن از نوع برونزیت و کلینوپيروكسن در همه‌ی موارد اوژیت می‌باشد. کلیه‌ی سنگهای این مجموعه به استثنای کرومیتیت، ساختار توده‌ای خود را حفظ نکرده و

کانیهای آنها تبلور مجدد داشته و به موازات لایه‌بندی به صورت ورقه‌ای تکتونیزه شده‌اند. نوع لایه‌بندی اشاره به یک منشا توده‌ای دارد، که این توده دچار دگر شکلی مجدد در اثر تحمل فشار از جانب گوشته شده است. داده‌های رادیومتری به روش K-Ar اشاره به سن ۴۷۶ میلیونی این مجموعه دارد. عقیده بر این است که در زمان اوردوئیسین تبلور مجدد در گوشته اتفاق افتاده است، یعنی دگرشکلی ثانویه و انتقال مکانیکی به موقعیت کنونی در زمان کوهزایی آلپین رخ داده است (Geological Map of Minab).

۲-۱۱-۸-۲ اولترابازیکهای رودان (۲): فقط قسمت جنوبی این واحد در این برگه قرار گرفته است. این دسته درون مجموعه آمیزه‌ی رنگی گسل خورده است. سنگهای این مجموعه به طور کامل توده‌ای نشده‌اند اما دلیل مناسبی برای دگرشکلی مجدد اولترابازیکهای سرخ‌بند می‌باشند. این واحد شامل هارزبورژیت (۷۰ درصد اولیوین، ۳۰ درصد اورتوپروکسن، کانیهای فرعی هم کلینوپروکسن و پیکوتیت) به همراه کمی لرزولیت، درون لایه‌هایی از دونیت‌های سرپانتینیزه شده و به مقدار جزئی و نا منظم وبستریت است. درون مجموعه‌ی بژگان سنگهای اولترامافیکی با بدنه‌ی سرپانتینیت و دونیت وجود دارد، به خصوص در مجاورت گسل رودان که این مجموعه در روی نقشه به صورت ناحیه‌ی خیلی کوچک جدا شده است (Geological Map of Minab).

۲-۸-۱۲ واحد دگرگونی مجموعه‌ی بژگان (PzK^b): این مجموعه به وسیله گسل رودان و دیگر گسلهای متقاطع از اولترابازیکهای سرخ‌بند و مجموعه آمیزه‌ی رنگی جدا شده است. در این نواحی، شیستهای پللیتیک به همراه کمی سنگهای کالک سیلیکات، سنگ آهک و مرمر وجود دارد. معمولترین نوع سنگ در این مجموعه کوارتز-موسکویت-کلریت شیست است. مجموعه‌ی مذکور به دوازده زیرمجموعه تقسیم می‌شود که سه زیر مجموعه از آن در این برگه وجود دارد (b1, b2, b8). اولین عضو از این سه بخش شامل سنگ شیستی بازیک، به همراه کمی شیست پللیتیک، فیلیت و سنگهای کالک سیلیکات است. دومین بخش از این سه بخش شامل آهک و مرمر به همراه کمی شیست پللیتیک است.

سومین بخش هم شامل سنگهای منیزیوم دار است. سنگهای مادر مجموعه‌ی دگرگونی شامل ویک‌های کوارتز-فلدسپاتیک، ماسه سنگ ریز دانه، گل سنگ و شیل است. این سنگها به مجموعه‌ای متشکل از کوارتز-میکا سفید-کلریت ($\pm$ آلبیت، کلسیت، کلینوزوئیزیت) دگرگون شده‌اند. سنگهای رسوبی کالک سیلیکات به مجموعه‌ای متشکل از کلسیت-آکتینولیت-کلینوزوئیزیت دگرگون شده‌اند. سنگهای آذرین نیز به مجموعه‌ای متشکل از آلبیت-کلریت-اپیدوت-آکتینولیت دگرگون شده‌اند. سنگهای منیزیوم‌دار به مجموعه‌ای متشکل از آنتی‌گوریت-کربنات-مگنتیت و سنگهای غنی از آهن به مجموعه‌ای متشکل از کوارتز-مگنتیت-اپیدوت-کلینوزوئیزیت، دگرگون شده‌اند (Geological Map of Minab).

نقشه رقومی منطقه مورد مطالعه

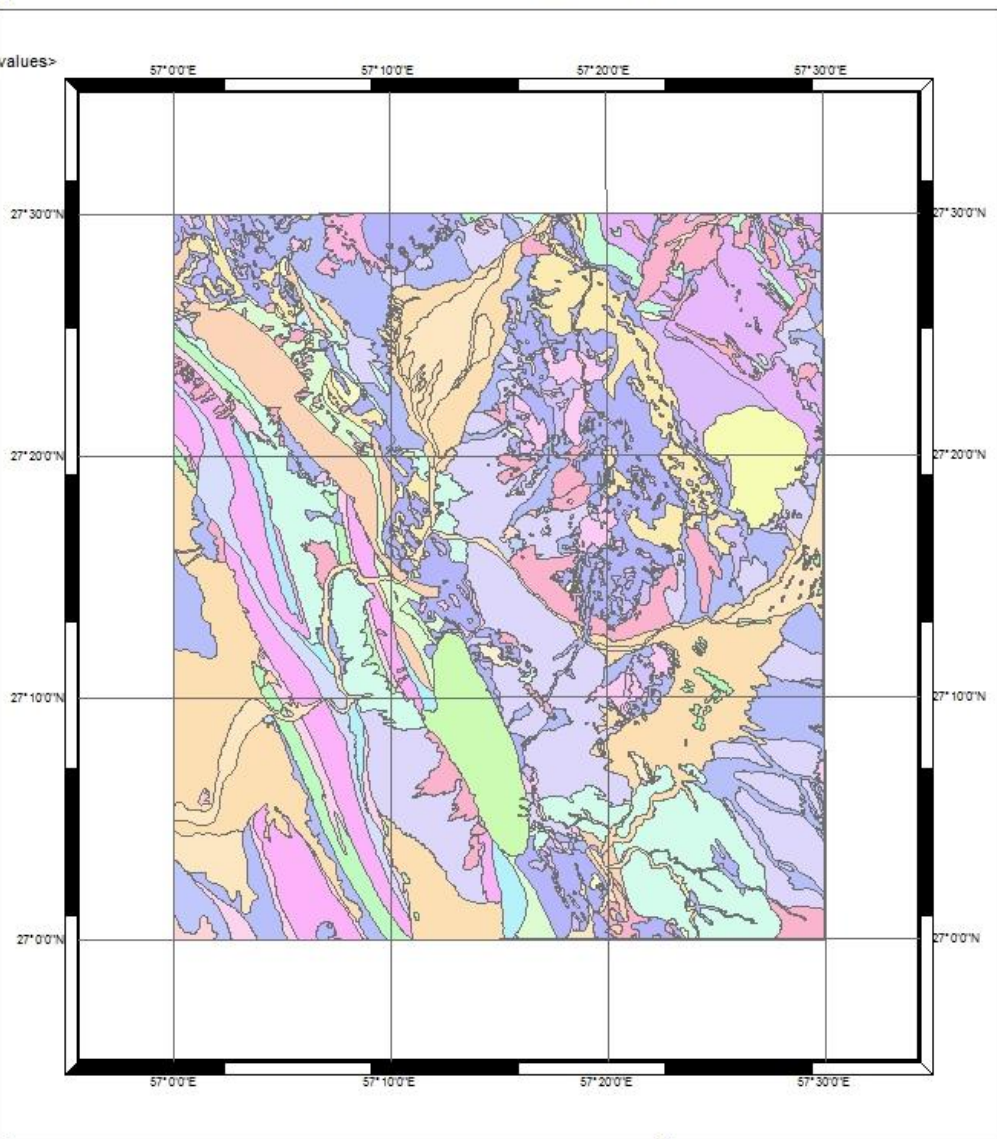
Legend

litology

<all other values>

type

- 1
- C
- Cm1
- Cm2
- E1
- E2
- EOs
- Eos
- JKcm
- K1
- Kg
- Mm1
- Mm2
- Mm3
- Mm4
- Mp1p
- Ms1
- Mv11
- Oms
- P1c
- P1m5
- P2kb
- Pzkb
- Qa1
- Qe1
- Qs
- Qt1
- Qt1a
- Qt2
- Qt2a
- S
- S1
- S2
- S3
- Sr
- Town village
- Ub
- a
- b
- b1
- b2
- b8
- r
- town village



0 3,600 7,200 14,400 21,600 28,800
Meters



تهیه کننده: احمد امیری رودبار

شکل ۷-۲: نقشه‌ی رقومی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب

۹-۲ تکتونیک منطقه

الگوی ساختاری سنگهای این منطقه بازتابی از الگوی ساختاری بلوکهای این ناحیه است که در اثر گسلهای شیب دار معکوس با روند شمال شرق-جنوب غرب به داخل بلوک مکران یا به خارج بلوک مکران رانده شده‌اند. بلوک‌هایی که در نیمه‌ی شرقی برگه قرار دارند از اهمیت خاصی برخوردار نمی‌باشند و اساساً کمتر تحت تاثیر فشارهای مختلف قرار گرفته‌اند. اما در مقابل غرب برگه بیشتر تحت تاثیر بوده و به تکه‌های مختلفی تجزیه شده است که این خرد بلوک‌ها روند شمال غربی داشته و در بین دو گسل پالامی و زندان قرار دارند. این خرد بلوک‌ها از شمال شرق به جنوب غرب عبارتند از (Geological Map of Minab):

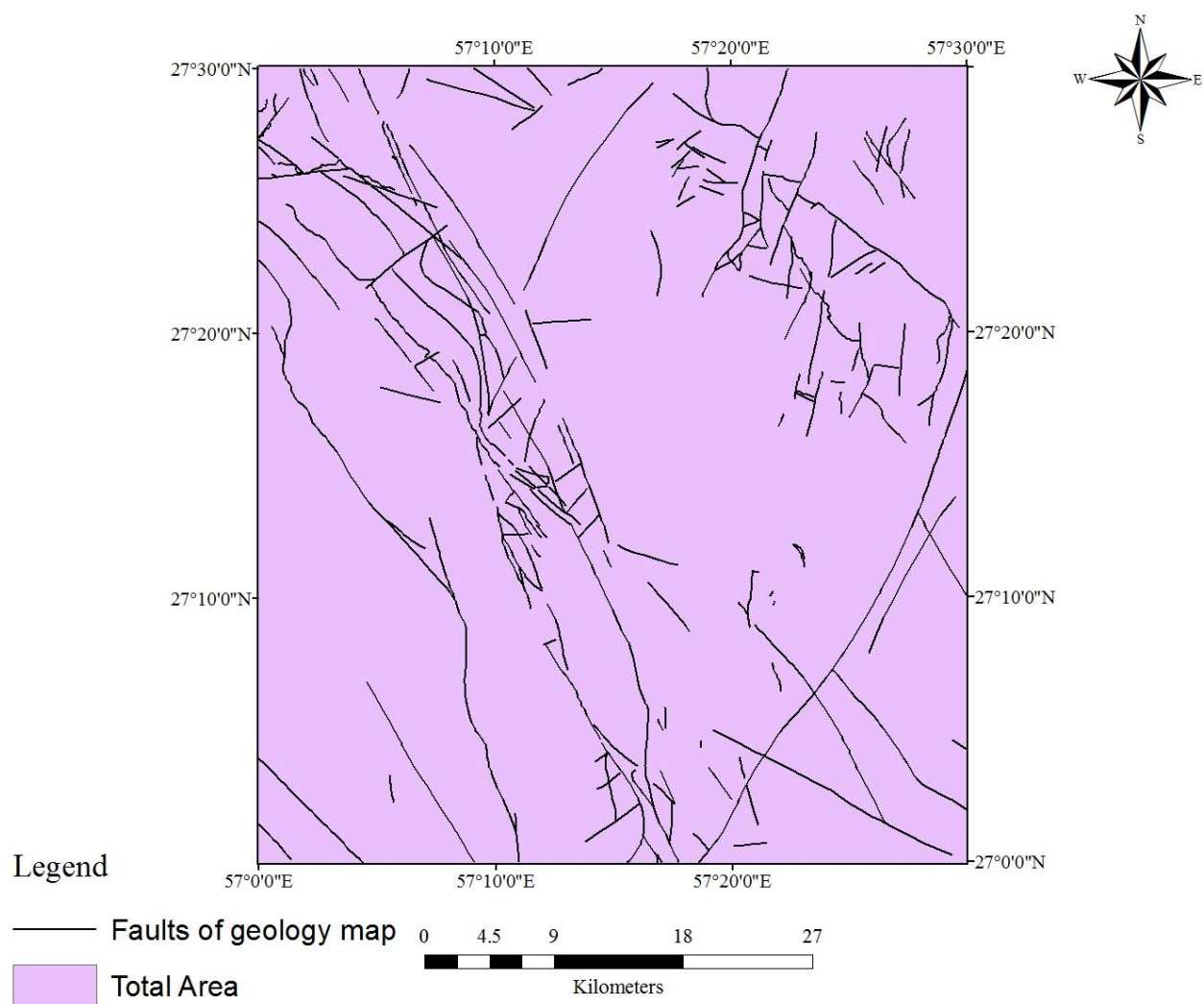
الف- بلوک بژگان و مجموعه آمیزه‌های رنگی: این دو بلوک به وسیله‌ی گسل رودان جدا شده‌اند. این گسل یک گسل اصلی معکوس با روند شمال غربی بوده و ممکن است که این گسل در عمق بیشتر پهن‌تر شود. هر دو بلوک توسط گسل‌هایی با روند شمال شرقی، احتمالاً نرمال و راستگرد قطع شده‌اند و جا به جایی در حدود بیش از ۱/۵ کیلومتر را ایجاد کرده‌اند. در داخل بلوک آمیزه‌های رنگین گسل‌هایی معکوس با روند شمال غربی، اولترامافیک‌های سرخ‌بند را از مجموعه آمیزه‌های رنگی جدا می‌نماید. در درون بلوک آمیزه‌های رنگی، مجموعه آمیزه‌های رنگی، در قسمت شرق برونزد خود به صورت برگه‌های تک شیب با حاشیه‌ی مشترک که شیب این برگه‌ها شمال شرقی است، در آمده است، در قسمت غربی نزدیک به حاشیه‌های این بلوک، مجموعه آمیزه‌های رنگین ناهموارتر می‌شوند و همچنین جدایش چینه‌ها و انحنای آنها نیز بیشتر می‌شود.

ب- نقره‌ای‌های ائوسن-اولیگوسن: یک زون گسل اصلی به نام گسل زندان، موازات لبه‌ی غربی بلوک آمیزه-ی رنگی را پیموده است. در طول این زون برشهای فلسی شده‌ی ماسه سنگ ائوسن-اولیگوسن پدیدار شده‌اند که بقایایی از یک بلوک ساختاری اصلی می‌باشد.

ج-بلوک اولیگوسن-میوسن: بلوک آمیزه‌ی رنگین به بالای بلوک فلسی شده که متشکل از ماسه‌سنگ اولیگوسن-میوسن، واحد سبز و واحد وزیری می‌باشد، رانده شده است. در حاشیه‌ی غربی این بلوک گسل زندان که یک گسل معکوس با شیب شمال شرقی است، وجود دارد. واحد وزیری که به شکل یک مثلث می‌باشد در زیر این گسل قرار گرفته است. در قسمت جنوب بلوک اولیگوسن-میوسن توسط کنگلومرای پالامی پوشیده شده است. اما مجدداً در قسمت جنوب، واحد سبز به سمت غرب در طول گسل زندان به بالای بلوک مکران، رانده شده است.

د-بلوک مکران: این بلوک غربی‌ترین بلوک این ناحیه بوده و از رسوبات میوسن-پلیوسن واحد مکران به همراه رویه‌ای از کنگلومرای پلیوسن بالایی و نهشته‌های سطحی، تشکیل شده است. یکی از اجزای اصلی این بلوک طاق‌دیس میناب می‌باشد. این طاق‌دیس به وسیله‌ی ناودیس باغ سیسی به سمت شرق و با طاق‌دیس‌های تیاب و کهتاک به سمت جنوب غرب لغزش داشته است. طاق‌دیس میناب به وسیله‌ی گسل میناب به موازات محورهای ساختارهای ذکر شده شکسته شده است. هر دو طاق‌دیس تیاب و کهتاک به وسیله‌ی گسل‌های شیب دار محدود شده‌اند. یک گسل معکوس در شرق طاق‌دیس کهتاک و احتمالاً یک گسل نرمال هم در شرق طاق‌دیس تیاب وجود دارد.

با توجه به کاربردی بودن نقشه گسل و موثر بودن آن در تمرکز کانی‌زایی، نقشه‌ی گسل‌های موجود در منطقه از روی نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه استخراج گردیده است (شکل ۲-۸).



شکل ۲-۸: نقشه‌ی گسل‌های منتج شده از برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میناب.

فصل سوم

شناسایی مناطق امید بخش کرومیت با استفاده از تکنیک
دورسنجی

۳-۱- مقدمه

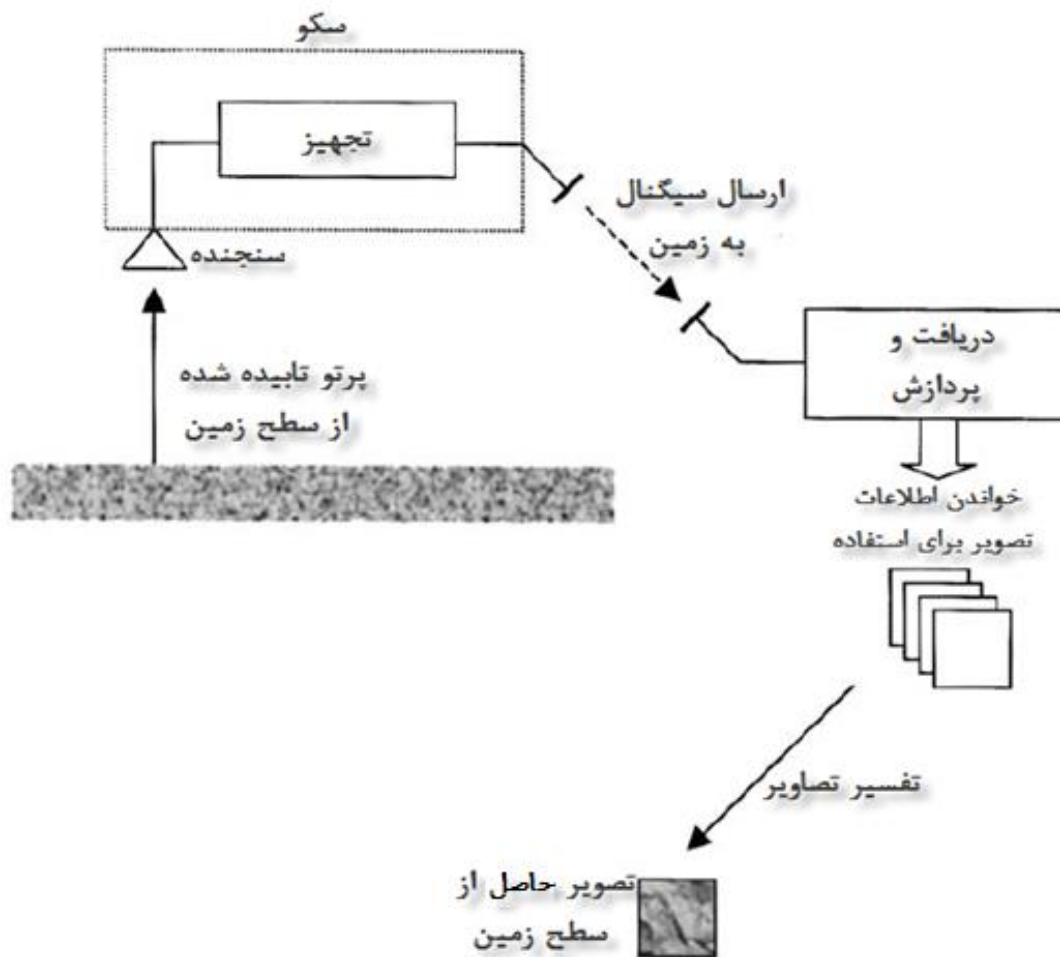
سنجش از دور^۱ فن جدیدی است که بر اساس آن می‌توان به کمک ماهواره‌هایی که در مدار زمین قرار دارند به مطالعه عوارض و پدیده‌هایی چه در مقیاس محلی و چه بسیار وسیع‌تر پرداخت. در تمام ماهواره-های ارسالی به فضا سنجنده‌هایی تعبیه شده‌اند که با ارسال امواج مختلفی به سطح زمین و تفسیر بازتاب آنها از زمین به تجزیه و تحلیل اطلاعات موجود مبادرت می‌کنند. سنجش از دور، روشی نیرومند در مطالعات زمین‌شناسی و اکتشاف ذخایر معدنی در مقیاس ناحیه‌ای می‌باشد که یک روش غیرمستقیم در اکتشاف مواد معدنی و آشکارسازی زون‌های دگرسانی و بررسی ساختارهای ماکرو و ساختارهای کنترل کننده ذخایر می‌باشد. لازم به ذکر است به علت خواص اکتشافی و زمین‌شناسی در اکتشاف کرومیت نمی‌توان به طور قاطع از یک روش به عنوان مرجعی در اکتشاف این ماده معدنی گرانبها استفاده نمود [پشنگ، ۱۳۹۱].

۳-۲- خصوصیات داده‌های دورسنجی

در دورسنجی انرژی ساطع شده از سطح زمین با استفاده از سنجنده‌های نصب شده بر روی هواپیما یا فضاپیما اندازه‌گیری می‌شود. این اندازه‌گیری به صورت یک عکس از منظره طبیعی که در زیر سنجنده قرار دارد ترسیم و مورد استفاده قرار می‌گیرد (شکل ۳-۱). در بیشتر موارد انرژی ثبتي مورد نظر می‌تواند انعکاس نور خورشید از سطح زمین باشد، که تصویری که ایجاد می‌شود شبیه به همان منظره‌ای است که ما از سطح زمین با چشم خود می‌بینیم، اگر چه امواج مورد استفاده در دورسنجی اغلب خارج از حوزه دید انسان می‌باشد. در مواقعی هم انرژی می‌تواند از خود زمین ساطع شود، مثلاً یک رادیاتوری که از خود

^۱ remote sensing

هوای گرم ساطع می‌کند. در نهایت انرژی ساطع شده از سطح زمین می‌تواند یک انرژی مصنوعی تولید شده به وسیله‌ی لیزر یا رادار باشد. هر یک از این منابع انرژی در جزئیات با هم یکسان هستند به طوری که برای پراکنده کردن یا انتشار انرژی، مجموعه‌ای از ابزار و وسایل درگیر می‌باشند و این انرژی در هر مورد توسط سنجنده باید اندازه‌گیری شود و در نهایت از پردازش این انرژی یک عکس برای استفاده‌ی کاربران تولید می‌شود (Richard & Jia, 2006).



شکل ۳-۱: سیگنال و جریان داده در سیستم دورسنجی

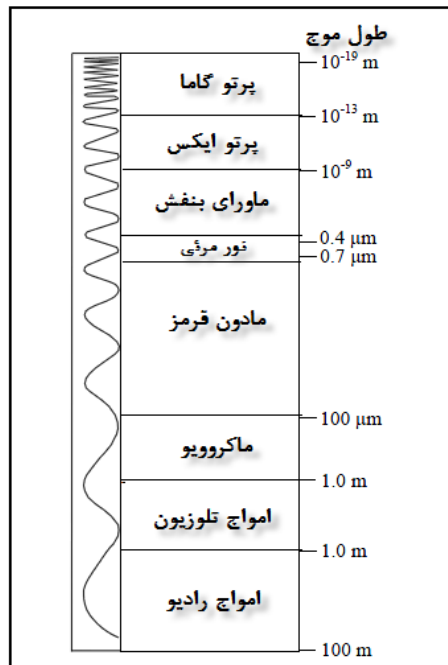
یکی از مشخصات اصلی و سودمند تصاویر به دست آمده از سنجنده‌ها این است که رقومی می‌باشند. به صورت مکانی داده‌ها از عناصر تصویری مجزا تشکیل شده‌اند که به هر یک از این عناصر مجزا پیکسل می‌گویند. این یکی از بزرگترین مزایای این داده‌ها به شمار می‌آید، چرا که پردازش آنها می‌تواند به وسیله‌ی کامپیوتر صورت گیرد. یکی دیگر از مهمترین مشخصات داده‌های سیستم دورسنجی طول موج استفاده شده در عکس پردازش شده می‌باشد. به طور کلی طول موج در نواحی ماورای بنفش، مرئی و مادون قرمز نزدیک تا دور قرار می‌گیرد (Richard & Jia, 2006).

۳-۳- طیف الکترومغناطیس^۱

به مجموعه کل طول موج‌های امواج الکترومغناطیس که در کنار یکدیگر و به ترتیب خاصی قرار گرفته‌اند، طیف الکترومغناطیس می‌گویند. این طیف، از اشعه گاما شروع شده و به امواج رادیویی ختم می‌شود که در شکل (۲-۳) نشان داده شده است. بخش مرئی^۲ آشناترین بخش طیف الکترومغناطیسی است که چشم ما قادر به تشخیص این امواج می‌باشد و طول موج‌های ۰/۴ تا ۰/۷ میکرومتر را پوشش می‌دهد. به کوچکترین طول موج‌های این بخش، رنگ آبی و به بزرگترین طول موج این قسمت، رنگ قرمز نسبت داده شده است. طول موج‌های کوچکتر از ۰/۴ میکرومتر به سه دسته‌ی عمده تقسیم می‌شوند که عبارتند از اشعه‌های گاما، اشعه‌های ایکس و اشعه‌های فرابنفش. به علت تفریق و جذب اتمسفری در این بخش، این طول موج‌ها در سنجش از دور فضایی استفاده نمی‌شوند.

^۱ Electromagnetic Spectrum

^۲ visible



شکل ۳-۲: محدوده طول موج های امواج مختلف

بخش مادون قرمز^۱ از انتهای بخش مرئی شروع شده و به طول موج ۱mm ختم می‌شود. بخش مادون قرمز به بخش‌های مختلفی نام گذاری شده است. طول موج‌های بین $0.7\mu\text{m}$ تا $3\mu\text{m}$ مادون قرمز نزدیک^۲، طول موج‌های $3\mu\text{m}$ تا $30\mu\text{m}$ مادون قرمز میانی^۳ و دامنه‌ی $30\mu\text{m}$ تا ۱mm مادون قرمز دور^۴ می‌گویند. یکی از مهمترین بخش‌های مادون قرمز، مادون قرمز حرارتی^۵ است و به آن دسته از طول موج‌ها اطلاق می‌گردد که در اثر حرارت اجسام تولید شده و تابیده می‌شود. قسمت اعظم این انرژی توسط اتمسفر جذب می‌شود و تنها پنجره‌ای در دامنه‌ی $8\mu\text{m}$ تا $14\mu\text{m}$ وجود دارد که جذب اتمسفری^۶ در آن پایین بوده و باندهای حرارتی سنجنده‌ها نیز در همین قسمت قرار دارد. هر بخش باریک پیوسته از طیف الکترومغناطیس را باند می‌نامند. بسته به این که باند مذکور در کدام یک از بخش‌های طیف قرار گیرد به

^۱ Infrared

^۲ Near Infrared

^۳ Middle Infrared

^۴ Far Infrared

^۵ Thermal Infrared

^۶ Atmospheric Absorption

همان نام، نامیده می‌شود. به عنوان مثال باند ۲ سنجنده TM محدوده امواج $0.52\mu\text{m}$ تا $0.6\mu\text{m}$ را پوشش می‌دهد که بنابراین در طیف الکترومغناطیس، در بخش مرئی و در محدوده رنگ‌های سبز قرار می‌گیرد و به همین خاطر به باند سبز معروف است [یوسفی، ۱۳۸۷].

۳-۴- بازتاب انرژی الکترومغناطیس

نوع بازتاب الکترومغناطیسی از یک جسم تاثیر زیادی روی انرژی دریافت شده توسط ابزار دورسنجی دارد. نوع بازتاب توسط ناهمواری سطح اجسام بسته به طول موج پرتو ورودی و زاویه تابش تعیین می‌شود. بازتاب آینه‌ای هنگامی که انرژی به سطح تقریباً همواری برخورد می‌کند، رخ می‌دهد. بازتاب پراکنده هنگامی رخ می‌دهد که سطح زمین نسبتاً ناهموار باشد و انرژی به طور یکنواخت در همه‌ی جهات پراکنده شود. بیشتر عوارض، بازتاب آینه‌ای کامل یا بازتاب پراکنده کامل ندارند، بلکه مشخصات بازتابی حد متوسطی دارند. در این میان بازتاب پراکنده است که برای سنجش از دور مفید است چرا که شدت طول موج‌های عبوری یا جذب شده توسط اجسام کاهش می‌یابد [بابااحمدی، ۱۳۸۸].

۳-۵- باندهای مورد استفاده در سنجش از دور

همانطور که بیان شد نور مرئی دارای طول موج 0.4 تا 0.7 میکرومتر بوده و توالی از رنگ‌های ارغوانی و آبی تا سبز و قرمز را در بر می‌گیرد. باند آبی مرئی ($0.45-0.52$ میکرومتر) در آب بیشترین نفوذ را دارد اما جذب و پراکنش جوی بیشتری نسبت به بقیه باندها دارند. این باند برای تجزیه و تحلیل مشخصات آب، عمق و ارزیابی کیفیت آب و نقشه برداری پهنه‌های ساحلی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این باند برای تشخیص خاک و گیاهان و نقشه برداری جنگل‌ها نیز به کار می‌رود. باند سبز ($0.52-0.60$ میکرومتر) نسبت به باند آبی نفوذ کمتری در آب دارد و همچنین کمتر تحت تاثیر پراکنش و جذب جوی قرار می‌گیرد. این باند برای تشخیص گیاهان، ارزیابی انرژی، تجزیه و تحلیل آثار باستانی، مطالعات کیفیت آب و

اندازه گیری و تمرکز کلروفیل و رسوبات در آب به کار می‌رود. باند قرمز (۰/۶۹-۰/۶۳ میکرومتر) باند جذبی گیاهان سبز را شامل می‌شود. باند جذبی کلروفیل برای تشخیص انواع گیاهان، تشخیص واحدهای زمین شناسی و مشخص کردن آثار باستانی مهم است. طیف مادون قرمز شامل طول موج‌های اندازه گیری شده بین ۰/۷ میکرومتر تا ۱۰۰۰ میکرومتر می‌باشد. در سنجش از دور این ناحیه‌ی طیفی به ۵ محدوده تقسیم می‌شود: مادون قرمز نزدیک، مادون قرمز کوتاه، مادون قرمز میانه، مادون قرمز بلند و مادون قرمز دور.

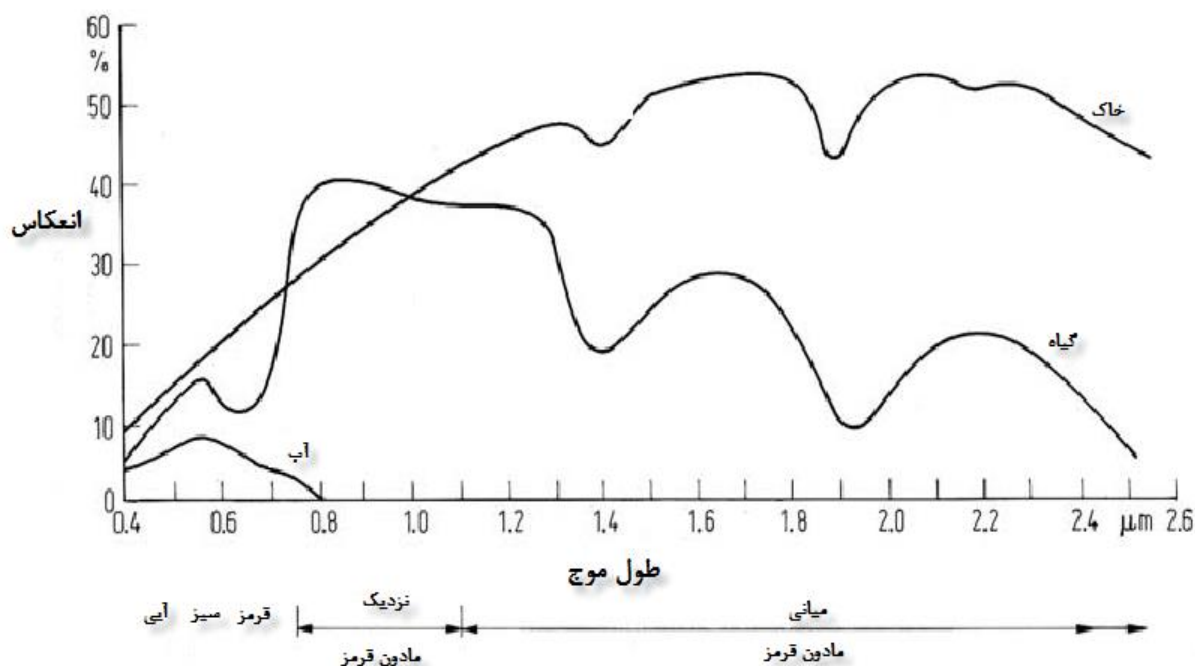
باند مادون قرمز نزدیک (۰/۷-۱ میکرومتر) برای تشخیص انواع گیاهان به کار می‌رود. گیاهان سالم منحنی طیفی مشخصی با بازتاب کم در باند قرمز و بازتاب زیاد در باند مادون قرمز نزدیک (۰/۷۶-۰/۹ میکرومتر) را نشان می‌دهد که این تفاوت بازتاب در تشخیص گونه‌های گیاهی مفید می‌باشد. آب انرژی الکترومغناطیسی را به شدت در باند مادون قرمز نزدیک جذب می‌کند که این باندها را برای تشخیص خصوصیات آب مناسب می‌سازد. هرچه آشفتگی آب افزایش یابد بازتاب باند مادون قرمز نیز افزایش می‌یابد و این باند را برای ارزیابی فاکتورهای کیفیت آب مانند رسوبات معلق که شفافیت آب را کاهش می‌دهد، مناسب می‌سازد. از دیگر کاربردهای باند مادون قرمز نزدیک به دیده بانی شرایط محصولات کشاورزی و ارزیابی رطوبت خاک می‌توان اشاره کرد.

