





دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک: گرایش گرانی سنجی

مدل سازی مستقیم و تفسیر داده های گرانی سنجی حاصل از کانسارهای مس

سولفید توده ای، مطالعه موردی کانسار مس شیخ عالی

نگارنده: زهرا ضیائی

استاد راهنما:

دکتر حمید آقاجانی

شهریور ۱۳۹۶

تقديم به:

پدرو مادر عزيزم

تشکر و قدردانی:

بر خود لازم می‌دانم که در این چند سطر از زحمات و راهنمایی‌های بی‌دریغ جناب آقای دکتر آقاجانی برای به سرانجام رساندن این پایان‌نامه، کمال تشکر را داشته باشم و از ایزد منان توفیق روز افزون ایشان را خواهانم. در ادامه از جناب دکتر موسیوند به خاطر راهنمایی‌ها و روشن‌گری‌های ایشان در جهت درک و فهم هر چه بیشتر مطالب، نهایت قدردانی خود را اعلام می‌دارم.

تعهد نامه

اینجانب زهرا ضیائی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تفسیر و مدل سازی مستقیم داده های گرانی سنجی حاصل از کانسارهای مس سولفید توده ای، مطالعه موردی کانسار مس شیخ عالی تحت راهنمایی 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 افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .

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

چکیده:

تعبیر و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی از مهم‌ترین بخش یک کار ژئوفیزیکی بوده که بر اساس شواهد زمین‌شناسی به شناخت بهتر پدیده‌های زیرسطحی می‌انجامد. برای نیل به این هدف و شناسایی پدیده‌های زمین‌شناسایی و کانی‌زایی مدل‌سازی و ساده‌سازی ساختارهای زمین‌شناسی به دو صورت مستقیم و وارون داده‌های ژئوفیزیکی سبب می‌شود تا پژوهندگی در شناخت دقیق‌تر مسائل فائق آید. در این تحقیق با توجه به این که بخش قابل توجهی از کانسارهای مس در گروه سولفیدهای توده‌ای قرار می‌گیرند. برای شناخت آن‌ها از داده‌های گرانی‌سنجی استفاده شده است. مدل‌سازی مستقیم داده‌های برداشتی ژئوفیزیکی از روش‌هایی است که بعد از جمع‌آوری اولیه اطلاعات زمین‌شناسی، در عمق‌های نزدیک به سطح و متوسط به جست و جو مواد معدنی در جهت تکمیل دستاوردهای زمین‌شناسی و اکتشافی می‌پردازد. از داده‌های برداشت شده گرانی‌سنجی کانسار مس شیخ‌عالی در استان هرمزگان استفاده شد. صد و بیست و یک داده برداشتی این کانسار، از اندازه‌گیری یازده خط پروفیل و یازده ایستگاه در هر پروفیل با در نظرگیری فاصله پروفیلی و ایستگاهی پنج متر، حاصل شد. سپس براساس اشکال هندسی این گونه کانسارها (عدسی و صفحه‌ای)، مدل مصنوعی مورد نظر در محیط نرم‌افزار Noddy تهیه گردید. در ابتدا مدل مصنوعی، تیپ قبرس معدن شیخ‌عالی نسبت به مدل‌های رسوب‌گذاری تیپ‌های دیگر تمیز داده شد. سپس بر پایه پاسخ‌گیری از مدل مصنوعی، مدل‌سازی مستقیم صورت گرفت. همچنین به منظور بررسی وضعیت این گونه کانسارها به روش گرانی‌سنجی، داده‌های دیگری از کشور آمریکا (آلاسکا) و ترکیه (قونیه)، تهیه و به روش مستقیم، مدل‌سازی شد. در نهایت با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی، مدل‌های مصنوعی و داده‌های گرانی‌سنجی، مدل نهایی معدن شیخ‌عالی در نرم‌افزارهای WinGlink ، Modelvision و Noddy ترسیم گردید. برای درک زمین‌شناسی بهتر، مدل‌ها به صورت ساده‌سازی شده در نرم‌افزار Surfer ترسیم شدند. با توجه به قرارگیری معدن شیخ‌عالی بر روی کمربند آلپی، یک سری اطلاعات تکمیلی

علاوه بر محل‌های مستعد حفاری به دست آمد. طبق نتایج به دست آمده این کمر بند از مرکز ترکیه، نسبت به عناصر با ارزش فقیرتر شده و بر کانسارهای ثانویه مس‌دار آن افزوده می‌شود و در محدوده قونیّه و شیخ‌عالی دو نقطه حفاری پیشنهاد شد.

کلمات کلیدی: مدل‌سازی مصنوعی، مدل‌سازی مستقیم، تیپ قبرس، کانسارهای مس،

گرینزکریک، قونیّه، معدن شیخ‌عالی.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

ضیائی ز، آقاجانی ح، (۱۳۹۵)، "تفسیر و مدل سازی مستقیم داده های گرانی سنجی کانسار مس سولفید توده ای شیخ عالی هرمزگان" سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین، ایران.

فهرست مطالب

فصل اول کلیات	۱
۱-۱ مقدمه	۲
۲-۱ معرفی کانسارهای سولفید توده‌ای	۳
۳-۱ افیولیت و افیولیت‌ملانژها	۹
۴-۱ روش‌های اکتشافی کانسارهای سولفید توده‌ای در ژئوفیزیک	۱۰
۵-۱ مروری بر مطالعات انجام شده	۱۱
۶-۱ تاریخچه و مطالعات قبلی منطقه معدن شیخ‌عالی	۱۲
۷-۱ هدف و ضرورت انجام این مطالعه	۱۳
۸-۱ ساختار پایان‌نامه	۱۴
فصل دوم مفاهیم روش گرانی‌سنجی و مدل‌سازی داده‌های گرانی	۱۷
۱-۲ روش گرانی‌سنجی	۱۸
۲-۲ برداشت و تصحیح داده‌های گرانی‌سنجی	۱۸
۳-۲ تفکیک بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده	۲۴
۴-۲ مدل‌سازی	۲۷
۵-۲ روش محاسبه بی‌هنجاری گرانی اجسام دو بعدی در نرم‌افزار Modelvision	۳۰
۶-۲ روش مدل‌سازی نرم‌افزار Noddy	۳۲
۷-۲ روش محاسباتی گرانی در نرم‌افزار WinGlink	۳۵
فصل سوم مدل‌سازی مصنوعی	۳۹
۱-۳ مقدمه	۴۰
۲-۳ مدل کانسار سولفید توده‌ای نوع cyprus	۴۰
۳-۳ تهیه مدل مصنوعی کانسار سولفید توده‌ای تیپ noranda	۴۲
۴-۳ تهیه مدل مصنوعی کانسار سولفید توده‌ای تیپ Besshi	۴۳
۵-۳ تهیه مدل مصنوعی کانسار تیپ kuroko	۴۵
۶-۳ تهیه مدل مصنوعی سولفید توده‌ای تیپ Bathurst	۴۷

۷-۳	بلوک‌های ترکیبی سولفید توده‌ای و نحوه رسوب‌گذاری‌های مختلف	۴۸
	فصل چهارم مدل‌سازی و تفسیر داده‌های واقعی گرانی‌سنجی	۵۱
۱-۴	تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی معدن متروکه شیخ‌عالی	۵۲
۲-۴	تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی معدن Greens creek	۸۴
۳-۴	تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی منطقه Konya	۱۰۴
	فصل پنجم نتیجه‌گیری و پیشنهادها	۱۲۳
۱-۵	نتیجه‌گیری	۱۲۴
۲-۵	پیشنهادهای	۱۲۷
	منابع	۱۲۸
	پیوست	۱۳۶

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱ اشکال های بی‌هنجاری گرانی در عمق‌های مختلف ۳
- شکل ۱-۲: محل شکل‌گیری تیپ‌های سولفید توده‌ای ۴
- شکل ۱-۳: مدل زمین‌شناسی سولفید توده‌ای cyprus ۵
- شکل ۱-۴: مدل زمین‌شناسی تیپ Noranda ۶
- شکل ۱-۵: شکل زمین‌شناسی تیپ Besshi ۷
- شکل ۱-۶: مدل زمین‌شناسی تیپ Kuroko ۸
- شکل ۱-۷: شکل زمین‌شناسی تیپ Bathurst سولفید توده‌ای ۸
- شکل ۲-۱: نمودار تصحیح دریافت ۲۰
- شکل ۲-۲ محل اعمال تصحیحات بوگه، هوای آزاد و توپوگرافی ۲۳
- شکل ۲-۳: فرآیند مدل‌سازی مستقیم ۲۹
- شکل ۲-۴: مؤلفه افقی و قائم بی‌هنجاری گرانی چند ضلعی ۳۱
- شکل ۲-۵: سیستم مختصات به کار برده شده در منشورها ۳۳
- شکل ۲-۶: ساختار دوزنقه‌ای به کار برده شده در محاسبات گرانی ۳۵
- شکل ۲-۷: محدوده متفاوت مسائل پراکندگی الکترومغناطیسی ۳۶
- شکل ۳-۱: بلوک مدل مصنوعی سولفید توده‌ای تیپ cyprus ۴۱
- شکل ۳-۲: محاسبه مقدار اثر حاصل از توده روی پروفیل به دست آمده تیپ cyprus ۴۱
- شکل ۳-۳: بلوک زمین‌شناسی تیپ noranda ۴۲
- شکل ۳-۴: محاسبه مقدار اثر گرانی تیپ noranda ۴۳
- شکل ۳-۵: مدل مصنوعی تیپ Besshi ۴۴
- شکل ۳-۶: محاسبه مقدار اثر گرانی تیپ Besshi ۴۴
- شکل ۳-۷: مدل‌سازی تیپ kuroko ۴۶
- شکل ۳-۸: محاسبه مقدار اثر گرانی تیپ kuroko ۴۶
- شکل ۳-۹: مدل مصنوعی تیپ Bathurst ۴۷
- شکل ۳-۱۰: محاسبه مقدار اثر گرانی تیپ Bathurst ۴۸

- شکل ۳-۱۱: تنوع نوع رسوب‌گذاری سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی ۵۰
- شکل ۴-۱: موقعیت جاده‌ای حاجی‌آباد نسبت به بندرعباس ۵۳
- شکل ۴-۲: بررسی محدوده برداشت داده‌های گرانی‌سنجی و گمانه‌ها ۵۴
- شکل ۴-۳: مغزه‌های به دست آمده از گمانه‌های معدن متروکه شیخ‌عالی ۵۶
- شکل ۴-۴: نقشه محل برداشت گرانی به همراه محل گمانه معدن متروکه شیخ‌عالی ۶۱
- شکل ۴-۵: نقشه اعمال فیلتر گسترش به سمت بالا معدن متروکه شیخ‌عالی ۶۳
- شکل ۴-۶: نقشه باقی‌مانده گسترش میدان به سمت بالا سطح معدن متروکه شیخ‌عالی ۶۴
- شکل ۴-۷: نقشه گسترش میدان به سمت پایین معدن متروکه شیخ‌عالی ۶۶
- شکل ۴-۸: نقشه مشتق قائم درجه معدن متروکه شیخ‌عالی ۶۸
- شکل ۴-۹: نقشه مشتق افقی در راستای x و در راستای y محدوده معدن شیخ‌عالی ۷۰
- شکل ۴-۱۰: نقشه باقی‌مانده روند سطح معدن متروکه شیخ‌عالی ۷۲
- شکل ۴-۱۱: نقشه زمین‌شناسی رسوب‌گذاری مس شیخ‌عالی ۷۴
- شکل ۴-۱۲: بلوک و شبکه داده‌ای مدل مصنوعی شیخ‌عالی ۷۵
- شکل ۴-۱۳: مدل زمین‌شناسی دو بعدی حاصل از پروفیل ۷۵
- شکل ۴-۱۴: رسم پروفیل‌های مورد نظر در نرم‌افزار modelvision ۷۶
- شکل ۴-۱۵: رسم مدل پروفیل P_1 دو بعدی تیپ کان‌سازی cyprus ۷۷
- شکل ۴-۱۶: رسم دو بعدی مدل پروفیل P_2 با توجه به نحوه ایجاد تیپ cyprus ۷۸
- شکل ۴-۱۷: مدل زمین‌شناسی دو بعدی حاصل از پروفیل P_1 ۸۰
- شکل ۴-۱۸: مدل زمین‌شناسی دو بعدی حاصل از پروفیل P_2 ۸۱
- شکل ۴-۱۹: بلوک سطحی شبکه داده‌ای ۸۲
- شکل ۴-۲۰: محدوده معدن Greens creek ۸۵
- شکل ۴-۲۱: محل‌های معدن‌کاری شده منطقه Greens creek ۸۵
- شکل ۴-۲۲: موقعیت زمین‌شناسی قرارگیری سولفیدهای توده‌ای Greens creek ۸۷
- شکل ۴-۲۳: نقشه بوگه کامل داده گرانی حاصل از محدوده Bruin ۸۹
- شکل ۴-۲۴: نقشه فیلتر گسترش میدان به سمت بالا محدوده Bruin ۹۱

- شکل ۴-۲۵ نقشه گسترش میدان به سمت پایین محدوده Bruin ۹۳
- شکل ۴-۲۶: نقشه مشتق قائم محدوده Bruin ۹۵
- شکل ۴-۲۷: نقشه مشتق افقی درجه یک در جهت x و y محدوده Bruin ۹۶
- شکل ۴-۲۸: نقشه روند سطح پروفیل P محدوده Bruin ۹۹
- شکل ۴-۲۹: نقشه تعیین عمق بی‌هنجاری‌های سطحی محدوده Bruin ۱۰۰
- شکل ۴-۳۰ مدل مستقیم دو بعدی محدوده Bruin ۱۰۱
- شکل ۴-۳۱: مدل‌سازی دو بعدی مستقیم با اطلاعات محدوده Bruin ۱۰۲
- شکل ۴-۳۲: تصویر محل بررسی شده و نقطه حفاری Konya ۱۰۵
- شکل ۴-۳۳: کمر بند کانی‌زایی سولفید توده‌ای تیپ cyprus ۱۰۵
- شکل ۴-۳۴: مناطق بررسی تیپ سولفید توده‌ای در ایران و ترکیه ۱۰۶
- شکل ۴-۳۵: نقشه بوگه کامل محدوده Konya ۱۰۷
- شکل ۴-۳۶: نقشه گسترش رو به بالا محدوده Konya ۱۱۰
- شکل ۴-۳۷: نقشه گسترش میدان به سمت پایین محدوده Konya ۱۱۲
- شکل ۴-۳۸: نقشه مشتق قائم محدوده Konya ۱۱۳
- شکل ۴-۳۹: نقشه فیلتر مشتق افقی محدوده Konya ۱۱۶
- شکل ۴-۴۰: نقشه باقی‌مانده روند سطح محدوده Konya ۱۱۸
- شکل ۴-۴۱: نقشه زمین‌شناسی قونیه ۱۱۹
- شکل ۴-۴۲: مدل‌سازی دو بعدی داده‌های گرانی و اطلاعات زمین‌شناسی حاصل از P_1 ۱۱۹
- شکل ۴-۴۳: مدل‌سازی مستقیم دو بعدی داده‌های گرانی سنجی پروفیل P_2 ۱۲۰
- شکل ۴-۴۴: مدل‌های دو بعدی اثر گرانی حاصل از P_3 ۱۲۱

فهرست جداول

- جدول ۳-۱: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل مصنوعی تیپ cyprus ۴۱
- جدول ۳-۲: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل مصنوعی تیپ noranda ۴۳
- جدول ۳-۳: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل مصنوعی تیپ Besshi ۴۵
- جدول ۴-۱: مختصات گمانه‌ها و عمق حفاری آن‌ها ۵۵
- جدول ۴-۲: مقدار چگالی مورد استفاده در مدل مصنوعی معدن شیخ‌عالی ۷۶
- جدول ۴-۳: مقدار چگالی مورد استفاده معدن شیخ‌عالی ۷۸
- جدول ۴-۴: مقادیر چگالی مدل‌های زمین‌شناسی معدن شیخ‌عالی ۸۱
- جدول ۴-۵: راهنمای نوع کانسار به همراه میزان چگالی ۱۰۱
- جدول ۴-۶: مقادیر چگالی معدن Bruin ۱۰۲
- جدول ۴-۷: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل زمین‌شناسی Konya ۱۲۱

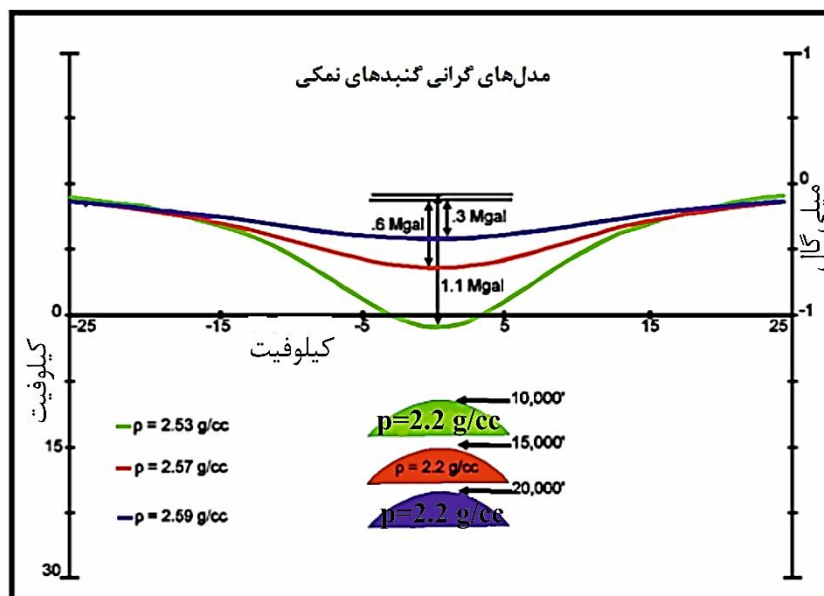
فصل اول

کلیات

۱-۱ مقدمه

کانسارهای سولفید توده‌ای در سیستم‌های گرمابی کف دریا، با دمای مشخص، و ویژگی‌های ژنزی سنگ‌های آتشفشانی جدید و یا کانسارهای سولفیدی آتشفشانی (VMS) تشکیل می‌شوند و به سرعت در رو یا در زیر کف دریا با کاهش دما و وجود جریان‌های گرمابی آب دریا تکامل پیدا می‌کنند (Franklin et al, 1981).

شاخص‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی و ژئوفیزیک با استفاده از برنامه‌های اکتشافی متعدد، شکل مواد معدنی را معین می‌کنند (Gibson et al, 2007). روش‌های موفق و متداول تعبیر و تفسیر بی‌هنجاری‌های گرانی و مغناطیس نیاز به تکنیک‌های مدل‌سازی دارند. روش‌های مدل‌سازی بین داده‌های مشاهده‌ای و یا ناپیوستگی‌های ایجاد شده از جرم‌های مختلف زیرسطحی که این تغییرات را به وجود آورده‌اند، تفسیر و ارتباط برقرار کرده و مؤلفه‌های هندسی و فیزیکی منابع زمین‌شناسی بی‌هنجاری‌ها را محاسبه می‌کنند. مدل‌های فیزیکی حاصل از فرآیندهای مدل‌سازی با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی منطقه به صورت مفهوم زمین‌شناسی تفسیر شده و به صورت روش‌های فیزیکی بیان می‌شود؛ تا در روش‌های محاسباتی مورد استفاده قرار گیرد. پس مدل‌سازی یکی از مهم‌ترین و حساس‌ترین مراحل تفسیر داده‌ها است که برای افزایش اطلاعات داده‌های قابل استخراج، انجام می‌شود و می‌تواند در صرف هزینه‌ها مؤثر باشد (Blackly, 1996). شکل بی‌هنجاری گرانی بسته به مشخصات هر محدوده در نتیجه یک یا چند مؤلفه فیزیکی، نحوه قرارگیری بی‌هنجاری‌ها نسبت به هم، چگالی، گرانروی، اختلاف تخلخل و فاصله سطوح اندازه‌گیری تا محدوده بی‌هنجار متفاوت می‌شود. دامنه بی‌هنجار با تغییرات عمق و افزایش اختلاف چگالی تغییر می‌نماید اما ویژگی‌های بی‌هنجار حاصل از هر ساختار ثابت می‌ماند (شکل ۱-۱) (Prieto, 1996).



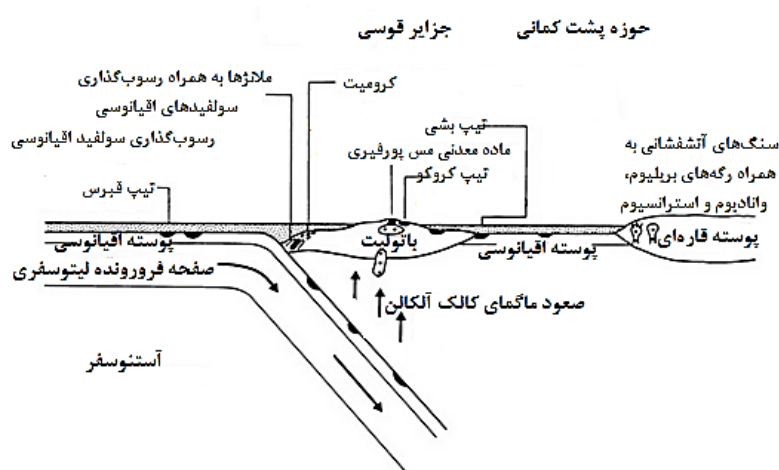
شکل ۱-۱ شکل‌های بی‌هنجاری گرانی در عمق‌های مختلف (After Prito, 1996)

۲-۱ معرفی کانسارهای سولفید توده‌ای

ذخایر سولفید توده‌ای آتشفشانی، مجموعه‌های استراتی‌فرم- استراتی‌بند کانی‌های سولفیدی هستند که در سیالات گرمابی در کف حوضه‌های دریایی تشکیل می‌شوند. این ذخایر از مهم‌ترین منابع مس، سرب، روی، طلا و نقره و به مقدار محدودتری، کبالت، قلع، باریوم، گوگرد، سلیوم، منگنز، کادمیوم، انیدیوم، تلوریم، گالیوم و ژرمانیوم می‌باشند (موسیوند ۱۳۸۲). کانسارهای سولفید توده‌ای امروزی در محیط‌های کششی کف اقیانوسی و محیط‌های کمّانی تشخیص داده شده‌اند. این کانسارها در طول زمان زمین‌شناسی، در کمان‌های نوظهور قاره‌ای که در آن‌ها جدایش اتفاق افتاده است، ایجاد شده‌اند. این کمان‌ها به‌طور معمول از پوسته اقیانوسی ضخیمی، ایجاد و در طول گسل‌های تبدیل ادامه پیدا می‌کنند. کانسارهای سولفید توده‌ای دارای دو بخش اصلی هستند: الف) بخش کانی‌سازی حالت استوک‌ورک و افشان که در داخل سنگ‌های آتشفشانی تشکیل می‌شوند. به این بخش از کانی-سازی زون استرینگر می‌گویند. ب) کانی‌سازی بخش توده‌ای که شامل لایه‌های نازک سولفید و سایر کانی‌هاست. سولفیدها بسیار دانه‌ریز هستند و گاهی اشکال گل‌کلمی دارند. بخش اعظم کانی‌سازی را

زون استرینگر تشکیل می‌دهد (Galley et al, 2007). این کانسارها معمولاً در عدسی‌ها به صورت چند فلزی سولفیدهای توده‌ای، درون و یا نزدیک به سطح محیط‌های دریایی نیمه عمیق در جریان‌های گدازه‌ای گرمابی غنی از فلز ایجاد می‌شوند. سولفیدهای توده‌ای شامل انواع مافیک نوع Cyprus، بایمدال مافیک نوع noranda، پلیتیک مافیک نوع Besshi، بایمدال فلسیک نوع Kuroko، سیلیسی کلاستیک فلسیک نوع Bathurst هستند. مهم‌ترین شاخصه‌های کاربردی برای تفکیک کانسارهای VMS از یکدیگر، ترکیب توالی چینه‌ای در برگیرنده کانسار و نوع کانسارهای ماده معدنی است که با استفاده از این دو شاخصه اصلی این کانسارها را می‌توان به دو گروه تقسیم نمود: الف) کانسارهای تیپ Kuroko و Bathurst که دارای توالی فلسیک و کانی‌زایی سرب و روی هستند، ب) کانسارهای تیپ Cyprus، noranda و Besshi که دارای توالی مافیک بوده و ماده معدنی اصلی آن‌ها مس و روی است (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۳).

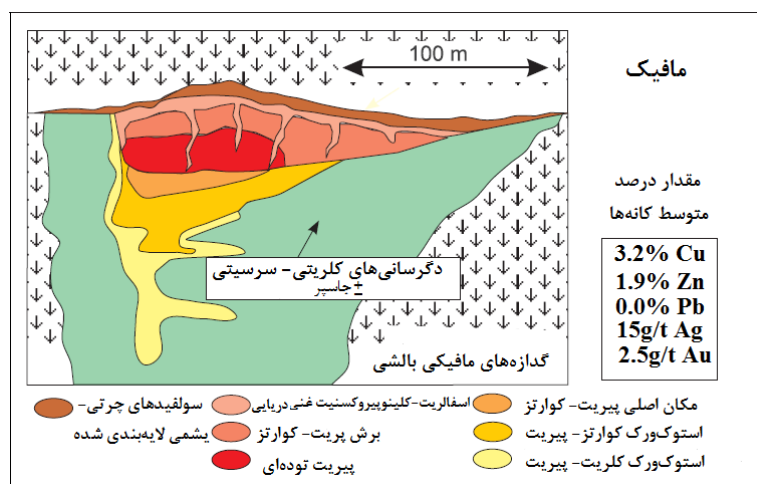
در پیوست الف مختصری در مورد سولفیدهای توده‌ای نوع آرکئن، اشکال مهم ذخایر معدنی، نحوه ایجاد سولفید توده‌ای و حالت‌های مختلف رسوب‌گذاری سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی توضیح داده شده است.



شکل ۱-۲: محل شکل‌گیری تیپ‌های سولفید توده‌ای (After Faeyumi, 2012)

۱-۲-۱ سولفیدهای توده‌ای مافیک (نوع Cyprus)

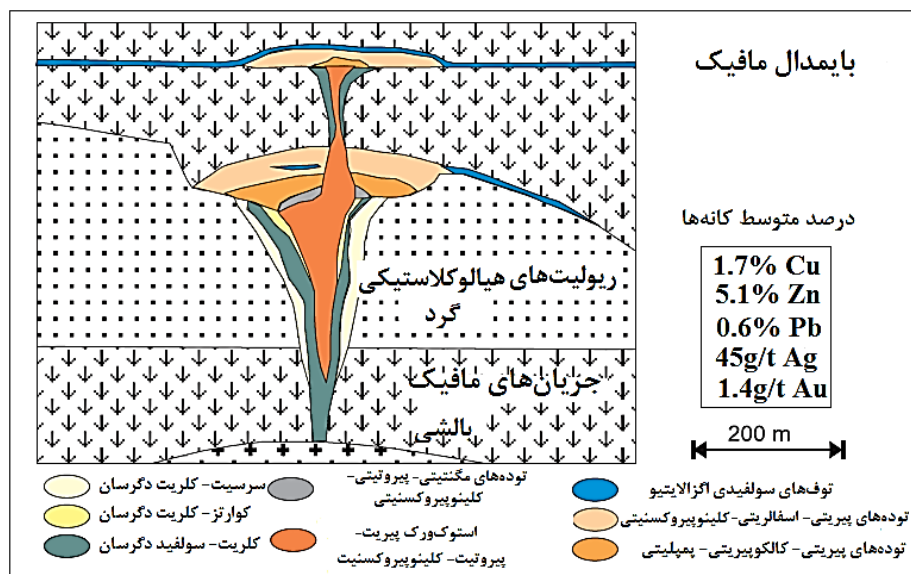
محیط‌های تکتونیکی این ذخایر، مشمول مناطق زون گسترش پوسته‌های اقیانوسی هستند. کانی‌سازی این مجموعه در بازالت‌های تولییتی بالشی موجود در قسمت فوقانی افیولیت‌ها، اتفاق می‌افتد. بخش توده‌ای با لایه‌بندی نازک در بالای بخش استوک‌ورک و برشی قرار گرفته است (کریم‌پور، ۱۳۸۴). شکل ۱-۳ مدل زمین‌شناسی سولفید توده‌ای را بیان می‌کند.



شکل ۱-۳: مدل زمین‌شناسی سولفید توده‌ای Cyprus (After Gally et al, 1996)

۲-۲-۱ سولفیدهای توده‌ای بایمدال مافیک (نوع noranda)

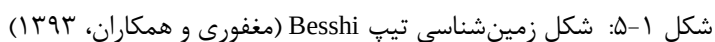
سنگ‌های سولفیدی آتشفشانی نوراندا از جایگزینی سنگ‌های بایمدال با منشأ تولییتی و جریان‌های آندزیتی - بازالتی به همراه کاهش دمای بسیار، سیلیکات زیاد و جریان‌های ریولیتی ایجاد می‌شوند. سنگ‌های میزبان کانسارهای سولفید توده‌ای نوراندا، میهمان جریان سنگ‌های آذرآواری دارای کانسارهای پیروکلاستیکی اولیه و آن‌هایی که دوباره رسوب‌گذاری شده‌اند، می‌شوند (Ludden et al, 1982).



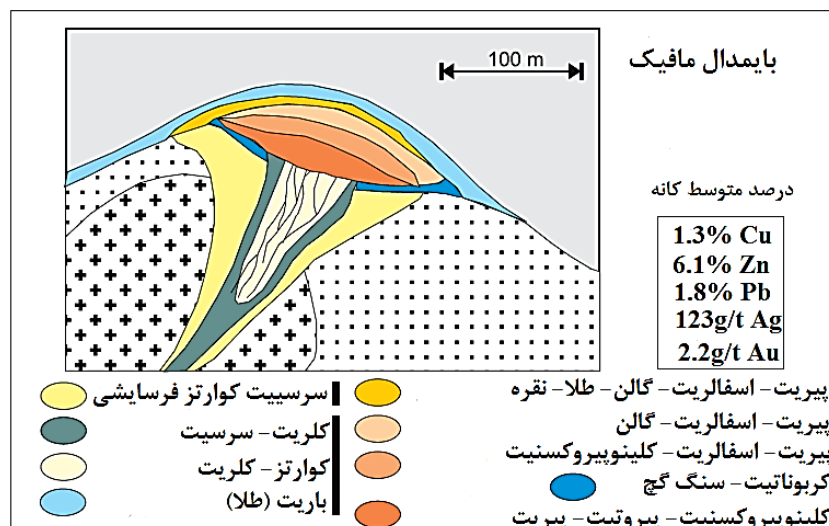
شکل ۴-۱: مدل زمین‌شناسی تیپ Noranda (After Gally et al, 1996)

۳-۲-۱ سولفیدتوده‌ای نوع Besshi

با توجه به توالی مافیک و کانی‌زایی مس و روی، این سولفیدها جزء کانسارهای تیپ Kuroko و Bathurst قرار نمی‌گیرند؛ از سوی دیگر این تیپ کانسار در توالی کمپلکس افیولیتی قرار نداشته و در توالی خود مقادیر فراوانی از رسوبات تخریبی و پلیتی به همراه دارد. از این رو، در رده کانسارهای تیپ قبرسی و نوراندا نیز قرار نمی‌گیرد. بنابراین بر اساس حضور توالی بایمدال مافیک همراه با رسوبات تخریبی ماسه‌ای-شیلی، ژئومتری صفحه‌ای و همچنین کانی‌شناسی سولفیدی مس و روی، می‌تواند در رده یا تیپ بشی کانسارهای سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد پلیتیک مافیک قرار گیرند. این کانسار سولفید توده‌ای با مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی آواری، سنگ‌های آتشفشانی و کربنات‌ها در محیط تکتونیکی زون کششی پشت جزایر قوسی یافت می‌شوند و بافت توده‌ای با لایه‌بندی منظم دارند. سولفیدها به صورت دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند و ذخیره‌ای به صورت توده‌ای با حالت صفحه‌ای و ضخامت چند متر و گسترش طولی تا چند کیلومتر را دارا می‌باشند (مغفوری و همکاران، ۱۳۹۳).



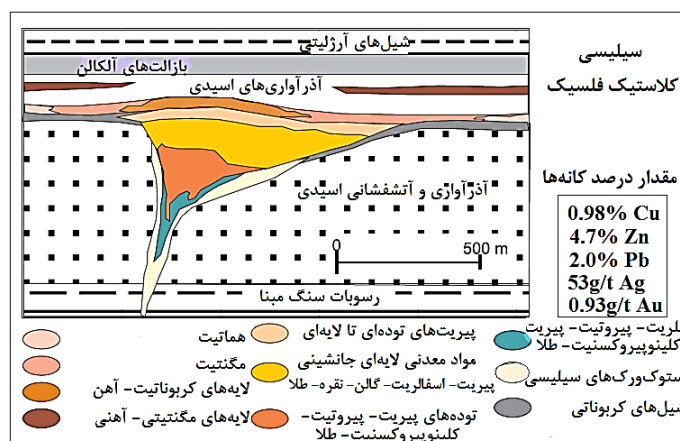
این ذخایر در کمربندهای آتشفشانی زیردریایی مرتبط با زون فرورانش جزایر قوسی یا زون بازشدگی پشت کمان جزایر قوسی هستند. این گونه ذخایر که در مرحله پایانی فعالیت‌های آتشفشانی شکل می‌گیرند عمدتاً در اطراف کلدراها و در محل‌هایی که توده‌های نفوذی اسیدی عمیق وجود دارند کشف شده‌اند و در نتیجه شامل دو بخش توده‌ای و استوک‌ورک خواهند بود. بخش توده‌ای غالباً به شکل عدسی است. ضخامت عدسی به چندین متر و گسترش آن به چندین صدمتر می‌رسد. کانی‌سازی در بخش‌های توده‌ای لایه‌بندی شده با ذرات سولفیدی بسیار دانه ریز صورت می‌پذیرد. بخش استوک‌ورک در داخل سنگ‌های آتشفشانی تشکیل می‌شود و سولفیدها به نسبت دانه درشت‌تر هستند (کریم‌پور، ۱۳۸۴).



شکل ۱-۶: مدل زمین‌شناسی تیپ Kuroko (After Gally et al, 1996)

۱-۲-۵ کانسار سولفید توده‌ای سیلیسی کلاستیک فلسیک (Bathurst)

به علت داشتن محیط آتشفشانی - رسوبی بایمدال، بالا بودن حجم سنگ‌های رسوبی در توالی میزبان (حدود ۶۰-۷۰ درصد توالی)، رسوبات برون‌دمی و گرمابی، سنگ‌های میزبان آتشفشانی، رسوبات پلیتی، شکل هندسی لایه‌ای و صفحه‌ای، بافت و ساختار نواری، حضور پیریت، پارائز کانی‌شناسی احيایی (پیریت، آرسنوپیریت و پیروتیت) و میزان ناچیز دگرسانی و گسترش کم پهنه‌بندی فلزی، تیپ باتورست را معرفی می‌کند (موسیوند، ۱۳۸۹).



شکل ۱-۷: مدل زمین‌شناسی تیپ Bathurst سولفید توده‌ای (After Gally et al, 1996)

۱-۳ افیولیت و افیولیت ملانژها

به نظر عده زیادی از زمین‌شناسان، افیولیت‌ها معمولاً معرف پوسته اقیانوسی هستند که در نتیجه پدیده‌ای به نام فرورانش در پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند. افیولیت‌ها از بازالت‌ها، گابروها، سنگ‌های اولترامافیک و رسوبات عمیق دریایی تشکیل شده‌اند و در اثر تنش‌های زمین‌ساختی با یکدیگر مخلوط می‌شوند (آقانباتی، ۱۳۸۵). افیولیت‌ها مجموعه‌ای از سنگ‌های لایه‌لایه‌ای هستند که به دلیل لایه‌ای بودن، غالباً به آن‌ها مجموعه افیولیتی یا سری افیولیتی می‌گویند و اغلب به عنوان یک واحد سنگ چینه‌ای به کار می‌روند. سنگ‌های این مجموعه افیولیتی غالباً رنگ سبز داشته و نام افیولیت نیز به همین دلیل انتخاب شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). تمامی کانسارهای تشکیل شده در پهنه سنندج- سیرجان و ارومیه دختر به ترتیب در کمربندهای ماگمایی مزوزوئیک و سنوزوئیک ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران تشکیل شده‌اند. در صورتی که در اثر عملکرد تکتونیک، نظم و توالی در مجموعه افیولیتی، از بین رود از اصطلاح افیولیت ملانژ استفاده می‌شود که معادل آمیزه رنگین نیز می‌باشد (کریم‌پور، ۱۳۸۴). میزان ملانژی شدن این سنگ‌ها را از مقدار دگرسانی و اختلاط مواد سنگی به دست آمده از مغزه‌ها، محاسبه می‌کنند (Hall, 1976 and Dewey, 1975).

در ایران این آمیزه‌ها بیشتر به صورت نوارهای باریک و در امتداد طول اصلی، رخنمون پیدا می‌کنند. کانی‌های ثانویه ماده معدنی سولفیدی نزدیک سطح زمین، در دو منطقه تشکیل می‌شوند: در زون اکسیدی آب حاوی اکسیژن، اکسیدهای مس، نیمه نمک‌ها (نیمه کربنات‌ها و نیمه سولفات‌ها) و سیلیکات‌ها را تشکیل می‌دهد و در منطقه سمنتاسیون عمیق‌تر، محلول‌های حاوی مس به دست آمده از این نمک‌ها به سولفیدهای ثانویه مس (کالکوسیت و کوولیت) تبدیل می‌شوند (آقانباتی، ۱۳۸۵) (پیوست الف-۱).

۴-۱ روش‌های اکتشافی کانسارهای سولفید توده‌ای در ژئوفیزیک

وضوح بالای روش مغناطیسی در یک منطقه زمین‌شناسی با وسعت زیاد، می‌تواند یک ابزار بسیار خوب در جهت اکتشاف مواد معدنی به شمار رود؛ اما بعضی از کانی‌های معمول سولفیدی موجود در سولفیدهای توده‌ای مانند کالکوپیریت، اسفالریت و گالن خاصیت مغناطیسی بالایی ندارند و برای روش مغناطیسی تفاوتی با رسوبات و سنگ‌های آتشفشانی درون‌گیر نخواهند داشت. این روش، حساسیتی نسبت به این نوع کانی‌ها از خود نشان نمی‌دهد؛ در نتیجه کانسارهای سولفید توده‌ای به همراه این سولفیدها در نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی دیده نمی‌شوند (Bishop and emerson, 1999). روش‌های الکتریکی نیز تأثیر زیادی در تشخیص کانی‌های سولفید توده‌ای دارند زیرا آن‌ها به ویژگی رسانندگی سنگ‌ها و کانی‌ها واکنش نشان می‌دهند (Grant and west, 1965)؛ اما به رسوبات اکسید ی حاوی گرافیت و سولفید که رسانندگی بالایی دارند نیز به همین ترتیب عمل می‌کنند و قابل تشخیص از سولفیدهای توده‌ای نیستند. علاوه بر این، بعضی از سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی غیراقتصادی، مانند سولفیدهای توده‌ای غنی شده از پیریت و پیروتیت نیز با این روش قابل تشخیص از سولفیدهای توده‌ای اقتصادی نیستند (Ford et al, 2007). روش گرانی‌سنجی قابلیت تشخیص اختلاف چگالی را دارد و معین‌کننده ماده معدنی در اعماق مختلف و دارای قدرت تخمین اندازه جرم‌ها است. همچنین گرانی‌سنجی یک نقش اساسی در تشخیص پیریت همراه ماده معدنی و سولفیدهای توده‌ای دیگر را دارد. گرانی‌سنجی می‌تواند در تعیین ساختارهای هم‌تراز و تشخیص فرادیواره و فرو دیواره مفید واقع شود (Oliveira et.al, 1998). تعیین ساختارها مشخص‌کننده محل سولفید همراه ماده معدنی هستند (morgan, 2012). مبنای مطالعات گرانی در اکتشاف، ناهمگونی محلی چگالی کانی‌ها و سنگ‌ها است. تباین چگالی بین هدف مورد نظر و سنگ میزبان به اضافه حجم آن بازتابی به صورت تغییر میدان گرانی، خواهد داشت (نوروزی، ۱۳۸۸). در اکتشافات معدنی کانسار سولفید توده‌ای، بررسی‌های گرانی‌سنجی، همراه دیگر روش‌های ژئوفیزیکی (مغناطیسی، الکتریکی و

الکترومغناطیسی) و بررسی‌های ژئوشیمیایی برای تخمین حدودی ماده معدنی و مشخص‌کننده اندازه و تناژ است (morgan, 2012).

۵-۱ مروری بر مطالعات انجام شده

معادله محاسبه گرانی‌سنجی اجسام دوبعدی با چگالی‌های متنوع به همراه عمق (محور Z) توسط Murthy and Rao در سال ۱۹۷۹ گسترش پیدا کرد. در سال ۱۹۹۱ از داده‌های مغناطیسی برای اکتشاف سولفیدهای توده‌ای پنهان توسط Bellot et al در معدن هاجر مراکش استفاده شد و تخمین خوبی از عمق وجود ماده معدنی به دست آمد. در سال ۱۹۹۶، prieto با استفاده از ویژگی‌های فیزیکی کانساری مانند تنوع چگالی لایه‌ها و کانسار، عمق و شکل توده معدنی، انواع مدل‌سازی‌های مستقیم گرانی را برای توده‌های فرضی انجام داد و به تفسیر آن‌ها پرداخت. وی به این نتیجه رسید که روش‌های گرانی و مغناطیس می‌توانند در تعیین ساختار سنگ‌شناسی و اشکال بی‌هنجاری‌ها، یاری رسانند. Ates and Cearey (2000) براساس داده‌های گرانی و مغناطیس هوابرد، نقشه‌های باقی‌مانده گرانی و مغناطیس هوابرد را ایجاد کردند و با استفاده از روش مغناطیسی و گرانی‌سنجی تخمینی از ریشه ماده معدنی در عمق کمتر از نصف پوسته بالایی را در قونیه ترکیه به دست آوردند. Holliday (2007) and Cooke، پژوهشی در مورد مدل‌های زمین‌شناسی و روش‌های اکتشافی سولفید پورفیری با استفاده از اختلاف چگالی بالای بین توده و سنگ‌های در برگیرنده کانسار، با روش‌های مغناطیسی، گرانی و پلاریزاسیون القائی ارائه داده‌اند. نتایج به دست آمده نشان داد: مغناطیس هوابرد و رادیومتری به همراه تفسیر زمین‌شناسی، باعث سرعت بخشیدن به اکتشافات سولفیدهای پورفیری می‌شود. همچنین از روش گرانی برای سولفیدهای پورفیری در مناطقی که دارای رخنمون زمین‌شناسی نیستند و نیز کاهش هزینه‌های اکتشافی نسبت به روش هوابرد می‌توان بهره گرفت. در سال ۲۰۰۸ Yelmas and Ozel، با استفاده از داده‌های الکتریکی، مگنتیک تلوریک (MT) و گرانی منطقه شرق

ترکیه را بررسی و در این ناحیه مدل سازی مستقیم گرانی، انجام دادند. مدل های به دست آمده روند فعالیت های تکتونیکی شمالی- جنوبی واحدهای شرقی و مرکزی آناتولی را که منطبق با جهت قرارگیری ماده معدنی است، مشخص نمودند. (Morgan & Schulz, 2012) یک مجموعه ای از اطلاعات فیزیکی- آتشفشانی در مورد سولفیدهای توده ای آتشفشانی گردآوری کردند و به معرفی ویژگی های فیزیکی سولفید توده ای پرداختند.

۱-۶ تاریخچه و مطالعات قبلی منطقه معدن شیخ عالی

معدن مس شیخ عالی از جمله معادن قدیمی و متروکه مس می باشد که فعالیت های معدن کاری قدیمی به میزان بسیار زیادی روی آن صورت گرفته است. استخراج عمدتاً به صورت روباز بوده و آثار معدن کاری قدیمی شامل یک ترانشه در ابعاد $110 \times 25 \times 30$ متر، سه چاه اکتشافی که در حال حاضر حدود ۲۰، ۱۰ و ۸ متر عمق دارد (و آثار چند چاه دیگر که مدخل آنها در حال حاضر بسته شده است) و یک ترانشه اکتشافی به طول ۶ متر و حجم بسیار زیاد که سرباره در آن محل مشاهده می شود، وجود دارد. همچنین آثاری از حفاری به طریقه مغزه گیری که به نظر می رسد در سال های اخیر صورت گرفته باشد در اطراف ترانشه اصلی به چشم می خورد. این معدن در گذشته توسط (Basin and Hubner, 1955, 1969) در قالب گزارش کانسارهای مس در ایران به صورت مقدماتی و مختصر مورد بررسی قرار گرفته است. در این گزارش زمان معدن کاری در معدن شیخ عالی به ۲۵۰۰ سال قبل از میلاد نسبت داده شده است. سبزه ای و همکاران (۱۹۹۴) نقشه زمین شناسی در مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ حاجی آباد را منتشر نمودند. منظمی میرعلیپور (۱۳۷۷) برای اولین بار مطالعات زمین شناسی، کانی شناسی و ژنز کانسار سولفید توده ای معدن قدیمی مس شیخ عالی را مورد بررسی قرار داد و نوع کانی سازی، بافت، جنس و محل تشکیل کانی ها را مشخص کرد. جعفری زنگلانلو (۱۳۷۹) از طریق معکوس سازی و تلفیق داده های پلاریزاسیون القائی (IP)، مقاومت ویژه ظاهری و مغناطیس

سنجی به تفسیر ساختارهای کانسار مس شیخ‌عالی پرداخت. (Rastad et al, 2002) در یک طرح تحقیقاتی در مورد کانسارهای مس موجود در افیولیت ملانژهای جنوب شرقی بافت، چندین معدن قدیمی و تأثیرات آن‌ها را معرفی نموده و زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژنز برخی از جمله کانسار مس شیخ‌عالی را مورد بررسی قرار دادند. با توجه به داده‌های به دست آمده از گمانه‌های حفر شده و تطبیق آن با اطلاعات زمین‌شناسی سطحی وجود افقی از ماده معدنی توده‌ای با شیب بسیار زیاد (تقریباً قائم) و عدسی شکل با حداقل گسترش طولی ۱۲۰ متر، حداقل گسترش عمقی ۹۰ متر محرز می‌باشد (جوادی‌پور و منظمی میرعلی‌پور، ۱۳۸۱). مطالعات ژئوفیزیکی بر روی کانسار سولفید توده‌ای شیخ‌عالی در (سال‌های ۱۳۷۷-۱۳۸۱) صورت پذیرفته؛ اما تاکنون تفسیر دقیقی از روی داده‌ها به دست نیامده است.

۷-۱ هدف و ضرورت انجام این مطالعه

به دلیل تأثیر لایه‌بندی، چین‌شناسی، سیمان، دیاژنز و ساختگاه تکتونیکی یک محل روی مقادیر اختلاف چگالی، به آسانی امکان استفاده از روابط ریاضی بین چگالی و عمق در توالی‌های زمین‌شناسی وجود ندارد، لذا مدل‌سازی‌ها همواره با ساده‌سازی فرآیندهای زمین‌شناسی همراه است. این روابط به صورت جداگانه برای مشتق‌گیری از بی‌هنجاری‌های اجسام دو بعدی نامنظم استفاده می‌شود. با توجه به این موضوع می‌توان از این روابط در مدل‌سازی گرانی حوزه‌های زمین‌شناسی متفاوتی استفاده کرد (Visweswara et al, 1993). چگالی ظاهری نقش یک عامل قابل انتگرال‌گیری از مشتق گرانی ساختارهای چند ضلعی را بازی می‌کند و منجر به ایجاد میدان گرانی ساده و مشتق قائم می‌شود (cordell, 1973). برای ایجاد مدل دو بعدی در این پژوهش، سعی بر طراحی و تفسیر کیفی مدل‌سازی مستقیم داده‌های گرانی‌سنجی با استفاده از نرم‌افزارهای Noddy، Winglink و modelvision برای یافتن محل و تخمین عمق کانسارهای سولفید توده‌ای، شده است.

از محدوده معدن متروکه شیخ‌عالی به منظور اکتشاف ماده معدنی به روش گرانی‌سنجی در یک شبکه منظم مربعی، ۱۱ پروفیل و روی هر پروفیل ۱۱ ایستگاه، طراحی و در نهایت ۱۲۱ داده گرانی برداشت شده است. داده‌های گرانی‌سنجی توسط گروه ژئوفیزیک سازمان زمین‌شناسی تهیه شده است. اندازه‌گیری‌ها با لحاظ نمودن فاصله پروفیلی و ایستگاهی ۵ متر، از محل معدن متروکه شیخ‌عالی انجام شده است. با توجه به این که در محل مورد بررسی فعالیت‌های شدادی بسیاری صورت گرفته و محدوده در زمان برداشت داده متروکه بوده است، انجام عملیات اکتشاف سولفید توده‌ای با روش گرانی‌سنجی و اطلاعات زمین‌شناسی منطقه به منظور شناخت بهتر کانسار و تعیین نقاط مناسب کانی‌زایی برای حفاری عمیق‌تر از حفاری‌های سطحی شدادی بوده است. بنابراین هدف شناسایی گسترش عمقی ماده معدنی بوده است. همچنین برای این کار از روش مدل‌سازی مستقیم استفاده شده است. به منظور بررسی وضعیت این گونه کانسارها و اکتشاف به روش گرانی‌سنجی، داده‌های دیگری از کشورهای آمریکا (آلاسکا) و ترکیه (Konya) تهیه و به روش مستقیم، مدل‌سازی شد.

۸-۱ ساختار پایان‌نامه

این پایان‌نامه در پنج فصل تنظیم شده و در فصل اول ضمن ارائه یک مقدمه و کلیات مربوط به کانسارهای سولفید توده‌ای و افیولیتی به بیان مسأله، اهداف پایان‌نامه، روش و ضرورت کار نیز اشاره شده و انواع کانسارهای سولفید توده‌ای و مدل‌های این کانسارها با رسم شکل تشریح داده شده است. فصل دوم، به بیان مفاهیم روش گرانی‌سنجی و مدل‌سازی داده‌های آن‌ها پرداخته و تصحیح‌های لازم را برای تفسیری موفق‌تر و منطبق با دستاوردهای زمین‌شناسی برای جداسازی بی‌هنجاری ماده معدنی از سنگ درونگیر، مطرح می‌گردد. فرمول‌های به کار برده شده و شیوه کار نرم‌افزارهای پژوهش نیز در این فصل بیان می‌گردند. در فصل سوم، مدل‌های مصنوعی تیپ‌های کانسارهای سولفید توده‌ای ایجاد و مدل دو بعدی آن‌ها رسم می‌گردد سپس بی‌هنجاری ایجاد شده از مدل مصنوعی محاسبه می‌

شود. این فصل بر مبنای مطالعات زمین‌شناسی صورت می‌گیرد. در فصل چهارم مدل‌سازی مستقیم داده‌های واقعی گرانی‌سنجی مناطق Greens creek آلاسکا، قونیه ترکیه و شیخ‌عالی هرمزگان، صورت می‌پذیرد و فیلتر و تفسیرهای لازم روی این داده‌ها اعمال می‌شود. فصل پنجم به بیان نتایج این دستاوردها می‌پردازد و نیز پیشنهادهای لازم جهت حفاری مناطق مستعد اکتشافی بیان می‌گردد.

فصل دوم

مفاهیم روش گرانی

سنجی و

مدل سازی داده های

گرانی

۱-۲ روش گرانی سنجی

گرانی سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیکی است که در آن یک میدان طبیعی کروی زمین، یعنی میدان گرانی، اندازه‌گیری می‌شود (menke, 1989) و یک ابزار مناسب برای بررسی عمق ساختارهای تکتونیکی به شمار می‌آید. مطالعات داده‌های گرانی گمانه‌ها در سال ۱۹۵۰ توسط Smith بیان شد. او فرض کرد قسمت‌هایی از یک کانسار بزرگ، پاسخ بهتری نسبت به روش چگالی می‌دهد. Hammer در سال ۱۹۵۰ گزارشی در مورد نحوه تعیین چگالی، برای اندازه‌گیری مقدار چگالی زیر سطحی بیان کرد. گرانی سنجی برای پیدا کردن توده‌های مدفون شده یا مطالعات حفرات شهری به کار می‌رود. بی‌هنجاری گرانی تنها زمانی اتفاق می‌افتد که یک اختلاف چگالی درون زمین موجود باشد و زمانی بررسی‌های گرانی مفید واقع می‌شوند که ساختارهای مورد بررسی شامل موادی با چگالی‌های متنوع باشند. این اختلاف چگالی بین مواد باید تا اندازه‌ای بالا باشد که از میزان نوفه‌های منطقه نیز، خود را متمایز کند. اندازه و عمق ماده معدنی مشخص کننده فاصله بهینه داده‌های برداشتی مشاهده‌ای در بررسی‌های گرانی می‌باشد (Reynolds, 1977). در کاوش به روش گرانی سنجی تغییرات بسیار جزئی جاذبه‌ی ناشی از سنگ‌ها و کانی‌ها اندازه‌گیری می‌شود. اساس روش گرانی سنجی قانون جاذبه است. (menke, 1989). مبانی روش گرانی را می‌توان با دو قانون جهانی گرانشی نیوتون^۱ و قانون دوم حرکت نیوتون^۲ بیان نمود (Reynolds, 1977).

