



دانشگاه شهید باهنر کرمان
دانشکده فنی و مهندسی - بخش مهندسی معدن

آزاده حجت

مبانی اکتشاف مواد معدنی

پی جویی و اکتشافات ژئوفیزیکی

تهیه کننده: آزاده حجت

۱۳۹۴

دانشگاه شهید باهنر کرمان

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۴	سرفصل درس مبانی اکتشاف مواد معدنی
	فصل اول: انواع روش‌های ژئوفیزیکی
۵	مقدمه
۵	انواع روش‌های ژئوفیزیکی
	فصل دوم: روش گرانی‌سنجی
۹	مقدمه
۹	اصول فیزیکی گرانی
۹	قانون گرانش نیوتن
۱۰	شکل زمین
۱۱	تصحیح داده‌های گرانی
۱۳	عملیات صحرائی
۱۳	برداشت‌های زمینی
۱۴	تفسیر آنومالی‌های گرانی
۱۵	کاربردها و مثال‌های موردی
	فصل سوم: روش مغناطیس‌سنجی
۱۶	مقدمه
۱۶	مفاهیم بنیادی
۱۷	نیروی مغناطیسی
۱۷	قدرت میدان مغناطیسی
۱۸	مغناطیس پذیری (پذیرفتاری مغناطیسی)
۱۸	شدت مغناطیدگی
۱۹	مواد دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس
۱۹	میدان مغناطیسی زمین
۲۰	مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین
۲۱	تغییرات زمانی میدان مغناطیسی
۲۲	عملیات صحرائی
۲۳	نویز و تصحیحات
۲۳	تفسیر کیفی
۲۵	تفسیر کمی
	فصل چهارم: روش لرزه‌نگاری
۲۶	مقدمه
۲۶	امواج لرزه‌ای
۲۷	سرعت امواج لرزه‌ای
۲۸	انواع روش‌های لرزه‌ای

۲۹	عملیات صحرائی
۳۰	برداشت‌های لرزه‌ای انکساری
۳۲	برداشت‌های لرزه‌ای انعکاسی
۳۲	رزولوشن داده‌های لرزه‌ای
	فصل پنجم: روش پتانسیل خودزا
۳۴	مقدمه
۳۴	پتانسیل‌های خودزا
۳۴	منشا پتانسیل‌های خودزا
۳۵	اندازه‌گیری پتانسیل‌های خودزا
۳۶	تصحیح داده‌های SP
۳۶	تفسیر آنومالی‌های SP
۳۷	کاربردهای روش SP
	فصل ششم: روش مقاومت‌ویژه الکتریکی
۳۸	مقدمه
۳۸	اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه الکتریکی زمین
۳۸	مفهوم مقاومت و مقاومت‌ویژه الکتریکی
۳۹	عوامل موثر بر مقاومت‌ویژه الکتریکی مواد
۳۹	اصول روش مقاومت‌ویژه الکتریکی
۴۱	کاربردهای روش مقاومت‌ویژه الکتریکی
۴۲	عملیات صحرائی
۴۲	سونداژزنی مقاومت‌ویژه
۴۳	تفسیر منحنی‌های سونداژ مقاومت‌ویژه
۴۴	پروفیل‌زنی مقاومت‌ویژه
۴۶	محدودیت‌ها
	فصل هفتم: روش پلاریزاسیون القایی
۴۷	مقدمه
۴۷	پارامترهای اندازه‌گیری پلاریزاسیون القایی
۴۷	اندازه‌گیری IP در حوزه زمان
۴۸	اندازه‌گیری IP در حوزه فرکانس
	فصل هشتم: روش‌های الکترومغناطیسی
۴۹	مقدمه
۴۹	امواج الکترومغناطیسی
۵۰	برداشت‌های الکترومغناطیسی
	فصل نهم: روش رادیواکتیو
۵۳	مقدمه
۵۳	عناصر رادیواکتیو

۵۴

اندازه‌گیری‌ها

۵۵


منابع

آزاده حجت

دانشگاه شهید باهنر کرمان

مبانی اکتشاف مواد معدنی

Principles of Mineral Exploration



تعداد واحد: ۲ واحد

نوع درس: نظری (۳۲ ساعت)

(هم‌نیاز) پیش‌نیاز: زمین‌شناسی اقتصادی، آمار و احتمال مهندسی

هدف: آشنایی کلی با روش‌های پیجویی و اکتشاف و تأمین اطلاعات لازم برای پروژه‌های معدنی از زمین.

سرفصل‌ها

- کلیات، مفاهیم، اهداف (معدنی، عمرانی و غیر معدنی)، تجزیه و تحلیل کشف‌های مواد معدنی، مراحل و زیر مراحل پیجویی و اکتشاف، هزینه‌ها
- معیارهای پی‌جویی، نشانه‌های پی‌جویی، مراحل مقدماتی پی‌جویی
- پیجویی و اکتشاف زمین‌شناسی: اهداف مطالعات زمین‌شناسی (تأثیر زمین‌شناسی بر عملیات معدنی و سایر پروژه‌های وابسته به زمین، برآورد موجودی کانی، تأمین داده‌ها و اطلاعات زمین‌شناسی مورد نیاز طرح‌ها و پروژه‌های معدنی و غیرمعدنی)، پیجویی زمین‌شناسی (مقیاس عملیات، روش‌ها و مراحل، تمییز و تفسیر زمین‌شناسی و طراحی برنامه‌ی اکتشافی)، اکتشافات زمین‌شناسی (مقیاس عملیات، پیمایش‌های سطحی و زیرسطحی، نمونه‌برداری شامل حفاری و حفریات اکتشافی و روش‌های نمونه‌برداری و برداشت گمانه‌ها و حفریات اکتشافی)، آماده‌سازی نمونه و عناصر سنجی
- پیجویی و اکتشافات ژئوفیزیکی: اصول کلی (مفاهیم، نقش ژئوفیزیک در مطالعات اکتشافی معدنی و ساختگاهی، طبقه‌بندی روش‌های ژئوفیزیکی بر مبنای محل عملیات و خصوصیات فیزیکی زمین)، روش‌های ژئوفیزیکی گران سنجی، مغناطیس سنجی، لرزه‌ای، الکتریکی، الکترومغناطیسی و پرتونگاری (اصول فیزیکی، اندازه‌گیری و برداشت‌ها، نمایش و تفسیر داده‌ها، کاربردها)، روش‌های هواپردی و سطحی و گمانه‌ای
- پیجویی ژئوشیمیایی و سایر روش‌های پیجویی: مفاهیم، اصول پراکندگی و مهاجرت ژئوشیمیایی عناصر، شاخص‌های ژئوشیمیایی، روش‌های پیجویی ژئوشیمیایی، محیط سطح زمین، محیط‌های عمیق، تکنیک‌های تحلیل، اصول و مبانی نمایش و تفسیر داده‌ها، سایر روش‌های پیجویی (ژئوبوتانی و بیوشیمیایی، بررسی هاله‌های گازی، مطالعه سیالات نفوذی، مطالعاتی ایزوتوپ‌ها، ...)
- برآورد منابع یا موجودی کانی: اصول و مفاهیم کلی مدل‌سازی زمین‌شناسی، آشنایی مختصر با برآورد منابع (متدولوژی برآورد منابع، جمع‌آوری داده‌ها و تفسیر زمین‌شناسی، روش‌های برآورد شامل روش‌های کلاسیک، آماری و زمین آماری)، طبقه‌بندی منابع و ذخایر

منابع

- ۱- هارتمن، هوارد ال.؛ "اصول مهندسی معدن"، ترجمه‌ی باوری شهرضا، مهدی؛ دانشگاه صنایع و معادن ایران؛ ۱۳۸۱؛ فصول ۱ تا ۵
- ۲- اصول پی‌جویی، اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی، تالیف حسن مدنی، دانشگاه صنعتی امیرکبیر

Hartman, H.L. (Editor); "SME Mining Engineering Handbook"; Vol. 1 & II; 2nd Edition.; SME Littleton, Co.; 1992; Sec. 1,4,5

فصل اول: انواع روش‌های ژئوفیزیکی

مقدمه

استفاده از اصول و قوانین فیزیک برای مطالعه پدیده‌های وابسته به زمین، فضای اطراف آن، ماه و سیارات موضوع علم ژئوفیزیک می‌باشد. معمولاً تعریف ژئوفیزیک به مطالعه زمین محدود می‌شود. برای اجتناب از پیچیدگی، کاربرد فیزیک در مطالعه درون زمین (از سطح زمین تا هسته داخلی)، Solid Earth Geophysics نامیده شده و خود به دو زیرگروه تقسیم می‌شود:

۱- Global Geophysics (ژئوفیزیک محض یا Pure Geophysics) که کل کره زمین یا قسمت اعظم آن را مطالعه می‌کند؛

۲- Applied Geophysics (ژئوفیزیک کاربردی) که پوسته و نزدیک سطح زمین را برای اهداف کاربردی و اقتصادی مورد مطالعه قرار می‌دهد. اصول علمی حاکم بر ژئوفیزیک کاربردی و محض یکسان است. ژئوفیزیک کاربردی مباحث گسترده‌ای از تعیین ضخامت پوسته (که در اکتشاف هیدروکربن‌ها بسیار اهمیت دارد) گرفته تا مطالعه ساختارهای کم‌عمق برای بررسی مهندسی مناطق، اکتشاف آب‌های زیرزمینی، مواد معدنی و ذخایر اقتصادی، تعیین محل چاه‌های معدنی و سایر انواع حفره‌های مدفون، برداشت بقایای باستان‌شناسی، تعیین محل لوله‌ها و کابل‌های مدفون، و غیره مورد استفاده قرار می‌گیرد.

Sheriff (۱۹۹۱) ژئوفیزیک کاربردی را به‌صورت زیر تعریف کرده است:

Making and interpreting measurements of physical properties of the earth to determine sub-surface conditions, usually with an economic objective, e.g. discovery of fuel or mineral depositions.

ژئوفیزیک مهندسی (Engineering Geophysics) که زیرشاخه‌ای از ژئوفیزیک کاربردی است نیز به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

Application of geophysical methods to the investigation of sub-surface materials and structures which are likely to have (significant) engineering implications.

با پیشرفت روزافزون کاربردهای متنوع ژئوفیزیک، در سال‌های اخیر زیرشاخه جدیدی برای کاربرد ژئوفیزیک در مطالعات زیست‌محیطی (Environmental Geophysics) توسعه یافته است:

Application of geophysical methods to the investigation of near surface physico-chemical phenomena which are likely to have (significant) implications for the management of the local environment.

مهم‌ترین تفاوت ژئوفیزیک مهندسی و زیست‌محیطی در این است که ژئوفیزیک مهندسی با تعیین ساختارها و مواد سروکار دارد، درحالی‌که ژئوفیزیک زیست‌محیطی تعیین تغییر خصوصیات سیالات درون حفره‌ای را (برای شناسایی مناطق آلوده در آب‌های زیرزمینی) نیز شامل می‌شود. از مزایای ژئوفیزیک زیست‌محیطی این است که با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی می‌توان منطقه وسیعی را در زمان کم و با صرف هزینه بسیار کمتر از روش‌های مستقیمی مانند حفاری مورد بررسی قرار داد. سپس با استفاده از نتایج ژئوفیزیک، محل بهینه چاه‌های پایش^۱ را تعیین کرد.

باتوجه به اینکه اکثر نهشته‌های معدنی در زیر سطح زمین قرار دارند، اکتشاف آن‌ها باید باتوجه به خواصی از کانسار که با محیط اطراف متفاوت است صورت گیرد. به‌منظور تعیین ساختارهای همراه با منابع نفت و گاز (مانند گسل‌ها، طاق‌دیس‌ها، ناودیس‌ها و ...)، روش‌های مبتنی بر تغییرات خواص الاستیک سنگ‌ها توسعه یافته است. به‌عنوان مثال، تغییر هدایت‌ویژه الکتریکی و جریان‌های طبیعی درون زمین، نرخ واهلش پتانسیل‌های مصنوعی تزریق شده به زمین، تغییرات محلی گراوایته، مغناطیس و رادیواکتیویته، سرعت سیر امواج لرزه‌ای و ... همگی اطلاعات منحصر

^۱ - Monitoring

به فردی در رابطه با ساختارهای زیرسطحی فراهم آورده و به متخصصین این امکان را می‌دهند که مستعدترین مناطق را برای اکتشاف تفصیلی منابع مدنظر خود تعیین کنند.

روش‌های ژئوفیزیکی برای افزایش کارایی اکتشافات زیرسطحی مورد استفاده قرار می‌گیرند. اگرچه کلیه اطلاعات حاصل از انواع روش‌های ژئوفیزیک سطحی را می‌توان با دقت بیشتر از روش‌های حفاری و نمونه‌گیری نیز به دست آورد، روش‌های حفاری حتی برای مطالعات اعماق کم بسیار کند و پرهزینه هستند. بنابراین، روش‌های ژئوفیزیکی برای بهینه‌سازی عملیات حفاری، و گاهی حتی برای حذف آن مورد استفاده قرار می‌گیرند.

ژئوفیزیک کاربردی انواعی از روش‌های متنوع را در اختیار قرار می‌دهد که در صورت استفاده مناسب و به‌جا، اطلاعات بسیار مفید و با ارزشی را فراهم می‌آورند. به خاطر داشته باشید که کاربرد نامناسب روش‌ها هیچ نتیجه‌ای را به دنبال نخواهد داشت. در صورتی که اصول فیزیکی حاکم بر هر روش به درستی درک شود، احتمال استفاده نابه‌جا از روش‌ها و یا تفسیر اشتباه داده‌ها به حداقل خواهد رسید.

انواع روش‌های ژئوفیزیکی

روش‌های ژئوفیزیکی مختلف در پاسخ به خصوصیات فیزیکی محیط مورد مطالعه (سنگ‌ها، رسوبات، آب، حفره‌ها، و غیره) به کار گرفته می‌شوند. به‌طور کلی می‌توان روش‌های ژئوفیزیکی را به دو گروه عمده تقسیم کرد:

- روش‌های چشمه طبیعی¹ که تغییرات میدان‌های طبیعی زمین را اندازه‌گیری می‌کنند مانند روش گرانی-سنجی، مغناطیس‌سنجی، پتانسیل خودزا و ...
- روش‌های چشمه مصنوعی که در آن‌ها سیگنال‌هایی که به‌طور مصنوعی تولید شده‌اند به درون زمین ارسال می‌شوند. سپس سیگنال‌های تغییر یافته توسط گیرنده‌های مناسب اندازه‌گیری می‌شوند. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش مقاومت‌ویژه، اکتشافات لرزه‌نگاری و غیره اشاره کرد.

روش‌های ژئوفیزیکی مختلف بر اساس خواص فیزیکی مختلف استوار می‌باشند. به‌عنوان مثال، روش گرانی‌سنجی به تغییرات چگالی زمین‌شناسی زیرسطحی حساس است و در نتیجه روشی ایده‌آل برای اکتشاف حوزه‌های رسوبی (که تباین چگالی قابل توجهی بین رسوبات سبک‌تر و سنگ‌های زیرین چگال‌تر وجود دارد) می‌باشد. در مقابل، روش گرانی‌سنجی روشی نامناسب برای اکتشاف منابع محلی آب‌های زیرزمینی است زیرا تباین چگالی بسیار ناچیزی بین سنگ‌های اشباع و غیراشباع وجود دارد. در اکثر مطالعات، بهتر است که تلفیقی از روش‌های ژئوفیزیکی مناسب مورد استفاده قرار گیرند.

انواع روش‌های ژئوفیزیک کاربردی و خواص فیزیکی مربوط به هر کدام عبارتند از:

- گرانی‌سنجی (Gravitational)؛ چگالی
- مغناطیس‌سنجی (Magnetic)؛ مغناطیس‌پذیری
- لرزه‌ای (Seismic)؛ مدول الاستیک، چگالی
- الکتریکی (Electrical)؛ روش مقاومت‌ویژه: مقاومت‌ویژه الکتریکی؛ روش پتانسیل خودزا: اختلاف پتانسیل؛ روش پلاریزاسیون القایی: مقاومت‌ویژه، بارپذیری
- الکترومغناطیسی (Electromagnetic)؛ هدایت‌ویژه، القا
- رادیواکتیو (Radioactivity)
- چاه‌پیمایی (Well logging)

¹ - Natural Source Methods

معمولا شرایط زمین‌شناسی خاصی با کانسارها، و یا منابع نفت و گاز وجود دارد. معمولا مواد معدنی در مناطقی یافت می‌شوند که فعالیت‌های اذریین رخ داده و گاهی نیز پس از آن سنگ‌ها دچار دگرگونی شده‌اند. درنهایت با فرسایش منطقه، نهشته برای اکتشاف و استخراج به سطح نزدیک شده است. زغال نتیجه دفن سریع گیاهان موجود در نزدیک یک دریا یا دریاچه وسیع است. نفت و گاز معمولا در اثر رسوب و دفن ترکیبات الی دریایی تشکیل می‌شوند. بنابراین، معمولا جستجو برای کانسارهای فلزی در مناطق با سنگ‌های اذریین و دگرگونی شناخته‌شده متمرکز می‌شود. البته، موارد استثنا هم وجود دارد: ۱- احتمال انتقال کانی‌ها به مناطق بسیار دورتر از محل تشکیل آن‌ها (به‌عنوان مثال انتقال مکانیکی و یا به‌صورت محلول) وجود دارد، مانند طلای آبرفتی؛ ۲- برخی از کانی‌ها مانند نمک و ژپس از محلول‌های آب رسوب کرده و در نتیجه در مناطق رسوبی یافت می‌شوند. اکتشاف زغال، نفت و گاز به حوزه‌های رسوبی محدود می‌شود، بجز موارد نادری که نفت و گاز به سنگ‌های اذریین و یا دگرگونی دارای درز و شکاف منتقل شده باشد.

انتخاب روش ژئوفیزیکی برای اکتشاف یک ماده معدنی معین، به طبیعت ماده معدنی و همچنین سنگ‌های اطراف آن بستگی دارد. با انتخاب روش مناسب، می‌توان گاهی مستقیما حضور کانسار را به اثبات رساند. به‌عنوان مثال، روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف کانسارهای مغناطیسی آهن و یا نیکل. در سایر موارد، با روش ژئوفیزیکی مورد استفاده تنها می‌توان بررسی کرد که شرایط برای تشکیل مواد مورد اکتشاف مناسب است یا خیر. به‌عنوان مثال، روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف نفت به‌عنوان یک روش اولیه شناسایی برای تعیین عمق سنگ بستر (و در نتیجه تعیین مناطقی که رسوبات به اندازه کافی برای تشکیل نفت ضخامت داشته باشند) مورد استفاده قرار می‌گیرد.

برداشت‌های هوابرد، سریع‌ترین روش‌های اکتشاف آنومالی‌های ژئوفیزیکی هستند. از دیگر مزایای روش‌های هوابرد، پوشش سریع مناطق بسیار وسیع با کمترین هزینه ممکن می‌باشد و به همین علت نیز این برداشت‌ها به‌طور متناوب برای شناسایی‌های اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرند. سپس آنومالی‌های مورد توجه با استفاده از روش‌های زمینی مورد مطالعات تفصیلی قرار می‌گیرند. روش‌های لرزه‌ای نیز در اکتشاف مناطق وسیع مورد استفاده قرار می‌گیرد، اما هزینه و زمان لازم برای این عملیات بسیار بیشتر است.