باند مادون قرمز کوتاه برای طبقه‌بندی پوشش زمینی و آنالیز گیاهان به کار می‌رود. بخش ۱/۷۵-۱/۵۵ میکرومتر این باند به شدت توسط آب جذب می‌شود که آن را تجزیه و تحلیل سطوح رطوبت خاک و دیده بانی شرایط محصولات قادر می‌سازد. باندهای مادون قرمز میانه و باندهای مادون قرمز بلند مجموعاً باند مادون قرمز حرارتی را تشکیل می‌دهند. سنجش از دور حرارتی شاخه‌ای از فن سنجش از دور محسوب می‌شود که تصاویر تولید شده در بخش مادون قرمز حرارتی را شامل می‌شود. برای تفسیر زمین شناسی، تصاویر حرارتی از چند جهت می‌توانند مفید واقع شوند:

- آنها ممکن است تنها برای فهم خواص حرارتی سطح زمین به کار روند.
- تصاویری که از ناحیه‌ای مشابه در زمان‌های متفاوت از روز به دست می‌آیند و اطلاعات نیمه کمی درباره‌ی چگونگی گرم شدن و سرد شدن مواد متفاوت به دست می‌دهند.
- سومین کاربرد تشخیص طیف تشعشعی کانی‌های متفاوت بر اساس طول موج متفاوت آنها (به دلیل ترکیب شیمیایی و ساختار مولکولی متفاوت آنها) توسط تولید تصاویر حرارتی در باندهای با پهنای باریک می‌باشد که توانایی تشخیص این عوارض را داشته باشد [بابااحمدی، ۱۳۸۸].

۳-۶- ویژگی‌های طیفی مواد

نمودار بازتابی پوشش‌های گیاهی، خاک و آب در شکل ۳-۳ آورده شده است. بازتاب پوشش گیاهی در باندهای آبی و قرمز بسیار کم و در باند سبز بیشتر است. دلیل این وضعیت جذب باندهای آبی و قرمز توسط کلروفیل در پوشش‌های گیاهی است. میزان زیادی از نور قرمز و آبی توسط گیاهان جذب می‌شود تا انرژی لازم را برای فتوسنتز فراهم گردد. در بخش سبز طیف الکترومغناطیسی بازتاب بیشتری صورت می‌گیرد و به همین دلیل است که پوشش گیاهی در حال رشد، سبز دیده می‌شود. در طول موج ۰/۷۵ میکرومتر بازتاب پوشش گیاهی به شدت افزایش می‌یابد و تا ۱/۳۵ میکرومتر ادامه می‌یابد که دلیل آن وضعیت ساختمان داخلی گیاهان است.



شکل ۳-۳: نمودار بازتابی گیاه، خاک و آب

در طول موج ۲/۵-۱/۳۵ میکرومتر بازتاب توسط آب موجود در بافت گیاهی کنترل می‌شود. آب میان بافتی باعث می‌شود که حداقل بازتاب در ۱/۴۵ و ۱/۹ میکرومتر رخ می‌دهد. با افزایش سن گیاهان مقدار بازتاب در بخش مادون قرمز (۱/۳۵-۰/۷۵ میکرومتر) کاهش می‌یابد اما در بخش مرئی میزان بازتاب کمتر تحت تاثیر قرار می‌گیرند. نمودار بازتاب طیفی آب نشان دهنده‌ی کاهش بازتاب طیفی با افزایش طول موج است. بنابراین بازتاب طیفی آبهای عمیق و روشن در طول موج مادون قرمز بسیار پایین است. شدت و توزیع بازتاب آب نشان دهنده‌ی ماهیت مواد محلول و معلق و عمق آب می‌باشد. بر خلاف منحنی بازتابی آبها، منحنی بازتابی خاک، افزایش بازتاب در نتیجه‌ی افزایش طول موج را نشان می‌دهد. بازتاب خاک در طول موج‌های مرئی تحت تاثیر مواد آلی و مقدار آب موجود در خاک قرار می‌گیرد و در طول موج ۰/۹۳-۰/۸۵ میکرومتر نیز باند جذبی آهن وجود دارد. وجود اکسید آهن در خاک باعث سرخی خاک

می‌شود که در نتیجه‌ی جذب طول موج‌های کوتاه‌تر و بلندتر از قرمز است. در صورت وجود کانی رس بازتاب از حد ۲ میکرون به طرف بالا کاهش می‌یابد و باند جذبی کانی‌های رسی محدوده‌ی ۲-۲/۵ میکرومتر می‌باشد.

در نواحی خشک و نیمه خشک که عاری از پوشش گیاهی هستند از نمودار بازتاب طیفی سطوح زمین برای تشخیص کانی‌ها و سنگ‌ها می‌توان استفاده کرد. در طی چند دهه‌ی گذشته مطالعات زیادی درباره‌ی طیف‌های بازتابی کانی‌های مختلف صورت گرفته است. این مطالعات نشان داده‌اند که کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها نمودار بازتابی یکسانی دارند. بعضی از کانی‌ها مانند کوارتز و فلدسپار در باندهای مرئی و مادون قرمز نزدیک، خاصیت جذبی زیادی نشان نمی‌دهند و نقش کاتالیزور را برای کانی‌های با ویژگی‌های خاص همچون کانی‌های رسی، سولفات‌ها و کربنات‌ها بازی می‌کنند [بابااحمدی، ۱۳۸۸].

۳-۷- قدرت تفکیک سنجنده

قدرت تفکیک را از چند منظر مکانی، طیفی، پرتو سنجی و زمانی می‌توان بررسی نمود.

۳-۷-۱- قدرت تفکیک مکانی

قدرت تفکیک مکانی به کوچکترین عارضه‌ای که روی یک تصویر قابل تشخیص است اشاره دارد. هر چه ناحیه‌ای از زمین که توسط هر سلول تصویری مشخص می‌شود کوچک‌تر باشد، جزئیات بیشتری می‌تواند به دست بیاید و در نتیجه قدرت تفکیک مکانی بالاتر خواهد بود. به تصاویری که کوچک‌ترین عوارض قابل تشخیص در آنها اشیائی بزرگ هستند، تصاویری با قدرت تفکیک کم گفته می‌شود و به تصاویری که اشیاء کوچک در آنها به خوبی مشخص می‌شوند، تصاویری با قدرت تفکیک بالا می‌باشند [بابااحمدی، ۱۳۸۸].

۳-۷-۲- قدرت تفکیک طیفی

سیستم‌های سنجش از دور طوری طراحی شده‌اند که انرژی را در میان بخش‌های انتخاب شده از طول موج‌های انرژی الکترومغناطیس به نام باندهای طیفی دریافت می‌کنند. بر اساس کاربرد، یک باند طیفی می‌تواند عریض یا باریک باشد. در حقیقت، قدرت تفکیک طیفی به تعداد و پهنای باندهای طیفی شناسایی شده توسط سنجنده‌ها گفته می‌شود. هر چه باندها دارای عرض کمتر و باریک‌تری باشند، قدرت تفکیک طیفی سنجنده نیز بیشتر خواهد بود. بر این اساس، سیستم‌های تصویربرداری پانکروماتیک (از یک باند پانکروماتیک برای ثبت روشنایی یک ناحیه استفاده می‌کند)، سنجنده‌های چند طیفی (به طور همزمان چندین تصویر را در چندین باند طیفی ثبت می‌کنند)، سنجنده‌های فراطیفی (این سنجنده‌ها می‌توانند تصاویر را به طور همزمان در تعداد زیادی از باندهای طیفی باریک ثبت کنند) گسترش یافته‌اند [بابااحمدی، ۱۳۸۸].

۳-۷-۳- قدرت تفکیک پرتو سنجی

توان تفکیک پرتو سنجی به تعداد سطوح رقومی یا تعداد گام‌های خاکستری که برای ارائه و نشان دادن اطلاعات دریافتی از سنجنده‌ها به کار می‌رود، اشاره دارد (Mather, 2004). هر چه تعداد گام‌ها بیشتر باشد، جزئیات اطلاعات جمع‌آوری شده توسط سنجنده‌ها نیز بیشتر خواهد بود. برای تصاویر رقومی، قدرت تفکیک پرتو سنجی به صورت تعداد بیت‌هایی بیان می‌شود که هر سلول تصویری نیاز دارد تا مقدار شدت نور را ذخیره کند [بابااحمدی، ۱۳۸۸].

۳-۷-۴- قدرت تفکیک زمانی

مدت زمانی که یک سنجنده برای تصویر برداری دوباره از یک ناحیه‌ی مشخص لازم دارد را قدرت تفکیک زمانی می‌گویند.

بسته به نوع کاربرد، از تصاویر با قدرت تفکیک زمانی متفاوت استفاده می‌شود. با استفاده از تصاویری که در زمان‌های متفاوت از یک ناحیه‌ی مشخص برداشت شده‌اند، می‌توان تغییرات به وجود آمده در سطح زمین را دیده‌بانی کرد [بابااحمدی، ۱۳۸۸].

۳-۸-سنجنده‌های ETM+ و ASTER

۳-۸-۱-سنجنده‌ی ETM+

لندست ۶، که به هنگام پرتاب در اکتبر ۱۹۹۳ از بین رفت، نسخه‌ی جدیدی از سنجنده‌ی TM لندست به نام ETM را سوار بر خود داشت. لندست ۷ که در ۱۵ آوریل ۱۹۹۹ بر فراز زمین پرتاب شد و تا اواسط ۲۰۰۳ به کار مشغول بود، نسخه‌ی جدیدی از ETM، به نام ETM+ را با خود حمل می‌کرد. این دستگاه امواج الکترومغناطیسی بازتابی را در همان ۷ باند TM، می‌سنجد و علاوه بر آن دارای یک باند پانکروماتیک با توان تفکیک ۱۵ متر است. توان جداسازی مکانی کانال مادون قرمز حرارتی به جای ۱۲۰ متر در باند حرارتی TM، ۶۰ متر است. همچنین یک سیستم کالیبراسیون سوار بر ماهواره، توان جداسازی رادیومتریک دقیقی ($\pm 5\%$ درصد) را فراهم می‌آورد. لندست ۷ در واقع از همان خصیصه‌های عملکردی لندست‌های ۴ و ۵ مانند مداری خورشید آهنگ با ارتفاع ۷۰۵ کیلومتر و زاویه‌ی میل $98/2^\circ$ ، پهنای گذر ۱۸۵ کیلومتر و زمان گذر ۱۰:۰۰ از استوا، بهره می‌برد [ام می تر، ۱۳۸۸].

۳-۸-۲-سنجنده‌ی ASTER

سنجنده‌ی ژاپنی ASTER یکی از سنجنده‌های تصویر برداری نصب شده بر روی ماهواره‌ی Terra است. ASTER یک سنجنده‌ی چند طیفی با توان تفکیک بالاست، که داده‌ها را در سه حیطه‌ی طیفی با استفاده از یک رادیومتر جداگانه برای هر ناحیه، اخذ می‌کند. حیطه‌های طیفی که تصاویر در آنها اخذ می‌شوند، حیطه‌های مرئی و مادون قرمز نزدیک (VNIR)، مادون قرمز کوتاه موج (SWIR) و مادون قرمز گرمایی (TIR) هستند (جدول ۳-۱). تصاویر دریافتی در سه حیطه‌ی طیفی دارای توان تفکیک مکانی

متفاوت هستند. توان تفکیک باندهای VNIR، ۱۵ متر است. باندهای SWIR دارای تفکیک مکانی ۳۰ متر بوده، در حالی که تصاویر مادون قرمز گرمایی، دارای تفکیک مکانی ۹۰ متر هستند. تعداد باندها، دامنه‌ی طیفی و دقت مطلق ۱۴ باند این سنجنده در جدول ۳-۱ آورده شده است. سنجنده ASTER مشخصه-های جانبی دارد. نخست، توان تفکیک مکانی باند VNIR از سنجنده‌هایی مانند ETM+ لندست و یا SPOT- HRV بیشتر است. این سنجنده نشانه رو است یعنی می‌تواند، تصاویری از نواحی موجود در دو طرف مسیر زیر ماهواره برداشت کند. رادیومتر VNIR می‌تواند تا $\pm 24^\circ$ خارج از نادیر را برداشت کند و دو رادیومتر دیگر می‌توانند تا $\pm 8/55^\circ$ خارج از نادیر را نگاه کنند. وجود چندین باند در هر دو ناحیه‌ی SWIR و TIR از ASTER یک دستگاه بی هم‌تا می‌سازد. باندهای متعدد در این دو ناحیه‌ی طیفی در بررسی‌های زمین‌شناسی بسیار ارزشمند واقع می‌شوند [ام می تر، ۱۳۸۸].

سنجنده ASTER با دو باند طیفی، محدوده‌ی $0/78 - 0/86$ میکرومتر می‌پوشاند. یکی از آنها باند ۳N و دیگری باند ۳B خوانده می‌شود. باند ۳N به صورت قائم به پایین نگاه می‌کند، در حالی که باند ۳B با زاویه‌ی $27/6^\circ$ به عقب می‌نگرد. تصاویر اخذ شده در این دو باند مادون قرمز نزدیک می‌توانند برای تولید زوج عکس و در نهایت مدل‌های رقومی زمین به کار روند. این حقیقت که هر دو تصویر در امتداد مسیر و به طور هم‌زمان تهیه می‌شوند، مشکلات ایجاد شده توسط تغییرات در بازتاب سطح در طول زمان را (که مربوط به حالت زوج تصویربرداری در عرض مسیر هستند) کاهش می‌دهد. در حالت زوج تصویربرداری در عرض مسیر، دو تصویر اخذ شده در دو مدار متفاوت که ممکن است هفته‌ها یا ماه‌ها از یکدیگر فاصله داشته باشند، دریافت می‌شوند [ام می تر، ۱۳۸۸].

جدول ۱-۳: باندهای طیفی ASTER، مجموعاً داده‌های ASTER به سه قسمت VNIR، SWIR و TIR تقسیم می‌شوند. قدرت تفکیک هر یک به ترتیب ۱۵، ۳۰ و ۹۰ متر می‌باشد [پاول، ۱۳۸۸].

دقت مطلق	دامنه‌ی طیفی	شماره باند	ناحیه‌ی طیفی
$\pm 4\%$	۰/۵۲ - ۰/۶	۱	VNIR
	۰/۶۳ - ۰/۶۹	۲	
	۰/۷۸ - ۰/۸۶	۳N	
	۰/۷۸ - ۰/۸۶	۳B	
$\pm 4\%$	۱/۶ - ۱/۷	۴	SWIR
	۲/۱۴۵ - ۲/۱۸۵	۵	
	۲/۱۸۵ - ۲/۲۲۵	۶	
	۲/۲۳۵ - ۲/۲۸۵	۷	
	۲/۲۹۵ - ۲/۳۶۵	۸	
	۲/۳۶۰ - ۲/۴۳۰	۹	
$\pm 3k(240 - 200)$	۸/۴۷۵ - ۸/۸۲۵	۱۱	TIR
	۸/۹۲۵ - ۹/۲۷۵	۱۲	
	۱۰/۲۵ - ۱۰/۹۵	۱۳	
	۱۰/۹۵ - ۱۱/۶۵	۱۴	
$\pm 2k(340 - 380)$			

۳-۹-پردازش تصاویر ماهواره‌ای

به کلیه عملیات بارزسازی تصویر، پردازش تصاویر ماهواره‌ای می‌گویند. از الگوریتم‌های بارزسازی تصاویر برای بهبود وضعیت ظاهری تصویر جهت تجزیه و تحلیل چشمی یا متعاقب آن تجزیه و تحلیل رایانه‌ای استفاده می‌شود.

۳-۹-۱- تصحیح توپوگرافی^۱

در هنگام برداشت تصاویر سنجش از دور توسط سنجنده‌ها، چند عامل ممکن است باعث ثبت مقادیر متفاوت بازتاب از یک نوع پوشش سطح زمین شوند که یکی از آنها اثر توپوگرافی است. پستی و بلندی‌های سطح زمین و در نتیجه ایجاد سایه، زاویه متفاوت دید سنجنده نسبت به دو دامنه متقابل یک بلندی و نیز جهت متفاوت تابش خورشید سبب می‌شود که بازتاب متفاوتی از انرژی الکترومغناطیسی از یک نوع پوشش گیاهی که در دو طرف یک بلندی قرار دارند به سنجنده برسد و در نتیجه در تصویر، دو نوع پوشش به نظر آید. برای تصحیح این خطا که تصحیح اثر توپوگرافی نامیده می‌شود، از تکنیک تقسیم تصاویر استفاده می‌گردد. با توجه به اینکه نسبت بازتاب دو پوشش دو طرف ناهمواری در هر باند تقریباً مقدار ثابتی است، می‌توان با استفاده از تقسیم باندها^۲ بر یک باند مناسب و سپس مقیاس بندی مجدد (Rescaling) تصاویر به دست آورد که اثر سایه‌ها در آن تا حدود زیادی از بین رفته است و پوشش‌های سطحی یکسان، دارای مقادیر عددی تقریباً یکسانی هستند. در طی اجرای فرآیند تقسیم تصاویر و تصحیح توپوگرافی، مشاهده خواهد شد که با آنکه دو پوشش یکسان دو طرف ناهمواری در باندهای مختلف مقادیر متفاوتی دارند ولی نسبت این مقادیر تقریباً یکسان است و با عمل تقسیم پیکسل به پیکسل و سپس مقیاس بندی مجدد می‌توان به مقادیر یکسانی برای پوشش‌های یکسان دست یافت [پشنگ، ۱۳۹۱].

۳-۹-۲- تصحیح هندسی^۳

^۱ Topography Correction

^۲ Band Ratios

^۳ Geometric Correction

از آنجایی که تصاویر سنجش از دور نقشه نیستند و دارای مقیاس و سیستم تصویر نمی‌باشند، لذا زمانی که نیاز است در قالب نقشه یا در GIS به کار گرفته شوند، بایستی آنها را به شیوه‌ی مناسبی دارای مقیاس و سیستم تصویر نمود. به نحوه‌ی تغییر و تبدیل یک تصویر سنجش از دور به گونه‌ای که دارای مقیاس و سیستم تصویر بشود، تصحیحات هندسی گفته می‌شود. روشی مشابه تصحیحات هندسی که عمل آن تطبیق و یکسان سازی سیستم مختصات تصویر با سیستم مختصات نقشه یا تصویر دیگری است، تطبیق سازی گفته می‌شود. خطای هندسی منابع متعددی دارد ولی می‌توان از چرخش زمین به عنوان یکی از مهمترین منابع خطا نام برد، زیرا چرخش زمین باعث اریب شدن تصاویر می‌شود و همچنین سرعت این چرخش نسبت به عرض جغرافیایی متفاوت است [پشنک، ۱۳۹۱].

داده‌های ماهواره‌ای در مرحله تصحیح هندسی با توجه به نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۵۰۰۰۰ داده‌های زمینی GPS و سایر مقیاس‌ها تصحیح شده و در قالب شبکه مختصات UTM قرار می‌گیرند. این تصحیحات بر اساس انتخاب تعدادی نقطه کنترل زمینی (GPS) بر روی نقشه توپوگرافی و مشابه‌یابی آن بر روی داده‌های ماهواره‌ای مورد نظر انجام می‌شود، این عملیات عموماً در محیط نرم‌افزاری ArcGIS و سایر نرم‌افزارهای کاربردی دورسنجی نظیر ENVI، Geomatica و ... انجام پذیر می‌باشد. در این مرحله با استفاده از روش‌های آماری لازم، خطاهای موجود بین مختصات تصویر و مختصات زمینی پدیده‌ها به حداقل می‌رسد. داده‌های موجود دیگر نیز بر اساس داده‌های ماهواره‌ای تصحیح شده، با روش مشابه یابی تصویر به تصویر تصحیح می‌گردند و براساس محدوده-های مورد نیاز بریده شده و قطعه‌بندی می‌شوند [پشنک، ۱۳۹۱].

۳-۹-۳- تصحیح رادیومتری^۱

قبل از انجام آشکارسازی و پردازش داده‌های ماهواره‌ای می‌بایست تصحیحات رادیومتری برای حذف طول موج‌های طیفی در رابطه با گرد و غبار، دود و عوارض مصنوعی دیگر قابل مشاهده در تصاویر انجام گیرد. تصحیح رادیومتری

^۱ Radiometric Correction

شامل تصحیح خطای اتمسفری و خطای سنجنده است. خطای اتمسفری، آن دسته از خطاها است که در اثر جذب و پراکنش ذرات اتمسفر پیش می‌آید و باعث محو جزئیات تصویر شده و بدین ترتیب از قدرت تفکیک مکانی سنجنده نیز می‌کاهد. بیشترین اثر اتمسفری مربوط به پراکنش است که وابستگی زیادی به طول موج دارد، بنابراین اثر اتمسفر در باندهای مختلف یک سنجنده با هم یکسان نیست. هر چه طول موج بیشتر شود اثر پراکنش اتمسفری کمتر خواهد شد. خطای سنجنده آن دسته از خطاها هستند که به علت طراحی و یا عملکرد سنجنده ایجاد می‌شوند. این نوع خطاها متنوع بوده و از سنجنده‌ای دیگر و بر اساس نوع سیستم بکار برده شده متفاوت هستند. البته دسته دیگری از خطاها وجود دارند که شاید به نوعی در زمره‌ی این دو دسته از خطا قرار نگیرند، نظیر اثر زاویه‌ی تابش خورشید و یا اثر توپوگرافی که تصحیح آنها جزء تصحیحات رادیومتری محسوب می‌شود، ولی ممکن است خطاهای آنها جزء دو دسته اصلی ذکر شده محسوب نشوند [محمدی، ۱۳۸۸].

۳-۹-۴- جداسازی مناطق با استفاده از عملیات ریاضی بین باندی

نمایه‌ها برای خلق تصاویری جدید با محاسبات انجام شده روی دو یا چند باند مختلف مورد استفاده قرار می‌گیرد. این محاسبات جمع باندها، تفریق باندها، ضرب باندها و تقسیم باندها را شامل می‌شود که از میان آنها تقسیم باندی کاربرد بیشتری دارد. به تقسیم مقادیر ارزش‌های رقومی یک باند طیفی به باند طیفی دیگر نسبت‌گیری باندی گفته می‌شود که بیشتر، از تقسیم طیف بازتابی یک ماده بر طیف جذبی آن در تصاویر بدست می‌آید.

نمایه‌ها به طور گسترده‌ای در اکتشاف کانی‌ها و آنالیز گیاهان به منظور استخراج تفاوت‌های کوچک بین انواع سنگ‌ها و طبقات گیاهی مورد استفاده قرار می‌گیرند. نسبت‌گیری باندها در تصاویر ETM+ به طور گسترده‌ای توسط زمین‌شناسان برای تشخیص انواع کانی‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. چند شاخص مورد استفاده در مطالعات زمین‌شناسی و آنالیز گیاهان در زیر آورده شده است [ERDAS Field Guide, 1997].

نمایه گیاهی: NIR-R (باند قرمز-باند مادون قرمز نزدیک)

$$NDVI = \frac{IR-R}{IR+R}$$

نمایه گیاهی تفاضلی نرمال شده:

نمایه اکسید آهن: $\frac{ETM3}{ETM1}$

نمایه کانی های رسی: $\frac{ETM5}{ETM7}$

نمایه های ترکیب هیدروترمالی: $\frac{ETM4}{ETM3}$ ، $\frac{ETM3}{ETM1}$ ، $\frac{ETM5}{ETM7}$

۳-۹-۵- جداسازی مناطق با استفاده از آنالیز مؤلفه‌ی اصلی (PCA)^۱

آنالیز مؤلفه اصلی جهت کاهش بعد داده ها به تعداد کمتری مؤلفه اصلی بکار می‌رود. در تحلیل مؤلفه اصلی تجمع اطلاعات در چند مؤلفه اول بیشتر بوده و مؤلفه‌های بعدی بیشتر شامل نویز می‌باشند (این مؤلفه‌ها فقط وقتی با تصاویر قویتر ترکیب شوند می‌توانند دارای کاربرد موثری باشند). در این روش یک محور در راستائیکه دارای بیشترین مقدار اطلاعات است ایجاد شده و تصویر این محور شامل بیشترین اطلاعات نسبت به محورهای دیگر خواهد بود. در روش PCA اطلاعات چند تصویر در یک تصویر تراکم شده و اختلاف درجات روشنایی به حداکثر می‌رسد. تعداد PCA ساخته شده بستگی به تعداد باندهای انتخاب شده دارد و ما می‌توانیم پس از اعمال روش PCA، چند تصویر جداگانه تولید نمود (Abdeen & et al, 2001).

در انتخاب باندها برای اعمال تکنیک PCA باید باندهایی را انتخاب کرد که با هم همبستگی کمتری داشته باشند. زیرا هر چه میزان همبستگی باندها کمتر باشد ترکیب آنها حاوی اطلاعات بیشتری خواهد بود. قابل ذکر است که ضریب همبستگی هر باند با خودش یک است و ضریب همبستگی که معمولاً آنرا با R نشان می‌دهند عددی بین صفر تا یک می‌باشد. اطلاعات آماری حاصله از PCA نیز در انتخاب روش شناسائی می‌تواند کمک شایانی بنماید (Crosta, 1989)(Crosta & Filho, 2003).

وجود همبستگی بین باندها نشان دهنده وجود داده‌های مشترک یا به عبارت دیگر تکرار داده‌ها است. بنابراین در جایی که تلفیق داده‌ها جهت بدست آوردن حداکثر اطلاعات ممکن مد نظر باشد، مطالعه و بررسی دقیق ماتریس

¹ Principal Component Analysis(PCA)

همبستگی لازم به نظر می‌رسد. عموماً روش تحلیل مؤلفه‌های اصلی برای ۹ باند استر به کار می‌رود (Richard & Jia, 2006).

شاخص‌های مهم دیگر مقدار ویژه، واریانس ماتریس همبستگی و بردار ویژه می‌باشد. مقدار ویژه نمایشگر طول محور هر مؤلفه بوده و بیانگر مقدار اطلاعات در هر مؤلفه می‌باشد [پشنگ، ۱۳۹۱].

۳-۹-۶-فیلترها^۱

عمل پردازشی که با استفاده از آن برخی درجه‌های روشنایی برای ایجاد یک تصویر بهتر و مناسب‌تر بکار می‌رود، اصطلاحاً فیلتر کردن نام دارد. در واقع فیلتر کردن نوعی تغییر ارزش‌های طیفی است که در آن ارزش هر پیکسل نسبت به پیکسل همسایه‌اش تغییر می‌کند و تصویر جدیدی می‌سازد که تباین آن با تصویر اصلی می‌تواند متفاوت باشد. بنابراین فیلتر کردن به‌طور خاص برای بارسازی تصاویر با از بین بردن فرکانس‌های مکانی خاص صورت می‌پذیرد. تصاویر، شامل فرکانس‌های مکانی متفاوت زیادی هستند و این فرکانس‌های مکانی، تنوع روشنایی را با فاصله توصیف می‌کنند. برای مثال از بین بردن تنوع فرکانس بالا در یک تصویر، تصویر خروجی هموارتری را تولید می‌کند. برای اعمال یک فیلتر روی یک تصویر، یک جعبه فیلتر یا پنجره فیلتر در نظر گرفته می‌شود و برای تعیین درجه روشنایی جدید پیکسل‌ها، این جعبه فیلتر بر روی تمام تصویر حرکت می‌کند و تصویر جدید را به وجود می‌آورد. یک پنجره فیلتر، ماتریسی است که شامل مجموعه‌ای از ضرایب (وزن‌ها) است. مقدار هر پیکسل در تصویر خروجی با قرار دادن پنجره روی پیکسل متناظر در تصویر ورودی و ضرب کردن مقادیر تمام پیکسل‌های زیر پنجره در وزن متناسب و حاصل جمع آنها به‌دست می‌آید. این پنجره فیلتر می‌تواند در اندازه‌های 3×3 ، 5×5 ، 7×7 و غیره باشد [علوی‌پناه، ۱۳۸۵].

۳-۹-۶-۱-فیلتر پایین‌گذر^۲

^۱ Filters

^۲ Low Pass Filter

الگوها با تغییرات کم را می‌توان به صورت امواج با طول موج بلند و فرکانس کم در نظر گرفت. بنابراین فیلتری که این مولفه‌ها را از مابقی اطلاعات تصویری جدا کند و یا به عبارتی دیگر اجزای با فرکانس پایین در تصویر را نگه دارد، فیلتر پایین‌گذر نامیده می‌شود. با استفاده از فیلتر پایین‌گذر، دامنه طیفی شکل کاهش می‌یابد و شکلی با جزئیات تقریباً یکنواخت حاصل می‌شود. فیلترهای پایین‌گذر برای حذف نویز در تصویر که سبب بوجود آمدن پدیده‌های ساختگی ناخواسته در تصویر می‌شود، مورد استفاده قرار می‌گیرند [علوی‌پناه، ۱۳۸۵].

۳-۹-۶-۲- فیلتر بالاگذر^۱

برعکس فیلترهای پایین‌گذر الگوهایی که تغییرات بیشتری دارند، اشکال موجی با طول موج کوتاه و فرکانس زیاد هستند. بنابراین فیلتری که این مولفه‌ها را جدا می‌کند و اجزای با فرکانس بالا در تصویر را نگه می‌دارد، فیلتر بالاگذر نامیده می‌شود. چنانچه تصویر حاصل از فیلتر پایین‌گذر را از تصویر اصلی کم کنیم، تصویر حاصل از فیلتر بالاگذر بدست می‌آید. در چنین تصویری پدیده‌های دارای درجه روشنایی بالا، جزئیات بیشتر و دقیق‌تری را نشان می‌دهد، به‌ویژه اگر اختلاف بین درجه روشنایی پیکسل‌های همسایه یکباره تغییر کرده باشد. بنابراین می‌توان از چنین خاصیتی در مطالعه عوارض خطی و مرزها و همچنین برای واضح سازی لبه‌های بین مناطق مختلف و واضح-تر کردن تصاویر استفاده کرد [علوی‌پناه، ۱۳۸۵].

۳-۹-۶-۳- فیلتر جهتی^۲

فیلتر جهتی مشتق مرتبه اول فیلتر آشکارساز لبه است که بطور انتخابی عوارض تصویر را که دارای اجزای جهتی خاص (گرادیان‌ها) هستند را آشکار می‌کند. مجموع عضوهای ماتریس فیلتر جهتی (کرنل) صفر است. در نتیجه مناطق با مقادیر پیکسل‌های یکسان در تصویر خروجی به صورت صفر نشان داده می‌شوند و پیکسل‌هایی که متغیر

^۱ High Pass Filter

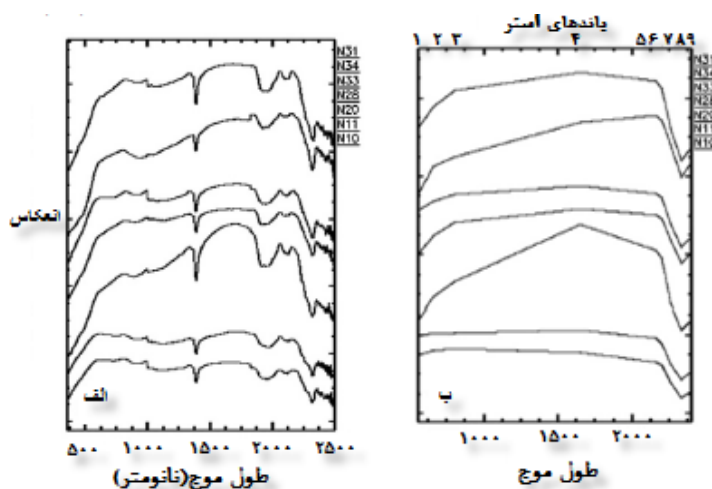
^۲ Directional Filter

هستند به صورت لبه‌های روشن ظاهر می‌شوند [علوی‌پناه، ۱۳۸۵].

۳-۱۰- خصوصیات طیفی سنگ‌های اولترامافیک

۳-۱۰-۱- دونیت

بیشترین کانی حاضر در ترکیب دونیت، الیوین است. اگر سرپانتیزاسیون گرمایی در محیط رخ دهد، الیوین جای خود را به کانی‌های آبدار گروه سرپانتین مانند آنتی‌گوریت و کریزوتیل ورقه‌ای و به مقدار کمتر بروسیت و تالک می‌دهد (Hunt & Evarts, 1980). در شکل (۳-۴-الف) قسمت الف میزان انعکاس نمونه‌های دونیت با قدرت تفکیک بالا و در قسمت ب چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها را در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER، آورده شده است. این نمونه‌ها در ۱/۴، ۲/۳، ۱/۹۵ و ۱/۲ میکرومتر دارای انعکاس پایین هستند. دونیت‌ها جذب ضعیفی از یون‌های آهن‌دار در الیوین دارند. این مقدار در حدود ۱/۰۵ تا ۱/۸۵ میکرومتر است (Hunt & Evarts, 1980) (Hunt & et al, 1974).

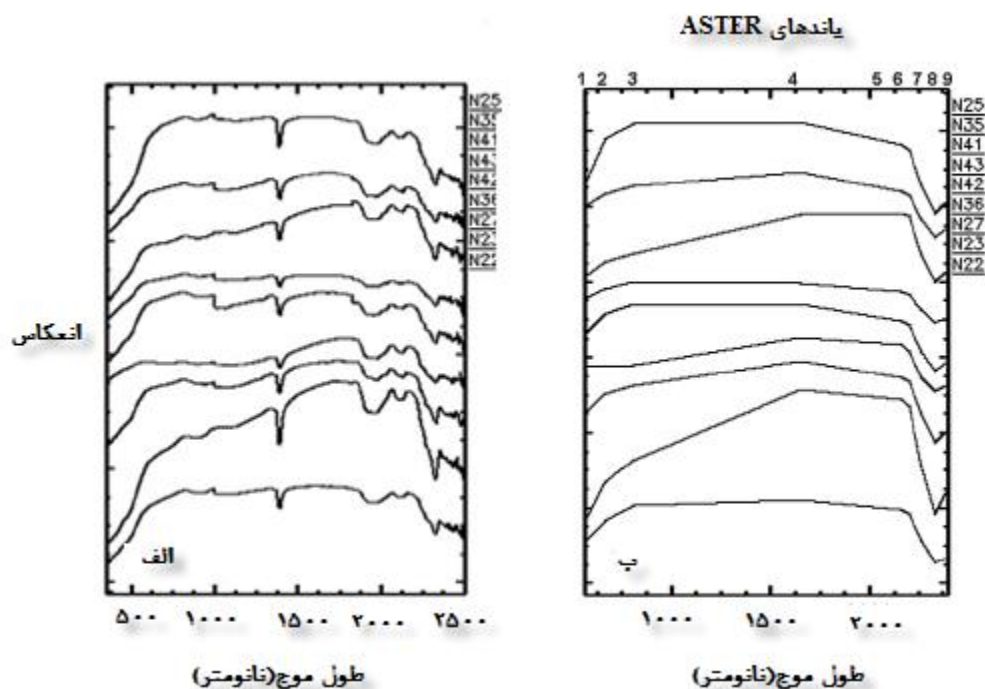


شکل ۳-۴: الف) میزان انعکاس نمونه‌های دونیت از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا. ب) چگونگی

انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER (Tangestani & et al, 2011).