۲-۲ برداشت و تصحیح داده‌های گرانی سنجی

یکی از نیازهای اساسی در تمامی مراحل عملیات اکتشافی، تعیین موقعیت دقیق و بهینه کارهای اکتشافی است. به طور کلی نحوه انجام برنامه‌های اکتشافی را شبکه اکتشاف می‌گویند. شبکه

^۱newton's law of universal gravitaon

^۲newton's second law of motion

های اکتشافی انواعی دارند که انتخاب نوع شبکه به شرایط و خصوصیات زمین‌شناسی کانسار بستگی دارد (احمدی، ۱۳۸۷). در اکتشافات گرانی به طور معمول لازم نیست مقادیر مطلق گرانی تعیین گردد و بیشتر اندازه‌گیری‌ها به طور نسبی صورت می‌گیرند و نقطه مبنا در این حالت تعیین و شبکه گرانی مشخص می‌شود. گرانی‌سنج‌ها نمی‌توانند اندازه‌گیری دقیقی را از گرانی ارائه دهند در نتیجه برای به دست آمدن تفسیر زمین‌شناسی، داده‌های مشاهده‌ای باید تصحیح شوند. فرآیند تصحیح داده‌ها به صورت کاهش داده‌های گرانی یا کاهش ژئوئید شناخته می‌شوند (Reynolds, 1977). این تصحیحات بر روی مدل‌های ساده تا پیچیده زمین‌شناسی با استفاده از معادلات ژئوفیزیکی صورت می‌گیرد و نطفه در این داده‌ها به حداقل می‌رسد و داده‌ها قابل بحث و تفسیر می‌گردند (Lafeher, 1991). پیشرفت در گرانی‌سنجی از آن جهت قابل بررسی می‌باشد که دسترسی آسان به داده‌های برداشتی، استفاده از معادلات و رایانه‌های شخصی، مشارکت در بخش تفسیر را تسهیل می‌کند (Bhattacharyya and Chan, 1977). شتاب جاذبه در همه جای سطح زمین یکسان نیست بلکه تحت تأثیر عوامل مختلفی مانند، عرض جغرافیایی، ژئوئید، ارتفاع (توپوگرافی)، اثر اجرام آسمانی، رانه^۱، زمین‌شناسی منطقه و اطراف ایستگاه‌های برداشت و جرم توده است. همچنین، داده‌های حاصل از برداشت گرانی‌سنجی، مجموعه‌ای از داده‌های پوسته تا گوشته بالایی زمین هستند که برای به دست آوردن اطلاعات گرانی‌سنجی محل برداشت، در ابتدا باید تصحیحاتی مانند حذف گرانی ناشی از بیضوی مرجع، تصحیح رانه، تصحیح عرض جغرافیایی^۲، تصحیح توپوگرافی^۳، تصحیح هوای آزاد^۴، تصحیح بوگه^۵، و تصحیح ایزوستازی صورت بپذیرد (Blakely, 1996). داده‌های قرائت شده گرانی‌سنجی، عموماً تحت تأثیر ۵ فاکتور عرض جغرافیایی، ارتفاع، توپوگرافی اطراف، جذر و مد زمین

1 Drift correction

2 Terrain Correction

3 Latitude Correction

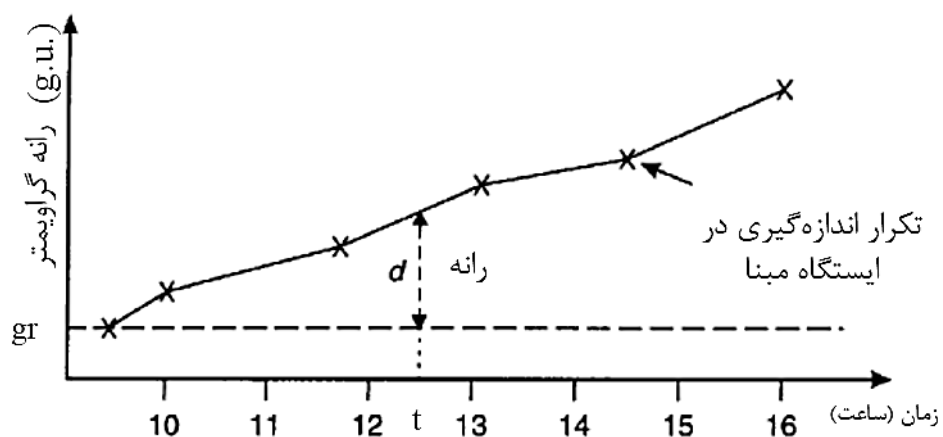
4 Free air correction

5 Bouguer correction

و تنوع موجود در مقادیر چگالی‌های نیمه‌سطحی قرار می‌گیرند. اکتشافات گرانی به آخرین فاکتور وابسته هستند و بی‌هنجاری ایجاد شده از این فاکتور عموماً بسیار شبیه تغییرات عرض جغرافیایی و ارتفاعی است (Telford, 1990).

۱-۲-۲ تصحیح رانه دستگاه

گراویمتری که در ایستگاه مبنا در طی ساعت‌های مختلف، اندازه‌گیری را تکرار می‌کند به دلیل تغییر در ضریب‌های کشسانی فنر دستگاه، ممکن است در طول زمان اندازه‌گیری دچار تغییر شود. برای تصحیح رانه دستگاه در ارتباط با هر ایستگاه اندازه‌گیری، با توجه به این که زمان اندازه‌گیری در آن ایستگاه ثبت می‌شود، می‌توان روی منحنی به دست آمده از ایستگاه مبنا، ساعتی را به اختیار به عنوان ساعت مقایسه در نظر گرفت، سپس روی این منحنی، اختلاف میدان بین ساعت اندازه‌گیری ایستگاه مورد نظر و ساعت مقایسه را به دست آورد. مقدار حاصل، تصحیح رانه است که بر حسب علامت مقدار رانه، در ایستگاه مورد نظر، کسر و یا به آن اضافه می‌شود (نوروزی، ۱۳۸۸).



شکل ۱-۲: نمودار تصحیح دریافت (نوروزی، ۱۳۸۸)

که در این فرمول t زمان اندازه‌گیری در ایستگاه مبنا به عنوان مقدار مقایسه g_r در نظر بگیریم و ساعت اندازه‌گیری ایستگاهی مانند s مقدار t باشد مقدار تصحیح رانه برای این دستگاه برابر است با:

$$g_t - g_r = d \quad (۱-۲)$$

که در آن g_t مقدار میدان در ایستگاه مبنا و در ساعت t است (شکل، ۱-۲). مقدار d که به این ترتیب به دست می‌آید، از مقدار اندازه‌گیری شده در ایستگاه s کم می‌شود. d می‌تواند عددی مثبت یا منفی باشد که در صورت منفی بودن به مقدار اندازه‌گیری شده در ایستگاه s اضافه می‌شود (فرمول ۱-۲) (نوروزی، ۱۳۸۸).

۲-۲-۲ تصحیح عرض جغرافیایی

در بررسی‌های با مقیاس کوچک که دارای نرخ کل ارتفاعی کمتر از یک درجه باشند و همچنین عدم وجود جذر و مد در شبکه گرانی مطلق، تصحیحات ارتفاعی ساده‌ای به وجود می‌آیند. با افزایش عرض جغرافیایی نقاط اندازه‌گیری نسبت به خط مبنا مقادیر تصحیحات در نیم‌کره شمالی به سمت شمال از مقدار داده‌ها کسر شده و در نیم‌کره جنوبی به سمت جنوب به مقدار داده‌ها افزوده خواهد شد (Reynolds, 1977). با وجود جرم‌های یکسان در زیرزمین، باز مقادیر گرانی یکسانی در نقاط مختلف به دست نمی‌آید. زیرا نیروی گرانی اندازه‌گیری شده، مجموع نیروهای جاذبه زمین و گریز از مرکز است. با چرخش زمین و تحدب استوایی مقادیر گرانی به همراه عرض جغرافیایی در نیم‌کره شمالی، افزایش می‌یابد و باید از مقدار مشاهده‌ای کاسته شود (آقاجانی، ۱۳۸۸).

$$g_L = \frac{dg_g}{ds} = 0.811 * \sin 2\varphi * \Delta y \quad \frac{mGal}{km} \quad (۲-۲)$$

در معادله (۲-۲) φ نشان دهنده‌ی عرض جغرافیایی نقاط اندازه‌گیری و Δy فاصله‌ی نقطه‌ی مشاهده‌ی ای از خط مبنا بر حسب کیلومتر می‌باشد.

۳-۲-۲ تصحیح هوای آزاد

به منظور یکسان‌سازی شرایط نقاط اندازه‌گیری لازم است، تغییرات ارتفاعی بین محل کاهش میدان قرائت شده تا داده‌های نیمه‌سطحی اعمال شود (Telford, 1990). همه داده‌های اندازه‌گیری شده نسبت به یک سطح یکسانی سنجیده می‌شوند. به دلیل این که مواد بین ایستگاه و سطح مبنا در این تصحیح در نظر گرفته نمی‌شوند، این تصحیح به نام تصحیح هوای آزاد، نام‌گذاری شده است. برای نقاط مشاهده‌ای در بالای سطح مبنا، علامت این تصحیح مثبت و برای نقاط مشاهده‌ای واقع در زیر سطح مبنا، علامت آن منفی در نظر گرفته شده است معادله (۳-۲) (Blakely, 1996).

$$\delta g_{fa} = 0.3086 * h \text{ mGal} \quad (3-2)$$

در معادله (۳-۲)، h ارتفاع از سطح دریا و بر حسب متر می‌باشد.

۴-۲-۲ تصحیح بوگه ساده

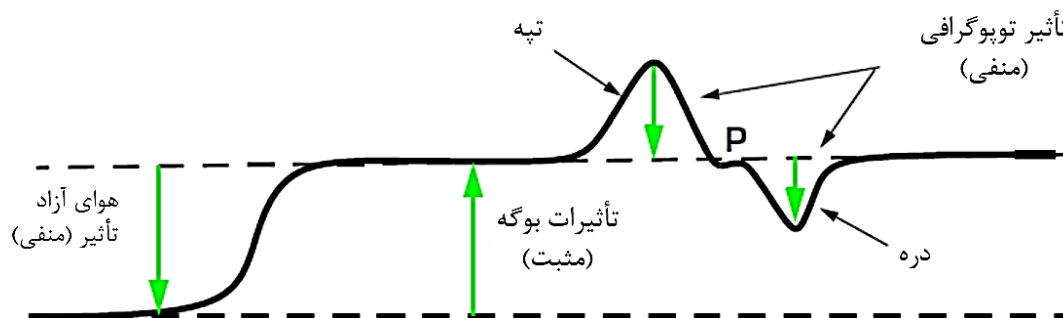
در تصحیح هوای آزاد، جرم میان ایستگاه و سطح مبنا در نظر گرفته نمی‌شود، در نتیجه برای اعمال اثر این جرم از تصحیح بوگه برای محاسبه جرم سنگ‌های ایستگاه اندازه‌گیری و سطح دریا (مبنا)، مورد استفاده قرار می‌گیرد. اگر ایستگاه اندازه‌گیری پایین‌تر از سطح مبنا قرار گرفته باشد، این مقدار به شتاب گرانی نقطه‌ی مورد نظر اضافه و در صورت بالاتر بودن از سطح مبنا، از آن کم می‌گردد معادله (۴-۲) (Reynolds, 1977).

$$\delta g_B = 0.0419 \rho h \text{ mGal} \quad (4-2)$$

که در آن h فاصله‌ی ایستگاه برداشت داده از سطح مبنا بر حسب متر و ρ متوسط چگالی سنگ‌های بین ایستگاه برداشت و سطح مبنا بر حسب گرم بر سانتیمتر مکعب می‌باشد. با قرار دادن این کمیت‌ها بر حسب واحدهای مذکور مقدار تصحیح بوگه بر حسب میلی‌گال به دست می‌آید.

۵-۲-۲ تصحیح توپوگرافی

پس از اعمال تصحیح بوگه، برای حذف اثر پستی و بلندی‌های باقیمانده از تصحیح توپوگرافی که نقش مهمی در تصحیح بی‌هنجاری‌های گرانی دارد استفاده می‌شود (Reynolds, 1977). شتاب جاذبه اندازه‌گیری شده تحت تأثیر جرم ناشی از تپه‌ها که مؤلفه شتابی به سمت بالا دارند و دره‌ها که عدم ربایش به سمت پایین ایجاد می‌کنند قرار می‌گیرد. وجود تپه‌ها و دره‌ها هر دو سبب کاهش شتاب جاذبه اندازه‌گیری شده می‌شوند و در نتیجه تصحیح توپوگرافی به داده‌های قرائت شده افزوده می‌گردد (شکل ۲-۲) (Telford, 1990).



شکل ۲-۲ محل اعمال تصحیحات بوگه، هوای آزاد و توپوگرافی (after seigel, 1995)

هنگامی که تمام تصحیحات بر روی گرانی مشاهده‌ای اعمال شود، بی‌هنجاری بوگه طبق رابطه زیر به دست می‌آید در عرض‌های جغرافیایی شمالی و در بالای خطوط مبنا، بوگه کامل به صورت معادله (۵-۲) محاسبه می‌شود. g_p گرانی محاسبه شده است (Telford, 1990). مقدار بی‌هنجاری بوگه، تابعی از تباین چگالی سنگ‌ها، مواد و حجم آن‌هاست. به این ترتیب با این پارامتر می‌توان اهدافی را شناسایی کرد که دارای اختلاف چگالی مشخص با سنگ‌های میزبان اطراف خود و حجم قابل توجهی هستند. اثر افزایش اختلاف چگالی روی شدت بی‌هنجاری‌های بوگه، بسیار بیشتر از اثر افزایش حجم هدف مورد مطالعه خواهد بود (نوروزی، ۱۳۸۸).

$$g_B = g_{obs} - \gamma + (\delta g_\phi + \delta g_{F.A} - \delta g_B + \delta g_T) \quad (5-2)$$

۲-۳ تفکیک بی‌هنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده

روی نقشه‌ها و پروفیل‌های بی‌هنجاری بوگه در یک منطقه اکتشافی در صورتی که نوفه‌ها به خوبی حذف شده باشند، معمولاً دو نوع بی‌هنجاری قابل تفکیک است. یکی بازتاب گرانی منابع با گسترش زیاد که به طور معمول با اهداف اکتشافی معدنی در عمق بیشتری قرار دارند، مانند سنگ های پایه یا ژئوسنکلینال‌ها که بی‌هنجاری مربوط به آن‌ها با تغییرات یکنواخت‌تر و گستردگی بیشتر (نسبت به بی‌هنجاری‌های اکتشافی) خود را نشان می‌دهند. این‌ها بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای نامیده می‌شوند. دوم، بی‌هنجاری‌هایی با گسترش کم که با دامنه تغییرات شدیدتر ظاهر می‌شوند (نوروزی، ۱۳۸۸). داده‌های برداشت شده در یک منطقه، طیفی از بی‌هنجاری‌های سطحی یا محلی تا بی‌هنجاری‌های عمیق تا منطقه‌ای را شامل می‌گردد. بی‌هنجاری ناحیه‌ای دارای فرکانس‌های پایین و طول موج بلند می‌باشند در حالی که بی‌هنجاری‌های محلی که مربوط به سطح هستند، دارای فرکانس بالا و طول موج کوتاه هستند. در کارهای اکتشافی برای تفکیک بی‌هنجاری باقی‌مانده، بی‌هنجاری ناحیه‌ای را از بی‌هنجاری مشاهده‌ای کم می‌کنند. اغلب تفسیر و مدل‌سازی عددی بر داده‌های میدان باقی‌مانده انجام می‌شود و اعتبار تفسیر به درجه جداسازی بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده بستگی دارد (آقاجانی، ۱۳۸۸). این کار با استفاده از روش‌های مختلفی مانند روش گرافیکی، شبکه‌بندی یا عدد کردن داده‌ها، هموار کردن به روش میانگین‌گیری وزنی، تفکیک به روش طول موجی، روش گریفین، روش روند سطحی، روش مشتق قائم، گسترش میدان گرانی به سمت بالا و گسترش میدان گرانی به سمت پایین، انجام می‌پذیرد (Telford, 1990).

از میان روش‌های ذکر شده به منظور تفکیک بی‌هنجاری‌ها، چهار روش متداول، روش مشتق قائم و افقی، گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین و روش روند سطحی را می‌توان نام برد.

۲-۳-۱ روش مشتق قائم

از مشتق قائم در نقش فیلتر بالاگذر، که به بزرگی طول موج روند ناحیه‌ای بی‌هنجاری بستگی دارد، به طور گسترده در مرحله تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل استفاده می‌شود. با استفاده از این فیلتر جزئیات برجسته‌تر و بی‌هنجاری‌ها متمایزتر می‌شوند. اما مشکل استفاده از این نوع فیلتر این است که با کاربرد آن ضمن برجسته شدن بی‌هنجاری‌ها، نوفه‌های موجود در نقشه نیز برجسته می‌شود. نقشه‌های مشتقات قائم، بی‌هنجاری محلی را به صورت تیز در آورده و آشکار می‌کند (علمدار و انصاری، ۱۳۸۷). به همین دلیل از مشتقات مرتبه اول و دوم بیشتر استفاده می‌شود (Verduzco et al, 2004). روش‌های مختلفی برای محاسبه مشتق قائم ارائه شده است که می‌توان به روش تبدیل فوریه اشاره کرد. در روش تبدیل فوریه معادله ۲-۶ ابتدا داده‌های میدان پتانسیل به حوزه فوریه یا عدد موج منتقل می‌شود و سپس فیلتر مشتق قائم در آن ضرب می‌گردد (Pedersen, 1989).

$$F \left[\frac{\partial^n \varphi}{\partial z^n} \right] = |ik|^n F [\varphi] \quad (2-6)$$

که در آن n مرتبه مشتق، k عدد موج در حوزه فوریه و $|ik|^n$ فیلتر مشتق قائم در حوزه فوریه است. به دلیل اهمیت روش محاسبه مشتق دوم قائم در پیوست (ب-۱) آمده است.

۲-۳-۲ روش مشتق افقی

منظور از مشتق جهتی داده‌های میدان پتانسیل، مشتق آن‌ها نسبت به جهات x و y می‌باشد. این روش برای برجسته کردن ساختارهای خطی موجود در نقشه‌ها به کار می‌رود. در این تکنیک بی‌هنجاری‌های خطی در جهت عمود امتداد برجسته می‌شوند. هنگامی که اختلاف بیشینه و کمینه بی‌هنجاری‌های موجود زیاد باشد، بی‌هنجاری‌ها با شدت کمتر از دست خواهند رفت (Gunn et al, 1997). توضیح بیشتر در این خصوص در پیوست (ب-۲) ارائه شده است.

۳-۳-۲ روش گسترش میدان به سمت بالا

روش گسترش میدان به سمت بالای داده‌های میدان پتانسیل در سطح وسیعی استفاده می‌شوند. این روش مقادیر گرانی اندازه‌گیری را در سطح بالاتر از داده‌ها بیان می‌کند بدون این‌که عملیات گرانی‌سنجی در آن سطح صورت گرفته باشد (parasnis, 1986 and Rabinson, 1988). در این روش داده‌های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به صورت محاسبات ریاضی روی سطوح تراز که در بالای سطوح تراز اصلی هستند تصویر می‌شوند در این حالت تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق دیده می‌شوند. این روش طول موج‌های کوتاه را حذف، دامنه بی‌هنجاری‌های محلی را تضعیف و نویز را کاهش می‌دهد (Reynolds, 1977). توضیحات بیشتر این مطلب در پیوست (ب-۳) آورده شده است.

۴-۳-۲ روش گسترش به سمت پایین

روش گسترش به سمت پایین بسیار مشکل‌تر از روش گسترش به سمت بالا و دارای عدم قطعیت نسبت به شرایط و اندازه ساختارهای زمین‌شناسی به دست آمده از داده‌های گرانی‌سنجی بوجه است. علاوه بر این هدف روش گسترش به سمت پایین، کاهش هر طول موج بی‌هنجاری و افزایش دامنه آن‌هاست. با انجام محاسبات ریاضی بر روی دامنه، این امکان وجود دارد که محاسبات بر روی نوفه‌های موجود در داده اثر کرده و نتایج غیر قابل اطمینانی را در تحلیل و تفسیر ایجاد کند. این روش گسترش، تأثیرات گرانی را از لایه‌های بالایی جدا کرده و به سطوح ساختارهای زمین‌شناسی عمیق‌تر می‌برد (Reynolds, 1977). روش محاسبه بی‌هنجاری در روش گسترش به سمت پایین در پیوست (ب-۴) قرار گرفته است.

۲-۳-۵ روش روند سطحی

یکی از انعطاف پذیرترین تکنیک‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطح می‌باشد. در این روش مقدار ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده شده به وسیله روش حداقل مربعات تقریب زده می‌شود (Abdelrahman et al, 1985). درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد (Dobrin and savit, 1988). از درجات بیشتر روند سطحی برای حالات پیچیده‌تر استفاده می‌شود. هر چه درجه روند بیشتر باشد، بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده کوچک‌تر و برجسته‌تر می‌شوند (Abdelrahman et al, 1985).

روش روند سطحی برای مدل‌سازی مناسب‌تر است چرا که نقشه‌های مدل‌سازی حاصل از روش‌های دیگر از جمله مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین اغلب حاوی نویز بوده و بی‌هنجاری‌ها را با تغییر شکل و جا به جایی نمایش می‌دهند (Encom Tecnology, 2003). شده این روش در پیوست (ب-۵) آورده شده است. برای بحث مدل‌سازی در گرانی‌سنجی نیاز به یک سری اطلاعات پایه می‌باشد که تئوری شتاب گرانی در پیوست (ب-۶) و پتانسیل حاصل از توزیع جرم و مدل گرانی در پیوست (ب-۷) آورده شده است.

۲-۴ مدل‌سازی

مدل‌سازی به فرآیند شبیه‌سازی بی‌هنجاری مشاهده‌ای و بی‌هنجاری محاسبه‌ای به کمک تکنیک‌های عددی و تحلیلی از یک مدل فرضی در زیر زمین و تقریب مشخصات بی‌هنجاری نسبت به زمینه گفته می‌شود (Hinze, 1990). بنابراین مدل‌سازی داده‌ها یک گام مهمی در تفسیر کمی آن‌ها می‌باشد، چرا که فرآیند مدل‌سازی به طور قابل ملاحظه‌ای، اطلاعاتی را که از داده‌ها قابل استخراج است، افزایش می‌دهد (Li and Oldenburg, 1988). به عبارت دیگر مدل‌سازی به منظور محاسبه پارامترهای فیزیکی و هندسی منابع زمین‌شناسی بی‌هنجاری‌ها صورت می‌پذیرد (Sprenke, 1991).

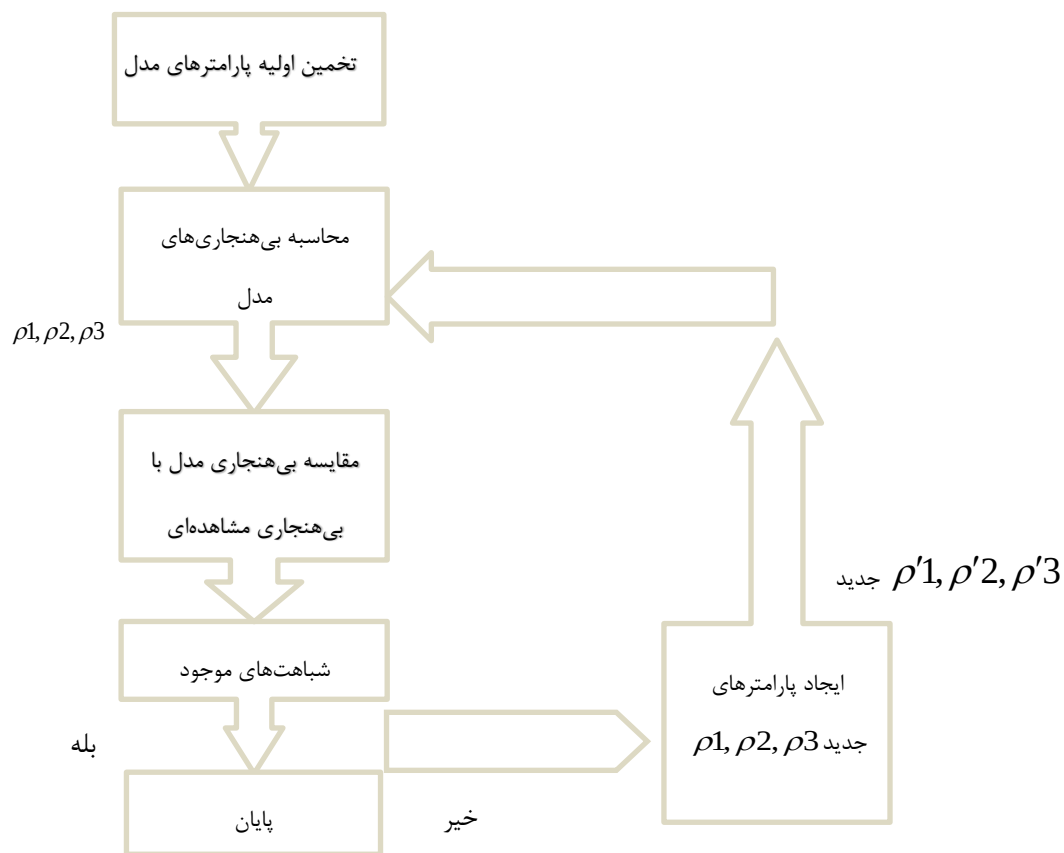
۲-۴-۱ روش مدل سازی پیشرو

در مدل سازی پیشرو ابتدا یک مدل اولیه به کمک اطلاعات زمین شناسی و تجربه مفسر تخمین زده می شود. در ادامه بی هنجاری حاصل از این مدل فرضی با تکرار محاسبات بر پایه تغییر پارامترهای مدل، محاسبه می گردد. فرآیند مدل سازی تا زمانی که انطباق مناسب بین بی هنجاری محاسبه ای و بی هنجاری مشاهده ای ایجاد گردد، ادامه می یابد (شکل ۲-۳). انطباق مناسب بین بی هنجاری ها به معیار قضاوت مفسر، مقدار کنترل های ژئوفیزیکی و زمین شناسی، هدف و مدل فرضی بستگی دارد (Hinze, 1990). به طور خلاصه، مدل سازی پیشرو از مدل شروع و به داده ختم می شود یا در محاسبات کامپیوتری با تغییر پارامترهای هندسی مدل فرضی به تعیین بی هنجاری، می توان پرداخت (Paterson and Reeves, 1985). مدل سازی پیشرو شامل مراحل زیر است:

- ۱- برآورد اولیه یک مدل قابل مقایسه با مدل زمین شناسی ۲- محاسبه بی هنجاری تئوری برای این مدل
- ۳- مقایسه بی هنجاری های مشاهده ای و محاسبه ای ۴- تعدیل اصولی مدل توسط مفسر با استفاده از اطلاعات زمین شناسی جهت تطابق بهتر داده های محاسبه ای با داده های مشاهده ای ۵- بازگشت به مرحله ۲ و ادامه کار ۶- توقف در مرحله ۳ هنگامی که تطابق مقبول به دست آید (شکل ۲-۳).

بنابراین اساس مدل سازی پیشرو را مرحله ۳ تشکیل می دهد ولی جهت انطباق دقیق بی هنجاری ها فرد مفسر مجبور است مراحل باقی را طی نماید. در این مدل سازی تضمینی وجود ندارد که اصلاحی در مرحله چهارم انجام پذیرد. در صورتی که مفسر عمل تطابق را هوشیارانه انجام دهد این مدل اعتبار زمین شناسی خود را حفظ خواهد کرد (Paterson and Reeves, 1985). از معایبی که می توان برای این روش برشمرد این است که تعداد زیادی از منابع زیر سطحی با اشکال مختلف می توانند بی هنجاری های یکسانی را در منحنی گرانی مشاهده ای ایجاد کنند. یک بی هنجاری یکسان می تواند از ساختارهای مختلف با ضخامت های متفاوت در اعماق مختلف ایجاد شده باشد. در این

حالت برای کاهش دامنه ابهامات و افزایش اعتبار اطلاعات کمی و غیر توصیفی از روش گرانی‌سنجی و اطلاعات کیفی زمین‌شناسی باید بهره گرفت. هر چه میزان این اطلاعات بیشتر باشد از ابهامات کاسته شده و تفسیر مطمئن‌تر می‌شود (prito, 1996). همچنین از آنجایی که فرآیند کاهش خطای مدل‌سازی پیشرو به صورت آزمون و خطا صورت می‌گیرد بنابراین فرآیند این گونه مدل‌سازی برای رسیدن به مدل مورد نظر بسیار وقت‌گیر خواهد بود (Menke, 1989).



شکل ۲-۳: فرآیند مدل‌سازی مستقیم (After blakly, 1996)

تعداد زیاد تکنیک‌های تفسیری می‌توانند به سه دسته تقسیم‌بندی شود (شکل ۲-۱). برای برجسته‌سازی توزیع‌های مشخص منشاءهای گرانی یا مغناطیسی هر کدام از این دسته‌بندی‌ها (روش مستقیم، معکوس و داده‌های افزایشی) یک هدف را دارند ولی آن‌ها با فرایندهای استدلالی کاملاً متفاوتی نسبت به هم به هدف نزدیک می‌شوند (blakly, 1996).

۲-۵ روش محاسبه بی‌هنجاری گرانی اجسام دو بعدی در نرم‌افزار Modelvision

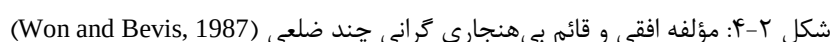
مدل‌ویژن این توانایی را دارد که شکل را در سطح منطقه‌ای کنترل کند. این نرم‌افزار با محاسبه طول موج‌های بلند و ایزوله کردن طول موج‌های کوتاه، یک تقریب خوبی از شکل چندوجهی ایجاد می‌کند (Encom Technology, 2003). یک روش مستقیم نیاز به تکرار محاسبات برای معادله دارد که از نظر مفهوم ساده، اما حل آن چنین نیست. مشکل در حل این گونه معادلات، تلاش برای تقریب شرایط پیچیده زمین‌شناسی دارای شکل‌های پیچیده هندسی است و این در حالی اتفاق می‌افتد که روش و محاسبات برای انتگرال‌گیری شکل‌های بسیار ساده در نظر گرفته شده است (Menke, 1989). نرم‌افزار مدل‌ویژن با الگوریتم حداقل انحناء داده‌های خطی و نقطه‌ای را شبکه‌بندی می‌نماید. مدل‌سازی‌های دو بعدی بر روی یک پروفیل و سه بعدی با استفاده از چند پروفیل صورت می‌پذیرد (Encom Technology, 2003).

در این روش یک مقطع قائم از جسم دو بعدی انتخاب می‌گردد و این مقطع قائم به طور تقریبی یک چند ضلعی می‌باشد. برای برآورد مؤلفه‌های قائم و افقی شتاب جاذبه یک نقطه از سه بعدی انتخابی روش‌های محاسباتی به کار گرفته می‌شود (blakly, 1996).

Habert (1948) مقدار شتاب جاذبه ناشی از یک توده دو بعدی را به صورت یک انتگرال خطی، حول محیطش توصیف می‌کند. بنابراین مقدار شتاب جاذبه این چند ضلعی در نقطه p را می‌توان به صورت زیر ارائه نمود (معادله، ۲-۸):

$$g = 2G \rho \oint z d\theta \quad (۲-۸)$$

G ثابت جهانی گرانی و ρ دانسیته است.



۳۱

$$r_1^2 = x_1^2 + z_1^2 \quad (۱۴-۲)$$

$$r_2^2 = x_{i+1}^2 + z_{i+1}^2$$

$$\theta_i = \tan^{-1}\left(\frac{z_i}{x_i}\right) \quad i=1, 2, \dots \quad \text{اگر}$$

با جایگزینی روابط (۱۱-۲) تا (۱۴-۲)، Δg_z و Δg_x به صورت زیر در می آیند (معادلات، ۱۵-۲ و ۱۶-۲):

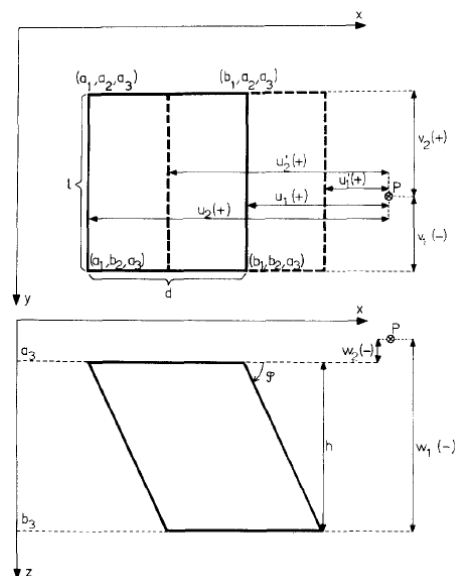
$$(۱۵-۲)$$

$$\Delta g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n \frac{x_i z_{i+1} - z_i x_{i+1}}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2} \left[(x_{i+1} - x_i)(\theta_i - \theta_{i+1}) + (z_{i+1} - z_i) \ln \frac{r_{i+1}}{r_i} \right] \quad (۱۶-۲)$$

$$\Delta g_x = 2G\rho \sum_{i=1}^n \frac{x_i z_{i+1} - z_i x_{i+1}}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2} \left[(z_{i+1} - z_i)(\theta_i - \theta_{i+1}) + (x_{i+1} - x_i) \ln \frac{r_{i+1}}{r_i} \right]$$

۲-۶ روش مدل سازی نرم افزار Noddy

در این نرم افزار از فرمول های تحلیلی میدان گرانی ساختارهای پیچیده قابل محاسبه استفاده شده است. بی هنجاری حاصل از این فرمول ها از منشورهایی در عمق به دست می آید و پاسخ هایی برای شرایط خاص بی هنجاری گرانی منشورهای مستطیل شکل، مدل های دو بعدی و لایه هایی با ضخامت بالا را به دست می دهد. پارامترها و فرضیات اولیه موجود در این روش شامل همگن بودن لایه ها و کانسارها، منشورهای افقی و وجود یک سطح عمود بر منشور از ویژگی های این فرمول به حساب می آید (شکل ۲-۵). (Hejelt, 1974).



شکل ۵-۲: سیستم مختصات به کار برده شده در منشورها (Hejelt, 1974)

با توجه به اطلاعات و سیستم مختصات مستطیلی، جهت محور z مثبت، محور y در راستای جهت گیری و محور x در جهت عمود بر راستا در نظر گرفته شده است. نقاط نزدیک به منشأ و b_1, b_2, b_3 ، نقاطی با فاصله بیشتر از منشأ قرار دارند. سطوح‌های پایینی منشور را با $z = b_3$ و مختصات x به همراه $h \cdot \cot \varphi$ افزایش پیدا می‌کند (معادلات، ۲-۱۷).

$$a'_1 = a_1 + h \cdot \cot \varphi \quad (۲-۱۷)$$

اگر $w_2 = z - a_3$ ، $w_1 = z - b_3$ ، $v_2 = y - a_2$ ، $v_1 = y - b_2$ ، $u_2 = x + a_1$ ، $u_1 = x - b_1$

$$u'_2 = u_2 - \frac{h}{\tan \varphi} \text{ و } u'_1 = u_1 - \frac{h}{\tan \varphi}$$

و همچنین اگر $p(x, y, z)$ نقطه‌ای در میدان و همچنین (u, v, w) مختصات منشور باشند

و $\Delta \rho$ چگالی متفاوتی با چگالی‌های همگن و دارای گرانش G باشد: بی‌هنجاری گرانی در خارج از

منشور در نقطه $p(x, y, z)$ برابر با: (معادلات، ۲-۱۸؛ ۲-۱۹، ۲-۲۱)

$$\Delta g = G \Delta \rho T_0 \quad (۲-۱۸)$$

$$T_0 = \frac{\partial}{\partial z} \int_v \frac{dv}{R} = \frac{\partial}{\partial z} \int_{a_3}^{b_3} dz_0 \int_{a_2}^{b_2} dy_0 \int_{a_1+\Delta}^{b_1+\Delta} \frac{dx_0}{R} \quad (19-2)$$

$$\Delta = (z_0 - a_3) \cot \varphi \quad (20-2)$$

$$R = \sqrt{\left[(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2\right]} \quad (21-2)$$

$$w_2 = z - a_3, \quad w_1 = z - b_3, \quad v_2 = y - a_2, \quad v_1 = y - b_2, \quad u_2 = x + a_1, \quad u_1 = x - b_1$$

$$u'_2 = u_2 - \frac{h}{\tan \varphi}, \quad u'_1 = u_1 - \frac{h}{\tan \varphi}$$

$$T_0 = w_1 w_2, v_1 v_2, u_1 u_2, (\phi_1 + \phi_2 + \phi_3 + \phi_4 + \phi_5) \quad (22-2)$$

$$\phi_3 = -p \sin^2 \varphi \ln(v + R), \phi_2 = -p \sin \varphi \cos \varphi \tan^{-1} \left(\frac{va}{pR} \right) \phi_1 = w \tan^{-1} \left(\frac{uv}{wR} \right)$$

$$\phi_5 = v \cos \varphi \ln(q \sin \varphi + R), \phi_4 = -v \ln(u + R)$$

اگر $R = \sqrt{u^2 + v^2 + w^2}$ ، $p = u - w \cot \varphi$ ، $w = w_1$ ، $u' = u - h$ ، $w_2 = \cot \varphi w$ باشد آن گاه برای یک منشور مستطیلی ($u - v - w, u - v - w, etc$) کوچک با چگالی $\rho = 90$ به صورت زیر در آمده و ϕ_5 ، ϕ_2 حذف خواهند شد. در نتیجه آنچه که باقی می ماند معادله ای از بی هنجاری مشاهده شده خواهد بود (معادلات ۲۳-۲ تا ۲۶-۲).

$$u \ln(v + R) = \frac{-u}{2} \ln \frac{v - R}{v + R} \quad (23-2)$$

$$v \ln(u + R) = \frac{-v}{2} \ln \frac{u - R}{u + R} \quad (24-2)$$

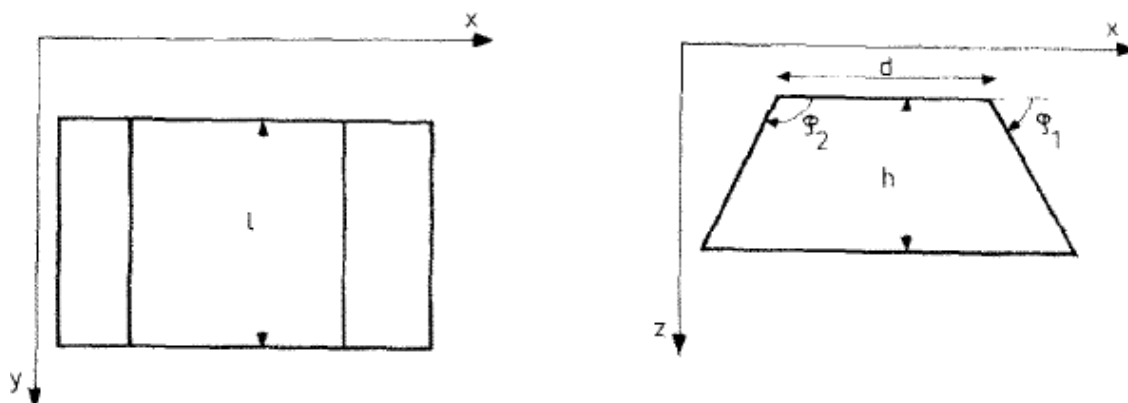
$$w \tan^{-1} \left(\frac{uv}{wR} \right) = w \tan^{-1} \left(\frac{w + v + vR}{wu} \right) - w \tan^{-1} \left(\frac{w}{u} \right) \quad (25-2)$$

اگر $\tan^{-1} \left(\frac{w}{u} \right) = 0$ و $U_2 = -v_1$ در این صورت

$$T_0(v \rightarrow \infty) = 2 \sin^2 \varphi (w_2 w_1) (u_2 u_1) (\psi_1 - \psi_2) \quad (26-2)$$

اگر $\psi_1 = \frac{1}{2} p \ln(u^2 + w^2)$ و $\psi_2 = q \tan^{-1}\left(\frac{w}{u}\right)$ بر این اساس معادله ضخامت و شکل بی‌هنجای دو بعدی به صورت زیر خواهد بود (معادله، 27-2):

$$\begin{cases} p = u - w \cot \varphi \\ q = w + u \cot \varphi \end{cases} \quad (27-2)$$



شکل ۲-۶: ساختار دوزنقه‌ای به کار برده شده در محاسبات گرانی (Hejelt, 1974)

برای به دست آوردن ساختارهای پیچیده‌تر زمین‌شناسی اگر $u = u_2, u'_2$ باشد، با استفاده از معادلات (26-2) و (27-2) معادله دو بعدی با جهت‌گیری‌های خاص ایجاد می‌شود.

۷-۲ روش محاسباتی گرانی در نرم‌افزار WinGlink

نرم‌افزار وینگ‌لینک برای محاسبه داده‌های گرانی، بر فرض استفاده از گرانی‌سنج لاکوست-رومبرگ، محاسبات و فرمول‌های خود را ایجاد کرده است که اساس اندازه‌گیری آن بر مبنای جا به جایی یک وزنه‌ی آویزان شده به یک سیستم مکانیکی ظریف که شامل یک فنر به طول صفر و یک یا چند میله، ایجاد گردیده است. نتایج مدل‌سازی مستقیم به مدل‌سازی دو بعدی ارتباط دارد و می‌تواند

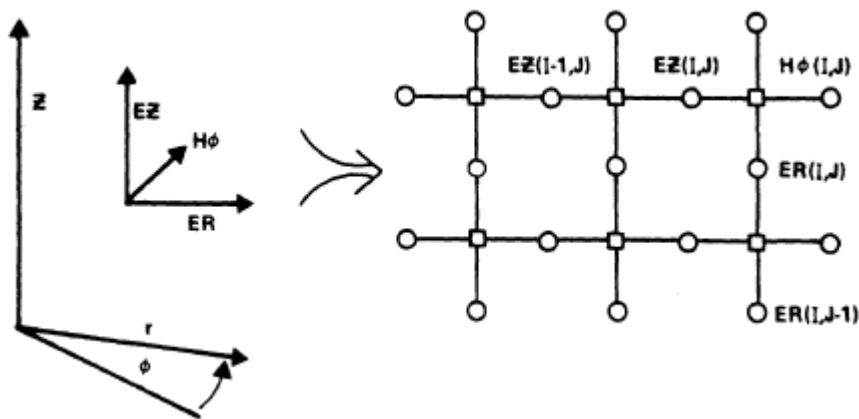
در هر زمانی به وسیله‌ی حالت معکوس با تکرار صفر به دست بیاید. الگوریتم مدل‌سازی‌های دو بعدی آن بر پایه معادلات مکسول بنیان شده است (A guide to using WinGLink, 2005). مدل‌سازی مستقیم با استفاده از محدوده متفاوت معادلات شبکه آنالوگ بلوک‌های مقاومت دو بعدی مکسول، مورد استفاده قرار گرفت و بعدها در روش گسترش به سمت پایین و توپوگرافی استفاده شد (Zimmerman, 1982).

بر طبق معادلات مکسول حالت‌های دو بعدی به صورت زیر مدل‌سازی می‌شوند:

$$\frac{\partial H\phi}{\partial t} = \frac{1}{\mu} \left(\frac{\partial EZ}{\partial r} - \frac{\partial ER}{\partial Z} \right) \quad (28-2)$$

$$\frac{\partial ER}{\partial t} = \frac{-1}{\varepsilon} \frac{\partial H\phi}{\partial Z} \frac{\partial EZ}{\partial t} = \frac{1}{\varepsilon} \left(\frac{H\phi}{r} + \frac{\partial H\phi}{\partial r} \right) \quad (29-2)$$

$$\frac{\partial EZ}{\partial t} = \frac{1}{\varepsilon} \left(\frac{H\phi}{r} \frac{\partial H\phi}{\partial r} \right) \quad (30-2)$$



شکل ۲-۷: محدوده متفاوت مسائل پراکندگی الکترومغناطیسی با استفاده از آزمون متقارن (Zimmerman, 1982)

(31-2)

$$\dot{H\phi}(I,J) = \frac{1}{\mu\Delta S} [EZ(I+1,J) - EZ(I,J) - ER(I,J+1) + ER(I,J) - ER(I,J+1) + ER(I,J)]$$

$$ER(I,J) = \frac{1}{\varepsilon\Delta S} [H\phi(I,J-1) - H\phi(I,J)] \quad (32-2)$$

$$\dot{E}Z(I, J) = \frac{1}{\varepsilon} \left[\frac{H\phi(I-1, J) + H\phi(I, J)}{2\left(R + \frac{\Delta s}{2}\right)} + \frac{H\phi(I, J) - H\phi(Z-1, J)}{\Delta s} \right] \quad (33-2)$$

اگر $M = 2\pi R$ ، $NZ = ER.\Delta s$ ، $NR = ER.\Delta s$ ، $H\phi$ باشد

$$M(I, J) = \frac{2\pi R}{\varepsilon \Delta s^2} [NZ(I+1, J) - NZ(I, J) - NR(I, J+1) + NR(I, J)] \quad (34-2)$$

$$\dot{N}R(I, J) = \frac{1}{\varepsilon 2\pi R} [M(I, J-1) - M(I, J)] \quad (35-2)$$

$$\dot{N}Z(I, J) = \frac{1}{\varepsilon (2\pi R + \pi \Delta s)} [M(I, J) - M(I-1, J)] \quad (36-2)$$

معادلات بالا در حالت $\alpha = \frac{2\pi R}{\mu \Delta s^2}$ و $\beta = \frac{1}{\varepsilon 2\pi R} \frac{1}{\varepsilon} (2\pi R + \pi \Delta s)$ برقرار خواهند بود (زیمرن،

۱۹۸۲). جهت تهیه یک مدل مستقیم از روابط ذکر شده در بالا استفاده می شود.

فصل سوم

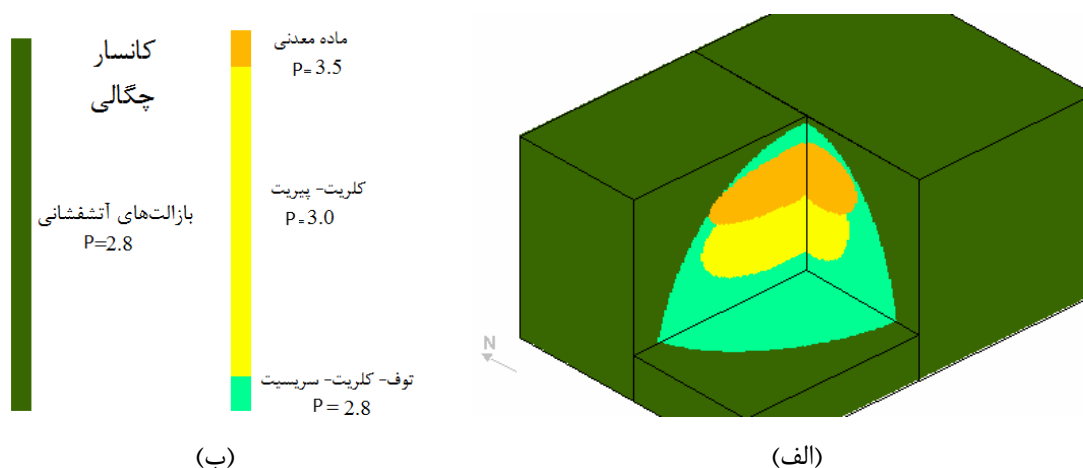
مدل سازی مصنوعی

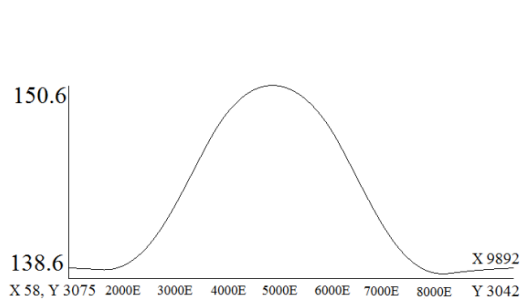
۳- ۱ مقدمه

برای تفسیر بهتر و تخمین مشخصات توده بی‌هنجار بهتر است قبل از مدل‌سازی داده‌های واقعی، بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و تیپ‌های کانی‌زایی مختلف مدل مصنوعی از آن نوع تهیه شود. بعد از جمع‌آوری اطلاعات اولیه زمین‌شناسی منطقه، با استفاده از نرم‌افزار نودی هر گونه مدل احتمالی از انواع مختلف کانسارهای سولفیدهای توده‌ای تهیه شد. در این مدل‌های مصنوعی، شرایطی که در زمین‌شناسی امکان وقوع آن‌ها وجود دارد و منطقی به نظر می‌رسد اعمال و اثر گرانی آن‌ها محاسبه شده است. در نهایت از مدل‌های به دست آمده از حالت‌های مختلف و زمین‌شناسی منطقه شیخ‌عالی، یک روند و مدل مفهومی برای آن تهیه شد.

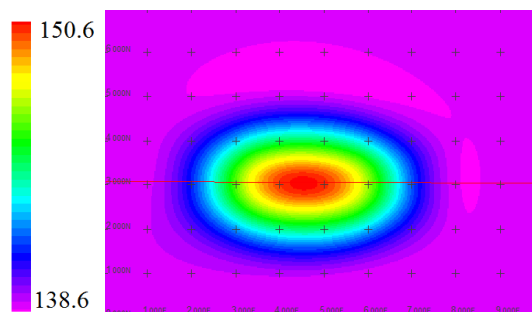
۳- ۲ مدل کانسار سولفید توده‌ای نوع cyprus

افیولیت‌ها، بازالت‌ها و دایک‌های صفحه‌ای، سنگ‌های درون‌گیر این تیپ کانسار غنی از مس و روی هستند (Gally et al, 2007). بر اساس مدل زمین‌شناسی تیپ قبرس شکل ۱-۳، مدل مصنوعی ساختاری این کانسار در نرم‌افزار Noddy تهیه و اثر گرانشی این نوع تیپ در نرم‌افزار WinGlink رسم شد. در ادامه برای ساده کردن مدل گرانی به دست آمده به همراه جدول ۳-۱ ترسیم شد.