کاربرد روش‌های ژئوفیزیکی در حل یک مسئله، شامل چند مرحله از جمع‌آوری داده‌ها تا تفسیر زمین‌شناسی به‌صورت زیر است:

- جمع‌آوری داده‌ها با دقت و جزئیات کافی. برداشت داده‌های ژئوفیزیکی باید با دقت کافی انجام شود به طوری که تفسیر مناسب داده‌ها برای حل مسئله ژئوفیزیکی امکان‌پذیر باشد. برای دستیابی به نتایج قابل-اعتماد، برداشت داده‌ها با کیفیت بالا الزامی است، زیرا پیشرفته‌ترین روش‌های تفسیر و پردازش نیز قادر به ارایه نتایج صحیح یا دقیقی از داده‌های کم کیفیت نمی‌باشند. همچنین لازم است برداشت داده‌ها در ورای محدوده مورد نظر گسترش یابد تا بتوان ساختارهای آنومال را از زمینه تفکیک نمود؛
- تصحیح داده‌ها و آماده‌سازی آنها برای تفسیر. داده‌هایی که در صحرا برداشت می‌شوند، علاوه بر سیگنال مربوط به آنومالی، تحت تاثیر انواع مختلف تغییرات مکانی و زمانی (بسته به روش مورد استفاده) قرار دارند. چنین تغییرات اضافی که نویز نامیده می‌شوند باید تا حد امکان حذف شده یا به حداقل رسانده شود تا نسبت سیگنال به نویز به اندازه کافی برای تفسیر بزرگ شود؛
- تشخیص و تفکیک آنومالی. پس از حذف کلیه منابع نویز پیش‌بینی شده از داده‌های برداشت شده، نتیجه شامل گروهی از ساختارها با منابع ناشناخته زمین‌شناسی است. آنومالی مربوط به مسئله مورد مطالعه باید از سایر این منابع تفکیک شود؛

- تعیین خصوصیات منشا آنومالی. خصوصیات آنومالی (مانند شکل، دامنه، گرادیان، و غیره)، همراه با اطلاعات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه منجر به تعیین یک مدل از منشا آنومالی و تخمین اولیه هندسه (اندازه و عمق) و تباین خصوصیت فیزیکی آن با محیط اطراف می‌شود. این مدل فیزیکی اولیه، با مدل‌سازی مستقیم و یا معکوس بهینه می‌شود؛
- تبدیل مدل فیزیکی به منشا زمین‌شناسی. در مرحله قبلی، مدل مربوط به منشا زمین‌شناسی آنومالی ژئوفیزیکی، برای سهولت محاسبات بصورت فیزیکی تعیین شد. در گام آخر، مدل فیزیکی با استفاده از اصول زمین‌شناسی، زمین‌شناسی منطقه، و خصوصیات فیزیکی انواع سنگ‌ها و کانی‌ها به مدل زمین‌شناسی تبدیل می‌شود.

آزاده حجت

دانشگاه شهید باهنر کرمان

فصل دوم: روش گرانی‌سنجی

مقدمه

برداشت‌های گرانی‌سنجی شامل اندازه‌گیری تغییرات میدان گرانی زمین می‌باشد. هدف، تعیین توده‌های با چگالی کمتر و یا بیشتر نسبت به محیط اطراف می‌باشد. حاصل تفسیر نتایج گرانی، تعیین چگالی سنگ‌ها و در نتیجه ساختارهای زمین‌شناسی و جنس سنگ‌هاست.

اصول فیزیکی گرانی

قانون گرانش نیوتن (Newton's Law of Gravitation)

نیروی گرانشی توسط قانون نیوتن بیان می‌شود: نیروی میان دو ذره با جرم‌های m_1 و m_2 با حاصلضرب جرم‌ها نسبت مستقیم و با مربع فاصله میان مراکز دو جرم نسبت معکوس دارد. هرچه فاصله مراکز دو جسم بیشتر باشد، نیروی جاذبه کمتری بین آن‌ها وجود دارد.

$$F = \gamma \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) r_1$$

که در آن، F نیروی وارد بر m_2 بردار واحدی که جهت آن از m_2 به m_1 می‌باشد، r فاصله میان m_1 و m_2 و γ ثابت جهانی گرانش می‌باشند. نکته مهم این است که نیروی F همواره جاذبه است. در سیستم واحد SI، مقدار γ برابر است با $6.672 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2 / \text{kg}^2$ ، که با مقدار $6.672 \times 10^{-8} \text{ dyn.cm}^2 / \text{g}^2$ در سیستم cgs معادل می‌باشد. طبق قانون حرکت نیوتن، نیرو برابر است با حاصلضرب جرم در شتاب. بنابراین، با تقسیم F بر m_2 شتاب جرم m_2 ناشی از حضور جرم m_1 به دست می‌آید:

$$g = \left(\gamma \frac{m_1}{r^2} \right) r_1$$

در صورتی که m_1 جرم زمین باشد (M_e)، g برابر خواهد بود با شتاب گرانی و با رابطه زیر به دست می‌آید:

$$g = \left(\gamma M_e / R_e^2 \right) r_1$$

که در آن، R_e شعاع زمین بوده و جهت r_1 به سمت مرکز زمین است. رابطه فوق نشان می‌دهد که بزرگی شتاب گرانشی در روی زمین، با جرم زمین نسبت مستقیم و با مربع شعاع زمین نسبت عکس دارد. بنابراین، از نظر تئوری شتاب گرانشی باید در تمام نقاط زمین ثابت باشد، اما در واقعیت، گرانی در نقاط مختلف زمین متغیر است. دلیل این امر این است که شکل زمین یک کره کامل نیست، همچنین توپوگرافی سطحی نامنظم زمین و توزیع متفاوت جرم درون زمین (به‌ویژه نزدیک سطح) و چرخش زمین بر تغییر شتاب گرانش تاثیر می‌گذارند.

شتاب گرانی برای اولین بار توسط گالیله و در آزمایش مشهور وی^۱ اندازه‌گیری شد. مقدار عددی g در سطح زمین حدود 980 cm/s^2 است. به افتخار گالیله، واحد شتاب گرانی در سیستم cgs (cm/s^2)، گالیله (Galileo) یا به اختصار گال (Gal) نیز نامیده می‌شود. دستگاه‌های پیشرفته اندازه‌گیری گرانی (گرانی‌سنج‌ها) توانایی اندازه‌گیری تغییرات بسیار کوچک شتاب گرانشی (حدود 10^{-9})، که معادل است با اندازه‌گیری فاصله زمین تا ماه با دقت ۱ متر) را دارند. چنین مقادیر کوچکی باعث استفاده از واحدهای کوچک‌تر مانند میلی‌گال ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gals}$) و

^۱ - گالیله برای بررسی تاثیر وزن بر سرعت اجسام در حال سقوط، اجسام مختلف (سبک و سنگین) را از بالای برج Piza به پائین پرتاب کرد.

میکروگال ($1\mu\text{Gal} = 10^{-6}\text{Gals}$) شده است. در سیستم واحدهای SI، واحد شتاب گرانشی $\mu\text{m/s}^2$ که برای راحتی بیشتر، واحد گرانی (g.u.)¹ نامیده می‌شود. بنابراین، $1\text{g.u.} = 0.1\text{mGal}$ (یا $10\text{g.u.} = 1\text{mGal}$). با این حال، واحد گرانی مقبولیت جهانی چندانی نداشته و mgal و μGal همچنان کاربرد گسترده جهانی دارند.

شکل زمین

الف) کلیات. باتوجه به اینکه زمین یک کره کاملاً همگن نیست، شتاب گرانشی در سطح زمین ثابت نمی‌باشد. مطالعات گرانی در اندازه‌گیری میدان گرانشی زمین، موضوعی جذاب برای متخصصین ژئودزی در تعیین شکل زمین است.

مقدار گرانی به پنج عامل بستگی دارد: عرض جغرافیایی، ارتفاع، توپوگرافی زمین‌های اطراف، جذر و مدهای زمین، و تغییرات چگالی در زیر سطح. هدف از اکتشافات گرانی، بررسی آنومالی‌های ناشی از عامل آخر می‌باشد که معمولاً این آنومالی‌ها بسیار کوچک‌تر از تغییرات ناشی از عرض جغرافیایی و ارتفاع، و بزرگ‌تر از آنومالی‌های مربوط به جذر و مد و توپوگرافی می‌باشند. تغییر گرانی از نواحی استوایی به قطبی حدود 5Gal ، یا 0.5% مقدار متوسط g (980Gal) است، و تاثیر ارتفاع نیز به 1Gal یا 0.1% مقدار g می‌رسد. یک آنومالی گرانی که در اکتشاف نفت آنومالی بزرگی به حساب می‌آید، حدود 10mGal یا 0.001% مقدار g می‌باشد درحالی‌که یک آنومالی بزرگ در اکتشاف مواد معدنی حدود 1Gal است. بنابراین، تغییرات g که در اکتشافات حایز اهمیت هستند، در مقایسه با مقدار g و همچنین اثر ارتفاع و عرض جغرافیایی بسیار کوچک می‌باشند. خوشبختانه می‌توان با دقت قابل‌قبولی تاثیر اکثر عواملی که در اکتشافات به‌عنوان نویز به حساب می‌آیند را حذف کرد.

ب) کره‌وار مرجع²: شکل زمین، نتیجه توازن شتاب‌های گرانش و گریز از مرکز و تقریباً یک کره‌وار است که در استوا برآمده و در قطبین تخت است. تخت‌شدگی قطبی³ برابر است با $\frac{(R_{eq} - R_p)}{R_{eq}} = \frac{1}{298.25}$ که در آن، R_p و R_{eq} به ترتیب شعاع زمین در استوا و قطب می‌باشد. از نظر ریاضی ساده‌تر است که شکل زمین به‌صورت یک بیضوی چرخش ارجاع داده شود (شکل الف).

کره‌وار مرجع یک بیضوی است که میانگین سطح آزاد دریاها را (ژیوئید) تخمین می‌زند به‌طوری‌که ارتفاع خشکی-های بالای آن حذف و عمق اقیانوس‌ها پر شود. در سال ۱۹۳۰ اتحادیه بین‌المللی ژئودزی و ژئوفیزیک، یک فرمول برای محاسبه مقدار تئوری g در هر نقطه از این کره‌وار ارایه کرده است:

$$g_l = 978,031.846(1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{mGal}$$

که در آن، Φ عرض جغرافیایی است.

ج) ژئوئید (زمینوار)⁴: میانگین سطح دریا (بدون اغتشاش توسط بادهای و یا جزر و مد) به‌عنوان ژئوئید شناخته می‌شود. ژئوئید در اکتشافات گرانی‌سنجی بسیار حایز اهمیت است زیرا در تمام نقاط بر شتاب ناشی از جاذبه عمود است. ژئوئید سطحی را نشان می‌دهد که بر روی آن مقدار میدان گرانشی ثابت است و درحقیقت، ژئوئید یک سطح هم‌پتانسیل می‌باشد. به‌دلیل توزیع نامنظم جرم و در نتیجه چگالی (به‌ویژه در نزدیک سطح زمین)، ژئوئید و کره‌وار مرجع بر یکدیگر منطبق نیستند. انتظار می‌رود که ژئوئید در زیر قاره‌ها (به‌دلیل مواد جاذب بالا) به سمت بالا، و در روی بستر اقیانوس‌ها (به‌دلیل چگالی کم آب) با سمت پایین منحرف شود (شکل ب). همان‌طور که در شکل ج نشان داده شده است، آنومالی‌های محلی باعث انحراف ژئوئید می‌شوند. در هر صورت، انحراف از کره‌وار نه با قاره‌ها و

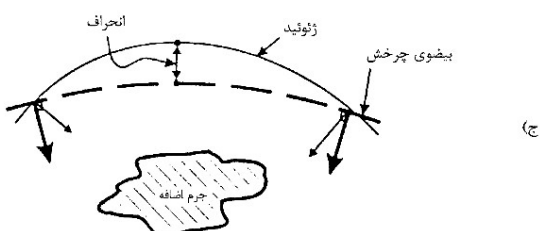
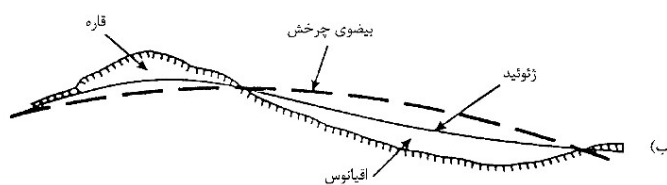
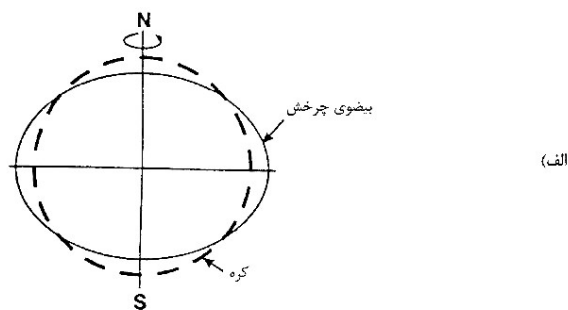
¹- Gravity Unit

²- Reference Spheroid

³- Polar Flattening

⁴- Geoid

نه با صفحات لیتوسفر تطابق دارد، که نشان دهنده وجود تغییرات چگالی در زیر لیتوسفر است. اختلاف بین کره‌وار و ژئوئید به بزرگی ۱۰۰ متر می‌رسد.



شکل. مقایسه کره‌وار مرجع با ژئوئید. الف) انحراف ژئوئید در اثر آنومالی‌های محلی؛ ب) انحراف بزرگ مقیاس ژئوئید.

تصحیح داده‌های گرانی

الف) کلیات. قرائت‌های گرانی تحت تاثیر پنج عامل قرار دارند. بنابراین، باید قرائت‌های گرانی را تصحیح نمود تا به مقادیری که در یک سطح هم‌پتانسیل مانند ژئوئید (یا یک سطح موازی با آن) دارند تبدیل شوند.

ب) تصحیح عرض جغرافیایی (Latitude Correction). دو عامل چرخش زمین و برآمدگی در استوا، باعث افزایش گرانی با عرض جغرافیایی می‌شوند. شتاب گریز از مرکز ناشی از چرخش زمین، در استوا ماکزیمم و در قطبین صفر است؛ این شتاب با شتاب گرانشی مخالف است. درحالی‌که تخت‌شدگی قطبی با نزدیک‌تر کردن ژئوئید به مرکز جرم زمین باعث افزایش گرانی در قطبین می‌شود. اثر دوم تا حدودی توسط جرم جاذب بیشتر در استوا خنثی می‌شود. تصحیح عرض جغرافیایی با کم کردن مقدار تئوری محاسبه‌شده با فرمول جهانی گرانی از مقادیر مشاهده‌شده گرانی به دست می‌آید. برای برداشت‌های مقیاس کوچک که در محدوده عرض جغرافیایی کمتر از یک درجه انجام می‌شوند، می‌توان تصحیح ساده‌تری اعمال کرد. این تصحیح با حرکت به سمت استوا به مقدار g اضافه می‌شود، بدین معنی که مقدار تصحیح برای حرکت به سمت شمال در نیمکره شمالی و حرکت به سمت جنوب در نیمکره جنوبی منفی است. علت این امر، تصحیح افزایش میدان گرانشی با حرکت از استوا به سمت قطبین می‌باشد.

ج) تصحیح هوای آزاد (*Free-air Correction*). از آنجاکه گرانش با مربع فاصله نسبت معکوس دارد، باید تغییر ارتفاع میان ایستگاه‌ها برای تبدیل میدان قرائت‌شده به یک سطح مبنا تصحیح گردد. تصحیح هوای آزاد، مواد موجود میان ایستگاه و سطح مبنا را در نظر نمی‌گیرد و اختلاف بین گرانی اندازه‌گیری شده در سطح دریا و ارتفاع h (بدون وجود هیچ ماده‌ای) را نشان می‌دهد؛ شبیه به اندازه‌گیری گرانی در سبد یک بالن در حال پرواز و به همین علت نیز تصحیح هوای آزاد نامیده می‌شود. تصحیح هوای آزاد هنگامی که ایستگاه بالای سطح مبنا باشد به قرائت اضافه می‌شود و هنگامی که ایستگاه پایین‌تر از سطح مبنا باشد از مقدار قرائت‌شده کم می‌شود.

د) تصحیح بوگه (*Bouguer Correction*). تصحیح بوگه، جاذبه مواد موجود بین ایستگاه و سطح مبنا را (که در تصحیح هوای آزاد نادیده گرفته می‌شود) به حساب می‌آورد. در صورتی که ایستگاه اندازه‌گیری در مرکز یک ورقه با گسترش افقی زیاد و ضخامت و چگالی یکنواخت قرار گرفته باشد، مقدار گرانی قرائت‌شده در اثر جاذبه این ورقه میان ایستگاه و سطح مبنا، افزایش می‌یابد. اعمال تصحیح بوگه برعکس تصحیح هوای آزاد است. هنگامی که ایستگاه اندازه‌گیری در بالای سطح مبنا باشد، تصحیح بوگه کم می‌شود و بالعکس.

در تهیه رابطه مربوط به تصحیح بوگه، دو فرض مورد استفاده قرار گرفت: (۱) چگالی ورقه یکنواخت باشد؛ (۲) گسترش افقی آن نامحدود باشد. هیچ‌کدام از این دو فرض در واقعیت وجود ندارد. برای اصلاح فرض اول، اطلاعات بسیار دقیق و جامع از انواع سنگ‌های موجود و چگالی آن‌ها مورد نیاز است. فرض دوم در تصحیح بعدی مورد توجه قرار می‌گیرد.

ه) تصحیح زمینگان (*Terrain Correction*). تصحیح زمینگان، ناهمواری‌های سطحی موجود در اطراف ایستگاه را مدنظر قرار می‌دهد. در مناطق نسبتاً هموار، معمولاً تصحیح ارتفاع (تصحیح هوای آزاد و بوگه) برای تصحیح اثرات جزئی توپوگرافی کافی است. اما در مناطقی که تغییرات ارتفاع قابل توجه باشد (به‌ویژه در مجاورت ایستگاه‌های گرانی)، تصحیح زمینگان باید اعمال شود. کشش به سمت بالای ناشی از تپه‌های واقع در بالای ایستگاه و عدم کشش به سمت پایین دره‌های موجود (عدم وجود ماده)، هر دو باعث کاهش قرائت‌ها می‌شوند و بنابراین، تصحیح زمینگان در هر دو حالت به قرائت‌ها اضافه می‌شود.

و) تصحیح جزر و مد زمین (*Earth-tide Correction*). همان‌طور که آب دریاها به نیروی جاذبه ماه (و به میزان کمتری به جاذبه خورشید) پاسخ می‌دهد، زمین جامد نیز چنین است. دستگاه‌های اندازه‌گیری گرانی به اندازه‌ای حساس هستند که قادر به ثبت تغییرات g ناشی از حرکت خورشید و ماه (تغییراتی که ناشی از عرض جغرافیایی و زمان هستند) می‌باشند. محدوده این تغییرات حدود 0.3 mGal با حداقل پریود ۱۲ ساعت است. تکرار قرائت‌ها در یک ایستگاه معین، علاوه بر تصحیح دریافت دستگاه، امکان تخمین تصحیح لازم برای اثرات جزر و مد زمین در بازه‌های کوتاه را فراهم می‌آورد.

ز) تصحیح اوتووس (*Eötös Correction*). در صورتی که یک گرانی‌سنج در حین اندازه‌گیری سرعت داشته باشد (به‌عنوان مثال در کشتی و یا هلی‌کوپتر قرار داشته باشد)، نیروی گریز از مرکزی که به آن اعمال می‌شود نسبت به حالتی که گرانی‌سنج ثابت باشد متفاوت است. برای جبران این مسئله، تصحیح اوتووس به داده‌های گرانی اعمال می‌شود. تصحیح اوتووس دو مولفه دارد. اولین مولفه، شتاب گریز از مرکز (رو به خارج) مربوط به حرکت وسیله حامل گرانی‌سنج بر روی سطح انحنادار زمین است. مولفه دوم، تغییر شتاب گریز از مرکز در نتیجه حرکت وسیله حامل گرانی‌سنج نسبت به محور چرخش زمین است. در حالت دوم، اگر جسمی در سطح زمین ساکن باشد، باتوجه به چرخش حول محور چرخش زمین در جهت شرقی-غربی، سرعت سطح زمین در آن نقطه را دارد. حال اگر این جسم با سرعت $x \text{ km/h}$ به سمت شرق حرکت کند، سرعت آن نسبت به سرعت چرخشی به همان مقدار افزایش

می‌یابد. بالعکس اگر با سرعت $y \text{ km/h}$ به سمت غرب حرکت کند سرعت نسبی آن به همان میزان کاهش می‌یابد. بنابراین، یک مولفه به سمت شرق سرعت به سرعت ناشی از چرخش زمین اضافه می‌شود و در نتیجه، نیروی گریز از مرکز افزایش و مقدار گرانی قرائت شده کاهش می‌یابد. یک مولفه به سمت غرب سرعت، تاثیر معکوس دارد. یک مولفه به سمت شمال، یک مولفه جدید نیروی گریز از مرکز تولید می‌کند که به صورت برداری با نیروی اول جمع می‌شود.