۳-۱۰-۲- هارزبورژیت

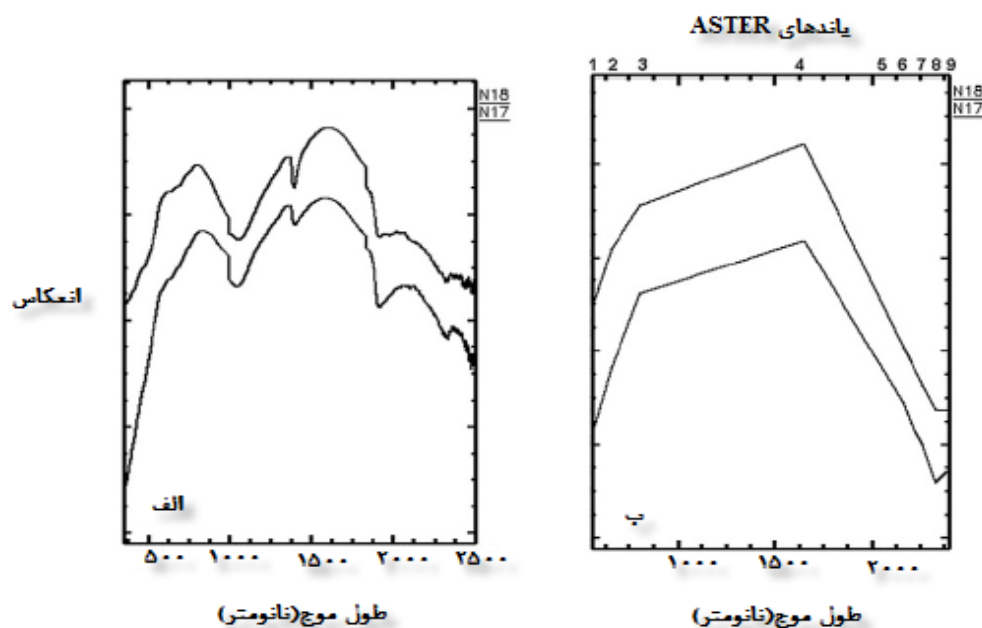
این سنگ حاوی الیوین و ارتوپیروکسن و مقدار کمی هم کلینوپیروکسن است. هارزبورژیت‌ها در بیابان به دلیل داشتن آهن‌های آبدار به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند. مهمترین جذب طیفی هارزبورژیت‌ها در طول موج‌های ۱/۴، ۱/۸۵، ۱/۹، ۲/۱ و ۲/۳ میکرومتر است (شکل ۳-۵، الف). اگر پیروکسن در محیط بیشتر وجود داشته باشد، جذب طیفی هارزبورژیت در حدود ۱/۸۵ میکرومتر است (Adams, 1974). همچنین با کم شدن پیروکسن جذب در طول موج آبی اتفاق می‌افتد. گاهی الیوین به کریزوتیل و ارتوپیروکسن به باستیت (نوعی لیزاردیت: با فرمول شیمیایی $(Mg_3Si_2O_5(OH)_4)$)، تبدیل می‌شود. به طور عمده درجات سرپانتینیزه شدن بین ۵۵-۹۰ درصد متغیر است. بیشترین جذب در ۱/۴ و ۲/۳ میکرومتر و مقدار کمتر آن در ۱/۹ و ۲/۱ میکرومتر است (شکل ۳-۵، ب) (Tangestani & et al, 2011).



شکل ۳-۵:الف) میزان انعکاس نمونه‌های هارزبورژیت از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا. ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER (Tangestani & et al, 2011).

۳-۱۰-۳- پیروکسنیت

این نوع سنگ ترکیبی از کلینوپیروکسن و اورتوپیروکسن است. بیشترین جذب طیفی این واحد سنگی در طول موج‌های ۱، ۱/۴، ۱/۹ و ۲/۳۵ میکرومتر است (Adams, 1974). کمترین جذب طیفی آن در طول موج‌های ۰/۶۵ و ۱/۸۵ میکرومتر است (شکل ۳-۶، الف). یونهای آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی در انستاتیت ($Mg_2[Si_2O_6]$)، موجب می‌شود تا جذب‌های ضعیفی به ترتیب در ۱/۸۵ و ۰/۶۵ میکرومتر رخ دهد (Adams, 1974). Fe^{2+} باعث می‌شود که بیشترین جذب در ۰/۴۷۵ میکرومتر باشد و در نبود آن بیشترین جذب در طول موج آبی است. جذب در حدود ۱/۴ و ۱/۹ میکرومتر می‌تواند مربوط به دگرسانی پیروکسن‌ها باشد (Tangestani et al, 2011).

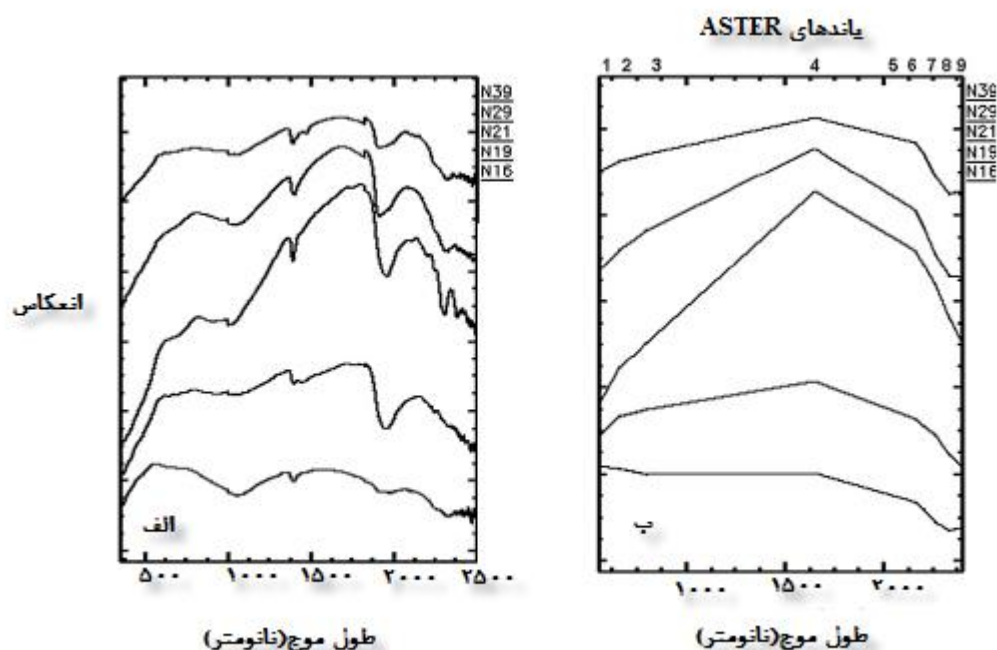


شکل ۳-۶:الف) میزان انعکاس نمونه‌های پیروکسنیت از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا. ب) چگونگی

انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER (Tangestani & et al, 2011).

۳-۱۰-۴- گابرو

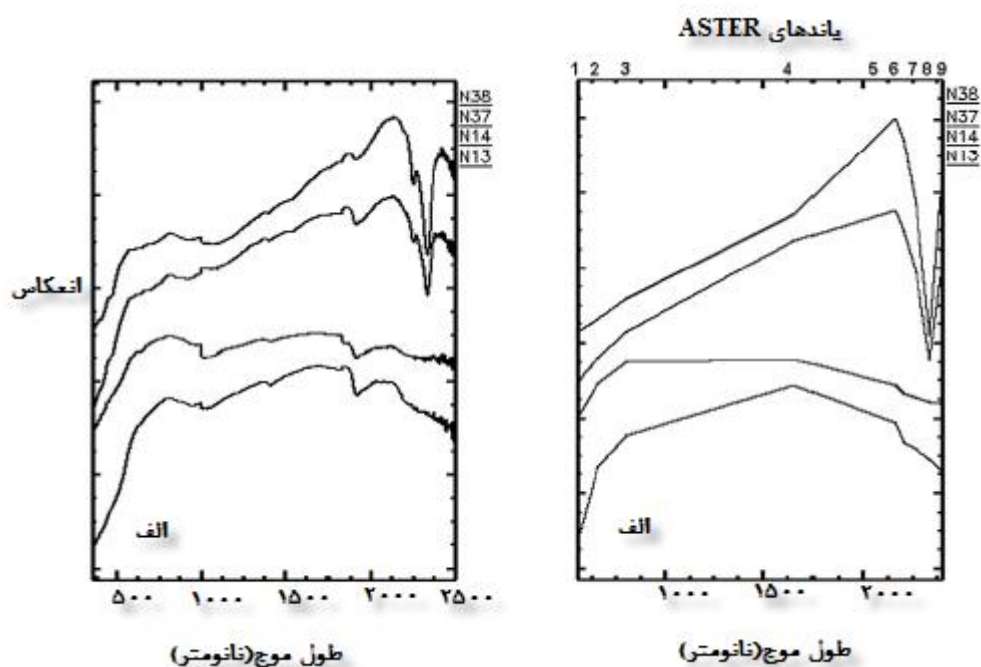
این سنگ دارای رنگی تیره و حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و به مقدار کمتر ارتوپیروکسن و الیوین است. دگرسانی کلریتی و اپیدوتی، باعث ایجاد سطحی سبز رنگ در برونزد گابروها می‌شود. همچنین کانی‌هی رسی غنی از آهن و هیدرواکسیدها و اکسیدهای آهن باعث می‌شود تا رنگی قرمز تا قهوه‌ای داشته باشد. کمترین جذب مربوط به طول موج‌های ۰/۶۵ و ۰/۷ میکرومتر است (Adams, 1974)، که می‌تواند این امر مربوط به انتقال الکترونی در یون‌های آهن باشد (شکل ۳-۷، الف). جذب پیروکسن‌های غنی از آهن در طول موج‌های ۱ و ۱/۸۵ میکرومتر است (Adams, 1974) (Hunt & et al, 1974). بدین ترتیب با توجه به باندهای ASTER بیشترین جذب در باند ۸ و بیشترین انعکاس در باند ۴ است (شکل ۳-۷، ب) (Tangestani & et al, 2011).



شکل ۳-۷: الف) میزان انعکاس نمونه‌های گابرو از افیولیت‌های نیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا. ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER (Tangestani & et al, 2011).

۳-۱۰-۵- گدازه‌ی بازالتی

گدازه‌ی بازالتی به طور معمول حاوی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد. در نمونه‌های بدون هوازدگی با مقدار کمی مگنتیت، طیف جذبی در طول موج‌های ۱، ۱/۴، ۱/۸۵ و ۱/۹ میکرومتر است. در نمونه‌هایی که پیروکسن‌ها به اپیدوت دگرسان شده‌اند، جذب طیفی در طول موج ۱/۵۵ و ۱/۹۵ میکرومتر و همچنین در ۲/۲ و ۲/۳ میکرومتر است (Tangestani & et al, 2011) (شکل ۳-۸، الف).



شکل ۳-۸: الف) میزان انعکاس نمونه‌های گدازه‌های بازالتی از افیولیت‌های تیریز در طول موج‌های مختلف با قدرت تفکیک بالا. ب) چگونگی انعکاس همین نمونه‌ها در محدوده‌ی VNIR-SWIR باندهای ASTER (Tangestani & et al, 2011).

۳-۱۱-نتایج مطالعات دورسنجی

۳-۱۱-۱-پردازش داده‌های ماهواره‌ای لندست برای تعیین مناطق امیدبخش

کرومیت

در این پژوهش برای جداسازی مناطق امیدبخش کرومیت با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای لندست ETM+ از تکنیک نسبت بانندی و آنالیز مولفه‌ی اصلی استفاده شده است. نسبت‌های بانندی استفاده شده در این پژوهش از نتایج تحقیقات راجندران^۱ و همکاران (۲۰۱۲) که مناطق امیدبخش کرومیت را در افیولیت‌های عمان مشخص کرده‌اند، استفاده شده است. این محققین نیز در پژوهش خود از نتایج سلطان^۲ و همکاران (۱۹۸۶)، سابینز^۳ (۱۹۹۸) و گد و کاسکای^۴ (۲۰۰۶) استفاده نموده‌اند. تصویر ترکیب رنگی در محیط RGB توسط سلطان و همکاران (۱۹۸۶)، $\frac{5}{4} \times \frac{4}{3}$ ، $\frac{5}{1}$ ، $\frac{5}{7}$ است که مناطق امیدبخش کرومیت را به رنگ زرد متمایل به قهوه‌ای در می‌آورد (شکل ۳-۹). نسبت بانندی استفاده شده توسط سابینز (۱۹۸۸)، $\frac{5}{7}$ ، $\frac{3}{5}$ ، $\frac{3}{1}$ بوده که این مناطق را به رنگ آبی کمرنگ نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۰) و نسبت بانندی گد و کاسکای (۲۰۰۶) عبارتست از $\frac{5}{3}$ ، $\frac{5}{1}$ ، $\frac{7}{5}$ و $\frac{7}{5}$ ، $\frac{5}{4}$ ، $\frac{3}{1}$ که به ترتیب مناطق مورد نظر را به رنگهای سبز (شکل ۳-۱۱) و آبی کمرنگ (شکل ۳-۱۲) نشان می‌دهد.

دیگر تکنیک استفاده شده در این پژوهش، روش آنالیز مولفه‌ی اصلی است. مولفه ششم می‌تواند مناطق امیدبخش کرومیت را تفکیک کند. PC6 این مناطق را تیره و PC6- این مناطق را روشن می‌سازد (شکل ۳-۱۳).

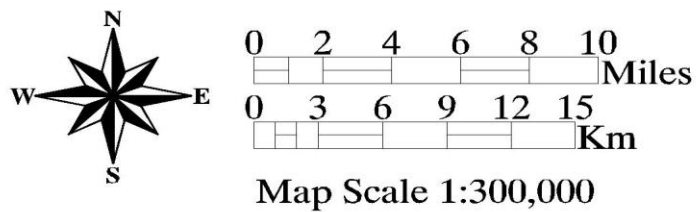
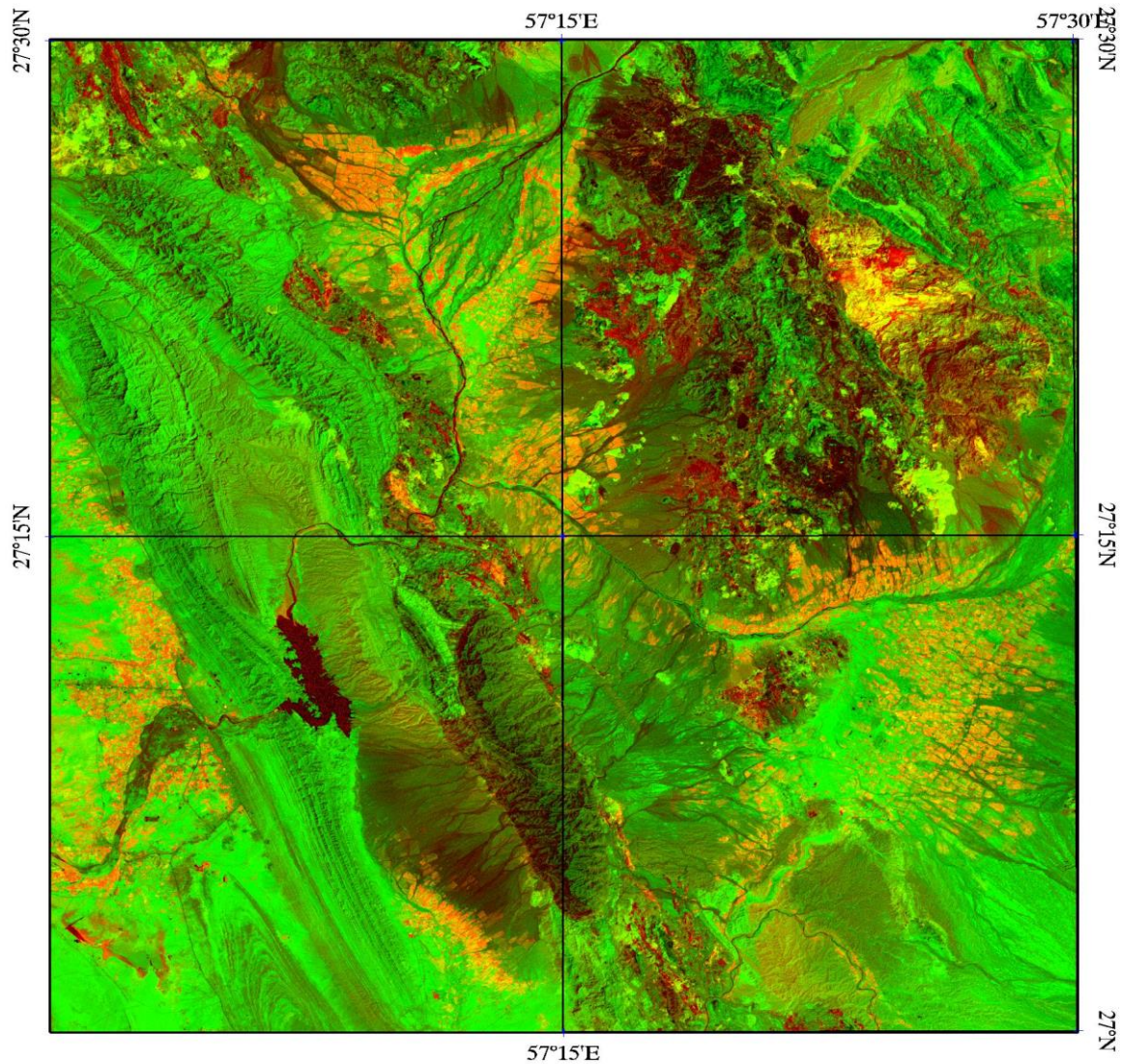
^۱ Rajendran

^۲ Sultan

^۳ Sabins

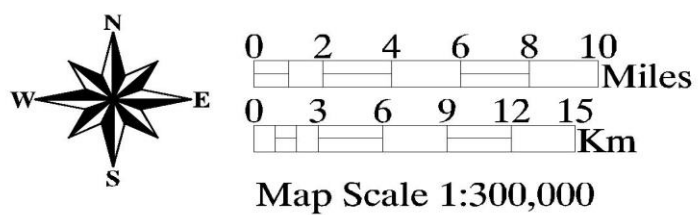
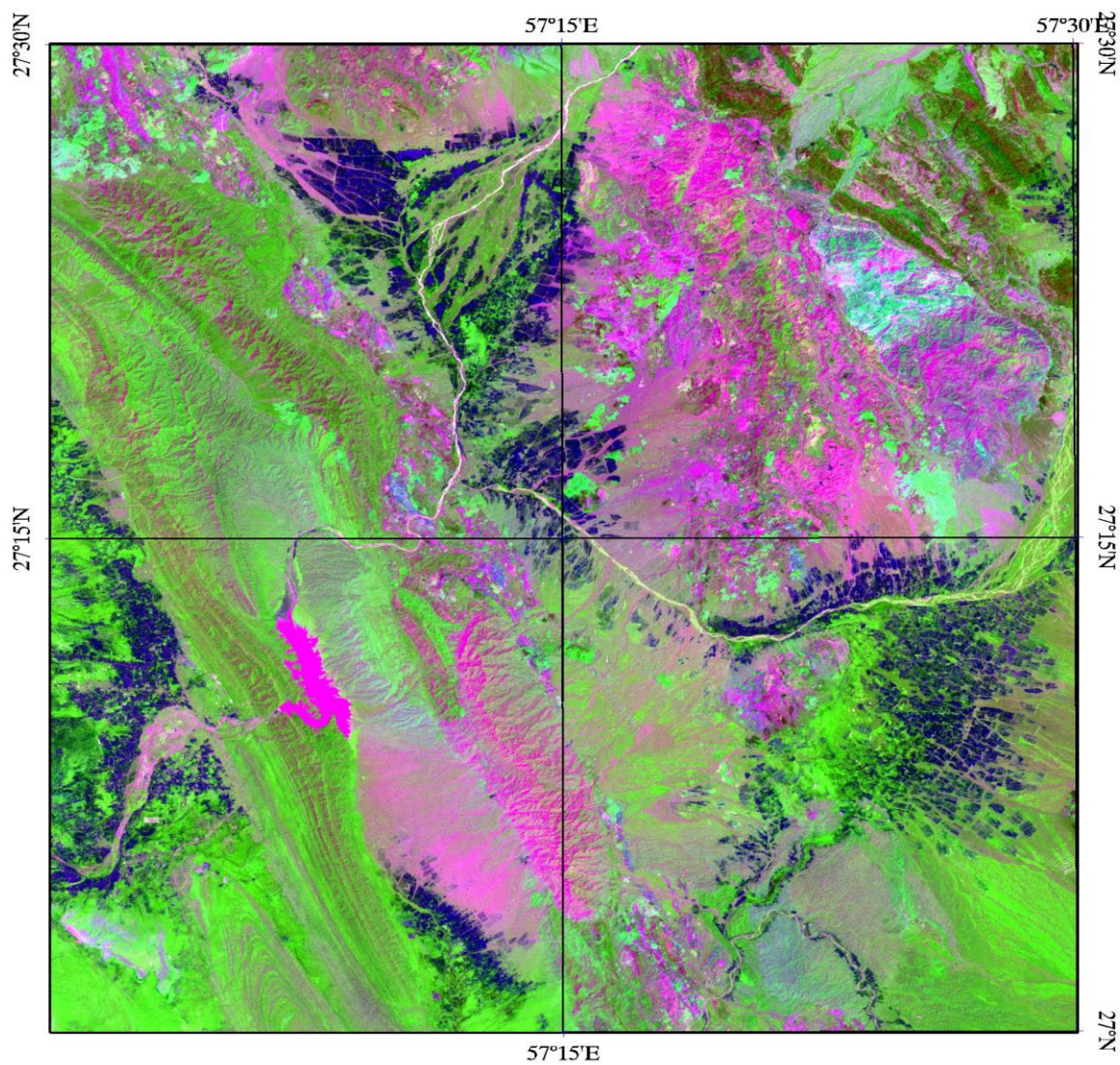
^۴ Gad & Kusky

Band ratio: $5/7, 5/1, 5/4 \times 4/3$



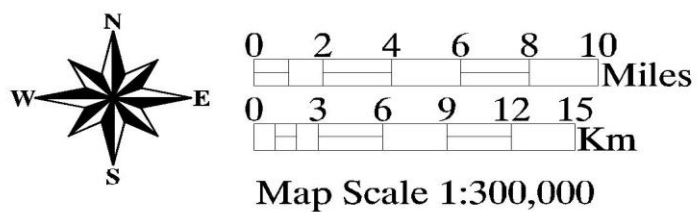
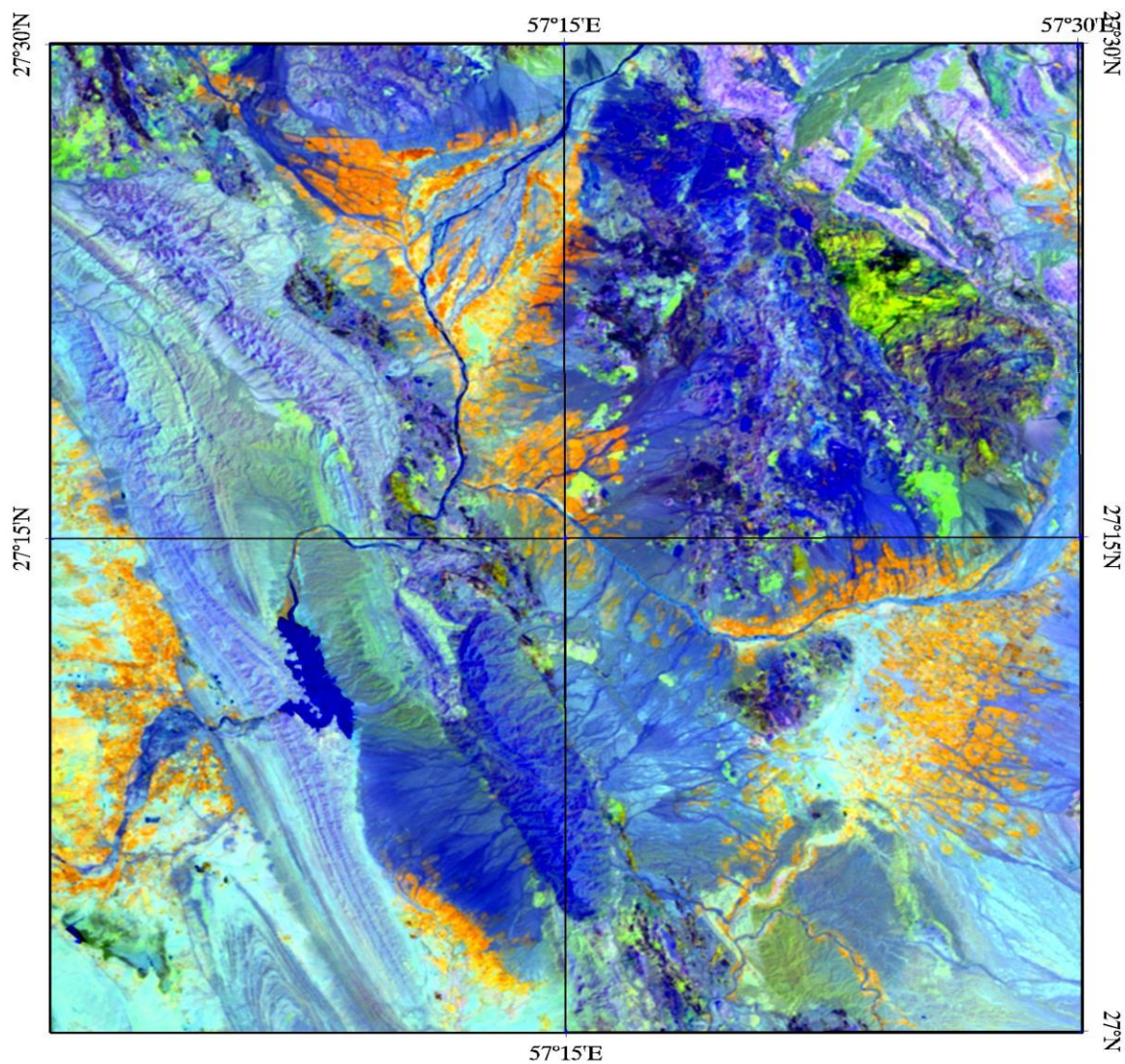
شکل ۳-۹: نسبت باندهای $\frac{5}{7}, \frac{5}{1}, \frac{5}{4} \times \frac{4}{3}$ برای داده‌های ETM+

Band ratio:3/5,3/1,3/7



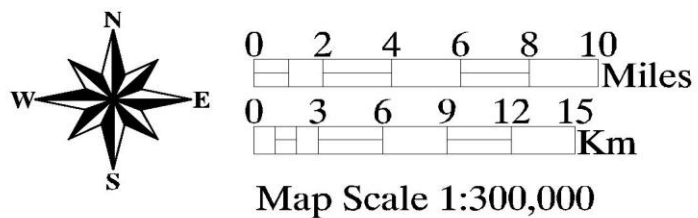
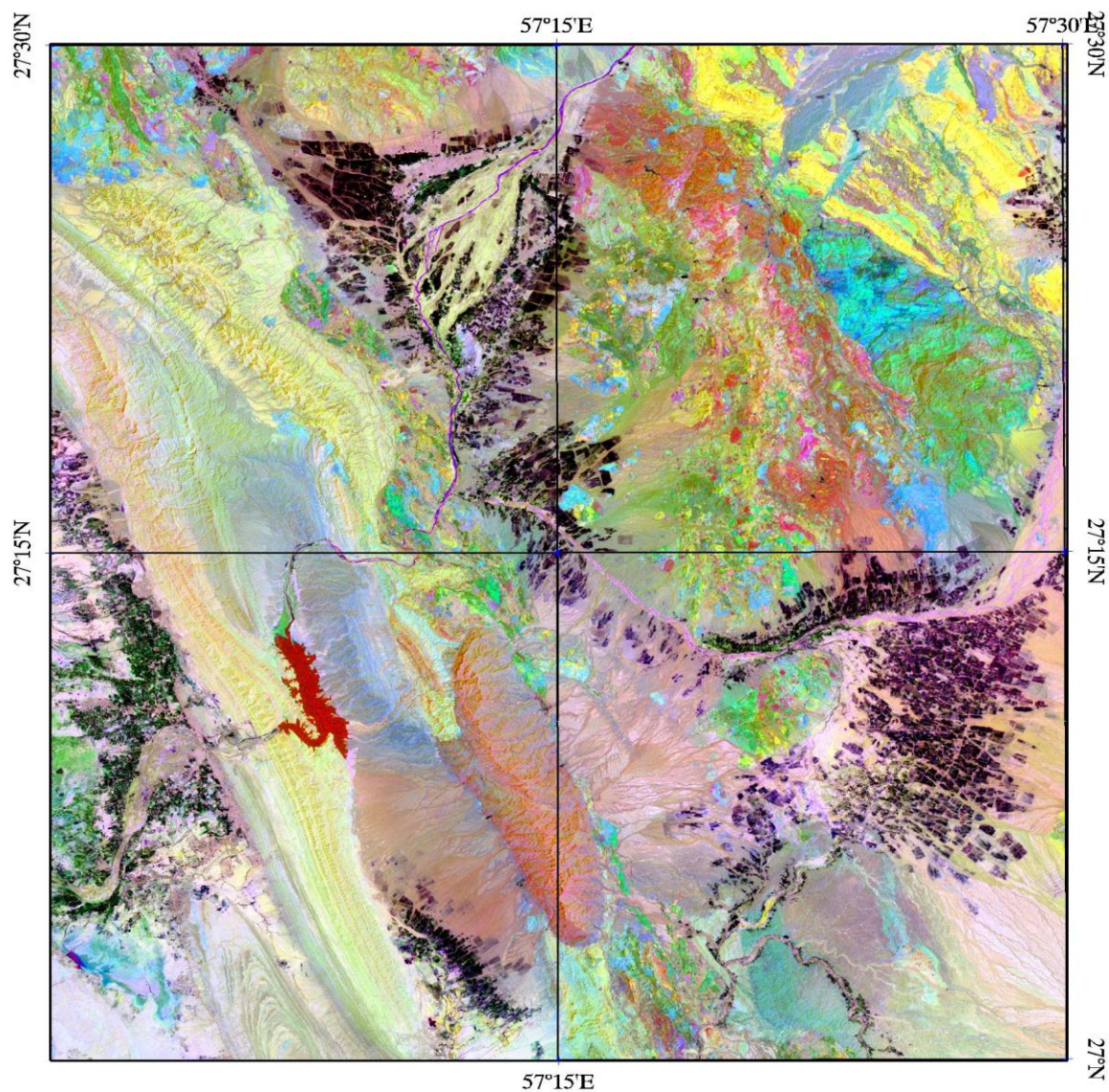
شکل ۳-۱۰: نسبت بانندی $\frac{3}{5}$ ، $\frac{3}{1}$ ، $\frac{5}{7}$ برای داده‌های ETM+ محدوده‌ی مورد مطالعه

Band ratio:5/3,5/1,7/5



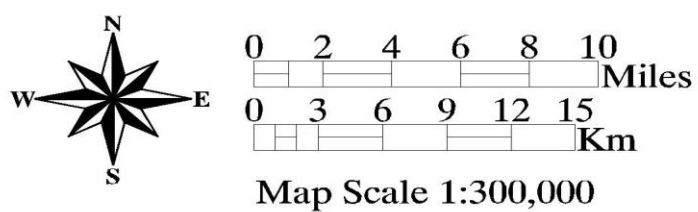
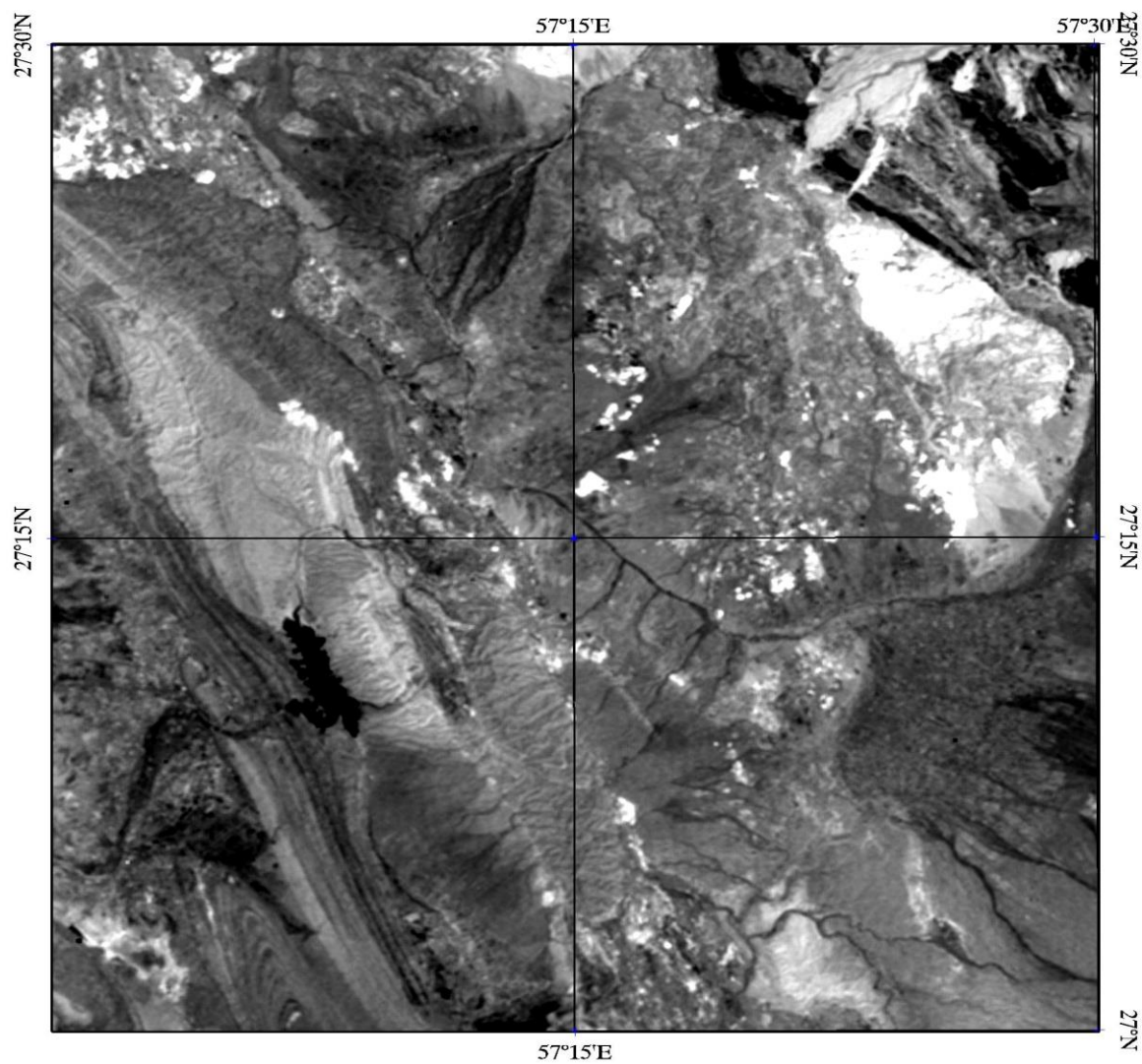
شکل ۳-۱۱: نسبت باندهای $\frac{5}{3}$ ، $\frac{5}{1}$ ، $\frac{7}{5}$ برای داده‌های ETM+ محدودی مورد مطالعه

Band ratio:7/5,5/4,3/1



شکل ۳-۱۲: نسبت باندهای $\frac{7}{5}$ ، $\frac{5}{4}$ ، $\frac{3}{1}$ برای داده‌های ETM+ محدوده‌ی مورد مطالعه

-PC6



شکل ۳-۱۳: تکنیک آنالیز مولفه‌ی اصلی، که مولفه‌ی ششم بهترین تفکیک پذیری را نشان داده است.