(د)

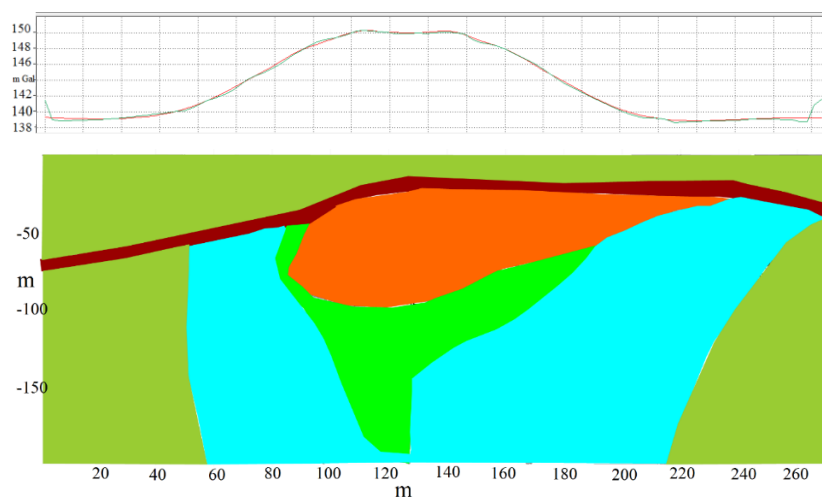


(ج)

X=6825 Y=3968 Z=4920 DIP=70 DIPDIR=0 PITCH= 117

X Axis=6792 Y Axis=755 Z Axis=1509 N=7000 E=10000 A= 30° D=22

شکل ۳-۱: (الف) بلوک مدل مصنوعی سولفید توده‌ای تیپ cyprus ، (ب) نوع مواد استفاده شده، (ج) شبکه داده‌های به همراه پروفیل در راستای بیشترین تغییرات، (د) نمایش بی‌هنجاری حاصل از پروفیل در نرم‌افزار Noddy



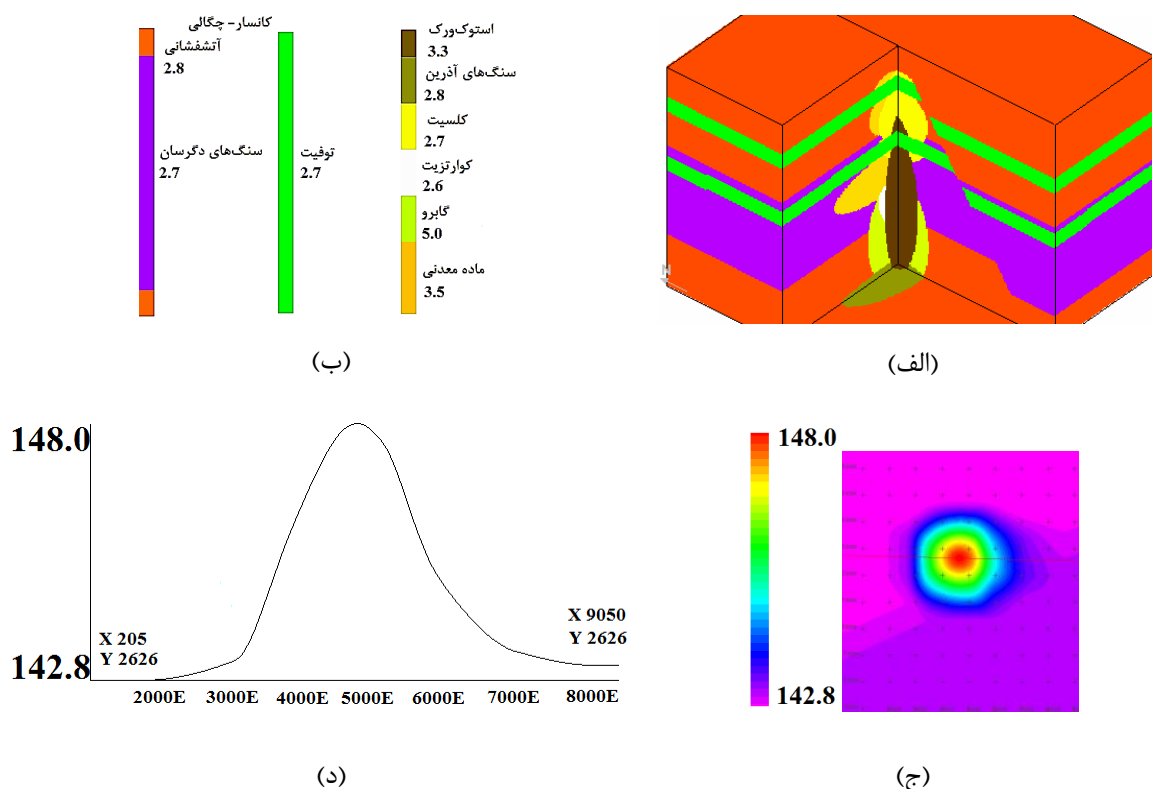
شکل ۳-۲: محاسبه مقدار اثر حاصل از توده روی پروفیل به دست آمده تیپ cyprus

جدول ۳-۱ مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل مصنوعی تیپ cyprus

چگالی	نوع واحد	رنگ	چگالی	نوع واحد	رنگ
۲,۶۵	پیریت‌های کوارتزی و کلریتی		۲,۷	سولفیدهای چرتی	
۲,۸	بازالت		۲,۸۵	سنگ مافیکی	
			۳,۸	سولفید توده‌ای	

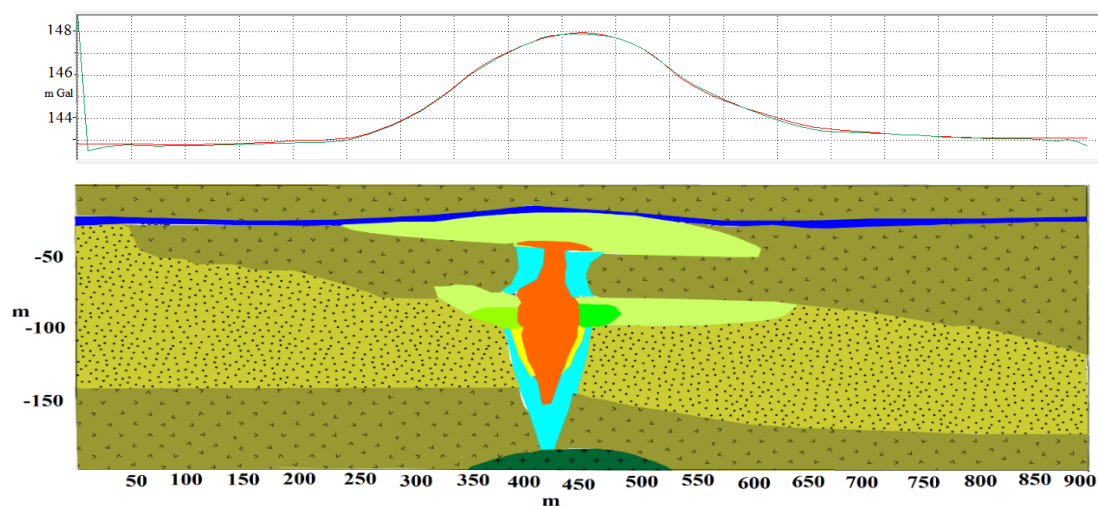
۳-۳ تهیه مدل مصنوعی کانسار سولفید توده‌ای تیپ noranda

تیپ noranda یکی دیگر از تیپ‌های سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی است و یک کانسار سولفید توده‌ای مافیکی به شمار می‌رود (Gally et al, 2007). سنگ‌های درون‌گیر این تیپ کانسار فلسیکی هستند. بر اساس شکل ۱-۴ که تیپ کانسار noranda را نشان می‌دهد، مدل مصنوعی تولید شده است. مدل مصنوعی و شبکه داده‌ای به همراه یک پروفیل در جهت بیشترین تغییرات این تیپ کانسار در نرم‌افزار Noddy ترسیم شد. سپس اثر گرانی روی پروفیل مورد نظر در نرم‌افزار winGlink مدل‌سازی شد. مدل زمین‌شناسی این تیپ کانسار به همراه مشخصات مدل‌سازی در جدول (۳-۲) ارائه شده است.



شکل ۳-۳: (الف) بلوک زمین‌شناسی، (ب) مواد معدنی، (ج) شبکه داده‌ای بلوک (د) منحنی بی‌هنجاری تیپ noranda در نرم‌افزار Noddy

X=5237 Y=2380 Z=3968 DIPDIR=234 DIP=90 D=229 A=37°



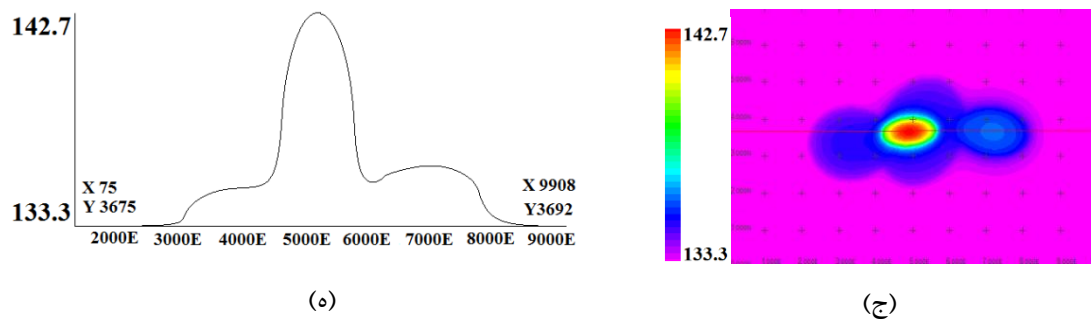
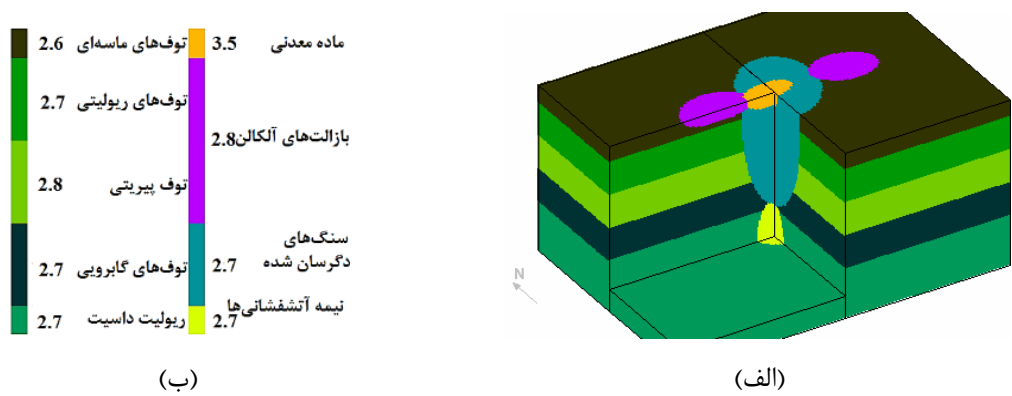
شکل ۳-۴: محاسبه مقدار اثر گرانی حاصل از توده روی پروفیل به دست آمده تیپ noranda در نرم افزار winGlink

جدول ۳-۲: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل مصنوعی تیپ noranda

چگالی	نوع واحد	رنگ	چگالی	نوع واحد	رنگ
۲,۶	دگرسانی سولفیدی، کلریتی		۲,۷	ریولیت هیالوکلاستیکی	
۲,۶	توف سولفیدی		۳,۸	استوکورک پیریت، پیروتیت و کلینوپیروکسنیت	
۲,۸۵	بازالت		۴	پیریت، اسفالریت و کلینوپیروکسنیت	
۲,۸	بازالت بالشی		۳,۸۵	پیریت، پیروتیت و کلینوپیروکسنیت	
			۲,۵	دگرسانی های کلریتی - کوارتزی	

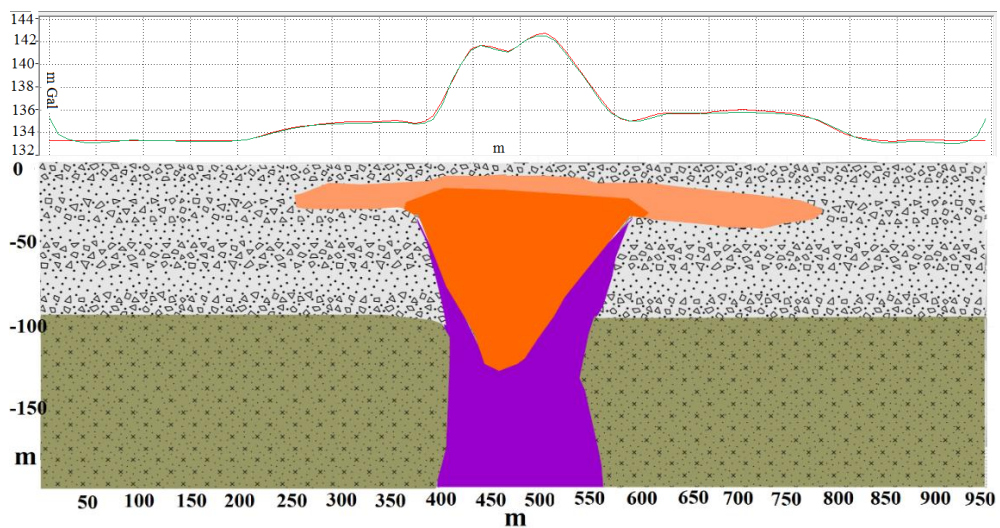
۳-۴ تهیه مدل مصنوعی کانسار سولفید توده ای تیپ Besshi

کانسار تیپ سولفید توده ای Besshi به همراه کانسارهای تخریبی یافت می شوند. با توجه به نحوه قرارگیری این کانسار در زیر زمین با توجه به شکل ۱-۵، این تیپ کانسار در نرم افزار Noddy با تعیین چگالی های متوسط رسم و یک پروفیل گرانی از آن تهیه شد. سپس این پروفیل در نرم افزارهای winGlink مدل مستقیم گرانی شد. جدول ۳-۳ راهنمای مدل سازی تیپ Besshi است.



X=5555 Y=3650 DIP=90 DIPDIR=90 PITCH=36 AZ=31.8° D=213

شکل ۳-۵: مدل مصنوعی تیپ Besshi و پاسخ بی‌هنجاری آن، (الف) بلوک زمین‌شناسی، (ب) مواد معدنی، (ج) شبکه داده‌ای بلوک (د) منحنی بی‌هنجاری تیپ Besshi در نرم‌افزار Noddy



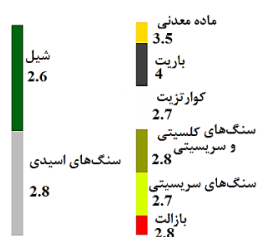
شکل ۳-۶: محاسبه مقدار اثر گرانی حاصل از توده روی پروفیل به دست آمده تیپ Besshi

جدول ۳-۳: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل مصنوعی تیپ Besshi

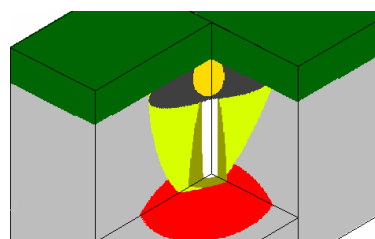
رنگ	نوع واحد	چگالی	رنگ	نوع واحد	چگالی
	پیروتیت، پیریت، کلینوپیروکسنیت	۲,۸۵		بازالت	۲,۷
	لاپه‌های شیلی و آرژلیتی	۲,۶۵		پیریت توده‌ای	۳,۲
	پیروتیت، پیریت، کلینوپیروکسنیت	۳,۵			

۳-۵ تهیه مدل مصنوعی کانسار تیپ kuroko

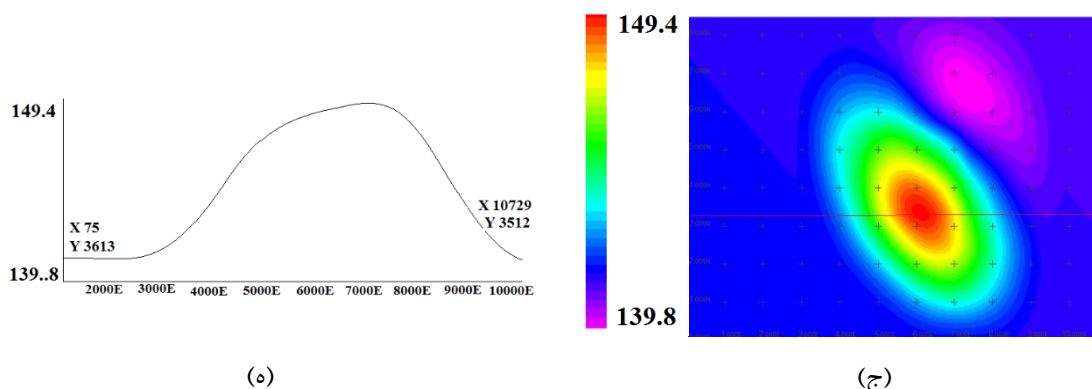
بر اساس شکل (۱-۶) که مدل زمین‌شناسی تیپ kuroko را نشان می‌دهد. مدل مصنوعی تهیه شده این تیپ کانسار آذرآواری‌های سیلیسی، مافیک و همچنین ویژگی‌های سولفید توده‌ای (۲۰) تا ۶۰ درصد سولفید، سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی، ذخیره عدسی شکل و کانی‌شناسی ساده) را به همراه دارد. مدل مصنوعی این کانسار ابتدا در نرم‌افزار Noddy ترسیم و پروفیلی در جهت بیشترین تغییرات زده شد. در ادامه، پروفیل انتخابی در نرم‌افزار winGlink، مدل‌سازی مستقیم شد و جدول ۳-۴ راهنمای این مدل می‌باشد.



(ب)

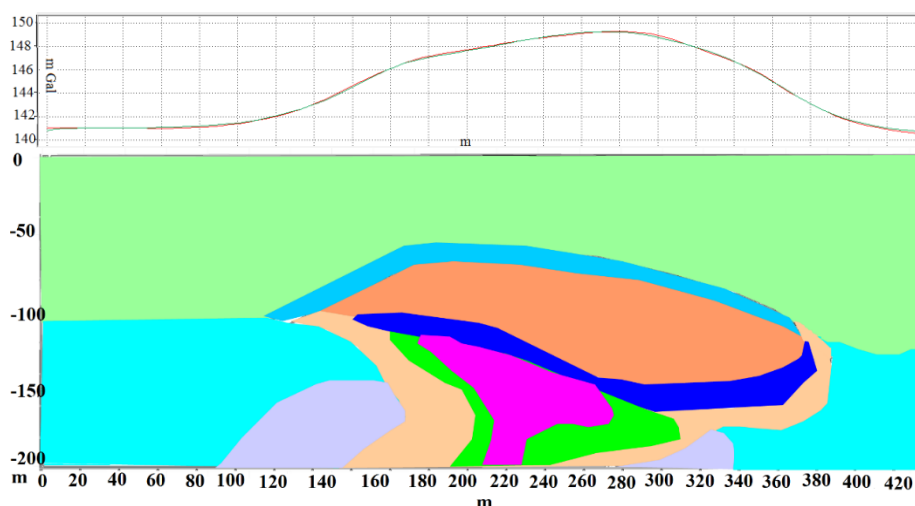


(الف)



شکل ۳-۷: مدل سازی تیپ kuroko ، (الف) کانسارهای سولفید توده ای، (ب) نوع وچگالی کانسارها، (ج) شبکه داده ها به همراه پروفیل در جهت بیشترین تغییرات، (د) بی هنجاری مشاهده شده

X=6190 y=3968 z=2698 Dip dir=36 Dip=29 Pitc13 X Axis=755 Y Axis=377 Z Axis= 3396 AZ=30° D=229



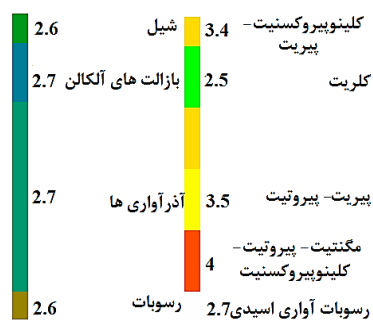
شکل ۳-۸: محاسبه مقدار اثر گرانی حاصل از توده روی پروفیل به دست آمده تیپ kuroko

جدول ۳-۴: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه تیپ kuroko

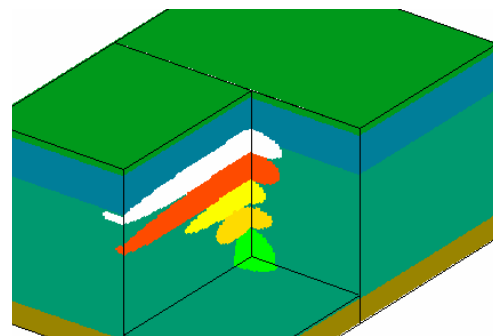
۲,۶۵	کوارتز کلریتی		۲,۷۵	بازالت	
۲,۷۲	سرسیت کلریتی		۳,۸	ماده معدنی	
۲,۸۰	سنگ های مافیک		۴	باریت	
۲,۶۸	کوارتز سرسیت		۲,۷۵	کربناتیت	
			۳	پریدوتیت	

۳-۶ تهیه مدل مصنوعی سولفید توده‌ای تیپ Bathurst

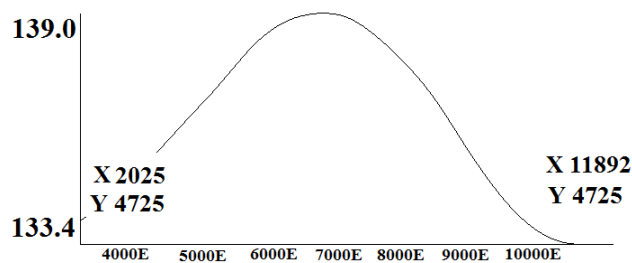
Bathurst ها، تیپ دیگری از سولفیدهای توده‌ای هستند که از رسوبات غنی می‌باشند. این تیپ کانسار دارای گرافیت، شیل و اگزالیت هستند (Gally et al, 2007). مدل مصنوعی مستقیم این تیپ کانسار بر مبنای شکل (۱-۷) در نرم‌افزار winGlink ترسیم و در نهایت (جدول ۳-۵) تهیه شده است.



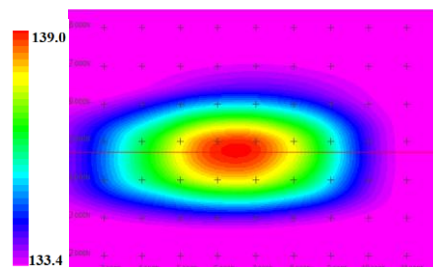
(ب)



(الف)



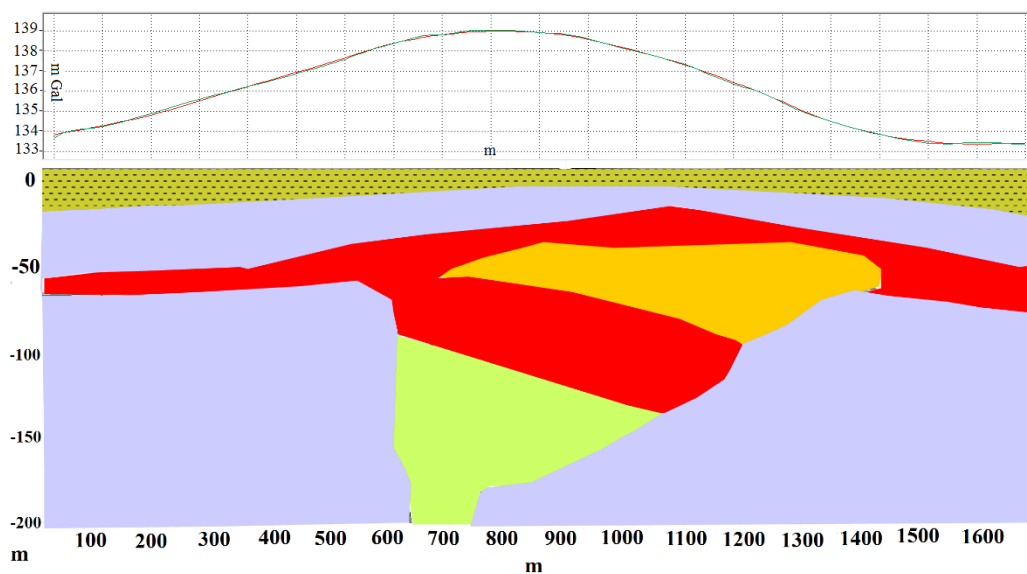
(د)



(ج)

شکل ۳-۹: مدل مصنوعی تیپ Bathurst: (الف) بلوک مدل ایجاد، (ب) پارامترهای فیزیکی، (ج) خصوصیات شبکه داده‌ای بی‌هنجاری حاصل از این مدل، (د) پروفیل به دست آمده از بلوک مدل

X=5237 Y=3968 Z=1745 Dip dir=0 Dip=70 Pitch=90 AZ=14.5° D=235



شکل ۳-۱۰ محاسبه مقدار اثر گرانی حاصل از توده روی پروفیل به دست آمده تیپ Bathurst

جدول ۳-۵: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه تیپ Bathurst

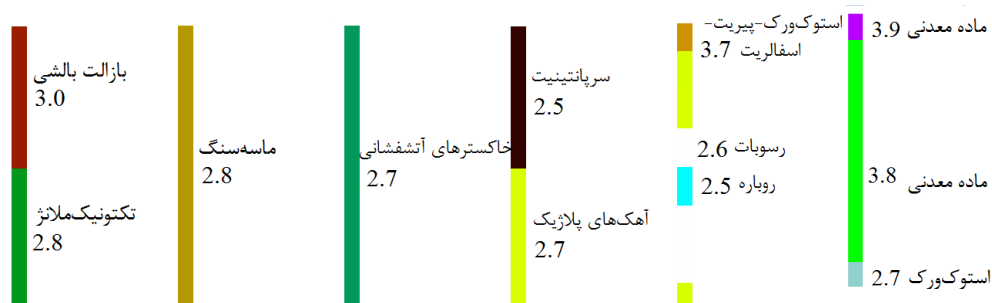
رنگ	نوع واحد	چگالی	رنگ	نوع واحد	چگالی
	شیل آرژلیتی	۲,۵۵		کاناسار اسیدی	۲,۶
	لایه ماده معدنی	۳,۵		فلسیک	۲,۷
	توده مواد معدنی	۴			

۳-۷ بلوک‌های ترکیبی سولفید توده‌ای و نحوه رسوب‌گذاری‌های مختلف

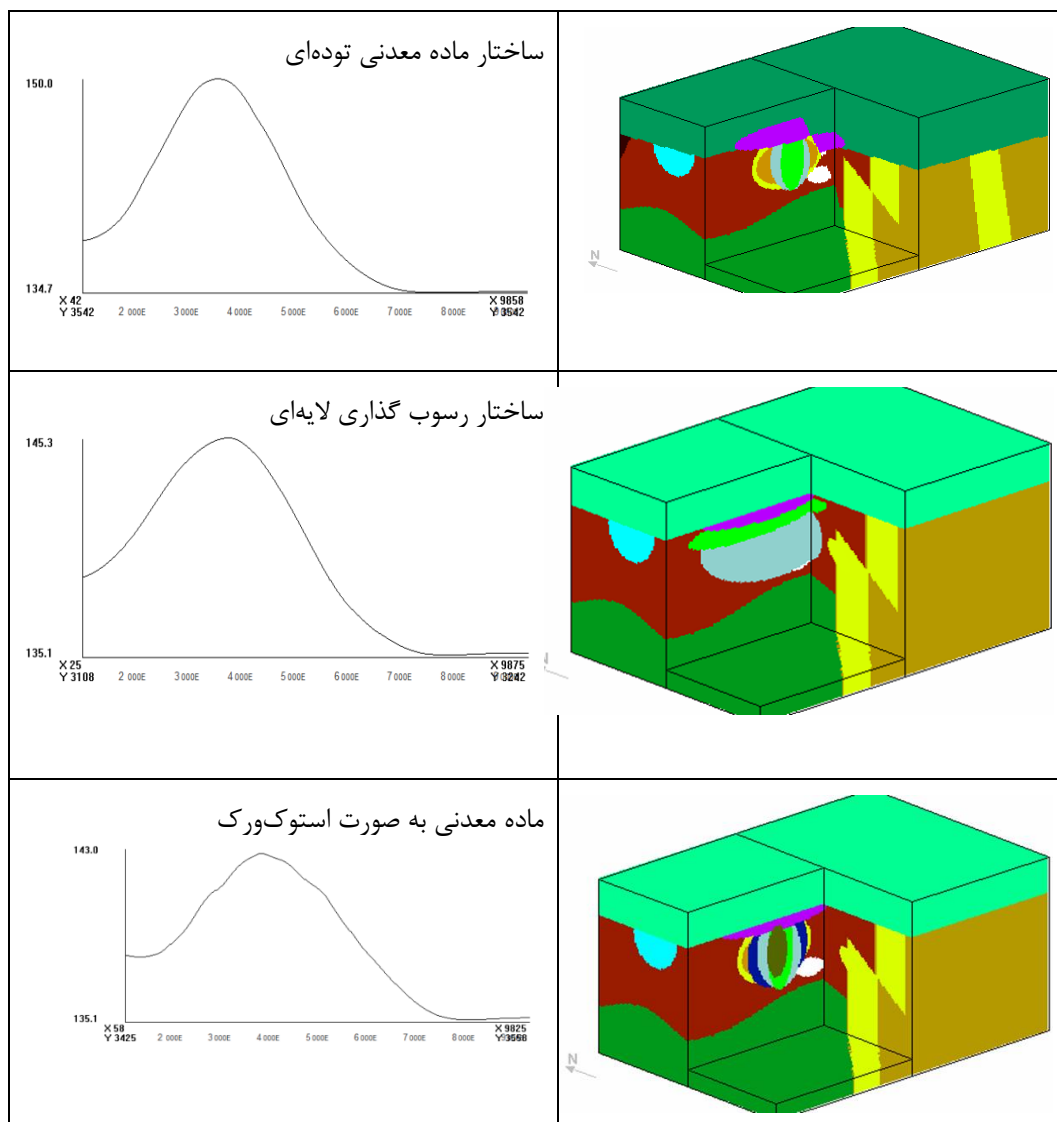
کانسار سولفید توده‌ای گرمابی یا دگرسانی، تغییر شکل‌هایی مانند چین‌خوردگی، گسل و یا برش را در خود حفظ می‌کند (Larg, 1992). در زمانی که شرایط تکتونیکی ضعیفی بر منطقه حاکم شود، امکان شکل‌گیری کانسار به صورت: صفحه‌ای، لایه‌ای، عدسی، برآمده، حالت‌های قیفی و استوک‌ورک، ایجاد می‌شود (slack, 2012).

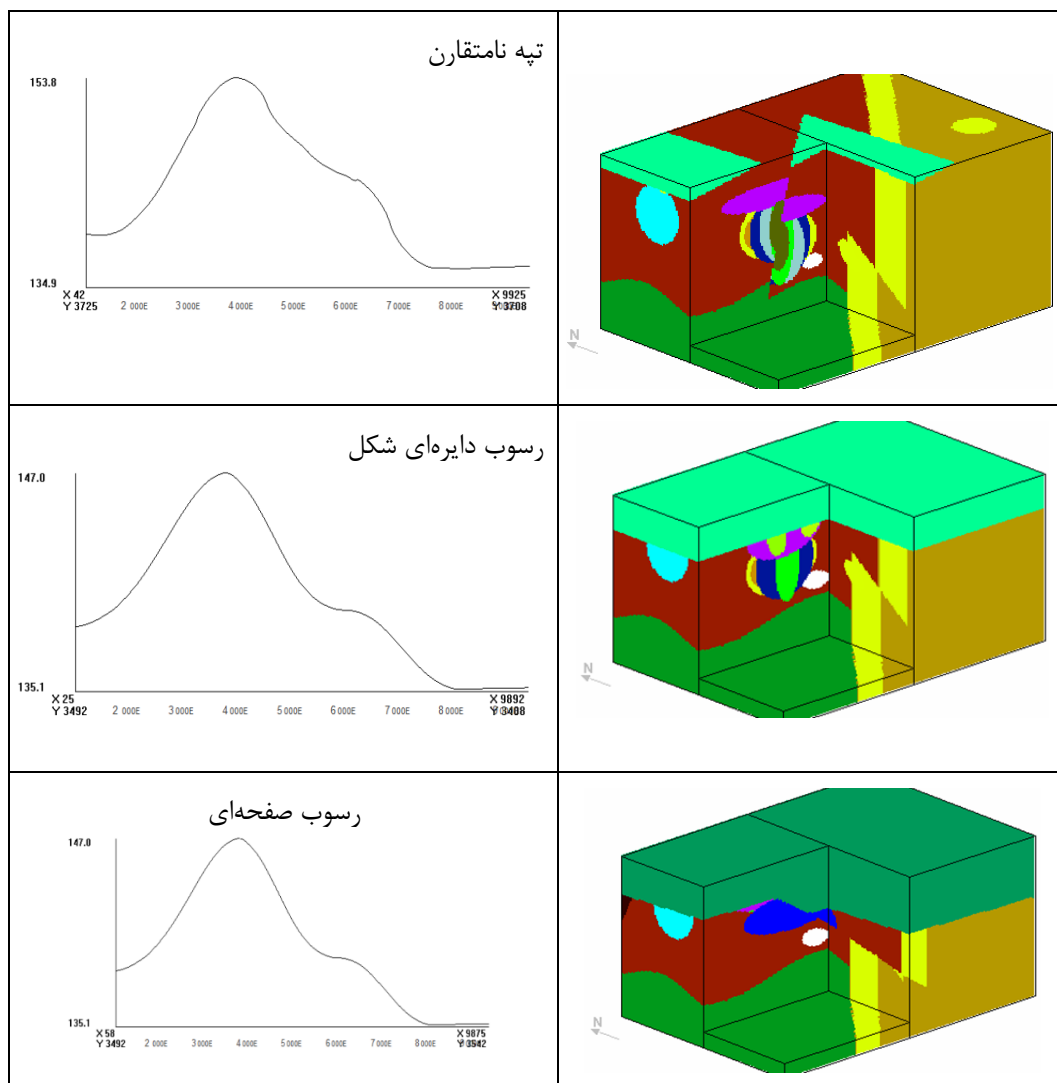
با استفاده از مشاهدات زمین‌شناسی و دستاوردهای تکتونیکی از منطقه، شکل‌های مختلف

رسوب ماده معدنی، حالت‌های مختلفی برای بلوک‌های زیر پیشنهاد می‌شود (شکل ۳-۱۱):



(الف)





(ب)

شکل ۳-۱۱: تنوع نوع رسوب‌گذاری سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی، (الف) راهنمای بلوک نهشتگی سولفیدهای توده‌ای، (ب) بلوک‌های مدل نهشتگی سولفیدهای توده‌ای به همراه پروفیل حاصل از بلوک‌ها

با استفاده از پیوست الف-۲ انواع رسوب‌گذاری‌های ماده معدنی توده‌ای در بلوک‌هایی که به طور اختیاری دارای چین، گسل‌های رورانده و ناپیوستگی‌هایی برای ساخت یک بلوک مصنوعی متناسب با انواع حالت‌های زمین‌شناسی، ساخته شد. فرادیواره با شیبی معادل 10.9° ، ناپیوستگی صفحه‌ای با شیب 31° ، گسل‌هایی با شیب 130° و چین‌خوردگی با دامنه‌هایی به میزان ۱۰۰۰ متر به صورت بلوک‌های مصنوعی ساخته شدند.

فصل چهارم

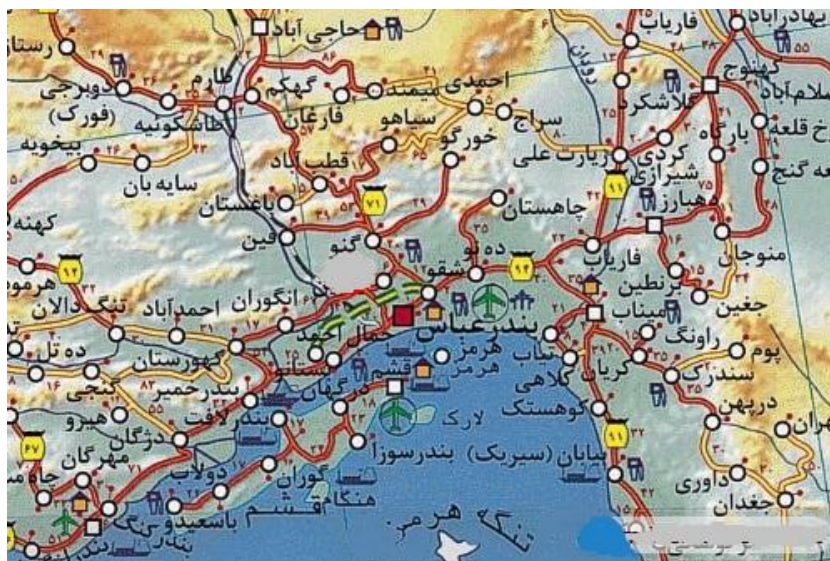
مدل سازی و تفسیر

داده‌های واقعی

گرانی سنجی

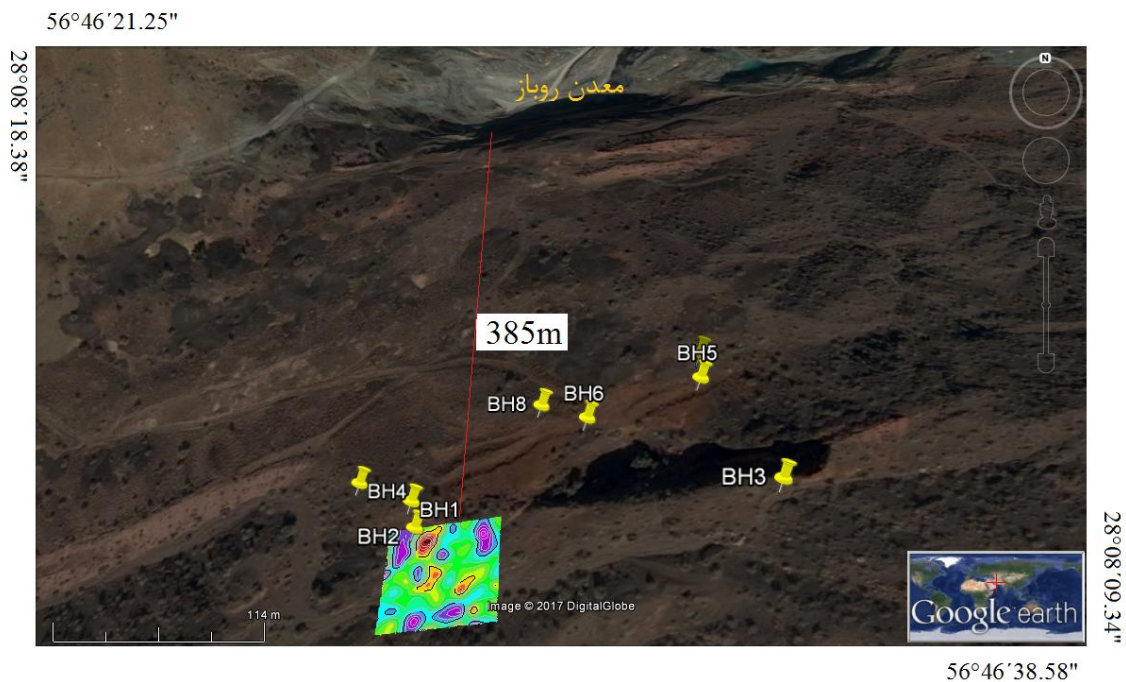
۴-۱. تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی معدن متروکه شیخ‌عالی

۴-۱-۱ زمین‌شناسی محدوده، معدن متروکه شیخ‌عالی و داده‌های برداشتی از این منطقه به لحاظ جغرافیایی، محدوده معدن متروکه شیخ‌عالی در مرز استان کرمان و هرمزگان واقع است. محدوده مورد نظر در بخشی از زون افیولیت ملانژ جنوب غرب ایران، در جنوب بافت و شرق حاجی آباد واقع است. شیخ‌عالی (حاجی‌آباد) روستایی از توابع بخش احمدی شهرستان حاجی‌آباد و در استان هرمزگان ایران است (شکل ۴-۱). این روستا در دهستان کوه‌شاه قرار دارد. از نگاه زمین‌شناسی و زمین‌شناسی ساختمانی، محدوده استان هرمزگان چند پهنه ساختاری رسوبی کاملاً متفاوتی را در بر دارد. نیمه باختری این استان ادامه جنوب خاوری بلندی‌های زاگرس است که انباشته‌هایی از ذخایر هیدروکربوری دارد در حالی که در نیمه خاوری (مکران) به لحاظ داشتن پی سنگ اقیانوسی (مجموعه‌های افیولیتی) که به طور عموم، بخش برآمده و رانده شده گوشته بر روی پوسته است حاوی مواد معدنی خاص از نوع مس توده‌ای، کرومیت پلاتین و تیتان است. گوشه شمال خاوری استان، از نوع محیط‌های حاشیه قاره است که عملکرد توأم فعالیت‌های دینامیکی و حرارتی، توانسته با افزایش پتانسیل معدنی نظیر طلا، کوارتز رگه‌ای و کانسارهای نوع اسکان، همراه باشد. محدوده شیخ‌عالی در بخشی از زون افیولیت ملانژ جنوب غرب ایران، در جنوب بافت و شرق حاجی آباد واقع است. زون مذکور با امتداد شمال غرب، جنوب شرق به موازات تراس زاکرس از شمال غرب به افیولیت ملانژهای ترکیه، سوریه و قبرس و از جنوب شرق به افیولیت‌های عمان منتهی می‌شود (جوادی‌پور، منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۹). در بخش شمال حاجی‌آباد تصادم صفحات و به ویژه جای گیری توده‌های گرم سبب گردیده تا جدا از دگرشکلی‌های پیچیده، سنگ‌ها عموماً دگرگون و متبلور باشند از همین رو، سنگ‌های ساختمانی و تزئینی کیفیت بسیار خوبی دارند (کریم‌پور، ۱۳۸۴).



شکل ۴-۱: موقعیت جاده‌ای حاجی‌آباد نسبت به بندرعباس (کتابچه نقشه راه‌های ایران- راه و ترابری)

محدوده معدن متروکه شیخ‌عالی در طول جغرافیایی $28^{\circ}09'$ شمالی واقع شده است. در این منطقه کانی‌سازی عموماً به صورت آثار اکسیدی کانی‌های سولفیدی بوده و سولفیدها به جزء در موارد معدودی در سطح قابل مشاهده نیستند. پاراژنز کانه در نمونه‌های دستی مربوط به بخش‌های سطحی زون کانه‌دار عمدتاً پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت می‌باشد که کانی‌های سولفیدی از حاشیه‌ی بلورها به میزان زیادی توسط اکسیدهای آبدار آهن (گوتیت و لیمونیت) و به میزان کمتر اکسیدهای مس جانشین شده‌اند. آثار مالاکیت نیز در برخی از نقاط این زون و به میزان کم به چشم می‌خورد. به طور کلی در معدن متروکه شیخ‌عالی پاراژنز ساده پیریت، کالکوپیریت، اسفالریت، کوولیت، بورنیت، مس طبیعی و اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود. آثار کانی‌سازی به صورت جزئی در برخی از نقاط محدوده واحد بازالتی، دیده می‌شود. آغستگی‌های مالاکیتی، اکسیدهای آهن آبدار، اکسیدهای مس و به میزان بسیار کمتری آزوریت در زمینه قطعات بالشی و یا در حاشیه سرد شده آن‌ها دیده می‌شود. مناطق کانه‌دار سیلیسی حدود ۱ درصد و بازالت‌های کانه‌دار حدود ۰,۵ درصد مس دارند (منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۷). شکل ۴-۲ محدوده برداشت گرانی‌سنجی معدن شیخ‌عالی را در نرم‌افزار Google earth به نمایش می‌گذارد.



شکل ۴-۲: بررسی محدوده برداشت داده‌های گرانی‌سنجی و گمانه‌ها در نرم‌افزار Google earth

واحدهای سنگی این زون را با توجه به نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ حاجی‌آباد می‌توان به دو بخش افیولیتی و ملانژی تقسیم نمود. بخش افیولیتی شامل سنگ‌های دونیتی، هارزبورژیت، ورلیت، پیروکسنیت و گابرو لایه‌ای می‌باشد (منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۷). سبزه‌ای (۱۳۶۷) سن این واحد را به پالئوزوئیک زیرین نسبت می‌دهد. بخش ملانژی (آمیزه‌ای رنگین)^۱ شامل گدازه‌های بالشی بازالتی، سنگ‌های دیابازی، آهک‌های پلاژیک و رسوبات فلیشی می‌باشد. در بیشتر نقاط در این ناحیه آمیختگی واحدها بسیار شدید بوده طوری که سنگ‌های دگرگونی مربوط به زون سنندج سیرجان، سرپانتنیت‌ها، گلوکوفان شیست‌ها و واحدهای مربوط به آمیزه رنگین به صورت مخلوط در هم آمیخته‌ای به نام تکتونیک ملانژ دیده می‌شوند. عمدتاً روند و امتداد آهک پلاژیک صورتی و قرمز رنگ می‌باشد که حداکثر حجم کارهای قدیمی نیز در همین امتداد صورت گرفته است (جوادی‌پور و منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۹).

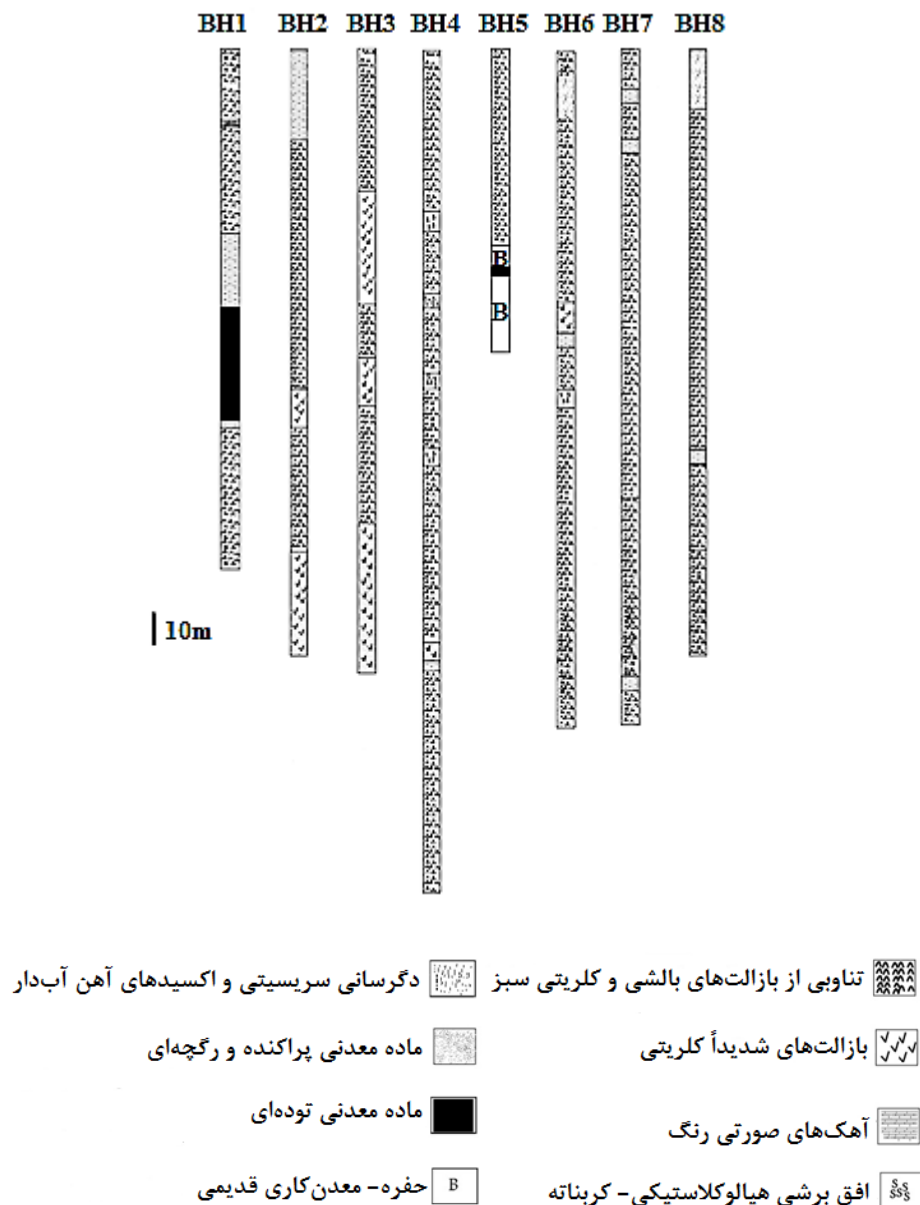
¹ Coloured melang

از مطالعات ژئوفیزیکی صورت گرفته، مجموعاً تعداد ۲۵ نقطه جهت حفاری پیشنهاد و با بررسی های انجام شده در ۱۶ نقطه حفاری صورت گرفت (جوادی پور و منظمی میرعلیپور، ۱۳۸۱)؛ اما محدوده برداشت های گرانی سنجی نزدیک به ۸ گمانه (جدول ۴-۱) موجود در (شکل ۴-۲) است و داده های گرانی سنجی نزدیک به گمانه های دیگر برداشت نشده است. معیارهای مورد استفاده جهت تعیین نقاط حفاری عمدتاً نتایج بدست آمده از مطالعات ژئوفیزیکی بوده که با برخی داده های زمین شناسی، نظیر روند و امتداد واحد آهک پلاژیک صورتی و قرمز رنگ و افق چرتی قرمز تا قهوه ای رنگ، تلفیق شده است. تمامی نقاط پیشنهاد شده جهت حفاری، عمود (یا نزدیک به عمود) بر امتداد این افق آهکی در نظر گرفته شده است.

جدول ۴-۱: مختصات گمانه ها و عمق حفاری آن ها (جوادی پور و منظمی میرعلیپور، ۱۳۸۱)

شماره گمانه	مختصات جغرافیایی X	مختصات جغرافیایی Y	امتداد	زاویه انحراف از قائم	عمق نهایی (متر)
BH ₁	۵۶.۴۶.۳۱,۰۲	۲۸.۰۸.۱۳,۲۷	۱۴۰	۱۶	۱۴۰
BH ₂	۵۶.۴۶.۳۱,۱۳	۲۸.۰۸.۱۲,۷۹	۱۴۰	۱۸	۱۶۴
BH ₃	۵۶.۴۶.۳۶,۹۶	۲۸.۰۸.۱۲,۶۲	۱۰	۱۳	۱۷۰
BH ₄	۵۶.۴۶.۳۰,۰۱	۲۸.۰۸.۱۳,۷۴	۱۸۰	۱۵	۲۳۰
BH ₅	۵۶.۴۶.۳۶,۰۸	۲۸.۰۸.۱۴,۷۴	۱۸۰	۱۵	۸۵
BH ₆	۵۶.۴۶.۳۴,۱	۲۸.۰۸.۱۴,۳۲	۱۸۰	۱۵	۱۸۴
BH ₇	۵۶.۴۶.۳۶,۱۳	۲۸.۰۸.۱۵,۲۲	۱۸۰	۱۴	۱۹۱
BH ₈	۵۶.۴۶.۳۳,۳	۲۸.۰۸.۱۴,۷۰	۱۰۰	۱۷	۱۶۴

مطالعه و بررسی‌های کانی‌شناسی و آنالیز عناصر مغزه‌ها و همچنین نمونه‌گیری از آن‌ها جهت تهیه مقطع نازک و صیقلی، بعد از گمانه‌زنی محدوده، صورت گرفت و نتایج آن در (شکل ۳-۴) نشان داده شده است (جوادی‌پور و منظمی‌میرعلیپور، ۱۳۸۱).



شکل ۳-۴: مغزه‌های به دست آمده از گمانه‌های معدن متروکه شیخ‌عالی (جوادی‌پور و منظمی‌میرعلیپور، ۱۳۸۱)

رسوب‌گذاری در افیولیت کلریت ملانژها، در پیچیدگی‌های زون فشارشی جنوب‌شرقی زاگرس قرار دارد. واحدهای سنگی محدوده معدنی به طور عمده از گدازه‌های بالشتی، دیاباز، آهک‌های

پلاژیک، چرت‌های رادیولاریتی، ماسه‌سنگ‌های آهکی و گریواک‌های کرتاسه فوقانی تشکیل می‌یابند. این واحدها به طور محلی روند شرقی- غربی داشته و با مرز گسله به صورت قطعات و بلوک‌هایی در بین سرپانتینیت و دیگر سنگ‌های اولترابازیک مانند دونیت و هارزبورژیت قرار می‌گیرند. سنگ درونگیر ماده معدنی که به طور مستقیم میزبان افق کانه‌دار است یک افق سیلیسی گوتیتی قهوه‌ای تا قرمز رنگ است. افق سیلیسی کانه‌دار به صورت چینه‌سان در بین آهک‌های پلاژیک قرار دارد. این آهک‌ها به نوبه خود توسط گدازه‌های بازالتی بالشتی در بر گرفته شده‌اند. دگرسانی از نوع کلریتی و پروپیلیتی در سنگ‌های بازالتی در برگیرنده کانسار مشاهده می‌گردد. ژئومتری ماده معدنی لایه‌ای و عدسی شکل و هم‌خوان با لایه‌بندی آهک‌های پلاژیک و گدازه‌های بازالتی بالشتی می‌باشد. مطالعات ژئوشیمیایی ارتباط بسیار خوبی را بین مس و روی در بخش‌های مختلف افق کانه‌دار نشان می‌دهد. نتایج حاصل از مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی، دگرسانی و پاراژنز کانی‌ها، نشانگر آن است که کانسار مس شیخ عالی را می‌توان به عنوان یک کانسار سولفید توده‌ای نوع قبرس (وابسته به افیولیت) معرفی نمود که در آن تشکیل کانه، هم‌زمان با شکل‌گیری و ته‌نشینی سنگ‌های در برگیرنده و در نتیجه فعالیت اگزالاتیو و بخارات حاصل از ولکانیسم زیردریایی بوده است. ماده معدنی اکسیدی با رنگ‌های قرمز تیره تا قهوه‌ای در محدوده مورد مطالعه دیده می‌شوند. همچنین مالاکیت، آزوریت و ماتریکسی از ماده معدنی در برخی از مناطق مشاهده شده است. عدسی‌های ماده معدنی سولفیده توده‌ای به حالت غیر ممتد دیده می‌شوند. ضخامت این عدسی‌ها متفاوت است و از هفتاد سانتی‌متر تا هشت و نیم متر می‌رسد (منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۷).

واحدهای زمین‌شناسی در گستره کانسار شامل گدازه‌های بازالتی اسپیلیتی با ساخت بالشتی، سنگ‌های دیابازی، آهک‌های پلاژیک، چرت‌های نواری رادیولارین و ماسه‌سنگ‌های کربناته می‌باشند. این مجموعه سنگی با مرز گسله بین سرپانتینیت‌ها و سنگ‌های اولترامافیک قرار دارد. در محدوده باغ چنار و احمدآباد گسترش آهک‌های پلاژیک بسیار کم بوده و واحدها بیشتر شامل گدازه‌های بازالتی بالشتی با میان لایه‌های از رادیولاریت‌ها و چرت‌های نواری است (جوانشیر و همکاران، ۱۳۸۵).

با توجه به تداوم و گسترش این ملانژها در خارج از مرزهای کشور، شمال غرب به افیولیت ملانژهای ترکیه و کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ قبرس، و همچنین شناسایی و گزارش این تیپ کانسارها در مناطق دیگر مانند قزل‌داش در خوی و رمشک در جنوب جازموریان می‌توان این کانسار را به کانسارهای سولفید توده‌ای تیپ قبرس نسبت داد. معیارهای زمین‌شناسی جهت تعیین نقاط حفاری عمدتاً امتداد آهک پلاژیک صورتی و قرمز رنگ می‌باشد که حداکثر حجم کارهای قدیمی نیز در همین امتداد صورت گرفته است (منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۷). از ۱۲۱ داده گرانی‌سنجی به منظور اکتشافات دقیق‌تر در محدوده اکتشافی عدسی‌های سولفید توده‌ای در مناطق مستعد بهره برده شد.