ح) *تصحیح ایزوستازی (Isostatic Correction)*. اگر تغییرات جانبی چگالی در پوسته زمین وجود نداشت، بعد از اعمال کلیه تصحیحات مذکور به داده‌های گرانی، مقادیر به دست آمده در تمام نقاط یکسان می‌بود. اما، در مناطقی که تغییرات جانبی چگالی وجود دارد، یک آنومالی گرانی به دست می‌آید که آنومالی بوگه نامیده می‌شود. میانگین جهانی آنومالی‌های بوگه بر روی زمین نزدیک سطح دریا تقریباً صفر است. به‌طور کلی، آنومالی‌های بوگه در مناطق مرتفع منفی هستند در حالی که در مناطق اقیانوسی اساساً مثبت می‌باشند. چنین اثراتی از تغییرات چگالی در پوسته ناشی می‌شود که نشان دهنده مواد چگال‌تر در زیر اقیانوس‌ها و مواد با چگالی کمتر در مناطق کوهستانی می‌باشد.

در سال ۱۸۵۵ دو فرضیه برای این تغییرات بزرگ‌مقیاس چگالی ارائه شد. ایری (Airy) پیشنهاد کرد که چگالی پوسته یکنواخت است، اما ضخامت آن متغیر می‌باشد و پوسته بر روی یک لایه مایع زیرین (با چگالی بیشتر) شناور است. طبق نظریه ایری، رشته‌کوه‌ها دارای ریشه‌های عمیق هستند در حالی که پوسته در زیر اقیانوس‌ها کم‌ضخامت است. در مقابل، پرات (Pratt) پیشنهاد داد که چگالی پوسته با توپوگرافی متغیر است به طوری که چگالی آن در مناطق کوهستانی کمتر و در زیر اقیانوس‌ها بیشتر است. طبق فرضیه پرات، پوسته تا یک عمق ثابت در زیر سطح دریا گسترش دارد، اما چگالی با ارتفاع نسبت معکوس خواهد داشت. هر دو فرضیه مذکور تاحدودی درست است.

ط) *عوامل متفرقه*. گرانی‌سنج‌ها علاوه بر عوامل مذکور، به چندین فاکتور دیگر نیز حساس هستند که تغییرات نابسامان موقتی هستند که کمی کردن آن‌ها دشوار است و در نتیجه باعث بروز نویز می‌شوند. این عوامل عبارتند از: تغییرات آب و هوایی ناشی از تغییر فشار اتمسفر؛ شتاب اینرسی تولید شده توسط امواج لرزه‌ای و میکرولرزه‌ای؛ اثر فشار باد بر روی گرانی‌سنج؛ و تاثیر ارتعاشات ناشی از ترافیک و ماشین‌الات صنعتی. تغییرات فشار اتمسفر را می‌توان با 0.03 g.u. در میلی‌بار تصحیح نمود. گرانی‌سنج‌های پیشرفته مورد استفاده در برداشت‌های میکروگرانی قادر به فیلتر کردن اکثر امواج بالای 10 Hz و حذف نویزهای میکرولرزه‌ای $1/10 - 2 \text{ Hz}$ می‌باشند و در نتیجه انحراف قرائت‌های گرانی به کوچکی 0.04 g.u. ($4 \mu\text{Gal}$) خواهد بود.

ی) *آنومالی‌های بوگه و هوای آزاد*. محصول نهایی تصحیح داده‌های گرانی، *آنومالی بوگه* است که باید فقط با تغییرات جانبی چگالی پوسته فوقانی هماهنگی داشته باشد. هنگامی که کلیه تصحیحات مذکور بر قرائت‌های گرانی اعمال شد، مقدار آنومالی بوگه g_B برای ایستگاه به دست می‌آید.

عملیات صحرائی

برداشت‌های زمینی^۱

اکتشافات گرانی‌سنجی را می‌توان هم در خشکی و هم در دریا انجام داد. البته تلاش‌هایی نیز برای توسعه دستگاه‌های هوایی و حتی ماهواره‌ای نیز انجام گرفته است.

اختلاف بین شناسایی مقدماتی و یا عملیات صحرائی دقیق، به هدف مسئله بستگی دارد؛ اینکه هدف شناسایی ساختارهای مستعد باشد و یا تعیین مشخصات آن‌ها. فاصله ایستگاه‌های اندازه‌گیری گرانی، از 20 km تا 5 m متغیر

¹ - Land Surveys

است. معمولاً فاصله ایستگاه بر اساس عمق و اندازه فرضی آنومالی مورد بررسی انتخاب می‌شود. به‌عنوان مثال برای اکتشاف نفت، انتخاب ۱ ایستگاه در محدوده ۲ تا ۴ کیلومتر مربع کافی خواهد بود، زیرا معمولاً ساختارهای همراه با منابع نفتی بزرگ‌تر از این مقدار بوده و در نتیجه آنومالی‌های مربوط به آن‌ها با چنین فواصل ایستگاهی قابل آشکارسازی می‌باشد.

در اکتشاف مواد معدنی، روش گرانی‌سنجی معمولاً به‌عنوان یک روش ثانویه برای تایید و تحلیل بیشتر آنومالی‌هایی که قبلاً توسط روش‌های مغناطیس‌سنجی و/یا الکتریکی مشخص شده‌اند مورد استفاده قرار می‌گیرد. فاصله ایستگاه‌ها اساساً با توجه به اطلاعات به‌دست آمده از برداشت‌های قبلی تعیین می‌شود. معمولاً اندازه‌گیری‌ها در محل ایستگاه‌های مغناطیس‌سنجی و یا الکتریکی (حدود ۱۵ تا ۳۰ متر جدا از یکدیگر) انجام می‌شود. در مطالعات مهندسی و باستان‌شناسی به روش میکروگراوایته (مثلاً جستجوی حفره‌ها یا سنگ بستر) گاهی فاصله ایستگاه‌ها تا ۱ متر کاهش می‌یابد.

در برداشت‌های گرانی، گرانی‌سنج باید برای هر قرائت با دقت تراز شود. در زمین‌های باطلای و یا در شرایطی که وزش باد بسیار شدید باشد، ایجاد حالت پایدار مشکل است، اما معمولاً با صرف وقت و دقت بیشتر می‌توان اندازه‌گیری‌های قابل‌قبولی انجام داد. در برداشت‌های گرانی‌سنجی دریایی که دستگاه‌ها در کف دریا قرار می‌گیرند، مشکلات مشابهی وجود دارد. برای افزایش سرعت عملیات، یک وسیله برای جابجایی بین ایستگاه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد.

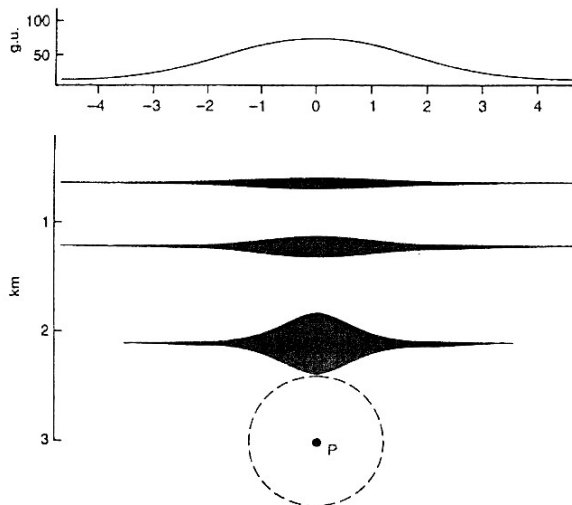
همچنین در نقشه‌برداری ایستگاه‌های اندازه‌گیری گرانی دقت زیادی لازم است. معمولاً بخش قابل‌توجهی از هزینه عملیات صحرائی به برداشت‌های لازم برای دستیابی به دقت مورد نظر (۱۰ cm) برای ارتفاع و حدود ۳۰ m در عرض-جغرافیایی برای دقت ۰/۰۳ mGal در اندازه‌گیری‌ها) مربوط می‌شود. معمولاً اندازه‌گیری‌های گرانی بسیار سریع‌تر از نقشه‌برداری پیش می‌رود.

تفسیر آنومالی‌های گرانی

دو روش اصلی برای تفسیر آنومالی‌های بوگه (و هر روش ژئوفیزیکی دیگر) وجود دارد: ۱- روش مدل‌سازی مستقیم^۱ که از روی داده‌ها، مدل زیرسطحی تعیین می‌شود؛ ۲- روش مدل‌سازی معکوس^۲ که مدل‌های زیرسطحی مختلفی فرض و پاسخ گرانی آن‌ها محاسبه و با آنومالی بوگه مشاهده شده، مقایسه می‌شود. مدلی که بهترین انطباق را با آنومالی مشاهده شده داشته باشد، به‌عنوان پاسخ انتخاب می‌شود. لازم به ذکر است که این پاسخ یکتا نبوده و ممکن است مدل‌های مختلف، پاسخ مشابه داشته باشند (شکل زیر). با کاربرد ترکیبی از روش‌های ژئوفیزیکی می‌توان مدل‌های زمین‌شناسی را محدود کرد.

¹ - Forward Modeling

² - Inverse Modeling



شکل. ابهام در مدل‌های زمین‌شناسی. کلیه مدل‌های شکل پایین، آنومالی گرانی شکل بالا را تولید می‌کنند.

بعد از اینکه اثرات پوششی ساختارهای دیگر تا حد امکان از داده‌ها حذف شد، در مرحله تفسیر، توزیع جرم تولیدکننده آنومالی تعیین می‌شود. معمولاً این کار به روش مدلسازی در چند مرحله تکرار انجام می‌شود؛ بدین ترتیب که یک مدل اولیه از توزیع جرم، فرض شده و میدان حاصل از آن محاسبه و با آنومالی بازماند مقایسه می‌شود. با توجه به اختلاف بین میدان محاسبه شده و بازماند، مدل تصحیح شده و محاسبات تکرار می‌شود تا زمانی که میدان محاسبه شده به اندازه کافی به آنومالی مشاهده شده نزدیک گردد. برای کاهش تعداد مراحل تکرار، یک‌سری قیود از پیش تعیین شده به مدل اعمال می‌شود، مثلاً می‌توان فقط سطح بالایی توزیع جرم را تغییر داد.

کاربردها و مثال‌های موردی

در اوایل قرن بیستم، برداشت‌های گرانی کاربرد فراوانی در اکتشاف نفت و گاز داشته است. امروزه این روش علاوه بر کاربرد گسترده در اکتشاف هیدروکربن‌ها، کاربردهای متنوع دیگری نیز دارد. برداشت‌های میکروگراویمتری در مقیاس‌های بسیار کوچک (حدود چند صد مترمربع) انجام گرفته و قابلیت تعیین حفره‌های زیرزمینی تا قطر ۱ متر و در محدوده عمقی ۵ متر را دارند. خلاصه‌ای از کاربرد روش گرانی‌سنجی به صورت زیر است:

- اکتشاف ذخایر هیدروکربنی؛
- مطالعات زمین‌شناسی ناحیه‌ای؛
- مطالعات ایزوستازی؛
- اکتشاف و تعیین توزیع جرم توده‌های معدنی؛
- تعیین حفره‌های زیرزمین (میکروگرانی)؛
- تعیین محل دره‌های سنگی مدفون^۱؛
- تعیین ضخامت یخچال‌ها؛
- مطالعات باستان‌شناسی (میکروگرانی)، به‌عنوان مثال در تعیین محل مقبره‌ها؛
- تعیین شکل زمین (ژئودزی).

¹ - Buried Rock-valleys

فصل سوم: روش مغناطیس‌سنجی

مقدمه

روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی بسیار مشابه هستند، اما روش مغناطیس‌سنجی پیچیده‌تر بوده و تغییرات میدان مغناطیسی نیز محلی و نابه‌سامان می‌باشد. علت آن ۱- بخشی به دلیل اختلاف ذاتی بین میدان مغناطیسی دوقطبی و میدان تک‌قطبی گرانی؛ ۲- بخشی به دلیل جهت متغیر میدان مغناطیسی (درحالی‌که میدان گرانی همیشه در جهت قائم به سمت مرکز زمین است)، و ۳- بخشی نیز به دلیل وابستگی میدان مغناطیسی به زمان (درحالی‌که میدان گرانی با صرف‌نظر کردن از تغییرات جزئی جزر و مد، تغییرات زمانی ندارد) می‌باشد. معمولاً برداشت‌های مغناطیس‌سنجی از اکثر روش‌های ژئوفیزیکی ساده‌تر و سریع‌تر انجام می‌شوند.

روش مغناطیس‌سنجی کاربردهای بسیار متنوعی دارد و از بررسی‌های کوچک مقیاس (تعیین محل لوله‌ها و کابل‌ها در اعماق بسیار کم و بررسی‌های مهندسی مناطق مورد مطالعه) تا برداشت‌های بزرگ مقیاس زمین‌شناسی ناحیه‌ای (به‌عنوان مثال در اکتشاف ذخایر هیدروکربن) مورد استفاده قرار می‌گیرد. در بسیاری از اکتشافات بزرگ، هر دو روش گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی برای تکمیل نتایج یکدیگر و دستیابی به پاسخ‌های دقیق‌تر مورد استفاده قرار می‌گیرند. کاربرد هم‌زمان این دو روش قبل از برداشت‌های لرزه‌ای (درمقایسه با کاربرد تنها یکی از این روش‌ها)، اطلاعات بیشتری از زیرسطح (و به‌ویژه سنگ‌های بستر) فراهم می‌آورد. پس از آن، برداشت‌های لرزه‌نگاری انعکاسی برای تهیه تصویر دقیق‌تری از زیرزمین، که در اکتشاف هیدروکربن‌ها ارزش بسیار بیشتری دارد، مورد استفاده قرار می‌گیرند. از کاربردهای مختلف روش مغناطیس‌سنجی می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

تعیین محل:

- لوله‌ها، کابل‌ها و اجسام فلزی؛
- وسایل نظامی مدفون (مین، بمب و ...)
- بشکه‌های فلزی مدفون حاوی باطله‌های سمی و یا مضر؛
- تونل‌ها و چاه‌های معدنی پنهان.

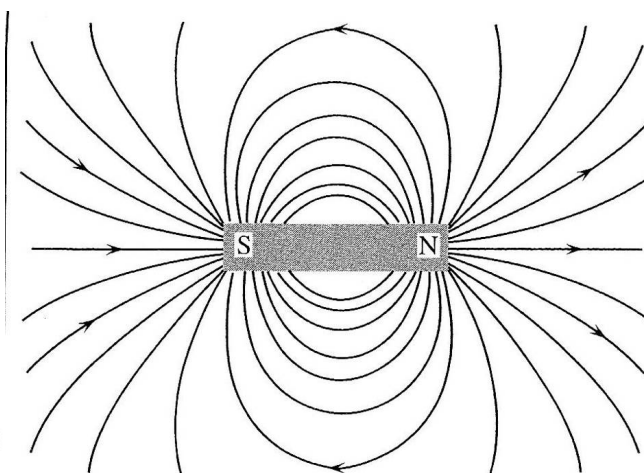
نقشه‌برداری:

- بقایای باستان‌شناسی؛
- دایک‌های آذرین بازی پنهان؛
- مرزهای زمین‌شناسی بین ساختارهای لیتولوژیکی با تباین مغناطیسی، از جمله گسل‌ها؛
- رگه‌های فلزی؛
- ساختارهای زمین‌شناسی بزرگ مقیاس.

مفاهیم بنیادی

همه ما با آهنربای میله‌ای ساده و رفتار آن هنگامی که در نزدیکی یک آهنربای دیگر قرار می‌گیرد آشنا هستیم. در اطراف یک آهنربای میله‌ای، شار مغناطیسی وجود دارد که خطوط نیروی مغناطیسی در شکل زیر نشان داده شده است. خطوط شار در دو انتهای میله که قطب نامیده می‌شوند، تراکم یافته و همگرا هستند. جهت میدان ناشی از

آهنربا در هر نقطه، توسط خطی که مماس بر خطوط نیرو رسم شود نشان داده می‌شود. اگر میله مذکور در هوا معلق باشد، در جهت میدان مغناطیسی زمین به تعادل خواهد رسید.



شکل. خطوط شار مغناطیسی در اطراف یک آهنربای میله‌ای.

هر آهنربای میله‌ای دارای دو قطب مغناطیسی است و به‌عنوان دوقطبی شناخته می‌شود. درحقیقت، هیچ قطب مغناطیسی منفردی نمی‌تواند وجود داشته باشد. قطب‌های مغناطیسی همیشه به‌صورت دوقطبی (Dipole) یعنی زوج‌هایی با علامت مخالف وجود دارند. اگر قطب دوم در فاصله بسیار دور از قطب دیگر قرار داشته باشد به‌نحوی که بر آن تاثیر نگذارد، قطب منفرد، تک‌قطبی (Monopole) نامیده می‌شود.

نیروی مغناطیسی

اگر دو قطب مغناطیسی با قدرت m_1 و m_2 در فاصله r از یکدیگر قرار گرفته باشند، یک نیروی مغناطیسی بین آن‌ها وجود دارد که توسط قانون کولمب (Coulomb's Law) و از رابطه زیر به‌دست می‌آید:

$$F = \frac{m_1 \cdot m_2}{4\pi\mu r^2}$$

که در آن، μ نفوذپذیری مغناطیسی محیط جداکننده دو قطب، و r فاصله بین آنهاست. اگر دو قطب هم‌علامت باشند، نیروی دافعه و اگر علامت دو قطب مخالف باشد، نیروی جاذبه خواهد بود. نیروی مغناطیسی شباهت بسیار زیادی به نیروی جاذبه گرانی دارد. گرانی و مغناطیس، میدان‌های پتانسیل هستند و تئوری میدان‌های پتانسیل حاکم بر آن‌ها قابل مقایسه است.

قدرت میدان مغناطیسی^۱

میدان مغناطیس‌کننده H (که قدرت میدان مغناطیسی نیز نامیده می‌شود) به‌صورت نیروی وارد بر واحد قطب تعریف می‌شود.

$$H = \frac{F}{m_2} = \frac{m_1}{4\pi\mu r^2}$$

^۱ - Magnetic Field Strength (Magnetizing Field)

به عبارت دیگر می‌توان گفت، H نیروی وارد بر واحد قطب مغناطیسی است هنگامی که در نقطه‌ای در یک میدان مغناطیسی که از قدرت قطب m_2 تولید شده است قرار گیرد. r فاصله نقطه اندازه‌گیری تا m_1 می‌باشد. H در سیستم واحدهای cgs-emu برحسب ارستد می‌باشد ($1 \text{ oersted} = 1 \text{ dyne/pole unit} = 10^5 \text{ gammas}$). H در SI برحسب nT بیان می‌شود.

همچنین می‌توان میدان مغناطیسی را با استفاده از یک میدان نیرو که توسط جریان الکتریکی تولید شده، تعریف کرد. با استفاده از قانون بیوساوار، این قدرت میدان مغناطیس‌کننده H به صورت قدرت میدان در مرکز یک حلقه سیم با شعاع r که جریان I از آن عبور می‌کند تعریف می‌شود ($H = I/2r$). بنابراین، واحد قدرت میدان مغناطیسی A/m (آمپر بر متر) است. نسبت دانسیته شار مغناطیسی B بر قدرت میدان مغناطیسی H ، یک مقدار ثابت است که نفوذپذیری مطلق مغناطیسی (μ) نامیده می‌شود. در عمل می‌توان نفوذپذیری مغناطیسی آب و هوا را معادل با نفوذپذیری مغناطیسی خلا در نظر گرفت که با μ_0 نشان داده شده و برابر است با: $4\pi \times 10^{-7} \text{ Wb/A.m}$. برای هر محیط دیگری، نسبت نفوذپذیری مغناطیسی محیط به نفوذپذیری خلا، نفوذپذیری نسبی¹ نامیده می‌شود که بدون واحد است ($\mu_r = \mu / \mu_0$).