۳-۱۱-۲- جداسازی مناطق امیدبخش کرومیت با استفاده از داده‌های ASTER

یکی از تکنیک‌های مورد استفاده در این مطالعه روش نسبت باندی است. این روش برای جداسازی واحدهای سنگی استفاده موفقیت آمیزی داشته و محققین زیادی این روش را به کار برده‌اند (Amer & et al, 2010). انتخاب باندها برای نسبت‌های مختلف بر اساس اثرات طیفی سنگها است. وقتی که تکنیک نسبت باندی برای تفکیک یک سنگ استفاده می‌شود، خصوصیت طیفی تمام کانیهای موجود در سنگ را در جدا سازی شرکت داده می‌شود (Crippen, 1989). نسبت‌های باندی $RGB: \frac{4}{7}, \frac{3}{4}, \frac{2}{1}$ و $RGB: \frac{4}{7}, \frac{3}{4}, \frac{2}{3} * \frac{4}{3}$ به وسیله‌ی عابدین^۱ و همکاران (۲۰۰۱) برای ترسیم افیولیتها، جداسازی رسوبات مربوط به آن، سنگهای آذرین خروجی و واحدهای سنگی گرانیتوئید، در چین خوردگی- های ناحیه‌ی الاکی مصر به کار گرفته شده است. عامر^۲ و همکاران (۲۰۱۰) نسبت باندی $RGB: \frac{2+4}{3}, \frac{5+7}{6}, \frac{2+4}{3}$ را برای جداسازی سنگهای افیولیتی، گابروها و بازالت‌های بیابان‌های شرقی مصر به کار گرفته‌اند. راجندران و همکاران (۲۰۱۲)، نسبت‌های باندی ذکر شده را برای جداسازی مناطق امیدبخش کرومیت در توده‌های افیولیتی کوهستان‌های شمال عمان به کار گرفتند.

در این پژوهش، برای جداسازی مناطق پر پتانسیل کرومیت به روش نسبت باندی، از نسبت‌های باندی $RGB: \frac{4}{7}, \frac{3}{4}, \frac{2}{1}$ و $RGB: \frac{4}{7}, \frac{4}{1}, \frac{2}{3} * \frac{4}{3}$ که توسط عابدین و همکاران (۲۰۰۱) ارائه شده است، مورد استفاده قرار گرفت. هر یک از این نسبت‌های باندی مناطق آنومال کرومیت را به خوبی تفکیک کرده است. نسبت باندی $RGB: \frac{4}{7}, \frac{3}{4}, \frac{2}{1}$ این مناطق را به رنگ صورتی نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۴). نسبت باندی $RGB: \frac{4}{7}, \frac{4}{1}, \frac{2}{3} * \frac{4}{3}$ این مناطق را به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد و صورتی کم رنگ نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۵).

^۱ Abdeen

^۲ Amer

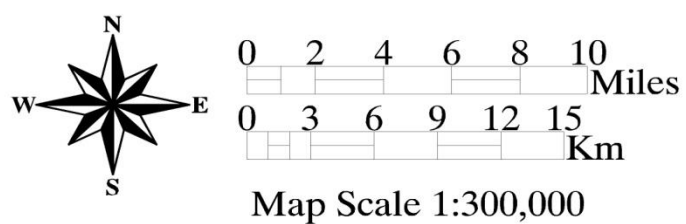
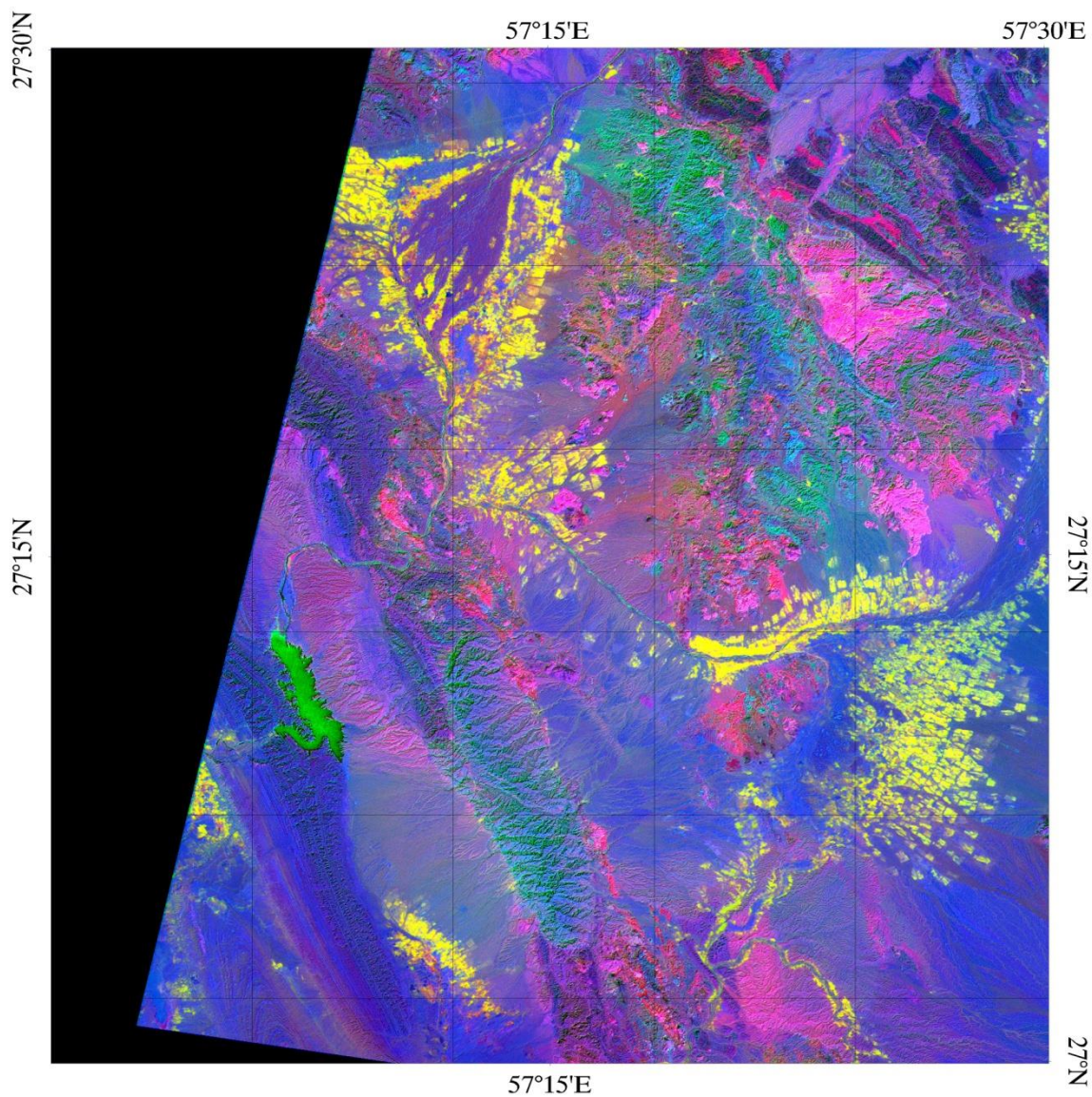
در این مطالعه از تکنیک آنالیز مولفه‌ی اصلی نیز استفاده شده است. با توجه به خصوصیات طیفی سنگهای در بر گیرنده‌ی کرومیت بیشترین انعکاس طیفی مربوط به باند ۴ ماهواره‌ی ASTER می‌باشد و بیشترین جذب طیفی در باند ۸ ماهواره‌ی ASTER است. بدین ترتیب این دو باند برای تعیین مناسب‌ترین مولفه حائز اهمیت می‌باشند. جدول ۳-۲ ماتریس بردارهای ویژه‌ی ۹ باند محدودده‌ی مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز دور ماهواره‌ی ASTER را نشان می‌دهد. بررسی مولفه اصلی پنجم (PC5) نشان می‌دهد که باند ۴ یعنی باند انعکاسی مناطق سرپانتینیزه شده و باند ۸ که باند جذبی این مناطق می‌باشد به ترتیب مقدار بارگذاری منفی و بارگذاری مثبت دارند. از این رو مولفه اصلی پنجم (PC5) مناطق پر پتانسیل کرومیت را بارز می‌نماید و این مناطق را تیره و PC5- این مناطق را روشن می‌سازد (شکل ۳-۱۶). در نهایت نتایج مربوط به PC5 برای تولید لایه‌ی اطلاعاتی مربوط به دورسنجی استفاده شد.

جدول ۳-۲: ماتریس بردار ویژه نه باند محدودده‌ی مادون قرمز نزدیک و مادون قرمز دور ماهواره‌ی ASTER مربوط به

منطقه‌ی مورد مطالعه.

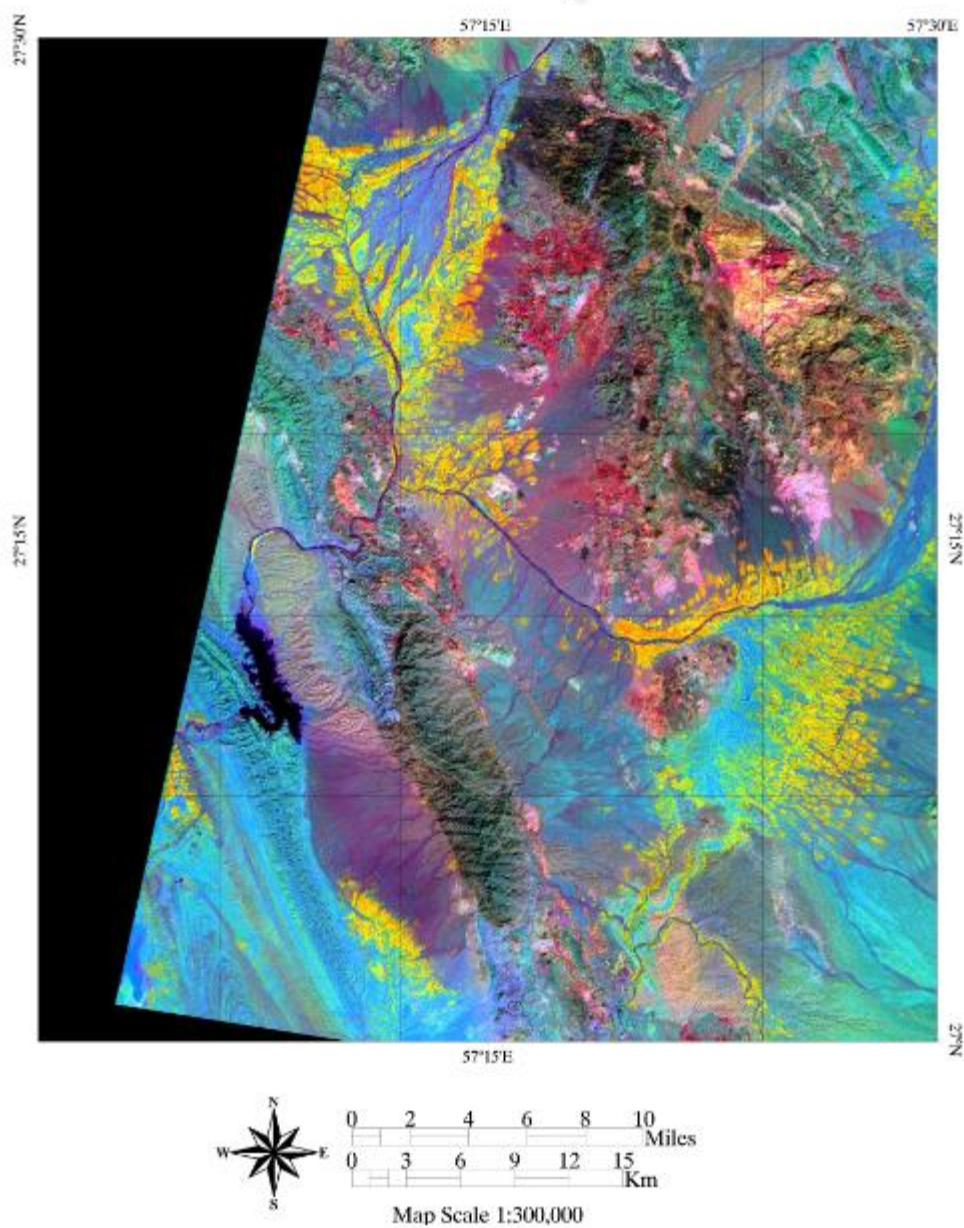
Eigenvector	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	Band 7	Band 8	Band 9
PC 1	0.665203	0.553651	0.481682	0.120841	0.037838	0.035708	0.031237	0.020866	0.015431
PC 2	-0.32534	-0.37004	0.86962	0.027772	-0.0097	-0.00866	-0.00434	-0.00386	-0.00344
PC 3	0.660654	-0.74522	-0.07053	0.038175	0.033022	0.009128	0.021412	0.003457	0.010676
PC 4	0.119965	0.031779	0.078934	-0.88029	-0.28868	-0.28596	-0.13721	-0.10800	-0.08864
PC 5	-0.02039	-0.00157	0.020132	-0.44127	0.404527	0.587097	0.447091	0.286054	0.120046
PC 6	0.01173	0.001416	0.010147	-0.08405	0.329805	0.465427	-0.69668	-0.39891	-0.15101
PC 7	-0.01383	0.01135	0.005174	-0.07306	0.790097	-0.59474	-0.05604	0.030396	0.110837
PC 8	0.005146	-0.00624	0.001405	-0.02323	-0.11314	0.029719	-0.5268	0.676987	0.499881
PC 9	-0.00556	0.003871	0.001383	-0.02429	-0.06769	0.029858	0.11751	-0.53636	0.832104

Band ratio:4/7,3/4,2/1



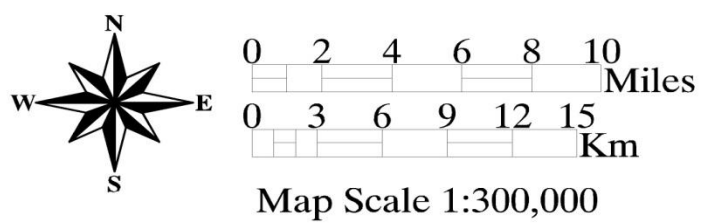
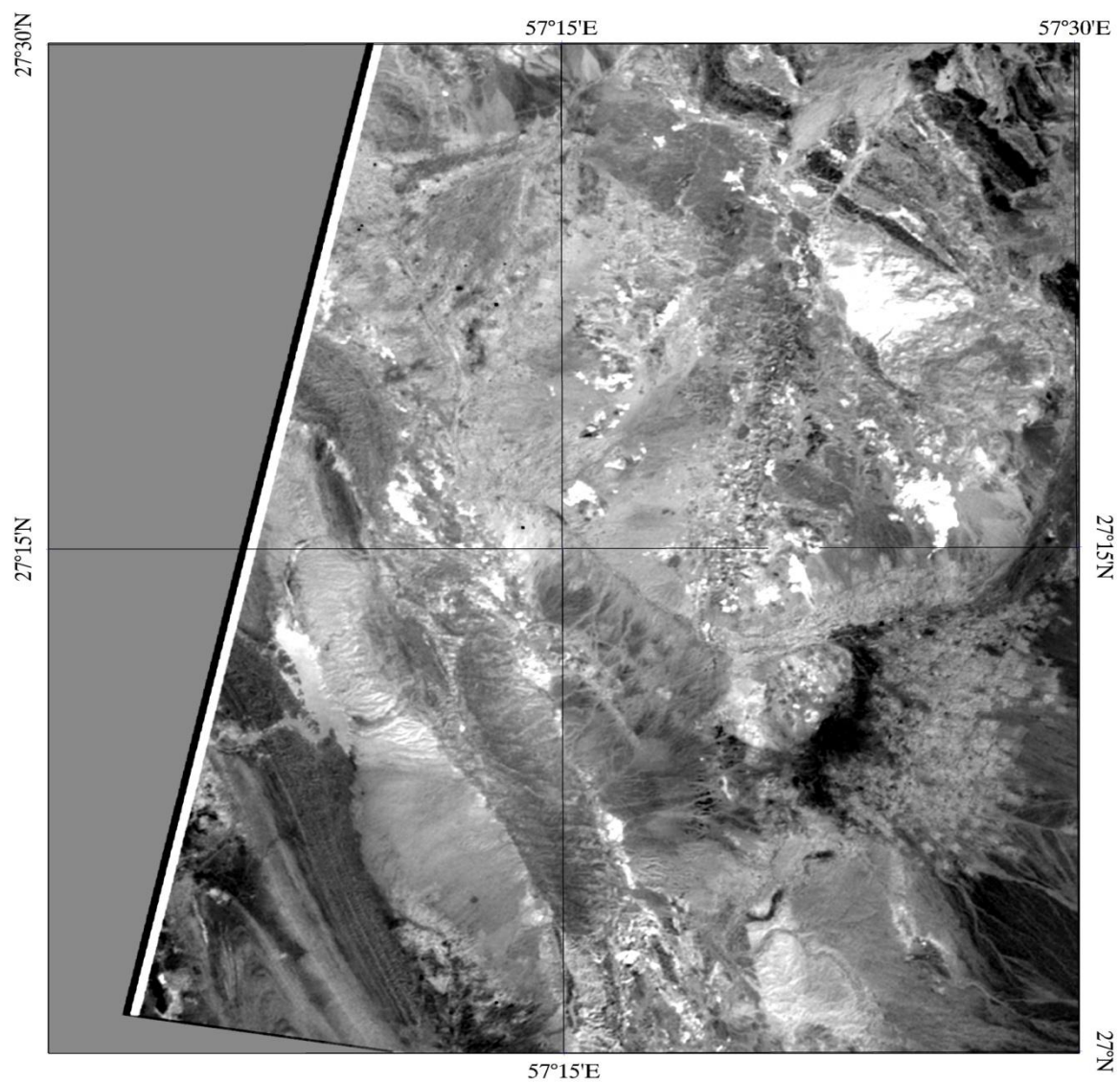
شکل ۳-۱۴: تصویر حاصل از نسبت باندهی 4/7,3/4,2/1 ماهواره‌ی ASTER

Band ratio: $4/7, 4/1, 2/3 \times 4/3$



شکل ۳-۱۵: تصویر حاصل از نسبت باندی $4/7, 4/1, 2/3 \times 4/3$ ماهواره‌ی ASTER.

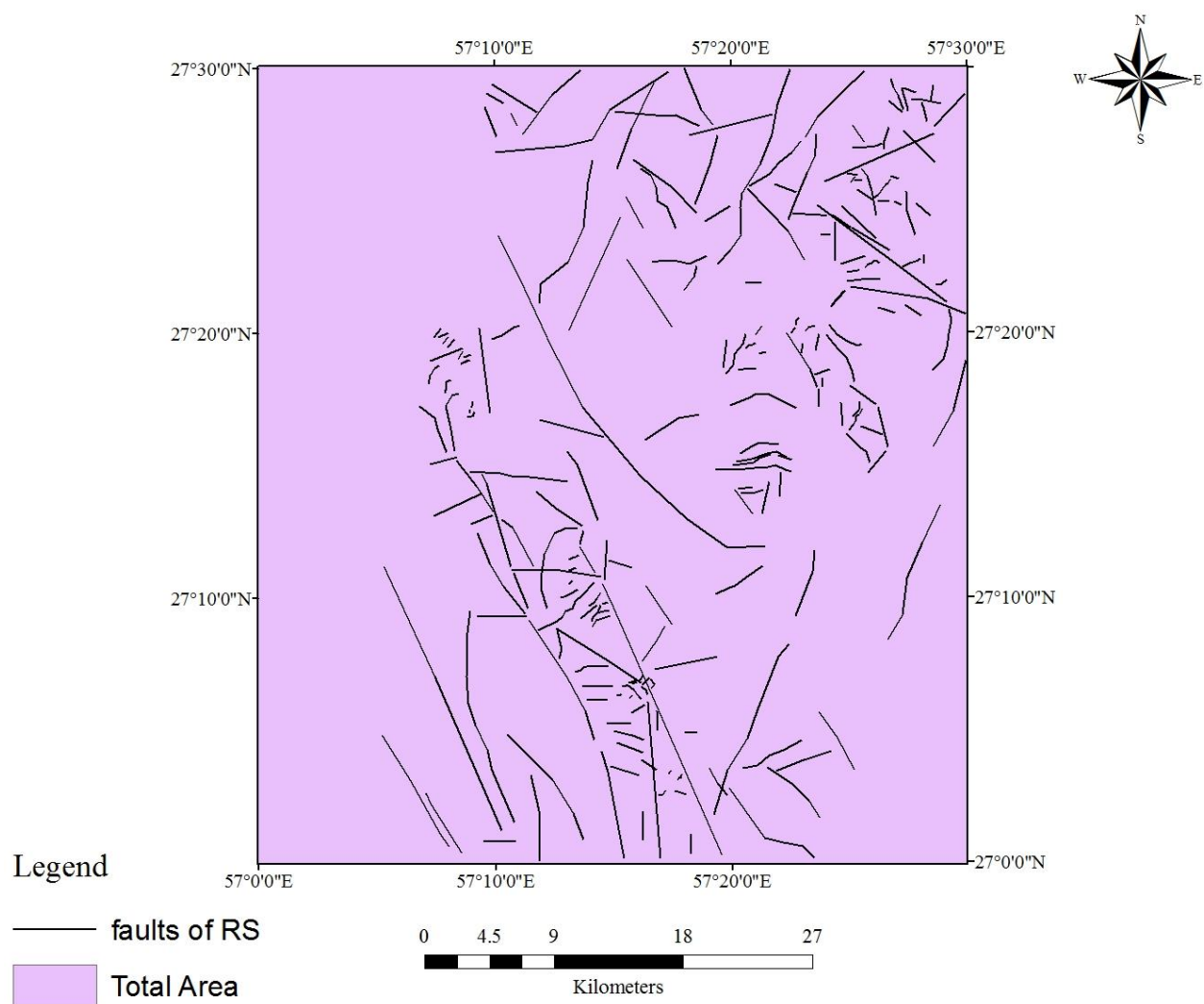
-PC5



شکل ۳-۱۶: تصویر مربوط به PC5-. در این تصویر مناطق سرپانتینی شده به صورت پیکسل‌های روشن نمایان شده‌اند.

۳-۱۱-۳- استخراج گسل‌ها با استفاده از داده‌های ASTER

در این مطالعه برای استخراج گسل‌ها از فیلترهای جهتی و فیلتر بالا گذر استفاده شد. این فیلترها از نوع آشکار ساز لبه بوده و با استفاده از آنها می‌توان خط واره‌ها را استخراج نمود. همان‌طور که بیان شد در تصاویر حاصل از اعمال فیلتر بالاگذر پدیده‌های دارای درجه روشنایی بالا جزئیات بیشتر و دقیق‌تری را نشان می‌دهد، به ویژه اگر اختلاف بین درجه روشنایی پیکسل‌های همسایه به یکباره تغییر کنند. بنابراین می‌توان از این خاصیت در مطالعه‌ی عوارض خطی استفاده نمود. همچنین در تصاویر حاصل از اعمال فیلتر جهتی مجموع عضوهای ماتریس این فیلتر (کرنل) صفر است، بنابراین مناطق با مقادیر پیکسل‌های یکسان در تصویر خروجی به صورت صفر نشان داده می‌شود و پیکسل‌هایی که متغیر هستند به صورت لبه‌های روشن ظاهر می‌شوند. با وجود اینکه این فیلترها تا حدودی خطواره‌ها را مشخص می‌نمایند ولی برای اطمینان از نتیجه‌ی کار، خطواره‌های استخراجی از تصویر این فیلترها با تصاویر Google Earth نیز مقایسه شد و خطواره‌هایی که به اشتباه تشخیص داده شده بودند، حذف گردید. در شکل (۳-۱۷) خطواره‌های استخراج شده از تصاویر حاصل از این فیلترها نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۷: خطواره‌های استخراجی حاصل از اعمال فیلترهای جهتی و بالاگذر

فصل چهارم

تفسیر داده‌های مغناطیس‌هوایی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب

۴-۱- مقدمه

در این بخش از مطالعه، داده‌های مغناطیس‌هوایی منطقه به صورت نقشه میدان مغناطیس کل از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تهیه و مورد تفسیر قرار گرفت. برداشت‌های مغناطیس‌هوایی در این منطقه در سال ۱۹۷۵ توسط شرکت مکفار^۱ امریکا با استفاده از هواپیما انجام شده است. ارتفاع پرواز در این برداشت ۲۵۰۰ متر و فاصله‌ی پروفیل‌های برداشت ۷/۵ کیلومتر می‌باشد. شکل (۴-۱) نقشه میدان مغناطیس کل را نشان می‌دهد.

هدف از برداشت‌های مغناطیسی، جست‌وجوی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در زیر سطح زمین است. اگرچه اکثر کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌ها به صورت مشخص غیرمغناطیس هستند، ولی انواع خاصی از سنگ‌ها دارای مقدار کافی از کانی‌های مغناطیسی‌اند که می‌توانند بی‌هنجاری‌های مغناطیسی قابل توجهی تولید کنند. روش مغناطیس‌سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیک اکتشافی است که به طور وسیع برای اکتشاف نفت و ذخایر معدنی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در اکتشاف مقدماتی نفت این روش، اطلاعاتی را در مورد عمق سطح سنگ بستر و همچنین وسعت حوضه‌های رسوبی در اختیار ما قرار می‌دهد. این اطلاعات برای مناطقی که قبلاً کار اکتشافی در آن صورت نگرفته از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. این داده‌ها برای برداشت توپوگرافی عوارض سطح سنگ بستر (هر چند همیشه موفقیت آمیز نیست) که ممکن است روی ساختارهای رسوبی پوشاننده آن تأثیرگذار باشد، به کار گرفته می‌شود. معمولاً سنگ‌های رسوبی اثرات مغناطیسی بسیار جزئی دارند. از این رو تغییرات شدت میدان مغناطیسی در سطح زمین بیشتر مربوط به تغییرات سنگ شناختی سنگ‌های بستر و یا نفوذی‌های آذرین است [کامکار روحانی و بیگی، ۱۳۸۸].

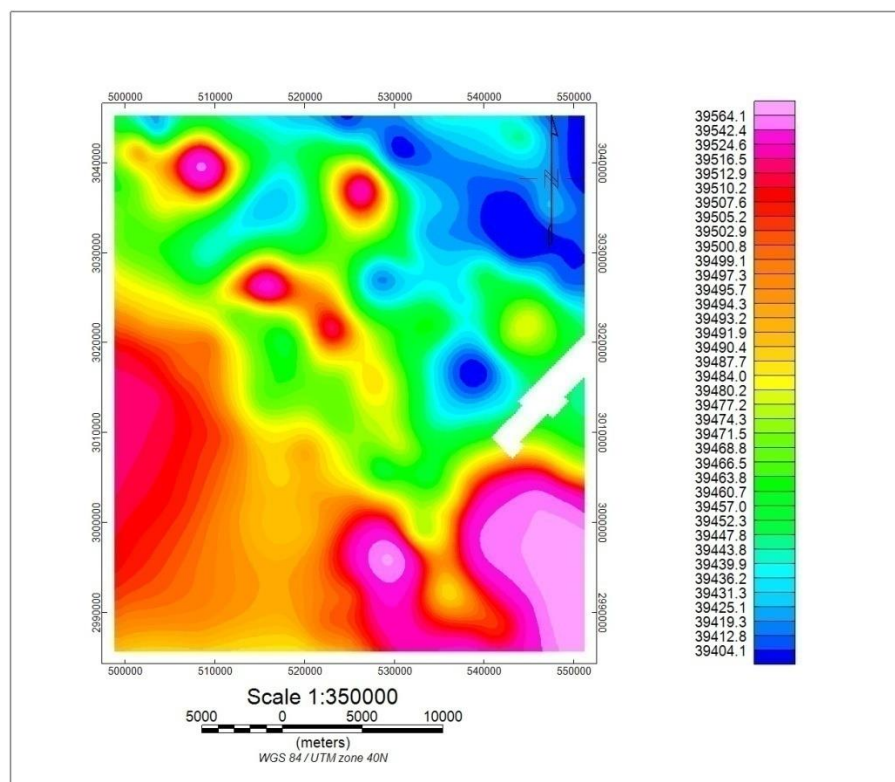
در اکتشاف ذخایر معدنی، اغلب اندازه‌گیری مغناطیسی به صورت مستقیم برای پی‌جویی کانی‌های مغناطیسی مورد استفاده قرار می‌گیرد، اما این روش برای اکتشاف کانی‌هایی که خود غیرمغناطیسی

^۱ Macfar

هستند، اما با کانی‌های مغناطیسی همراه هستند، نیز به کار می‌رود. با ابزارهای پیشرفته اندازه‌گیری که امروزه به کار گرفته می‌شود، حتی می‌توان تغییرات بسیار جزئی شدت میدان مغناطیسی که در رابطه با سنگ‌های رسوبی نزدیک سطح زمین باشند را اندازه‌گیری کرد. روش مغناطیس‌سنجی هوایی یکی از روش‌های ژئوفیزیک هوایی است که بیش از سایر روش‌ها برای پی‌جویی و اکتشاف مواد معدنی به کار برده می‌شود و معمولاً نتایج خوبی به دنبال دارد. روش مغناطیس‌سنجی هوایی در مقیاس بزرگ نیز برای تعیین محل گسل‌های بزرگ و مناطق خردشده و شکسته که اغلب در ارتباط با کانی‌سازی هستند، بسیار مفید واقع می‌شود. امروزه تقریباً همه پی‌جویی‌های مغناطیسی به صورت هوایی صورت می‌گیرد. سرعت زیاد، پوشش گسترده، اقتصادی بودن و راحتی کار در روش‌های هوایی از مهم‌ترین دلایل به انجام رساندن این کار به صورت هوایی است [کامکار روحانی و بیگی، ۱۳۸۸].

امروزه در دنیا برداشت‌های مغناطیس‌سنجی هوایی برای پی‌جویی ذخایر فلزی مانند فلزات پایه، آهن، کرمیت و غیره، به ویژه در نواحی بزرگ امری عادی، رایج و از نظر اقتصادی مقرون به صرفه است. داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی برداشت شده بایستی پردازش و تفسیر شوند تا بتوان ذخایر فلزی مزبور را پی‌جویی کرد

[کامکار روحانی و بیگی، ۱۳۸۸].



شکل ۴-۱: نقشه میدان مغناطیس کل برگردان به قطب شده‌ی برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب. واحد اندازه-گیری مغناطیس در این نقشه نانو تسلا می‌باشد.

۴-۲- پردازش داده‌های مغناطیس هوایی

پس از اندازه‌گیری یا ثبت داده‌های مغناطیس هوایی، چندین تصحیح گوناگون روی داده‌ها برای موقعیت‌یابی نیم رخ و شبکه‌های پردازش شده شدت میدان کل مغناطیسی اعمال می‌شود. پردازش کلی داده‌های مغناطیس هوایی شامل ۸ مرحله اصلی در دو بخش است:

بخش اول یا بخش پردازش اولیه شامل:

الف- بازبینی و اصلاح داده‌های خام.

ب- تعیین مختصات یا موقعیت مکانی داده‌ها.

ج-تصحیحات اختلاف منظر.

ه- حذف مولفه‌ای که منسوب به میدان ناحیه‌ای زمین است.

و-تراز کردن داده‌ها.

ز- حذف همه‌ی خطاهای باقیمانده که اصطلاحاً ریز تراز کردن نامیده می‌شود.

ح- شبکه‌بندی و پربندی.

پس از اعمال تصحیحات فوق، جهت انجام پردازش نهایی تبدیلات یا فیلترهایی بر روی داده‌های تصحیح شده اعمال می‌شود. پردازش داده‌ها با یک فیلتر یا تبدیل، دامنه یا فاز متناسب با مجموعه امواج سینوسی را که تشکیل دهنده‌ی داده‌های هر شبکه یا نیم‌رخ هستند، تغییر می‌دهند. این تبدیل‌ها می‌تواند با تبدیل چندگانه‌ی فوریه داده‌ها در حوزه‌ی بسامد برای تعیین دامنه‌ی مطلوب و سپس تبدیل طیف داده‌های اصلاح شده به حوزه‌ی مکان بازگردانده می‌شود. فرایندهای تبدیل به دو زیر مجموعه‌ی زیر تقسیم می‌شوند [کامکار روحانی و بیگی، ۱۳۸۸]:

۱-فیلترهایی که از نظر تاثیر، پارامترهای قابل اندازه‌گیری فیزیکی موجود را به پارامترهای قابل اندازه‌گیری دیگر بر می‌گرداند.

۲-فیلترهایی که افزایش قدرت تفکیک داده‌ها با آنها از راه حذف انتخابی طول موج داده‌ها صورت می‌گیرد.

۴-۲-۱- تصحیح IGRF^۱ (میدان مرجع ژئومغناطیس جهانی)

برای حذف میدان مغناطیسی ناحیه‌ای زمین، به صورت انحصاری یک مدل از میدان ناحیه‌ای زمین معروف به IGRF از داده‌ها عرضه می‌شود. مدل‌های استاندارد میدان ناحیه‌ای زمین بر اساس برداشت‌های ماهواره‌ای و زمینی است. این مدل‌ها میدان را به صورت تابعی از مکان (و زمان) برآورد می‌کند که شامل ارتفاع است. تغییرات سالانه خیلی آرام است و در زمان برداشت در نظر گرفته نمی‌شوند. داده‌های بدست آمده از سامانه‌ی ناوبری برای محاسبه‌ی IGRF به منزله‌ی تابعی از مکان، مورد استفاده قرار می‌گیرند [کامکار روحانی و بیگی، ۱۳۸۸].