واحدهای سنگی که از روی مغزه‌های حاصل از حفاری برداشت شده به شرح زیر می‌باشند (جوادی‌پور و منظمی میرعلیپور، ۱۳۷۷)

BH₁: ۴۶ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی واجد حفره و رگچه‌های سفید کلسیتی و ضخامت‌های کمتری از بازالت‌های درشت بلور کلریتی و سبز رنگ. ۴ متر افق برشی هیالوکلاستیکی و کربناته. ۱۷ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی واجد حفره و رگچه‌های سفید کلسیتی و ضخامت‌های کمتری از بازالت‌های درشت بلور کلریتی و سبز رنگ که علاوه بر ساخت بالشی ساخت‌های آبله‌ای نیز در سطح قطعات بالشی کاملاً مشهود است. ۴ متر افق برشی هیالوکلاستیکی و کربناته. ۱۸ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی واجد حفره و رگچه‌های سفید کلسیتی و ضخامت‌های کمتری از بازالت‌های درشت بلور سبز کلریتی. ۴ متر افق برشی هیالوکلاستیکی و کربناته. ۱۷ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی واجد حفره و رگچه‌های سفید کلسیتی و یک باند آهک صورتی رنگ با ضخامت ۳۰ سانتی‌متر و ضخامت کمتری از بازالت‌های سبز کلریتی. ۴ متر افق برشی هیالوکلاستیکی و کربناته.

۴۷ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی واجد حفره و رگچه‌های سفید کلسیتی و ضخامت‌های کمتری از بازالت‌های سبز کلریتی که در بخش‌های پایین‌تر کم و بیش حاوی

پیریت و به میزان کمتر کالکوپیریت دانه پراکنده می‌باشد. ۵ متر بازالت‌های شدیداً کلریتی و سبز رنگ که حاوی کانی‌های پیریت و به میزان کمتر کالکوپیریت دانه پراکنده و رگچه‌ای می‌باشند. ۲ متر آهک کرم تا صورتی رنگ پلاژیک حاوی رگچه‌های کلسیتی سفید رنگ. ۶۲ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی واجد حفره و رگچه‌های سفید کلسیتی وضخامت‌های کمتری از بازالت‌های درشت بلور سبز کلریتی است.

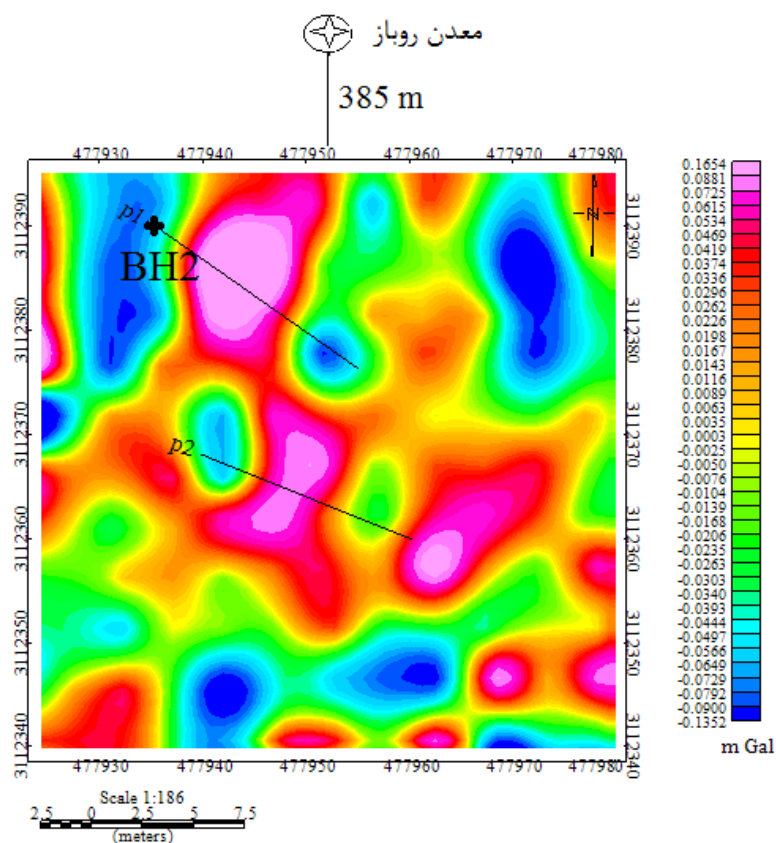
نقطه برداشتی BH₂: واحدهای سنگی موجود در مغزه‌های حاصل از این حفاری به شرح زیر می‌باشد: ۲۴ متر آهک شیلی کرم تا صورتی رنگ پلاژیک حاوی رگچه‌های سفید کلسیتی، این آهک‌ها در اعماق ۲۰ متری واجد رگچه‌های اکسید و هیدروکسید آهن قهوه‌ای رنگ می‌باشند. ۶۷ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی و ضخامت‌های کمتر از بازالت‌های درشت بلور و دیابازهای کلریتی سبز رنگ هستند. بازالت‌های اسپیلیتی واجد حفره و رگچه‌های کلسیتی سفیدرنگ می‌باشند، مقدار حفره‌ها و رگچه‌ها متناوباً تغییر می‌نماید، حفره‌ها غالباً توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت پر شده‌اند. ۱۰ متر بازالت‌های درشت بلور و دیابازهای سبز رنگ که متأثر از آلتراسیون شدید کلریتی و به مقدار کمتر اپیدوتی و سرپانتینیتی می‌باشند. ۳۵ متر تناوبی از بازالت‌های اسپیلیتی سیاه‌رنگ با ساخت بالشی واجد حفره و رگچه‌های پر شده توسط کلسیت و ضخامت‌های کمتر از بازالت‌های سبز کلریتی، میزان حفره‌ها و رگچه‌ها نسبت به بخش‌های قبلی کمتر می‌باشد. ۲۸ متر بازالت‌های درشت بلور و دیابازهای سبز رنگ شدیداً آلتره شده، (آلتراسیون عمدتاً از نوع کلریتی و سرپانتینیتی می‌باشد). در این بخش پیریت، به مقدار کمتر و کالکوپیریت به صورت دانه پراکنده و گاهی متمرکز دیده می‌شود. در این توضیحات افق و عمق رسوبات آهکی پلاژیک بسیار پر اهمیت است.

۴-۱-۲ تصحیح داده‌های معدن شیخ‌عالی

چندین عامل خارجی، مانند ارتفاعات اطراف، عرض جغرافیایی محل، اثرات جذر و مدی، مشکلات دستگاهی و شبکه برداشت نامناسب، بر مقادیر خوانده شده از دستگاه اثر می‌گذارند. از این رو، داده‌های خام اولیه باید مورد تصحیح قرار بگیرند تا پاسخ درست و صحیحی از کانسارهای زیر سطحی با استفاده از اختلافات چگالی به دست آید. محدوده و شبکه برداشت داده‌های گرانی‌سنجی در (شکل ۴-۴) ترسیم شده است. ۱۱ خط پروفیل برداشتی در جهت عمود بر برداشت‌های قبلی ژئوفیزیکی و گمانه‌های موجود، زده شده است. تصحیحات رانه، هوای آزاد، بوگه و عرض جغرافیایی بر آن‌ها اعمال گردیده است در نتیجه عوامل خارجی ایجاد کننده خطا و نوفه به میزان مناسبی حذف و کاهش یافته و مناسب برای اعمال فیلتر و تفسیر، مناسب شده است.

۴-۱-۳ بی‌هنجاری بوگه، ناحیه‌ای و محلی

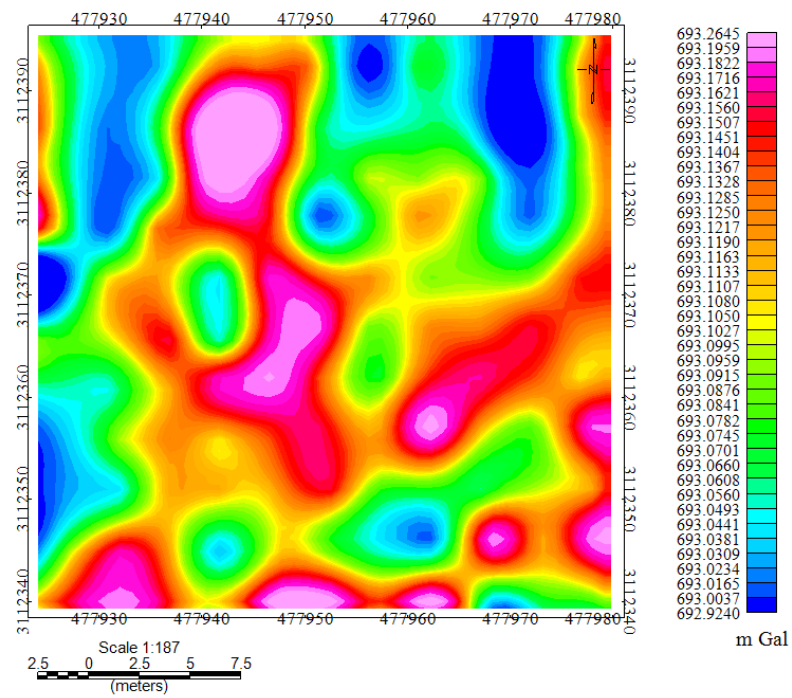
در مطالعات اکتشافی، هدف تشخیص منابع محلی است که به این منظور بایستی بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای به طریقه مناسبی از روی داده‌های بی‌هنجاری بوگه (شکل ۴-۴) حذف شوند تا با دستیابی به بی‌هنجاری مربوط به منشاء به توان اطلاعات اکتشافی مورد نظر را به دست آورد. مقادیر بی‌هنجاری که پس از حذف بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای به دست می‌آید، گرانی بازماند نامیده می‌شود که نشان‌دهنده تغییرات مربوط به منابع محلی با تباین چگالی مشخص، نسبت به سنگ میزبان است. عمل جداسازی این بی‌هنجاری‌ها با اعمال فیلترهای مناسب، صورت می‌پذیرد. به این ترتیب برای تفسیر داده‌های بی‌هنجاری بوگه در راستای شناخت منابع مورد نظر، نیاز به فیلترهای گسترش میدان به سمت بالا و پایین، مشتقات افقی و قائم و فیلتر روند سطح، وجود دارد (نوروزی، ۱۳۸۸). این فیلترها در ادامه آمده و نتیجه اعمال هر کدام از این فیلترها تشریح داده شده است.



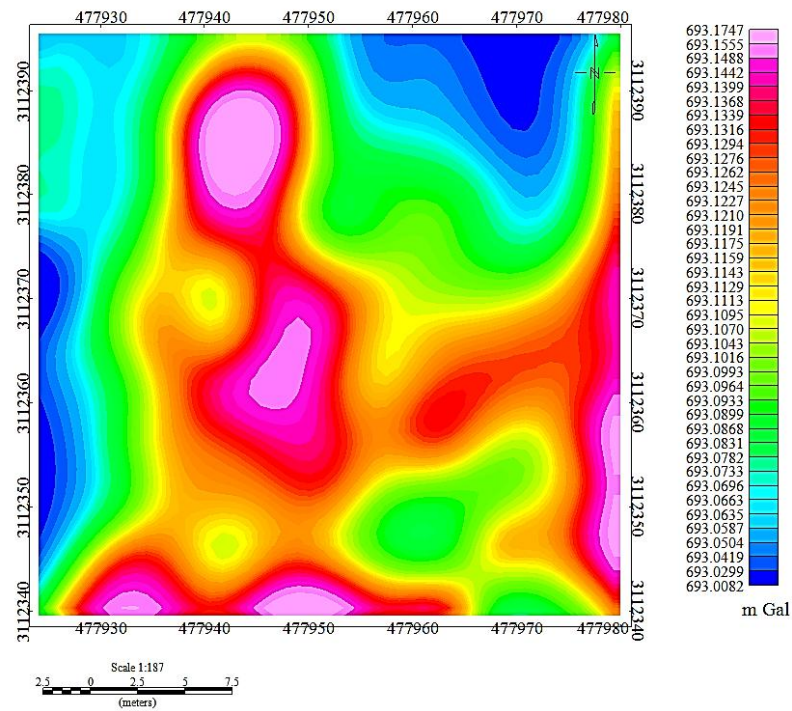
شکل ۴-۴: نقشه محل برداشت گرانی به همراه محل گمانه معدن متروکه شیخ عالی

الف: اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا

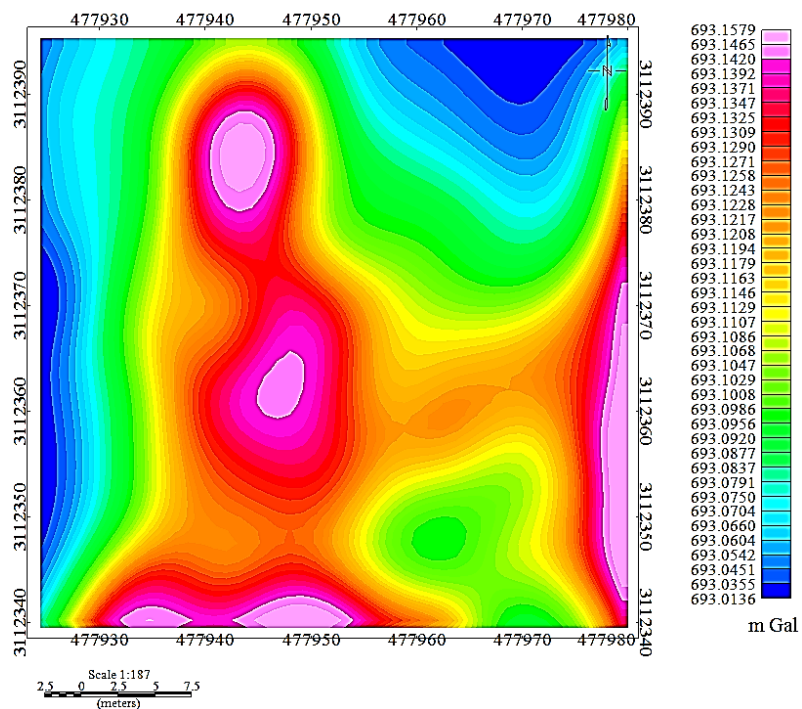
این روش میدان پتانسیل اندازه‌گیری شده در یک سطح را به یک سطح ثابت دیگر، تبدیل و اندازه‌گیری می‌کند. با استفاده از این فیلتر بی‌هنجاری‌های عمیق نسبت به بی‌هنجاری‌های کم‌عمق برجسته می‌شوند (شکل ۴-۵) (بلیکلی، ۱۹۹۶). در برداشت داده‌ها از فاصله پروفیلی و ایستگاهی ۵ متری، استفاده شده است.



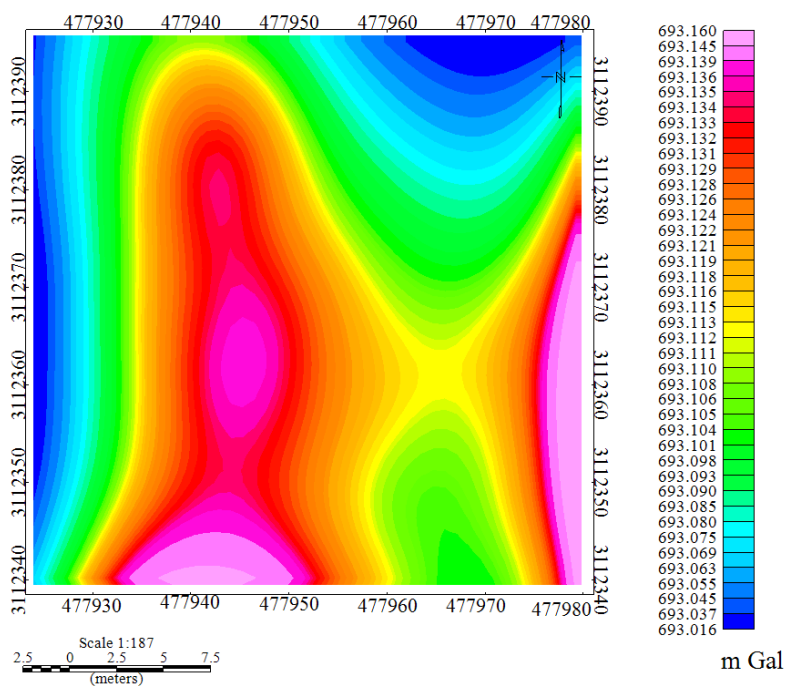
(الف)



(ب)



(ج)



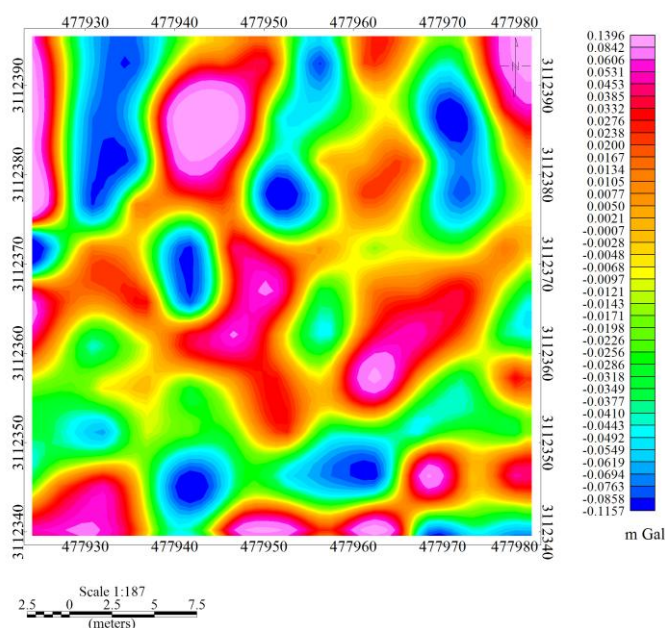
(د)

شکل ۴-۵ نقشه (الف) اعمال فیلتر گسترش به سمت بالا ۱ متری، (ب) گسترش به سمت بالا ۳ متری، (ج) گسترش به سمت بالا ۵ متری، (د) گسترش به سمت بالا ۱۰ متری معدن متروکه شیخ عالی

از نقشه بوگه کامل روند شمالی- جنوبی ماده معدنی و همچنین تغییر جهت ماده معدنی به سمت شمال قابل مشاهده است. گسترش میدان به سمت بالا مشخص کننده کم عمق بودن بی هنجاری ها در قسمت چپ نقشه بوده که با اعمال این فیلتر عمقی کمتر از ۲ متر برای آنها تشخیص داده شده است. همچنین توده ی بی هنجاری را در جنوب و شرق منطقه در عمق های بیشتری، مشخص می کند. در این نقشه، وجود ۲ توده عدسی شکل تشخیص داده شده است. در گسترش میدان به سمت بالا در ارتفاع ۱۰ متری به خوبی جهت تمایل ماده معدنی به سمت جنوب، غنی شدگی ماده معدنی در قسمت پایینی و شرق نقشه و همچنین یکسان بودن منشاء بی هنجاری ها، مشخص است.

ب: اعمال فیلتر باقی مانده گسترش میدان به سمت بالا

اگر نقشه حاصل از فیلتر گسترش میدان به سمت بالا که از بی هنجاری های عمیق منطقه ای ساخته شده است از نقشه بوگه کامل کم شود؛ باقی مانده، همان بی هنجاری های محلی است که در عمق های نزدیک به سطح قرار گرفته اند (شکل ۴-۶).

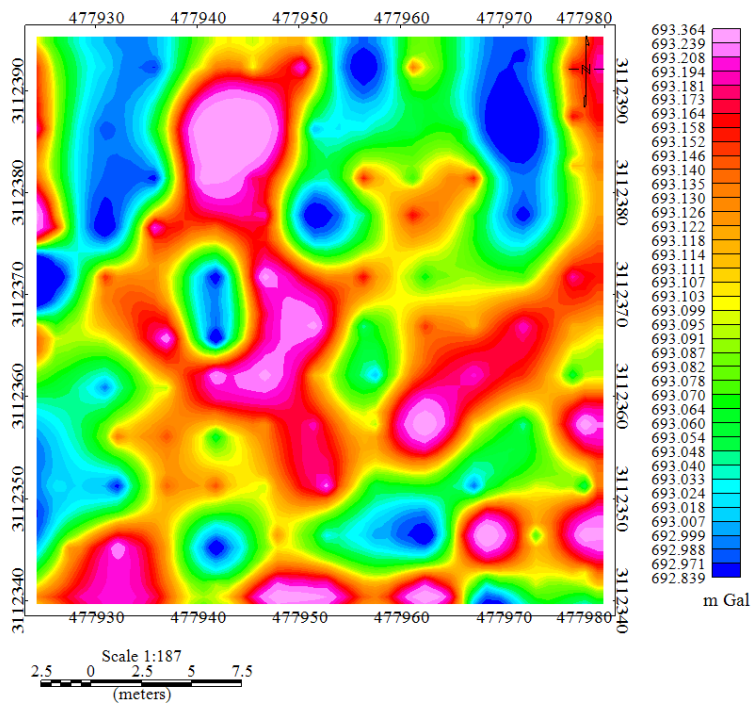


شکل ۴-۶: نقشه باقی مانده گسترش میدان به سمت بالا سطح ۱۰ متری معدن متروکه شیخ عالی

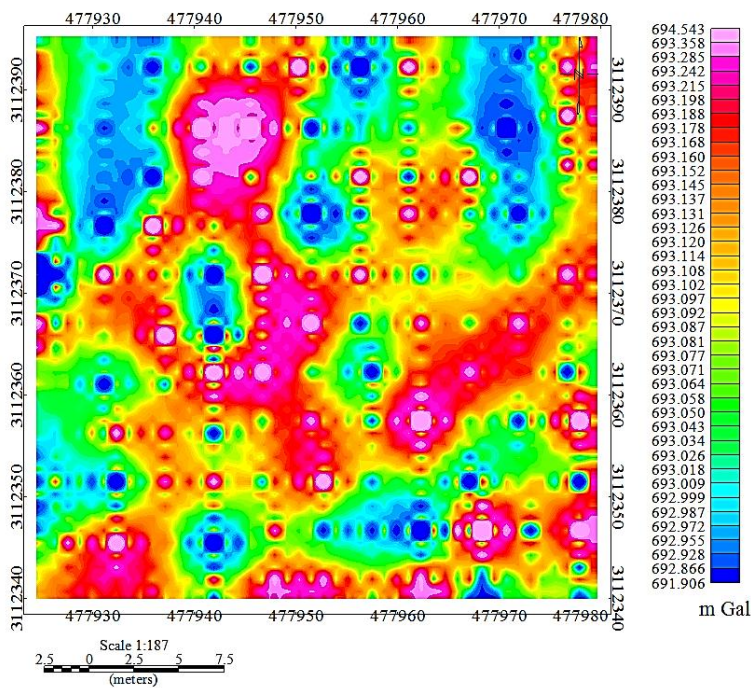
این فیلتر مناطق غنی از ماده معدنی را به خوبی برجسته می‌کند و به صورت محاسباتی، حاصل تفریق گرانی مشاهده‌ای از گرانی منطقه‌ای است در نتیجه بی‌هنجاری‌های محلی به صورت واضحی در آن دیده می‌شود. این فیلتر با فیلتر روند سطح سوم تطابق خوبی دارد.

ج: اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت پایین

در این روش مقادیر به دست آمده از یک سطح مشخص (به طور معمول سطح زمین) به سطح پایین‌تری انتقال داده می‌شود که با نزدیک شدن به منابع بی‌هنجاری اولاً شدت میدان افزایش می‌یابد؛ دوماً بی‌هنجاری گرانی که به طور معمول نسبت به ابعاد منبع ایجاد آن از گسترش بیشتری برخوردار است؛ با نزدیک شدن به منبع بی‌هنجاری، از گسترش آن کاسته و در نتیجه به ابعاد واقعی منشاء نزدیک‌تر می‌شود. اگرچه با انتقال داده‌های گرانی به سطح پایین‌تر، علاوه بر تقویت بی‌هنجاری‌های محلی، بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای هم تقویت می‌شوند؛ اما به طور معمول تقویت بی‌هنجاری‌های محلی از شدت بیشتری برخوردار بوده و در نتیجه اغلب جداسازی بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای با این روش امکان‌پذیر است. از دید طیفی روش گسترش میدان به سمت پایین، در واقع نوعی تقویت فرکانس‌های بالا نسبت به فرکانس‌های پایین است (شکل ۴-۷) (نوروزی، ۱۳۸۸).



(الف)



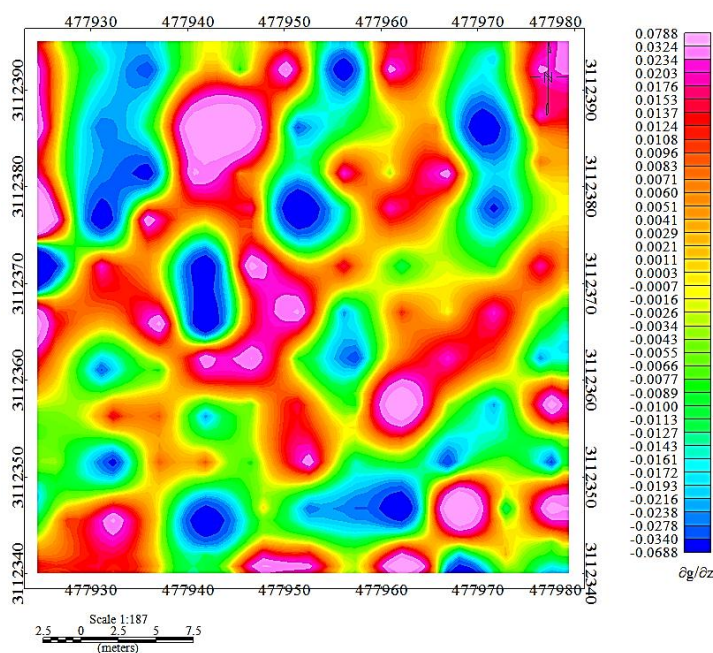
(ب)

شکل ۴-۷: نقشه (الف) گسترش میدان به سمت پایین ۱ متر، (ب) نقشه گسترش میدان به سمت پایین ۲ مترمعدن متروکه شیخ‌عالی

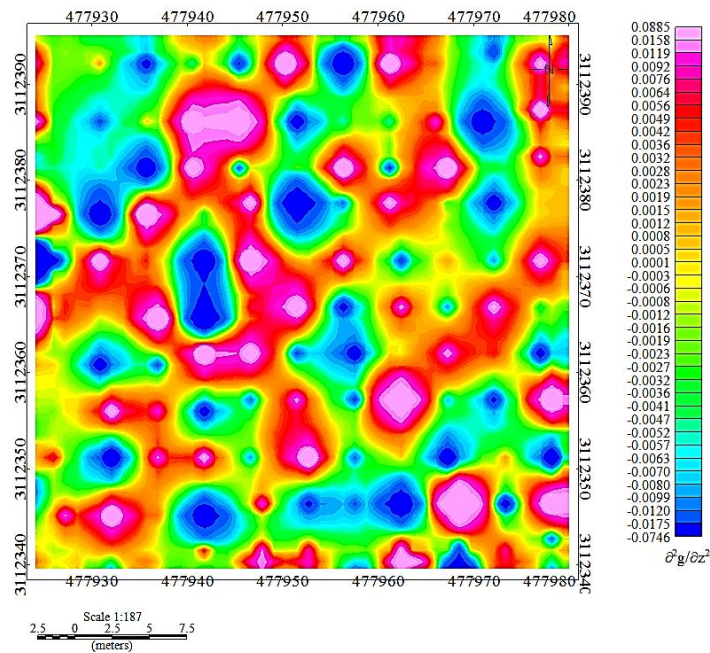
نقشه گسترش میدان به سمت پایین درجه ۱ بی‌هنجاری‌های سطحی را از بی‌هنجاری‌های زمینه جدا می‌کند. نقشه گسترش میدان به سمت پایین درجه ۲ با نویزهای زیادی همراه است و در نتیجه تفکیک بی‌هنجاری مناسبی برای اکتشاف ماده معدنی، حاصل نمی‌شود. اما تا حدودی بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای را نشان می‌دهد. عمق بی‌هنجاری‌ها با فیلتر گسترش میدان به سمت بالا به اثبات می‌رسد زیرا فیلتر گسترش میدان به سمت بالا، بی‌هنجاری‌های عمیق را مشخص می‌کند.

د: اعمال فیلتر روش مشتق قائم

بی‌هنجاری منطقه‌ای از تغییرات یکنواخت‌تری نسبت به بی‌هنجاری‌های محلی برخوردار هستند و بنابراین تابع آن، درجه کمتری نسبت به تابع بی‌هنجاری محلی دارد. با محاسبه مشتق دوم بی‌هنجاری بوگه (شکل ۴-۸) در واقع بی‌هنجاری منطقه‌ای را می‌توان حذف کرد. مشتق قائم میدان نیز می‌تواند در تقویت بی‌هنجاری‌های محلی نسبت به بی‌هنجاری منطقه‌ای مفید واقع شود (نوروزی، ۱۳۸۸).



(الف)



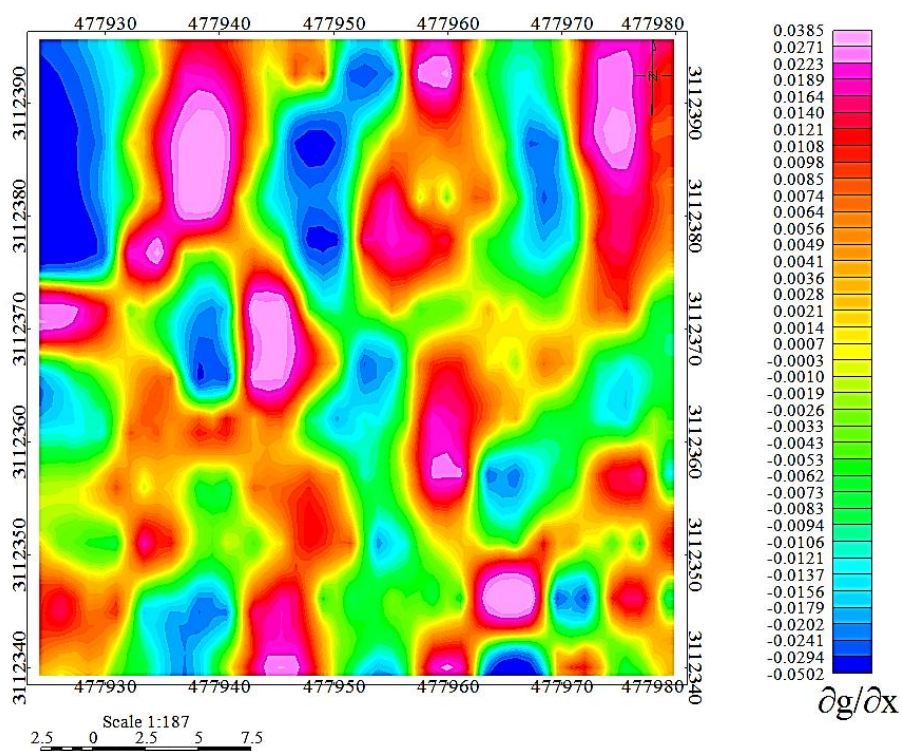
(ب)

شکل ۴-۸: نقشه (الف) مشتق قائم درجه ۱، (ب) مشتق قائم درجه ۲ معدن متروکه شیخ‌عالی

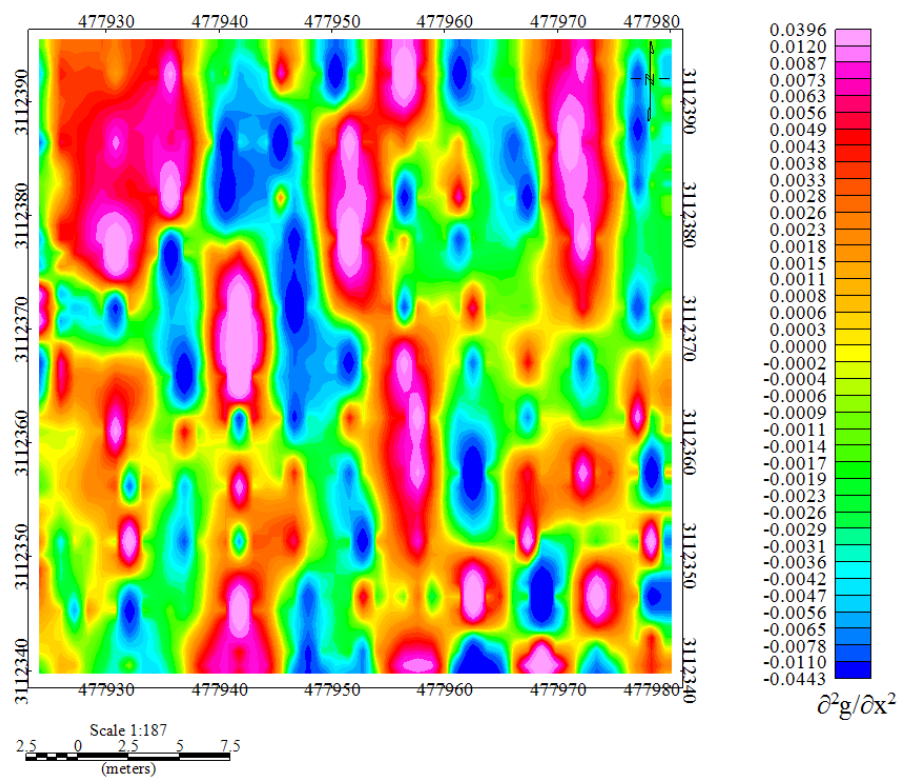
در مشتق قائم درجه یک بی‌هنجاری محلی نسبت به بی‌هنجاری منطقه‌ای برجسته‌تر شده است در صورتی که در مشتق قائم درجه دو بی‌هنجاری منطقه‌ای از بین رفته و بی‌هنجاری‌های سطحی باقی مانده است. از اختلاف این نقشه با نقشه گسترش میدان به سمت بالا که بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای را به نمایش می‌گذارد، بی‌هنجاری‌ها کاملاً از هم باز شناخته می‌شوند.

ن: اعمال فیلتر مشتق افقی جهت‌دار

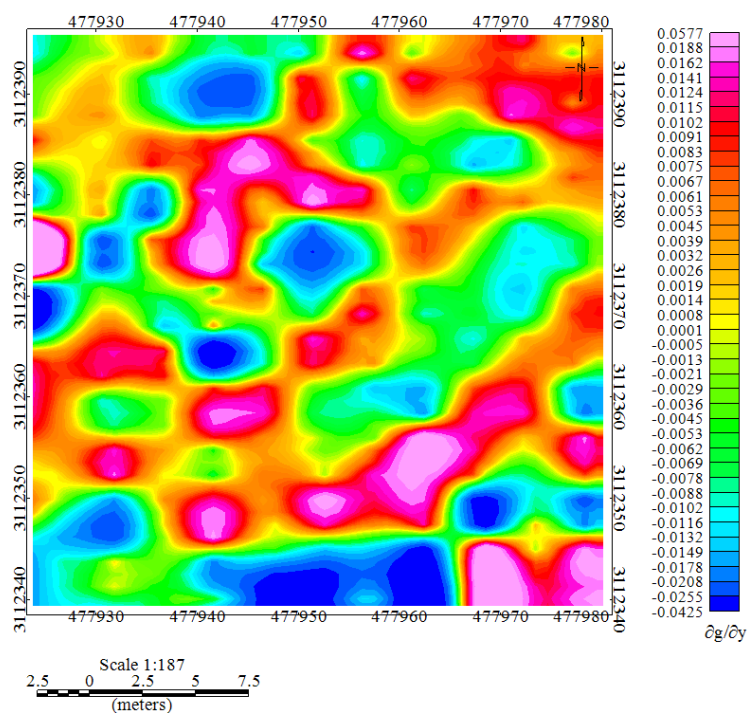
این فیلتر به صورت کمیت‌های نرده‌ای و خطی محاسبه می‌شود. محاسبه این فیلتر بر روی یک سطح افقی، صورت می‌گیرد. مشتقات افقی با استفاده از روش تفاضل محدود و در حوزه فوریه، محاسبه می‌شوند (شکل ۴-۹) (Gunn et al, 1997).



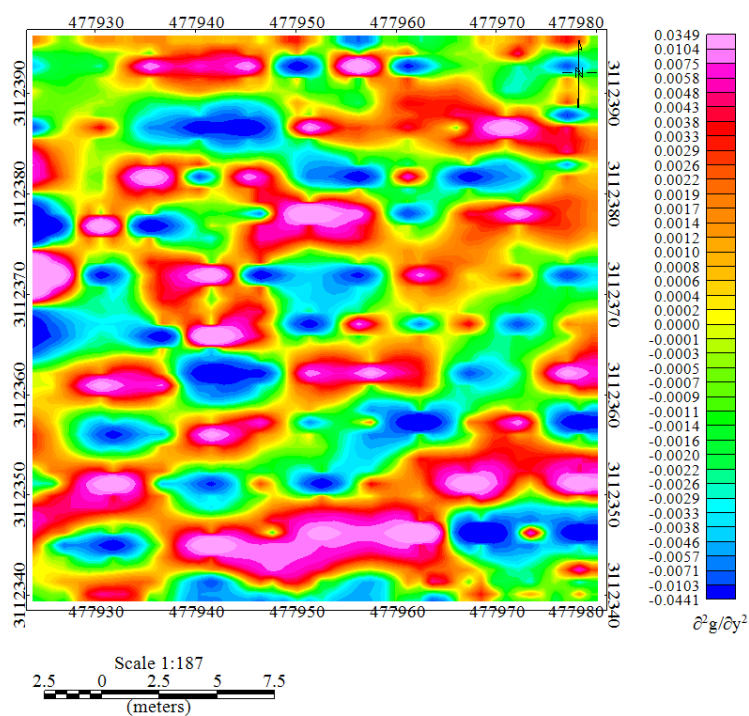
(الف)



(ب)



(ج)



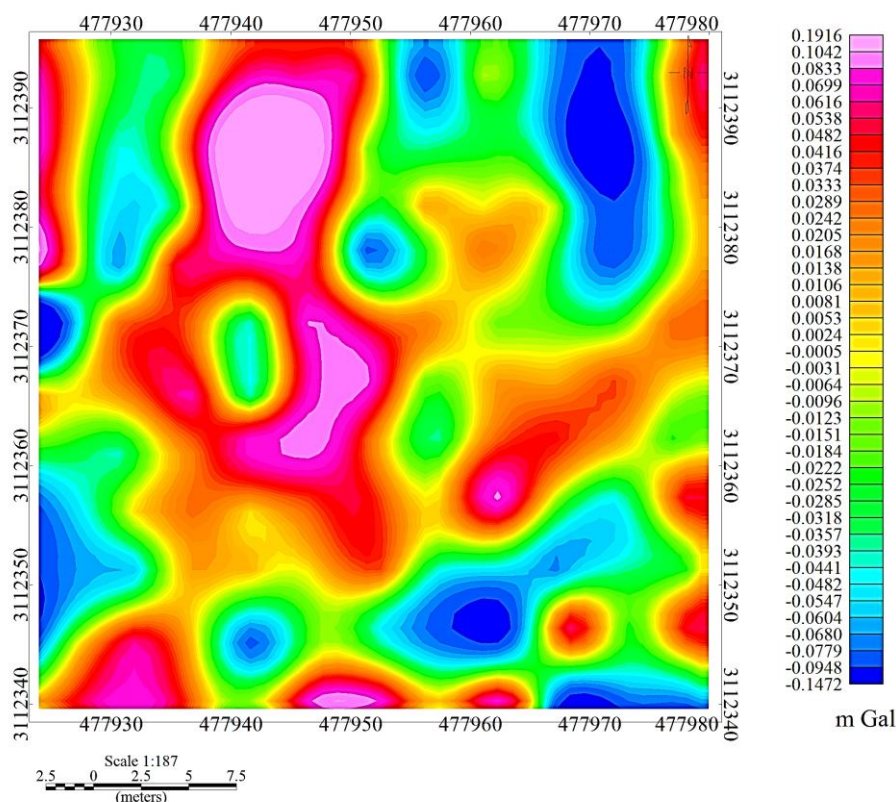
(د)

شکل ۴-۹: نقشه (الف) مشتق افقی درجه ۱ در راستای x ، (ب) مشتق افقی درجه ۲ در راستای x ، (ج) مشتق افقی درجه ۱ در راستای y ، (د) مشتق افقی درجه ۲ در راستای y در محدوده معدن متروکه شیخ‌عالی

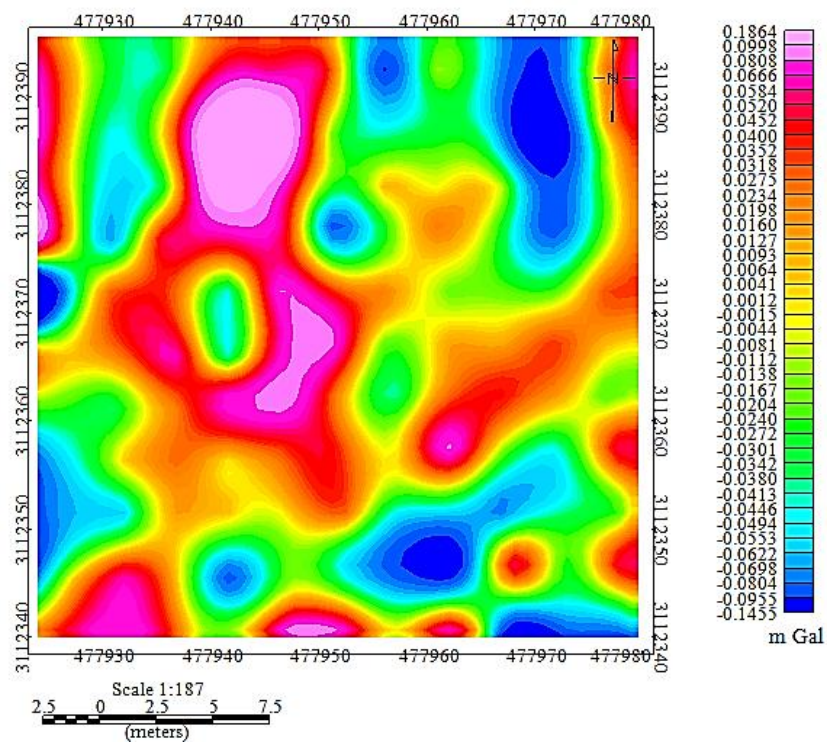
روش مشتق افقی در راستای x جهت‌گیری و ضخامت ماده معدنی را به صورت تقریبی نشان می‌دهد. فیلتر مشتق افقی در راستای y مناسب نیست، زیرا مواد معدنی، روند شمالی- جنوبی دارند و این فیلتر بی‌هنجاری‌های موجود در این راستا را تضعیف می‌کند.

و: اعمال فیلتر باقی‌مانده روند سطح معدن متروکه شیخ‌عالی

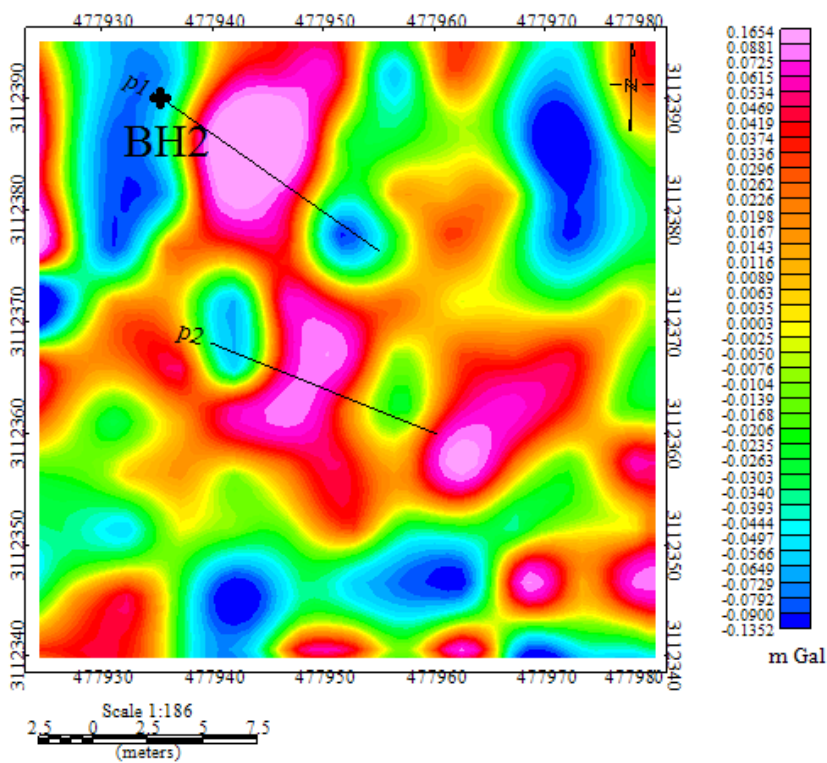
فیلتر روند سطح، یکی از انعطاف‌پذیرترین روش‌های تعیین اثرات ناحیه‌ای که به وسیله روش حداقل مربعات، تقریب زده می‌شود. این روش با محاسبه سطحی که بهترین تطابق را با مقادیر مشاهده شده دارد و بعد از عبور این سطح بر داده‌های مشاهده‌ای، بی‌هنجاری باقی‌مانده را محاسبه می‌کند (شکل ۴-۱۰) (Abdelrahman et al, 1985).



(الف)



(ب)



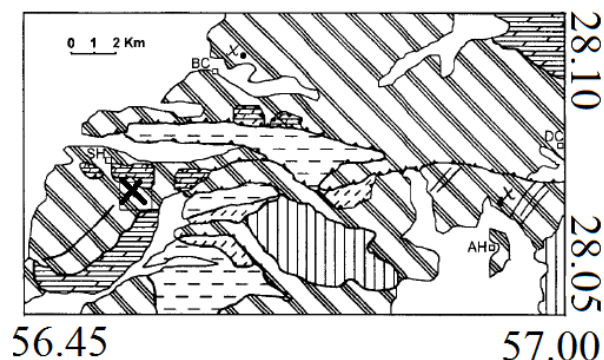
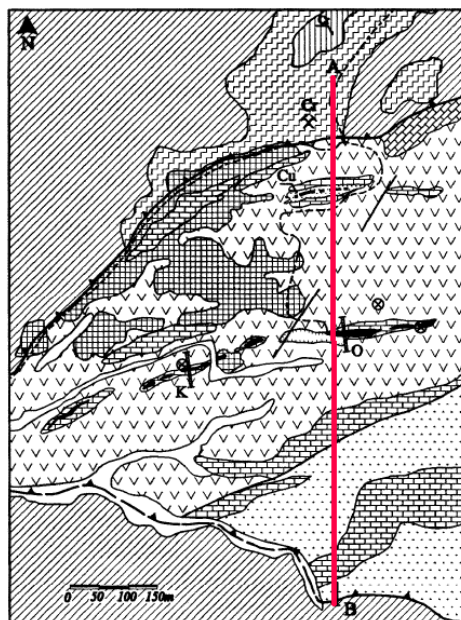
(ج)

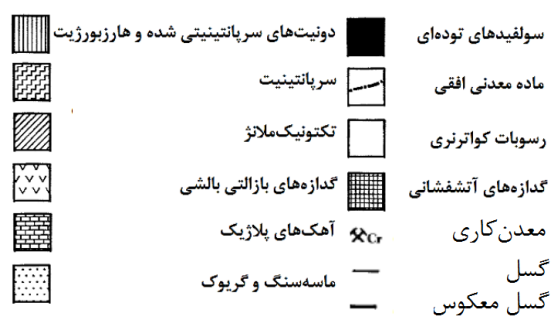
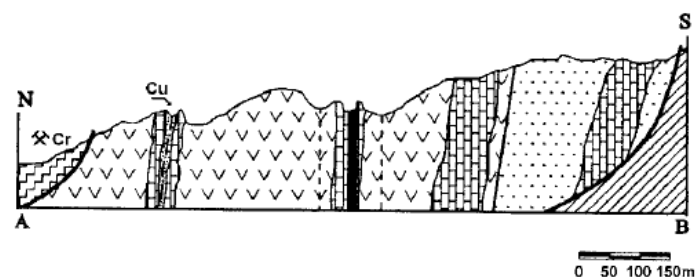
شکل ۴-۱۰: نقشه (الف) باقی‌مانده روند سطح درجه ۱، (ب) باقی‌مانده روند سطح درجه ۲، (ج) باقی‌مانده روند سطح درجه ۳ به همراه پروفیل‌های مدل‌سازی و محل گمانه معدن متروکه شیخ‌عالی

با استفاده از فیلتر روند سطح، بهترین و دقیق‌ترین محل وجود ماده معدنی با ریشه‌های عمیق‌تر، مشخص شد؛ زیرا خطاً کمتری بر روی داده‌ها وارد می‌کند. طبق بررسی‌ها و اعمال فیلترهای قبلی بر روی بی‌هنجاری‌های تشخیص داده شده و تطابق فیلتر باقی‌مانده روند سطح درجه ۳ با فیلتر باقی‌مانده گسترش میدان به سمت بالا ۱۰ متری، پروفیل‌های P_1 و P_2 در کنار محل گمانه BH_2 بر روی بی‌هنجاری‌های موجود، انتخاب شد.

۴-۱-۴ تهیه مدل مصنوعی کانسار سولفید توده‌ای معدن شیخ‌عالی

با استفاده از اطلاعات سطحی زمین‌شناسی و جزئیات معدنی موجود، (شکل ۴-۱۱) مدل مصنوعی سه بعدی و نیز مدل دو بعدی مورد نظر (شکل ۴-۱۲) از روی پروفیل برداشتی زمین‌شناسی منطقه در نرم‌افزار نودی، تهیه شد. اثر گرانی آن به صورت دو بعدی و پروفیلی در (شکل ۳-۱۴) ارائه شده است.

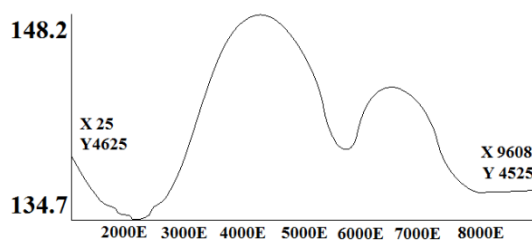




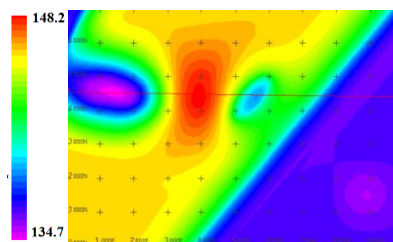
شکل ۴-۱۱: نقشه زمین‌شناسی رسوب‌گذاری مس شیخ‌عالی (after Rastad et al, 2002)

برای تهیه مدل مصنوعی از پروفیل زمین‌شناسی می‌بایست با ساده‌سازی پروفیل به یک بلوک ساده‌ای رسید که در آن بی‌هنجاری مورد بررسی به صورت برجسته قابل تشخیص باشد و شبکه داده‌ای مناسبی از آن به دست آید (شکل ۴-۱۲).





(د)

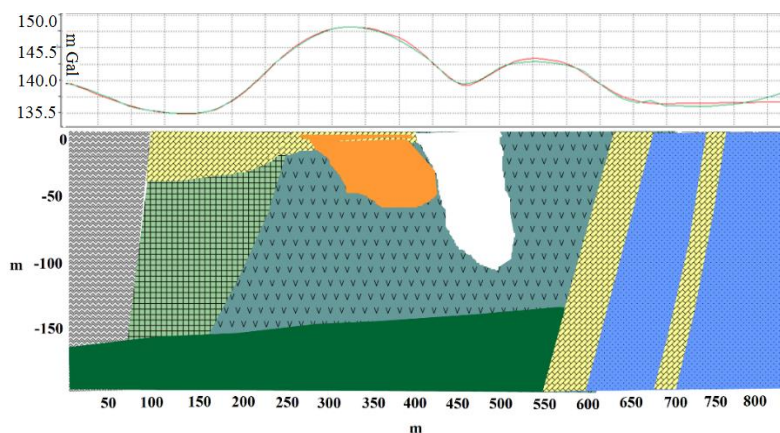


(ج)

D=224 AZ=19°

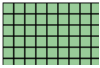
شکل ۴-۱۲: بلوک و شبکه داده‌ای مدل مصنوعی شیخ‌عالی، (الف) نوع مواد استفاده شده، (ب) بلوک مصنوعی سولفید توده‌ای، (ج) شبکه داده‌ای، (د) نمایش بی‌هنجاری

گسلی با شیب 135° ، چین‌خردگی با دامنه ۱۰۰۰ متر و ناپیوستگی افقی با شیب 130° درجه به صورت تخمینی بر اساس نحوه جای‌گیری و موقعیت کانی‌زایی و وجود رخنمون پروفیل گرانی (شکل ۴-۱۳) مورد مطالعه قرار گرفت و مدل آن تهیه شد. این مدل گرانی از اطلاعات سطحی روی زمین و چگالی آن‌ها به دست آمده است و بر فرض قرارگیری کانسارها در یک زمینه‌ای از گدازه‌های بازالتی بالشی و در شرایط تکتونیکی، فرسایشی، چین‌خردگی و گسل‌های رورانده و عادی به همراه (جدول ۴-۲) تهیه شده است.