مغناطیس پذیری (پذیرفتاری مغناطیسی)²

می‌توان رابطه بین B و H را توسط پارامتر دیگری به نام پذیرفتاری مغناطیسی (κ) نیز بیان کرد. درحقیقت پذیرفتاری مغناطیسی معیاری برای اندازه‌گیری قابلیت یک ماده برای مغناطیسی شدن، می‌باشد. در خلا $\mu_r = 1$ و $\kappa = 0$. مغناطیس‌پذیری بدون بعد است، اما برای توازن مقدار عددی آن در سیستم واحدهای c.g.s. باید در 4π ضرب شود. مغناطیس‌پذیری برخی از مواد، منفی است.

$$B = \mu H \text{ (units: } \mu \text{ in Wb/Am; and } H \text{ in A/m = Wb/m}^2 \text{ = Teslas)}$$

$$\mu = \mu_r \mu_0 \rightarrow B = \mu_r \mu_0 H$$

$$\kappa = \mu_r - 1 \rightarrow B = \mu_0 H + \mu_0 (\mu_r - 1) H = \mu_0 H + \mu_0 \kappa H = \mu_0 H + \mu_0 J \rightarrow B = \mu_0 H (1 + \kappa); J = \kappa H$$

شدت مغناطیدگی³

برای خلا $B = \mu_0 H$ ($\kappa = 0$)، اما در محیطی غیر از خلا، یک عامل اضافه κH که شدت مغناطیدگی J نام دارد نیز توسط H القا می‌شود.

برای درک شدت مغناطیدگی، یک آهنربای میله‌ای به طول l و سطح مقطع A را در نظر بگیرید که به طور یکنواخت در راستای محور طویل خود مغناطیده شده باشد. می‌توان آهنربا را به صورت مجموعه‌ای از آهنرباهای کوچک تر و یا گروهی از دوقطبی‌ها که همگی در راستای محور طویل آهنربا قرار گرفته‌اند در نظر گرفت. شدت‌های مغناطیسی ناشی از کلیه قطب‌های منفرد شمالی و جنوبی (به جز دو قطب واقع در دو رویه نهایی آهنربا) یکدیگر را خنثی می‌کنند. در نتیجه، کل آهنربا یک مغناطیدگی دارد. تمرکز قطب‌های آزاد در سطح (به عبارت دیگر، قدرت قطب m) در واحد سطح) معیاری برای اندازه‌گیری شدت مغناطیدگی J می‌باشد. هرچقدر مغناطیدگی قوی‌تر باشد، تمرکز قطب‌های آزاد بیشتر است. همچنین اگر جسمی به حجم V با شدت یکنواخت J مغناطیده شود، یک گشتاور مغناطیسی M خواهد داشت که به صورت حاصل ضرب قدرت قطب m در فاصله l بین دو قطب تعریف می‌شود. در این حالت، شدت مغناطیدگی که همان گشتاور مغناطیسی در واحد حجم است، اهمیت به‌سزایی در توصیف حالت مغناطیسی توده‌های سنگ دارد.

¹ - Relative Permeability

² - Susceptibility

³ - Intensity of Magnetisation

$$J = m/A \quad m \text{ in (amp.meter) and } A \text{ in } m^2$$

$$\text{In terms of the magnetic moment } M \text{ (amp.metre}^2) \rightarrow J = M/V = m.l/V$$

شدت مغناطیدگی القایی J_i ناشی از میدان مغناطیسی زمین F در سنگ‌های با مغناطیس‌پذیری κ به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$J_i = \kappa F / \mu_0$$

که μ_0 نفوذپذیری مغناطیسی خلا و F از نوع دانسیته شار بر حسب تسلا می‌باشد. $F = \mu_0 H$ که H نیروی مغناطیس‌کننده است.

مواد دیامغناطیس (Diamagnetism)، پارامغناطیس (Paramagnetism)، و فرومغناطیس (Ferromagnetism)

به دلیل چرخش الکترون‌ها و همچنین دوران آن‌ها به دور هسته، کلیه اتم‌ها یک گشتاور مغناطیسی دارند. براساس نظریه کوانتوم، دو الکترون مادامی‌که در جهت مخالف بچرخند می‌توانند در یک پوسته قشر الکترونی در کنار یکدیگر قرار داشته باشند. گشتاورهای مغناطیسی این الکترون‌ها که زوج الکترون نامیده می‌شوند، یکدیگر را خنثی می‌کند. در اکثر مواد، هنگامی‌که هیچ میدان مغناطیسی خارجی اعمال نشود، گشتاورهای مغناطیسی اتم‌های مجاور بطور تصادفی توزیع شده و هیچ مغناطیدگی کلی وجود ندارد.

در مواد دیامغناطیسی کلیه پوسته‌های الکترونی کامل بوده و هیچ الکترون منفردی یافت نمی‌شود. هنگامی‌که یک میدان مغناطیسی خارجی اعمال شود، مغناطیدگی در جسم القا می‌شود و الکترون‌ها در جهتی می‌چرخند که یک میدان مغناطیسی مخالف با میدان خارجی تولید شود. بنابراین، مغناطیس‌پذیری این مواد، ضعیف و منفی است. متداول‌ترین مواد دیامغناطیسی عبارتند از گرافیت، کلسیت، دولومیت، مرمر، کوارتز، فلدسپار، نمک و یخ.

در مواد پارامغناطیسی (مانند امفیل، پیروکسن، اولیوین، گارنت، بیوتیت و ...) الکترون‌های منفرد موجود در پوسته‌های الکترونی غیرکامل باعث تولید گشتاورهای مغناطیسی نامتعادل و در نتیجه برهم‌کنش مغناطیسی ضعیف بین اتم‌ها می‌شود. با اعمال یک میدان مغناطیسی خارجی، گشتاورهای مغناطیسی در جهت میدان ردیف می‌شوند. نتیجه آن، مغناطیس‌پذیری ضعیف اما مثبت است.

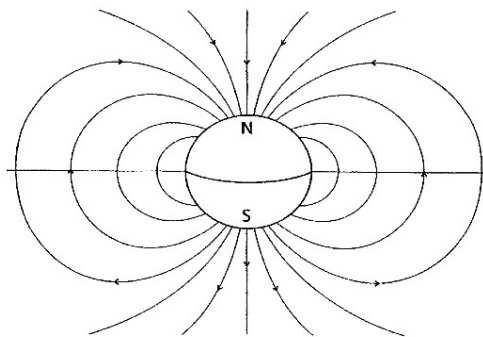
مغناطیس‌پذیری مواد فرومغناطیسی، مثبت و بزرگ است. مغناطیدگی این مواد تابع درجه‌حرارت و قدرت میدان خارجی اعمال شده می‌باشد.

مواد فرومغناطیسی واقعی، به ندرت در طبیعت یافت می‌شوند، اما حاوی عناصری چون کبالت، آهن و نیکل می‌باشند. خاصیت فرومغناطیسی با افزایش درجه‌حرارت کاهش می‌یابد تا اینکه در ورای درجه‌حرارت کوری T_c^1 ، ناپدید می‌شود و ماده پس از آن رفتار پارامغناطیسی خواهد داشت.

میدان مغناطیسی زمین

کره زمین توسط میدان مغناطیسی احاطه شده است (شکل زیر).

¹ - Curie Temperature



شکل. تصویر بسیار ساده و ایده‌آل از خطوط نیروی میدان مغناطیسی زمین.

هسته زمین منشا قسمت اعظم میدان ژئومغناطیسی در سطح زمین است. علاوه بر آن، جریان‌های یونسفر و مگنتوسفر، جریان‌هایی که در نتیجه تغییرات میدان‌های خارجی در زمین القا می‌شوند، مغناطیدگی‌های بازماند و القایی سنگ‌های پوسته نیز بر میدان مغناطیسی کل تاثیر می‌گذارند. بنابراین، برای تهیه نقشه‌های آنومالی مغناطیسی باید داده‌های مغناطیسی برداشت شده را پردازش نمود. توصیف کیفی میدان مغناطیسی پوسته (که همان میدان آنومال است) در نقطه‌ای مانند P به صورت زیر می‌باشد:

$$F_A(P) = F(P,t) - F_m(P,t) - F_e(P,t)$$

که در آن، F_A میدان آنومال، F میدان اندازه‌گیری شده در نقطه P در زمان t ، F_m میدان اصلی در نقطه P در زمان t و F_e میدان خارجی در نقطه P در زمان t می‌باشند.

به‌طور کلی می‌توان بخش‌های مختلف سهم در میدان مغناطیسی زمین را به صورت زیر در نظر گرفت:

- میدان اصلی (Main Field). که در هسته مایع زمین و توسط مکانیزم دینام تولید می‌شود؛
- میدان پوسته (Crustal Field). که از سنگ‌های مغناطیسی موجود در پوسته زمین ایجاد می‌شود؛
- میدان خارجی (External Field). که توسط جریان‌های الکتریکی موجود در یونسفر و مگنتوسفر (ناشی از تداخل تشعشعات الکترومغناطیسی خورشیدی و همچنین خورشیدباد¹ با میدان مغناطیسی زمین) تولید می‌شود؛
- میدان مغناطیسی حاصل از فرآیند القای الکترومغناطیسی که توسط جریان‌های الکتریکی القا شده در پوسته و گوشته فوقانی (ناشی از تغییرات زمانی میدان مغناطیسی خارجی) تولید می‌شود.

مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین

میدان مغناطیسی زمین با استفاده از زاویه انحراف D ، زاویه میل I ، و میدان کل F بیان می‌شود. میدان F که از این به بعد میدان مغناطیسی نامیده می‌شود، همان میدان القای مغناطیسی است که در متون فیزیکی با B نشان داده می‌شود. میدان مغناطیسی را می‌توان در سطح زمین به سه مولفه تجزیه کرد. نقطه اندازه‌گیری به‌عنوان مبدا سیستم مختصات کارترین، محور X به سمت شمال جغرافیایی، محور Y به سمت شرق جغرافیایی و محور Z به‌طور قایم و جهت مثبت به سمت مرکز زمین در نظر گرفته می‌شوند. سه مولفه میدان مغناطیسی زمین در طول محورهای مذکور را به ترتیب با X ، Y و Z نشان می‌دهیم. خواهیم داشت:

$$\sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2} = F \quad \sqrt{X^2 + Y^2} = H$$

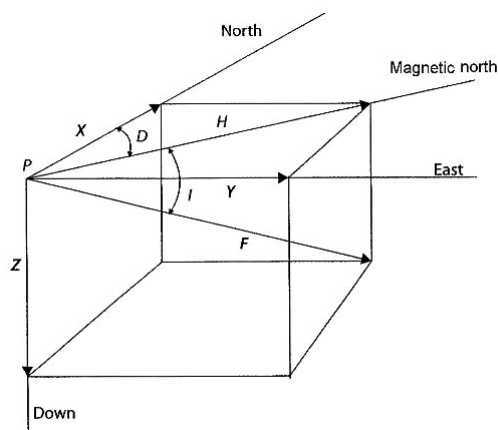
¹ - Solar Wind

که H به‌عنوان مولفه افقی میدان مغناطیسی F شناخته می‌شود. برای توصیف بیشتر میدان، دو زاویه تعریف می‌شود: زاویه میل I که زاویه میان بردار میدان مغناطیسی F و صفحه استوا است؛ و زاویه انحراف D که زاویه میان مولفه افقی میدان H و شمال جغرافیایی (X) می‌باشد. بنابراین داریم:

$$H = F \cos I; \quad Z = F \sin I; \quad Z = H \tan I; \quad X = H \cos D; \quad Y = H \sin D$$

با اندازه‌گیری سه مولفه میدان مغناطیسی می‌توان میدان را به‌طور کامل تعیین کرد. لازم به ذکر است که H در اینجا مولفه افقی F است و نباید با قدرت میدان مغناطیسی H اشتباه شود.

مولفه عمودی شدت میدان مغناطیسی زمین، نسبت به عرض جغرافیایی تغییر می‌کند به‌طوری‌که در استوای مغناطیسی مینیمم و حدود $30,000 \text{ nT}$ و در قطبین ماکزیمم و حدود $60,000 \text{ nT}$ می‌باشد.



شکل. مولفه‌های میدان مغناطیسی زمین.

تغییرات زمانی میدان مغناطیسی

بیش از چهار قرن است که مشاهدات میدان مغناطیسی زمین انجام می‌شود. این داده‌ها نشان داده که محل قطب‌های مغناطیسی و ژئومغناطیسی با گذشت زمان تغییر می‌کند که این تغییرات به‌عنوان تغییرات تدریجی و آرام (Secular Variations) میدان مغناطیسی شناخته می‌شوند. علاوه بر این، شدت میدان اصلی به میزان ۰.۵٪ در قرن، در حال کاهش است. اگرچه این تغییرات در زمان‌های زمین‌شناسی بسیار حایز اهمیت می‌باشند، بر داده‌های برداشت شده در یک پروژه اکتشافی معمولی تاثیر نمی‌گذارند، مگر اینکه برداشت داده‌ها در محدوده جغرافیایی وسیعی انجام شود که چندین ماه به‌طول بینجامد و یا اینکه داده‌های یک پروژه برای مقایسه با داده‌های تاریخی مورد استفاده قرار گیرد.

به‌دلیل تغییر شدت و جهت جریان‌های یونسفر، میدان مغناطیسی زمین در طول یک روز تغییر می‌کند که تغییرات روزانه (Diurnal Variations) نامیده می‌شود. در روزهای آرام مغناطیسی (Q)^۱، تغییرات هموار بوده و متوسط آن‌ها حدود 50 nT است، اما حداکثر دامنه تغییرات به 200 nT در استوای ژئومغناطیسی می‌رسد. در روزهای مغشوش مغناطیسی (D)^۲، نوسانات سریع به بزرگی چند صد نانوتسلا که نوسانات آرام‌تر با دامنه کمتر (اما نابه‌سامان) را به‌دنبال دارند، مشاهده می‌شود. چنین اغتشاشاتی که طوفان مغناطیسی^۳ نامیده می‌شوند ممکن است برای چندین

^۱ - Magnetically Quite Day

^۲ - Magnetically Disturbed day

^۳ - Magnetic Storm

ساعت و یا حتی چند روز ادامه داشته باشد. این فعالیت‌های مغناطیسی نتیجه لکه‌های خورشیدی و فعالیت‌های خورشیدی است که باعث ورود ذرات باردار به یونسفر می‌شوند. طوفان‌های مغناطیسی الزاما در آب و هوای طوفانی رخ نمی‌دهند و ممکن است در روزهای آرام خورشیدی نیز به‌وقوع بپیوندند. رصدخانه‌های مغناطیسی در سراسر دنیا مشاهداتی را انجام می‌دهند که می‌توان احتمال وقوع طوفان‌های مغناطیسی را پیش‌بینی کرد. در طوفان‌های شدید مغناطیسی، کلیه برداشت‌های مغناطیسی را باید متوقف کرد زیرا تصحیح چنین نوساناتی امکان‌پذیر نمی‌باشد. در زمان اغتشاشات کمتر و در صورتی که قرائت‌های پیوسته ایستگاه مبنا انجام پذیرد، می‌توان تغییرات روزانه را تصحیح کرد. در برداشت‌های هوابرد، پیش‌بینی زمان طوفان‌های مغناطیسی بسیار حایز اهمیت است. داده‌هایی که در اثر تغییرات شدید، غیر قابل تفسیر باشند، مستلزم پرواز و جمع‌آوری مجدد داده‌هاست که هزینه بالایی دربر خواهد داشت.

عملیات صحرائی

در اکثر پروژه‌هایی که آنومالی‌های مغناطیسی دارای امتداد قابل ملاحظه باشند، در صورت امکان باید پروفیل‌های برداشت را در راستای عمود بر امتداد طراحی کرد. در حالت‌هایی که آنومالی‌ها دارای ابعاد مشابه باشند، مانند برخی از مطالعات باستان‌شناسی و مهندسی، معمولا امتداد شمالی-جنوبی و شرقی-غربی برای برداشت‌ها در نظر گرفته می‌شود.

در برداشت‌های زمینی باید یک ایستگاه مبنای محلی در محدوده خارج از آنومالی‌های مغناطیسی احتمالی یا منابع نوپز و جایی که گرادیان میدان محلی نسبتا هموار باشد، مستقر کرد. ایستگاه مبنا باید به‌گونه‌ای انتخاب شود که تعیین مجدد محل آن و تکرار اندازه‌گیری به سرعت و سادگی امکان‌پذیر باشد. روش برداشت داده‌ها به نوع دستگاه بستگی دارد. در صورت استفاده از یک مغناطیس‌سنج دکمه-فشاری نوع پروتون، زمان دقیق اندازه‌گیری در هر ایستگاه باید تعیین و شدت کل میدان باید حداقل ۳ بار قرائت شود. اختلاف سه مقدار قرائت‌شده باید حدود ± 1 یا ۲ نانوتسلا باشد که مقدار متوسط آن‌ها محاسبه خواهد شد. هم‌زمان با پیشروی در طول خط برداشت، هر ۳۰-۴۵ دقیقه باید قرائت ایستگاه مبنا به‌منظور تهیه منحنی تغییرات روزانه (برای اعمال تصحیحات بعدی) انجام شود. هرگونه توضیح در رابطه با وضعیت زمین یا عواملی که در پردازش و تفسیر داده‌ها تاثیر خواهد داشت باید در کنار داده‌های قرائت‌شده یادداشت شود.

در صورت استفاده از یک مغناطیس‌سنج قرائت پیوسته در ایستگاه مبنا (برای اندازه‌گیری تغییرات روزانه)، باز هم لازم است ایستگاه مبنا را هر ۲-۳ ساعت یکبار برای حصول اطمینان از عملکرد مناسب مغناطیس‌سنج کنترل کرد. یک قانون طلایی برای عملیات صحرائی این است که داده‌های جمع‌آوری شده هم‌زمان با اندازه‌گیری و همچنین در پایان هر روز کنترل شوند. بدین ترتیب: ۱- کیفیت داده‌ها کنترل شده و به اپراتور این امکان را می‌دهد که باتوجه به مقادیر مغناطیسی اندازه‌گیری شده، برداشت را تصحیح نماید. به‌عنوان مثال اگر طبق مطالعات اولیه، فاصله ایستگاه‌ها ۵۰ متر طراحی شده باشد، اما مقادیر برداشت شده نشان دهنده تغییرات سریع در فواصل بسیار کوچک-تر باشند، با کاهش فاصله بین ایستگاه‌ها می‌توان داده‌های کافی برای مطالعه مناسب آنومالی جمع‌آوری کرد. ۲- قانون فوق، کنترل تطبیق داده‌ها را امکان‌پذیر می‌سازد. مقادیر غیرعادی یا منفرد آنومال، ممکن است نشانه وجود برخی منابع زمین‌شناسی (که باستی دنبال شوند) و یا ناشی از خطای اپراتور باشند. در هر حالت، برداشت‌های روز بعد باید این نکته را در نظر بگیرند و حتی می‌توان اندازه‌گیری‌هایی برای کنترل مقادیر غیرعادی و منفرد انجام داد. در برداشت‌های هوابرد و دریایی، معمولا مشخصات پروژه قبل از آغاز عملیات طبق قرارداد تعیین می‌شود. بالاین وجود، راهنمایی‌هایی برای انتخاب مناسب فاصله خطوط، ارتفاع پرواز، جهت خطوط برداشت، و ... وجود دارد.