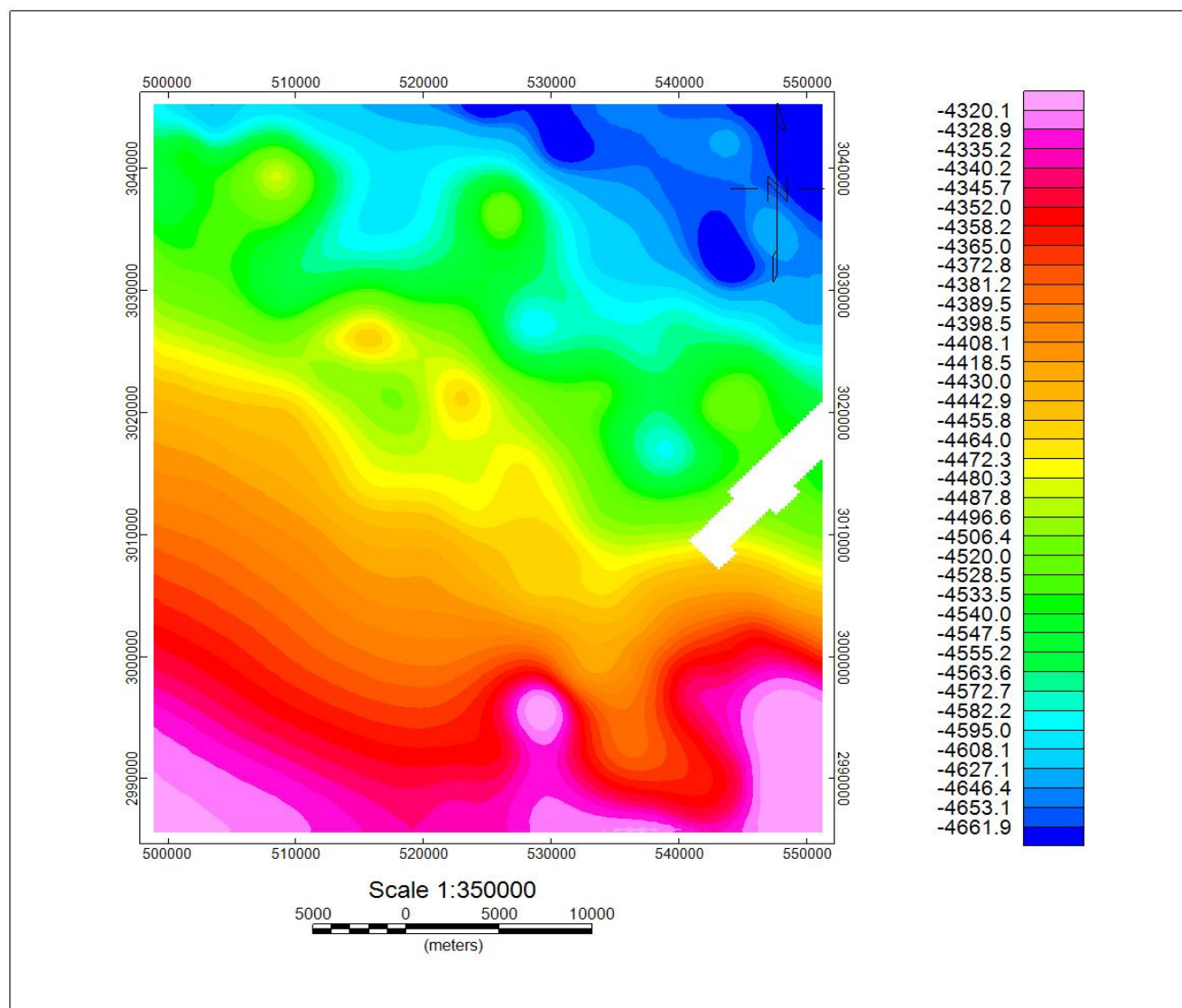
تصحیح مغناطیس بازماند اولین و مهم‌ترین تصحیح در پردازش داده‌ها است که اثر میدان مغناطیسی منطقه‌ای زمین را حذف می‌کند و میدان به جامانده، فقط میدان ناشی از بی‌هنجاری‌های موجود خواهد بود. در شکل (۴-۲) نقشه‌ی پتانسیل مغناطیسی پس از اعمال تصحیح IGRF آورده شده است.

۴-۲-۲- نقشه‌ی باقیمانده^۲

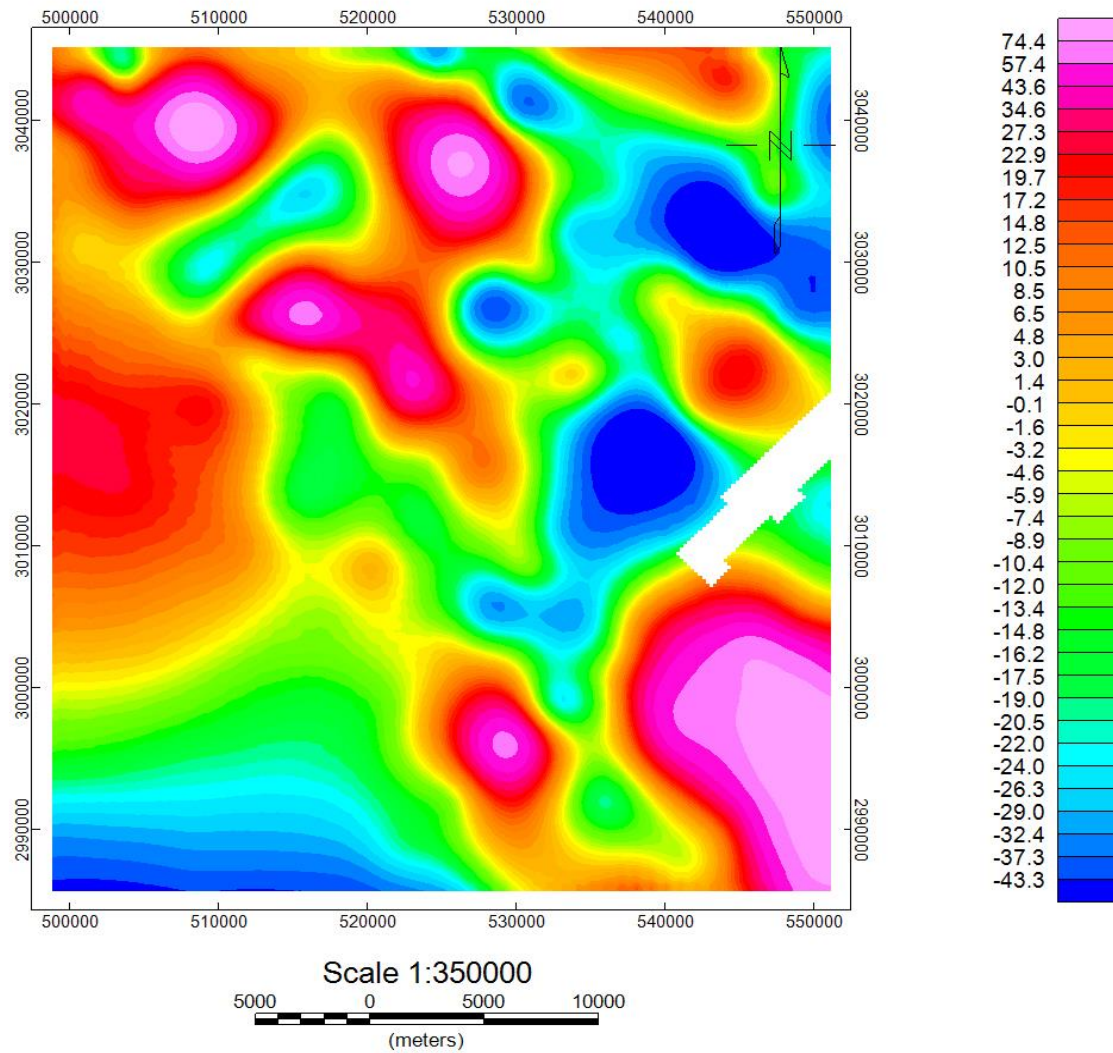
به منظور تفکیک آنومالی‌ها در ابتدا باید نقشه باقیمانده تولید و بررسی شود. این نقشه از برازش یک سطح به صورت صفحه یا رویه و حذف یک روند از داده‌ها حاصل می‌شود که این سطح می‌تواند درجه‌ی یک، دو و سه و یا بیشتر باشد. شکل (۴-۳)، نقشه‌ی باقیمانده‌ی حاصل از برازش یک سطح درجه یک است که تا حدودی مناطق آنومال را نشان می‌دهد ولی با افزایش درجه‌ی منحنی برازش به یک سطح درجه‌ی سوم، شش منطقه به عنوان مناطق آنومال مشخص می‌شود. با بررسی مناطق به دست آمده از این تصویر و مقایسه با داده‌های زمین‌شناسی، نتایج حاصله مورد تأیید می‌باشد (شکل ۴-۴).

^۱ International Geomagnetic Reference Field

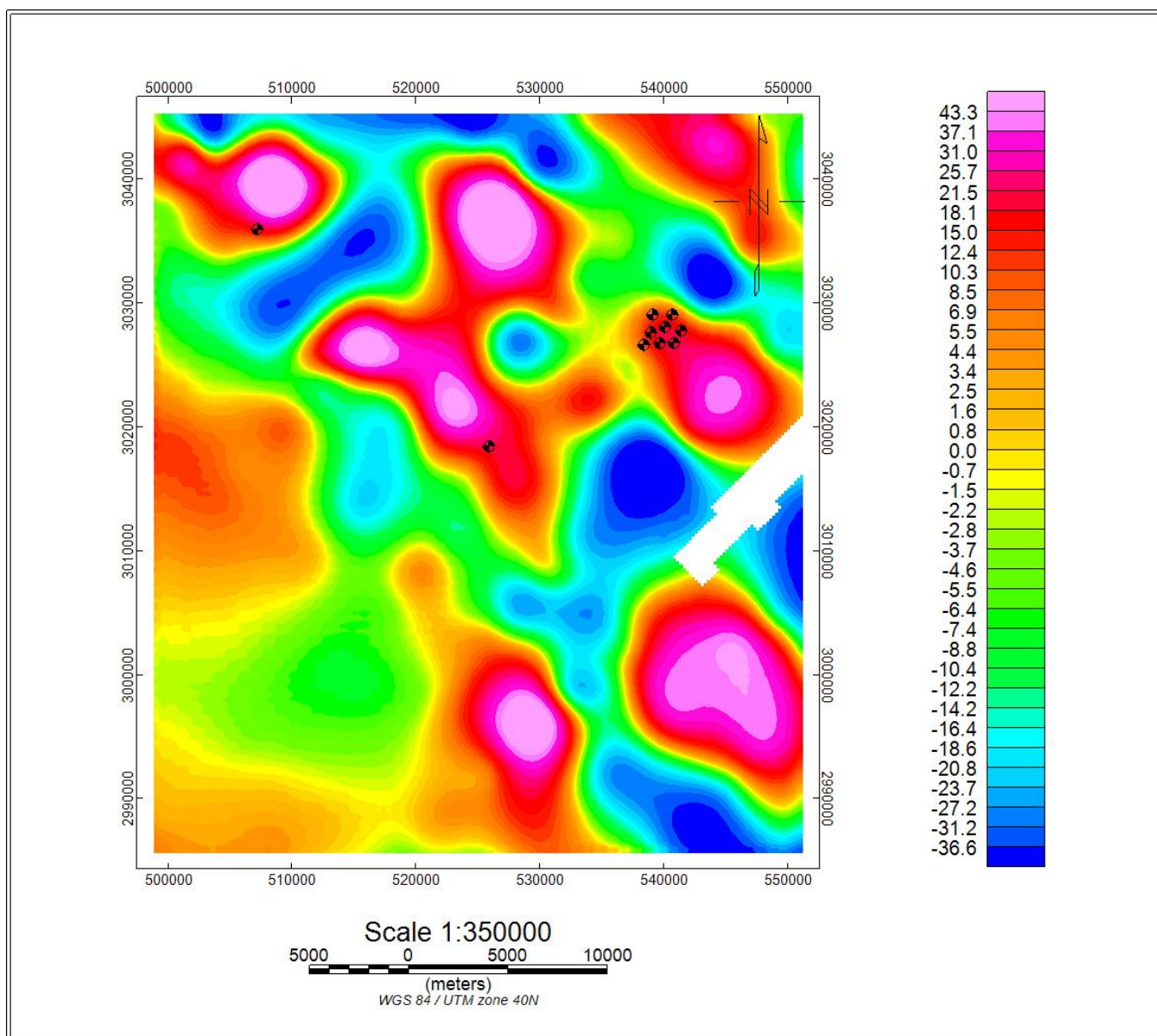
^۲ Residual Map



شکل ۴-۲: نقشه پتانسیل مغناطیسی حاصل از اعمال تصحیح IGRF



شکل ۴-۳: نقشه‌ی باقیمانده حاصل از اعمال فیلتر حذف روند (trend) با استفاده از برازش یک صفحه (درجه یک).



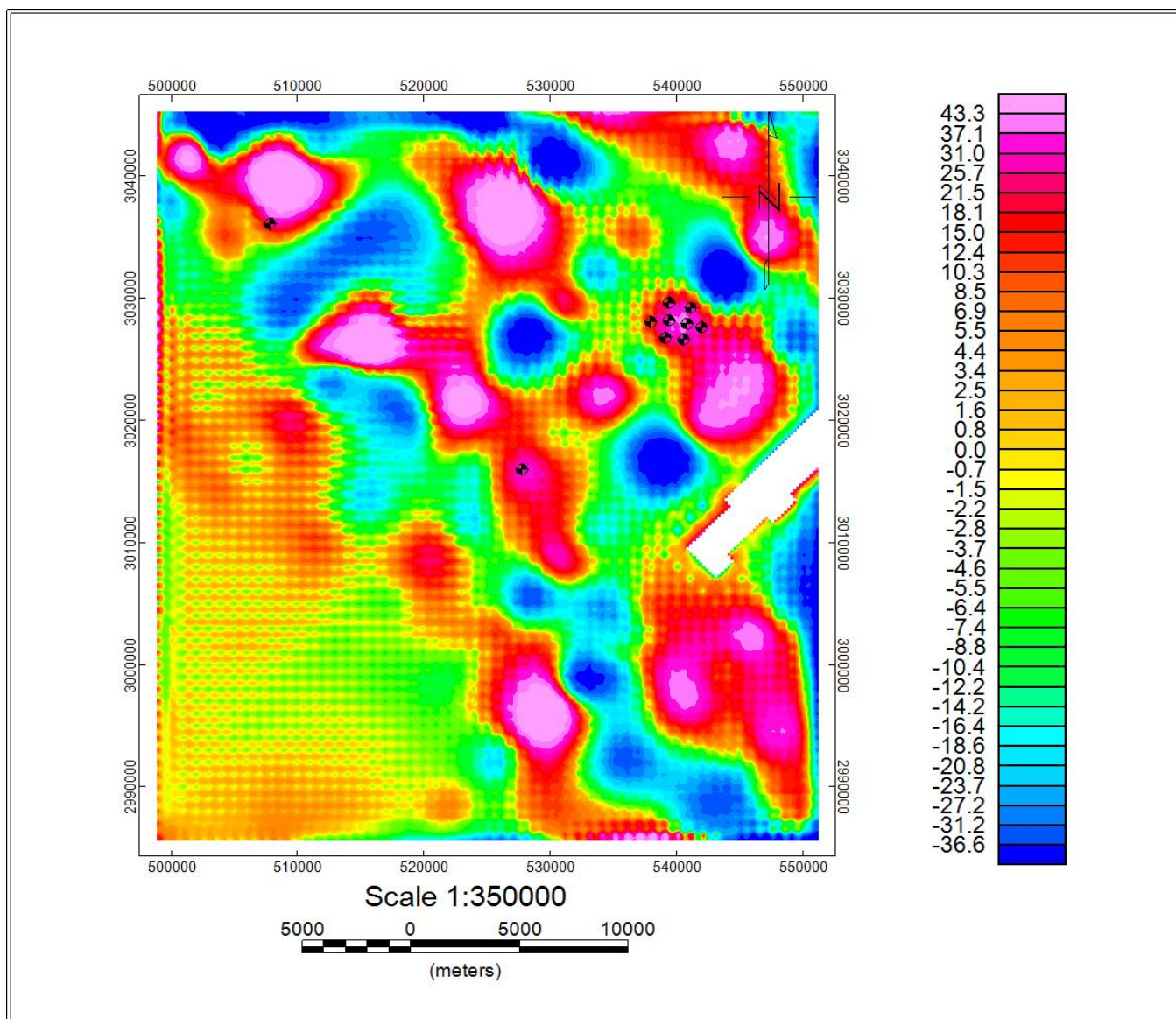
شکل ۴-۴: نقشه باقیمانده حاصل از اعمال فیلتر حذف روند (trend) با استفاده از برازش سطح مرتبه سوم. نقاط مشخص شده بر روی نقشه اندیس‌های معدنی کرمیت می‌باشند.

۴-۲-۳- مشتق قائم^۱

مشتق‌های قائم گوناگونی از میدان مغناطیسی (مشتق قائم اول، دوم، ...، n ام) می‌تواند مورد محاسبه قرار گیرد. مشتق قائم (گرادیان قائم) اول، هم‌ارز فیزیکی با اندازه‌گیری هم‌زمان میدان مغناطیسی در دو نقطه قائم در بالای یکدیگر، تفریق داده‌ها و تقسیم نتایج با جداسازی مکانی قائم نقاط اندازه‌گیری است. مشتق قائم دوم یک گرادیان قائم از مشتق قائم اول است و مانند آن عمل می‌کند. روابط ریاضی نشان می‌دهد که این پردازش، قدرت تفکیک بسامدهای زیاد را نسبت به بسامدهای کم افزایش می‌دهد و این خصوصیت اساس کاربرد پردازش مشتق است که باعث حذف تاثیرات ناحیه‌ی طول موج‌های بلند و حذف تاثیرات بی‌هنجاری‌های مجاور می‌شود. فیلتر مشتق قائم اول (و گاهی دوم) بیشتر یک ضرورت اساسی برای پردازش و تفسیر مغناطیسی به منظور اکتشاف مواد معدنی به حساب می‌آید. از نقشه‌ی مشتق قائم اول می‌توان برای تعیین خطواره‌ها و گسل‌های احتمالی منطقه نیز استفاده کرد. کاربرد مشتق دوم وقتی ضرورت پیدا می‌کند که به اطلاعات با کیفیت بالا و افزایش قدرت تفکیک نتایج بسامد زیاد نیاز باشد. مراتب بالای توان در مشتق (یعنی مشتق سوم و بالاتر) به علت ایجاد نویز زیاد و تداخل با داده‌های اصلی تقریباً هرگز در پردازش و تفسیر مورد استفاده قرار نمی‌گیرد [کامکار روحانی و بیگی، ۱۳۸۸].

نقشه به دست آمده در نتیجه‌ی اعمال فیلتر مشتق قائم اول روی داده‌های مغناطیسی منطقه‌ی مورد مطالعه در شکل (۴-۵) نشان داده شده است. در این نقشه، چون اثر بی‌هنجاری‌های بزرگ و عمیق از بین رفته است، در نتیجه تجزیه‌ی توده‌های مغناطیسی را می‌توان مشاهده کرد.

^۱ Vertical Derivative



شکل ۴-۵: نقشه مشتق قائم اول. نقاط مشخص شده بر روی نقشه اندیس‌های معدنی کرمیت می‌باشند.

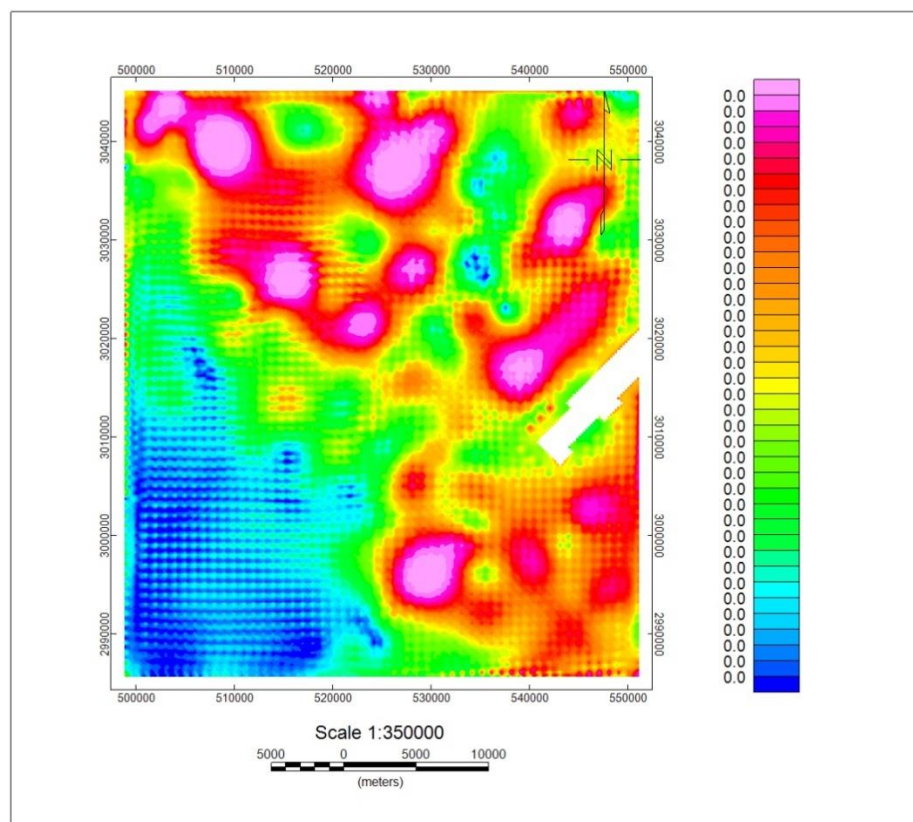
۴-۲-۴-سیگنال تحلیلی^۱

سیگنال تحلیلی تابعی است که میدان مغناطیسی را با مشتق ارتباط می‌دهد:

$$|A(X, Y)| = \left[\left(\frac{\partial m}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial m}{\partial z} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

^۱ Analysis Signal

که در آن، m همان بی‌هنجاری مغناطیسی است. این تابع در زمینه‌ی تفسیر کارایی بسیار جالبی دارد. این تابع کاملاً به جهت مغناطیسی شدن و جهت میدان زمین وابسته است. این بدان معنی است که همه‌ی توده‌ها با هندسه‌ی یکسان دارای سیگنال تحلیلی یکسانی هستند. علاوه بر این، همچنان که این بیشینه‌ها متقارن هستند، مستقیماً در بالای لبه‌های توده‌های عریض و دقیقاً در بالای مرکز توده‌های باریک تشکیل می‌شوند، به این ترتیب به آسانی هندسه منبع مورد نظر تعیین می‌شود. به نظر می‌رسد که این تابع تحلیلی ابزار ارزشمندی برای تفسیر باشد. همچنین با استفاده از این تابع تحلیلی می‌توان موقعیت یک منبع مغناطیسی، بدون توجه به مغناطیس باقیمانده مربوط به منابع گوناگون را تعیین کرد [کامکار روحانی و بیگی، ۱۳۸۸]. شکل (۴-۶) نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی را نشان می‌دهد. این شکل نشان دهنده‌ی وجود توده‌ها یا بی‌هنجاری‌های متعدد مغناطیس و بارز کننده‌ی موقعیت تقریبی لبه‌های توده‌های مغناطیسی در منطقه‌ی مورد مطالعه است.



شکل ۴-۶: نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی

۴-۲-۵- مشتق تیل^۱

تکنیک دیگر برای تعیین لبه‌های بی‌هنجاری‌ها، اعمال فیلتر مشتق زاویه‌ی تیل یا TDX است که به صورت زیر تعریف می‌شود:

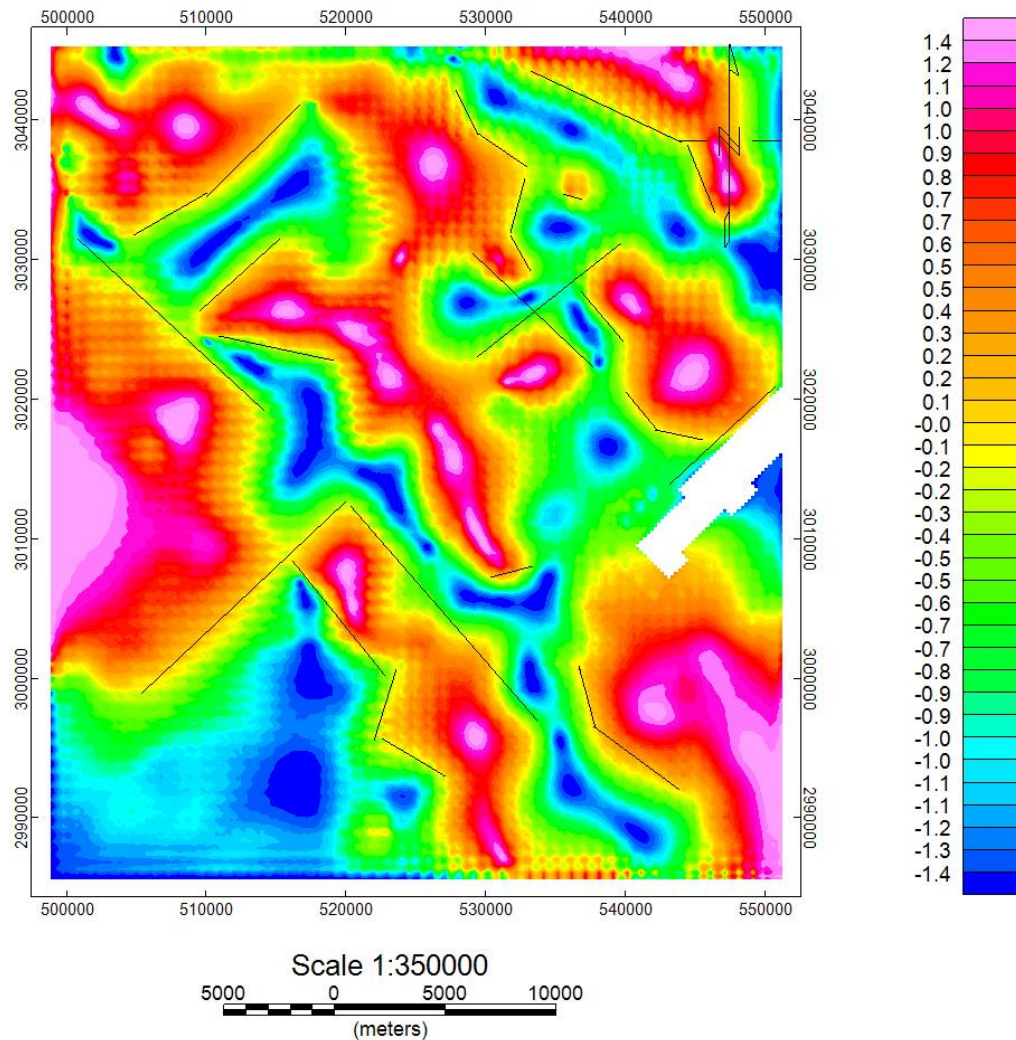
$$TDX = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial f}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}} \right]$$

در فرمول بالا TDX زاویه‌ی تیل و f میدان پتانسیل برداشت شده (مغناطیس و با گرانی) می‌باشد. تغییرات زاویه تیل در بالای توده‌های معدنی و همچنین بدون بعد بودن آن مهمترین دلیل کاربرد این فیلتر است در ضمن اینکه نتایج آنرا می‌توان با نتایج فیلترهای مشتق قائم و مشتق افقی نیز مقایسه کرد. فیلتر تیل را میلر و سینگ (۱۹۹۴) به منظور تحلیل و به نقشه در آوردن ساختارهای زمین‌شناسی از

^۱ Tilt derivative

روی داده‌های میدان پتانسیل (گرانی و مغناطیس) و بهبود پاسخ بی‌هنجاری‌های مربوط (به‌ویژه بهبود پاسخ بی‌هنجاری‌های ضعیف) ابداع کردند و توسعه دادند [کامکار روحانی و همکاران، ۱۳۹۱].

در این پژوهش از این روش برای مشخص کردن خط‌واره‌ها و گسل‌های مغناطیسی استفاده شده است. با کاربرد این روش روی داده‌های منطقه میناب نتایج به صورت شکل (۴-۷) ارائه شده است.



شکل ۴-۷: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق زاویه‌ی تیلر

۴-۲-۶- مشتق افقی

اگر معرف برداشت گسسته میدان پتانسیل در یک صفحه افقی باشد، به عنوان مثال ماتریس $\varphi_{i,j}$ که $i=1,2..$ و $j=1,2..$ داده‌های میدان پتانسیل در یک شبکه برداشت افقی با محور افقی x در راستای شرق-غرب

غرب و محور شمالی y در راستای شمال-جنوب و فواصل برداشت به ترتیب Δx و Δy باشد مشتق افقی $\varphi(x, y)$ نسبت به محورهای x و y در نقطه (i,j) طبق رابطه زیر قابل محاسبه است (Blakely, 1996).

$$\frac{d\varphi(x, y)}{dx} = \frac{\varphi_{i+1, j} - \varphi_{i-1, j}}{2\Delta x}$$

$$\frac{d\varphi(x, y)}{dy} = \frac{\varphi_{i+1, j} - \varphi_{i-1, j}}{2\Delta y}$$

ماکزیمم مقدار گرادیان افقی کل در بالای لبه‌های توده قرار می‌گیرد، اندازه گرادیان افقی کل میدان پتانسیل که به طور خلاصه گرادیان افقی نامیده می‌شود از رابطه زیر بدست می‌آید (Blakely, 1996).

$$h(x, y) = \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

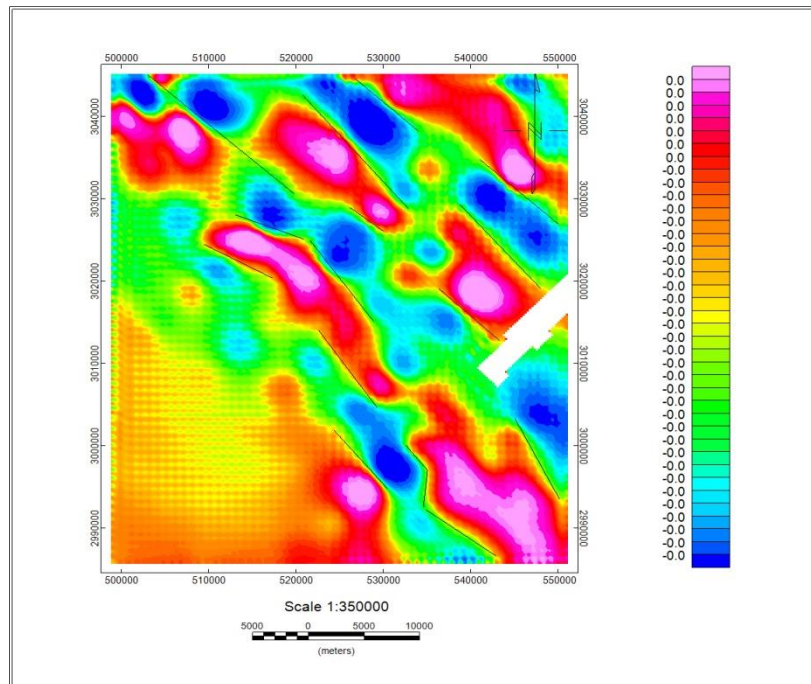
در این رابطه T میدان پتانسیل و $\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right), \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)$ به ترتیب مشتقات افقی داده‌های میدان پتانسیل در جهت-

های x, y می‌باشد که توسط رابطه بالا محاسبه می‌شوند.

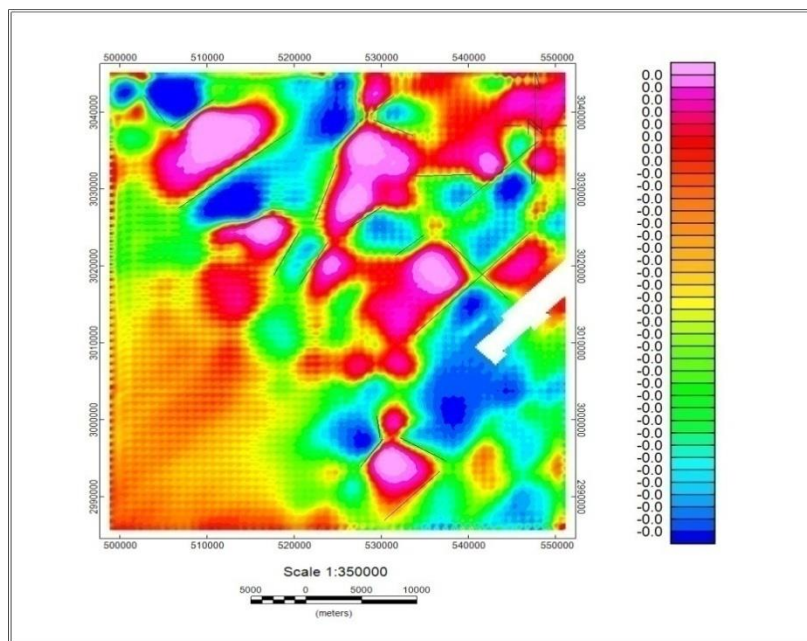
به دلیل ماهیت دو قطبی میدان مغناطیسی در عمل کمتر از این میدان‌ها برای محاسبه گرادیان افقی استفاده می‌شود در مقابل داده‌های گرانی نتیجه خوبی را ایجاد می‌کند در مواردی که برداشت مغناطیس سنجی انجام شده باشد می‌توان آنومالی مغناطیسی را به آنومالی شبه گرانی تبدیل و سپس با محاسبه گرادیان افقی آن به تخمین مرز پرداخت.

استفاده از آنومالی گرانی و یا شبه گرانی در محاسبه گرادیان افقی بیشتر در برداشت‌های کوچک مقیاس زمینی که نویزهای فرکانس بالا داده‌ها را تحت تاثیر قرار می‌دهد اهمیت دارد در برداشت‌های بزرگ مقیاس و هوایی می‌توان مستقیماً از آنومالی مغناطیسی برداشت شده استفاده نمود.

در این پژوهش از فیلتر مشتق افقی برای شناسایی گسل‌های منطقه مورد مطالعه استفاده شده است که این فیلتر در جهات مختلف بر روی داده‌ها اعمال شد. در شکل (۴-۸ و ۴-۹) اعمال فیلتر مشتق افقی در جهت آزیموت ۱۳۵ و ۴۵ درجه بر روی داده‌های مغناطیس‌هوائی منطقه نشان داده شده است.



شکل ۴-۸: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی در راستای آزیموت ۴۵ درجه.

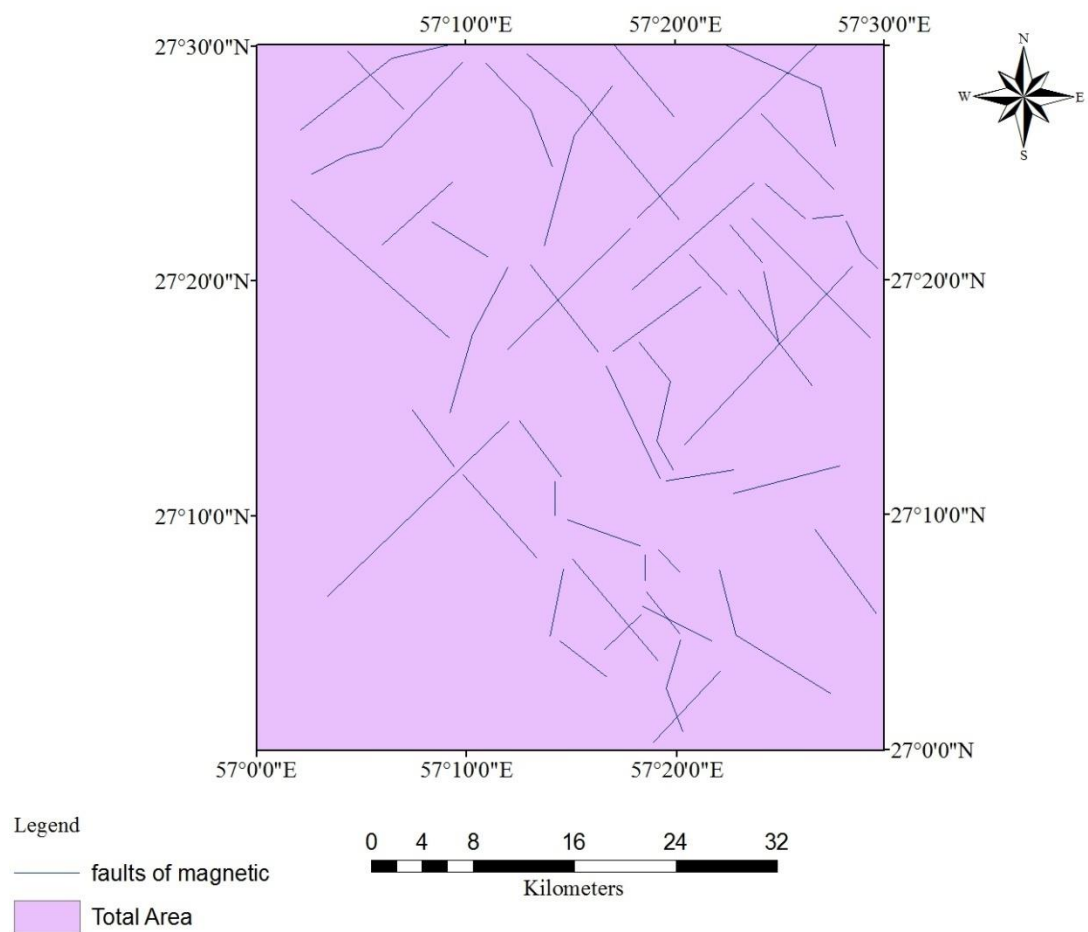


شکل ۴-۹: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی در راستای آزمون ۱۳۵ درجه.