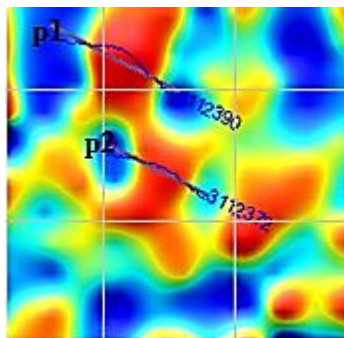
شکل ۴-۱۳: مدل زمین‌شناسی دو بعدی حاصل از پروفیل

جدول ۴-۲: مقدار چگالی مورد استفاده در مدل مصنوعی معدن شیخ‌عالی

چگالی	نوع حالت	رنگ	چگالی	نوع واحد	رنگ
۲,۸	آذرین		۲,۷۵	ماسه‌سنگ	
۲,۷	خاکستر آتشفشانی		۲,۷۳	آهک	
۲,۶	رسوبات		۲,۸۵	سرپانتینیت	
۴	ماده معدنی		۳	بازالت	

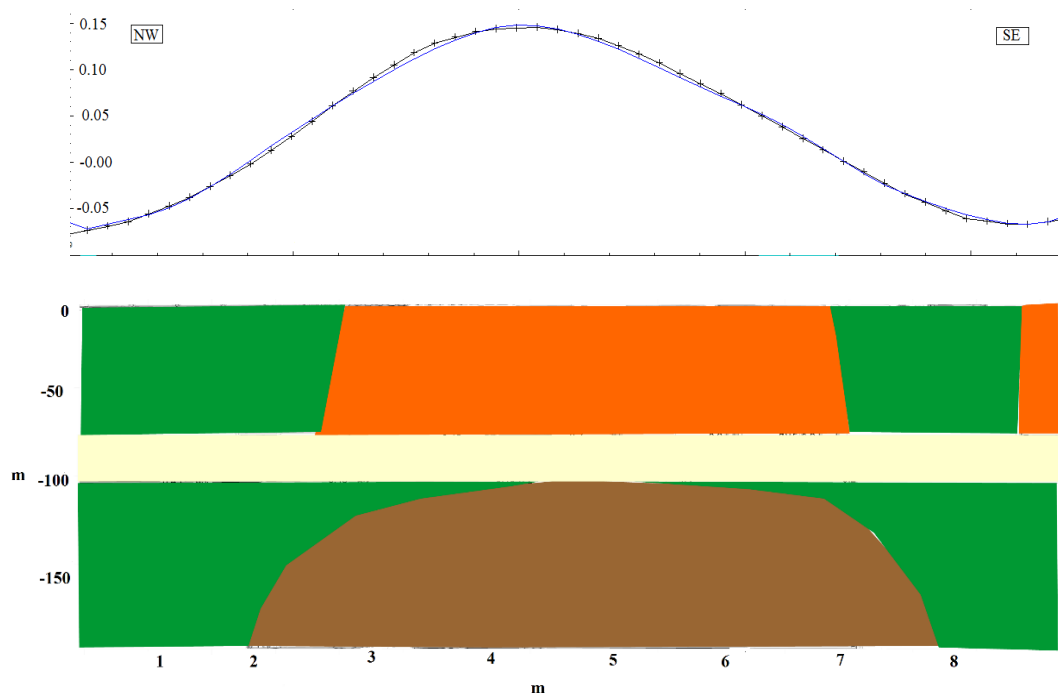
۴-۱-۵ مدل‌سازی داده‌های واقعی شیخ‌عالی

در ابتدا فرض می‌شود که هیچ‌گونه اطلاعاتی از گمانه در دسترس نیست و تنها با استفاده از داده‌های گرانی و مطالعات زمین‌شناسی، در محل پروفیل‌ها، مدل‌هایی تهیه و اعتبارسنجی شد (شکل ۴-۱۱، ۴-۱۲ و ۴-۱۳).



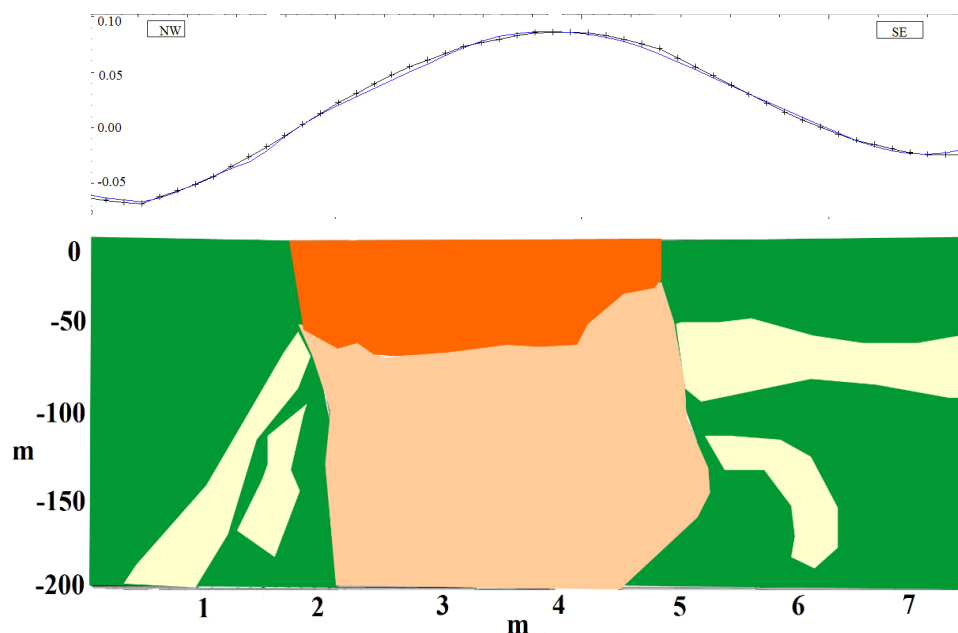
شکل ۴-۱۴: رسم پروفیل‌های مورد نظر در نرم‌افزار modelvision

در ابتدای مدل‌سازی با استفاده از داده‌های گرانی، مدل مستقیم این داده‌ها در نرم‌افزار WinGlink و modelvision ساخته شد؛ در نتیجه محل، عمق و مقدار چگالی مواد معدنی تعیین گردید. داده‌های دو پروفیل P_1 و P_2 با استفاده از دستاوردهای مدل مستقیم و گمانه‌های اطراف به همراه (جدول ۴-۲) تهیه شد. شکل ۴-۱۴ محل پروفیل‌ها را در این نرم‌افزارها تعیین می‌کند.



شکل ۴-۱۵ رسم مدل پروفیل P_1 دو بعدی در شرایط گرمایی تیپ کانی سازی cyprus در نرم افزار modelvision

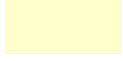
شکل ۴-۱۵ حاصل مدل پروفیل P_1 است. در این مدل فرض شده که در محیط رسوبی یک سکانس افیولیتی، ماگما از اتاقک ماگمایی بالا آمده و به نزدیک سطح رسیده است. بعد از قطع رسوب گذاری و جای گیری نهشته های افیولیتی روی آهک ها، جریان های گرمایی ضمن عبور از ماگما، کانه های فلزی را شسته و به بالا می آورند. با بالا آمدن این کانه ها در منطقه اکسیداسیون، کانه های ثانویه ایجاد می شوند.



شکل ۴-۱۶: رسم دو بعدی مدل پروفیل P_2 با توجه به نحوه ایجاد تیپ cyprius و وجود گسل‌های فراوان

شکل ۴-۱۶ مدل حاصل از پروفیل دوم است. فرض این مدل وجود یک منطقه بسیار تکتونیکی است که ماده معدنی ضمن بالا آمدن و جای‌گیری در منطقه اکسیداسیون خرد شده و کانسارهای پیرامون را خرد کرده و با خود به بالا آورده است. توضیحات این مدل‌ها در (جدول ۴-۳) گنجانده شده است.

جدول ۴-۳: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل‌های زمین‌شناسی داده‌های واقعی معدن شیخ‌عالی

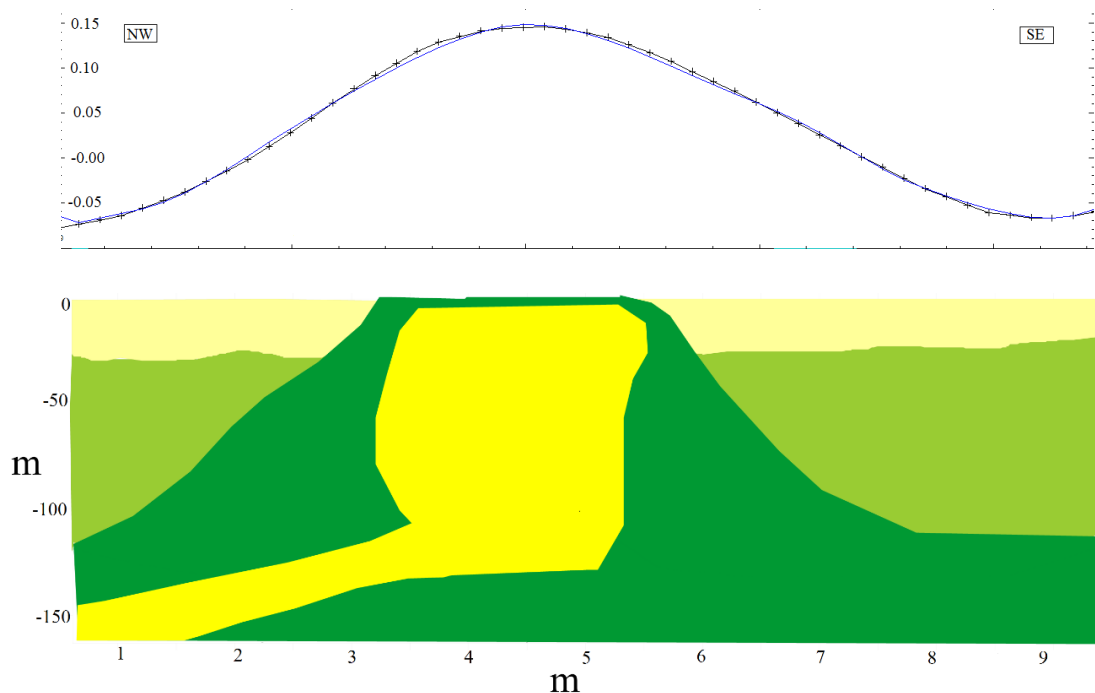
چگالی	نوع واحد	رنگ	چگالی	نوع واحد	رنگ
۳,۴	ماگما		۳,۴	مواد معدنی	
۲,۸	بازالت		۲,۶	آهک پلاژیک	
			۴,۵	ماده معدنی	

دوره کرتاسه در ایران به صورت رخنمون‌های رسوبی با یک پیشروی دریایی به همراه رسوبات آهکی پلاژیک، دیده می‌شود (Alavi, 1990). بی‌هنجاری‌های ایجاد شده از داده‌های گرانی‌سنجی، ناشی از کانسارهای حاوی مس و کانی‌های ثانویه هیدروکسیدی مسی در منطقه است. از آنجایی که این بی‌هنجاری‌های محلی در زون اکسیدی واقع هستند، آهن موجود در آمیزه‌های رنگی به هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده و تداخل بین زون سولفیدی و اکسیدی، پیریت‌ها را در نزدیکی سطح زمین ایجاد کرده است (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

مدل‌های (شکل‌های ۴-۱۷ و ۴-۱۸) بعد از انجام تصحیحات گرانی‌سنجی، ایجاد شبکه داده‌ای و اعمال روند سطح سوم بر روی داده‌های گرانی مشاهده‌ای، با استفاده از پروفیل‌هایی متناسب با مناطق بی‌هنجاری بالا که نزدیک گمانه BH₂ نیز هستند تهیه شدند. مدل‌سازی‌ها در نرم‌افزار modelvision ترسیم شده است.

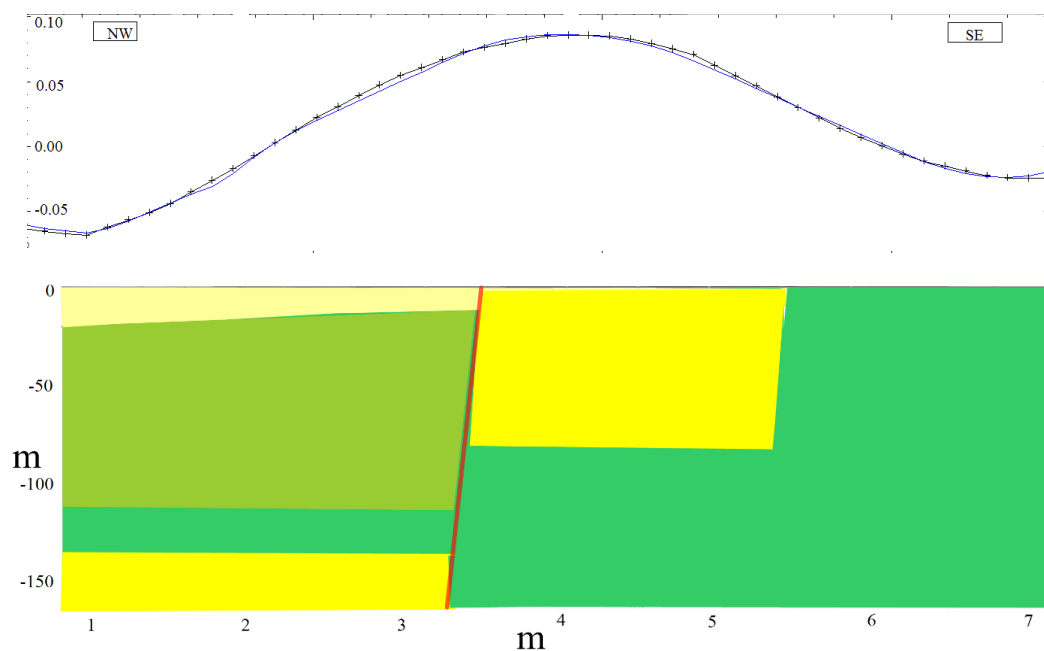
۴-۱-۶ مدل نهایی حاصل از ناحیه برداشتی و بی‌هنجاری محلی

از روی پروفیل اول موجود بر روی نقشه روند سطح درجه ۳، در نرم‌افزار modelvision مدل دو بعدی با میزان خطای ۱,۵۱٪ تهیه شد. سمت چپ شکل ۴-۱۴ با مغزه‌گیری از گمانه BH₂ به دست آمده است. در ۲۸ متری پایانی مغزه گمانه BH₂ وجود کانه‌های مس‌دار به صورت پراکنده و توده‌ای به مقدار محدودی مشاهده شده است و این به آن معنا است که این کانه‌ها، باقی‌مانده آن توده بی‌هنجار هستند.



شکل ۴-۱۷: مدل زمین‌شناسی دو بعدی حاصل از پروفیل P_1

مدل دو بعدی حاصل از پروفیل P_2 نیز در نرم‌افزار modelvision با میزان خطای ۱,۵۲٪ به دست آمد (شکل ۴-۱۸). در این شکل کانسارها و مواد معدنی در ابتدای تغییر جهت به سمت بالا می‌باشند. با استفاده از مشاهده ویژگی گسترش مواد معدنی به سمت جنوب و وجود مغزه گمانه BH_1 حاوی ماده معدنی توده‌ای در بالای شبکه برداشت گرانی، قسمت بی‌هنجار موجود بر روی پروفیل، بر مبنای ادامه گسترش بی‌هنجاری پروفیل P_1 و اطلاعات مغزه BH_1 تهیه شده است. با توجه به گسترش رو به جنوب افیولیت و کانه‌ها، مقادیر کم اطراف توده بر اساس اطلاعات مغزه گمانه BH_2 در نظر گرفته شده است. راهنمای (مدل‌های ۴-۱۷ و ۴-۱۸) در (جدول ۴-۴) دیده می‌شود.



شکل ۴-۱۸: مدل زمین‌شناسی دو بعدی حاصل از پروفیل P_2

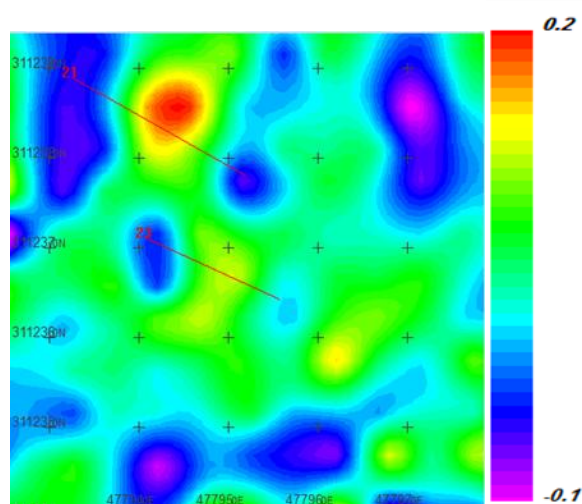
جدول ۴-۴: مقادیر چگالی مدل‌های زمین‌شناسی معدن شیخ‌عالی

چگالی	نوع واحد	رنگ	چگالی	نوع واحد	رنگ
۲,۸	بازالت کلسیتی		۲,۷۱	آهک پلاژیک	
۲,۷	بازالت		۳,۷	ماده معدنی	

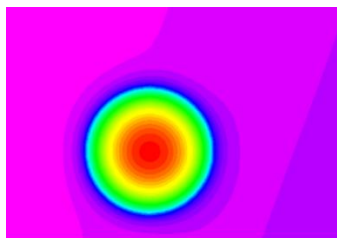
مختصات محل برداشت‌های ژئوفیزیکی و گرانی‌سنجی متفاوت از مختصات محل پروفیل مصنوعی شکل ۴-۱۳ است و تنها یک ارتباط مفهومی و زمین‌شناسی با یکدیگر دارند. در نتیجه شکل مدل مصنوعی، متفاوت از مدل‌های حقیقی است و به راحتی قابل مقایسه با هم نیستند.

۷-۱-۴ اعمال مدل سازی روند سطح درجه ۳ در نرم افزار Noddy

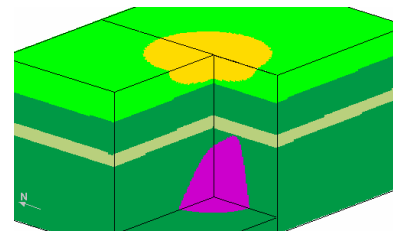
فیلتر باقی مانده روند سطح سوم، یک فیلتر مناسب برای تفکیک بی هنجاری های منطقه ای از محلی تشخیص داده شد. در نتیجه بلوک بی هنجاری های محلی و منطقه ای در نرم افزار نودی به دست آمدن یک دید سه بعدی و نحوه قرار گیری مواد معدنی در زیر سطح، تهیه شد.



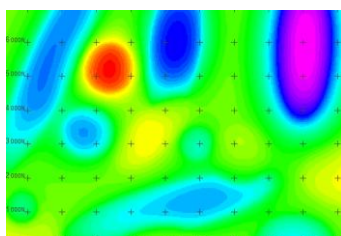
(الف)



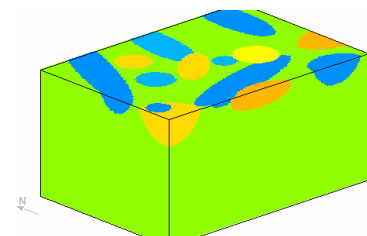
(د)



(ب)



(ه)



(ج)

شکل ۱۹-۴: بلوک سطحی (الف) شبکه داده ای در نرم افزار نودی، (ب) مدل سازی بلوک ساختاری، (ج) کانسارهای سطحی باقی مانده از بلوک انتخابی، (د) شبکه داده ای بلوک، (ه) شبکه داده ای حاصل از بلوک بی هنجاری های سطحی

شبکه داده‌ای شکل ۴-۱۹-ه) بهترین تطابق را با فیلتر باقی‌مانده روند سطح دارد. با مشابه سازی شبکه داده‌ای باقی‌مانده فیلتر روند سطح درجه ۳ به همراه شبکه داده‌ای ساخته شده از بلوک سطحی بی‌هنجاری‌ها، ضخامت، عمق و شکل توده بی‌هنجار در زیر سطح تعیین می‌شود.

۴-۱-۸ تفسیر نتایج

از مجموع مطالعات ژئوفیزیک، زمین‌شناسی و حفاری‌های انجام شده در منطقه شیخ‌عالی، وجود افق‌هایی از سولفور حاوی ماده‌ی معدنی به اثبات رسیده است. این افق در عمق‌های متفاوت و به شکل لنزهای بسته وجود دارند. در (مدل‌های ۴-۱۷ و ۴-۱۸) میزان خطا کمتر از ۲ (مقدار خطای مد نظر) محاسبه شد و در نتیجه نیازی به حل به روش وارون نخواهد بود. همان طور که از فیلترهای زده شده و مدل‌های مستقیم به دست می‌آید، نتایج فیلترهای به دست آمده، تأییدی بر، عدم گسترش جانبی ماده معدنی و شکل عدسی مانند آن است. با توجه به مدل‌های به دست آمده احتمال تفریق ماگمایی و حرکت آن به سمت بالا و سپس کانی‌سازی ثانویه برای تشکیل عدسی‌های مواد معدنی وجود دارد. در مدل اول از داده‌های گمانه BH₂ استفاده شده است. همان طور که از شکل ۴-۱۰ مشخص است، گمانه در محلی زده شده است که هیچ نوع ماده معدنی در آن دیده نمی‌شود. این امر به راحتی با استفاده از کمبود چگالی در آن محل قابل تشخیص است. چنان‌چه در بررسی‌های اولیه قبل از حفر گمانه از داده‌های گرانی‌سنجی استفاده می‌شد، این محل به هیچ وجه یک نقطه پیشنهادی برای حفر گمانه محسوب نمی‌شد. مدل دوم، طبق شکل ۴-۱۰ به نحوی ادامه کانسارهای پروفیل P₁ است و با توجه به شیوه قرارگیری ماده معدنی، می‌توان برای مواد معدنی یک گسترش رو به جنوب را در نظر گرفت. در نتیجه از اطلاعات مغزه BH₂ نیز در مدل دوم بهره گرفته شد. بر طبق مدل‌های به دست آمده عمق سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی از ۱۵۰ متر تجاوز نمی‌کند.

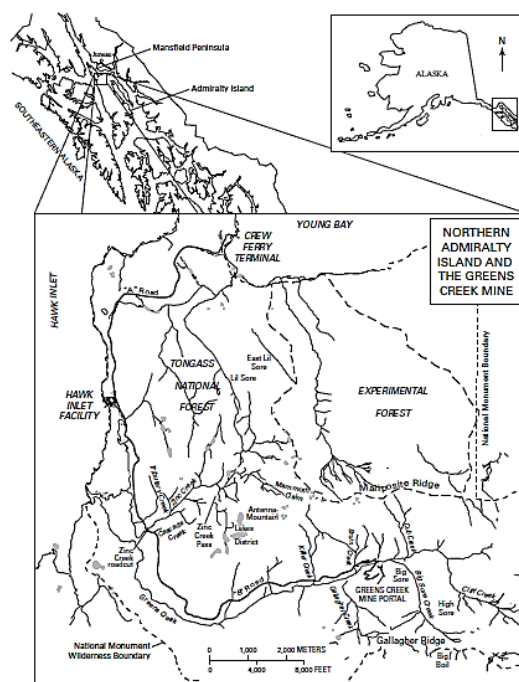
۴-۲. تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی معدن Greens creek (منطقه آلاسکا)

۴-۲-۱. اطلاعات کلی زمین‌شناسی معدن Greens creek

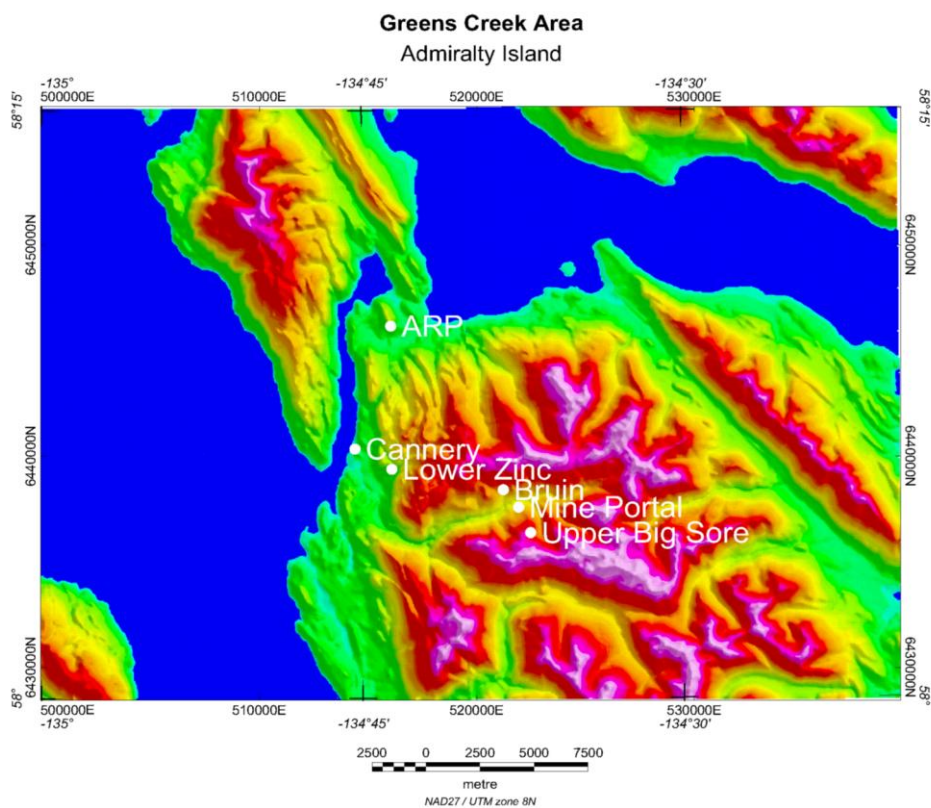
معدن گرینزکریک آمریکا، یک معدن زیرزمینی در جنوب‌شرقی آلاسکا و بزرگترین تولیدکننده نقره جهان است و همچنین یک معدن بزرگ استخراج نقره و به مقدار کمتری طلا، سرب و روی به شمار می‌رود. مس در این معدن به مقدار کمتری یافت می‌شود (Buse and orr, 1995). در سال ۲۰۰۱ تقریباً روزانه ۱,۶۸۰ تن معدن‌کاری به سمت جنوب صورت گرفت و در ادامه زون‌های ماده معدنی غرب و جنوب‌غربی استخراج گردید. در محدوده ماده معدنی غنی از مس، بیشترین شدت دگرسانی، شامل دگرسانی‌های سیلیکاتی-پیریتی است (Pollock and Cummings, 1986). شکل‌های ۴-۲۰، ۴-۲۱ و ۴-۲۲ مکان معدن‌کاری، تعداد معادن و زمین‌شناسی منطقه گرینزکریک را به نمایش می‌گذارد.

عمق ماده معدنی در این منطقه متفاوت و از نزدیک سطح تا مناطق عمیق قرار می‌گیرند، علت این عامل نیز شرایط تکتونیکی و گسل‌های فراوان منطقه می‌باشد که مواد معدنی را به این اندازه جابه‌جا کرده است. این منطقه یک منطقه آتشفشانی-رسوبی است که این سنگ‌ها، متحمل دگرسانی شده‌اند. کانسار سطحی منطقه، از نوع کربناتیت است و در اعماق بیشتر گابروها به صورت دایک‌هایی در سنگ‌های سرپانتینیتی، جای گرفته‌اند.

برای برداشت‌های هوابرد این منطقه در محدوده بورن، فاصله خطوط پرواز ۱۳۲ متر و فاصله نقاط ایستگاهی ۳۳ متری اعمال شده است.



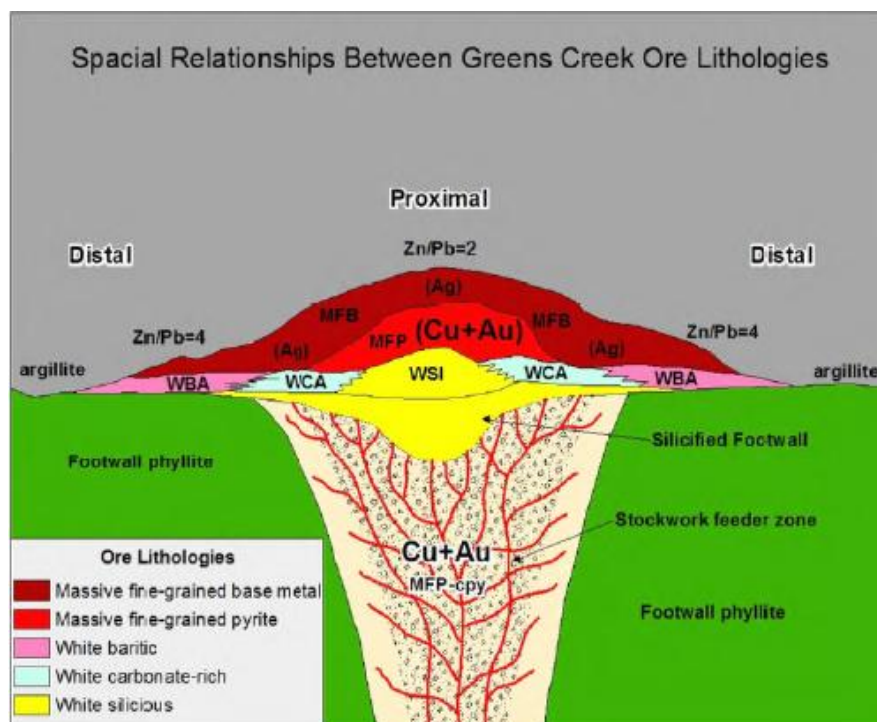
شکل ۴-۲۰: محدوده معدن Greens creek آلاسکا (West, 1995)



شکل ۴-۲۱: محل های معدن کاری شده منطقه Greens creek (Jorgensen, 1999)

این معدن درجه بالایی از رسوب گذاری سولفیدی را نشان می‌دهد و ساختار پیچیده و منحصر به فردی را داراست که طی دو مرحله چین خوردگی ایجاد شده است. گسل‌های حاصل فرادیواره از فیلیت یا توده‌های جانشینی آرژلیت ایجاد شده‌اند و ماده معدنی در آن‌ها به مقدار مناسب و نسبت به سنگ‌های درون گیر مقاوم تر است. در سنگ‌های درون گیر فولیاسیون در هنگام چین خوردگی اتفاق افتاده در نتیجه دارای ثبات بالایی هستند. رسوبات آرژلیتی در فرادیواره دارای ضخامت در حدود ۵ تا ۴۵ سانتی متر و نسبت به سنگ‌های فرو دیواره‌ای که از لایه‌های گرافیتی لغزنده، ایجاد شده‌اند مناسب تر می‌باشند. در برخی نواحی فرادیواره بسیار ضعیف و دارای سرپانتین کلریت‌های چرب است. جهت یافتگی ماده معدنی از حالت قائم تا افقی متغیر بوده و با شیب بیشتر از ۵۰ درجه همراه است. کوهستان‌های اطراف معدن نزدیک به ۱۵۲۴ متر ارتفاع دارند (Buse and orr, 1995).

در این معدن عناصری مانند: نقره، طلا، مس، سرب، روی، باریم و بریلیوم استخراج می‌شود. مدل سولفید توده‌ای این معدن از نوع کروکو تشخیص داده شده است (شکل ۱-۶). رسوب گذاری به صورت غیر پیوسته و در طول فرادیواره مشاهده می‌شود. سه نوع ماده معدنی، توده‌ای، سیاه و سفید در گرینزکریک تشخیص داده شده که توده‌ای‌ها، شامل ۵۰ درصد سولفید می‌باشند (شکل ۴-۲۲). هنگامی که پیریت به عنوان کانه اصلی قرار بگیرد، توده ۸۰ تا ۹۰ درصد از ماده معدنی فقیر است. در این معدن ۱۰ تا ۱۵ درصد ماده معدنی برآورد شده است. ماده معدنی سیاه شبیه ماده معدنی توده‌ای است. تنوع ماده معدنی به باریت‌های اولیه، سیلیکات یا کربناتیت وابسته است. ماده معدنی سفید از پیریت فقیر و حاوی تنتانیت، بورنایت، پروستیت، گالن، اسفالریت، کالکوپیریت و آکانتیت می‌باشد. در مجموع در فرادیواره ارزش ماده معدنی بیشتر است و طلا در هر سه حالت دیده می‌شود (Jorgensen, 1999).



شکل ۴-۲۲: موقعیت زمین‌شناسی قرارگیری سولفیدهای توده‌ای Greens creek (Macdonald, 2014)

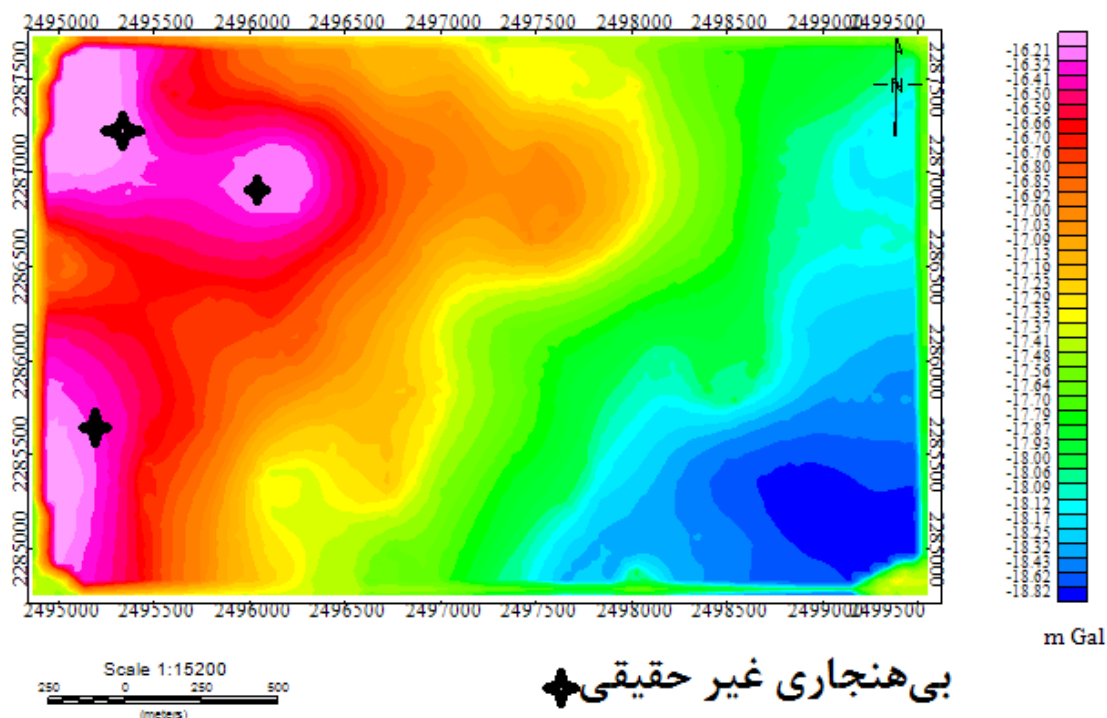
این معدن در یک دیواره پر شیب توپوگرافی واقع است و به دلیل بارش باران فراوان، شکل اسفنج مانند پوشش سطح خاک، درختان بسیار بلند و جنگل گسترده، برداشت‌های داده‌های گرانی هوابرد سخت‌تر صورت می‌پذیرد و میزان خطای بالایی دارند (Jorgensen, 1999). مواد معدنی گرین کریک از نظر ساختار فیزیکی و شیمیایی، بسیار پیچیده هستند. مدل‌های هندسی برای ساختار این گونه سنگ‌ها نیازمند ساده‌سازی بسیاری در جهت کاربردهای اکتشافات معدنی است (Pariseau et al, 1990). در این محدوده سولفیدهای نیمه توده‌ای به همراه فیلیت و آرژلایت مشاهده می‌شوند. سنگ میزبان از نوع سنگ‌های اولترامافیک دگرسان شده‌ای هستند که به وسیله کربناتیت‌ها و آرژلایت‌ها قطع شده‌اند. زون غنی‌شده روی در استراتی‌باند‌ها قرار دارد و مقدار کمی اسفالریت و کالکوپیریت به همراه کانسارهای روی مشاهده می‌شود (West, 1995).

۴-۲-۱-۱. داده‌های گرانی برداشت شده

داده‌های گرانی برداشت شده در این منطقه به علت پوشش گیاهی زیاد، به صورت هوایی برداشت شده است. برای این کار، مقدار توپوگرافی با دقت خوبی توسط (Jorgensen, 1999) محاسبه شد. وی برای به دست آوردن تخمین محلی از هر نقطه برداشت، از شیب‌سنج ساده‌ای که ابزاری برای تعیین میزان لغزش است استفاده کرده است. از این مقادیر به صورت قائم، برای بررسی نامنظمی‌های توپوگرافی، در طول خطوط برداشت، استفاده کرد. تمامی برداشت داده‌ها، در طول شب صورت پذیرفته تا تصحیحات زمینگان مورد پذیرش قرار بگیرند. واضح است که اطلاعات توپوگرافی برای تصحیحات منطقه‌ای ناکافی است در نتیجه داده‌های مورد استفاده در این تحقیق به وسیله رقومی کردن نقشه بوگه کامل از دو محل در این معدن به دست آمده است. میزان این خطا در ارتفاع حدود ۱۰ پایی به میزان ۰,۶ میلی‌گال می‌باشد و در نزدیکی ماده معدنی تغییرات ارتفاعی زیادی دیده شده است (Jorgensen, 1999).

۴-۲-۱-۲. بی‌هنجاری بوگه، ناحیه‌ای و محلی برداشت معدن Bruin

بعد از رقومی‌سازی داده‌های گرانی حاصل از محدوده معدن گرینزکریک (شکل ۴-۲۳) و ایجاد شبکه داده‌ای، برای جداسازی بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای از محلی، فیلترهای گسترش میدان به سمت بالا و پایین، مشتقات قائم، افقی و همچنین روند سطحی، بر روی نقشه بوگه کامل اعمال شد.

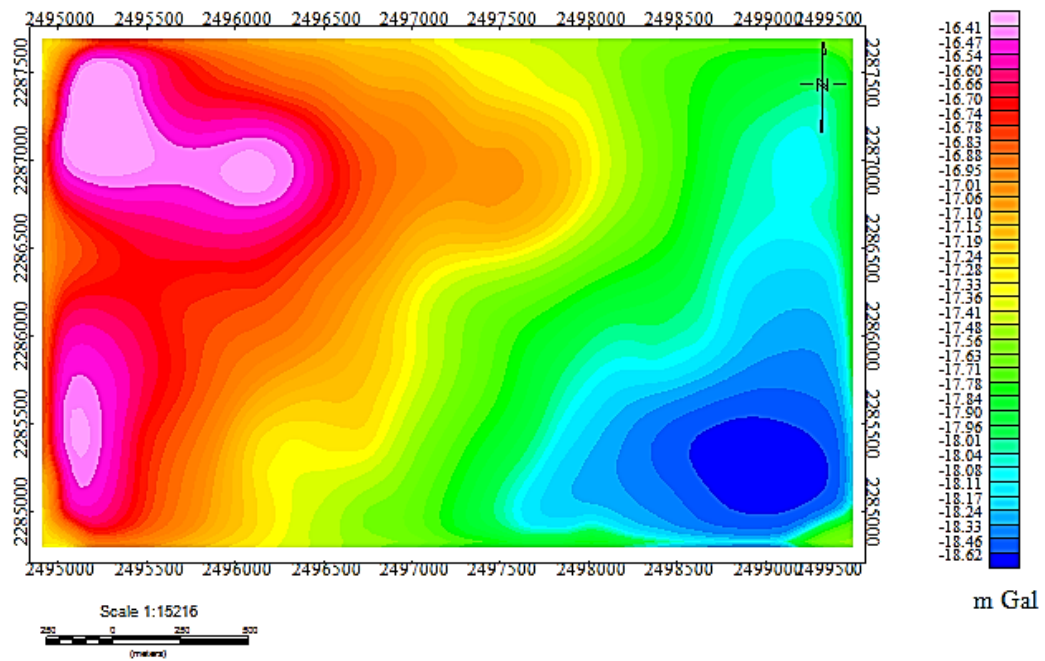


شکل ۴-۲۳: نقشه بوگه کامل داده گرانی حاصل از محدوده Bruin (After data of Jorgensen, 1999)

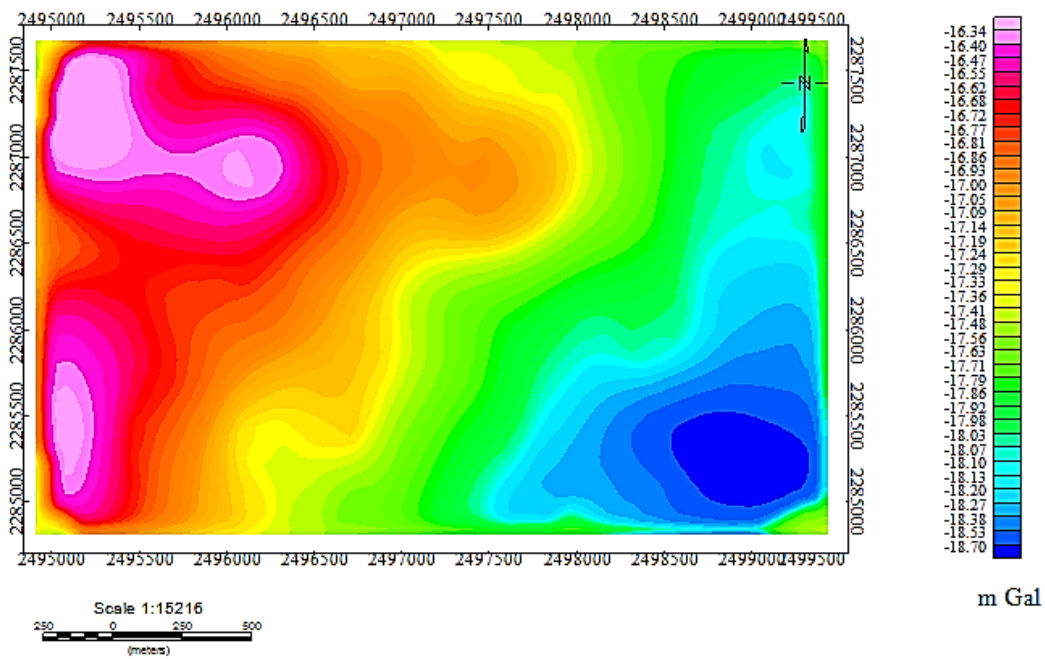
شکل ۴-۲۳ نقشه بوگه کامل تصحیحی داده‌های بورن معدن گرینزکریک می‌باشد. به علت کاهش توپوگرافی در قسمت غرب نقشه، بی‌هنجاری‌هایی دیده می‌شود که حقیقی نیستند. اعمال فیلترهای لازم در جهت تفسیر بر روی این فیلتر صورت پذیرفته است.

الف: اعمال فیلتر گسترش به سمت بالا روی داده‌های گرانی Bruin

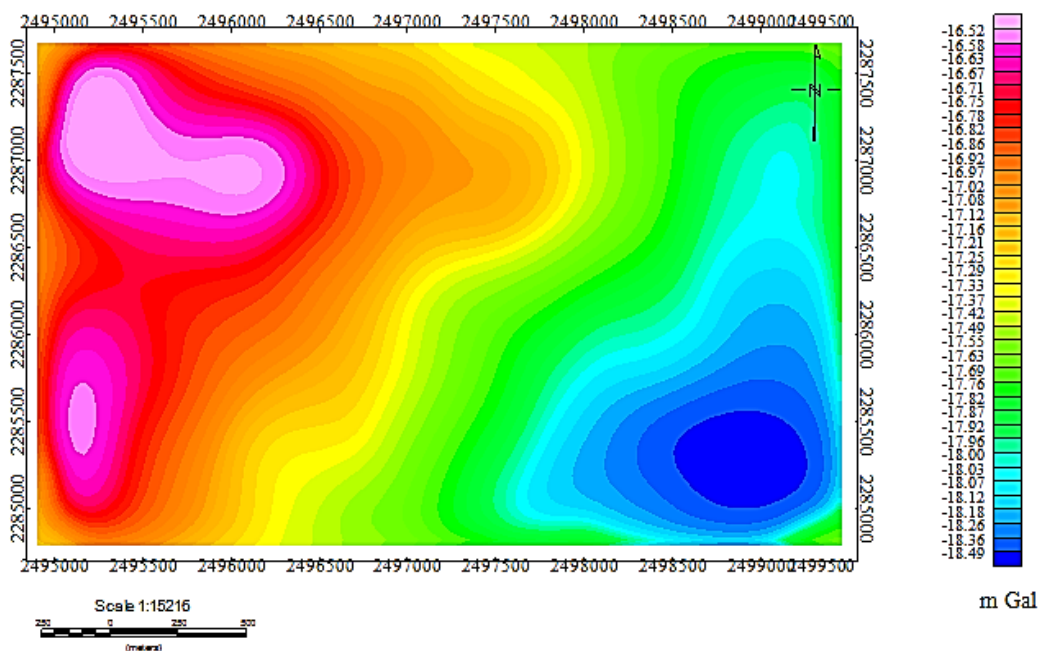
روش گسترش میدان به سمت بالای داده‌های میدان پتانسیل در سطح وسیعی استفاده می‌شود. این روش، میدان پتانسیل اندازه‌گیری شده در یک سطح را به یک سطح ثابت دیگر، تبدیل و اندازه‌گیری می‌کند. کاربرد این فیلتر در برجسته‌سازی بی‌هنجاری‌های عمیق نسبت به بی‌هنجاری‌های کم‌عمق است (Parasnis, 1985 and Rabinson, 1988). در این برداشت‌های هوابرد، فاصله خطوط ۱۳۲ متر و فاصله ایستگاه‌ها ۳۳ متر انتخاب شده است.



(الف)



(ب)



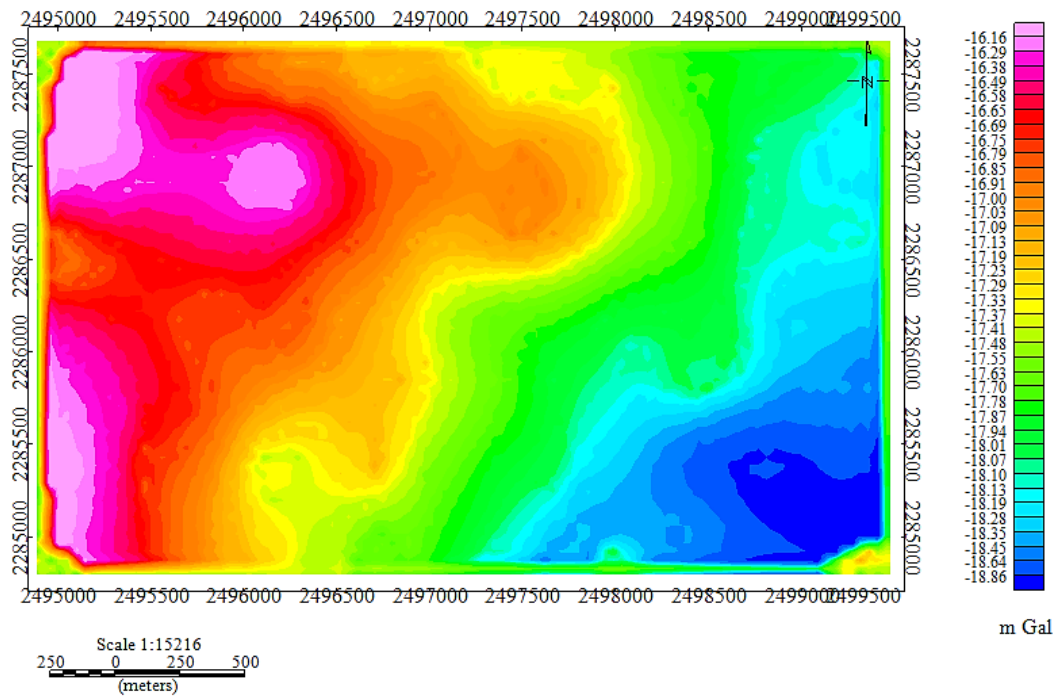
(ج)

شکل ۴-۲۴: نقشه (الف) فیلتر گسترش میدان به سمت بالا ۳۰ متر، (ب) فیلتر گسترش میدان به سمت بالا ۶۰ متر، (ج) فیلتر گسترش میدان به سمت بالا ۱۲۰ متر محدوده Bruin

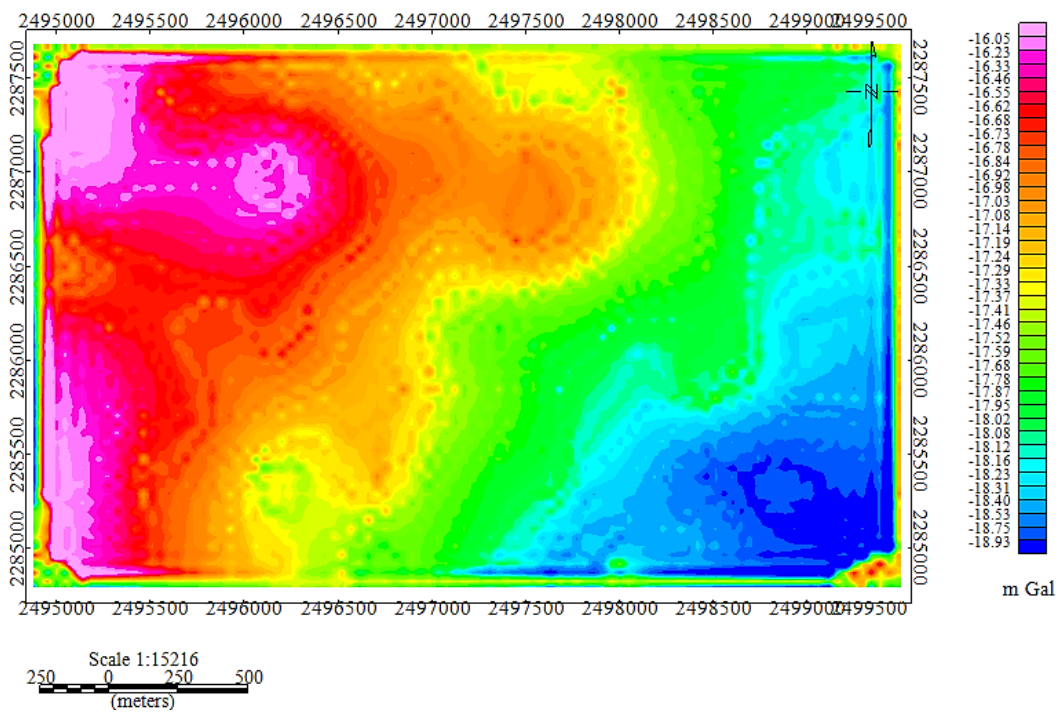
روش فیلتر گسترش میدان به سمت بالا شکل ۴-۲۴ مشخص کننده ریشه دار بودن بی‌هنجاری، ماده معدنی است. از آنجایی که دو بی‌هنجاری موجود، حقیقی نیستند؛ اعمال فیلترهای بالاتر، بیشتر تفاوت خود را بر روی بی‌هنجاری‌های غیر حقیقی دارد و اعتباری در تفسیر ندارد. تنها جهت گسترش غرب به سمت شرق را می‌توان از این نقشه، دریافت کرد.

ب: اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت پایین معدن Bruin

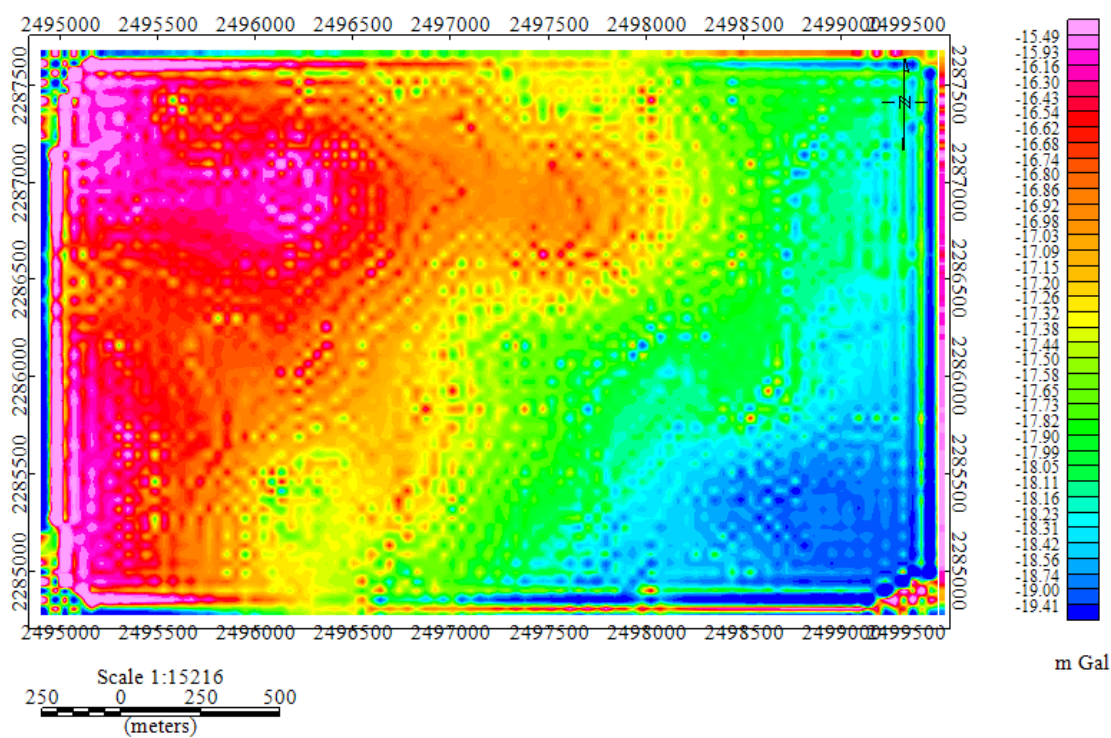
گسترش میدان به سمت پایین علاوه بر نشان دادن ماده معدنی، روند کلی منطقه را نیز نشان می‌دهد. در عمق‌های کم، میزان نویز پایین است که به سمت عمق، بر میزان نویز افزوده شده اما همچنان روند کلی منطقه را در خود حفظ کرده و نشان‌دهنده عمق بی‌هنجاری‌های موجود است. بی‌هنجاری‌های سطحی در عمق‌های بیشتر به صورت محوتر قرار می‌گیرند (نوروزی، ۱۳۸۸).