نویز و تصحیحات

کلیه داده‌های مغناطیسی دارای نویز هستند و برای حذف تمام منابع نویز موثر در میدان‌های مغناطیسی مشاهده شده می‌بایست داده‌های خام را تصحیح کرد. همواره توصیه می‌شود که در برداشت‌های زمینی مغناطیس‌سنجی، هر جسم مغناطیسی که ممکن است باعث ایجاد نویز شود (دسته کلید، چاقو، ساعت، کمر بند و ...) از سنسور مغناطیسی دور نگاه داشته شود. چکش زمین‌شناسی واقع در کنار بطری سنسور یک مغناطیس‌سنج پروتون می‌تواند اثر قابل توجهی داشته باشد. همچنین لازم است که سنسور از اجسام مغناطیسی از قبیل اتومبیل‌ها، تیرک‌های فلزی، خطوط نیرو، لوله‌های فلزی، خطوط راه‌آهن، گمانه‌های دارای لوله جداری، دیوارهای ساخته شده از سنگ‌های بازی، و غیره دور باشد.

مهم‌ترین تصحیح برای داده‌های مغناطیسی، تصحیح تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین است. قرائت‌های ایستگاه مبنا که در زمان برداشت داده‌ها انجام می‌گیرد، بررسی تغییرات روزانه را ساده می‌کند. مقادیر میدان کل که در سایر ایستگاه‌ها قرائت شده است را می‌توان به راحتی با استفاده از منحنی تغییرات روزانه تنظیم کرد. برای اینکه بتوان یک نقشه آنومالی مغناطیسی برای یک منطقه تهیه کرد، باید داده‌ها را باتوجه به اثر عرض-جغرافیایی و به میزان کمتری برای طول جغرافیایی تصحیح کرد. باتوجه به اینکه میدان مغناطیسی زمین از ۳۰,۰۰۰ نانوتسلا در استوا تا ۶۰,۰۰۰ نانوتسلا در قطبین تغییر می‌کند، باید افزایش میدان نسبت به عرض-جغرافیایی در نظر گرفته شود. بدین منظور می‌توان مقدار تئوری میدان زمین F_{th} (که از مدل مرجع جهانی میدان مغناطیسی (IGRF)^۱ به دست می‌آید) را از مقدار اندازه‌گیری شده F_{obs} کم کرد. در مناطقی که نزدیک به رصدخانه‌های مغناطیسی باشند، مقدار IGRF به خوبی برای تصحیح مناسب است اما در اکثر مناطق، IGRF یک تخمین خام است. به جای آن بهتر است که از یک تصحیح محلی استفاده شود که تغییرات آن در محدوده برداشت داده‌ها خطی باشد. باتوجه به یک مقدار مبنا F_0 در منطقه مورد مطالعه می‌توان گرادیان‌های محلی طول-عرض جغرافیایی را تعیین کرد.

یک روش دیگر برای محاسبه میدان آنومال δF ، تعیین اماری روند یک میدان ناحیه‌ای برای تفکیک آنومالی‌های با فرکانس بیشتر است که سپس مانند مقادیر بازماند گرانی، بازماند آن‌ها به دست می‌آید. میدان ناحیه‌ای از میدان مشاهده شده کم می‌شود تا میدان بازماند δF به دست آید.

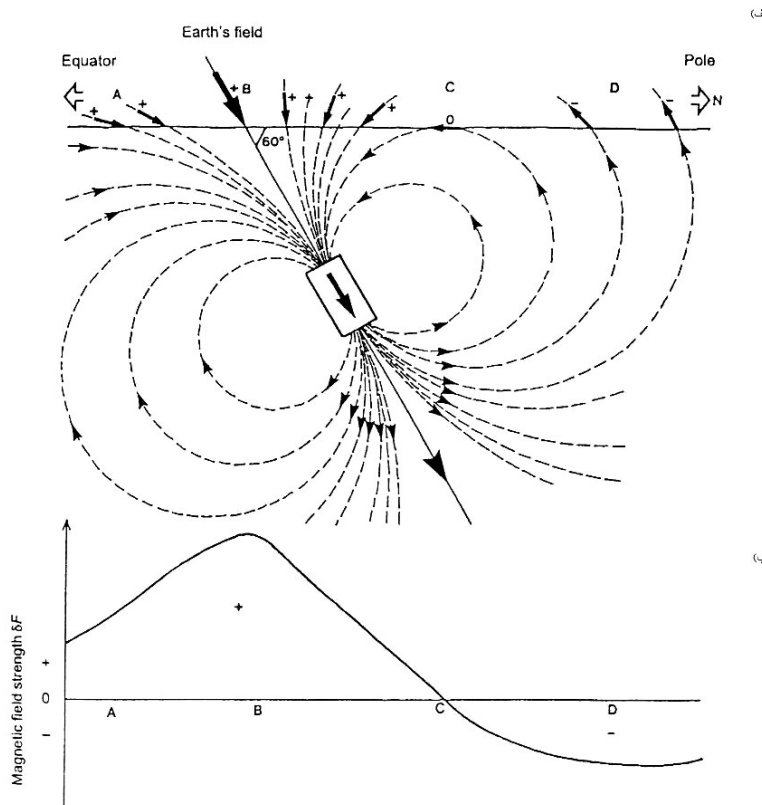
تفسیر کیفی

وقتی که داده‌های مغناطیسی به طور کامل تصحیح شدند، داده‌های نهایی به صورت پروفیل و یا نقشه‌های کانتوری نمایش داده می‌شوند که روش تفسیر هر کدام متفاوت است. لازم به یادآوری است که تفسیرهای ژئوفیزیکی مختلفی می‌توانند بر داده‌های مشاهده شده تطبیق یابند و هیچ تفسیری منحصر به فرد نمی‌باشد. بدین منظور همواره توصیه می‌شود که با استفاده از نتایج سایر روش‌های ژئوفیزیکی در منطقه مورد مطالعه، تفسیرهای ممکن را محدود کرد. همچنین در صورت وجود اطلاعات زمین‌شناسی در منطقه، این اطلاعات نیز باید مورد استفاده قرار گیرند. *و/ما* یک نکته مهم: در استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی نیز باید دقت زیادی داشت زیرا گاهی اطلاعات زمین‌شناسی خود نیز تفسیر هستند و نباید به عنوان تنها پاسخ ممکن در نظر گرفته شوند. نتایج ژئوفیزیکی ممکن است باعث تکذیب فرضیه زمین‌شناسی موجود شود!

میدان مغناطیسی زمین باعث ایجاد یک مغناطیس القایی در توده‌های مغناطیسی می‌شود (شکل الف). باتوجه به اینکه مغناطیدگی یک کمیت برداری است، شکل آنومالی به مجموع بردارهای میدان زمین F (با شدت J)، میدان

^۱ - International Geomagnetic Reference Field

القایی J مربوط به توده زیرزمینی، و میدان‌های بازماند J_r بستگی دارد. چگونگی تولید آنومالی‌های مغناطیسی در شکل زیر نشان داده شده است. هنگامی که میدان القاشده موازی با میدان زمین است، ماکزیمم آنومالی و وقتی که میدان القاشده به سمت بالا باشد، آنومالی منفی خواهد بود (مانند نقطه D). با توجه به تصحیح داده‌های مغناطیسی و حذف اثر میدان مغناطیسی زمین، آنومالی تولید شده به بردارهای میدان توده مربوط می‌شود. طبق استاندارد، علامت بردار به سمت پایین مثبت و به سمت بالا منفی می‌باشد. در غیاب مغناطیدگی‌های بازماند، یک توده مغناطیسی در نیم‌کره شمالی همیشه دارای یک آنومالی منفی در بخش شمالی و یک آنومالی مثبت در بخش جنوبی خود می‌باشد. برای نیم‌کره جنوبی عکس این حالت صادق است.



شکل. میدان مغناطیسی تولیدشده توسط الف) یک توده مغناطیسی با زاویه شیب 60° درجه موازی میدان زمین که ب) پروفیل آنومالی مغناطیسی را از نقطه A تا D ایجاد کرده است.

ساده‌ترین روش تفسیر، تعیین مناطق با خصوصیات مغناطیسی متفاوت است. قسمت‌هایی از پروفیل که تغییرات کوچکی داشته باشند به‌عنوان قسمت‌های آرام مغناطیسی (Magnetically 'Quite') نامیده می‌شوند و از سنگ‌های با مغناطیس‌پذیری پایین ناشی می‌شوند. قسمت‌هایی که تغییرات قابل توجهی دارند با عنوان قسمت‌های آنومال مغناطیسی (Magnetically 'Noise') شناخته شده و نشان دهنده منابع مغناطیسی در زیر سطح می‌باشند. دامنه نسبی هر آنومالی مغناطیسی (هم مثبت و هم منفی) و گرادین‌های مغناطیسی محلی، همگی در تعیین زیر سطح کمک می‌کنند.

پس از تعیین مناطق دارای منابع مغناطیسی و احتمالاً تعیین جهت شیب (در صورت وجود) ساختارهای مغناطیسی و شدت نسبی آن‌ها، می‌توان عملیات صحرایی تفصیلی‌تری برای جمع‌آوری اطلاعات بیشتر انجام داد و/یا می‌توان داده‌های موجود را با استفاده از روش‌های کمی تفسیر کرد.

تفسیر کمی

هدف از تفسیر کمی داده‌ها به‌دست آوردن اطلاعات مربوط به عمق توده‌های مغناطیسی، اندازه و شکل آن‌ها، و جزئیات مغناطیسی آن‌ها می‌باشد. همان‌طور که در روش گرانی‌سنجی نیز اشاره شد، تفسیر به دو روش مستقیم و یا معکوس انجام می‌شود. دقت نتایج تفسیر به کیفیت و حجم داده‌های موجود و روش‌های دستی و کامپیوتری بستگی دارد.

یکی از مهم‌ترین عواملی که بر شکل آنومالی ناشی از یک ساختار زمین‌شناسی معین تاثیر می‌گذارد، عرض-جغرافیایی است. ممکن است یک مدل زمین‌شناسی که در یک عرض جغرافیایی و امتداد معین، آنومالی مغناطیسی قابل توجهی تولید می‌کند، در یک عرض جغرافیایی و امتداد دیگر، آنومالی بسیار ناچیزی تولید نماید و در نتیجه نادیده گرفته شود.

در صورت وجود مغناطیدگی بازماند، شکل آنومالی‌ها به‌طور قابل توجهی تغییر خواهد کرد. معمولاً هنگام تفسیر یک پروفیل صحرائی، اطلاعات اولیه در رابطه با زمین‌شناسی محلی در دسترس است. بنابراین می‌توان بسیاری از متغیرها را به‌گونه‌ای مقید کرد که تفسیر قابل‌قبولی انجام شود. بزرگ‌ترین مجهول در بسیاری از مطالعات، وجود یا عدم وجود مغناطیدگی بازماند است. معمولاً فرض می‌شود که هیچ مغناطیس بازماندی وجود نداشته باشد مگر اینکه خلاف آن توسط اندازه‌گیری بازماند نمونه‌های سنگی ثابت شود. در هر حال، برای دستیابی به تفسیر دقیق‌تر، باید داده‌های مشاهده‌شده را با روش‌های کامپیوتری نیز مدل‌سازی کرد.

فصل چهارم: روش لرزه‌نگاری

مقدمه

روش لرزه‌نگاری مهم‌ترین روش ژئوفیزیکی مورد استفاده توسط متخصصین می‌باشد. از مهم‌ترین دلایل کاربرد گسترده این روش، دقت، قدرت تفکیک و عمق نفوذ بالای روش‌های لرزه‌ای است. بیشترین کاربرد روش‌های لرزه‌ای در اکتشاف هیدروکربن‌ها می‌باشد که تعیین محل گمانه‌های حفاری به‌ندرت بدون اطلاعات لرزه‌ای انجام می‌شود. روش‌های لرزه‌ای همچنین در بررسی آب‌های زیرزمینی و مهندسی عمران (به‌ویژه برای اندازه‌گیری عمق سنگ بستر در ارتباط با تاسیس ساختمان‌های بلند، سدها، بزرگراه‌ها، و بندرگاه‌ها) مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش‌های لرزه‌ای (به میزان بسیار کمتر) در اکتشاف مستقیم مواد معدنی که فصل مشترک‌های موجود میان انواع مختلف سنگ‌ها بسیار نامنظم باشند نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند.

اساس اکتشافات لرزه‌ای بر تولید امواج لرزه‌ای و اندازه‌گیری زمان لازم برای رسیدن موج از منبع تا یکسری ژئوفون استوار می‌باشد. با اطلاع از زمان‌های انتشار و سرعت سیر امواج می‌توان مسیر امواج لرزه‌ای را شبیه‌سازی کرد. اطلاعات در رابطه با ساختار زمین اساساً از مسیریابی که در دو گروه اصلی زیر قرار می‌گیرند به‌دست می‌آید: مسیره‌های *انکساری*¹ که در آن‌ها بخش اصلی مسیر در طول فصل مشترک دو لایه بوده و تقریباً افقی است؛ و مسیره‌های *انعکاسی*² که در آن‌ها امواج ابتدا به سمت پایین منتشر شده و سپس در یک نقطه به سطح منعکس می‌شوند و در نتیجه مسیر به‌طور کلی عمودی می‌باشد. برای هر دو نوع مسیر مذکور، زمان انتشار امواج به خصوصیات فیزیکی سنگ‌ها و وضعیت لایه‌ها بستگی دارد. هدف از اکتشافات لرزه‌ای نیز کسب اطلاعات در رابطه با سنگ‌ها و به‌ویژه وضعیت لایه‌ها بر اساس زمان‌های مشاهده شده و (به میزان کمتر) تغییرات دامنه، فرکانس، فاز و شکل موج می‌باشد.

امواج لرزه‌ای

از خصوصیات یک جسم الاستیک، انتقال حرکت نوسانی یک ذره از جسم به ذره مجاورش می‌باشد که این ویژگی در نهایت باعث انتشار امواج لرزه‌ای در آن جسم می‌گردد. در انتشار امواج لرزه‌ای در زمین فرض بر این است که تنش‌های وارده در حدی است که در محیط انتشار مقدار جابه‌جایی‌ها بسیار کوچک بوده و ذرات پس از عبور امواج به حالت اولیه خود برمی‌گردند (به‌عبارت دیگر، تغییر شکل دائمی در محیط به‌وجود نمی‌آید).

امواج لرزه‌ای (که انرژی لرزه‌ای را با خود منتقل می‌کنند) به خارج از هرگونه منبع لرزه‌ای انتشار یافته و سرعت آن‌ها با چگالی و مدول‌های الاستیک محیطی که در آن منتشر می‌شوند، متناسب می‌باشد. به‌طور کلی امواج لرزه‌ای به دو دسته امواج حجمی و امواج سطحی تقسیم می‌شوند.

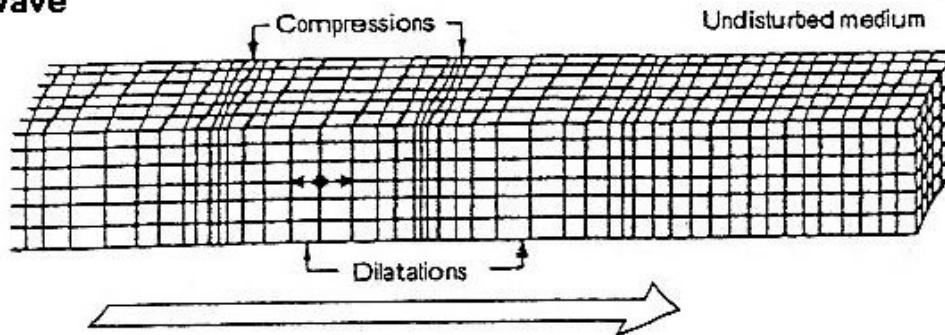
امواج حجمی امواجی هستند که از میان محیط منتشر می‌شوند. دو نوع از امواج حجمی قادر به انتشار در محیط‌های الاستیک می‌باشند: *امواج P* (طولی، فشاری، اولیه) و *امواج S* (عرضی، برشی، ثانویه).

امواج P. امواج P مهم‌ترین امواج در اکتشافات لرزه‌ای می‌باشند. ارتعاش ذرات در این امواج، در جهت انتشار موج و به‌صورت کرنش‌های فشارشی و کششی می‌باشد. مثال: موج صوتی.

¹ - Headwave or Refracted Paths

² - Reflected Paths

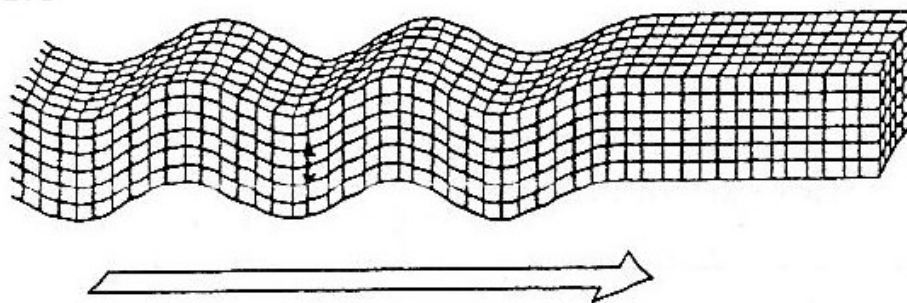
P-wave



شکل. تغییر شکل الاستیک و ارتعاش ذرات زمین در انتشار موج P.

امواج S در این امواج ارتعاش ذرات در راستای عمود بر جهت انتشار موج می‌باشد. مثال: موج ایجاد شده در طناب متصل به دیوار. امواج عرضی در تفسیر لرزه‌نگاشت‌های مربوط به زمین‌لرزه‌های طبیعی نقش مهمی برعهده دارند، درحالی‌که در ژئوفیزیک کاربردی کاربرد چندانی ندارند.

S-wave



شکل. تغییر شکل الاستیک و ارتعاش ذرات زمین در انتشار موج S.

امواج سطحی امواجی هستند که به فصل مشترک محیط‌های با خواص الاستیک متفاوت (به‌ویژه سطح زمین) محدود می‌شوند. دو نوع از این امواج عبارتند از امواج ریلی (Rayleigh) و لَو (Love). امواج ریلی در طول سطح آزاد زمین منتشر شده و دامنه آن‌ها نسبت به عمق به‌طور نمایی کاهش می‌یابد. ارتعاش ذرات به‌صورت بیضوی می‌باشد. امواج ریلی نیز مانند امواج عرضی فقط از محیط‌های جامد عبور می‌کنند. معمولاً امواج ریلی به‌صورت امواج با دامنه زیاد و فرکانس کم مشخص می‌شوند. امواج لَو تنها جایی به‌وجود می‌آیند که یک محیط با سرعت کم موج S بر روی محیطی با سرعت بیشتر موج S قرار گرفته باشد. ارتعاش ذرات موازی با سطح و در راستای عمود بر انتشار موج می‌باشد.

سرعت امواج لرزه‌ای

سرعت انتشار امواج لرزه‌ای در یک محیط الاستیک به مدول‌های الاستیک و چگالی سنگ‌هایی که موج از آن‌ها می‌گذرد بستگی دارد.

$$V = \sqrt{\frac{\text{Appropriate elastic modulus}}{\rho(\text{density})}}$$

سرعت انتشار موج طولی (V_p) و موج عرضی (V_s) را می‌توان از روابط زیر به دست آورد:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + 4\mu/3}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

فرمول فوق نشان می‌دهد با توجه به اینکه در سیالات، $\mu = 0$ ، در نتیجه $V_s = 0$. بدین معنی که امواج S در سیالات منتشر نمی‌شوند.

روابط فوق نشان می‌دهد که سرعت انتشار امواج لرزه‌ای فقط تابعی از ویژگی‌های محیط انتشار می‌باشد و به مشخصات منبع مولد موج ارتباطی ندارد. با افزایش چگالی، سرعت انتشار امواج افزایش می‌یابد.