۴-۳- نتیجه گیری

همان‌طور که در بخش‌های قبل به آن اشاره شد، نقشه‌ی حاصل از اعمال فیلترهای حذف روند درجه‌ی سه و نقشه‌ی حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم برای جداسازی بی‌هنجاری‌های منطقه، رقومی شده و برای تلفیق با دیگر لایه‌های اطلاعاتی مورد استفاده قرار گرفت.

همچنین با استفاده از نقشه‌ی حاصل از اعمال فیلتر تیل، سیگنال تحلیلی و همچنین نقشه‌ی حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی در جهت‌های مختلف، گسل‌های مغناطیسی منطقه جداسازی شده و جهت تلفیق به صورت رقومی آماده سازی شد، که نقشه‌ی این گسل‌ها در شکل (۴-۱۰) نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۰: خطواره‌های استخراجی از نتایج مطالعات مغناطیس هوایی منطقه (بعد از اعمال فیلترهای تیلت و گرادیان افقی).

فصل پنجم

تلفیق لایه‌های اطلاعاتی در محیط GIS

۵-۱-مقدمه

ترکیب و تلفیق در محیط سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS)، به معنی هماهنگ نمودن داده‌های متفاوت از منابع مختلف است. اغلب داده‌هایی که در محیط GIS مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرند، از منابع مختلف تهیه و در قالب‌های متفاوت ذخیره می‌شوند. در محیط GIS امکاناتی فراهم شده تا بتوان داده‌های متفاوت جمع‌آوری شده را با یکدیگر مقایسه و ترکیب نمود. به علاوه هنگامی که مجموعه‌ای از داده‌های مکانی از منابع گوناگون با هم آمیخته می‌شوند، درک و تفسیر پدیده‌های مکانی نیز میسر می‌گردد در صورتی که وقتی این داده‌ها به صورت مجزا و جداگانه در نظر گرفته شوند، روابط فضایی بین آنها به

راحتی آشکار نمی‌شوند. یکی از ویژگی‌های قدرتمند GIS، توانایی ترکیب و تلفیق چندین نقشه به کمک عبارات جبری و ریاضی ساده یا پیچیده می‌باشد [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

در این پایان‌نامه هدف تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی کرومیت در برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب می‌باشد. از آنجا که تعداد نقاط معدنی واقع شده در محدوده‌ی مطالعاتی زیاد نمی‌باشد و همچنین این نقاط از پراکندگی مناسبی برخوردار نبوده، لذا نمی‌توان از مدل‌های ریاضی و آماری همچون مدل‌های رگرسیون لجستیکی و وزن‌های نشانگر استفاده نمود. بنابراین در این پایان‌نامه اساس کار بر پایه سه مدل متکی بر نظر کارشناسی یعنی منطق بولین^۱، فازی^۲ و همپوشانی شاخص^۳ می‌باشد.

۵-۲- منطق بولین

روش منطق بولین، یک روش مدل‌سازی دانش محور^۴ با استفاده از نقشه‌های شاهد دوتایی می‌باشد. در کاربرد منطق بولین برای مدل‌سازی پتانسیل معدنی، خصوصیات و یا قسمت‌هایی (الگوها و کلاس‌هایی) از داده‌های فضایی که با یک معیار شناسایی مناسب مطابقت دارند یعنی شرط وجود یک معیار اکتشافی امید بخش در آنها صدق می‌کند، با ارزش درست و عموماً با امتیاز یک، طبقه‌بندی و ذخیره می‌شوند. در غیر این صورت با امتیاز صفر نشان داده شده و به معنی ارزش نادرست از نظر وجود منطقه‌ی امید بخش اکتشافی می‌باشد. بنابراین یک نقشه‌ی شاهد بولین فقط شامل دو کلاس طبقه‌بندی شده با ارزش‌های صفر به معنی نادرستی و یک به معنی درستی است. در مدل‌سازی با استفاده از منطق بولین کلیه‌ی نقشه‌های شاهد، وزنی معادل دارند، زیرا در ماهیت منطق بولین مفهومی تحت عنوان مثلاً ۲ ضرب در درست وجود ندارد. بنابراین امتیازهای صفر و یک در نقشه‌های شاهد بولین فقط به صورت نمادین بوده و به عنوان ارزش عددی در محاسبات منظور نمی‌شود [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

^۱ Boolean Logic

^۲ Fuzzy Logic

^۳ Index Overlay Logic

^۴ Knowledge-Driven

۵-۲-۱- عملگرهای بولین^۱

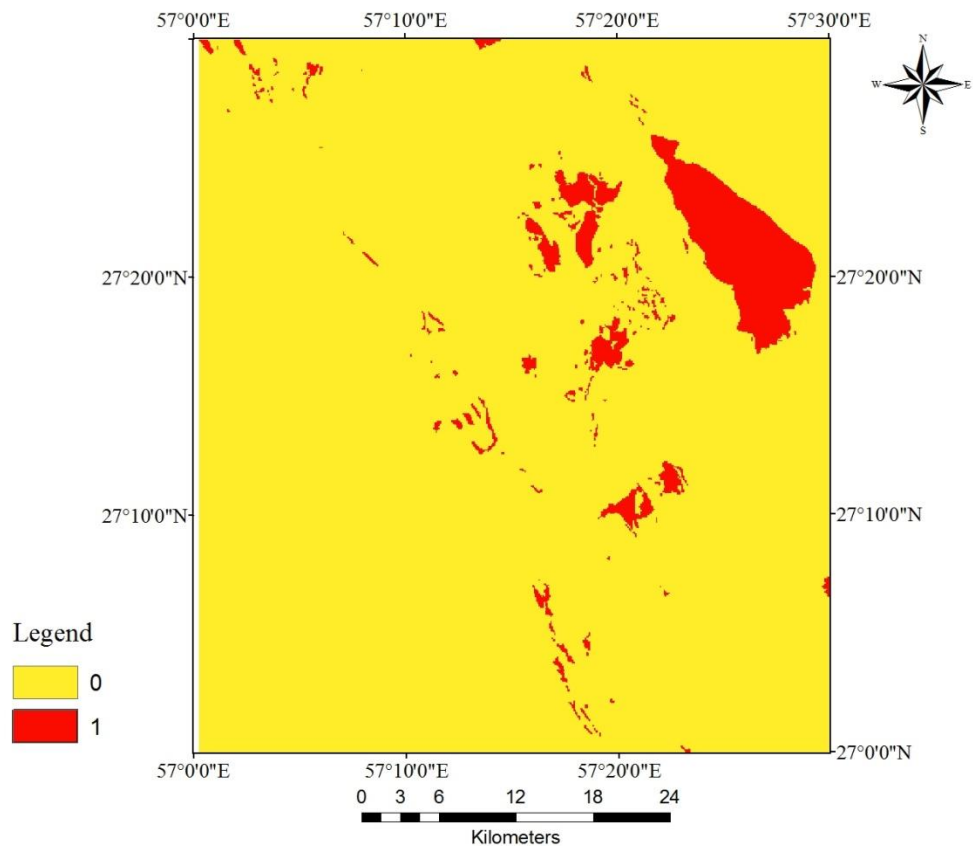
نقشه‌های شاهد بولین مرحله به مرحله با استفاده از عملگرهای منطقی با هم ترکیب می‌شوند. هر یک از نقشه‌های شاهد بولین در واقع به عنوان یک شرط، انعکاسی از حضور یا عدم حضور فرآیندهای کنترل کننده‌ی کانی‌سازی و ارتباط بین آنها و الگوهای فضایی را در اختیار می‌گذارند. در هر مرحله حداقل دو نقشه‌ی شاهد بولین با هم ترکیب می‌شوند و یک وابستگی بین دو مجموعه از فرآیندهای کنترل کننده وقوع کانی‌سازی و الگوهای فضایی دلالت کننده حضور کانی‌سازی را به نمایش می‌گذارند. در هر یک از مراحل مختلف ترکیب نقشه‌های شاهد، از عملگرها AND (اشتراک) و OR (اجتماع) استفاده می‌شود. عملگر AND وقتی استفاده می‌شود که حداقل باید دو مجموعه از شواهد فضایی با هم و هم‌زمان به منظور محقق شدن هدف، حضور داشته باشند. عملگر OR وقتی استفاده می‌شود که یکی از حداقل دو گروه از شواهد فضایی به منظور محقق شدن هدف کافی است. خروجی ترکیب نقشه‌های شاهد با استفاده از منطق بولین نیز نقشه‌ای دارای دو کلاس می‌باشد. یک کلاس (کلاس با امتیاز یک) نشان دهنده‌ی محله‌ای است که تمام یا اکثر معیارهای شناسایی در آن حضور دارند و کلاس دیگر (کلاس با امتیاز صفر) نشان دهنده‌ی نقاطی است که در آنها معیارهای شناسایی وجود ندارد [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

۵-۲-۲- تلفیق لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از منطق بولین

برای استفاده از منطق بولین در ابتدا نقشه‌های دوتایی مربوط به هر یک از لایه‌های اطلاعاتی تهیه شد. این نقشه‌ها عبارتند از نقشه‌ی دوتایی زمین‌شناسی، نقشه دوتایی حاصل از مطالعات دورسنجی، نقشه دوتایی حاصل از مطالعات مغناطیس‌هوایی منطقه و نقشه‌ی گسل‌های منطقه که از نقشه‌ی زمین‌شناسی،

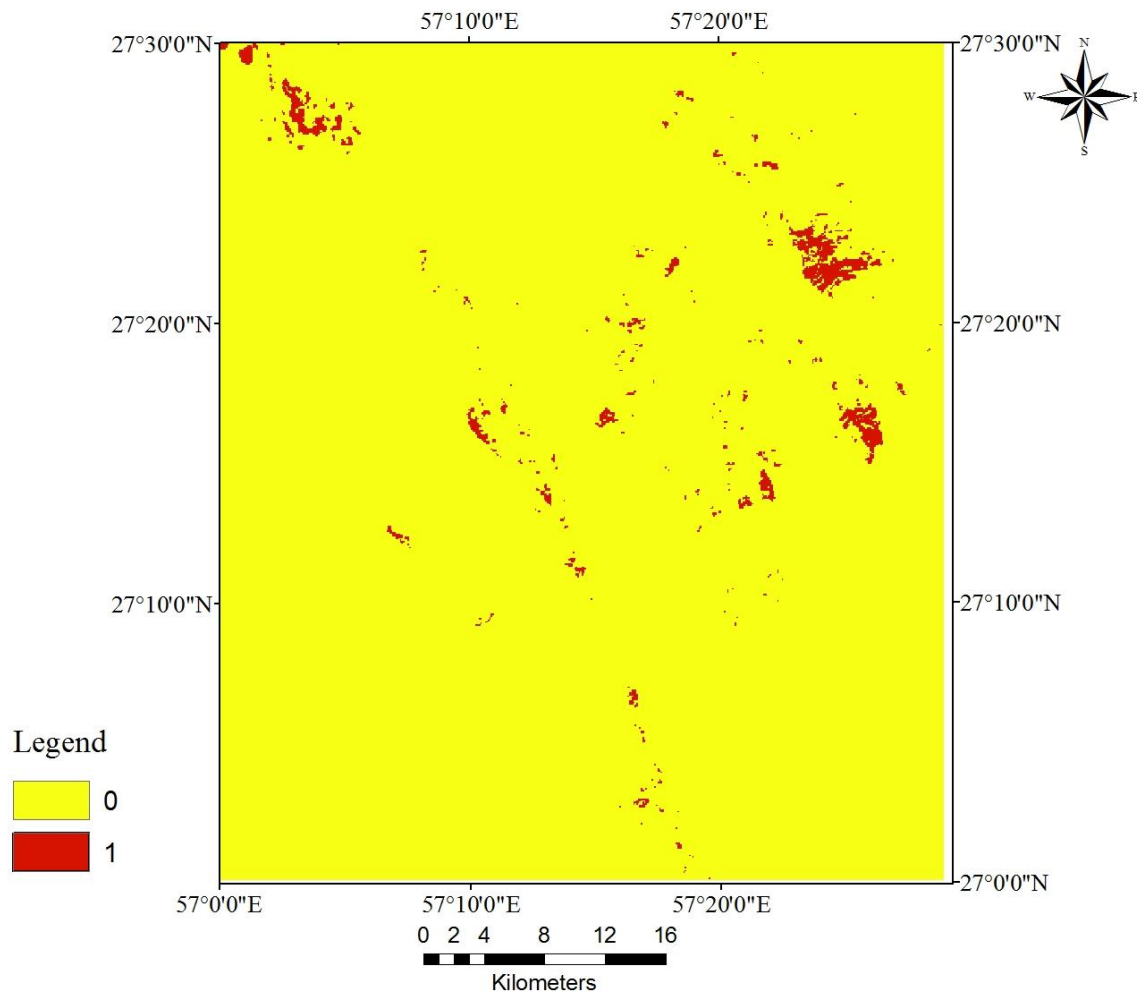
^۱ Boolean Operators

مطالعات دورسنجی و مغناطیس هوایی استخراج شده‌اند. در نقشه‌ی دوتایی زمین‌شناسی، کلیه مناطقی که دارای سنگهای اولترامافیک می‌باشند ارزش یک و به نواحی فاقد این فاکتور ارزش صفر داده شده است (شکل ۵-۱).



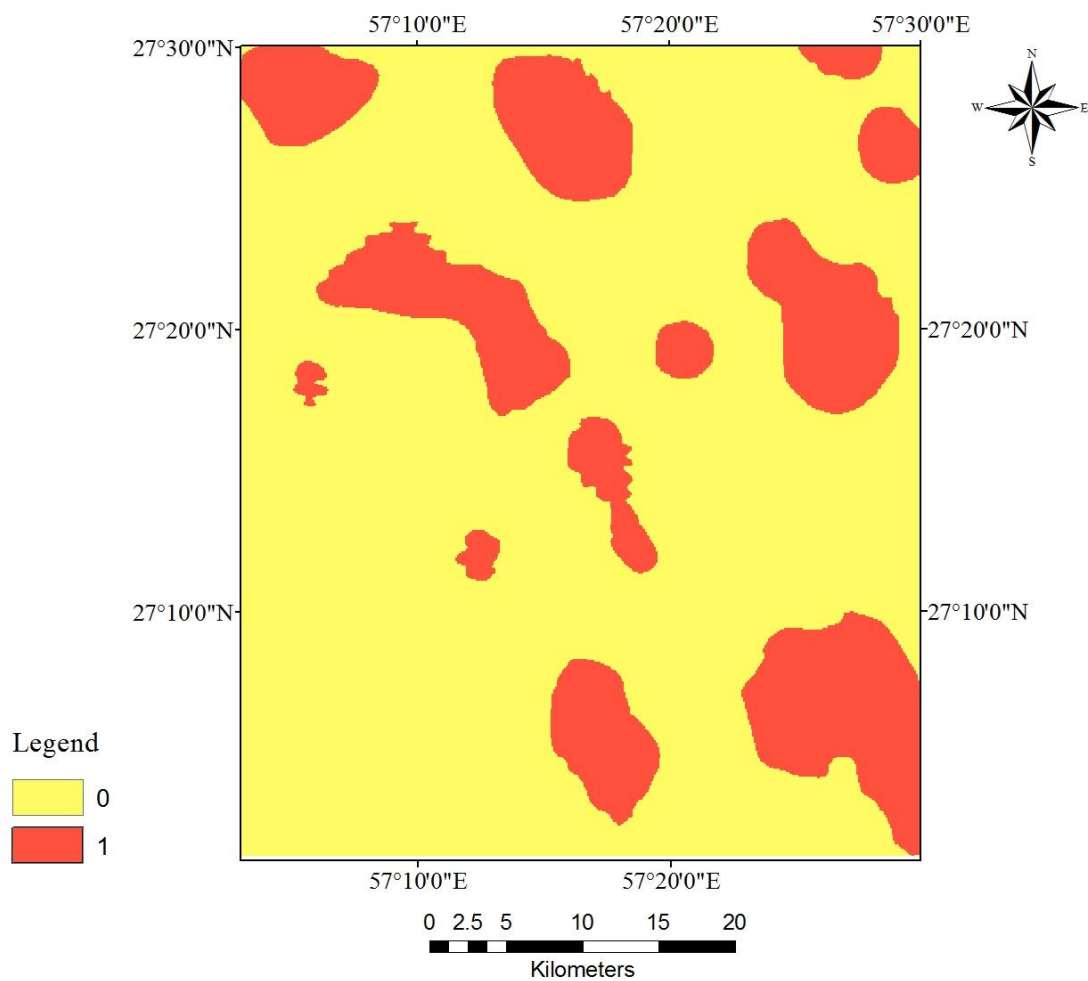
شکل ۵-۱: نقشه‌ی دوتایی از سنگهای اولترامافیک که در این نقشه به این واحدها ارزش یک و به نواحی دیگر که فاقد این واحدها هستند ارزش صفر داده شده است.

دیگر نقشه‌ی دوتایی آماده شده برای تلفیق با روش منطق بولین نقشه‌ی واحدهای اولترامافیک سرپانتینی شده حاصل از مطالعات دورسنجی است که به این واحدها ارزش یک و دیگر نواحی ارزش صفر داده شد (شکل ۵-۲).

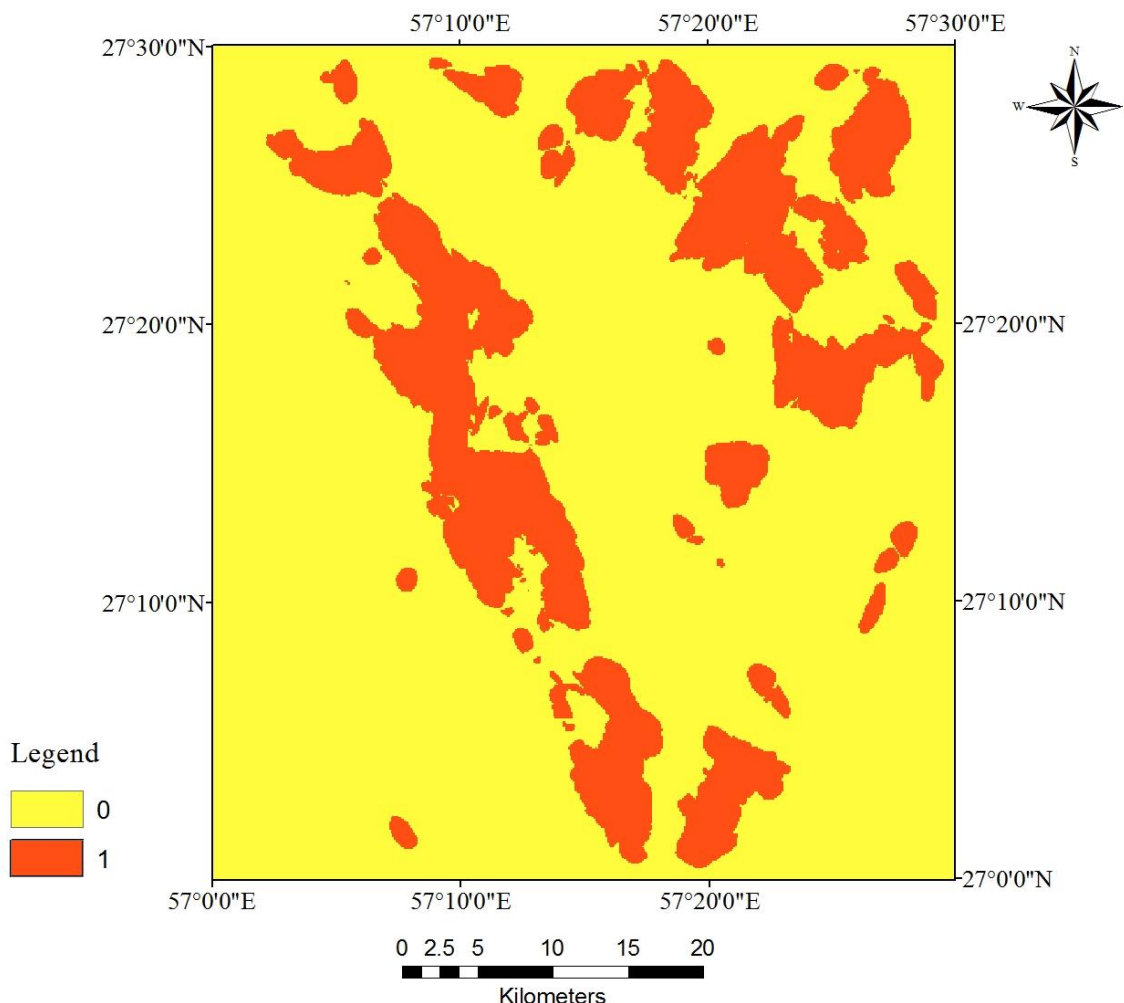


شکل ۵-۲: نقشه‌ی دوتایی از سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده حاصل از مطالعات دورسنجی که در این نقشه به این واحدها ارزش ۱ و به نواحی دیگر که فاقد این واحدها هستند ارزش صفر داده شده است.

نقشه‌ی حاصل از مطالعات مغناطیس‌هوایی منطقه نیز به صورت دوکلاسه تهیه شد که در آن مناطقی که بیشترین مغناطیدگی را دارند ارزش ۱ و به دیگر نواحی ارزش ۰ داده شد (شکل ۵-۳). دیگر نقشه آماده شده به صورت دوتایی نقشه‌ی گسل‌های منطقه می‌باشد (شکل ۵-۴). در نقشه دوتایی گسل‌ها از دانسیته‌ی گسل‌ها برای مشخص کردن نواحی آنومال استفاده شده است. به‌طوری‌که به نواحی با دانسیته-ی بیش از ۱ (واحد کیلومتر مربع) ارزش ۱ و به دیگر نواحی ارزش ۰ داده شد.



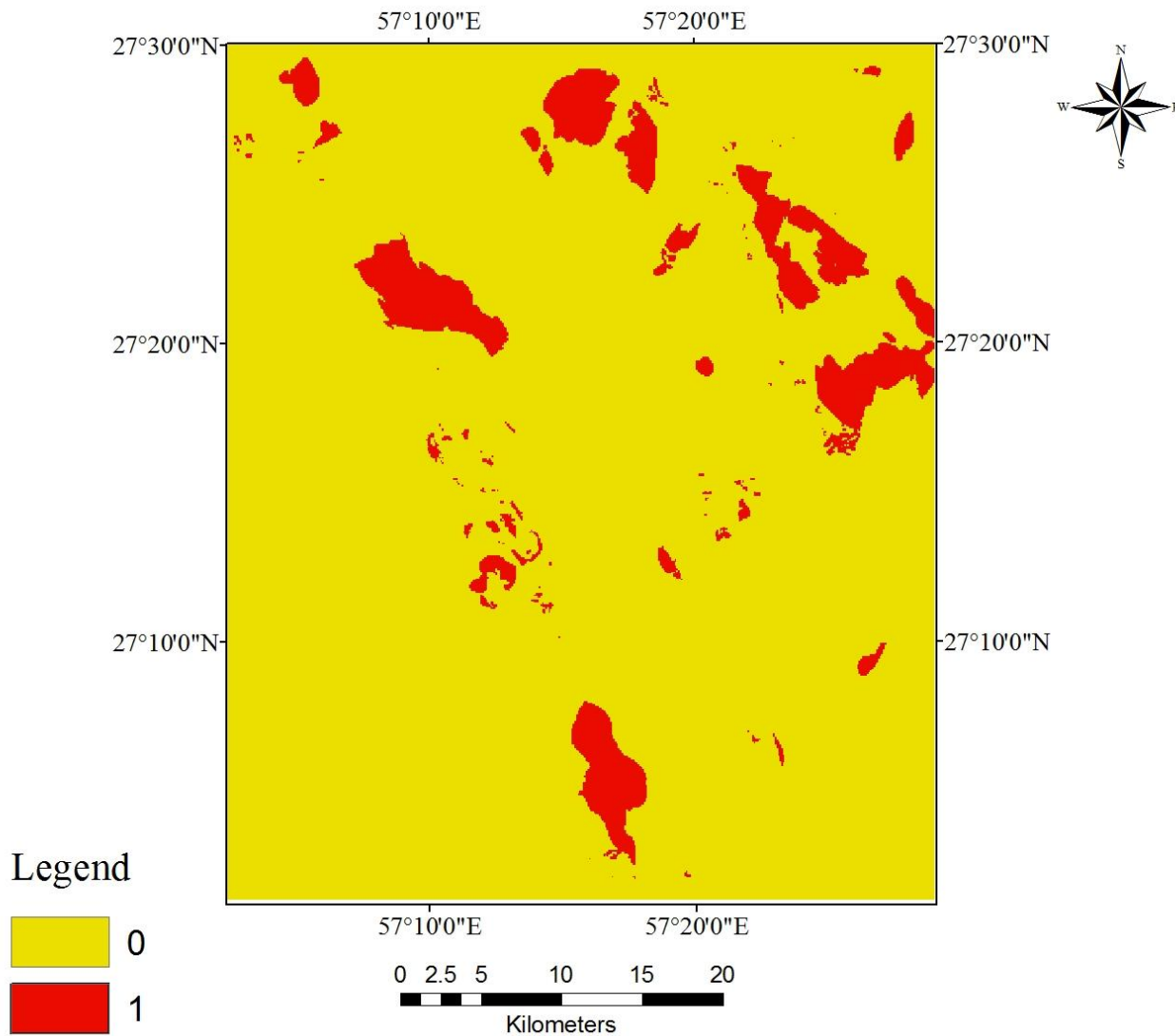
شکل ۵-۳: نقشه‌ی دوتایی حاصل از مطالعات مغناطیس هوایی. نواحی که بالاترین مغناطیدگی را دارند ارزش یک و به دیگر نواحی ارزش صفر داده شده است.



شکل ۵-۴: نقشه‌ی دوتایی از چگالی گسل‌های منطقه. مناطقی که چگالی بیش از ۱ داشته‌اند ارزش ۱ و به دیگر نواحی ارزش ۰ داده شده است.

پس از آماده‌سازی لایه‌های اطلاعاتی نوبت به تلفیق این لایه‌ها با استفاده از عملگرهای منطق بولین می‌رسد. در این پژوهش لایه زمین‌شناسی که در آن واحدهای اولترامافیک جداسازی شده و به صورت رقومی در آمده بود به وسیله عملگر OR بولین با نقشه‌ی دوتایی حاصل از مطالعات دورسنجی که در این نقشه نیز اولترامافیک‌ها جداسازی شده بود و نقشه‌ی دوتایی حاصل از مطالعات مغناطیس‌هوایی ترکیب و با استفاده از عملگر AND بولین با لایه اطلاعاتی چگالی گسل‌های منطقه تلفیق و نقشه‌ی نهایی که بیانگر

مناطق پتانسیل‌دار (با ارزش یک) و مناطق فاقد پتانسیل (ارزش صفر) از لحاظ وجود ذخایر کرومیت ارائه گردید (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵: نقشه‌ی نهایی حاصل از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از منطق بولین. در این نقشه مناطق پتانسیل‌دار ارزش ۱ و مناطق فاقد پتانسیل ارزش ۰ دارند.

۵-۳- هم پوشانی شاخص دوتایی^۱

روش هم پوشانی شاخص دوتایی نیز همان طور که از اسم آن مشخص است یک روش مدل سازی دانش محور با استفاده از نقشه های شاهد دوتایی می باشد. در مدل سازی هم پوشانی شاخص دوتایی خصوصیات یا کلاس هایی از داده های فضایی که نشان دهنده ی یک معیار مناسب و امیدبخش برای شناسایی کانی سازی هستند، به صورت یک کلاس با ارزش ۱ ذخیره می شوند در حالی که دیگر قسمت های نقشه دارای ارزش ۰ هستند. بنابراین یک نقشه شبیه نقشه ی بولین به وجود می آید با این تفاوت که ارزش های شاهد می تواند به صورت عددی در نظر گرفته شود. بنابراین نقشه ی شاخص دوتایی را می توان به عنوان یک نقشه که اجرای عملیات محاسباتی روی آن ممکن است، در نظر گرفت. در نتیجه هر نقشه ی شاهد دوتایی B_i (i می تواند از ۱ تا n تغییر کند) می تواند یک وزن عددی W_i را به خود اختصاص دهد یا در آن ضرب شود. این وزن بر اساس قضاوت و نظر کارشناسی و همچنین تجربه ای که در مورد اهمیت هر مجموعه از داده های فضایی و الگوهای زمین شناسی مرتبط با کانی سازی وجود دارد، تخصیص می یابد. در این حالت عموماً الگوهای زمین شناسی دلالت کننده ی کانی سازی به صورت نقشه های شاهدی هستند که تحت بررسی قرار می گیرند. این نقشه های شاهد دوتایی وزن دار با استفاده از معادله ی (۵-۱) ترکیب می شوند. در این معادله امتیاز S برای هر محل (یا در واقع هر سلول واحد از منطقه مورد مطالعه) محاسبه می شود [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

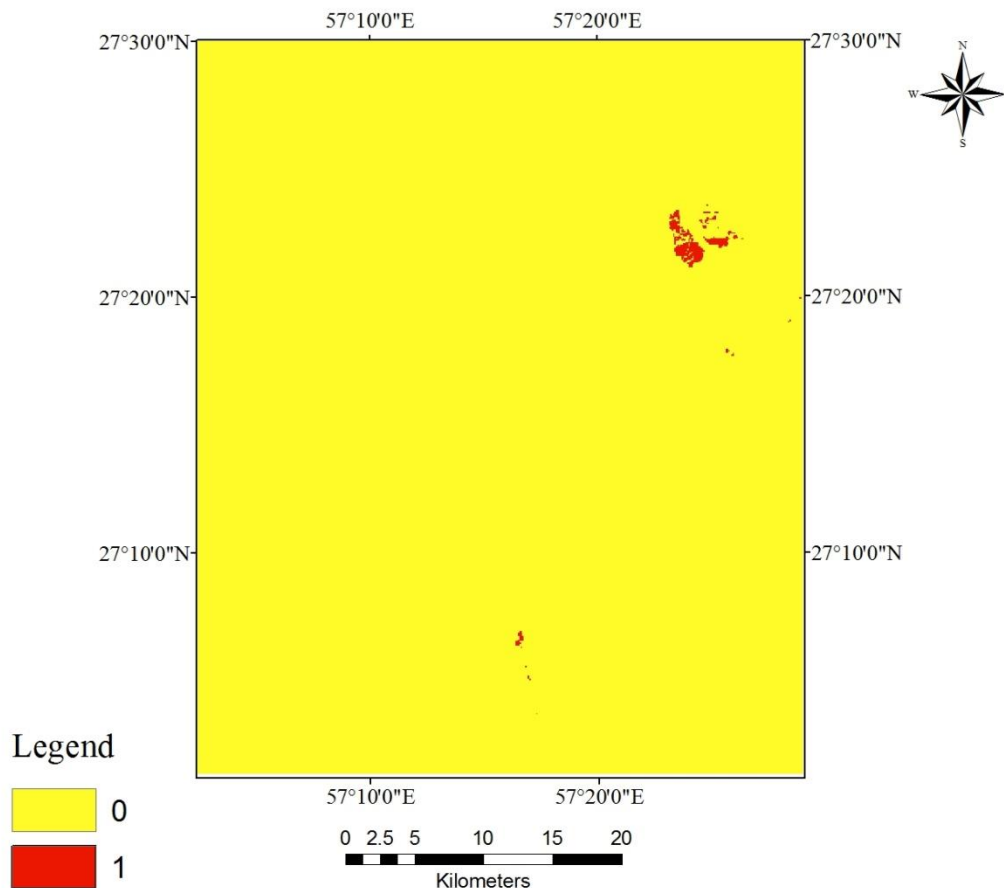
$$S = \frac{\sum_i^n W_i B_i}{\sum_i^n W_i} \quad (۵-۱)$$

در معادله ی ۵-۱، W_i وزن هر نقشه ی شاهد دوتایی B_i (i می تواند از ۱ تا n تغییر کند) می باشد. در نقشه خروجی، هر محل یا سلول دارای یک مقدار S بین صفر یعنی کاملاً بدون ارزش اکتشافی و یک یعنی کاملاً امیدبخش و دارای ارزش اکتشافی حداکثر است. تعیین و تخصیص وزن مناسب برای هر یک از

^۱ Binary Index Overly

نقشه‌های شاهد خاص تا حد زیادی به صورت درک و قضاوت کیفی وزن دهنده اجرا می‌شود و حتی در حالتی که دانش و تجربه کافی نیز وجود دارد ممکن است شامل مراحل سعی و خطا باشد [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

در این مطالعه مطابق برای به دست آوردن نقشه پتانسیل مطلوب به روش هم‌پوشانی شاخص دوتایی با استفاده از نظر کارشناسی، به هر یک از لایه‌های زمین‌شناسی و دورسنجی وزن ۳، به لایه‌ی مغناطیس‌هوایی وزن ۲ و به لایه‌ی چگالی گسل‌ها وزن ۱ داده شد و در نهایت با استفاده از رابطه (۵-۱) این لایه‌های وزن داده شده ترکیب و نتیجه به صورت نقشه ارائه شد (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶: نقشه‌ی نهایی حاصل از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از روش هم‌پوشانی شاخص دو کلاسه. در این نقشه مناطق پتانسیل دار ارزش ۱ و مناطق فاقد پتانسیل ارزش ۰ دارند.