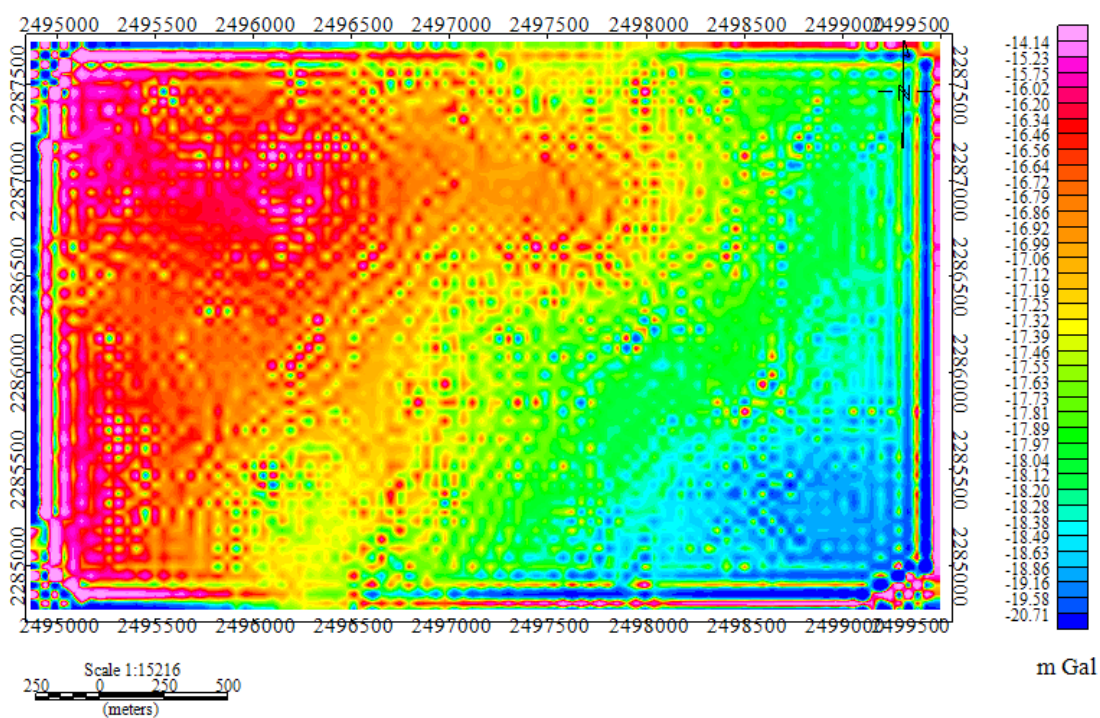
(الف)



(ب)



(ج)



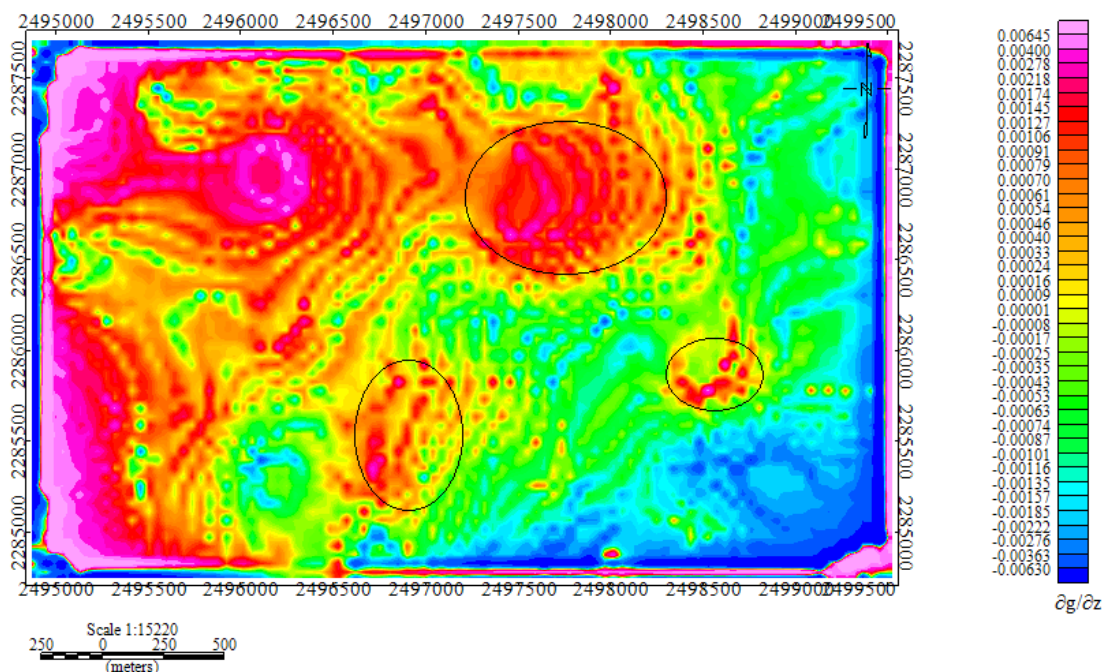
(د)

شکل ۴-۲۵ نقشه (الف) گسترش میدان به سمت پایین ۱۰ متر، (ب) گسترش میدان به سمت پایین ۳۰ متر، (ج) گسترش میدان به سمت پایین ۵۰ متر، (د) گسترش میدان به سمت پایین ۶۰ متر محدوده Bruin

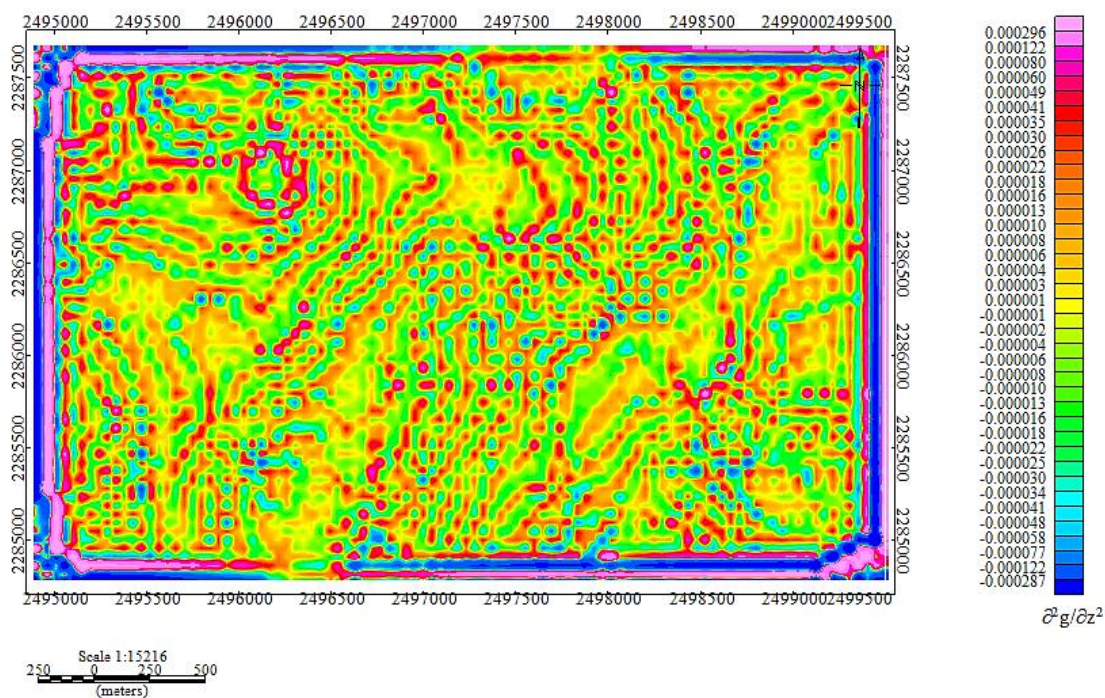
این فیلتر با محاسبه مشتقات به دست می‌آید در نتیجه حاوی نویز است. علاوه بر آن داده‌های موجود رقومی هستند و این خود بر میزان نویز می‌افزاید. با توجه به فیلترهای گسترش میدان به سمت پایین، دو توده بی‌هنجار در نقشه به دست آمده از شکل ۴-۲۵، قابل تشخیص است.

ج: اعمال فیلتر مشتق قائم بر روی داده‌های بوگه کامل معدن Bruin آلاسکا

با استفاده از این فیلتر جزئیات برجسته‌تر و بی‌هنجاری‌ها متمایزتر می‌گردند. اما مشکل استفاده از این نوع فیلتر این است که با کاربرد آن ضمن برجسته شدن بی‌هنجاری‌ها، نوفه‌های موجود در نقشه نیز برجسته می‌شود. نقشه‌های مشتقات قائم، بی‌هنجاری محلی را به صورت تیز در آورده و آشکار می‌کند (علمدار و انصاری، ۱۳۸۷).



(الف)



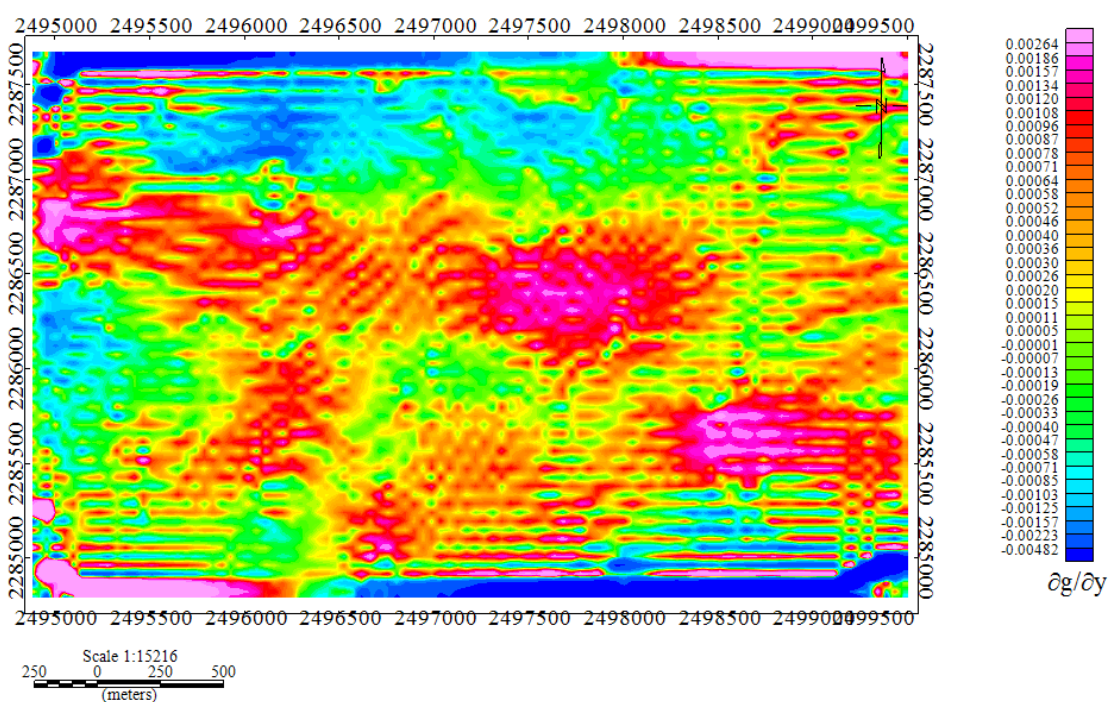
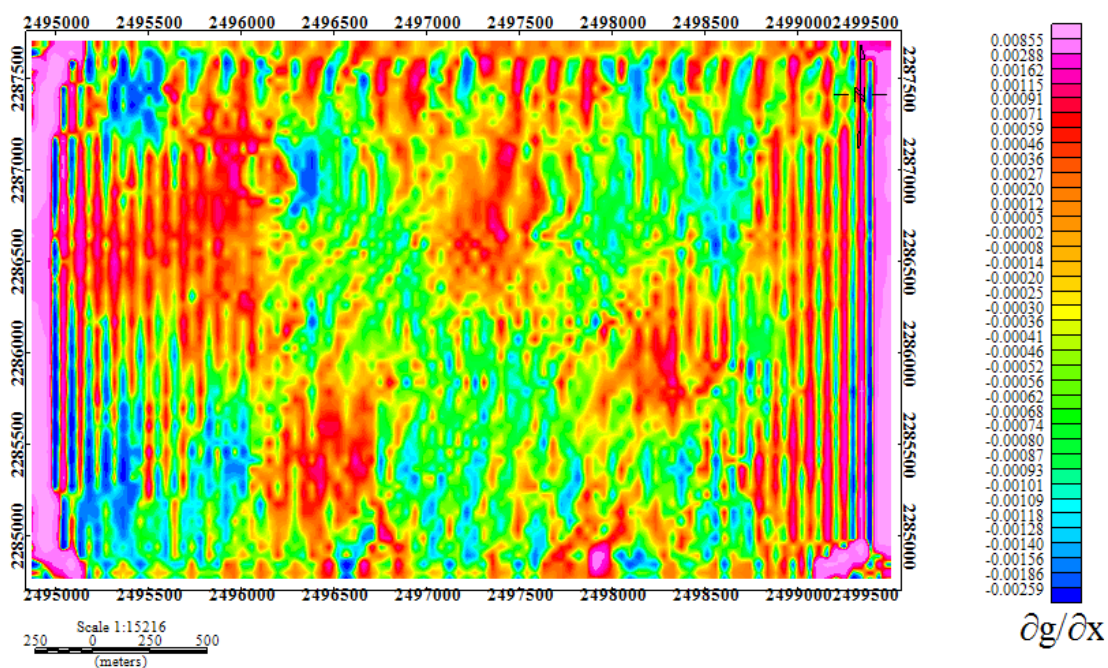
(ب)

شکل ۴-۲۶: نقشه (الف) مشتق قائم درجه یک، (ب) مشتق قائم درجه دوم محدوده Bruin

روش مشتق قائم به طور معمول برای آشکارسازی بی‌هنجاری‌های محلی که توسط بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای، محو شده‌اند به کار برده می‌شوند. بی‌هنجاری‌های سطحی مشتق قائم اول شکل ۴-۲۶، در سه محل، بی‌هنجاری‌های سطحی را مشخص می‌کند. مشتق قائم درجه ۲ به دلیل بالا رفتن مرتبه مشتق به شدت نویزی شده و برای تفسیر مناسب نیست.

د: اعمال فیلتر مشتق‌های افقی در جهات x و y

این فیلتر به صورت کمیت‌های نرده‌ای و خطی محاسبه می‌شود. محاسبه این فیلتر بر روی یک سطح افقی، صورت می‌گیرد. مشتقات افقی با استفاده از روش تفاضل محدود و در حوزه فوریه، محاسبه می‌شوند (Gunn, 1997).



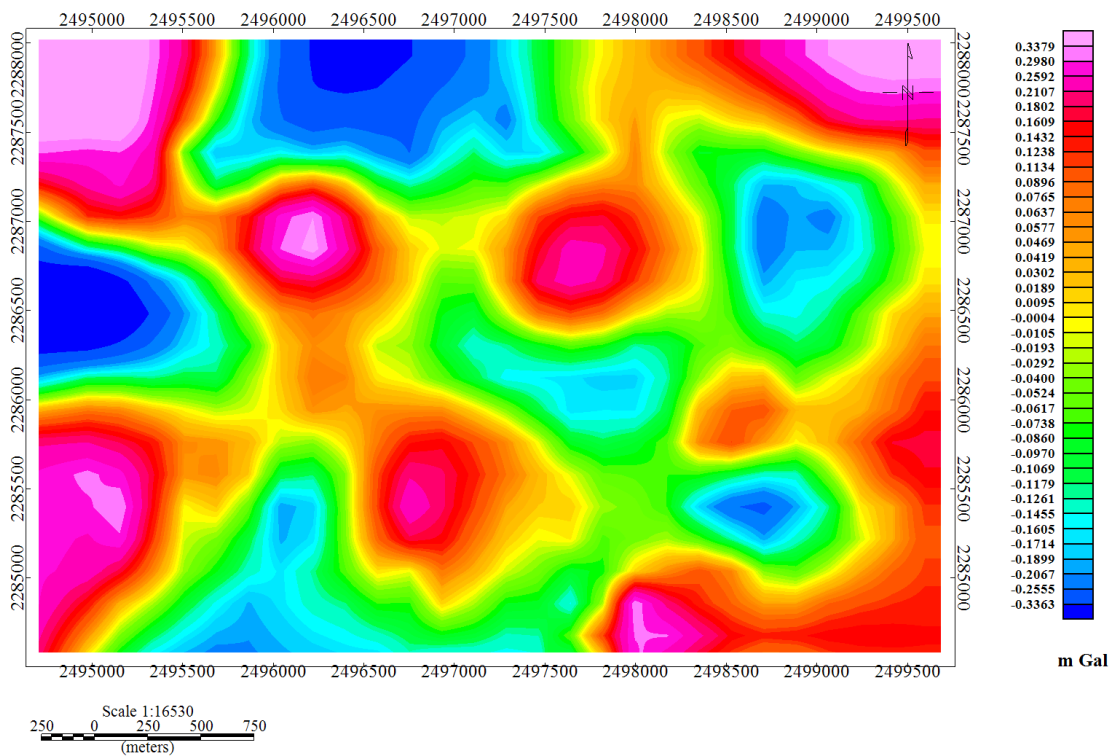
شکل ۴-۲۷: نقشه (الف) مشتق افقی درجه یک در جهت X، (ب) مشتق افقی درجه یک در جهت Y محدوده Bruin

از مشتق افقی در جهت x ، سه بی‌هنجاری‌های، دیده شده که به سمت جنوب و گسترش ماده معدنی به سمت شرق، قابل تشخیص می‌باشد و تقریباً محدوده بی‌هنجاری‌ها را مشخص می‌کند. مشتق افقی در جهت y در جهت گسترش خطی مواد و بی‌هنجاری‌های غیر حقیقی که بر اساس اختلافات توپوگرافی صورت گرفته (بررسی‌ها، عدم وجود ماده معدنی را در آن قسمت تأیید کرده است) با بی‌هنجاری‌های سطحی کوچک موجود در یک راستا قرار دارد (شکل ۴-۲۷). در نتیجه، اطلاعات صحیحی از ساختارهای خطی افقی به دست نمی‌آید و تنها گسترش ماده معدنی به سمت شرق در آن مشهود است.

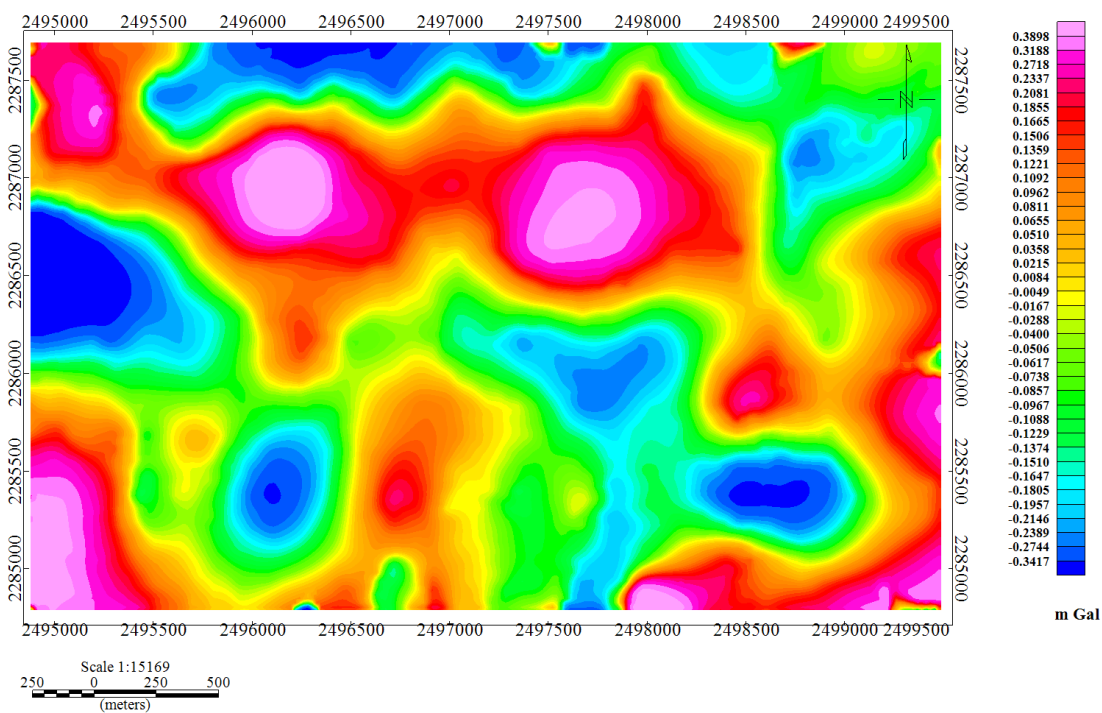
و: اعمال فیلتر روند سطح بر روی داده‌های گرانی بوگه محدوده بورن

در این روش مقدار ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده شده به وسیله روش حداقل مربعات تقریب زده می‌شود (Abdelrahman et al, 1985). درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد (Dobrin and Savit, 1988). از درجات بیشتر روند سطحی برای حالات پیچیده‌تر استفاده می‌شود. هر چه درجه روند بیشتر باشد، بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده کوچک‌تر و برجسته‌تر می‌شوند (Abdelrahman et al, 1985).

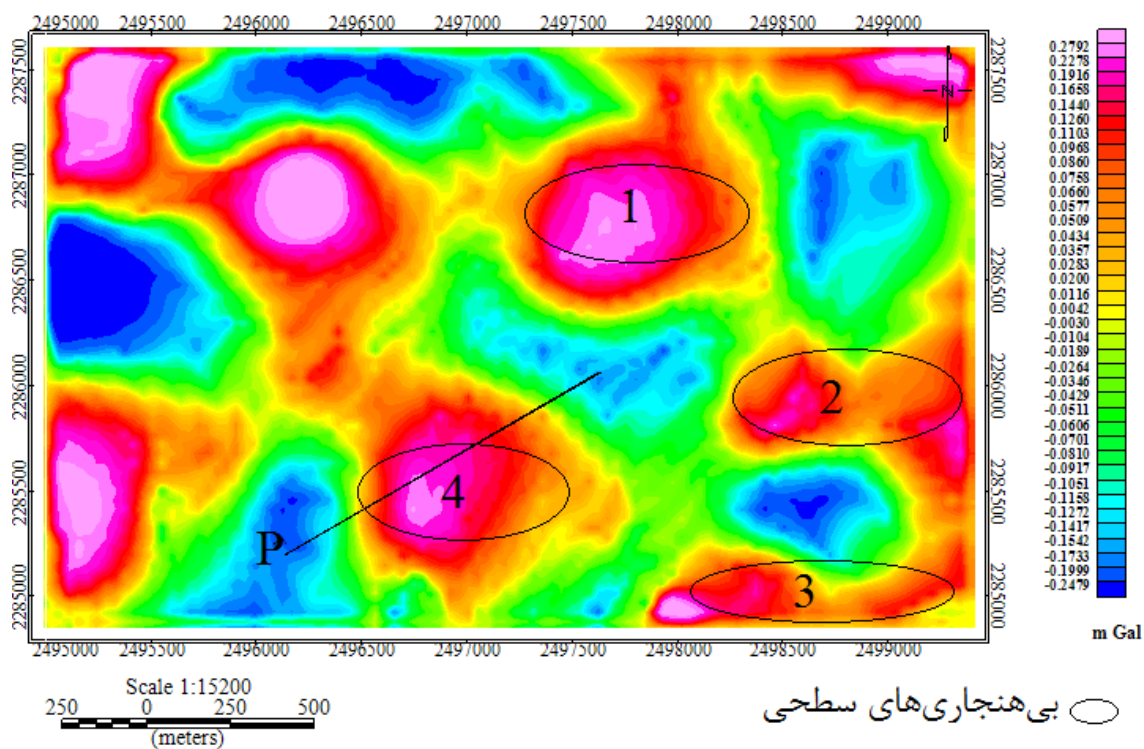
در نقشه‌های روند سطحی شکل ۴-۲۸ ایجاد شده که بهترین تفکیک بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای از محلی است محل‌های مستعد، نشان داده شده است و بی‌هنجاری محلی را به طور واضحی تفکیک کرده است. بی‌هنجاری‌های سطحی این روش در مقایسه با بی‌هنجاری‌های محلی باقی‌مانده گسترش میدان به سمت پایین با فیلتر باقی‌مانده روند سطح، بی‌هنجاری‌های شماره ۲ و ۳ دیده نمی‌شوند. از این رو روش فیلتر باقی‌مانده روند سطحی، مناسب‌ترین فیلتر در جهت آشکارسازی بی‌هنجاری‌های سطحی در نظر گرفته شده است.



(الف)



(ب)



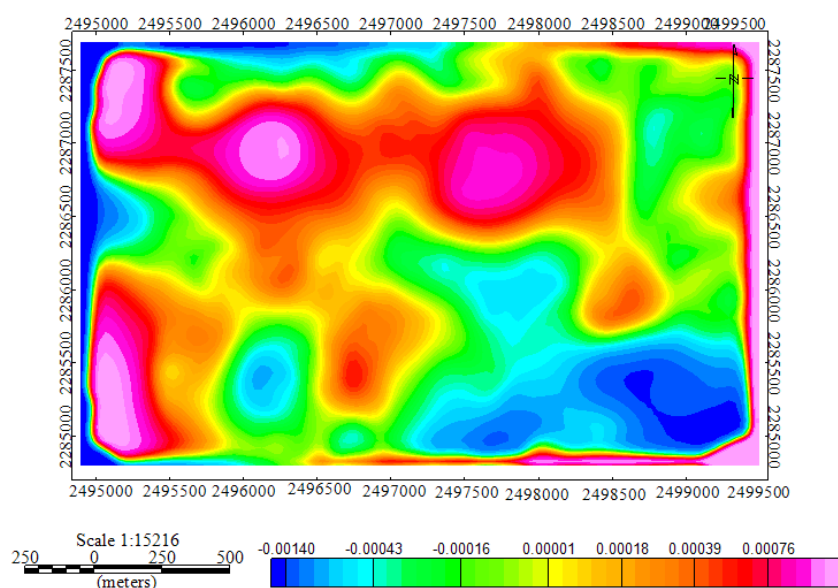
(ج)

شکل ۴-۲۸: نقشه (الف) روند سطح باقی مانده درجه ۱، روند سطح درجه ۲، (ج) روند باقی‌مانده درجه ۳ و پروفیل P محدود Bruin

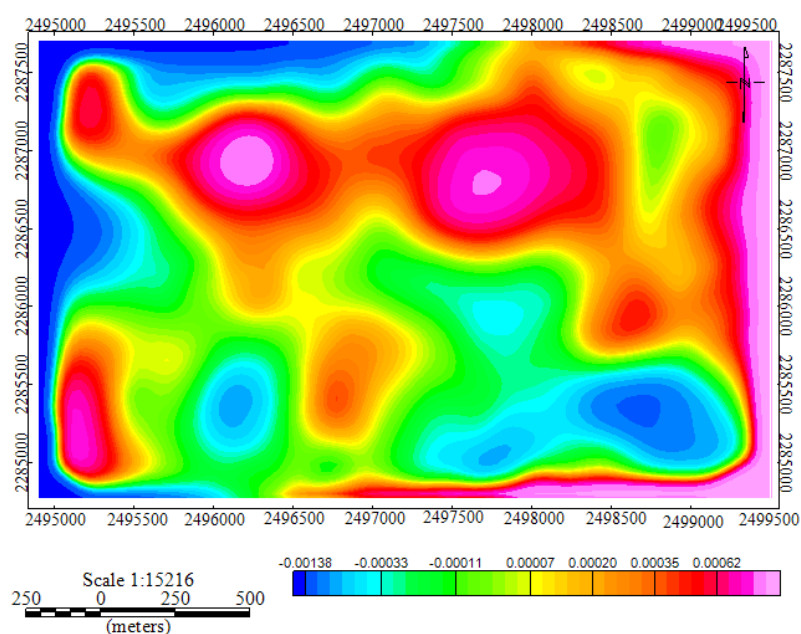
ه: اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا بر روی نقشه مشتق قائم درجه ۱

به دلیل نداشتن گمانه و اطلاعات عمقی، برای دست آوردن میزان عمق بی‌هنجاری‌های

سطحی مشاهده از مشتق قائم درجه ۱ بر روی این نقشه، فیلتر گسترش به سمت بالا زده شد.



(الف)



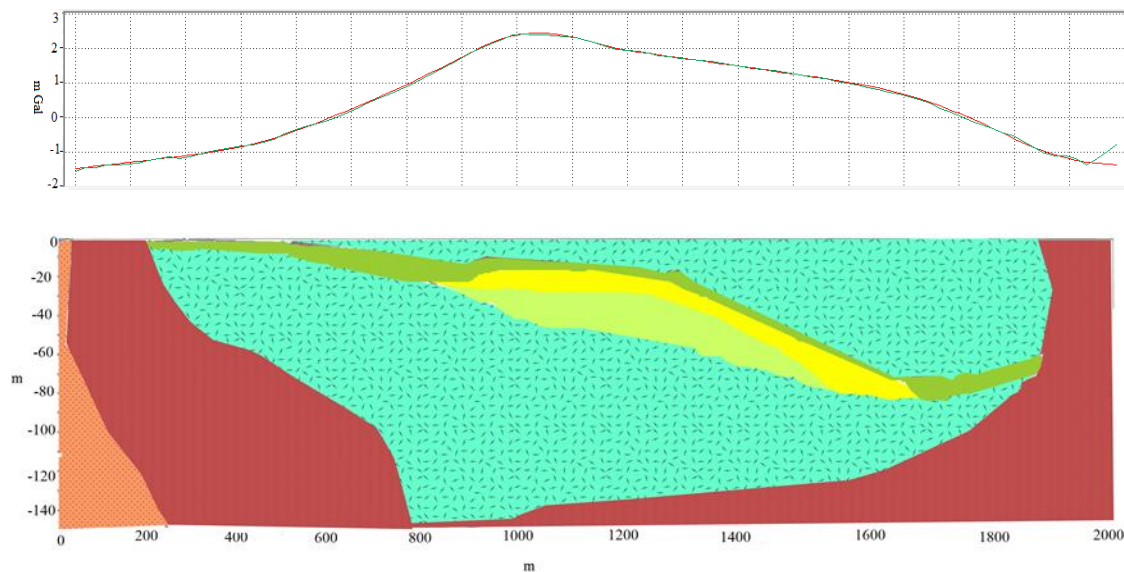
(ب)

شکل ۴-۲۹: نقشه تعیین عمق بی‌هنجاری‌های سطحی از نقشه فیلتر مشتق قائم درجه ۱ (الف) گسترش به سمت بالا ۱۰۰ متری، (ب) گسترش به سمت بالا ۱۵۰ متری محدوده Bruin

بر روی بی‌هنجاری‌های موجود در شکل ۴-۲۶ فیلتر گسترش میدان به سمت بالا زده شد. این فیلتر در سطح ۱۰۰ متری بی‌هنجاری شماره ۳ خود را از دست می‌دهد. اما باقی بی‌هنجاری‌ها تا سطح ۲۶۰ متری نیز باقی مانده‌اند. بی‌هنجاری شماره ۳ در عمق ۱۵۰ متری تضعیف می‌شود (شکل ۴-۲۹).

۳-۱-۲-۴. تهیه پروفیل مناسب و مدل سازی محدوده Bruin

در صورت نبود اطلاعات مدل سازی در مورد عمق قرارگیری ماده معدنی، با استفاده از زمین شناسی محدوده و داده های گرانی، مدل مستقیم محدوده برون به صورت شکل ۴-۳۰ می باشد.



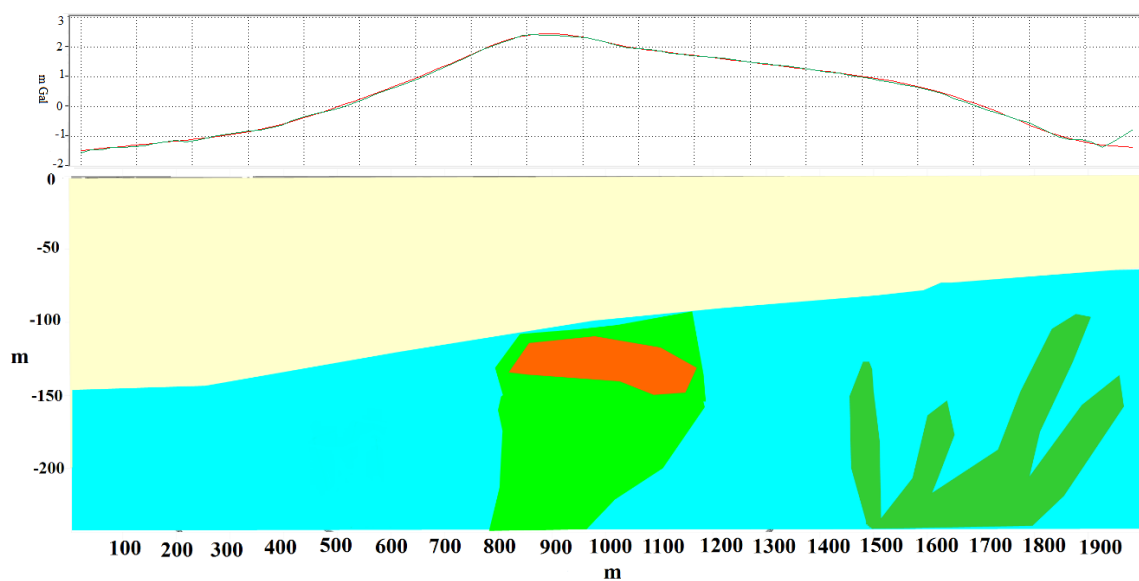
شکل ۴-۳۰ مدل مستقیم دو بعدی محدوده Bruin با استفاده از اطلاعات زمین شناسی در نرم افزار WinGlink

جدول ۴-۵ راهنمای نوع کانسار به همراه میزان چگالی مدل زمین شناسی (شکل ۴-۳۰)

رنگ	نوع واحد	چگالی	رنگ	نوع واحد	چگالی
	ماده معدنی همراه با نقره	۳		سنگ پیریتی	۳
	سنگ دگرگونی	۲,۶۳		سنگ سربیسیت- فیلیتی شده	۲,۶۵
	سنگ کربناتی و پیریتی	۲,۸۵		سنگ سیلیسی- کلریتی	۲,۷

در این مدل ماده معدنی در سنگ های درونگیر اولترامافیک از نزدیک سطح تا عمق های مناسب متوسط جای گرفته اند. جدول ۴-۵ مقادیر و راهنمای زمین شناسی این مدل می باشد.

مطابق شکل (۴-۲۸) و مقایسه نتایج بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده گرانی حاصل از روند سطحی، با بی‌هنجاری منطقه‌ای و زمین‌شناسی محدوده، مدل مستقیمی از محدوده تهیه شد (شکل ۴-۳۰). پروفیل P از روند سطح مرتبه سوم، به دست آمد و در محیط نرم‌افزار WinGlink اجراء و مدل‌سازی مستقیم انجام شد. سپس با استفاده از مقدار عمق به دست آمده از شکل ۴-۲۹ مدل زمین‌شناسی آن ترسیم گردید. راهنمای این مدل جدول ۴-۵ می‌باشد.



شکل ۴-۳۱: مدل‌سازی دو بعدی مستقیم با اطلاعات محدوده Bruin در نرم‌افزار WinGlink

جدول ۴-۶: مقادیر چگالی مورد استفاده در تهیه مدل زمین‌شناسی معدن Bruin (شکل ۴-۳۱)

چگالی	نوع واحد	رنگ	چگالی	نوع واحد	رنگ
۲,۸	گابرو		۲,۷	کربناتیت	
۳,۸	ماده معدنی		۲,۷۴	سرپانتینیت	
			۲,۶	کلریت - سرسیت	

مدل بورن شکل ۴-۳۰ بر مبنای مشاهدات زمین‌شناسی و فیلتر گسترش میدان به سمت بالا منطقه Bruin بر روی یک پروفیل عبوری از بی‌هنجاری شماره ۴ ایجاد شده است. برای مدل‌سازی مستقیم، داده‌ها در ابتدا در نرم‌افزار WinGlink تهیه و سپس ساده‌سازی شد. نتایج حاصل از این مدل این موضوع را بیان می‌کند که مواد معدنی موجود در تیپ Kuroko از عمق مناسبی برای اکتشاف برخوردار هستند.

۴-۲-۱-۴. تفسیر نتایج محدوده Bruin

داده‌ها از طریق رقومی کردن نقشه بی‌هنجاری بوگه مشاهده‌ای به دست آمده‌اند که یکی از دلایل ایجاد بی‌هنجاری‌های غیر واقعی در نقشه بوگه کامل، شده است. استفاده از فیلتر گسترش به سمت بالا بر روی نقشه مشتق قائم درجه یک عمق بالایی ۱۵۰ متری را برای توده شماره ۴ را در نظر می‌گیرد. مدل مستقیم شکل (۴-۳۱) نیز این عمق را تأیید می‌کند و به طور تخمینی و حدودی ضخامت و ریشه عدسی را مشخص می‌سازد.

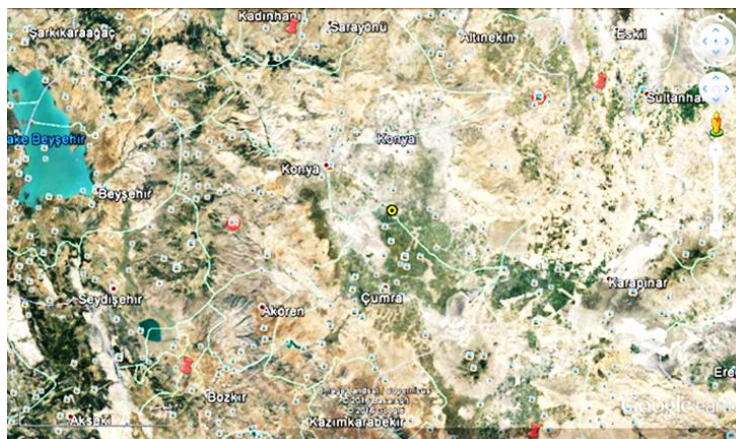
۳-۴. تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی منطقه Konya

۱-۳-۴. بررسی زمین‌شناسی منطقه، محل برداشت و داده‌های گرانی‌سنجی

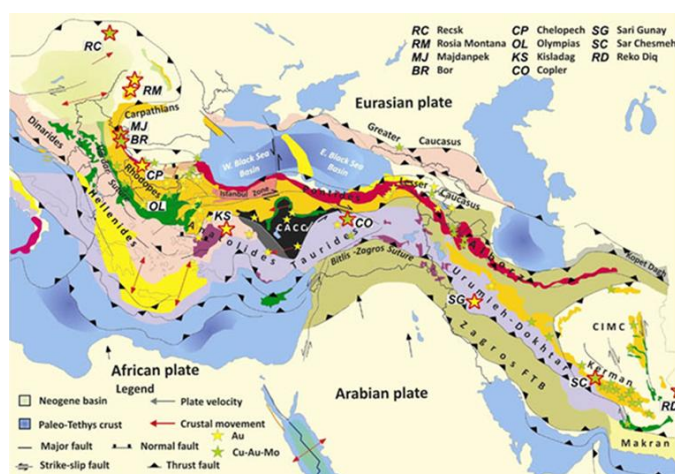
جنوب و جنوب‌شرق آناتولی شامل افیولیت‌ها و افیولیت ملانژهایی است که از جنوب کمر بند غربی آناتولیا آغاز و تا جنوب‌شرقی آناتولی به سمت اطراف کوه‌های هاکاری ادامه پیدا می‌کنند. نحوه جدایش این سنگ‌ها به این گونه است که ابتدا افیولیت‌ها و بعد از آن افیولیت ملانژهای هر منطقه قرار دارد. کمر بندهای افیولیتی در ترکیه و مناطق اطراف یکسان و مشابه هستند (Yilmaz and Yilmaz, 2013). توالی سنگ‌ها به این گونه است که: سنگ‌های پرکامبرین در مرکز ترکیه با برونزد زون افیون به همراه رخساره آمفیبولیت به عنوان سکانس دریایی_ دگرگونی (پایین‌ترین توالی این زون) تا رخساره شیست سبز ادامه پیدا می‌کند. این سنگ‌ها شامل: گارنت، بیوتیت، میکاشیست، سنگ‌های کلریتی، آلبیت‌شیست، کوارتزیت و سنگ‌های گلوکوفان‌دار خواهد بود. در نزدیکی قونیه توالی پالئوزوئیکی سیلورین دگرگون شده، دونین کربناتیته شده (Goncuoglu, 2007). ولکانیک‌های دگرگون شده پرمین پایانی به همراه آمفیبول‌های پهن آبی رنگ در متاولکانیک‌ها دیده می‌شود. سنگ‌های پوشاننده مزوزوئیک سنگ‌های دگرگون شده با ولکانیک‌های دگرشیب هستند در طول کرتاسه پایانی و ابتدای ترشیاری، صفحه عربی به صفحه آناتولی برخورد کرد و باعث تغییر شکل در پوسته ترکیه شد. به طور عمومی واحدهای رسوبی - آتشفشانی در کرتاسه پایانی و دوره ترشیاری در جنوب شرق کمر بند ولکانیکی آناتولی رخنمون پیدا کرد (Yilmaz and Yilmaz, 2013). جوان‌ترین سنگ‌ها از فوران پیروکلاستیک گدازه‌ها به دست آمدند (Alavi, 2004).

حفاری انجام شده در استان قونیه ترکیه در نقطه $37^{\circ}49'N$ و $32^{\circ}35'E$ این منطقه دارای مواد معدنی با چگالی بالاست. در عمق ۱۷۰ متری سنگ‌های پریدوتیتی سرپانتینیتی شده، کانه‌های مغناطیسی را در بر گرفته‌اند و در سطح با سنگ‌های افیولیتی، ملانژی و آتشفشانی پوشیده شده‌اند.

برداشت این داده‌های گرانی‌سنجی به صورت زمینی و به همراه برداشت الکترومغناطیسی بوده و این بی‌هنجاری‌ها و کانی‌های از طریق این برداشت‌ها نیز به اثبات رسیده‌اند (Ates and kearey, 2000).



شکل ۴-۳۲: تصویر محل بررسی شده و نقطه حفاری Konya در نرم‌افزار Google Earth



شکل ۴-۳۳: کمربند کانی‌زایی سولفید توده‌ای تیپ Cyprus از مرکز ترکیه کمربند آناتولی تراپیدیس تا شیخ‌عالی ایران زون ارومیه دختر (Rinoldse, 2016)

برای بررسی تحولات و تغییرات کمربند در طول مرکز ترکیه تا شیخ‌عالی ایران این کمربند در محدوده‌هایی از ایران مورد بررسی قرار گرفت. شکل ۴-۳۲ محدوده بررسی گرانی‌سنجی منطقه Konya را به همراه نقطه گمانه‌زنی نمایش می‌دهد. شکل ۴-۳۳ این کمربند افیولیتی سولفیدهای

توده‌ای تیپ cyprus را از ترکیه به سمت ایران و مناطق دارای این توده‌ی سولفیدی شکل ۴-۳۴، به صورت یک نوار باریک نمایش می‌دهد.



شکل ۴-۳۴: مناطق بررسی تیپ سولفید توده‌ای در ایران و ترکیه

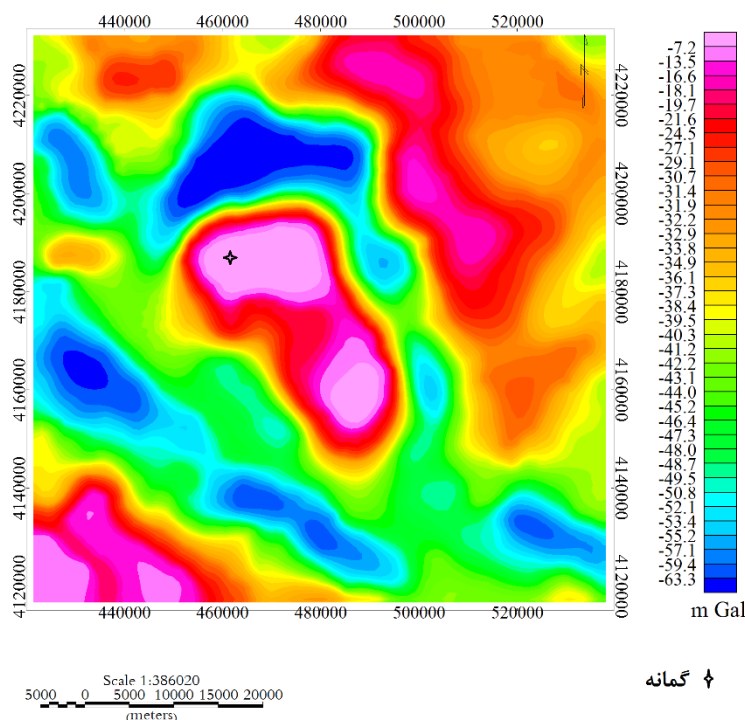
در شکل ۴-۳۴ مناطق پیران‌شهر (ولی‌نسب زرنق و همکاران، ۱۳۹۳) نی‌ریز (داودی و همکاران، ۱۳۹۱)، بافت (احمدی‌پور و محمدی، ۱۳۹۰) و شیخ‌عالی بر روی این کمربند مشخص است. از این مناطق به منظور دستیابی به شرایط تشکیل و انواع کانی‌سازی محل حفاری، در مرحله تفسیر استفاده شد.

۴-۳-۲. تصحیح داده‌ها

داده‌ها، به صورت برداشت‌های زمینی در محدوده‌ای به اندازه ۲,۵ کیلومتر در جهت معمول اکتشافات ماده معدنی، برداشت شده است (Ates and kearey, 2000). داده‌های مورد استفاده این منطقه به وسیله رقومی کردن نقشه بوگه کامل از محل اکتشافی شکل ۴-۳۲ به دست آمده است. از فاصله پروفیلی ۱۱ کیلومتری برای ساخت نقشه بی‌هنجاری بوگه استفاده شده است.

۳-۳-۴. بی‌هنجاری‌های بوگه، ناحیه‌ای و محلی Konya ترکیه

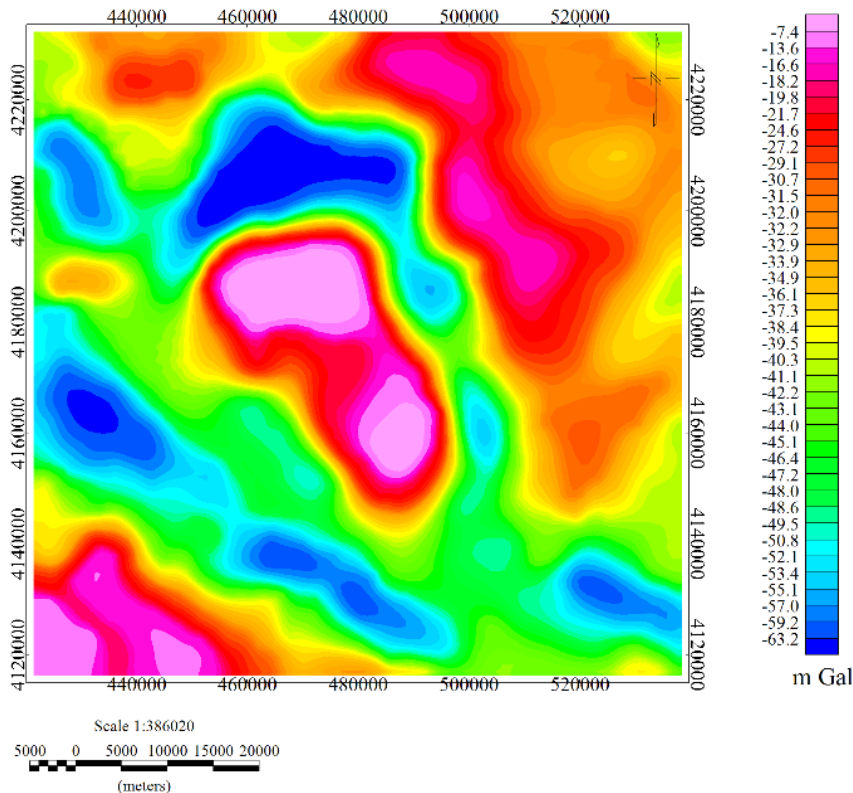
جداسازی بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای و محلی این ناحیه از طریق فیلترهای گسترش به سمت بالا و پایین، باقی‌مانده گسترش به سمت بالا، مشتقات قائم و افقی و روند سطحی برای تعیین مکان ساختارها، تعیین توده‌های پنهان و عمق نسبی کانی‌زایی مورد استفاده قرار گرفته است. ریشه به دست آمده از اطلاعات اولیه عمق حدودی یک کیلومتری وجود ماده معدنی را بیان می‌کند. برای انجام مطالعات و بررسی‌های ژئوفیزیکی در جهت پردازش در جهت اکتشاف بی‌هنجاری‌های سطحی، چهار گوش منطقه داده برداری شده گرانی‌سنجی در نرم‌افزار Google Earth مشخص گردید (شکل ۴-۴۰). نقطه حفاری در چهارگوش مورد بررسی قرار داده شد. در مرحله بعد، شبکه داده‌ای بی‌هنجاری بوگه کامل، رسم شد.



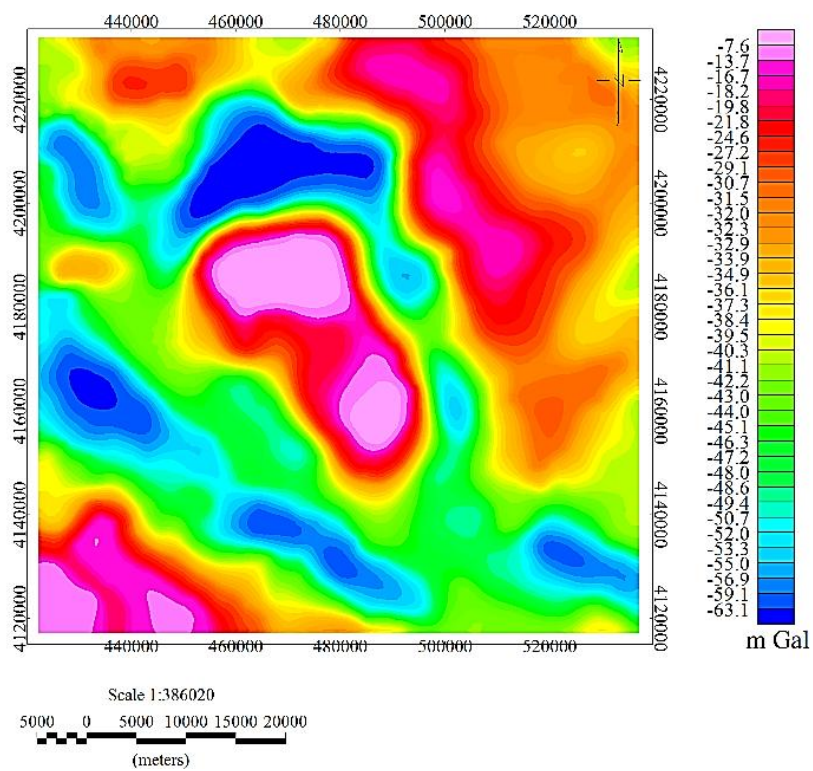
شکل ۴-۳۵: نقشه بوگه کامل محدوده Konya

الف: اعمال فیلتر روش گسترش به سمت بالا

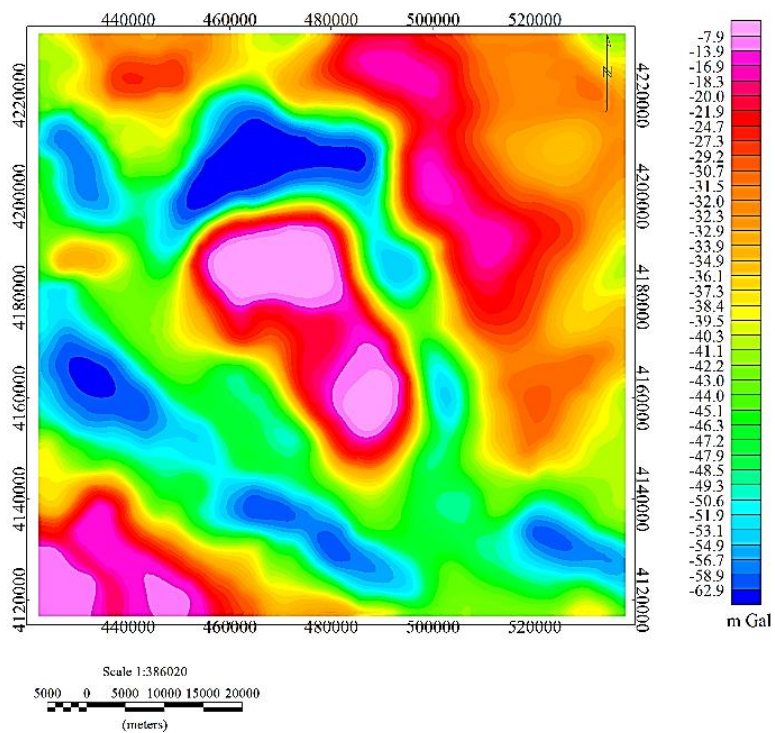
در این روش داده‌های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به صورت محاسبات ریاضی روی سطوح ترازى که در بالای سطوح تراز اصلی هستند تصویر می‌شوند در این حالت تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق دیده می‌شوند. این روش طول موج‌های کوتاه را حذف، دامنه بی‌هنجاری‌های محلی را تضعیف و نویز را کاهش می‌دهد (Rinolds, 1997). از نقشه‌های گسترش میدان به سمت بالا (شکل ۴-۳۶) با توجه به این که این نقشه‌ها در سطوح متفاوت با نقشه بی‌هنجاری بوگه خود تفاوتی ندارند می‌توان به این نتیجه رسید که ماده معدنی از عمق‌های نزدیک به سطح زمین، شروع شده و عمق‌های بالا پیش رفته است. باقی‌مانده‌های گسترش به سمت بالا مؤید عمقی بودن بی‌هنجاری‌های سطحی است زیرا در هر سطحی بی‌هنجاری‌های باقی‌مانده حاصل یکسان و با نقشه بوگه کامل تفاوتی نخواهند داشت.