انواع روش‌های لرزه‌ای

هرگاه موجی به فصل مشترک جداکننده دو محیط با تباین خواص الاستیک برخورد کند، بخشی از انرژی از فصل مشترک منعکس شده و مابقی از مرز عبور کرده و به محیط دوم وارد می‌شود. دامنه‌های نسبی انرژی‌های تقسیم شده به سرعت امواج لرزه‌ای و چگالی دو محیط بستگی دارد. حاصل ضرب چگالی (ρ) در سرعت امواج لرزه‌ای (V) هر لایه، امپدانس صوتی (Z) نامیده می‌شود. به طور کلی، هرچه یک سنگ متراکم‌تر باشد، امپدانس صوتی آن نیز بزرگ‌تر خواهد بود. برای انتشار بهینه انرژی لرزه‌ای در طول یک مرز، تباین امپدانس صوتی باید کوچک باشد. وضعیت هندسی امواج انعکاسی و انکساری مختلف نسبت به امواج برخوردی، مستقیماً با پرتوهای نوری شباهت داشته و می‌توان آن‌ها را با استفاده از قوانین انکساری/اسنل^۲ بیان کرد. براساس این قوانین، برای یک فصل مشترک جداکننده دو محیط، نسبت سینوس زاویه برخورد به سینوس زاویه انکسار ثابت است. قانون تعمیم یافته اسنل بیان می‌کند که برای هر پرتو در نقطه برخورد به یک فصل مشترک، نسبت سینوس زاویه برخورد به سرعت انتشار در آن محیط ثابت بوده و پارامتر مسیر پرتو^۳ نامیده می‌شود:

$$\frac{\sin i}{V_{P1}} = \frac{\sin r}{V_{P2}} = \frac{\sin \beta_1}{V_{S1}} = \frac{\sin \beta_2}{V_{S2}} = p$$

که در آن، i و r زوایای برخورد و انکسار؛ V_1 و V_2 سرعت انتشار در لایه ۱ و ۲ (برای امواج P و S)؛ و p پارامتر مسیر پرتو می‌باشند. به طور دیگر می‌توان نوشت:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$$

بنابراین، طبق قوانین انعکاس خواهیم داشت:

- زاویه برخورد با زاویه انعکاس برابر است.
- پرتوهای برخوردی، انعکاسی و انکساری، و همچنین عمود در نقطه برخورد همگی در یک صفحه قرار دارند؛

انکسار بحرانی (Critical Refraction). هنگامیکه زاویه برخورد به یک مقدار مشخص که زاویه بحرانی نامیده می‌شود برسد، زاویه انکسار برابر با ۹۰ درجه خواهد بود:

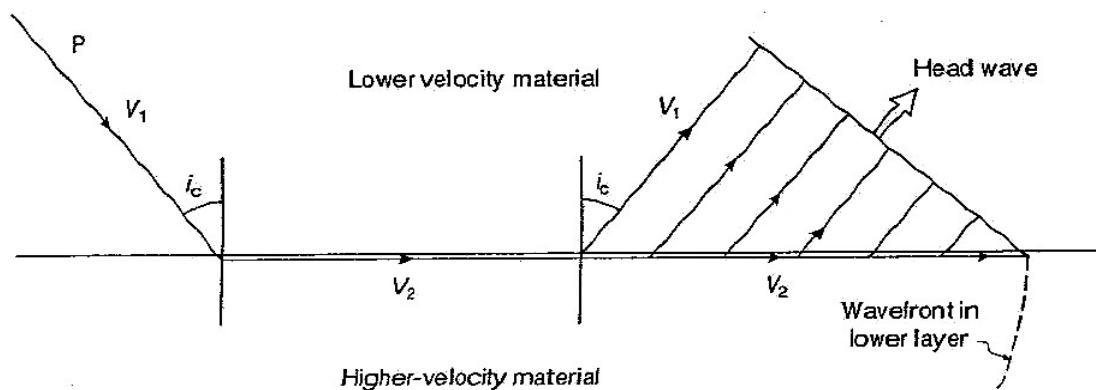
$$\frac{\sin i_c}{\sin 90} = \frac{V_1}{V_2}$$

^۱ - Acoustic Impedance

^۲ - Snell's Laws of Refraction

^۳ - Raypath Parameter

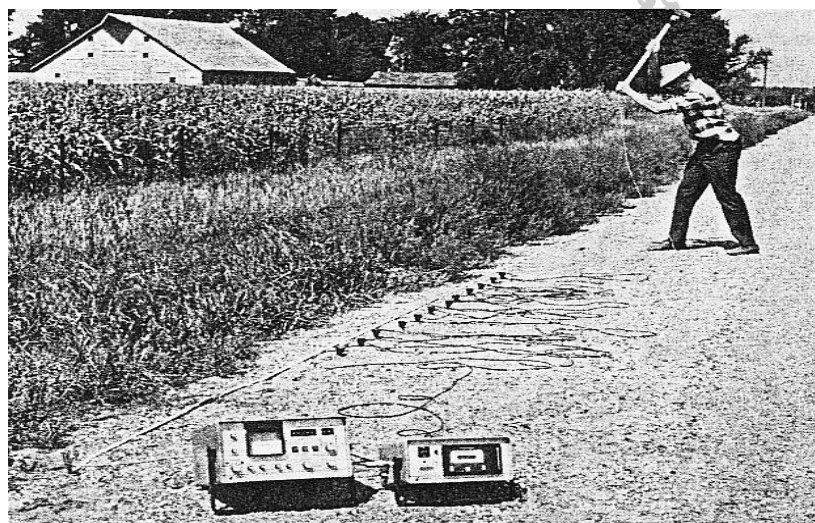
در این حالت، موج انکساری در طول مرز بالایی لایه پایینی (که سرعت آن بیشتر از لایه فوقانی است: $V_2 > V_1$) منتشر می‌شود. در اثر عبور موج انکساری، مواد موجود در فصل مشترک دو محیط در معرض یک تنش نوسانی قرار گرفته و در نتیجه امواجی به سمت بالا و با زاویه مساوی با زاویه بحرانی تولید خواهد شد که به نام *Head Waves* شناخته می‌شوند که ممکن است در نهایت به سطح برسند (شکل زیر).



شکل. انکسار بحرانی در مرز دو لایه و تولید *Head wave*.

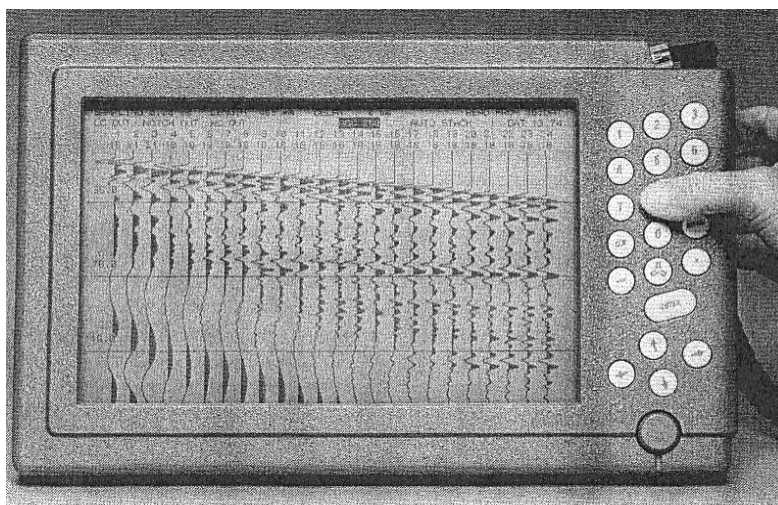
عملیات صحرائی

طراحی یک عملیات لرزه‌ای، بسته به اهداف برداشت متفاوت است. الگوی برداشت برای مطالعات مهندسی، به‌طور قابل توجهی ساده‌تر از برداشت‌های بزرگ مقیاس برای اکتشاف هیدروکربن‌ها می‌باشد. در مطالعات مهندسی (مطالعات کم عمق)، خط برداشت از یک منبع موج و گروهی از ژئوفون‌ها (۱۲، ۲۴ و یا ۴۸ ژئوفون) که توسط یک کابل چندشاخه به لرزه‌نگار متصل شده‌اند، تشکیل می‌شود (شکل زیر).



شکل. مثالی از نحوه انجام عملیات صحرائی با آرایش ۱۲ ژئوفون.

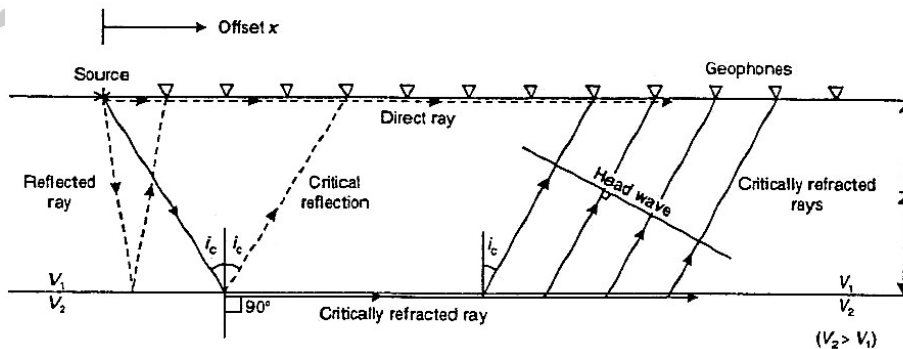
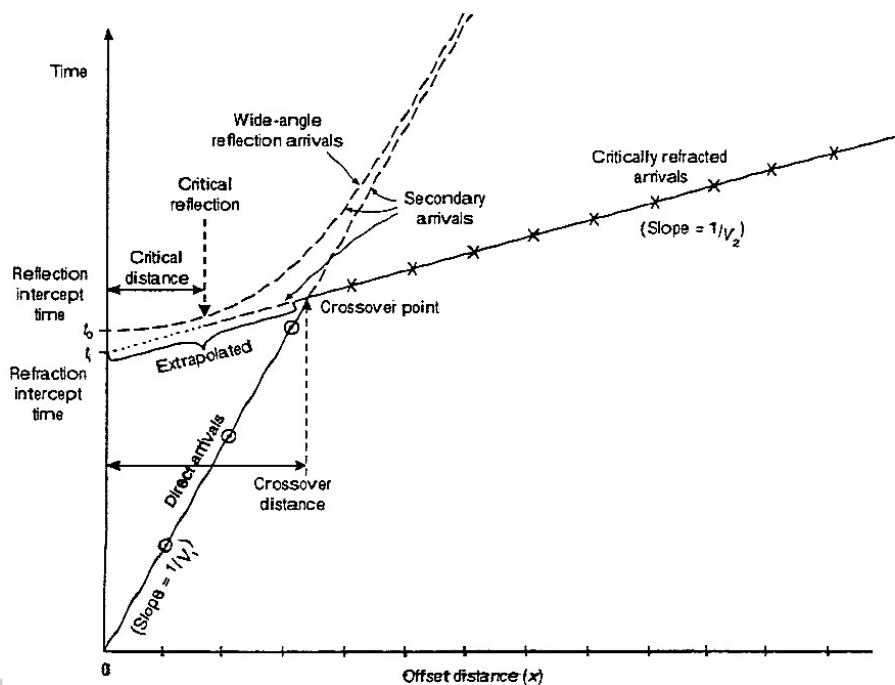
خروجی هر ژئوفون به صورت یک *trace* بر روی لرزه‌نگاشت نشان داده می‌شود.



شکل. اکثر لرزه‌نگارهای پیشرفته، علاوه بر ثبت دیجیتالی داده‌ها، دارای صفحه نمایش برای مشاهده سیگنال هر ژئوفون بلافاصله پس از تولید موج در منبع می‌باشند.

برداشتهای لرزه‌ای انکساری

انکسار بحرانی. برداشتهای انکساری بر این اصل استوار است که هنگامی که یک موج لرزه‌ای (P و/یا S) به مرزی با تباین سرعت در طرفین برخورد می‌کند، جهت انتشار موج در ورود به محیط جدید تغییر می‌کند. روش لرزه‌ای انکساری به حالتی وابسته است که سرعت با عمق افزایش می‌یابد. در صورتی که سرعت در محیط دوم کمتر از محیط برخورد موج باشد، موج انکساری به عمود بر سطح نزدیک شده و در حالت خاص باعث پدیده لایه پنهان می‌شود که در جای خود مورد بررسی قرار گرفته است. در روش انکساری فرض بر اینست که ضخامت کلیه لایه‌های موجود در زیر سطح از طول‌موج انرژی برخوردی بزرگ‌تر بوده و همچنین ضخامت هر لایه، بزرگتر یا مساوی لایه بالایی آن باشد. معمولاً در برداشتهای انکساری فقط موج P در نظر گرفته می‌شود. مواردی وجود دارد که بررسی امواج S نیز در تفسیر نهایی مفید خواهد بود. مولفه‌های اصلی یک برداشت لرزه‌ای انکساری در شکل زیر نشان داده شده است. موج P در منبع (که می‌تواند یک پتک و یا نوعی از تفنگ باشد) تولید می‌شود. امواج تولیدشده در سه مسیر اصلی منتشر می‌شوند: مسیر مستقیم؛ مسیر انعکاسی از بالای فصل مشترک منعکس‌کننده؛ و از همه مهم‌تر، مسیر انکساری (ناشی از انکسار بحرانی) در طول بالای لایه منکسرکننده. رسیدن هر کدام از این امواج، توسط گروهی از ژئوفون‌ها که در طول خط برداشت قرار دارند دریافت و بر روی لرزه‌نگاشت ثبت می‌شود؛ به طوری که خروجی هر ژئوفون به صورت یک trace مجزا نمایش داده می‌شود. با اندازه‌گیری زمان رسیدن موج در هر کدام از ژئوفون‌ها و رسم آن، نمودار شکل زیر به دست می‌آید.



شکل. بالا: زمان رسیدن موج به ژئوفون‌ها. پایین: مسیر موج مستقیم، انعکاسی و انکساری.

در فاصله‌ای که به نام *فاصله بحرانی (Critical Distance)* نامیده می‌شود، زمان رسیدن موج انعکاسی و اولین انکسار یکسان می‌باشد. درحقیقت، فاصله بحرانی فاصله‌ای است که در آن، زاویه انعکاس با زاویه بحرانی برابر خواهد بود. فاصله مهم دیگری که وجود دارد، *فاصله crossover* است که در این فاصله، موج انکساری از موج مستقیم پیشی می‌گیرد. بنابراین، ملاحظه می‌کنید همیشه اولین موج لرزه‌ای که به یک ژئوفون می‌رسد، موج مستقیم و یا موج انکساری می‌باشد. امواج انکساری به این دلیل که بخشی از مسیر خود را در لایه با سرعت بیشتر (V_2) طی می‌کنند، در نقطه *crossover* از امواج مستقیم سبقت می‌گیرند. امواج اولیه دریافتی توسط کلیه ژئوفون‌های واقع در بعد از این فاصله، از نوع انکساری خواهد بود.

باتوجه به ویژگی منحنی‌های زمان-فاصله که در بالا ذکر گردید، فاصله ژئوفون‌ها تا منبع مولد موج در برداشت انکساری معمولاً زیاد انتخاب می‌شود تا اطمینان حاصل شود که فواصل انتخابی از فاصله *crossover* بیشتر بوده و امواج انکساری اولین امواج دریافتی خواهند بود. هرچقدر عمق لایه منکسرکننده بیشتر باشد، فاصله منبع تا ژئوفون‌ها نیز باید بیشتر باشد. محل منبع لرزه‌ای نسبت به گسترش ژئوفون‌ها باید به گونه‌ای باشد که پوشش کافی از سطح منکسرکننده را فراهم آورد.

- ۱- کیفیت داده‌های خام (*Quality of Raw Data*). جمع‌آوری داده‌های لرزه‌ای باید به‌گونه‌ای انجام شود که کیفیت اطلاعات ثبت‌شده بالا باشد. این امر مستلزم انتخاب تجهیزات مناسب و همچنین استفاده مناسب از آن‌ها می‌باشد. موارد بسیار زیادی وجود دارد که استفاده نامناسب از دستگاه‌های پیشرفته و مناسب باعث جمع‌آوری اطلاعات نادرست شده است. هیچ‌کدام از روش‌های پردازش داده‌های لرزه‌ای قادر به تغییر داده‌های زیراستاندارد به داده‌های با کیفیت خوب نمی‌باشد!
- ۲- باند فرکانسی (*Frequency Bandwidth*). نکته مهم بعدی، استفاده از محدوده فرکانسی مناسب برطبق اهداف برداشت می‌باشد. به‌عنوان مثال، هیچ نکته مثبتی در استفاده از سیستم sparker با فرکانس کم برای برداشت‌های کم عمق با رزولوشن بالا وجود ندارد. بالعکس، انتخاب یک pinger با فرکانس بالا و باند فرکانسی محدود، حتی برای دستیابی به اعماق متوسط درون شن، نامناسب است. همان‌طور که قبلاً نیز بیان شده است، رزولوشن به فرکانس بستگی دارد. منابع با فرکانس بالا، رزولوشن بیشتری نسبت به منابع با فرکانس پایین‌تر تولید می‌کنند.
- ۳- خصوصیات پاسخ منبع (*Source Response Characteristics*). پاسخ منبع، سومین عامل موثر در رزولوشن برداشت‌های لرزه‌ای می‌باشد. در اکتشاف هیدروکربن‌ها، پیمان‌کاران موظف به ثبت پالس منبع لرزه‌ای هستند. این موضوع به‌ندرت در مطالعات مهندسی کم عمق مورد توجه قرار می‌گیرد. با کاربرد روزافزون سیستم‌های دیجیتال جمع‌آوری داده‌ها در برداشت‌های مهندسی، و همچنین با توجه به پیچیدگی روش‌های موجود برای آنالیز داده‌ها، ثبت پالس منبع در هر برداشت، بسیار ضروری می‌باشد. با اطلاع از شکل و تداوم پالس منبع می‌توان تفسیرهای حقیقی‌تری (و نه الزاماً ساده‌تر) از داده‌های لرزه‌ای انجام داد.
- ۴- طبیعت مرزهای انعکاسی (*Nature of the Vertical Sequence of Possible Reflectors*). عامل آخر، طبیعت توالی مرزهای انعکاسی موجود در زیر سطح زمین می‌باشد. تعیین مرزهای انعکاسی هموار با فواصل زیاد، بسیار ساده‌تر از تعیین مرزهای شیب‌دار و به فاصله کم می‌باشد. قابلیت تفکیک لایه‌های کم‌ضخامت در صنعت نفت بسیار حائز اهمیت می‌باشد و تلاش‌های بسیاری برای بهبود روش‌های آشکارسازی این توالی‌ها صورت گرفته است. حداقل ضخامتی که یک لایه می‌تواند انعکاس قابل‌شناسایی داشته باشد، حد شناسایی^۱ نامیده می‌شود. به‌طور عددی، این حد معادل با یک سی‌ام طول‌موج غالب موج برخوردی در نظر گرفته می‌شود.

¹ - Detectable Limit or the Limit of Visibility

فصل پنجم: روش پتانسیل خودزا

مقدمه

روش پتانسیل خودزا (Self Potential or Spontaneous Polarisation) در سال ۱۸۳۰ توسط Robert Fox ابداع شد. هدف وی آشکارسازی نهشته‌های زیرزمینی سولفید مس با اتصال الکترودهای صفحه‌ای از جنس مس به یک گالوانومتر بود. این روش از سال ۱۹۲۰ به‌عنوان روش ثانویه برای اکتشاف فلزات پایه، به‌ویژه کانسارهای توده‌ای (در مقایسه با روش پلاریزاسیون القایی که اغلب برای اکتشاف کانسارهای پراکنده کاربرد دارد) مورد استفاده قرار گرفته است. در سال‌های اخیر، روش پتانسیل خودزا برای بررسی آب‌های زیرزمینی و منابع ژئوترمال نیز مورد استفاده قرار گرفته است. این روش همچنین به‌عنوان روش کمکی در برداشت‌های زمین‌شناسی (به‌عنوان مثال در تعیین مناطق برشی و گسل‌های نزدیک به سطح) کاربرد دارد.