۵-۴- مدل سازی با روش هم پوشانی شاخص چند کلاسه^۱

این روش در واقع نوع بسط داده شده روش مدل سازی هم پوشانی شاخص دوتایی است. هر یک از زامین الگوها (کلاس ها) از نقشه شاهد i ام دارای یک وزن S_{ij} به منظور نمایش میزان وابستگی به ذخایر معدنی می باشد. امتیاز تخصیص یافته به الگوها می تواند یک عدد صحیح یا حقیقی مثبت باشد. هیچ محدودیتی برای دامنه امتیاز تخصیص وزن به الگوها وجود ندارد به جز این که دامنه امتیاز تخصیص یافته به الگوها در همه ی نقشه های شاهد باید سازگار و با هم هماهنگی داشته باشند، یعنی باید دارای مقادیر حداقل و حداکثر یکسانی باشند. در واقع کنترل برتری های نسبی در نقشه های شاهد در حالت در نظر گرفتن دامنه تغییرات متفاوت وزن ها برای یک نقشه ی شاهد نسبت به دیگر نقشه های شاهد عملی نیست. اهمیت نسبی یک نقشه شاهد در مقایسه با دیگر نقشه های شاهد به وسیله ی تخصیص وزن های W_i کنترل می شود. این امتیاز معمولاً عدد صحیح مثبت است. نقشه های شاهد وزن دار سپس با استفاده از معادله ی ۵-۲ با هم ترکیب می شوند که در واقع میانگین وزن ها را برای هر محل محاسبه می کند.

$$\bar{S} = \frac{\sum_i^n S_{ij} W_i}{\sum_i^n W_i} \quad (۲ - ۵)$$

۵)

که در آن $\bar{S}$ مقدار خروجی میانگین وزنی برای هر محل، برابر مجموع حاصل ضرب S_{ij} وزن کلاس j ام از نقشه شاهد i ام و W_i وزن نقشه شاهد می باشد. بنابراین علاوه بر انعطاف پذیری در تخصیص وزن به الگوهای شاهد، مزیت روش هم پوشانی شاخص چند کلاسه در مقایسه با مدل سازی به روش هم پوشانی شاخص دوتایی این است که عدم قطعیت را نیز در نظر گرفته و در پیش بینی دخالت می دهد. بنابراین به کارگیری هم زمان هر دو روش دوتایی و چند کلاسه به جای به کار گیری یکی از آنها بهتر است. ضعف

^۱ Multi Class Index Overlay

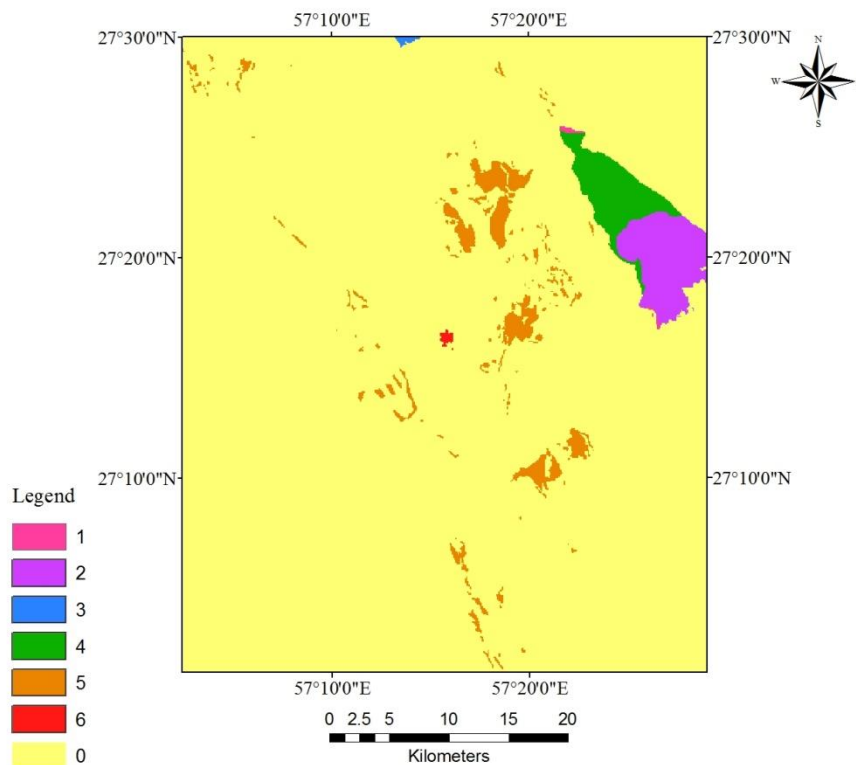
این روش‌ها نیز در تلفیق خطی شواهد است که باعث می‌شود نقش فرایندهای مؤثر در کانی سازی مستقیماً در نظر گرفته نشود [یوسفی و کامکار روحانی، ۱۳۸۹].

۵-۴-۱- کلاسه‌بندی و وزن‌دهی به لایه‌های اطلاعاتی

همان‌طور که گفته شد در روش هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه علاوه بر کلاس‌های حاضر در هر نقشه، خود نقشه‌ها در تلفیق نهایی نیز وزن‌دهی می‌شوند. در این تحقیق با توجه به ویژگی‌های ماده معدنی و نیز سنگ‌های موجود در منطقه و ارتباط آن‌ها با کانی‌زایی طبق جدول (۵-۱) طبقه‌بندی انجام گرفت و نقشه کلاسه‌بندی حاصل در شکل (۵-۷) نشان داده شده است.

جدول ۵-۱: طبقه‌بندی لایه‌ی زمین‌شناسی برای تلفیق به روش هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه.

وزن	شناسه	واحد سنگی
۶	Ub	اولترامافیک‌های لایه‌ای سرپانتینیزه شده به همراه کانی‌زایی کرومیت
۵	Sr	سرپانتین، دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت
۴	S1	دونیت و سنگ‌های غنی از پیروکسن
۳	r	هارزبورژیت به همراه کمی لرزولیت درون لایه‌هایی از دونیت سرپانتینیزه شده
۲	S2	اولترامافیک‌های معمول به صورت خوب لایه‌بندی شده
۱	S3	گابرو

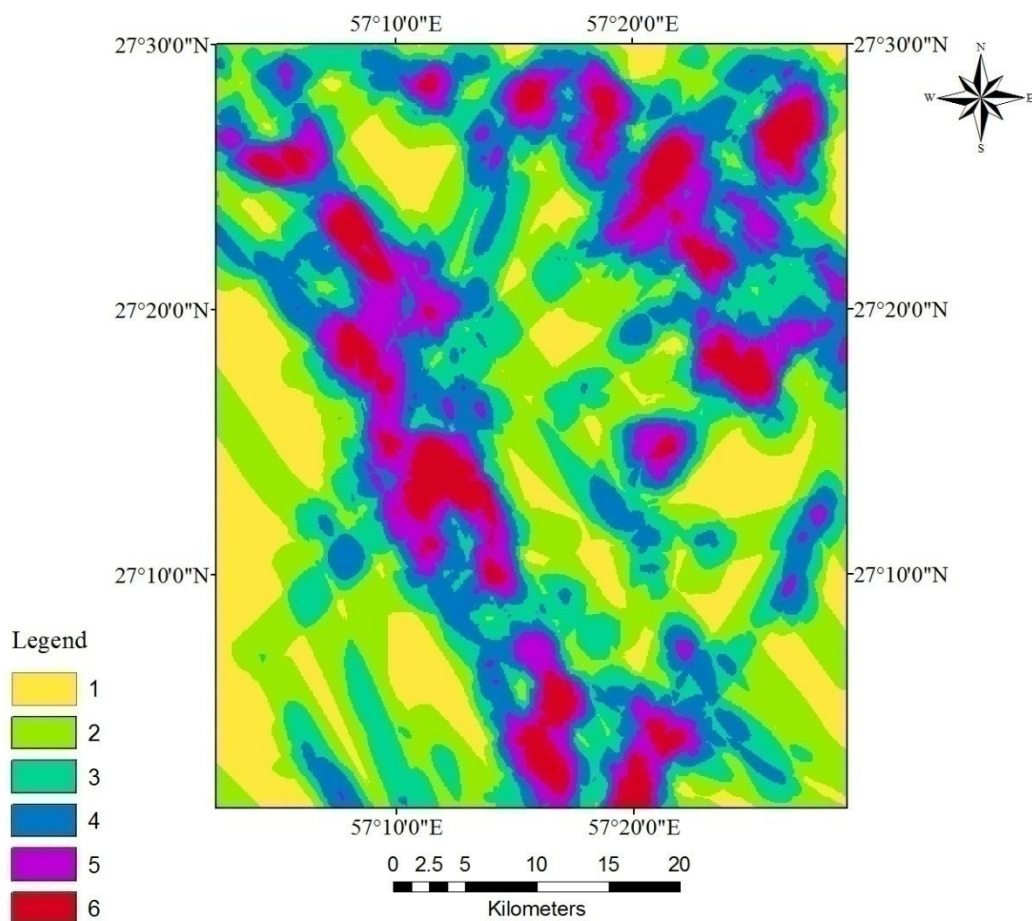


شکل ۵-۷: نقشه چندکلاسه از لایه‌ی زمین‌شناسی.

به منظور بررسی وضعیت خطواره‌ها و نقش این لایه در تمرکز کانی‌زایی کرومیت بر اساس شرایط موجود در شش طبقه طبق جدول (۵-۲) کلاسه‌بندی شد. در شکل (۵-۸) نقشه طبقه‌بندی شده چگالی گسل نشان داده شده است.

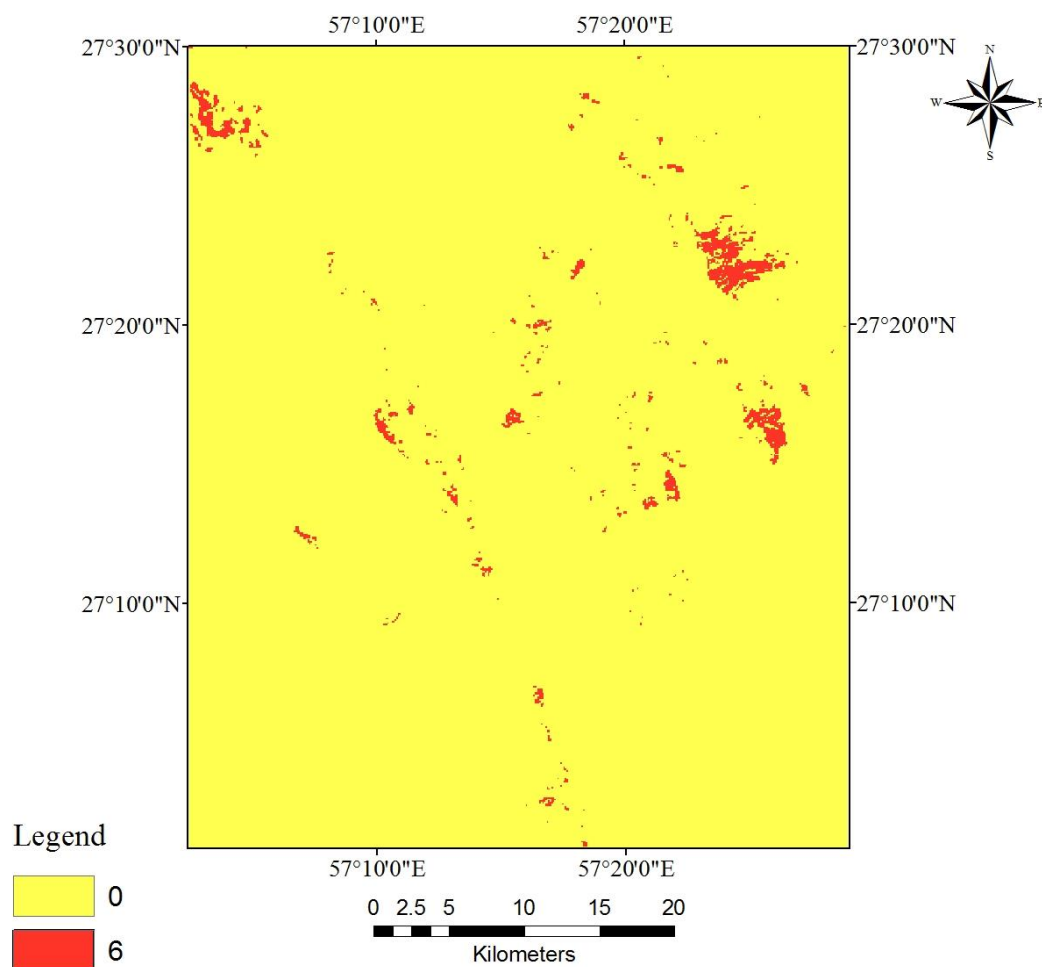
جدول ۵-۲: طبقه‌بندی لایه‌ی چگالی گسل برای تلفیق به روش هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه.

چگالی گسل	(0-0.000189]	(0.000189- 0.000498]	(0.000498- 0.000796]	(0.000796- 0.001115]	(0.001115- 0.001493]	(0.001493- 0.002548]
وزن	۱	۲	۳	۴	۵	۶

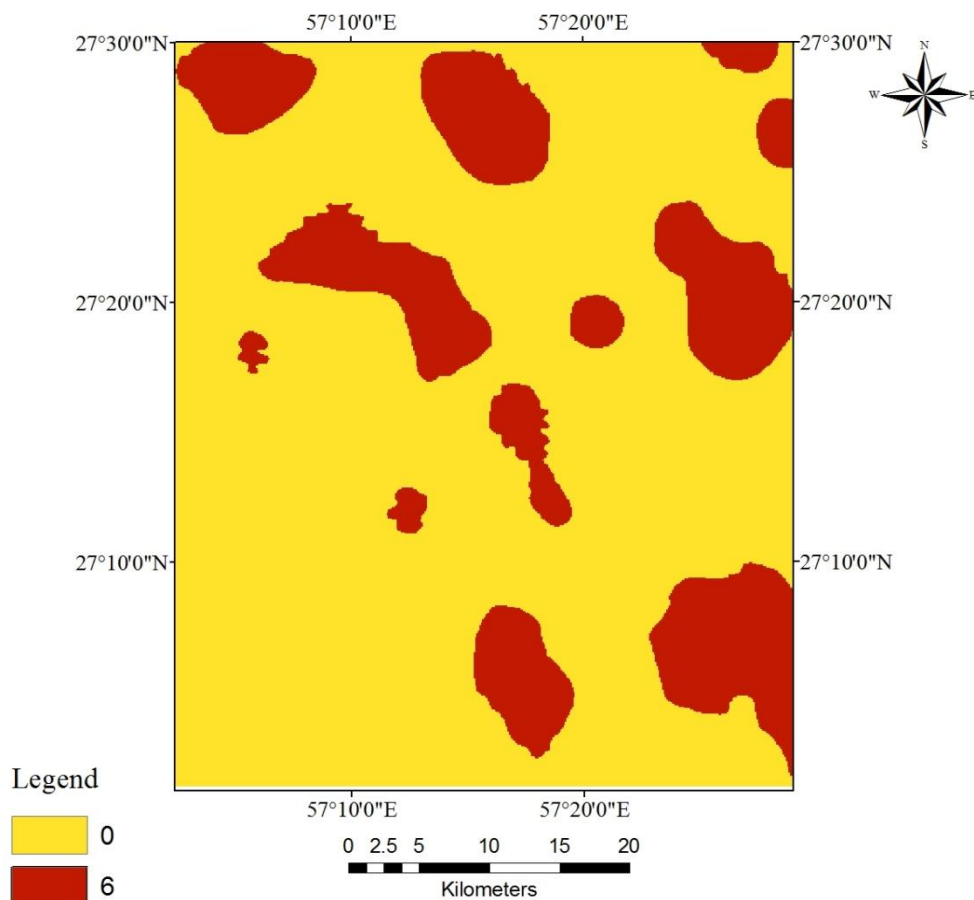


شکل ۵-۸: نقشه‌ی چند کلاسه‌ی از چگالی گسل‌های منطقه

همچنین هر یک از نقشه‌های حاصل از مطالعات دورسنجی و مغناطیس کلاسه بندی شدند و در هر یک از این نقشه‌ها به مناطق نشان دهنده‌ی آنومالی ارزش ۶ داده شد (شکل ۵-۹ مربوط به لایه‌ی دورسنجی و شکل ۵-۱۰ مربوط به لایه‌ی مغناطیس).



شکل ۵-۹: نقشه دو کلاسه لایه‌ی دورسنجی که در آن به مناطق آنومال ارزش ۶ داده شده است.

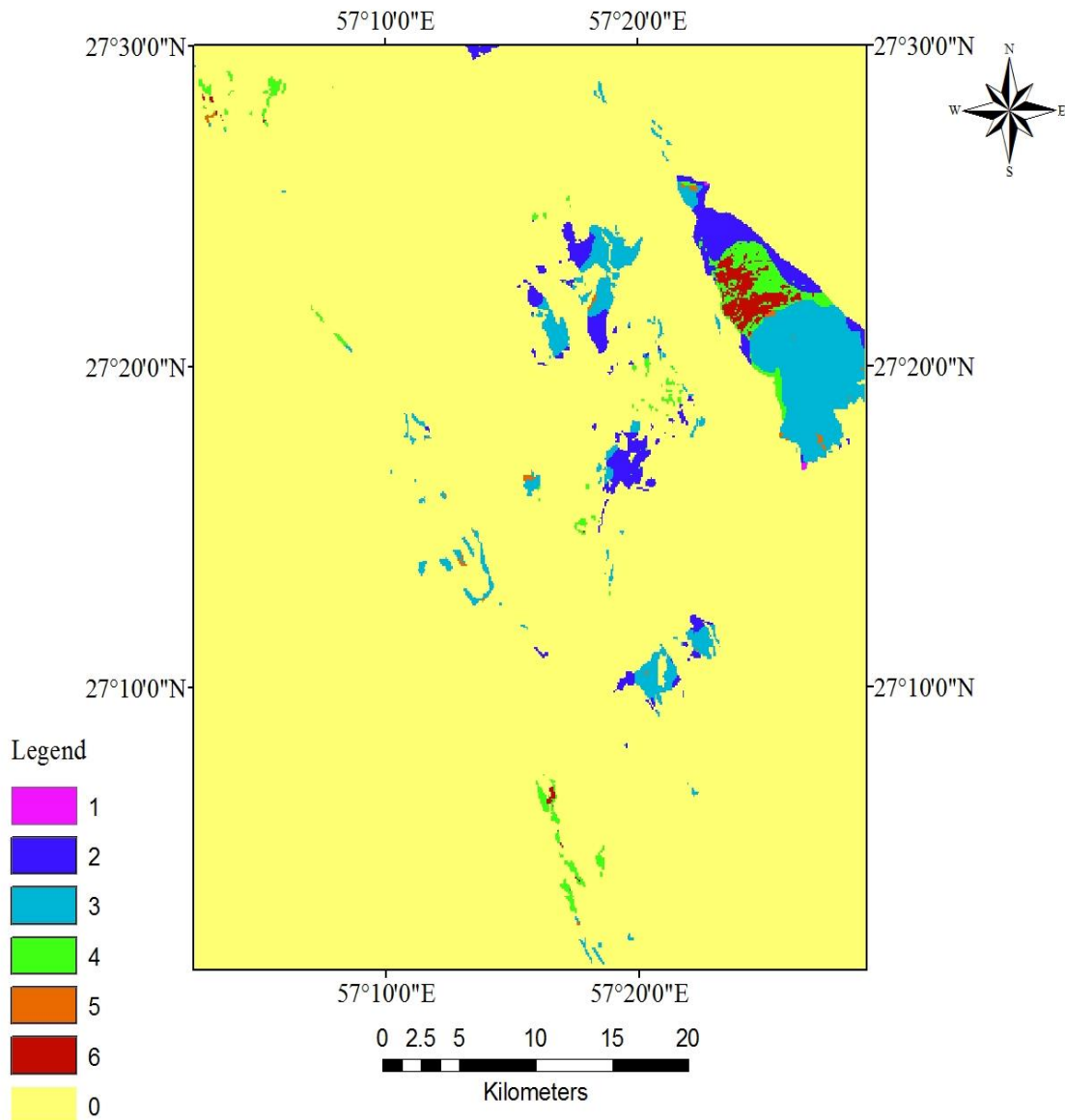


شکل ۵-۱۰: نقشه دو کلاسه لایه‌ی مغناطیس که در آن به مناطق آنومال ارزش ۶ داده شده است.

۵-۴-۲- تلفیق لایه‌ها با استفاده از روش هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه

همان‌طور که اشاره شد در روش هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه علاوه بر کلاس‌های هر لایه، خود لایه نیز بر اساس ارتباط با کانی‌زایی وزن‌دهی می‌شود. از این رو در این مطالعه به‌جهت این که خصوصیات زمین‌شناسی و نوع سنگ‌های تشکیل دهنده در اکتشاف ذخایر کرومیت در اولویت قرار دارد به لایه‌ی زمین‌شناسی و دورسنجی بیشترین وزن در بین لایه‌های اطلاعاتی که وزن ۳ می‌باشد، اختصاص یافت. همچنین با توجه به اینکه فواصل اندازه‌گیری مغناطیس‌هوایی زیاد می‌باشد به این لایه اطلاعاتی نسبت به لایه‌های زمین‌شناسی و دورسنجی وزن کمتری داده شد که این وزن برابر ۲ می‌باشد. به لایه‌ی چگالی

گسل‌ها ارزش ۱ داده شد. پس از وزن‌دهی به لایه‌های موجود با استفاده از رابطه (۵-۲) این لایه‌ها تلفیق شدند. همان‌طور که در شکل (۵-۱۱) نشان داده شده است نقشه‌ی حاصل، از روش‌های بر پایه‌ی نقشه-های دوتایی، ارزیابی و تفسیر مناسب‌تری از منطقه ارائه می‌دهد و محدوده‌ی مورد مطالعه را از نظر شدت پتانسیل معدنی به خوبی تفکیک می‌کند.



شکل ۵-۱۱: نقشه‌ی پتانسیل مطلوب کرومیت در برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب با استفاده از تلفیق لایه‌ها به روش هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه.

۵-۵- منطق فازی

روش منطق فازی روشی است که در آن لایه‌های مختلف در سطوح مختلف، وزن دهی شده و دانش کارشناسی در آن دارای بیشترین نقش می‌باشد. در این روش، فاکتورهای مختلف کنترل کننده کانی-سازی از جمله سنگ میزبان، ساختارها، آنومالی ژئوفیزیکی و بررسی‌های دورسنجی و کارهای قدیمی انجام شده تعیین می‌گردند و به هر لایه اطلاعاتی (عضو فازی) وزن خاصی بین صفر تا یک بسته به اهمیت آن داده می‌شود. عدد یک نشان‌دهنده درجه عضویت فازی کامل و عدد صفر نشان‌دهنده عدم وجود عضویت فازی می‌باشد. در بعضی از لایه‌ها، با توجه به شعاع تاثیر آنها، ممکن است تا چندین متر اطراف لایه مورد نظر با توجه به شعاع تاثیر وزن دهی شوند [پشنگ، ۱۳۹۱].

بعد از تعیین فاکتورهای کنترل کننده کانی‌سازی، بوسیله عملگرهای فازی موجود که در ادامه معرفی می‌گردند، لایه‌های اطلاعاتی مورد نظر تلفیق می‌شوند.

۵-۵-۱- عملگر فازی "و"

این عملگر مانند عملگر AND در منطق بولین عمل می‌کند و نقشه خروجی با کوچک‌ترین مقدار عضویت فازی کنترل می‌شود و یک نتیجه محافظه کارانه از مجموعه عضویت‌ها ارائه می‌دهد.

$$\mu_{\text{combination}} = \text{Min}(\mu_A, \mu_B, \mu_C, \dots) \quad (۳-۵)$$

که در آن μ_A مقدار عضویت فازی برای نقشه A می‌باشد. عملیات عملگر "و" در مواقعی که دو یا چند قسمت از مدارک و شواهد، برای اثبات فرضیه‌ای باید با هم وجود داشته باشند، مناسب است [پشنگ، ۱۳۹۱].

۵-۵-۲- عملگر فازی "یا"

این عملگر نیز همانند عملگر OR در منطق بولین است و نقشه خروجی با بیشترین مقدار از مقادیر نقشه-های ورودی کنترل می‌شود.

$$\mu_{\text{combination}} = \text{Max}(\mu_A, \mu_B, \mu_C, \dots) \quad (۴-۵)$$

این عملگر در برخی موارد برای تهیه نقشه‌های پتانسیل به کار می‌رود. در جاهایی که شاخص‌های مورد نظر کمیاب هستند و حضور نشانه می‌تواند برای اظهار مطلوبیت کافی باشد [پشنگ، ۱۳۹۱].

۵-۵-۳- حاصلضرب جبری فازی:

این عملگر به صورت زیر تعریف می‌شود :

$$\mu_{\text{combination}} = \prod_i^n \mu_i \quad (۵-۵)$$

که در آن i مشخصه و شمارنده تعداد نقشه‌ها است. چون در این تابع چندین عدد کوچکتر از یک در هم ضرب می‌شوند، مقدار عضویت به دست آمده همواره کوچکتر یا مساوی کوچکترین مقدار عضویت مشترک می‌باشد. به عبارت دیگر اثر این عملگر کاهنده است [پشنگ، ۱۳۹۱].

۵-۵-۴- عملگر فازی جمع جبری

این عملگر مکمل حاصلضرب جبری فازی است و به صورت زیر تعریف می‌شود :

$$\mu_{\text{combination}} = 1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i) \quad (۶-۵)$$

نتیجه خروجی همیشه بزرگتر یا مساوی بزرگترین مقدار عضویت فازی می‌باشد و بر عکس عملگر فازی حاصلضرب جبری، اثر آن افزایشی است. در واقع شواهد همدیگر را تقویت می‌کنند و تأثیر مثبت بیشتری را نسبت به حالت انفرادی خود اعمال می‌کنند [پشنگ، ۱۳۹۱].

۵-۵-۵- عملگر فازی گاما

این عملگر به صورت زیر بیان می شود :

$$\mu_{combination} = (\prod_{i=1}^n \mu_i)^{1-\gamma} (1 - \prod_{i=1}^n (1 - \mu_i))^{\gamma} \quad (۷-۵)$$

عملگر فازی گاما، ترکیبی از عملگر فازی حاصلضرب جبری و عملگر فازی حاصل جمع جبری می باشد که در آن پارامتر گاما در محدوده صفر تا یک انتخاب می گردد. به طوری که اگر گاما یک باشد، ترکیب همان حاصل جمع جبری خواهد بود و اگر گاما صفر باشد، ترکیب مساوی حاصل ضرب جبری است. انتخاب صحیح و آگاهانه گاما، مقدارهایی در خروجی به وجود می آورد که نقش فزاینده جمع جبری فازی و نقش کاهنده ضرب جبری فازی در آن عمل می کند و کل مجموعه را به حالت تعادل می رساند.

به وسیله عملگر گاما تمامی مجموعه هایی که با عملگرهای دیگر به دست آمده اند با هم ترکیب و نقشه خروجی حاصل می شود. در پروژه های اکتشافی مقادیر تابع فازی گامای محاسبه شده، نشان دهنده محل های مناسب کانی زایی و معرف میزان ارتباط بخش های محتمل کانی سازی شده به بخش های مختلف منطقه خواهد بود [پشنگ، ۱۳۹۱].

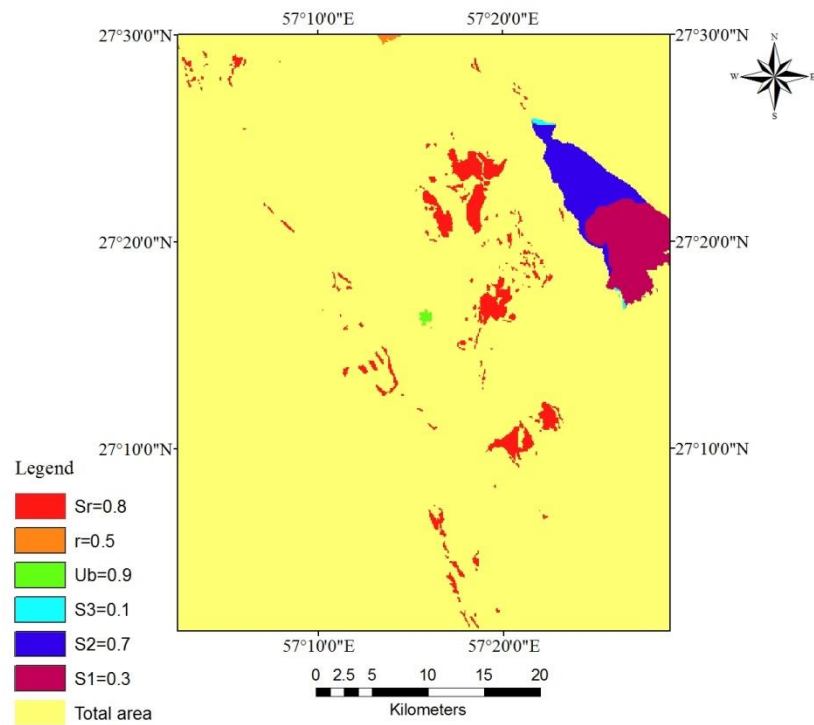
۵-۵-۶- کلاسه بندی لایه های اطلاعاتی موجود

پس از جمع آوری اطلاعات و آماده سازی لایه ها که در فصول قبل توضیح داده شد، کلاسه بندی آنها مجدد انجام شده و به صورت شبکه درآورده شدند. انواع لایه ها و کلاس های ایجاد شده به همراه وزن کلاس ها در جدول (۵-۱) ارائه شده است. همچنین شکل های (۵-۱۲) تا (۵-۱۵) لایه های اطلاعاتی کلاسه بندی شده زمین شناسی، دورسنجی، مغناطیس هوایی و چگالی خطواره ها نشان داده شده اند. لازم به ذکر است که لایه ی گسل ایجاد شده، حاصل از مطالعات مغناطیس، دورسنجی و زمین شناسی است. لایه ی دورسنجی اولترامافیک های سرپانتینی شده را نشان می دهد، از طریق نقشه ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی

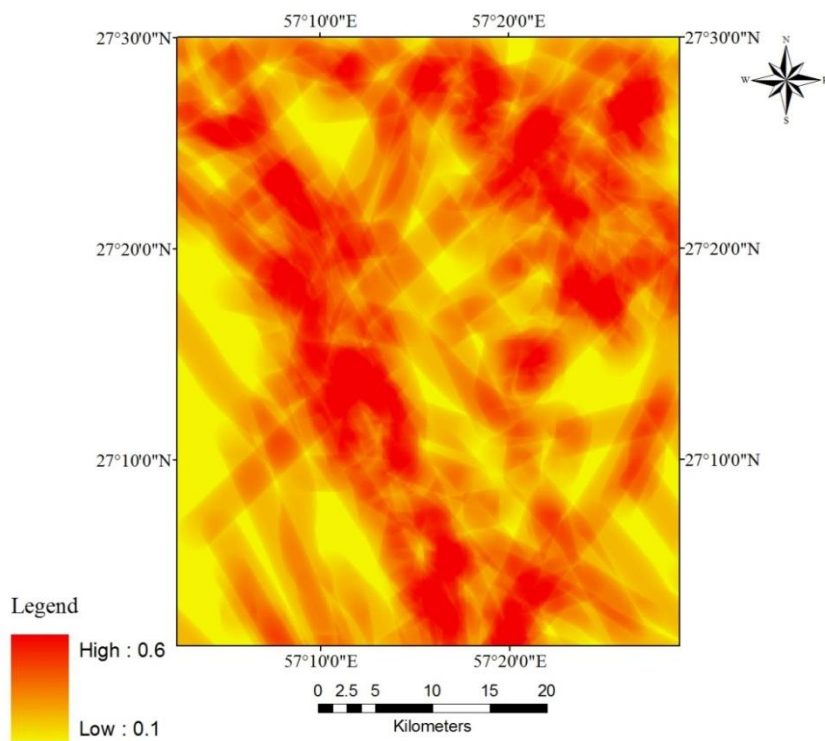
میناب اولترامافیک‌ها جدا شده و با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی مناطقی با مغناطیس‌پذیری بالا که می‌توانند مرتبط با کانی‌سازی باشند، تفکیک شدند.

جدول ۵-۳: انواع لایه‌های موجود و کلاسه‌بندی آنها

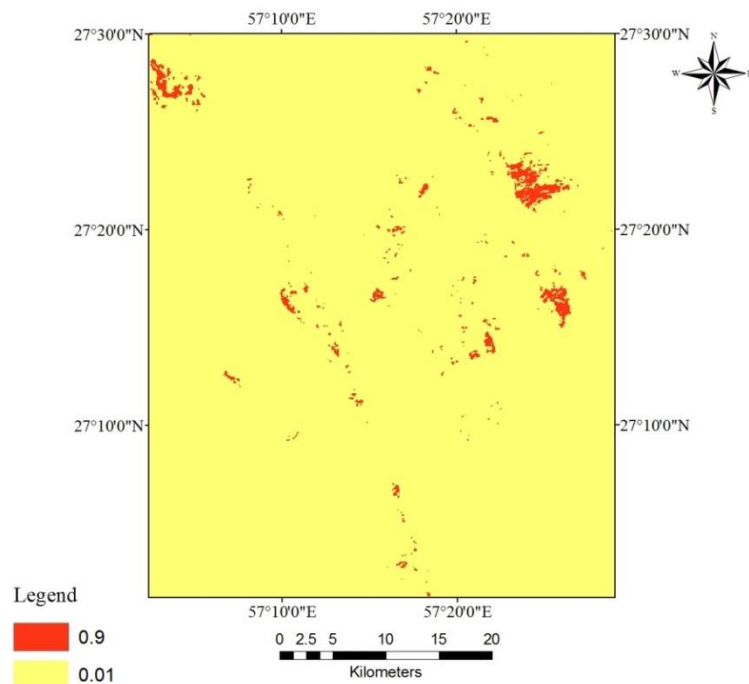
Raster	Field	Class	Weight
دانشیته گسل	(۰-۰/۰۰۰۴۲۵]	۱	۰/۱
	(۰/۰۰۰۴۲۵-۰/۰۰۰۸۴۹]	۲	۰/۲
	(۰/۰۰۰۸۴۹-۰/۰۰۱۲۷۴]	۳	۰/۳
	(۰/۰۰۱۲۷۴-۰/۰۰۱۶۹۹]	۴	۰/۴
	(۰/۰۰۱۶۹۹-۰/۰۰۲۱۲۴]	۵	۰/۵
	(۰/۰۰۲۱۲۴-۰/۰۰۲۵۴۸]	۶	۰/۶
زمین‌شناسی	Ub	۱	۰/۹
	Sr	۲	۰/۸
	S1	۳	۰/۷
	r	۴	۰/۵
	S2	۵	۰/۳
	S3	۶	۰/۱
دورسنجی	مناطق اولترامافیک	۱	۰/۹
	مناطق غیر اولترامافیک	۲	۰/۰۱
مغناطیس	مناطق آنومال	۱	۰/۷
	مناطق غیر آنومال	۲	۰/۰۱



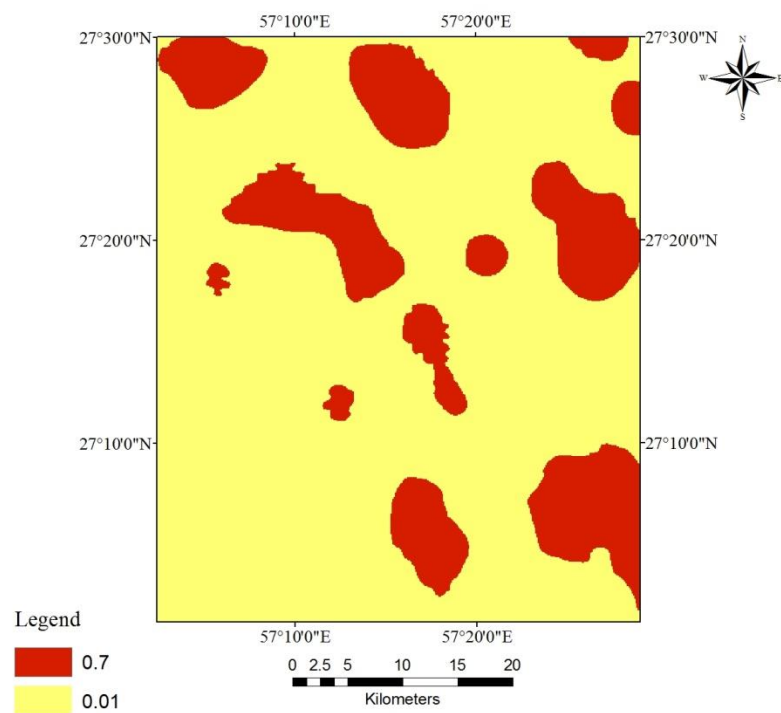
شکل ۵-۱۲: لایه زمین‌شناسی وزن داده شده.