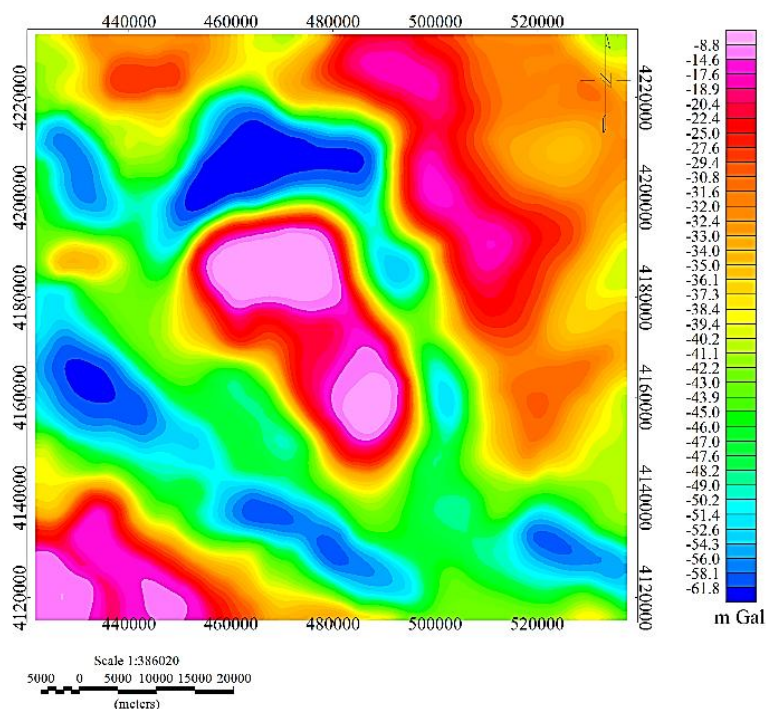
(الف)



(ب)



(ج)

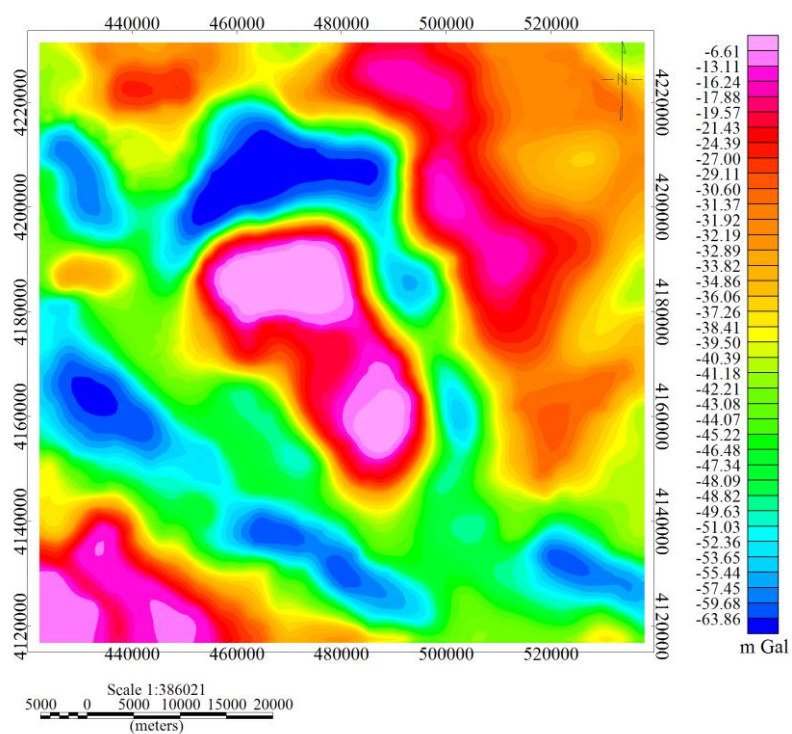


(د)

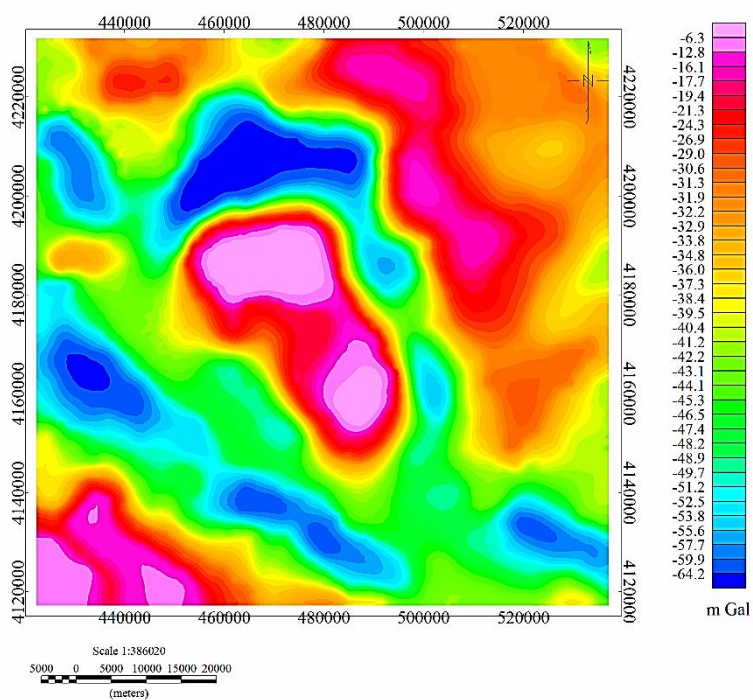
شکل ۴-۳۶: نقشه (الف) گسترش رو به بالا با ارتفاع ۳۰ متر، (ب) گسترش رو به بالا ۶۰ متر، (ج) نقشه گسترش رو به بالا ۱۲۰ متر، نقشه گسترش رو به بالا ۳۶۰ متر محدوده Konya

ب: اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت پایین

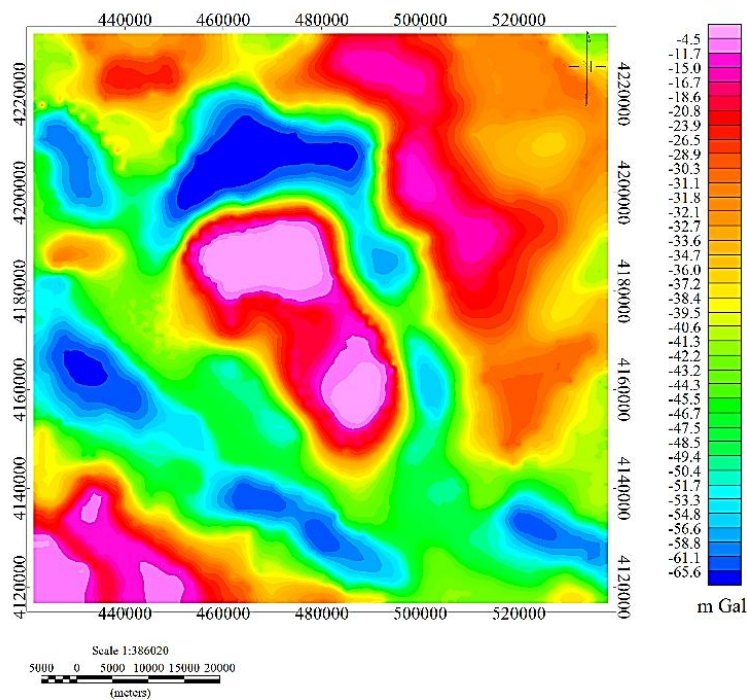
هدف روش گسترش به سمت پایین، کاهش هر طول موج بی‌هنجاری و افزایش دامنه آن‌هاست است. با انجام محاسبات ریاضی بر روی دامنه، این امکان وجود دارد که محاسبات بر روی نوفه‌های موجود در داده اثر کرده و نتایج غیر قابل اطمینانی را در تحلیل و تفسیر ایجاد کند (Rinolds, 1997). روش گسترش میدان به سمت پایین شکل ۴-۳۷ به خوبی عمیق و ریشه‌دار بودن ماده معدنی را نشان می‌دهد به طوری که تا عمق‌های نزدیک به ۷۰۰ متر هیچ‌گونه اثرات نویزی و تغییرات در نقشه بی‌هنجاری گسترش میدان به سمت پایین دیده نمی‌شود. در این فیلتر به خوبی عمق ماده معدنی تا حدود یک کیلومتر تعیین شده است.



(الف)



(ب)

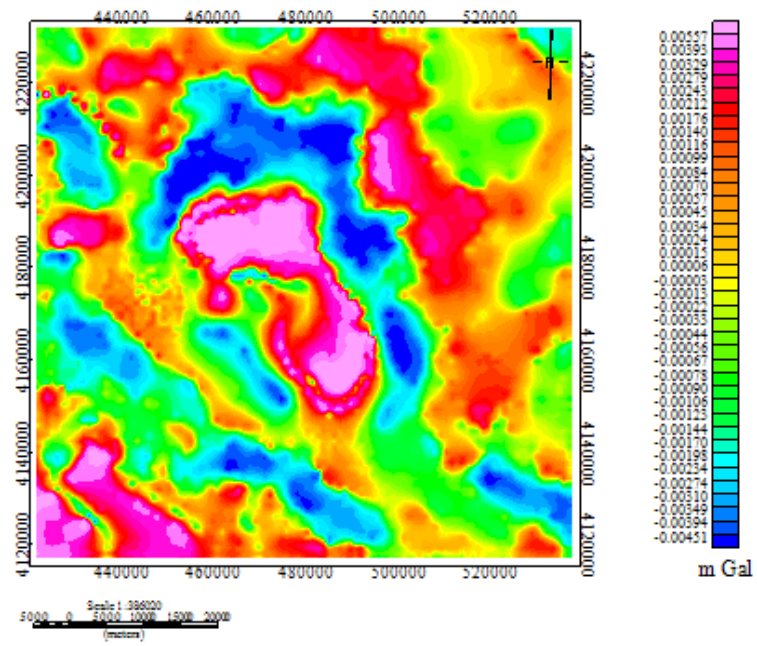


(ج)

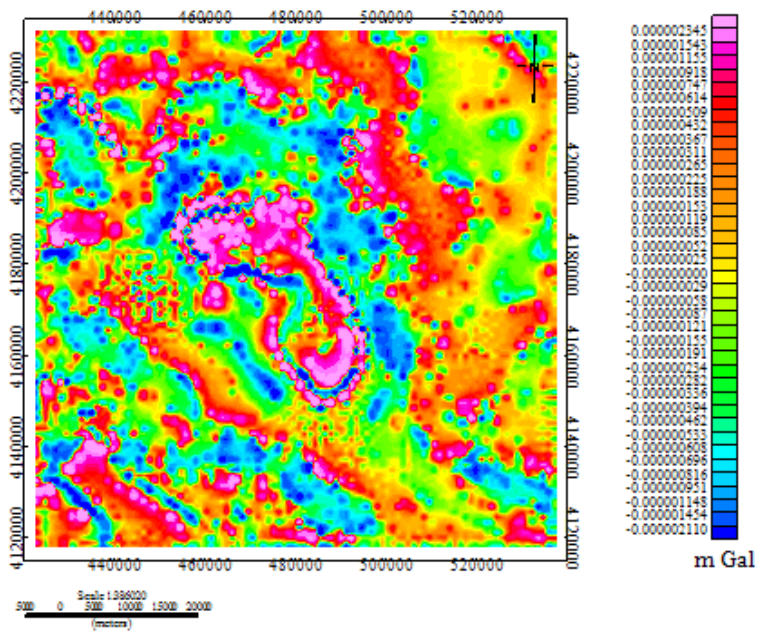
شکل ۴-۳۷: نقشه (الف) گسترش میدان به سمت پایین ۱۰۰ متر، (ب) گسترش میدان به سمت پایین ۱۷۰ متر، (ج) گسترش میدان به سمت پایین ۵۰۰ متر محدوده Konya

د: اعمال فیلتر مشتق قائم

با استفاده از این فیلتر جزئیات برجسته تر و بی‌هنجاری‌ها متمایزتر می‌شوند. اما مشکل استفاده از این نوع فیلتر این است که با کاربرد آن ضمن برجسته شدن بی‌هنجاری‌ها، نوفه‌های موجود در نقشه نیز برجسته می‌شود. نقشه‌های مشتقات قائم، بی‌هنجاری محلی را به صورت تیز در آورده و آشکار می‌کند (علمدار و انصاری، ۱۳۸۷). به همین دلیل از مشتقات مرتبه اول و دوم بیشتر استفاده می‌شود (Verduzco et al, 2004). این فیلتر به همراه اطلاعات فیلتر گسترش میدان به سمت بالا و پایین، بیان‌کننده وجود ماده معدنی از نزدیکی سطح تا عمق‌های بیش از یک کیلومتر است که در این محل بی‌هنجاری‌های سطحی وجود ندارد (شکل ۴-۳۸).



(الف)

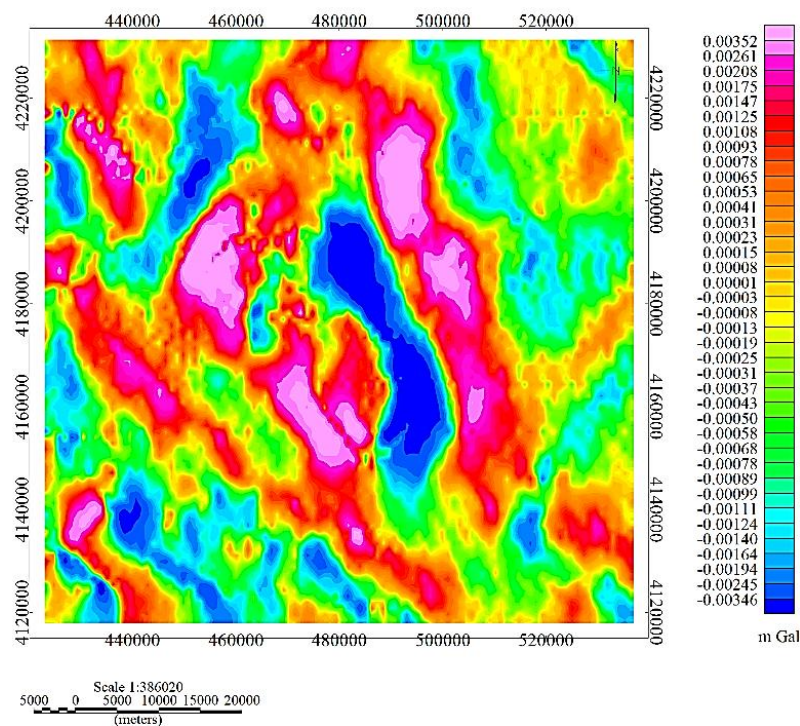


(ب)

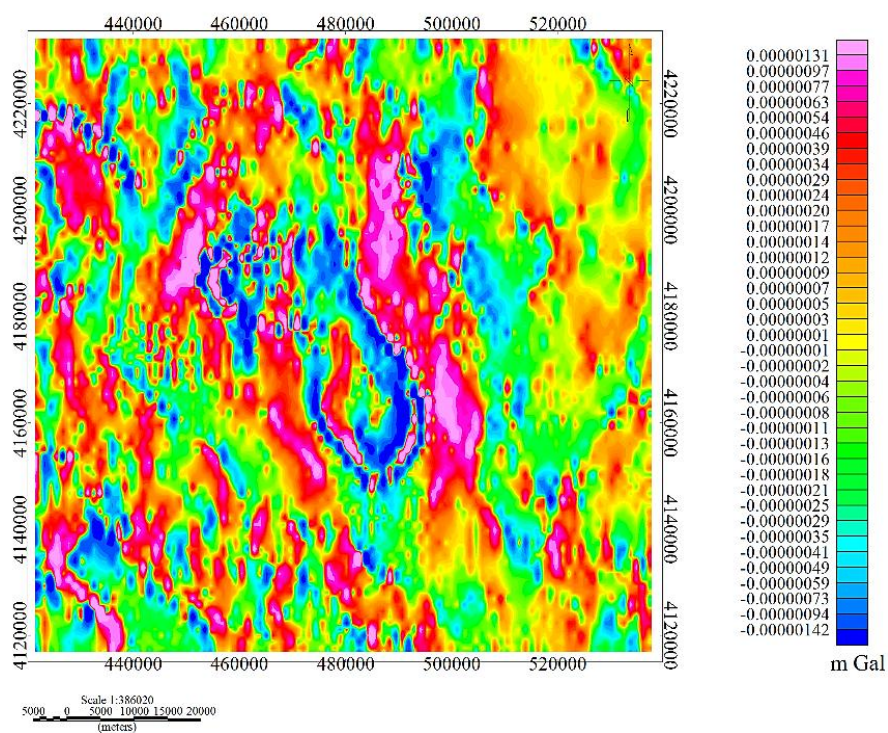
شكل ٣٨-٤: نقشه (الف) مشتق قائم درجه ١، (ب) مشتق قائم درجه ٢ منطقه محدوده Konya

ن: اعمال فیلتر مشتق افقی جهتی Konya

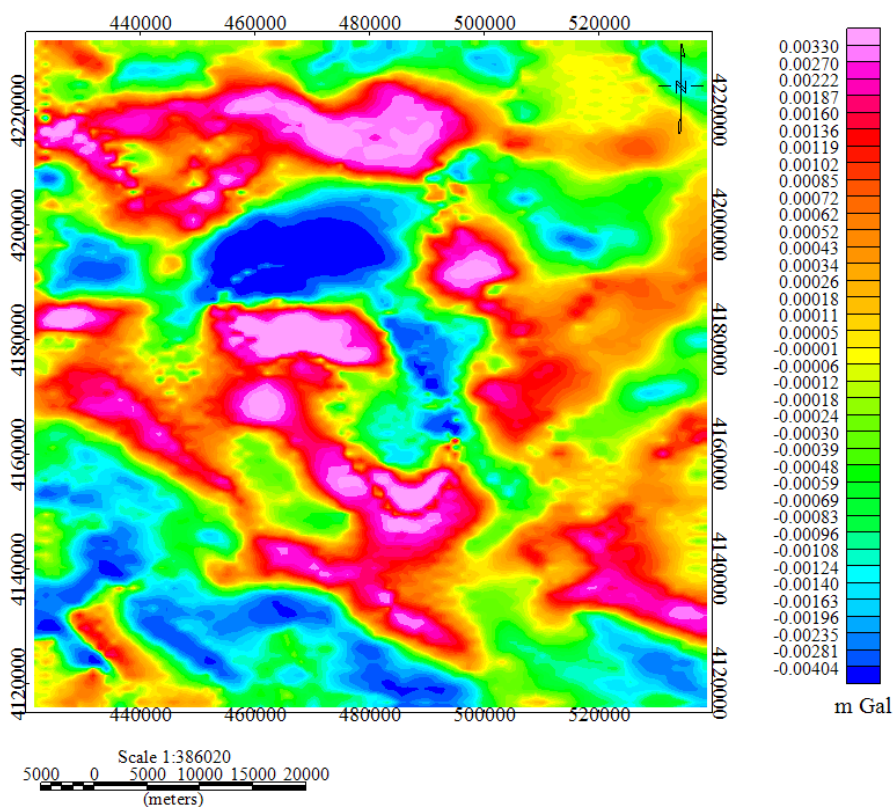
منظور از مشتق جهتی داده‌های میدان پتانسیل، مشتق آن‌ها نسبت به جهات x و y می‌باشد. این روش برای برجسته کردن ساختارهای خطی موجود در نقشه‌ها به کار می‌رود. در این تکنیک بی‌هنجاری‌های خطی در جهت عمود امتداد برجسته می‌شوند. مشتق افقی درجه یک در راستای x به خوبی مرز لبه‌ها و بی‌هنجاری‌ها را از هم جدا می‌کند و لبه‌های توده‌ها را برجسته می‌سازد. مشتق افقی در راستای y توده‌های در راستای افقی را برجسته کرده در نتیجه مواد معدنی کم عمق و سطحی که در فیلتر گسترش به سمت بالا اثری از آن‌ها نیست مشخص می‌گردد (شکل ۴-۳۹).



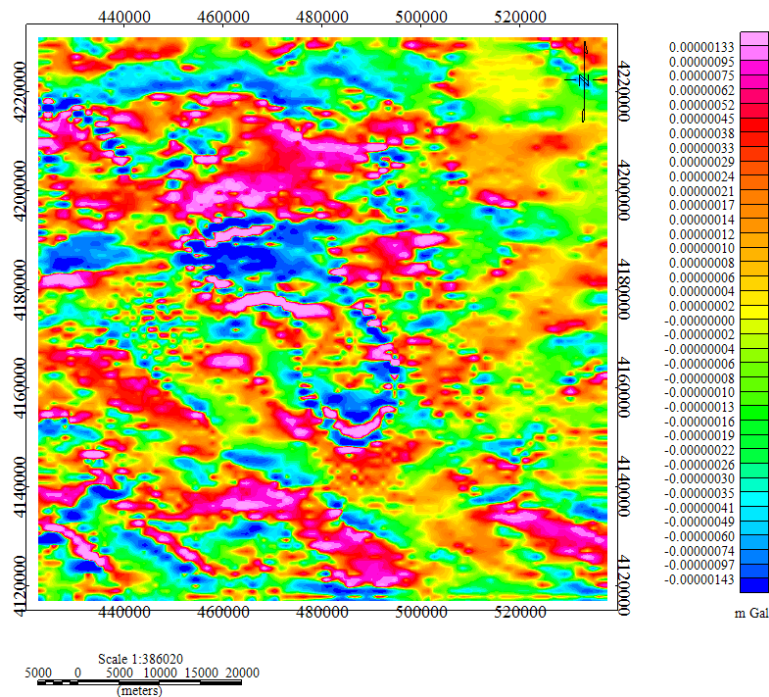
(الف)



(ب)



(ج)

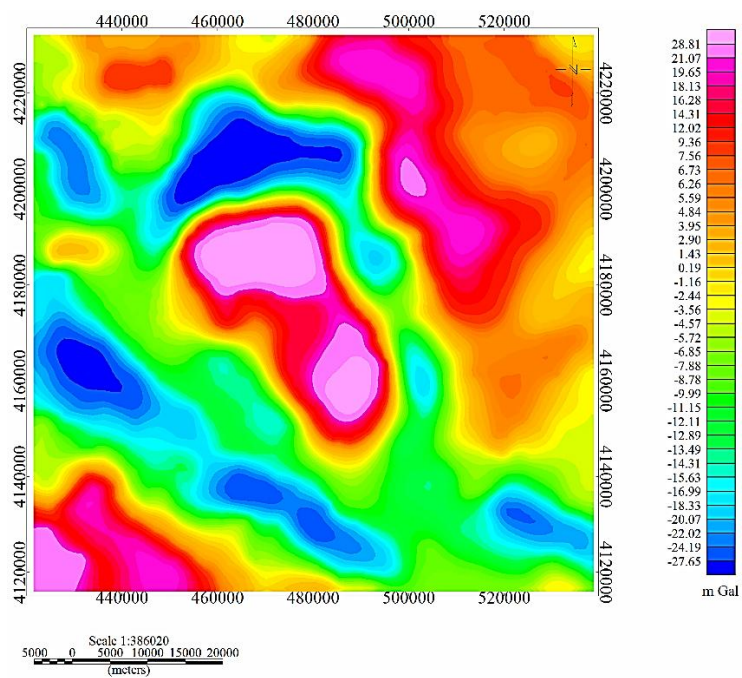


(د)

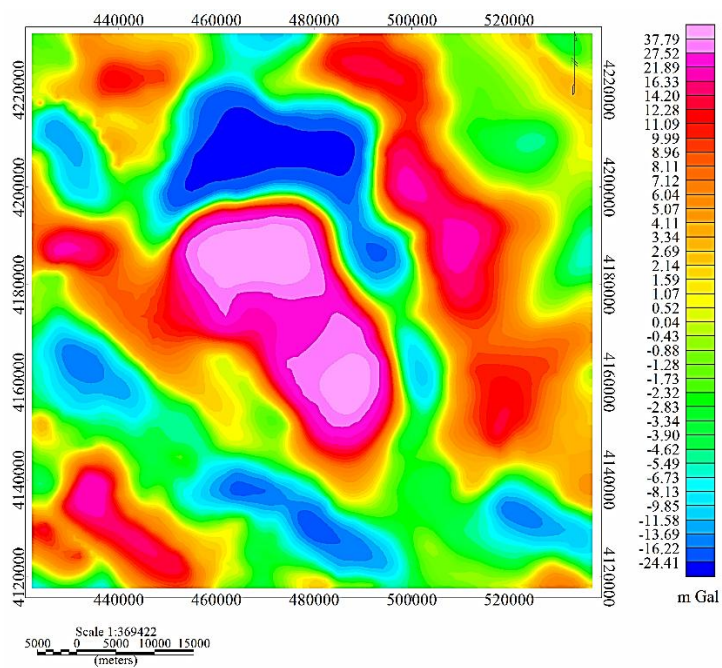
شکل ۴-۳۹: نقشه (الف) فیلتر مشتق افقی درجه یک، (ب) مشتق افقی درجه ۲، (ج) مشتق درجه یک در راستای Y، (د) مشتق افقی درجه ۲ در راستای قائم محدوده Konya

و: اعمال فیلتر روند سطحی Konya

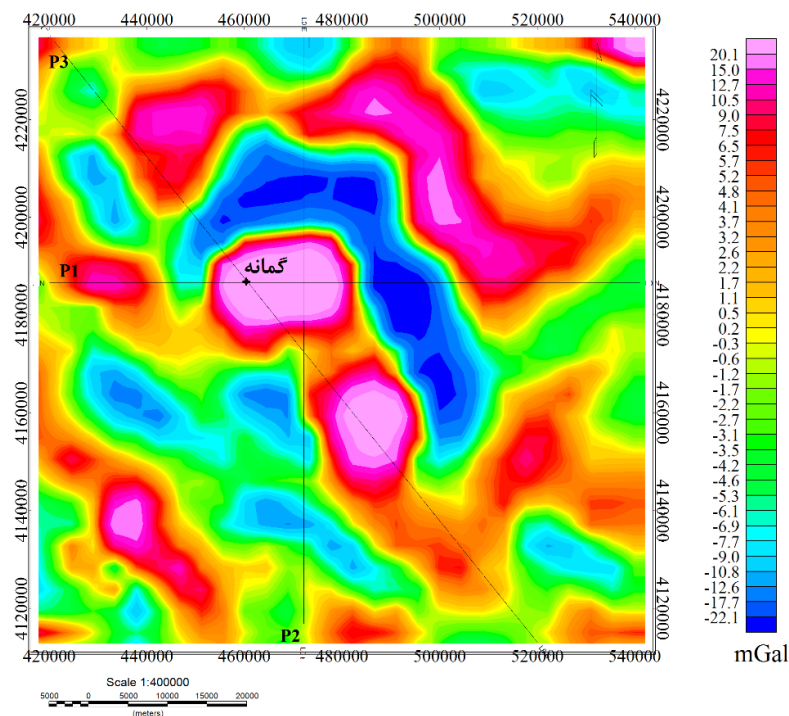
روش روند سطحی برای مدل‌سازی مناسب‌تر است چرا که نقشه‌های مدل‌سازی حاصل از روش‌های دیگر از جمله مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین اغلب حاوی نویز بوده و بی‌هنجاری‌ها را با تغییر شکل و جا به جایی نمایش می‌دهند (Encom technology, 2003). روش روند سطحی که از جابجایی و نویز در نقشه باقی‌مانده جلوگیری می‌کند از بهترین روش‌های جدا کننده بی‌هنجاری‌های منطقه‌ای از محلی می‌باشد (شکل ۴-۴۰). با استفاده از این فیلتر بر روی نقطه حفاری و اطراف آن در سه جهت پروفیل‌هایی رسم و مدل‌سازی بر روی آن‌ها صورت گرفته است.



(الف)



(ب)

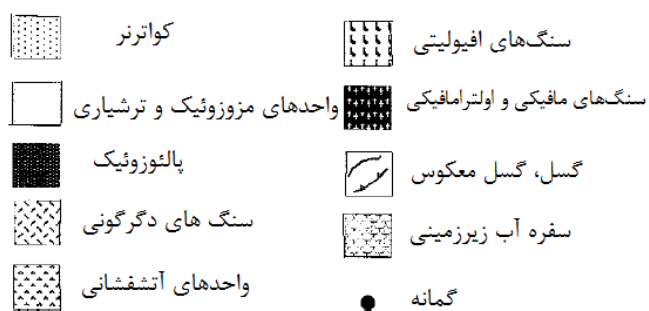
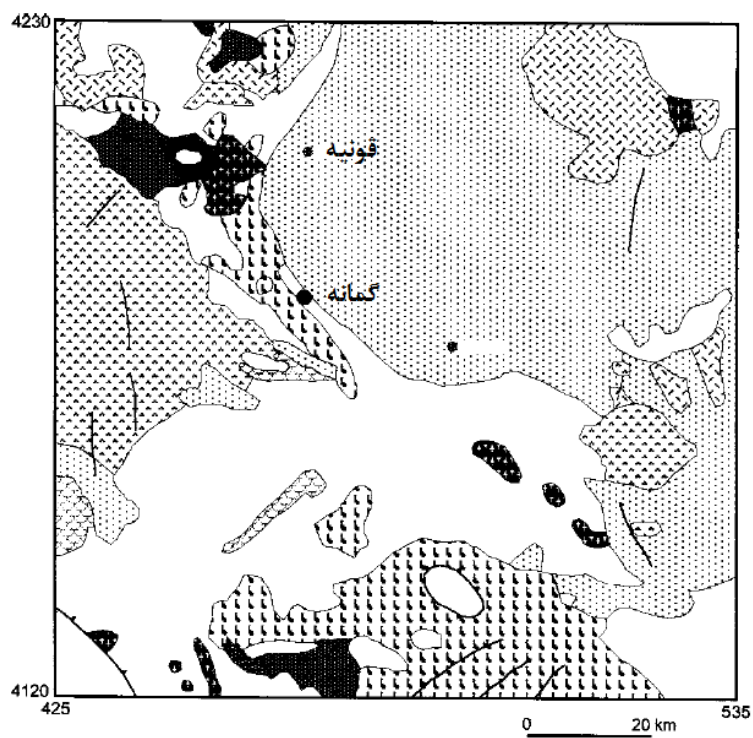


(ج)

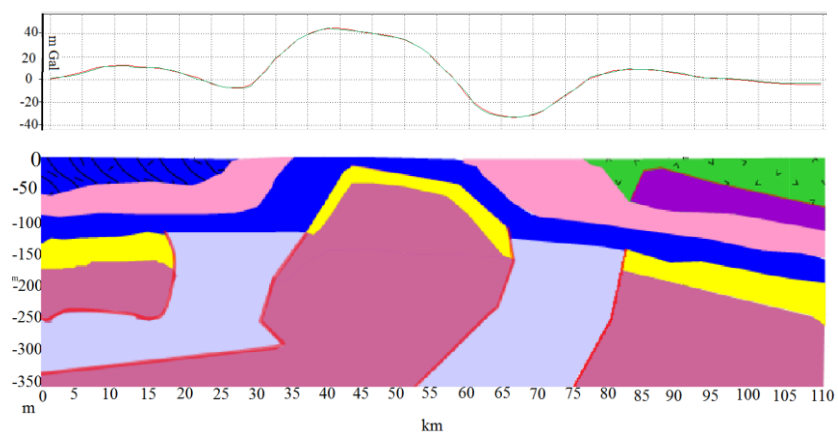
شکل ۴-۴: نقشه (الف) باقی مانده روند سطح درجه ۱، (ب) باقی مانده روند سطح درجه ۳، (ج) باقی مانده روند سطح درجه ۶ به همراه پروفیل های انتخابی محدوده Konya

۴-۳-۴ تهیه پروفیل مناسب و مدل سازی مستقیم داده ها

روی نقشه بی هنجاری محلی بوگه از مرتبه ششم، سه پروفیل لازم دانسته شد. برای این کار، ابتدا نقشه مورد بررسی قرار گرفت و مناسب ترین محل برای تهیه پروفیل داده های گرانی، انتخاب شد. سپس مدل سازی مستقیم بر روی آن ها با توجه به اطلاعات جمع آوری شده در نرم افزار WinGLink، انجام شد (شکل های ۴-۴، ۴۳-۴ و ۴۴-۴). مدل نهایی به صورت مدل زمین شناسی در جهت تفسیر، بعد از ساده سازی و قرار دادن چگالی متوسط برای کانسارها تهیه شد. برای فهم دقیق تر از شرایط و کمربند کانی زایی از شکل ۴-۴۱ استفاده شد. نوع کانسارها و سنگ های درونگیر با چگالی متوسط در جدول ۴-۷ نشان داده شده است.

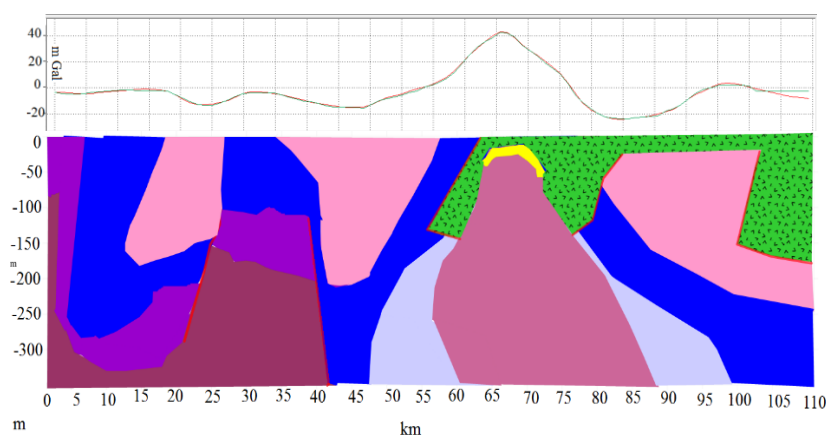


شکل ۴-۴۱: نقشه زمین‌شناسی فونیه (Ates and kearey, 2000)



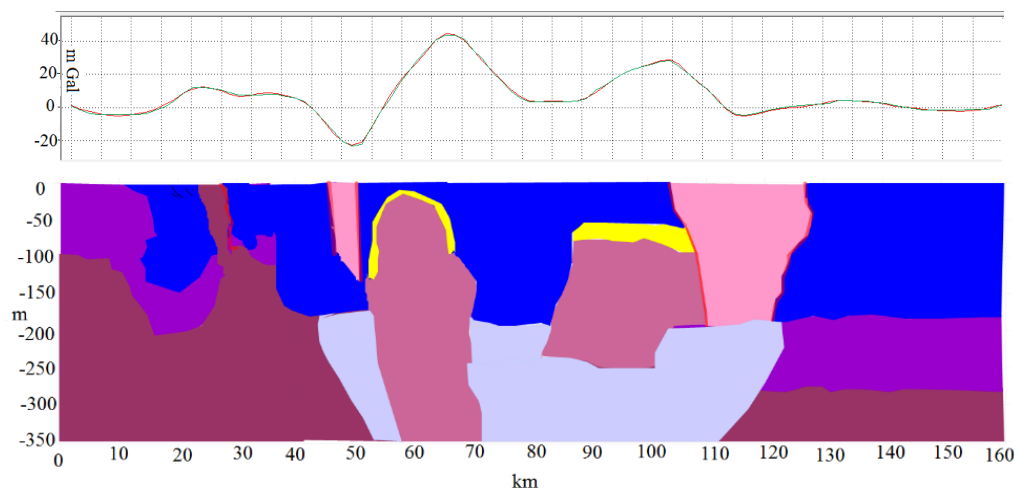
شکل ۴-۴۲: مدل‌سازی دو بعدی داده‌های گرانی و اطلاعات زمین‌شناسی حاصل از P_1

این پروفیل با عبور از روی گمانه حفاری شده در آن محدوده، انتخاب شده است. با توجه به داده‌های برداشت شده از این محل وجود یک توده بی‌هنجار تشخیص داده شد و حفاری‌های لازم برای اکتشاف ماده معدنی در آن نقطه صورت گرفت. طبق ساختار زمین‌شناسی پیچیده محل و وجود تاقدیس‌ها و ناودیس‌های فراوان، توده ماده معدنی در یک محل تاقدیس مانند تشخیص داده شده است. ماده معدنی در رخساره دگرگونی افیون قرار گرفته است. نهشته‌های رسوبی در آن محل دیده نمی‌شود و با وجود محیط احیایی، توده از کانه‌های ثانویه مسی فقیر خواهد بود و با توجه به منشاء گوشته بالایی که با بالا آمدگی پریدوتیت‌ها در اطراف ماده معدنی وجود دارد، مواد معدنی تیپ Cyprus از نوع کانه‌های فلزی خواهد بود.



شکل ۴-۴۳: مدل‌سازی مستقیم دو بعدی داده‌های گرانی‌سنجی و اطلاعات زمین‌شناسی حاصل از پروفیل P₂

این پروفیل با کمی فاصله نسبت به پروفیل اول و به حالت عمود بر آن، انتخاب شد و داده‌های گرانی‌سنجی آن مورد بررسی قرار گرفت. این پروفیل وجود یک بی‌هنجاری سولفید توده‌ای دیگر را در نزدیکی و پایین توده اول مشخص نمود. در مدل مستقیم ساخته شده این توده به صورت یک بی‌هنجاری با ریشه عمیق و چگالی بالاتر نسبت به سنگ‌های درونگیر در آن محل قرار گرفته است.



شکل ۴-۴۴: مدل‌های دو بعدی اثر گرانی در محل پروفیل بر روی نقشه بی‌هنجاری بوگه محلی و مدل‌سازی داده‌های گرانی و اطلاعات زمین‌شناسی حاصل از P_3

شکل ۴-۴۴ مدل پروفیل P_3 را تهیه کرده است. پروفیل این مدل به صورت مایل از دو بی‌هنجاری موجود عبور می‌کند. نکته قابل توجه به دست آمده از این پروفیل شیب بیشتر و عمیق‌تر بودن، توده معدنی سمت راست نسبت به توده معدنی سمت چپ است. این دو توده در شکل‌های ۴-۴۲ و ۴-۴۳ رسم شده‌اند.

جدول ۴-۷: مقدار چگالی مورد استفاده در تهیه مدل زمین‌شناسی Konya

چگالی	نوع واحد	رنگ	چگالی	نوع واحد	رنگ
۴,۷	ماده معدنی		۳,۹	کواترنری (گدازه پیروکلاستیک)	
۴	دگرسان		۲,۷	پریدوتیت سرپانتینیتی شده	
۴,۷	افیولیت		۱,۱۷	ترشیاری (رسوبی-آتشفشانی)	
			۲,۳	پالئوزوئیک پرکامبرین (دگرگون)	

مدل‌سازی مستقیم، نحوه قرارگیری ماده معدنی در عمق، شیب، ریشه و ضخامت توده‌های بی‌هنجار این ناحیه را تعیین کرده است. جهت ساختاری ماده معدنی از شمال غرب به سمت جنوب شرق در نقشه بوگه کامل مشخص است. اعمال فیلترهای گسترش به سمت بالا، مشتق قائم و گسترش به سمت پایین، در جنوب غرب منطقه که از نظر زمین‌شناسی شامل رسوبات کواترنری است، توده معدنی زیر سطحی را با ریشه بالا، تأیید می‌کند. عمق حدودی یک کیلومتر از فیلتر گسترش میدان به سمت پایین برای محدوده گمانه زده شده و محل اکتشافی پروفیل P_2 به دست آمده است. از مدل‌سازی پروفیل P_2 وجود بی‌هنجاری دیگری مشخص شد که با توجه به عمق به دست آمده از اعمال فیلترهای مختلف، پیشنهاد گمانه‌زنی در آن محدوده داده می‌شود.

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

۵-۱ نتیجه گیری

سولفیدهای توده‌ای در مناطق تکتونیزه با چین و گسل‌های فراوان، وجود دارند. این شرایط زمین‌شناسی، روی شکل و محل توده‌های بی‌هنجار در زیر سطح زمین، تأثیر جدی دارد. در شیخ‌عالی هرمزگان، قونیه ترکیه، بورن آلاسکا، مواد معدنی به صورت توده‌ای و عدسی‌شکل، همان طور که در مدل‌های مستقیم دیده می‌شوند در سنگ‌های درونگیر خود جای گرفته‌اند. همه این موارد نسبت به سنگ‌های درونگیر خود چگالی نسبتاً بالایی دارند. معدن شیخ‌عالی و محدوده قونیه به دلیل قرار گرفتن در افیولیت‌ها، تا حدودی چگالی و سنگ‌های میزبان هم‌سن و یکسانی دارند. مواد معدنی در محدوده شیخ‌عالی، مابین رسوبات آهکی و در شرایط اکسیداسیون، کانسارهای مسی را به وجود آورده است، اما در قونیه در بین سنگ‌های درونگیری با شرایط احیائی دگرگونی و آتشفشانی قرار گرفته‌اند. با وجود این که هر دو منشأ یکسانی از گوشته بالایی دارند و از برخورد صفحه عربی ایجاد شده‌اند ولی بسته شدن دریای نئوتتیس در ایران، باعث ایجاد تفاوت در نوع ماده معدنی شده است. معدن گرینزکریک به خوبی ویژگی‌های یک سولفید توده‌ای آتشفشانی تیپ کروکو را نشان می‌دهد.

نقشه‌های حاصل از تفکیک بی‌هنجاری‌ها هیچ گونه اطلاعاتی را در مورد پارامترهای هندسی نظیر عمق، شیب و شکل، و پارامترهای فیزیکی مانند چگالی را فراهم نمی‌سازد لذا در جهت تعیین این پارامترها بایستی بر روی کانسارهای مورد نظر مدل‌سازی صورت پذیرد. روش روند سطحی، بهترین روش برای تفسیر و تفکیک بی‌هنجاری‌ها می‌باشد. این روش از تک‌تک اطلاعات به منظور تفکیک بی‌هنجاری‌های سطحی و عمقی استفاده می‌نماید و بی‌هنجاری باقی‌مانده را بدون تغییر در دامنه و شکل آن نشان می‌دهد.

همیشه وجود بی‌هنجاری‌های سطحی عامل وجود مواد معدنی نیست. در محدوده بورن آلاسکا، با شرایط توپوگرافی موجود، بی‌هنجاری‌های غیر حقیقی را ایجاد کرده که در بررسی این منطقه

بی‌هنجار، این موضوع تأیید شده است. در این محدوده، ماده معدنی در عمق‌های متوسط با گسترش زیاد و ضخامت کم قرار گرفته‌اند.

با توجه به شکل ۴-۴۱ رخنمون زمین‌شناسی منطقه قونیه بیشتر کواترنری است و برونزد افیولیتی کوچکی دارد اما با برداشت‌های گرانی‌سنجی دو محدوده با بی‌هنجاری بالا، مشخص گردید. در طول این کمر بند احتمال وجود مس با شدت و ضعف‌های مختلف وجود دارد. در ایران رگه مس طبیعی را نیز می‌توان در پیرانشهر و شیخ‌عالی مشاهده کرد. بیشینه وجود مس در قسمت شرقی و جنوب‌شرقی ترکیه روی زون آناتولی تراپیدیس که ادامه زون ارومیه- دختر است دیده می‌شود و به سمت مرکز از میزان مس کاسته و بر میزان عناصر با ارزش و گران قیمت مانند طلا، افزوده می‌گردد. بی‌هنجاری بالایی که در گمانه انتخابی استان قونیه مشاهده شده، وجود مقادیر بالای کانسارهای مغناطیده را معین کرده است که به علت تفاوت در هیدراسیون و شرایط تکتونیکی گوناگون سنگ میزبان و درون‌گیر مواد معدنی متفاوت شده است. برخورد صفحه عربی به صفحه ایران و ترکیه عامل ایجاد این زون‌ها است و این مؤید هم‌زمانی این کانسارها بین این دو کشور می‌باشد و می‌توان کمر بند را در امتداد طول آن مدل‌سازی کرد. کانی‌زایی با عیار بالاتر طلا و آهن در ترکیه آغاز و تا کاهش میزان عناصر با ارزش و افزایش کانی ثانویه مس در ایران ادامه پیدا می‌کند.

مقایسه بین مدل‌ها و دستاوردهای شیخ‌عالی ایران و قونیه ترکیه، گسترش رو به جنوب ماده معدنی، زاویه قرارگیری تقریباً عمود ماده معدنی با دیگر کانسارها، عدم گسترش جانبی و تغییر مسیر رگه را از جنوب به سمت شمال نشان می‌دهد.

در شیخ‌عالی ایران بی‌هنجاری موجود در پروفیل اول حاصل از مواد معدنی گمانه BH₂ است. بی‌هنجاری پروفیل دوم یک محل پیشنهادی برای مغزه‌گیری است که در آن جهت مواد معدنی، کمی تغییر کرده است. گسترش ماده معدنی در هر دو پروفیل به سمت جنوب است. طبق مغزه‌گیری‌های گذشته بی‌هنجاری پروفیل اول با استفاده از اطلاعات کاهش چگالی و کانساری مغزه BH₂ مشخص

شده بود و اطلاعات پروفیل دوم یک دستاورد جدید به حساب می‌آید که با اطلاعات جا به جایی ماده معدنی به سمت بالا، گسترش رو به جنوب ماده معدنی و شرایط عدم گسترش جانبی ماده معدنی، تطابق دارد. با در نظرگیری گسترش رو به جنوب ماده معدنی در مدل حاصل از پروفیل دوم از توالی ماده معدنی پروفیل اول استفاده شد. هم‌زمانی بین مواد معدنی و سنگ‌های درون‌گیر از جمله آهک پلاژیک، بیان‌گر تشکیل عدسی‌های سولفید توده‌ای در کرتاسه هستند که طی فرایندهای تکتونیکی فشارشی به سطح زمین نزدیک شده‌اند.

استفاده از هر دو حالت مدل‌سازی مستقیم وجود ماده معدنی و رگه مس طبیعی در نزدیکی سطح را به اثبات می‌رساند. شکل توده عدسی مانند به صورت کوچک و با چگالی بالا از ویژگی ماده معدنی هر دو پروفیل محدوده معدن متروکه شیخ‌عالی است. در کل این نتایج قابل قبول بوده و تأییدی بر موفق بودن روش گرانی‌سنجی برای اکتشاف کانسارهای زیر سطحی سولفید توده‌ای با تباین چگالی ماده معدنی بالا و به صورت توده‌ای در سنگ‌های میزبان با چگالی پایین است. این روش قابلیت پیشنهاد محل حفاری محل‌های بررسی نشده را به صورت مطلوبی دارد.

۵-۲ پیشنهادات

۱. در تفکیک بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل بهتر است از روش‌هایی که محاسبات تحلیلی خود را نقطه به نقطه انجام می‌دهند استفاده کرد.
۲. در مدل‌سازی پروفیل دوم شیخ‌عالی بهتر است مغزه‌گیری صورت پذیرد و منطقه به تأیید روش‌های دیگر ژئوفیزیکی مانند مغناطیس، TEM، مقاومت‌سنجی، EM، IP و روش‌های لرزه‌ای توموگرافی و بازتابی برسد.
۳. از آنجایی که تفسیرهای میدان پتانسیل غالباً به همراه ابهاماتی هستند در نتیجه در جهت یک تفسیر کیفی مناسب، باید از روش‌های الکترومغناطیسی، برای جداسازی بی‌هنجاری‌های فلزی از غیرفلزی استفاده کرد و نتایج آن‌ها نسبت به یک‌دیگر مقایسه شوند.
۴. در معدن متروکه شیخ‌عالی با توجه به بی‌هنجاری موجود در پایین نقشه، بهتر است، حفاری و مغزه‌گیری‌ها برداشت‌های گرانی طبق گسترش ساختاری ماده معدنی به سمت جنوب، در این راستا باشند.
۵. منطقه اکتشافی جدید در پایین محل گمانه زده شده موجود در قونیه ترکیه، بهتر است با روش IP و مغناطیسی به جهت احتمال اکتشاف سولفیدهای رگه‌ای، پراکنده و مواد معدنی مغناطیسی در آن محدوده، استفاده شوند.
۶. روش‌های ژئوفیزیکی از جمله الکترومغناطیس و حتی لرزه‌نگاری بهتر است در پی‌جویی و اکتشاف ماده معدنی سولفید توده‌ای آتشفشانی، در محل‌های پیشنهادی، مورد توجه قرار بگیرند.

منابع

- "کتابچه نقشه راه‌های ایران - راه و ترابری"، ۱۳۹۰، انتشارات کتاب‌های جغرافیایی.
- ابراهیم‌زاده اردستانی، و، (۱۳۸۹) "گرانی‌سنجی کاربردی" ج ۱، چ ۱، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۲۵-۳۵.
- احمدی‌پور ح. و محمدی ن، (۱۳۹۱) "کانی‌شناسی و نحوه تولید گروه سرپانتین در سرپانتینیت‌های آمیزه‌های افیولیتی بافت در استان کرمان" مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱، دوره ۲۰، ص ۹۷-۱۱۰.
- احمدی ر، (۱۳۸۷)، "طراحی شبکه اکتشاف نیمه تفصیلی سرب و روی سه منطقه اکتشافی اراک، شازند و کمیجان"، دومین دوره کنفرانس مهندسی معدن ایران، ص. ۱-۱۰، دانشگاه تهران
- آقاجانی ح، (۱۳۸۸)، "بررسی قابلیت روش گرادیان کل نرمال داده‌های گرانی در تعیین پتانسیل هیدروکربوری تله‌های نفتی"، رساله دکتری، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود،
- آقانباتی س، (۱۳۸۵) "کتاب زمین‌شناسی ایران" جلد ۱، چاپ ۱، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ص ۴۶۷.
- جعفری زنگلانلو، م، (۱۳۷۹)، پایان‌نامه ارشد: "تعیین مشخصات هندسی کانی‌سازی کانسار شیخ‌عالی از طریق معکوس سازی و تلفیق داده‌های پلاریزاسیون القایی (IP) مقاومت ویژه ظاهری و مغناطیس‌سنجی"، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان،
- جوادی‌پور ش. و منظمی‌میرعلی‌پور ع.ر، (۱۳۸۱). "گزارش نهایی ژئوفیزیک تکمیلی به روش پلاریزاسیون القایی در منطقه شیخ‌عالی به انضمام نتایج حفاری". وزارت معادن و فلزات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور،

جوانشیر ع. راستاد ا. و ربانی ا. ر.، (۱۳۸۸) "رخساره های کانه دار کانسار روی -سرب احمدآباد، شمال خاور بافق و مولیبدن و مقایسه آن با کانسار بلایبرگ (Bleiberg) در آلپ" **مجله علوم زمین**، شماره ۷۱، دوره ۱۸، ص ۶۹-۸.

داودی ز.، رهگشای م.، منصف ا. (۱۳۹۱) "پترولوژی دایک های گابرویی توالی گوشته ای افیولیت های نیریز"، **سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور**، ص ۱-۹.

درویش زاده ع.، (۱۳۷۰) "زمین شناسی ایران"، جلد ۱، چاپ ۱، انتشارات نشر دانش امروز، تهران، ص ۶۲۳-۵۹۳.