روش پتانسیل خودزا از نظر تجهیزات لازم برای برداشت داده‌ها، به‌عنوان ارزان‌ترین روش ژئوفیزیک سطحی شناخته شده است. همچنین از نظر عملیات صحرائی، ساده‌ترین روش می‌باشد. پدیده پتانسیل خودزا بیشتر در مطالعات چاه‌پیمایی کاربرد دارد.

پتانسیل‌های خودزا

در روش SP اختلاف پتانسیل ناشی از پتانسیل‌های طبیعی زمین بین دو نقطه در سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود. بزرگی این پتانسیل‌ها از کمتر از یک میلی‌ولت تا بیش از یک ولت متغیر بوده و علامت آن (مثبت یا منفی) نقش بسیار مهمی در تفسیر آنومالی‌های SP دارد.

پتانسیل‌های خودزا در نتیجه یکسری منابع طبیعی ایجاد می‌شوند، البته فرآیندهای فیزیکی دقیقی که برخی از این پتانسیل‌ها را ایجاد می‌کنند به درستی شناخته نشده‌اند. پتانسیل‌های طبیعی زمین دارای دو مولفه هستند، یک مولفه ثابت و تک جهت و یک مولفه که نسبت به زمان متغیر است. مولفه ثابت اساساً در نتیجه فرآیندهای الکتروشیمیایی تولید می‌شود، و مولفه متغیر نیز در اثر فرآیندهای متفاوتی (از جریانهای متناوب القا شده در اثر طوفان‌ها و تغییرات میدان مغناطیسی زمین گرفته تا تاثیر بارش‌های سنگین) ایجاد می‌شود. در اکتشاف مواد معدنی، مولفه‌های فوق به ترتیب پتانسیل کانی‌شدگی و پتانسیل زمینه نامیده می‌شوند. علی‌رغم تعریف فوق، پتانسیل‌های زمینه در بررسی‌های ژئوترمال و هیدروژئولوژیکی به‌عنوان آنومالی‌های اصلی اندازه‌گیری می‌شوند.

منشا پتانسیل‌های خودزا

از میان انواع فرآیندهای تولید پتانسیل خودزا، آب‌های زیرزمینی به‌عنوان متداول‌ترین عامل شناخته شده است. پتانسیل‌ها در اثر جریان آب، در اثر عملکرد آب به‌عنوان یک الکترولیت، و به‌عنوان یک حلال برای انواع کانی‌ها، و غیره تولید می‌شوند. انواع این پتانسیل‌ها در جدول زیر ارائه شده است.

جدول. انواع پتانسیل‌های الکتریکی.

متغیر با زمان	پتانسیل‌های الکتروشیمیایی	الکتروسینماتیک
		(الکتروفیلتراسیون Electrofiltration) (الکترومکانیکی Electromechanical) (جریانی Streaming)
		پتانسیل انتشار پیوندگاه مایع Liquid-junction پتانسیل نرنست (شیل) پتانسیل کانی‌شدگی ثابت

مهم‌ترین پدیده SP در اکتشاف مواد معدنی، پتانسیل کانی‌شدگی (مانند پتانسیل‌های مربوط به توده‌های سولفیدی متراکم) می‌باشد. آنومالی‌های منفی و شدید بر روی این قبیل کانسارها و به‌ویژه پیریت، کالکوپیریت و سایر رساناهای الکترونیکی قوی مشاهده شده است، البته پتانسیل‌های کانی‌شدگی بر روی اسفالریت نیز که یک رسانای ضعیف می‌باشد مشاهده شده است. Sato and Mooney (۱۹۶۰) کامل‌ترین تعاریف مربوط به فرآیندهای الکتروشیمیایی تولیدکننده آنومالی‌های پتانسیل خودزا را ارائه کرده‌اند، اما هنوز هیچ فرضیه‌ای قادر به توجیه کلیه پتانسیل‌های مشاهده شده نمی‌باشد. هنگامی که یک کانسار سولفیدی سطح آب زیرزمینی را قطع کند، در اثر کاهش شیمیایی یون‌ها در الکترولیت (اضافه شده الکترون به آن‌ها)، یک نیم سلول کاتدی الکتروشیمیایی تشکیل می‌شود. در مقابل، در زیر سطح ایستابی یک سلول آندی الکتروشیمیایی ایجاد می‌شود که در آن فرآیند اکسیداسیون فعال بوده و یون‌ها الکترون از دست می‌دهند. نقش کانسار توده‌ای فراهم آوردن محیط انتقال الکترون‌ها از نیمه پایینی توده به نیمه بالایی می‌باشد. نتیجه این فرآیند این است که سطح بالایی دارای بار منفی (و در نتیجه تولید آنومالی‌های منفی SP) و نیمه پایینی نیز دارای بار مثبت می‌شود. به هر حال، این حقیقت که فرضیه مذکور وقوع کلیه پتانسیل‌های خودزا را توجیه نمی‌کند، نشان می‌دهد که فرآیندهای فیزیکی واقعی بسیار پیچیده‌تر بوده و هنوز به‌طور کامل درک نشده‌اند. این مطلب به‌ویژه در مواقعی که بیش از یک کانسار در ایجاد آنومالی‌های SP با شکل‌های پیچیده دخیل باشد، مشهود است.

حضور رس بر روی توده سولفیدی متراکم باعث کاهش پتانسیل کانی‌شدگی تا حدی می‌شود که حتی ممکن است هیچ آنومالی SP مشاهده نگردد. علت این امر، وجود پتانسیل جذب (مثبت) است که دامنه آن با پتانسیل کانی‌شدگی (منفی) برابر بوده و یکدیگر را خنثی می‌کنند.

اندازه‌گیری پتانسیل‌های خودزا

اندازه‌گیری پتانسیل‌های خودزا بسیار ساده است. دو الکتروود غیرپلاریزه، به دستگاهی دقیق با قابلیت اندازه‌گیری حداقل ۱mV، متصل می‌شوند. دو روش مختلف برای اندازه‌گیری‌های SP در صحرا وجود دارد که در هر دو روش اندازه‌گیری‌ها در راستای عمود بر امتداد احتمالی ساختارهای زمین‌شناسی انجام می‌شود.

- در روش *گرادیان پتانسیل (Potential Gradient Method)*، دو الکتروود در فاصله ثابت (معمولاً ۵ یا ۱۰ متر) مورد استفاده قرار می‌گیرند که اختلاف پتانسیل اندازه‌گیری شده میان الکتروودها بر فاصله بین آن‌ها تقسیم می‌شود و گرادیان پتانسیل برحسب mV/m بدست می‌آید. مقدار به‌دست آمده به نقطه وسط دو الکتروود نسبت داده می‌شود.

- در روش دوم که روش دامنه پتانسیل (Potential Amplitude Method) نامیده می‌شود، یک الکتروود در ایستگاه مبنا (واقع در محل بدون کانی‌سازی) ثابت نگه داشته شده و مقادیر اختلاف پتانسیل (برحسب mV) میان این الکتروود با الکتروود دیگر که در طول خط برداشت جابه‌جا می‌شود، اندازه‌گیری می‌شود. در این روش، مشکل پلاریزاسیون‌های گمراه‌کننده و خطای تجمعی از بین می‌رود. حداکثر عمق حساسیت روش SP بسته به عمق کانسار و طبیعت روباره حدود ۶۰-۱۰۰ متر می‌باشد.

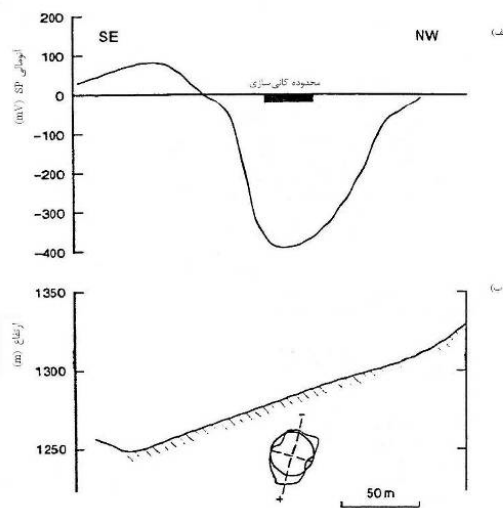
تصحیح داده‌های SP

پتانسیل‌های خودزای اندازه‌گیری شده در یک منطقه وسیع با ابعاد چندین کیلومتر مربع، ممکن است دارای یک روند ناحیه‌ای ناشی از جریان‌های تلوریک باشند. بنابراین پتانسیل‌های کانی‌شدگی تحت تاثیر این گرادیان ناحیه‌ای قرار می‌گیرند. بدین ترتیب برای تفسیر آنومالی مربوط به کانی‌سازی، باید آنومالی مذکور را جدا نمود. روش مورد استفاده بسیار شبیه به دست آوردن باقیمانده گرانی است. تصحیحات ناحیه‌ای باید قبل از اعمال هرگونه تصحیح توپوگرافی انجام شود. برای برداشت‌های محلی که طول برداشت در مقایسه با طول موج‌های ناحیه‌ای کوچک است، حذف روندهای ناحیه‌ای لزومی ندارد.

یکی از عواملی که بر داده‌های SP تاثیر می‌گذارد، پتانسیل‌های بیوالکتریکی ناشی از پوشش گیاهی است. عبور از یک زمین بایر و ورود به محل دارای پوشش گیاهی، می‌تواند باعث ایجاد پتانسیل منفی با بزرگی چندصد میلی‌ولت شود که با پتانسیل کانی‌شدگی ناشی از یک توده سولفیدی قابل مقایسه است. مشاهدات صحرائی باید جزئیات منطقه را مشخص نماید.

تفسیر آنومالی‌های SP

معمولا آنومالی‌های SP به‌طور کیفی و باتوجه به شکل پروفیل، دامنه، پلاریته (مثبت یا منفی) و یا الگوهای نقشه خطوط تراز تفسیر می‌شوند. فرض می‌شود که بالای توده دقیقا در زیر محل کم‌ترین پتانسیل قرار گرفته باشد. در صورتی که محور پلاریزاسیون (یعنی محور میان کاتد و آند در کانسار) مایل باشد، شکل پروفیل حاصل نامتقارن خواهد بود (شکل زیر).



شکل. الف) مثالی از یک آنومالی SP مشاهده شده در Ergani در ترکیه. ب) توده مولد آنومالی SP قسمت الف. محور پلاریزاسیون به سمت بالایی تپه مایل است.

تفسیر آنومالی‌های SP زمانی که نتایج دو یا چند ساختار زمین‌شناسی بر هم منطبق شده و آنومالی را ایجاد کند، پیچیده خواهد بود.

کاربردهای روش SP

- ۱- ژيوترمال
- ۲- تعیین محل توده‌های سولفیدی متراکم
- ۳- هیدروژئولوژی
- ۴- محل‌های انباشت باطله (Landfills)

آزاده حجت

دانشگاه شهید باهنر کرمان

فصل ششم: روش مقاومت ویژه الکتریکی

مقدمه

روش‌های مقاومت ویژه الکتریکی در اوایل دهه ۱۹۰۰ ابداع شدند، اما از دهه ۱۹۷۰ و خصوصاً به دلیل دسترسی به کامپیوتر برای پردازش و تجزیه و تحلیل داده‌ها، کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده‌اند. این روش‌ها به‌طور موثری برای اکتشاف منابع آب زیرزمینی، بررسی انواع آلودگی‌های آب‌های زیرزمینی، بررسی مسایل مهندسی برای تعیین محل حفره‌های زیرسطحی، گسل‌ها و مناطق خردشده، درز و شکاف‌ها، مناطق یخ‌زده، چاه‌های معدنی و غیره، و در بررسی‌های باستان‌شناسی برای برداشت گسترش فضایی بقایای ساختارهای مدفون قدیمی، علاوه بر کاربردهای متنوع دیگر، مورد استفاده قرار می‌گیرند.

بدون شک مهم‌ترین و موثرترین کاربرد روش مقاومت ویژه در مطالعات هیدروژئولوژیکی است که قادر به تعیین اطلاعات مهمی در رابطه با ساختارهای زمین‌شناسی و منابع آب زیرزمینی، با هزینه‌های بسیار کمی در مقایسه با برنامه‌های حفاری می‌باشد. سپس به کمک نتایج ژئوفیزیکی می‌توان محل حفر حداقل گمانه اکتشافی مورد نیاز جهت انجام آزمایش‌های ضروری سفره آب و کنترل تفسیرهای ژئوفیزیکی را مشخص نمود.

روش‌های الکتریکی با آشکارسازی اثرهای سطحی حاصل از عبور جریان الکتریکی در داخل زمین سروکار دارند. این روش‌ها، از روش‌های متنوع و گوناگونی تشکیل شده‌اند که در آن‌ها هم از میدان‌های طبیعی موجود در زمین استفاده می‌شود (روش‌های پتانسیل خودزا، تلوریک، مگنتوتلوریک) و هم از تزریق میدان‌های مصنوعی (روش مقاومت ویژه، روش‌های الکترومغناطیسی و ...). تنوع این روش‌ها، امکان مطالعات فراوانی را فراهم می‌آورد.

اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین

هدف اصلی عمده روش‌های الکتریکی، اندازه‌گیری مقاومت ویژه الکتریکی زمین است. در این روش‌ها، برای اینکه یک ویژگی زیرزمینی مشخص شود، باید مقاومت ویژه الکتریکی آن به‌طور بارزی متفاوت از محیط اطرافش باشد. بنابراین، استفاده از روش‌های الکتریکی، به حالت‌هایی که تباین مقاومت ویژه^۱ وجود داشته باشد، محدود می‌شود. در این روش‌ها، ویژگی‌های زمین‌شناسی، آب‌های زیرزمینی و سایر خصوصیات موجود، به‌طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌شود. این بدان معنی است که برای تفسیر مناسب داده‌های الکتریکی، نیاز به یک سری اطلاعات خارجی می‌باشد. در بعضی مواقع، داده‌های کمی بسیار پراکنده بوده و برای محدود کردن تفسیرهای ممکن برای داده‌های ژئوفیزیکی، مناسب نمی‌باشند. در بعضی موارد هم، اطلاعات کمی موجود به محدود کردن تفسیرها و انتخاب یکسری خصوصیات زمین‌شناسی با توجه به داده‌های الکتریکی، کمک می‌کنند.

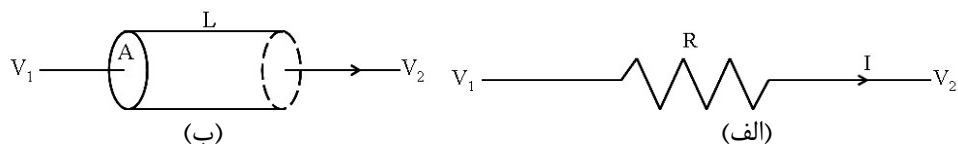
مفهوم مقاومت^۲ و مقاومت ویژه الکتریکی^۳

اغلب شما از طریق رابطه اهم ($V=IR$) با مفهوم مقاومت الکتریکی آشنا هستید. همان‌طور که در قسمت الف شکل زیر نشان داده شده است، در نتیجه وجود اختلاف پتانسیل $V=V_1-V_2$ در طرفین جسمی با مقاومت R ، جریان مستقیم I از جسم عبور می‌کند.

1- Resistivity Contrast

2- Resistance

3- Resistivity



برای درک تفاوت مقاومت‌ویژه الکتریکی و مقاومت الکتریکی، استوانه نشان داده شده در قسمت ب شکل فوق را در نظر بگیرید. طبق قانون اهم، در صورتی که اختلاف پتانسیل V در دو سر استوانه باعث شارش جریان I در استوانه گردد، آنگاه مقاومت استوانه با استفاده از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$R = \frac{V}{I}$$

با آزمایش‌های مختلف می‌توان نتیجه گرفت که مقاومت R به طول استوانه (L)، مساحت سطح مقطع آن (A) و همچنین یک ویژگی ذاتی وابسته به جنس استوانه تحت عنوان مقاومت‌ویژه (ρ) بستگی دارد:

$$R = \rho \left(\frac{L}{A} \right)$$

مقاومت‌ویژه یکی از ویژگی‌های ذاتی مواد است (مانند دانسیته)، در حالی که مقاومت یک جسم علاوه بر جنس آن به ویژگی‌های هندسی ماده نیز بستگی دارد. باتوجه به اینکه واحد مقاومت اهم (Ω) است، مقاومت‌ویژه الکتریکی برحسب اهم-متر (Ωm) بیان می‌شود.

عوامل موثر بر مقاومت‌ویژه الکتریکی مواد

برای شارش جریان مستقیم (که در برداشتهای مقاومت‌ویژه مورد استفاده قرار می‌گیرد)، جریان الکتریکی توسط یکی از راه‌های زیر در زمین شارش می‌یابد:

- ۱- حرکت الکترون‌ها یا یون‌های آزاد بخش جامد
 - ۲- حرکت یون‌های موجود در سیالات درون حفره‌ای
- حالت اول در مورد انواع مشخصی از مواد از قبیل گرافیت، مگنتیت، پیریت و ... اهمیت دارد. در اغلب کاربردهای مهندسی و هیدروژئولوژیکی حالت دوم غالب است.
- یون‌های موجود در آب‌های درون حفره‌ای، از انحلال نمک‌هایی چون کلرید سدیم، کلرید منیزیم، و ... به دست می‌آیند. برای مواد درون زمین و سنگ‌های حاوی آب‌های درون حفره‌ای، مقاومت‌ویژه با افزایش موارد زیر کاهش می‌یابد:

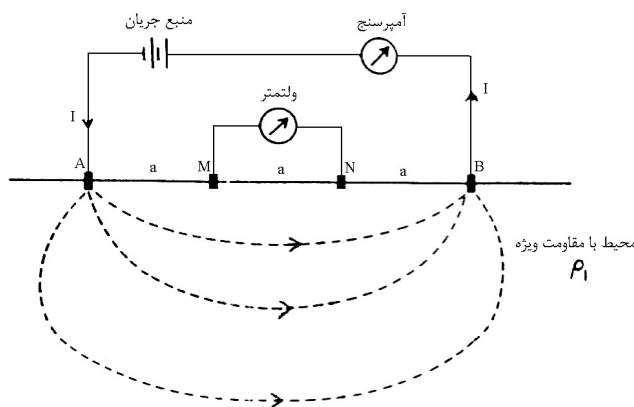
- حجمی از سنگ که توسط آب پر شده است؛
- درجه شوری و یا میزان یون‌های آزاد موجود در آب درون حفره‌ای؛
- ارتباط بین خلل و فرج سنگ (نفوذپذیری)^۱؛
- درجه حرارت.

اصول روش مقاومت‌ویژه الکتریکی

هدف از برداشتهای مقاومت‌ویژه، تعیین توزیع زیرزمینی مقاومت‌ویژه با استفاده از اندازه‌گیری‌های سطحی می‌باشد. به‌طور بسیار ساده می‌توان یک دستگاه اندازه‌گیری مقاومت‌ویژه را شامل یک منبع جریان (باتری)، دستگاه

^۱ - Permeability

اندازه‌گیری شدت جریان و یک ولت‌متر دانست. همان‌طور که در شکل زیر نشان داده شده دستگاه به چهار الکتروود که برای برقراری تماس الکتریکی کمی در زمین فرو رفته‌اند متصل می‌شود. منبع جریان، جریان مستقیم با شدت I را به درون زمین ارسال می‌کند. جریان ارسالی از الکتروود A وارد و از الکتروود B خارج می‌شود. خطوط شارش جریان درون زمین سه‌بعدی هستند. توزیع آن‌ها را اگرچه که پیچیده است (به‌ویژه در مناطق با زمین‌شناسی پیچیده) اما می‌توان به‌طور تئوری محاسبه کرد.



شکل. شارش جریان درون زمین.

موقعیت هندسی قرار گرفتن الکتروودها نسبت به یکدیگر را آرایه گویند. آرایه‌های الکتروودی متنوعی وجود دارد که هر کدام، مزایا و معایب خاص خود را دارند. انتخاب آرایه مناسب به فضای موجود برای گسترش آرایه مورد استفاده و سختی هر روش بستگی دارد. همچنین، حساسیت آرایه‌ها به ناهمگنی‌های جانبی و فصل‌مشرک‌های شیب‌دار نیز از اهمیت به‌سزایی برخوردار است. در اصل، خطی بودن آرایه انتخابی لزومی ندارد، اما در عمل تقریباً همیشه از آرایه‌های خطی استفاده می‌شود، زیرا در غیراین‌صورت تعبیر و تفسیر نتایج دشوار خواهد بود و عملیات صحرائی نیز وقت‌گیر و پیچیده می‌شود.