شکل ۵-۱۳: لایه ی گسل وزن داده شده.



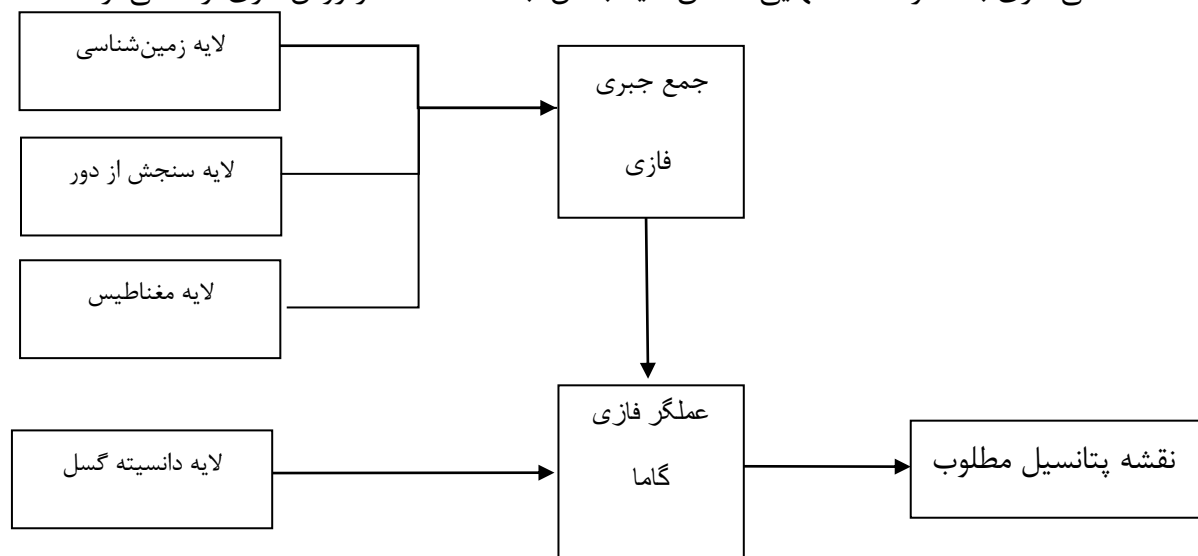
شکل ۵-۱۴: لایه‌ی دورسنجی وزن داده شده.

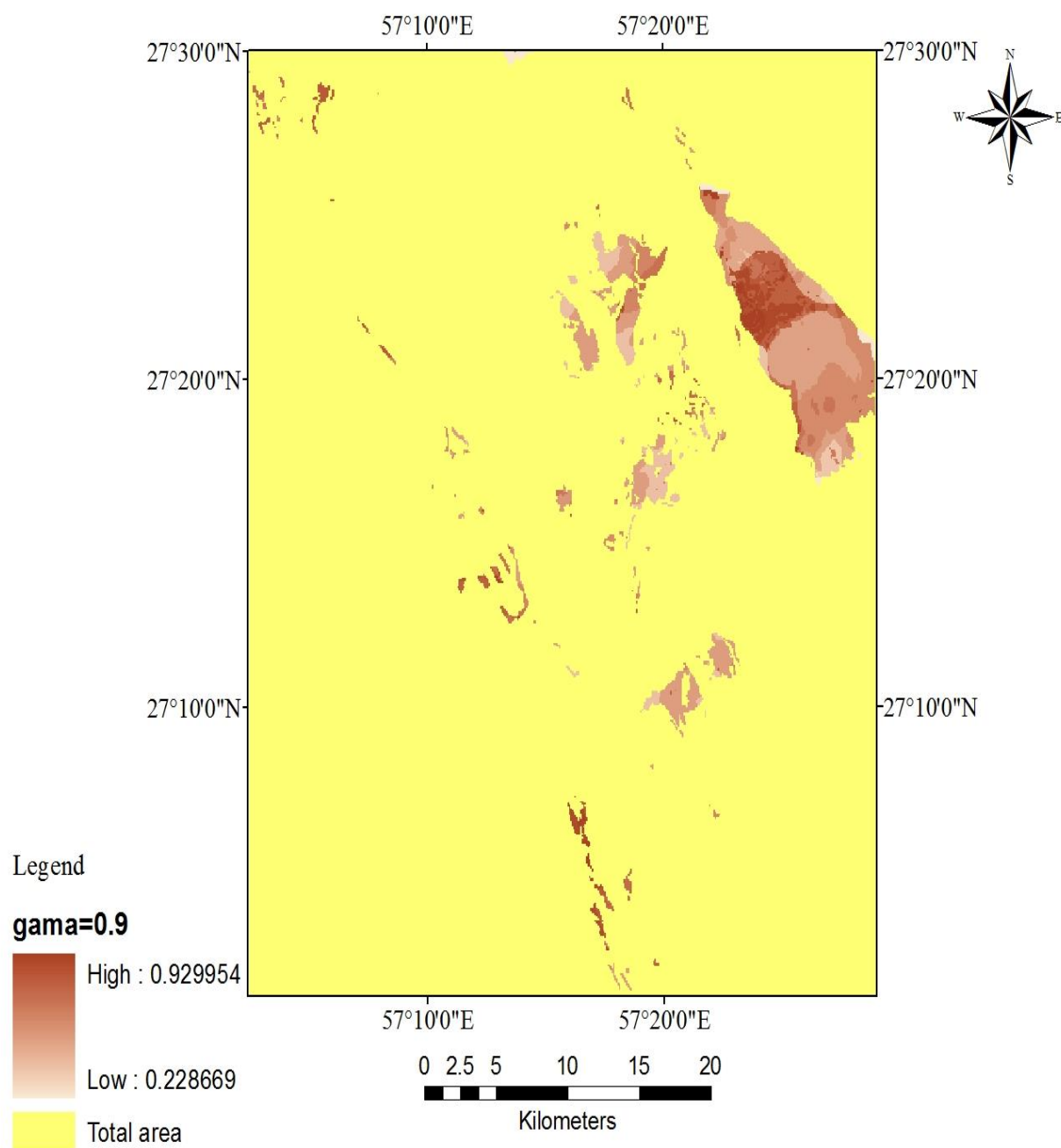


شکل ۵-۱۵: لایه‌ی مغناطیس وزن داده شده.

۵-۵-۷- مدل منطق فازی محدوددهی مورد مطالعه

در روش فازی، به صورت درختی عمل می‌شود، یعنی نقشه‌ها به صورت دو یا چندتایی در مراحل مختلف تلفیق می‌گردند تا نقشه نهایی به دست آید. برای رسیدن به این منظور، ابتدا لایه‌های مختلف کنترل کننده کانی‌سازی شامل انواع لایه‌های مرتبط مثل ساختارهای کنترل کننده کانی‌سازی، مغناطیس و زمین‌شناسی تعیین می‌گردند برای اجرای روش فازی بایستی ابتدا درجه اهمیت فاکتورهای کنترل کننده کانی‌سازی تعیین گردد. در این مرحله انواع لایه‌های اطلاعاتی با توجه به مطالعات و بررسی‌های انجام شده در منطقه وزن‌دهی می‌گردند که نتایج آن در جدول (۵-۳) قابل مشاهده است. با توجه به اهمیت داده‌ها در هر مرحله از عملگرهای فازی جمع و گاما استفاده می‌شود. در این مطالعه لایه‌های اطلاعاتی زمین‌شناسی، دورسنجی و مغناطیس با استفاده از عملگر فازی جمع جبری ترکیب شدند و در نهایت با استفاده از عملگر فازی گاما با لایه‌ی چگالی گسل‌های منطقه نقشه‌ی نهایی به دست آمد (شکل ۵-۱۶). مقدار گامای استفاده شده در این فرآیند ۰/۹ است. همان‌طور که در بخش‌های قبل اشاره شد هرچه قدر گاما به یک نزدیک باشد ترکیب حاصله به جمع جبری نزدیک‌تر خواهد بود. هریک از نقشه‌های زمین‌شناسی، دورسنجی و مغناطیس هوایی در پی‌جویی‌های مقدماتی می‌توانند قابل اعتماد باشند از این رو این سه لایه با استفاده از عملگر فازی جمع جبری ترکیب شدند. در زیر الگوریتم تلفیق فاکتورهای کنترل کننده کانی‌سازی به همراه نقشه نهایی مناطق امید بخش، به دست آمده از روش فازی ارائه می‌گردد.

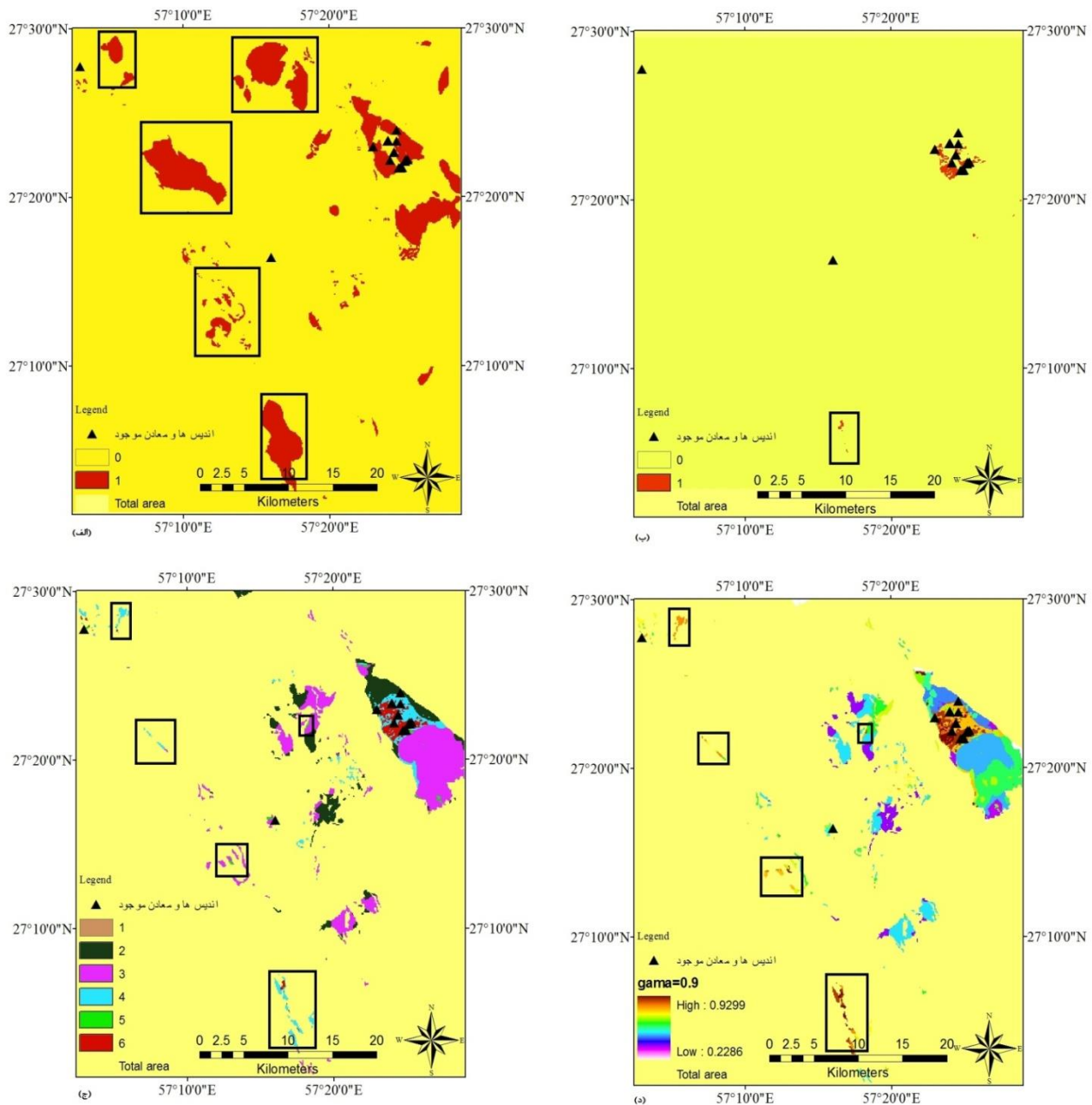




شکل ۵-۱۶: نقشه‌ی پتانسیل مطلوب کرومیت برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی بروش منطقه‌ی فازی.

۵-۶- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در این فصل با استفاده از سه روش منطق بولین، هم‌پوشانی شاخص (دوکلاسه و چند کلاسه) و منطق فازی تلفیق لایه‌های اطلاعاتی انجام شد و نتیجه‌ی هر روش بصورت یک نقشه ارائه گردید. روش‌های منطق بولین و هم‌پوشانی شاخص دوکلاسه بر پایه‌ی نقشه‌های دوتایی هستند و نقشه‌ی نهایی تولید شده نیز به صورت یک نقشه دوتایی است. از میان نقشه‌های تولید شده با استفاده از روش‌های دوکلاسه به نظر می‌رسد که منطق بولین ارزیابی مناسب‌تری نسبت به روش هم‌پوشانی شاخص ارائه می‌نماید. همان‌طور که در شکل (۵-۱۷) مشخص است نقشه‌ی به‌دست آمده از روش بولین تطابق مناسب‌تری با موقعیت معادن و اندیس‌های موجود نسبت به روش هم‌پوشانی شاخص دوکلاسه دارد. همچنین روش بولین نقاط امیدبخش بیشتری نسبت به روش هم‌پوشانی شاخص دوکلاسه معرفی نموده است. ولی در کل هیچ یک از هر دو روش موفق به نشان دادن موقعیت معدن و اندیس‌های قرار گرفته در مرکز و گوشه‌ی سمت چپ بالای برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ میناب نشده‌اند. در این پژوهش از روش‌های فازی و هم‌پوشانی شاخص که متکی بر نقشه‌های چندکلاسه می‌باشند نیز استفاده شد. همان‌طور که در شکل (۵-۱۷) مشخص است این روش‌ها نسبت به روش‌های دوکلاسه تفسیر مناسب‌تری از منطقه ارائه نموده‌اند و هر دو موقعیت معدنی ذکر شده را که روش‌های دوکلاسه نشان نداده بودند، مشخص ساخته‌اند. هر دو این روش‌ها یکدیگر را تأیید می‌نمایند یعنی تقریباً با هم منطبق بوده و می‌توان از هر دو این نقشه‌ها برای معرفی مناطق امیدبخش استفاده نمود. همان‌طور که در شکل (۵-۱۷) مشخص است در هر یک از این نقشه‌ها نقاط امیدبخش کرومیت با کادر مشکی معرفی شده است.



شکل ۵-۱۷: نقشه‌های تلفیق با استفاده از روش بولین (الف)، هم‌پوشانی شاخص دو کلاسه (ب)، هم‌پوشانی شاخص چند کلاسه (ج) و منطق فازی (د)، به همراه موقعیت معادن و اندیس‌های کرومیت موجود در منطقه. در هر یک از این نقشه‌ها نواحی امیدبخش به صورت کادرهای مشکی معرفی شده است.

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱- جمع بندی و نتیجه گیری

هدف از انجام این پایان نامه ارائه‌ی یک نقشه پتانسیل مطلوب کرومیت در برگه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین-شناسی میناب بود که این مهم طی تلفیق چندین لایه‌ی اطلاعاتی صورت پذیرفت. برای انجام این کار از لایه‌ی زمین‌شناسی، لایه‌ی دورسنجی، لایه‌ی مغناطیس‌هوایی و لایه‌ی چگالی گسل‌ها استفاده گردید.

در این فرآیند هر یک از لایه‌ها به طور جداگانه مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفت که تفسیر هر یک از این لایه‌ها نیازمند مطالعات دقیق بود. در مبحث زمین‌شناسی، نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه رقومی شد و با جداسازی تمام واحدهای مرتبط با کانی‌سازی کرومیت لایه‌ی مرتبط با زمین‌شناسی تهیه گردید. در بخش مطالعات دورسنجی با استفاده از تکنیک‌های نسبت باندی و آنالیز مؤلفه‌ی اصلی، توده-های مرتبط با کانی‌سازی کرومیت مشخص گردید و به عنوان لایه‌ی دورسنجی در نظر گرفته شد. در بخش مغناطیس، داده‌های مغناطیس‌هوایی ورقه میناب از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به صورت میدان کل مغناطیس خریداری شد و پس از اعمال فیلترهای روند سطحی و مشتق قائم اول مناطقی را که قابلیت کانی‌سازی کرومیت را داشته‌اند، مشخص گردید. همچنین با استفاده از فیلترهای سیگنال تحلیلی، مشتق تیلت و مشتق‌های افقی در جهات مختلف توانستیم خطواره‌های مغناطیسی و پنهان محدوده مورد بررسی و شناسایی قرار گرفت. پس از تهیه لایه‌های اطلاعاتی و رقومی کردن آنها با استفاده از روش‌های بولین، هم‌پوشانی شاخص (دوکلاسه و چندکلاسه) و منطق فازی لایه‌های اطلاعاتی موجود تلفیق شده و نتیجه‌ی آن به صورت نقشه نشان داده شد. برای سنجش مطلوبیت هر یک از این نقشه‌ها، از موقعیت معادن فعال کرومیت منطقه استفاده و مناسب‌ترین مناطق برای ادامه‌ی فعالیت‌های اکتشافی به صورت یک نقشه تعیین شدند. از میان روش‌های استفاده شده، روش‌های مبتنی بر نقشه‌های چندکلاسه ارزیابی مناسب‌تری از منطقه ارائه داده‌اند، به دلیل اینکه نقشه پتانسیل مطلوب ارائه شده با استفاده از تلفیق لایه‌های اطلاعاتی به روش منطق فازی با کلیه‌ی معادن فعال کرومیت موجود در منطقه

مطابقت دارد. در مقابل روش‌های منطق بولین و منطق هم‌پوشانی شاخص دوکلاسه موقعیت برخی از معادن فعال کرومیت منطقه را پوشش نداده‌اند. روش هم‌پوشانی شاخص چندکلاسه موقعیت تمامی معادن فعال کرومیت منطقه را پوشش می‌دهد ولی برخی از این معادن بر روی نقشه پتانسیل مطلوب حاصل از این روش در نواحی با پتانسیل متوسط قرار گرفته‌اند. در نهایت با در نظر گرفتن نقشه‌های پتانسیل مطلوب تولید شده مطابق جدول (۶-۱) مناطقی برای تمرکز عملیات اکتشافی معرفی شد. موقعیت نواحی امیدبخش به همراه اندیس‌ها و معادن کرومیت منطقه به صورت شکل (۵-۱۷) ارائه شده است.

جدول ۶-۱: مختصات نقاط امیدبخش پیشنهادی در این مطالعه

عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی	نقاط پیشنهادی
۲۹۹۸۳۶۶/۳۲۲	۵۲۷۱۱۶/۴۵۵	۱
۳۰۱۲۰۵۰/۳۶۶	۵۲۱۴۶۴/۳۵	۲
۳۰۲۷۴۰۰/۲۹۴	۵۳۰۲۱۰/۲۳۹	۳
۳۰۱۹۴۸۷/۳۴۷	۵۴۲۳۱۷/۶۴۳	۴
۳۰۳۷۸۷۱/۵۶۳	۵۰۸۹۴۸/۶۸۴	۵
۳۰۱۲۱۹۹/۱۰۶	۵۲۱۳۵۹/۲۸۲	۶

۶-۲- پیشنهادات

با توجه به مطالعات انجام شده در این پایان نامه پیشنهادات زیر ارائه می‌گردد:

۱- در مطالعات دورسنجی و تعیین ساختارها از ماهواره‌های با قدرت تفکیک مکانی بالا از قبیل Ikonos استفاده شود.

۲- عملیات اکتشافی در محدوده‌های امیدبخش تعیین شده، تمرکز یابد.

۳- پیشنهاد می‌گردد با توجه به دست آوردهای حاصل از این پایان‌نامه و روش‌های مشخص شده برای تهیه یک نقشه‌ی پتانسیل مطلوب کرومیت، این مطالعات در منطقه‌ی کهنوج که ادامه‌ی روند افیولیتی محدوده‌ی میناب بوده و در قسمت شمال شرق این محدوده واقع شده است، نیز ادامه یابد.

منابع فارسی:

- بابااحمدی، ع، ۱۳۸۸، "کاربردهای سنجش از دور (RS) در زمین شناسی"، انتشارات آوای قلم، تهران، چاپ اول، ص ۲۲-۵۵.
- پاول ام می تر، ۱۳۸۸، "پردازش کامپیوتری تصاویر سنجش از دور"، ترجمه دکتر جلال امینی، مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران. چاپ اول، ص ۳۱-۵۹.
- پشنگ، ع، ۱۳۹۱، پایان نامه کارشناسی ارشد، "تهیه نقشه پتانسیل مطلوب ذخایر کرومیت در شمال تربت حیدریه"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۵۷ و ۸۷-۹۳.
- شهاب پور، ج، ۱۳۸۰. "زمین شناسی اقتصادی" انتشارات دانشگاه شهید با هنر کرمان، ص ۱۴۰-۱۵۳.
- علوی پناه، ۱۳۸۵، "کاربرد سنجش از دور در علوم زمین (علوم خاک)"، چاپ دوم، موسسه انتشارات و چاپ دانشگاه تهران. ص ۶۸-۷۵.
- کامکار روحانی، ا. بیکی، م، ۱۳۸۸، "پردازش و تفسیر داده های مغناطیس هوایی به منظور پی جویی ذخایر کرومیت در منطقه ی سبزوار"، مجله ی فیزیک زمین و فضا، د ۳۵، ش ۳، ص ۱۳-۳۶.
- کامکار روحانی، ا. شکری، د. مرادزاده، ع. ۱۳۹۱. تعیین شیب و تفکیک واحدهای زمین شناسی از روی داده های مغناطیس هوایی. مجله فیزیک زمین و فضا، د ۳۸، ش ۳، ص ۱۱۱-۱۲۷.
- محمدی چمپیری، سمیه، ۱۳۸۸، پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی کنترل کننده های ساختاری و آلتراسیون های در رابطه با کانی سازی محدوده ی اکتشافی مس و طلای دالی با استفاده از داده های ماهواره ای در محیط GIS"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ص ۹۷-۱۰۵.
- یوسفی، م، کامکار روحانی، ا، ۱۳۸۹، "اصول روش های مدل سازی پتانسیل معدنی"، چاپ اول، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد صنعتی امیر کبیر، تهران، ص ۱۷-۴۶.

منابع لاتین:

- Abdeen , M.M. , Allison , T.K. , Abdelsalam , 2001 “ ***Application of Aster band-ratio images for geological mapping in arid region : the Neoproterozoic Allaqi Suture Egypt*** ” Geol . soc . Am . Abstract . Program 3 (3) , 289.
- Adams, J. B. 1974.” ***Visible and near-infrared diffuse reflectance-spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of soil objects in the solar system***”. Journal of Geophysical Research, 79, 4829–4836.
- Alavi-Tehrani N. 1976. “***Geology and Petrography in the Ophiolite Range NW Sabzevar (Khorassan, Iran), with Special Regard to Metamorphism and Genetic Relations in an Ophiolite Suite***”. Unpub. Ph.D. Thesis, University of Saarburcken, 147 p.
- Amer, R., Kusky, T.M., Ghulam, A., 2010. “***New methods of processing ASTER data for lithological mapping: examples from Fawakhir, Central Eastern Desert of Egypt***”. J. Afr. Earth Sci. 56 (2–3), 75–82.
- Angelica, R., Pöllmann, H., Da Costa, M.L., 1997.” ***Krokoit-Vorkommen in goldführenden Quarzgängen des Redencao Gebites in Süd-Para/ Brasilie***”. Aufschluss 48, 361–366.
- Arvin M. and Robinson P.T., 1994 . “***The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic melange, southwest of Kerman, Iran***”. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 824-834.
- Blakely R. J. 1996 “***Potential theory in gravity and magnetic applications***” Cambridge University Press, 441.
- Crippen, R.E., 1989.“***Selection of Landsat TM band and band-ratio combinations to maximize lithologic information in color composite displays***”. Proceedings, 7th Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology II, pp. 912–921.
- Crosta , A.P. , Moore , MCM , J . , 1989 , “ ***A prospecting case history in green stone belt terrain***” . (Ann . Arbor , MI : Enviromental Research Institue of Michigan) . pp . 1173 – 1187.
- Crosta , A.P. , Filho , C.R.S. , 2003 . “***Searching for gold with ASTER***”, Earth Observation Magazine, No.12, pp.34-41.
- Gad, T, Kushky ,.M. , 2006 , “ ***Aster spectral rationing for lithological mapping in the Arabian – Nubian shield , the Neoproterozoic Wadi Kid area , Egypt*** ” Earth Science No.11 , pp.326-325.
- ERDAS Field Guide, 1997. 4th edn, ERDAS, Inc. Atlanta, Georgia. 686 pp.

- GEOLOGICAL MAP OF IRAN. 1:100,000 SERIES SHIT 7444 MINAB.
- Ghazi A.M. and Hassanipak A.A.,2000. “**Petrology and geochemistry of the Shahr-Babak ophiolite, Central Iran**”. *Geological Society of America*, Special paper, **349**: 485-497.
- Harald G. Dill., 2010. The “**chessboard. classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium**”. *Earth-Science Reviews* 100 (2010) 1–420.
- <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/chromium/>
- Hunt, G. R., & Evarts, R. C. 1980. “**The use of near-infrared spectroscopy to determine the degree of serpentinization of ultramafic rocks**”. *Geophysics*, 46(3), 316–321.
- Hunt, G. R., Salisbury, J. W., & Lenhoff, C. J. 1974. “**Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks. IX, Basic and ultrabasic igneous rocks**”, *Modern Geology*, 5, 15–22.
- John A. Richards · Xiuping Jia.2006. “**Remote Sensing Digital Image Analysis**”. 4th Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2006 Printed in Germany.1-15.
- Kojonen, K.K., Johanson, B., Leinonen, O., Huhtelin, T., 1999. “**Platinum-group and Nickel Minerals in the Early Proterozoic Kemi Chromitite Deposit, Northern Finland**”. In: Stanley, C.J., et al. (Ed.), *Mineral Deposits: Processes to Processing: Proceedings of the Fifth Biennial SGA Meeting and the Tenth Quadrennial IAGOD Symposium*, London, United Kingdom, 22–25 August 1999, vol. 1. A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 181–184.
- Lang, H. and Welch, R., 1996, “**Algorithm Teoretical Basis Document for ASTER Digital Elevation Models (Standard product AST14)**”, Version 3. ATBD-AST-08, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena,CA.
- Leinonen, O. 1998. “**Use of chromite microstructure image analysis to estimate concentration characteristics in the Kemi chrome ore**”. *Acta Universitatis Ouluensis. Series A, Scientiae Rerum Naturalium* 305. 114 p. + 1 app.
- Lippard S.J., Shelton A.W., and Gass I.G.1986. “**The ophiolites of northern Oman**”. *Geological Society of London*, Memoir, 11, 178 p.
- Mather, P.M.,2004. “**Computer processing of remotely-sensed images**”, 3rd edn. John wiley & sons, Inc., New York. 324pp.
- McCall G.J.H.1985. “**Explanatory text of Minab quadrangle map, J 13**”. *Geological Survey of Iran*, 530 p.

- McCall G.J.H.1997. ***“The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran”***. Journal of Asian Earth Sciences, 15: 517-531.
- Melcher, F., Grum, W., Simon, G., Thalhmmmer, T., Stumpfl, E.F., 1997.” ***Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite”***. Journal of Petrology 38, 1419–1458.
- Mussallam, K., Jung, D., Burgath, K., 1981. ***“Textural features and chemical characteristics of chromites in ultramafic rocks, Chalkidiki Complex (Northeastern Greece)”***. Mineralogy and Petrology 29, 75–101.
- Nicolas A., 1989. ***“Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere”***. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands, 367 p.
- Ricou L.E. 1974. ***“L’etude geologique de la region de Neyriz (Zagros Iranien) et l’evolution structurale des Zagrides”***. These Doct. Etat, Paris .
- Tangestani Majid H, Jaffari Laleh,. Vincent Robert K, B.B. Maruthi Sridhar.2011, ***“Spectral characterization and ASTER-based lithological mapping of an ophiolite complex: A case study from Neyriz ophiolite, SW Iran”***.ELSEVIER 115, 2243–2254.
- Rajendran, S. Salah al-Khirbash, Bernhard Pracejus, Sobhi Nasir, Amani Humaid Al-Abri, Timothy M. Kusky, Abduwasit Ghulam , 2012 , ***“ Aster detection of chromite bearing mineralized zones in Semail Ophiolite Massifs of the northern Oman Mountain : Exploration strategy ”*** , Ore geology reviews , No.44 , pp.121-135.
- sabins floyd F , 1999 , ***“ Remote sensing for mineral exploration ”*** , ore geology reviews , No.14 , pp.157-183.
- Sabzehei M. 1974. ***“Les ophiolitique de la region d’Esfandagheh (Iran meridional), etude petrologique et structurale, interpretation dans le carde Iranien”***. These Doct. Etat, Grenoble.
- Stocklin J. 1974. ***“Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke C.A. and Drake C.L. (Eds.)”***, The Geology of Continental Margins. New York, Springer Verlag, p. 873-887.
- Stocklin J.,1977. ***“Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia”***. Societe Geologique de France, Memoire Hors-Serie, No. 8, p. 333-353.
- Stowe, C. W., (ed.), 1987, ***“Evolution of chromium ore fields, van Nostrand Reinhold Company”***, New York, 340p.
- Stowe C.W. 1994.” ***Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time”***. Economic Geology, 89: 528-546.

- Sultan, M., Arvidson, R.E., Sturchio, N.C., 1986. ***“Mapping of serpentinites in the Eastern Desert of Egypt using Landsat Thematic Mapper data”***. *Geology* 14, 995–999.
- Takin M. 1972. ***“Iranian geology and continental drift in the Middle East”***. *Nature*, 235: 147-150.
- Thayer, T.P., 1964.”***Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Guleman–Soridag District, Turkey”***. *Economic Geology* 59, 1497–1524.
- Treloar, P., 1987. ***“The Cr-minerals of Outokumpu. Their chemistry and significance”***. *Journal of Petrology* 28, 867–886.
- Weber-Diefenbach K., Davoudzadeh M., Alavi-Tehrani N., and Linsch G.,1986. ***“Paleozoic ophiolites in Iran, geology and geochemistry, and geodynamic implication”***. *Ophioliti*, 11: 305-338.
- Yaghubpur A.2005.”***Mineral Deposits of Iran: A Brief Review”***. Mineral Resources and Development, Daya Publishing House, Delhi-110 035, p. 191-202.
- . Yaghubpur1, A and. Hassannejad, A.A. 2006. ***“The Spatial Distribution of Some Chromite Deposits in Iran, Using Fry Analysis”***. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*. 17(2): 147-152.
- Zhou, Mei-Fu, Robinson, P.T., Malpas, J., Zijin, L., 1996. ***“Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for melt–rock interaction and chromite segregation in the upper mantle”***. *Journal of Petrology* 37, 3–21.
- Welch, R., Jordan, T., Lang, H. and Murakami, H., 1998, ***“ASTER as a source of topographic data for the late 1990 s”***. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36, 1282-1289.

Abstract

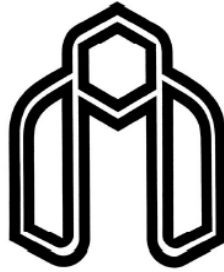
Research area located in geology map of Minab by 1:100000 scale, which this area located in metallurgy belt of chromite at east southern of Iran. Rock units of Ophiolite mélange in this belt were having Chromite deposits, which reasonable amount of Chromite mining annually. The purpose of this study was generating of mineral Potential mapping of Chromite. The first step in mapping potential is identification of essential data, which required for integration. Here for integration in GIS, we used four data layers including geology, geophysics, remote sensing and tectonic. In geology aspect, chromite deposits was associating with ultramaphic rocks, therefore map of Minab by 1:100000 scale digitized and the ultramaphic units separated. In remote sensing, potential chromite area detected by data of ASTER and LANDSAT7 satellites. For separation of these areas, we used Principle Component Analysis (PCA) and Band Ratios techniques. The chromite deposits associate with rock units which have magnetic property, for this reason airborne magnetic data analyzed and in some places with high magnetic digitized and was used as one of the data layers. In each of described methods, the faults of research area determined and considered as fourth data layer. In finally, the data layers integrated by Boolean Logic, Index Overlay Logic and Fuzzy Logic methods, then mineral potential mapping of chromite presented. In

these maps for detection of accuracy, we used location of mine chromite. Among the methods used, Methods based on multiple-class maps offered Better evaluation the area, because, Fuzzy Logic map Corresponded to chromite mines in the area. In front, Boolean Logic map and Binary Index Overlay map are not covered location of active mines chromite zone. Multy Class Index Overlay method covered of mines chromite zone, but some of these mines are located in regions with moderate potential in map obtained by this method. In the finaly, areas were identified the following table for explorations.

Table of proposed areas for further exploration

Proposed locations	Longitude	Latitude
1	527116/455	2998366/322
2	521464/35	3012050/366
3	530210/239	3027400/294
4	542317/643	3019487/347
5	508948/684	3037871/563
6	521359/282	3012199/106

Keywords: Chromite, Minab, Mineral Potential Mapping, Fuzzy Logic, Index Overlay Logic, Boolean Logic.



Shahrood University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum Engineering and Geophysics

A GIS Base Model for Mineral Potential Mapping of Chromite deposit in Minab (SE Iran)

By:

Ahmad Amiri Roodbar

Supervisor:

Dr.Mansoor Ziaii

Dr.Hamid Aghajani

Winter 2013