دولتی ارده جانی ف.، (۱۳۷۲)، پایان نامه ارشد: "برداشت اطلاعات خام و تعبیر و تفسیر گرانی سنجی منطقه اکتشافی مروودشت"، دانشکده معدن، دانشگاه امیر کبیر تهران،

سبزه ای م.، (۱۳۶۶)، "سن افیولیت ها در زون سنندج- سیرجان و حاشیه فروشده زاگرس"، پنجمین کنفرانس علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور تهران.

سبزه ای م.، (۱۹۹۴)، "نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ حاجی آباد"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

علمدار ک.، انصاری ع.ا.، (۱۳۸۷)، "استفاده از فیلتر مشتق قائم با مرتبه های متفاوت در تفسیر بی هنجاری های میدان پتانسیل"، **مجله ژئوفیزیک ایران**، شماره ۴ دوره ۲، ص ۳۹-۴۹.

کریم پور م.ح.، و سعادت س.، (۱۳۸۴)، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی" جلد اول، چاپ دوم، ارسال، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۲۵۶-۲۵۵.

متشعری آ. و زمردیان ح.، (۱۳۸۶) "تعیین عمق سنگ بستر با استفاده از روش گرانی سنجی در منطقه جنوب زاگرس" **مجله ژئوفیزیک ایران**، شماره ۱، دوره ۱، ص ۶۹-۶۱.

مغفوری س.، راستاد ا.، موسیوند ف و لین ی، (۱۳۹۳)، "کانسار سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد نوده، نمونه‌ای از کانسارهای VMS نوع بشی Besshi- type جنوب باختر سبزوار"، **مجله علوم زمین**، شماره ۹۴، دوره ۲۴، ص ۷۳-۸۶.

منظمی میرعلیپور ع.ر.، (۱۳۷۷)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی و ژنز کانسار سولفید توده‌ای مس شیخ‌عالی جنوب شرقی دولت‌آباد"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس،

موسیوند ف.، (۱۳۸۲)، پایان‌نامه ارشد: "کانی‌شناسی و ژئوشیمی و ژئزکانی‌زایی مس در مجموعه آتشفشانی- رسوبی سوریان در منطقه بوانات، استان فارس"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس،

موسیوند ف.، راستاد ا.، هاشم‌امامی م.، پیتیر ج. و سولومون م.، (۱۳۸۹)، "کانه‌زایی سولفید توده‌ای آتشفشان‌زاد روی- سرب مس، نوع Bathurst در منطقه چاه گز، جنوب شهر بابک، پهنه سندج- سیرجان جنوبی"، **مجله علوم زمین**، شماره ۸۲، دوره ۲۱: ص ۱۵۱-۱۶۴.

نوروزی غ.ا.، (۱۳۸۸)، "ژئوفیزیک اکتشافی"، چاپ اول، مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۱۲۲.

ولی‌نسب زرنق ف.، حاجی‌علی اوغلی ر. و موذن م.، (۱۳۹۳) "سرپانتینی شدن پریدوتیت‌های پیرانشهر، شمال غرب ایران: مطالعه پلی‌مورف‌های سرپانتین و تحولات دگرگونی متاپریدوتیت‌ها، پترولوژی SID"، **مجله پترولوژی**، شماره ۲۰، دوره ۵، ص ۷۱-۹۰.

A West A.W. (1995). The History of Greens Creek Exploration pp.67-70, In: "**Geology, Geochemistry, and Genesis of the Greens Creek**", Department of the Interior U.S. Geological Survey Massive Sulfide Deposit, Admiralty Island Southeastern Alaska

Abdelrahman E.M. Riad s. Refai E. and Amin Y. (1985) "on the least squares residual anomaly determination geophysics analaisis of 2-D magnetic data", **J. of .geophysics.**, **66**, pp 205-212.

Alavi M. (1994) "Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New data and interpretation", **j. of .Tectonophysics.**, pp. 211-238.

Ates A. and Kearey P. (2000) "interpretation of gravity and aeromagnetic anomalies of the Konya Region, South Central Turkey", **J. of. The balkan geophysical society.**, 3, 3, pp. 37-44.

West A.W. (1995). Land Exchange Act and Continuing Production and Exploration Present Geology, Geochemistry, and Genesis of the Greens Creek Massive Sulfide Deposit, Admiralty Island, Alaska pp.65-88, In: "**Geology, Geochemistry, and Genesis of the Greens Creek**", Department of the Interior U.S. Geological Survey Massive Sulfide Deposit, Admiralty Island Southeastern Alaska

Basin D. and Hubner H. (1955) "Old copper deposits in Iran, **Geological Survey of Iran**", int. report.

Basin D. and Hubner H. (1969) "copper deposits in Iran, **Geological Survey of Iran**", Rport, No.13.

Bellott, A. Corpel, J. and Million, R. (1991) "Contribution of magnetic modelling to the discovery of a hidden massive sulfide body at Hajar, Morocco", **J. of .Geophysic**, 56, 7, pp. 983- 991.

Beus M. J. and Orr T. J. (1995) "Computer Modeling and Analysis of the Greens Creek Mine, Admiralty Island AK", **J. of .U.S. Department of the Interior Mission Statement.**, pp.2-3.

Beus M.J. and Orr T. J. (1995) "Computer Modeling and Analysis of the Greens Creek Mine, Admiralty Island AK", **J. of .U.S. Department of the Interior Mission Statement.**, pp.2-3.

Bhattacharyya B. K. and Chan, K. C. (1977) "Computation of gravity and magnetic anomalies due to inhomogeneous distribution of magnetization and density in a localized region", **Geophysics**, 42, pp. 602-609.

Bishop, J.R. and Emerson D.W. (1999) "Geophysical properties of zinc-bearing minerals", **Australian J. of .Earth Sciences**, 46, pp. 311–328.

Blackly R.j. (1996), "**potential theory iin gravity and magnetic applications**", press sydlcateof the university of cambridge UK, pp.136-184.

Corddel L.L. (1973), Gravity analisis u sing an expontial density- deps, function-san jacinto graben, **J.of .california geophisics**, 38, 4, 3, pp. 684-690.

Dewey J. (1975) "Ophiolite Obduction", **J. of .Tectonophysics** 31., pp.93-120.

Dobrin M. and Savit C.H. (1988), "**introduction geophysical prospecting**" hil McGraw-Hill Book Co, pp 476.

Encom technology LTD. (2003), **modelvisioin pro Microsoft the 3D workbench for magnetic and gravity interpretation**, version 10.

Ergun M. and Akcig. Z. (1982) "Jeofiziket trend analizi of geophysicist Association of turkey", **J. of .v.Ix**, 1, pp 35-55.

Faeyumi M. (2012), "**potential distribution of gold epithermal deposit in exploitation area pt antam unit geomin tbk nunggug boger west java**", university Indonesia, pp.11.

Ford K. Keating P. and Thomas M.D. (2007) "Overview of geophysical signatures associated with Canadian ore deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of

Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods”, **J. of .Geological Association of Canada Mineral Deposits Division**, 5, pp 939–970.

Franklin, J.M.L ydon J.W. and Sangster D.F. (1981) “Volcanic- Associated Massive Sulphide Deposits”, **J.of .Economic Geology 75th Anniversary**, pp 485-627.

Galley A.G. Hannington M. and Jonasson I. (2007) “Volcanogenic massive sulphide deposits, in Goodfellow, W.D., ed., Mineral deposits of Canada—A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods, **J.of .Geological Association of Canada Mineral Deposits Division**, 5, pp141–161.

Gally A. Mark H. and Jonsson I. (1996) “Volcanogenic massive sulphid deposits”, **J. of. Geological Survey of Canada K1A OE8**, pp 1-19.

Geosistem SRL. (2005), “A guide to using WinGLink”, Milan

Gibson H. L. Allen R. L. Riverin G. and Lane T. E. (2007) “The VMS Model: Advances and Application to Exploration Targeting Ore Deposits and Exploration Technology In Proceedings of Exploration 07 Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration”, **J. of .geology**, pp 713-730.

Gilg H. A. Boni M. Balassone G. Allen C. R. Banks D. and Moore F. (2006) “Marble hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex”. **J. of. Mineralium Deposita** 41., pp 1-16.

Goncuoglu M.C. Capkinoglu S. Gursu S. Noble P. Turhan N. Tekin UK. Okuyucu C. and Goncuoglu Y. (2007) “The Mississippian in the central and eastern Taurides (Turkey): tectonic setting of the Tauride-Anatolide PlatformConstraints on the Geol Carpathica”, 58, 5, pp 427–442.

Grant F.S. and West G.F. (1965), “**Interpretation theory in applied geophysics**”, New York, McGraw-Hill Books Company, pp.584.

Gunn P.J Fitzgerald .D Yassi .N and Part P. (1997) “New algoritms for visually enhancing airborne geophysical data exploration”, **J. of .Geophysics**, 28, 2, pp.220-224.

Hall R. (1976). “Ophiolite emplacement and evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey”, **J. of .Geological Society of America BuLL v. 87**, pp. 1078-1088.

Hammer S. (1950) “Density determination by underground gravity measurements”, **J. of Geophysics**, 15, pp.637-652.

Hinze w.j. (1990), “the role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies in ward (Ed), geotechnical and environmental geophysics”, **J. of. The society of exploration geophysicists.**, pp.75-126.

Hjelt S. E. (1974) “The garvity anomaly of a dipping prism”, **J. of .Geoexploration**, 12, pp. 1-39.

Jorgensen A .C (1999) “Gravity surveying and processing in difficult terrain: Greens Creek Mine Alaska”, **J. of. Big Sky Geophysics.**, pp.1-4.

Kazmin V. Ricou L. and Sbortshikov I. (1986) “Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys”, **J. of. Tectonophysics.**, pp.123.

- Khodabandeh A. A. (2004) "Geological quadrangle map of Naghadeh 1:100000", Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian)
- Large R.R. (1992) "Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits—Features, styles, and genetic models", **J. of .Economic Geology**, **87**, pp 471–510.
- Lefehr T.R. (1991) "standardization in gravity reduction", **J. of .geophysics.**, **56**, **8**, pp.1170-1178.
- Li y. and oldenberg D.W. (1998), "separation of regional and residual magnetic field data", **J. of .geophysics.**, **63**, pp.431-439.
- Ludden J.N. Gelinas L. and Trudel P. (1982) "Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda District, Abitibi Greenstone belt, Quebec: Mobility of trace elements and petrogenetic constraints", **Canadian J. of .Earth Sciences**, **19**, pp. 2276-2287.
- Mcdonald D. (2014), "Greens Creek Exploration", pp.37-46, "**Investor Day**", Mcdonald D. Hecla mining company, USA
- Menke w. (1989), "geophysical data analysis: discrete inverse theory", **J. of .international geophysics**, **45**, pp.2- 213.
- Morgan l. A. (2012) Geophysical Characteristics of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, pp.117-129, in: "**Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model**", Directir Marcia K.Mecnutt Department of the Interior geo physical survey, Finland U.S
- Morgan L.A. and K. J. Schulz. (2012), Physical Volcanology of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits, pp 64-65, "**Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model**", U.S. Geological Survey, Reston, Virginia, U.S
- Murthy I. V. R. and Rao, D. B. (1979) "Gravity anomalies of twodimensional bodies of irregular cross-section with density contrast varying with depth", **J. of .Geophysics**, **44**, pp. 1525-1530.
- Nabavi M. (1976), "**Geology of Iran, Geological Survey of Iran**", Tehran (in Persian).
- Oliveira V. Matos J. Bengala M. Silva N. Sousa P. and Torres L. (1998) "Geology and geophysics as successful tools in the discovery of the Lagoa Salgada Orebody (Sado Tertiary Basin–Iberian Pyrite Belt), Grandola, Portugal", **J. of .Mineralium Deposita.**, **33**, pp. 170–187.
- Pariseau W. G. J. C. Johnson and S. A. Orr. (1990). Three-Dimensional Analysis of a Shaft Pillar at the Homestake Mine, pp. 529-536, In: "**Paper in Rock Mechanics Contributions and Challenges**", W. A. Hustrulid and G. A. Johnson Proceedings of the 31st U.S. Symposium
- Paterson N. R. and reeves C.V. (1985), "application of gravity and magnetic surveys: the state of the art", **J. of .geophysics.**, **50**, pp.2558-2594.
- Plington, M. (1997) "3D magnetic imaging using conjugate gradients", **J. of .geophysics.**, **62**, pp 1132-11420.
- Pollock J. M. Cummings. M. L. (1986). North Santiam mining area, Western Cascades relations between alteration and volcanic stratigraphy, pp.3-9, In: "**Oregon Geology**", Klaus K.E., Oregon Department of Geology and Mineral Industries USA
- Prirto c. (1996) "Gravity imagnrtic signatures of various geologic models an exercise in pattern recognition" **J.of .LGC footnote series**, **4**, **4**, pp.13-22.

Ransone K. and Rosaire E. E. (1936) "The growth of company owned operations in Gulf Coast geophysical prospecting since July 1930", **J. of .Geophysics**, 1, pp. 306-312.

Rastad E, Monazami Miralipour A, and Momenzadeh M, (2002) "sheikh- ali copper deposit, a cyprus-type VMS deposit in southeast iran" **j. of .Sciences, 135eophys republic of Iran.**, 13, 1, pp 51-63.

Reynolds j.m. (1997), "**an introduction to applied and environmental geophysics**", reynold geosciences ltd, pp.1-62.

Reynolds N. (2016), "Unlocking Iran's Mineral Potential through Excellence and Innovation", CSA global mining industry consultants IMIS, pp.9.

Seigel H.O. (1995) "**A guide to high precision land gravimeter surveys**", Printed in Canada, pp.1-66.

Silltoe R. H. (2010) "Porphyry Copper Systems" **J. of .Society of Economic Geologists Inc.**, 105, pp3.

Slack J. F. (2012) "Volcanogenic Massive Sulfide Occurrence Model", **J. of .Geological Survey Marcia K. McNutt**, pp. 103-119.

Smith N.J. (1950) "The case for gravity data from boreholes", **J. of .Geophysics**, 15, pp 605-636.

Taylor C.D. and Johnson C.A. (1984), "**Geology, Geochemistry, and Genesis of the Greens Creek Massive Sulfide Deposit, Admiralty Island, Southeastern Alaska**", US geological survey, chapter4, pp 340.

Telford w.m (1990) "**applied geophysics**", Cambridge university press, pp 11-46.

Thomas M.D. Walker J.A. Keating P. Shives R. Kiss F. and Goodfellow W.D. (2000) "Geophysical atlas of massive sulphide signatures, Bathurst mining camp, New Brunswick", **J. of .Geological Survey of Canada**, pp.105.

Verduzco B.J.D fairhead C.M Green C. and mackenzi. (2004) " new insights into magnetic derivatives for structural mapping", 23, pp.116-119.

Visweswara C. Chakravarthir R.V, and. Rajo M. L (1993) "forward modeling: gravity anomaly of two-dimension bodies of arbitrary shape with hyperbolic and parabolic density function", **J. of Computers and Geosciences**, 20, 5, pp. 873-880.

Won L.J and Bevis M. (1987) "computing the gravitational and magnetic anomalies of a tetrapolygon: algorithms and fortran subroutines", **J. of .geophysics.**, 52, pp223-238.

Yilmaz A. and Yilmaz H. (2013) "Ophiolites and Ophiolitic Melanges of Turkey", **J. of .Geological Bulletin of Turkey.**, 56, 2, pp1-54.

Yilmaz H. and Zel S. (2008) "Crustal Structure of the Eastern Part of Central Anatolia (Turkey)", **J. of .Turkish Earth Sciences**, 18, pp169-185.

Zimmerman W. R. (1982) "Network Analogs of Maxwell's Field Equations in One and Two Dimensions", **J. of .IEEE Transactions on education**, 25, 1, pp.4-9.

پیوست الف

مختصری در خصوص

کانسارهای سولفید توده

ای

الف-۱: اشکال مهم ذخایر معدنی

الف-۱-۱ ذخایر ایزومتریکی

ذخایر معدنی از لحاظ شکل و ابعاد به چهارگروه ایزومتریکی، صفحه‌ای، استوانه‌ای و عدسی تقسیم می‌شوند. گسترش این ذخایر در سه بعد یکسان و نسبتاً زیاد است. این ذخایر در صورت نزدیک شدن به سطح زمین، به روش روباز قابل بهره‌برداری هستند. ذخایر ایزومتریکی مهم عبارتند از: استوک، استوک ورک و کیسه‌ای است که نوع استوک آن حالت گنبدی دارد. تجمع مواد معدنی را در یک نقطه استوک می‌گویند. گنبدهای نمکی، گچی و بعضی از ذخایر سرب، روی و مس جانشینی در کربنات‌ها از مثال‌های استوک خواهد بود. نوع افشان استوک‌ورک که شکل کلی ذخیره آن حالتی از استوک است اما بافت ذخیره حالت افشان یا استوک‌ورک دارد. نوع کیسه‌ای به گونه‌ای است که هرگاه محلول‌های گرمابی یا ماگمایی از یک سنگ کربناته و دارای تخلخل مفید و قابلیت واکنش‌پذیری نسبتاً خوب به یک سنگ نفوذ ناپذیر برسند در مرز سنگ کربناته با سنگ دیگر تجمع پیدا می‌کند و ذخایر کیسه‌ای را تشکیل می‌دهد (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

الف-۱-۲ ذخایر صفحه‌ای

ذخایر صفحه‌ای در دو بعد گسترش زیادی دارند و در بعد سوم از گسترش محدودتری برخوردار هستند. ذخایر صفحه‌ای را به دو دسته لایه‌ای و رگه‌ای تقسیم می‌کنند:

الف-۱-۳ ذخایر لایه‌ای:

این گونه ذخایر معمولاً در سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگون تشکیل می‌شوند ولی بیشتر در سنگ‌های رسوبی متداول هستند. اکثر ذخایر رسوبی از نوع لایه‌ای هستند و همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل می‌شوند (سین‌ژنتیک). همچنین این ذخایر به تیپ استراتی‌فرم نیز تشکیل می‌شوند که ذخایر رسوبی آن شامل انواع رسوبی شیمیایی، بیوشیمیایی و آواری تقسیم‌بندی می‌شوند. علاوه بر موارد فوق برخی از ذخایر همراه با سنگ‌های رسوبی که به ذخایر استراتی‌باند معروف هستند نیز حالت

لایه‌ای دارند ولی این ذخایر هم‌زمان با رسوب‌گذاری تشکیل نشده و لذا از نوع اپی‌ژنتیک هستند برای مثال می‌توان به برخی از ذخایر، سرب، روی، مس و تنگستن همراه با سنگ‌های رسوبی اشاره کرد (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

الف-۱-ت ذخایر رگه‌ای:

گسل‌ها و شکستگی‌ها در صورتی که توسط محلول‌های گرمابی یا ماگمایی پر شوند، ذخایر رگه‌ای را تشکیل می‌دهند. ذخایر رگه‌ای بر خلاف حالت لایه‌ای اکثراً اپی‌ژنتیک هستند. ذخایر رگه‌ای به صورت ساده و پیچیده یافت می‌شوند. شکل ذخایر رگه‌ای تابع نوع گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه است که خود توسط مقاومت مکانیکی سنگ‌ها، منشاء و نحو توزیع نیروها، عمق و عوامل دیگر کنترل می‌شوند. از مهم‌ترین انواع رگه‌ها می‌توان به انواع شعاعی، بادبزنی، متقاطع، حلقوی، موازی زین‌اسبی، پلکانی، گره‌دار، دم‌اسبی و غیره اشاره کرد (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

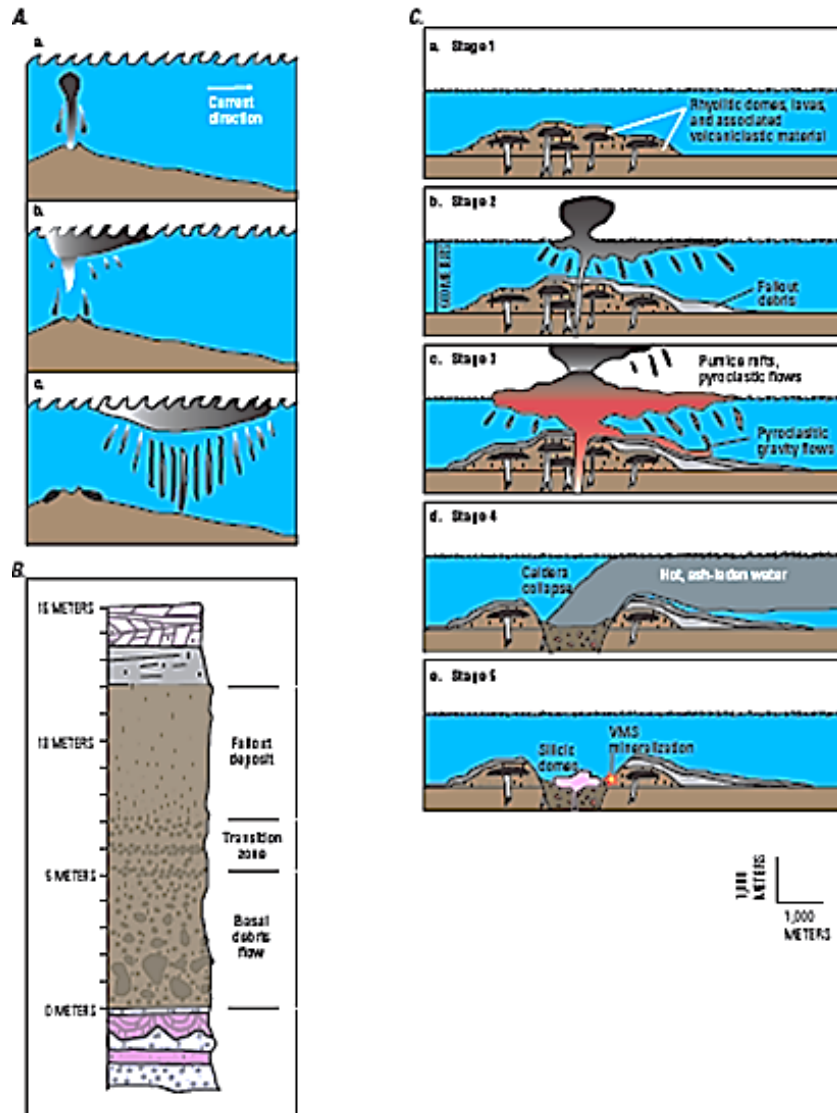
الف-۱-ث ذخایر استوانه‌ای:

گسترش این ذخایر معمولاً در یک جهت نسبتاً زیاد است. محلول‌های گرمابی و ماگمایی در صورتی که در شرایط خاصی در سنگ‌های کربناته جانشین شوند، تشکیل ذخایر استوانه‌ای را خواهند داد (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

الف-۱-ج ذخایر عدسی:

در بعضی از ذخایر به دلیل وضعیت خاص منطقه، کانی‌سازی و شرایط تبلور محلول، ذخیره‌ی تشکیل شده حالت عدسی به خود می‌گیرد که از نمونه‌های آن می‌توان به ذخایر سولفیدهای توده‌ای و عدسی‌های کرومیت اشاره کرد. در ذخایر سولفیدهای توده‌ای، بخشی از محلول‌های کانه‌دار که وارد محیط آب دریا می‌شوند ذخیره‌های عدسی شکل را به وجود می‌آورند که دارای بافت توده‌ای هستند. در مجاری و منافذی که محلول‌ها از طریق آن وارد دریا می‌شوند، ذخیره به شکل قیف مانند و افشان

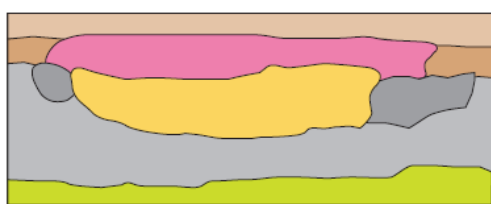
است (کریم‌پور، ۱۳۸۴). شیوه ایجاد سولفیدهای توده‌ای و ماهیت آتشفشانی و تجمع آن، مطابق شکل و به شیوه فوران سولفیدی در شکل الف-۱) به خوبی ترسیم شده است.



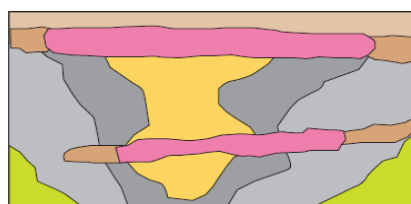
شکل الف-۱: نحوه ایجاد سولفیدهای توده‌ای به صورت شماتیک (مورگان و اسکولز، ۲۰۱۲)

الف-۲: حالت‌های مختلف رسوب‌گذاری سولفیدهای توده‌ای آتشفشانی

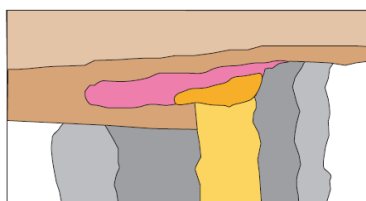
سولفیدهای توده‌ای به حالت‌های مختلفی قابلیت رسوب‌گذاری دارند. در شکل (الف-۲) انواع رسوب‌گذاری موجود آورده شده است.



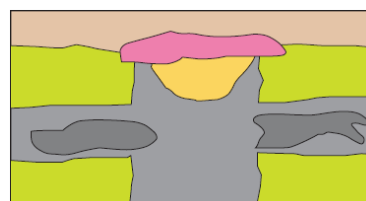
(ب)



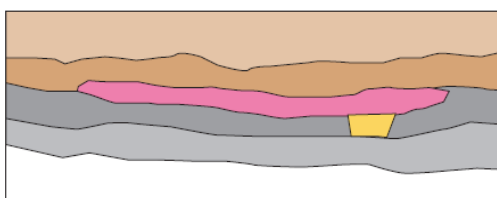
(الف)



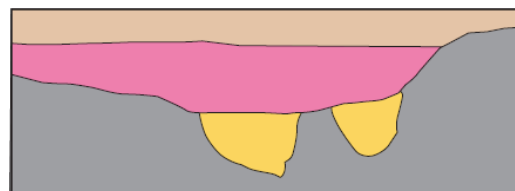
(د)



(ج)



(ی)



(ه)

شکل الف-۲: (الف) رسوب گذاری توده‌ای، (ب) رسوب گذاری لایه‌ای، (ج) رسوب گذاری به صورت استوک‌ورک، (د) رسوب گذاری نوع تپه‌ای نامتقارن، (ه) رسوب گذاری دایره‌ای شکل، (ی) رسوب گذاری صفحه‌ای

-  Hangingwall volcanics
-  Massive Pb - Zn $\pm$ Ba $\pm$ Cu
-  Footwall volcanics
-  Volcanogenic sediments
-  Stringer py-Cu
-  Weak ser-qtz-py alteration
-  Strong chl-ser-qtz-py alterati
-  Stringer py-Pb-Zn
-  Massive py-Cu

الف-۳: کمر بند افیولیتی در ایران

مجموعه افیولیتی پیرانشهر در شمال غرب شهرستان پیرانشهر، در استان آذربایجان غربی واقع است. منطقه مورد مطالعه طبق نظر (نبوی، ۱۹۷۶ و گیلگ^۱، ۲۰۰۶) بخشی از کمر بند دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان مشخص شده است. خدابنده، (۲۰۰۴) نیز منطقه مورد مطالعه را به لحاظ لیتولوژی مشابه گسل روړانده بیرونی^۲ ترکیه در نظر گرفته است که شماری از سازندهای منطقه با پهنه یاد شده در ترکیه قابل مقایسه است. وی نشان داد ملانژ افیولیتی کرتاسه بخشی به نسبت گسترده را در غرب منطقه تشکیل می‌دهد. سنگ‌های تشکیل دهنده این مجموعه دربرگیرنده انواع سنگ‌های اولترابازیک، بیشتر پریدوتیت، سرپانتینیت، دیاباز، بازالت و سنگ‌های دگرگونه شیست به همراه سنگ‌های رسوبی نواحی ژرف مانند چرت‌های رادیولاریتی و آهک‌های پلاژیک است. مجموعه کانی‌های دگرسانی این سنگ‌ها شامل مگنیز، دولومیت و کلریت است (ولی‌نسب زرنق، ۱۳۹۳). اولترامافیک‌ها عمده‌ترین سنگ‌های افیولیتی نیریز را تشکیل می‌دهند که متعلق به افیولیت‌های مزوزوئیک ایران می‌باشند. این مجموعه، میزبان کانی‌زایی کرومیت و گاه مس است. اندیس‌های مس در منطقه نیریز درون پیکره سنگ‌های اولترامافیک- گابرویی و گدازه‌های بالشی دیده می‌شود. پیچیدگی‌های افیولیتی نیریز در طول شمال غرب- جنوب شرق در زون تراستی زاگرس در کمر بند سنندج- سیرجان با صفحه‌ی عربی ترکیه برابر خواهد بود (علوی، ۱۹۹۴). آمیزه‌های بافت با روند شمال غربی- جنوب شرقی بین کمر بند آتشفشانی ارومیه دختر و زون دگرگونی سنندج- سیرجان قرار گرفته است. سرپانتینیت‌های مورد بررسی هم به صورت زمینه‌ای که واحدهای سنگی دیگر را احاطه کرده در تمام طول آمیزه دیده می‌شوند. سنگ‌های موجود در آمیزه‌های رنگین مورد بررسی، شامل دونیت و هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده، رگه‌های پیروکسنیتی گابرو، بازالت، آهک‌ها و چرت‌های رادیولاریتی هستند. بیشتر این قطعات با سرپانتینیت‌های شیستوزیته‌دار در بر گرفته شده‌اند.

^۱Gilg

^۲outer Taurus

دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده از بیشترین سنگ‌های پریدوتیتی منطقه به شمار می‌روند (احمدی‌پور و محمدی، ۱۳۹۱). نوار افیولیت ملانژ جنوب و جنوب غرب کرمان از شمال اسفندقه تا منطقه حاجی‌آباد به طول تقریبی ۳۶۰ کیلومتر امتداد دارد. سنگ‌های این مجموعه شامل انواع اولترابازیک و بازیک تا انواع حد واسط و اسیدی است. در ناحیه چهار گنبد که عریض‌ترین بخش این نوار را تشکیل می‌دهد، نظم و ترتیب ویژه‌ای دیده می‌شود و اساساً شامل ۳ بخش است: بخش زیرین شامل واحدهای رسوبی است و قسمت اعظم آن ماسه‌سنگ، چرت و آهک به رنگ‌های مختلف است. بخش میانی که در آن تناوبی از سنگ‌های رسوبی با گدازه‌های آتشفشانی زیر دریایی دیده می‌شوند. بخش فوقانی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های اولترابازیک و عدسی‌هایی از آهک‌های پلاژیک است (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

پیوست ب

محاسبات

(ب-۱) محاسبه مقدار فیلتر مشتق گرانی دوم قائم

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 2 \frac{(3g_0 - 4\bar{g}_1 + \bar{g}_2)}{s^2} \quad (\text{ب-۱-۱})$$

g_1 و g_2 متوسط چگالی در عمق‌های متفاوت است. اگر بررسی داده‌ها بر روی شبکه مربعی باشد، s فاصله شبکه خواهد بود. معادله مشتق قائم در نقطه $(x_0, y_0, 0)$ به صورت زیر محاسبه می‌شود معادله (ب-۱-ب):

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{\{g(x_0, y_0 + s) - 2g(x_0, y_0, 0) + g(x_0, y_0 - s)\}}{s^2} \quad (\text{ب-۱-ب})$$

در معادله (ب-۱-ب) مقدار z به سمت پایین مثبت خواهد بود. طبق قضیه لاپلاس معادله

مشتق قائم به صورت زیر خواهد بود معادله (ب-۱-پ):

(ب-۱-پ)

$$g(x_0, y_0, +s) = 6g(x_0, y_0, 0) - \left\{ g(x_0 + s, y_0, 0) + g(x_0 - s, y_0, 0) + g(x_0, y_0 + s, 0) \right. \\ \left. + g(x_0, y_0 - s, 0) + g(x_0, y_0, -s) \right\}$$

(ب-۲) محاسبات روش فیلتر مشتق افقی کل

اگر $\varphi(x, y)$ معرف برداشت‌های گسسته میدان پتانسیل در یک صفحه افقی باشد، به عنوان

مثال ماتریس $\varphi_{i,j}$ که $i = 1, 2$ و $j = 1, 2$ باشد، ماتریس داده‌های میدان پتانسیل در یک شبکه

برداشت افقی با محور افقی (x) در راستای شرقی-غربی، محور و محور شمالی (y) در راستای

شمالی-جنوبی و فواصل برداشت به ترتیب Δx و Δy باشد؛ مشتق افقی $\varphi(x, y)$ نسبت به

محوره‌های x و y در نقطه (i, j) با استفاده از تفاضل محدود^۱، طبق روابط زیر قابل محاسبه است (بلیکلی، ۱۹۹۶).

$$\frac{d\varphi(x, y)}{dx} = \frac{\varphi_{i+1, j} - \varphi_{i-1, j}}{2\Delta x} \quad (\text{ب-۲-۱})$$

$$\frac{d\varphi(x, y)}{dy} = \frac{\varphi_{i, j+1} - \varphi_{i, j-1}}{2\Delta y} \quad (\text{ب-۲-ب})$$

علاوه بر روش اختلاف محدود معادلات (ب-۲-۱ و ب-۲-ب)، می‌توان مشتقات افقی را در حوزه فوریه نیز محاسبه کرد. بر طبق تئوری تبدیل فوریه مشتق، مشتقات افقی $\varphi(x, y)$ طبق روابط آتی نتیجه می‌شوند:

$$\mathfrak{T}\left(\frac{d^n \varphi}{dx^n}\right) = (ik_x)^n \mathfrak{T}(\varphi) \quad (\text{ب-۲-پ})$$

$$\mathfrak{T}\left(\frac{d^n \varphi}{dy^n}\right) = (ik_y)^n \mathfrak{T}(\varphi) \quad (\text{ب-۲-ت})$$

در روابط (ب-۲-پ) و (ب-۲-ت) $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ ، که بیانگر طول موج‌های k_x و k_y است. این طول

موج‌ها به ترتیب در جهات x و y هستند و n مرتبه مشتق خواهد بود. در این روابط کمیت n می‌تواند هر مقداری اعم از صحیح یا اعشاری را بپذیرد. 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 به دست می‌آید (تلفورد، ۱۹۹۰):

$$h(x, y) = \left[\left(\frac{\partial t}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{ب-۲-ث})$$

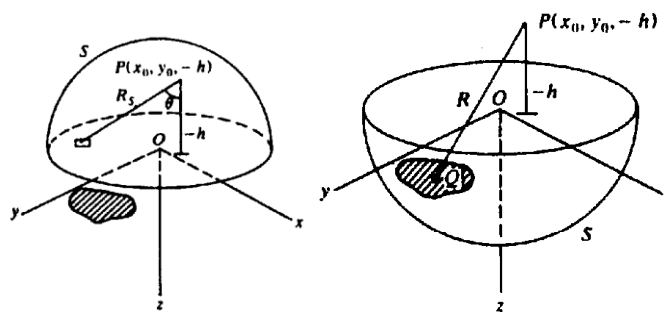
¹ Finit difference

در معادله (ب-ب-ث) میدان پتانسیل، $\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)$ و $\left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)$ به ترتیب مشتقات افقی داده‌های

میدان پتانسیل، نسبت به جهات x و y می‌باشد که توسط روابط بالا محاسبه می‌شوند. به دلیل ماهیت دو قطبی میدان‌های مغناطیسی، در عمل کمتر از این میدان‌ها برای محاسبه گرادیان افقی استفاده می‌شود. در مقابل، داده‌های گرانی‌سنجی نتیجه خوبی را ایجاد می‌کند.

ب-۳: محاسبه فیلترگسترش به سمت بالا

شکل ب-۳ شیوه محاسبات روند سطح کره بر روی یک سطح متفاوت را نمایش می‌دهد.



شکل ب-۳: محاسبات روند سطح کره بر روی یک سطح مختلف (بلیکلی، ۱۹۹۶)

اگر $\nabla^2 UQ = -4\pi G\rho$ و $U_p = G \int_v \left(\frac{\rho}{R}\right) dv$ باشد و در آن p یک نقطه آزاد در فضای باز، Q

محل نقطه جرمی، R فاصله بین p و Q ، و مقدار Z برای معادله گسترش به سمت بالا - در نظر گرفته شود آن‌گاه:

$$U_p = -\left(\frac{1}{4\pi}\right) \int_v \left(\frac{1}{R}\right) \nabla^2 UQ dv \quad (\text{ب-۳-۱})$$

با استفاده از قضیه گرین و $\nabla^2 \left(\frac{1}{R}\right) = 0$ معادله به صورت زیر در خواهد آمد

$$\begin{aligned}
-\int_v \left(\frac{1}{R}\right) \nabla^2 U Q dv &= 4\pi U_p = \int_s \left\{ U_s \nabla \left(\frac{1}{R_s}\right) - \left(\frac{1}{R_s}\right) \nabla U_s \right\} ds = \int_s \left\{ U_s \frac{\delta}{\delta n} \left(\frac{1}{R_s}\right) - \left(\frac{1}{R_s}\right) \frac{\delta U_s}{\delta n} \right\} ds \\
&= \int_s \left\{ U_s \frac{\delta}{\delta n} \left(\frac{1}{R_s}\right) - \left(\frac{1}{R_s}\right) \frac{\delta U_s}{\delta n} \right\} ds \quad (\text{ب-۳-ب})
\end{aligned}$$

ds مشتق گرادیان نرمال است. انتگرال را می توان به صورت معادله (ب-۳) بیان کرد

$$4\pi U_p = \iint_{x \ y} \left\{ U_s \frac{\delta}{\delta n} \left(\frac{1}{R_s}\right) - \left(\frac{1}{R_s}\right) \frac{\delta U_s}{\delta n} \right\} dx dy \quad (\text{ب-۳-پ})$$

با توجه به شکل ب و $\nabla^2 U = 0$ معادله (ب-ت) حاصل می شود

$$0 = \iint_{x \ y} \left\{ U_s \left(\frac{\delta}{\delta n} \right) \left(\frac{1}{R_s} \right) - \left(\frac{1}{R_s} \right) \frac{\delta U_s}{\delta n} \right\} ds dy$$

با تلفیق دو معادله (ب-۳-پ) و (ب-۳-ت) معادله (ب-۳-ث) به دست می آید

$$U_p = \left(\frac{1}{2\pi} \right) \iint_{x \ y} \left(\frac{g}{R_s} \right) dx dy \quad (\text{ب-۳-ث})$$

اگر $\frac{\delta U_s}{\delta n} = -g$ و $g(y - y_0)^2 + (z + h)^2$ باشد آن گاه معادله گسترش سطح به سمت بالا به

صورت زیر شکل (ب-۳-ج) در خواهد آمد:

$$\frac{\partial U_p}{\partial z} = g_p = \left(\frac{1}{2\pi} \right) h \iint_{x \ y} \left(\frac{g}{R_s^3} \right) dx dy \quad (\text{ب-۳-ج})$$

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

محاسبه سطحی به صورت $z = z_0 - \Delta z$ ، با استفاده از رابطه (ب-۳-چ) به دست می آید:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \iint (x' + y' + z_0) \mu_u (x - x', y - y' - \Delta z) dx' dy' \quad (\text{ب-۳-چ})$$

که در آن $\psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{\frac{1}{2}}}$ طبق تعریف کانولوشن

$$\psi_u \text{ و } U \text{ پتانسیل بین میدان کانولوشن (ب-۳-ج)، معادله } f * g = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x')g(x-x')dx'$$

می‌باشد. از آن جایی که کانولوشن دو تابع در حوزه مکان، معادل ضرب آن‌ها در حوزه فوریه است، لذا برای محاسبه انتگرال، با تبدیل میدان پتانسیل U و تابع ψ_u به حوزه فوریه و ضرب آن‌ها و در نهایت تبدیل فوریه معکوس، به راحتی قابل حل است معادله (ب-۳-ح).

$$F[U_u] = F[U]F[\psi_u] \quad (\text{ب-۳-ح})$$

تابع ψ_u ، فیلتر ادامه فراسو در حوزه مکان است. که به صورت

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \left(\frac{1}{r} \right) \quad r = \sqrt{x^2 + y^2 + \Delta z^2} \text{ تبدیل فوریه آن است.}$$

$$F[U_u] = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left[\frac{1}{r}\right] = -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} = e^{-\Delta z|k|} \quad \Delta z > 0 \quad (\text{ب-۳-خ})$$

$k = \frac{2\pi}{\lambda}$ ، بردار عدد موج است و λ طول موج می‌باشد. رابطه (ب-۳-خ) فیلتر ادامه فراسو در حوزه فوریه است (بلیکلی، ۱۹۹۶).

ب-۴: محاسبه گسترش میدان به سمت پایین

محاسبه داده‌های گرانی‌سنجی در عمق و مشتق‌گیری از مناطق نزدیک به سطح می‌باشد. این مشتقات معمولاً با متوسط شعاع‌های گوناگون سنجیده می‌شوند. روش محدودسازی اصلی این فرضیه، مشخصاً به جرم جا به جا شده در فرآیند گسترش رو به پایین وابسته است. مشتقات دوم با روش مینیمم کروچر اندازه‌گیری می‌شوند و درجات بالای کروچر به بی‌هنجاری‌های سطحی مرتبط می‌شود. مشتق قائم دوم می‌تواند از مشتق افقی ایجاد شود زیرا معادلات گرانی از معادلات لاپلاس پیروی می‌کنند معادلات (ب-۴-۱ و ب-۴-۲) (تلفورد، ۱۹۹۰).

$$\nabla^2 g = \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{ب-۴-۱})$$

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \right) \quad (\text{ب-۴-۲})$$

در حالت یک بعدی مشتق در دو نقطه نزدیک به هم x_1 و x_2 در فاصله Δx یکدیگر محاسبه می‌شوند معادله (ب-۴-۳).

$$\frac{\partial^2 g(x_2)}{\partial x^2} \simeq \frac{\{g(x_3) - 2g(x_2) + g(x_1)\}}{(\Delta x)^2} \quad (\text{ب-۴-۳})$$

میدان گسترش رو به پایین در حوزه فوریه از معکوس کردن رابطه (ب-۳-ح) به صورت زیر به دست می‌آید معادله (ب-۴-ت).

$$F[U] = F[U_u] F^{-1}[\psi_u] = F[U_u] e^{+ik|\Delta k|} \quad (\text{ب-۴-ت})$$

ب-۵ محاسبه روش روند سطح

این روش بر مبنای محاسبات سطحی (به روش ریاضی) استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده شده داشته باشد. در حالت کلی معادله سطح مذکور برای حالت دو بعدی به شرح زیر است (ب-۵-۱) (ارجان و اکیج^۱، ۱۹۸۲).

$$T(x, y) = \sum_{q=0}^t \sum_{p=0}^s A_{pq} x^p y^q \quad (\text{ب-۵-۱})$$

که در آن $T(x, y)$ مقدار بی‌هنجاری ناحیه‌ای می‌باشد. A_{pq} ضریب سطح مذکور است. x, y مختصات نقاط برداشت شده می‌باشند و s, t مرتبه چندجمله‌ای هستند.

^۱Ergun & Akcig

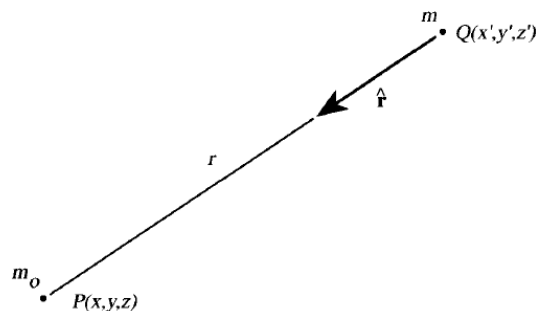
بعد از عبور سطح ذکرشده بر داده‌های مشاهده‌ای، بی‌هنجاری باقی‌مانده به صورت زیر محاسبه می‌گردد معادله (ب-۵-ب) (ارجان و اکیچ، ۱۹۸۲).

$$R_i = G_i - T_i \quad (\text{ب-۵-ب})$$

که در آن G_i اطلاعات مشاهده‌ای، T_i پاسخ سطح مذکور به عنوان اثر ناحیه‌ای و R_i بی‌هنجاری باقی‌مانده می‌باشد. در این روش مربع تفاضل اطلاعات مشاهده‌ای و اطلاعات سطح انتخابی با استفاده از روش حداقل مربعات کمینه می‌گردد تا سطح مناسب جهت محاسبه اثرات ناحیه‌ای به دست آید.

(ب-۶-الف) تئوری شتاب گرانی

اندازه نیروی گرانشی بین دو جرم (شکل ب-۴) با مقدار هر جرم رابطه مستقیم و با مربع فاصله رابطه معکوس دارد. در مختصات دکارتی نیروی متقابلی بین جرم ذره m در نقطه $Q = (x', y', z')$ و جرم ذره m_0 در نقطه $P = (x, y, z)$ می‌باشد که از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌گردد.



شکل ب-۴ اندازه نیروی گرانش بین دو جرم (بلیکلی، ۱۹۹۶)

$$F = G \frac{mm_0}{r^2} \quad (\text{ب-۶-الف-۱})$$

که در آن G ثابت جهانی گرانش و مقدار آن $6.67 \times 10^{-11} \frac{NM^2}{Kg^2}$ ؛ جرم کلی زمین و r فاصله

بین ذره جرم m و m_0 است که مقدار آن برابر $r = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2}$ خواهد بود

(بلیکلی، ۱۹۹۶؛ رینولدز، ۱۹۸۴). با توجه به قانون دوم حرکت نیوتون که عبارت است از: $F = m * g$

و با ترکیب این دو قانون، شتاب جاذبه‌ای که از طرف زمین بر اجرام سطح زمین وارد می‌شود به صورت رابطه (ب-۶-الف-ب و ب-۶-الف-پ) خواهد بود:

$$g = \frac{Gm}{r^2} \quad (\text{ب-۶-الف-ب})$$

شتاب جاذبه را به طور ساده گرانی می‌گویند (رینولدز، ۱۹۸۴).

$$g(p) = -G \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad (\text{ب-۶-الف-پ})$$

یک نیروی جاذبه گرانش است که یک نیروی تأثیر پذیر می‌باشد زیرا $\nabla * g = 0$ و همچنین

$$\hat{r} = \frac{1}{r} [(x - \hat{x})\hat{i} + (y - \hat{y})\hat{j} + (z - \hat{z})\hat{k}]$$

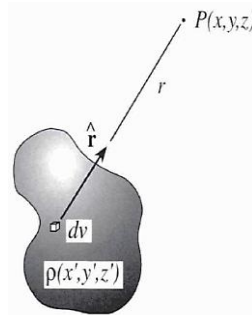
میدان اسکالر نمایش داد معادلات (ب-۶-الف-ت و ب-۶-الف-ث):

$$g(p) = \nabla U(p) \quad (\text{ب-۶-الف-ت})$$

$$U(p) = G \frac{m}{r} \quad (\text{ب-۶-الف-ث})$$

(ب-۶-ب) پتانسیل حاصل از توزیع جرم و مدل گرانی

میدان پتانسیل تابع خطی از پخش جرم و چگالی است در صورتی که برای سایر شاخص‌ها مانند عمق، ضخامت و یا شکل منشأ، غیرخطی است. بستگی غیرخطی میدان پتانسیل به شاخصه‌های مخصوص از منشأ نسبت به تغییرات کوچک در آن شاخص‌ها به تقریب خطی است. محاسبه توزیع جرم m به صورت جرم‌های خیلی کوچک $dm = \rho(x, y, z)dv$ یک مجموعه بزرگ آسان است و تابعی از چگالی و حجم می‌باشد. $\rho(x, y, z)$ توزیع چگالی است (بلیکلی، ۱۹۹۶). شکل ب-۵، شیوه محاسبه حجم انتگرال را مشخص می‌کند.

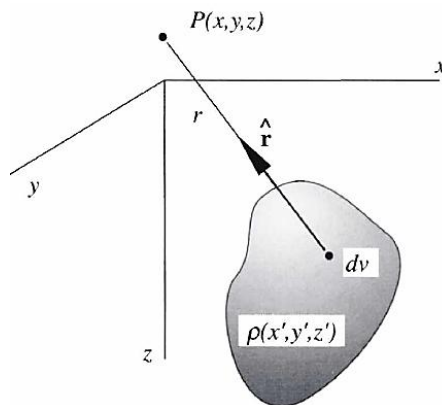


شکل ب-۵: محاسبه حجم انتگرال (بلیکلی، ۱۹۹۶)

$$U(P) = G \int_V \frac{dm}{r} = G \int_V \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (\text{ب-۶-۱})$$

در این فرمول ب-۶-۱ p نقطه مشاهده‌ای و Q نقطه ای از ناحیه انتگرال‌گیری شده و r فاصله بین p و Q می‌باشد. واحد ρ در سیستم SI، $\rho = \frac{g}{cm^{-3}}$ است. با مشتق‌گیری از معادله نسبت به y و z، همچنین فراهم آمدن جاذبه خارجی برای هر توزیع جرمی، معادله (ب-۶-۲) به دست می‌آید (بلیکلی، ۱۹۹۶).

$$g(p) = \nabla U \quad = -G \int_V \rho(Q) \frac{r}{r^2} dv \quad (\text{ب-۶-۲})$$



شکل ب-۶: محاسبه حجم انتگرال سه بعدی در راستی قائم (بلیکلی، ۱۹۹۶)

شکل ب-۶ حجم انتگرال سه بعدی در راستی قائم را مشخص می‌کند.

مقدار شتاب جاذبه گرانی از مؤلفه قائم گرانی محاسبه می‌شود که در جهت افزایش مقدار z

خواهد بود. در مختصات کارتزین مقدار g به صورت رابطه (ب-۶-ب-۱) می‌باشد:

$$g(x, y, z) = \frac{\partial U}{\partial z} = -G \iiint_{z' y' x'} \rho(x', y', z') \frac{(z - z')}{r^3} dx' dy' dz' \quad (\text{ب-۶-ب-پ})$$

معادله ب-۶-ب-پ از فرم عمومی معادله ب-۶-ب-ت به دست می‌آید:

$$g(x, y, z) = \iiint_{z' y' x'} \rho(x', y', z') \psi(x - x', y - y', z - z') dx' dy' dz' \quad (\text{ب-۶-ب-ت})$$

که در این معادلات $r = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2}$ و

$$\psi(x, y, z) = -G \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \quad \text{معادله گرین هستند.}$$

روش مستقیم نیازمند تکرار محاسبات معادله (ب-۶-ب-پ) است. مشکلات این معادله در

هنگام تلاش برای تقریب شرایط زمین‌شناسی پیچیده با استفاده از شکل‌های هندسی ساده از انتگرال

حجمی معادله مشخص می‌شود. در نهایت معادله (ب-۶-ب-پ) به معادله زیر تبدیل می‌شود:

$$g_m = \sum_{n=1}^N \rho_n \psi_{mn} \quad (\text{ب-۶-ب-ت})$$

در معادله ب-۶-ب-ت g_m گرانش قائم نقطه مشاهده‌ای m ، ρ_n چگالی ذره n ، ψ_{mn} جاذبه گرانشی

نقطه m به ذره n در واحد چگالی است.

Absteract

Volcanic massive sulphide (VMS) rock is the most important source of zinc, copper, lead, silver and gold in the world, and relative to host sedimentary, volcanic rock has higher specific gravity. Gravity is earth's natural field and measuring differences in the density of earth's crust rocks and ability to survey different methods of modelling as a way to achieve the combination of anomalies geometric and physical characteristics.

Using forward modelling of geophysical data collected at depths close and near the surface, additional geologic information can be explored. For this purpose, we used the Sheikh-Ali gravity copper deposit data at Hormozgan state. One hundred and twenty-one gravity data points of eleven line profile measurement stations and station profiles, considering respectively the distance of five meters of stations and station profile.

Based on geometrical shapes of these deposits (the lens and the plane), a synthetic model was prepared in environmental Noddy software. In forward modelling there are initial parameters and certain geometrical and physical parameters (density), are calculated. At first, an artificial type model at Cyprus type of Sheikh-Ali mine was compared to other types of deposition models. Based on responses from the artificial model, forward modelling took place. To prove the accuracy model was used Green Creek mine data in southeast Alaska performing forward modelling according to the type of massive sulphides on Turkey's alpine belt zone Konya, Turkey gravity data and the forward modelling of sulphide masses created.

Eventually, with using geological data and synthetic models, the final figure of forward modelling was conceptually plotted in WinGline and Model vision software. For ease of understanding the models for simplified software were drawn in a surfer. According to Sheikh Ali mine assignment on the belt, a series of additional information of more than surface areas were added. This belt of Turkey becomes comparatively poorer in valuable elements with addition of secondary copper deposits. For example, in Konya forward modelling showed the serpentinites containing massive sulphides metal in moderate to high depths and traces of mineralized copper in some areas.

Keywords: artificial modelling, forward modelling, Cyprus brigade, copper deposits, Green Creek, Konya, Sheikh-Ali Mine.



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum of Geophysics Engineering

M.Sc. Thesis in Gravimetry

**Forward modeling and Interpretation of gravity data from copper massive sulfide
deposits, case study copper deposit of Sheikh Aliy**

By: Zahra ziaei

Supervisors:

Dr. H. Aghajani

september 2017