معادله زیر معادله اساسی برای محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری برای هر نوع آرایه الکتروودی است. در زمین‌های همسان‌گرد و همگن، مقاومت‌ویژه به‌دست آمده از این معادله، ثابت و مستقل از فاصله الکتروودی و موقعیت الکتروودها در سطح زمین است. در این حالت، مقاومت‌ویژه به‌دست آمده، مقاومت‌ویژه واقعی یا حقیقی¹ زمین مورد نظر را نشان می‌دهد. در صورت وجود ناهمگنی‌های زیرسطحی، مقدار مقاومت‌ویژه اندازه‌گیری شده با تغییر موقعیت الکتروودها، تغییر می‌کند. در این صورت، مقادیر اندازه‌گیری شده مقاومت‌ویژه ظاهری هستند.

$$\rho_a = K \frac{V}{I} = \frac{2\pi}{\left\{ \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right\}} \frac{V}{I}$$

در این رابطه، I شدت جریان ارسالی (برحسب آمپر)، V اختلاف پتانسیل قرائت شده (برحسب ولت)، ρ_a مقدار مقاومت‌ویژه ظاهری (برحسب اهم-متر) و K فاکتور هندسی آرایه الکتروودی مورد استفاده است. به‌منظور تبدیل مقادیر مقاومت‌ویژه به ساختارهای زمین‌شناسی، گاهی از مقادیر مقاومت‌ویژه مربوط به انواع مواد مختلف زیرسطحی، و زمین‌شناسی مناطق مورد مطالعه، الزامی است. هدف از برداشت‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی،

¹ - True Resistivity

به‌دست آوردن مدل‌های مقاومت‌ویژه واقعی برای مواد زیرسطحی است. این مدل‌ها باید دارای مفهوم زمین‌شناسی باشند.

کمیت V/I که توسط دستگاه اندازه‌گیری می‌شود به زمین‌شناسی زیرسطحی منطقه بستگی دارد. همچنین، مقدار اندازه‌گیری شده به فاصله الکتروودی و وضعیت هندسی الکترودها نیز وابسته است.

کاربردهای روش مقاومت‌ویژه الکتریکی

برداشت‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی به دو صورت امکان‌پذیر است:

الف) انجام مطالعات جانبی به‌منظور تعیین محل مناطق با مقاومت‌ویژه متفاوت از محیط اطراف؛
ب) انجام مطالعات عمقی به‌منظور تعیین عمق فصل‌مشترک‌های جداکننده لایه‌های با مقاومت‌ویژه متفاوت، و تخمین مقاومت‌ویژه لایه‌ها.

از مهم‌ترین کاربردهای روش مقاومت‌ویژه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- تعیین محل ذخایر شن و ماسه؛
- تعیین عمق آب‌های زیرزمینی و لایه‌های آب‌دار؛
- تعیین عمق سنگ بستر/ ضخامت خاک؛
- تعیین تغییرات محلی در لایه‌های خاک (به‌عنوان مثال شن/ ماسه در مقابل رس)؛
- تعیین کانال‌های رودخانه‌ای مدفون؛
- تعیین آنومالی‌های ژئوترمال؛
- تعیین فصل‌مشترک سفره‌های آب شور و شیرین؛
- تعیین مناطق گسلی؛
- اکتشاف و تعیین محل نهشته‌های معدنی؛
- تعیین زون‌های زیرزمینی آلوده؛
- مطالعات باستان‌شناسی؛
- تخمین مقاومت سنگ.

روش مقاومت‌ویژه الکتریکی قابل‌مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی (مانند لرزه‌شناسی) و حتی روش‌های مستقیم اکتشاف (مانند حفاری) است. این روش دارای ویژگی‌های زیر است:

- انعطاف‌پذیری: مطالعات صحرایی از شناسایی‌های اولیه تا مطالعات تفصیلی قابل انجام است؛
- سرعت بالا: اگرچه که زمان برداشت داده‌ها با عمق بررسی افزایش می‌یابد، اما به‌طور کلی برداشت‌های صحرایی مقاومت‌ویژه با سرعت انجام می‌شود؛
- هزینه‌های پایین عملیات صحرایی: بخش اعظم هزینه‌ها نیز به دستمزد پرسنل مربوط می‌شود؛
- سبک و قابل حمل بودن تجهیزات؛
- امکانات و نرم‌افزارهای متعدد موجود برای تفسیر داده‌ها.

علی‌رغم مزایای مذکور، از محدودیت‌های این روش می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- مدل‌های ژئوالکتریکی ممکن است با واقعیت زمین‌شناسی متفاوت باشند؛
- ابهام در تفسیر داده‌ها: ممکن است مدل‌های متفاوتی بر مشاهدات انجام شده منطبق شوند؛
- تفسیر به ساختارهای ساده محدود می‌شود. در ساختارهای پیچیده، تفسیر دشوار و حتی غیرممکن خواهد بود؛

- توپوگرافی و تاثیرات مربوط به تغییرات مقاومت‌ویژه نزدیک به سطح، که ممکن است باعث حذف و پوشیده شدن اثر تغییرات عمقی شود؛
- دقت تخمین عمق در این روش از روش‌های لرزه‌ای و حفاری کمتر است؛
- عمق نفوذ این روش با توجه به حداکثر توان الکتریکی ارسالی به درون زمین و به دلیل مشکلات عملیاتی مربوط به افزایش زیاد طول سیم‌ها، محدودیت دارد. حداکثر عمق عملی در اکثر برداشت‌ها، معمولاً از ۱ کیلومتر تجاوز نمی‌کند.

یکی از مزایای مهم روش مقاومت‌ویژه الکتریکی این است که این روش در مقایسه با سایر روش‌های ژئوفیزیکی، قابلیت تخمین خواص بیشتری از مواد را دارد، به‌ویژه تعیین محتوای آب و میزان شوری آب در ساختارهای زیرزمینی. به‌طور کلی، روش‌های مقاومت‌ویژه همراه با برداشت‌های لرزه‌ای یک ترکیب مناسب برای انجام مطالعات دقیق زیرسطحی است.

عملیات صحرائی

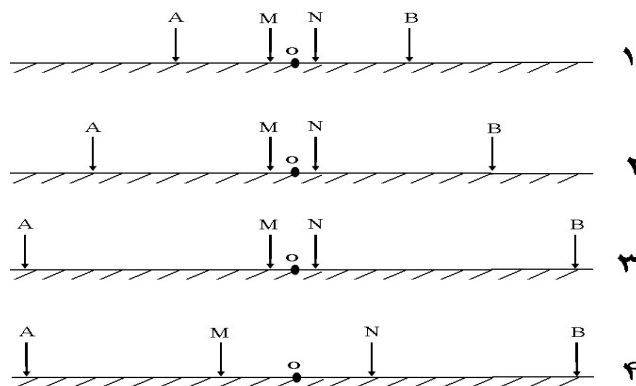
اولین قدم در طراحی یک برداشت ژئوفیزیکی، جمع‌آوری اطلاعات مربوط به سابقه مطالعات انجام‌شده و کلیه داده‌های ژئوفیزیکی موجود در رابطه با هدف مورد نظر است. قبل از انجام طراحی اولیه، کلیه مسایل و تقاضاهای موجود (با جزئیات کامل) باید معرفی شوند. اطلاعات مربوط به هدف باید شامل اطلاعاتی در رابطه با نحوه دسترسی به منطقه، فاصله تا ساختمان‌های موجود، خطوط راه‌آهن، جاده‌ها، تاسیسات الکتریکی، توپوگرافی و همچنین موقعیت لوله‌ها، کابل‌ها و تاسیسات بشری باشد. مهم‌تر از موارد مذکور، دسترسی به نقشه‌ها، مقاطع یا سایر مدارک گرافیکی مربوط به منطقه می‌باشد. مقیاس آن‌ها باید به اندازه‌ای باشد که امکان وارد کردن دقیق اندازه‌گیری‌های انجام شده در هر ایستگاه باشد.

برداشت‌های مقاومت‌ویژه به دو صورت کلی سونداژزنی و پروفیل‌زنی انجام می‌شوند.

سونداژزنی مقاومت‌ویژه

برداشت‌های سونداژزنی معمولاً با عنوان سونداژزنی الکتریکی قائم^۱ (VES) شناخته می‌شوند. در سونداژزنی مقاومت‌ویژه، مرکز آرایه ثابت نگه داشته می‌شود و فواصل بین الکترودها به‌طور متوالی افزایش می‌یابد. با توجه به اینکه با افزایش فاصله الکترودی، عمق بررسی نیز افزایش می‌یابد، برداشت‌های سونداژزنی مقاومت‌ویژه در شرایطی که هدف تعیین تغییرات مقاومت‌ویژه نسبت به عمق باشد (به‌عنوان مثال، تعیین عمق سنگ بستر) مورد استفاده قرار می‌گیرد. در شکل زیر چگونگی سونداژزنی با آرایه شلومبرژر نشان داده شده است. نکته مهم در سونداژزنی این است که مرکز تقارن آرایه با افزایش فواصل الکترودی ثابت می‌ماند.

^۱ - Vertical Electrical Sounding



شکل. سونداژزنی مقاومت‌ویژه (آرایه شلومبرژر).

در یادداشت‌های صحرایی، موقعیت، جهت‌یابی و نوع آرایه مورد استفاده برای هر سونداژ، یادداشت می‌شود. محیط و منطقه برداشت باید به‌طور کلی و به وضوح شرح داده شده و هر مطلب خاصی از قبیل علت انتخاب یک جهت مشخص، بیان شود. احتمال تغییرات قابل توجه در جریان و مقادیر ولتاژ وجود دارد و محدوده‌های مورد استفاده برای هر قرائت باید ثبت شوند.

اطلاعات و نکاتی که در سونداژزنی ژئوالکتریک ثبت می‌گردد، عبارتند از:

متغیر مستقل: فاصله الکترودی،

متغیر وابسته: مقاومت‌ویژه ظاهری (ρ_a)،

اطلاعات کمکی: آرایه الکترودی، ازیموت خط برداشت، موقعیت مرکز الکترودی.

به کمک کاغذهای شفاف، می‌توان تفسیر ساده‌ای را با استفاده از منحنی‌های استاندارد دو لایه‌ای انجام داد. معمولاً یک تطبیق دو لایه‌ای دقیق، به‌دست نمی‌آید و بهترین راه، انجام تطبیق‌های جزئی می‌باشد. بدین‌منظور، از منحنی‌های کمکی برای تعیین محل‌های مناسب مبدا منحنی دو لایه‌ای که به قسمت‌های بعدی منحنی صحرایی منطبق می‌شود، استفاده می‌شود. روش تطبیق مرحله به مرحله، روش اصلی تفسیر تا سال ۱۹۸۰ بوده است. پس از آن، برنامه‌های کامپیوتری امکان تهیه نتایج قابل اعتمادتری را فراهم آورده است.

تفسیر منحنی‌های سونداژ مقاومت‌ویژه

روش اصلی برای تفسیر داده‌های سونداژ مقاومت‌ویژه، مراچی زیر را دنبال می‌کند:

(الف) فرض کردن یک مدل آزمایشی برای زمین؛

(ب) محاسبه منحنی صحرایی تئوری برای مدل فرض شده؛

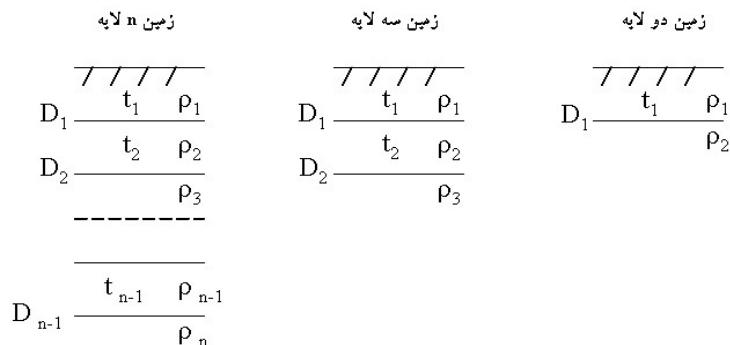
(ج) مقایسه منحنی محاسبه شده با منحنی صحرایی مشاهده شده؛

(د) تصحیح مدل فرضی زمین به‌منظور افزایش تطابق منحنی‌ها در مرحله قبل (این مرحله و دو مرحله قبلی تا زمانی که بهترین تطبیق به‌دست آید، ادامه می‌یابد).

به‌طور کلی، روش فوق برای تفسیر کلیه داده‌های مقاومت‌ویژه و درحقیقت برای تفسیر کلیه داده‌های ژئوفیزیک اکتشافی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

نکته مهم در روش مذکور، آرایه مدل فرضی اولیه است. همچنین، مشکلات موجود در مرحله (ب)، مدل پیشنهادی را به حالت‌های ساده و ایده‌آل محدود می‌کند، درحالی‌که توزیع مقاومت‌ویژه در زمین واقعی ممکن است بسیار پیچیده باشد و تغییرات عمقی و جانبی مقاومت‌ویژه، به‌صورت تدریجی خواهد بود.

در هر حال، مدل‌های پیشنهادی برای تفسیر سونداژ مقاومت ویژه معمولاً به صورت زمین لایه‌ای در نظر گرفته می‌شوند (شکل زیر). در این مدل‌ها فرض می‌شود که زمین از لایه‌های همگنی تشکیل شده است که توسط فصل-مشترک‌های افقی از یکدیگر جدا شده‌اند.

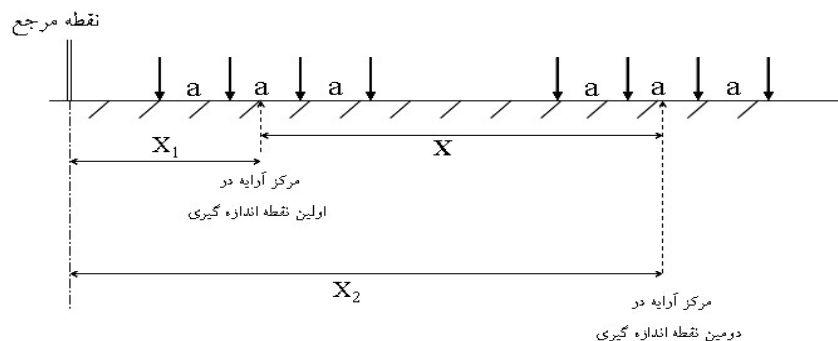


شکل. مدل‌های معمول در تفسیر داده‌های سونداژ مقاومت ویژه.

پارامترهای مربوط به مدل‌های فوق عبارتند از: ۱- تعداد لایه‌ها (n); ۲- مقادیر مقاومت ویژه هر لایه (ρ); و ۳- ضخامت (t) یا عمق (D) هر لایه. منظور از تفسیر داده‌ها به دست آوردن مقادیر عددی برای این پارامترها به نحوی است که مدل مربوطه بهترین تطبیق را با داده‌های صحرایی سونداژ داشته باشد. گام بعدی تفسیر، تفسیر زمین-شناسی مدل ژئوالکتریکی حاصل است که همان‌گونه که قبلاً نیز اشاره شده است، مستلزم تجربه کافی و استفاده از داده‌های کمکی از قبیل اطلاعات زمین‌شناسی، داده‌های حفاری، اطلاعات مربوط به ترانسه‌ها و غیره می‌باشد.

پروفیل زنی مقاومت ویژه

پروفیل زنی مقاومت ویژه برای تعیین تغییرات جانبی انجام می‌شود. در این حالت، آرایه مورد استفاده و پارامترهای آن، ثابت باقی می‌مانند، اما مرکز آرایه جابه‌جا می‌شود. با توجه به ثابت بودن فاصله الکترودها و در نتیجه عمق بررسی، برداشت‌های پروفیل زنی مقاومت ویژه در شرایطی که هدف تعیین تغییرات مقاومت ویژه در جهت افقی باشد (به عنوان مثال، تعیین مرزهای گسترش یک ذخیره شن)، مورد استفاده قرار می‌گیرد. بهترین هدف‌های مطالعاتی در پروفیل زنی، همبندی‌های شیب‌دار (با شیب تند) میان دو محیط با مقاومت ویژه متفاوت است که در زیر روباره‌های کم ضخامت و نسبتاً یکنواخت، قرار گرفته‌اند. چنین مواردی در طبیعت وجود دارد، اما در بیشتر مواقع، تغییرات زمین‌شناسی موجود تنها باعث ایجاد تغییرات کوچکی در مقاومت ویژه ظاهری می‌شود که باید آن‌ها را از زمینه، با توجه به سایر منابع زمین‌شناسی، جدا کرد. به عنوان مثال، حفره‌های موجود در سنگ آهک، بسیار مقاوم‌تر از محیط اطراف خود هستند، اما به دلیل کوچک بودن، تعیین آن‌ها ممکن است بسیار دشوار گردد. معمولاً برای جستجوی توده‌های بسیار هادی و کوچک (مانند کانسارهای سولفیدی) روش‌های الکترومغناطیس، موثرتر از روش‌های جریان مستقیم هستند. در شکل زیر چگونگی پروفیل زنی با آرایه ونر نشان داده شده است.



شکل. پروفیل‌زنی مقاومت‌ویژه (آرایه ونر).

در طول پروفیل، پارامترهای آرایه مورد استفاده ثابت باقی می‌مانند. بنابراین نوع آرایه و فاصله میان الکترودها و همچنین در اکثر موارد جریان و محدوده ولتاژ مورد استفاده را می‌توان در بالای برگه‌ها یادداشت کرد. سپس، در هر ایستگاه فقط شماره ایستگاه، قرائت‌های $\frac{V}{I}$ و توضیحات لازم، ثبت می‌شوند. از آنجاکه محدوده جریان و ولتاژ مورد

استفاده، نشان دهنده اعتبار و قابلیت اعتماد قرائت‌ها هستند، در صورت تغییر، این مقادیر نیز باید ثبت گردند. توضیحات مربوط به تغییرات نوع خاک، گیاهان موجود، وضعیت توپوگرافی، کشتزارها و مناطق پرجمعیت (که در آن‌ها اثرهای غیر زمین‌شناسی دیده می‌شود)، باید تهیه شود. با توجه به اینکه هر یادداشت مختص یک نقطه برداشت خاص می‌باشد، توضیح کلی ناحیه نیز باید در دسترس باشد.

اطلاعات و نکاتی که در پروفیل‌زنی مقاومت‌ویژه ثبت می‌گردند، عبارتند از:

متغیر مستقل: فاصله مرکز آرایه از یک نقطه مبنا،

متغیر وابسته: مقاومت‌ویژه ظاهری (ρ_a) ،

اطلاعات کمکی: آرایه الکترودی، فاصله الکترودی، موقعیت.

در برداشت‌های مقاومت‌ویژه می‌توان عملیات پروفیل‌زنی را در طول یک خط پروفیل برای یک یا چند مقدار متفاوت فاصله الکترودی تکرار نمود. با مقایسه نتایج به دست آمده می‌توان تغییرات عمقی را نیز کنترل نمود. در حالتی دیگر، پروفیل‌زنی در طول خطوط موازی انجام می‌شود و در نتیجه به جای یک خط، یک منطقه را پوشش می‌دهد. در این حالت، می‌توان مقادیر مقاومت‌ویژه به دست آمده را با یک نقشه کانتوری آرایه نمود.

نتایج حاصل از برداشت‌های پروفیل‌زنی مقاومت‌ویژه الکتریکی را می‌توان به صورت پروفیل‌هایی که کلیه خصوصیات داده‌های اولیه را دربردارند، آرایه کرد. برای نمایش داده‌های پروفیل‌زنی، محور افقی همواره خطی است. محور قائم می‌تواند خطی یا لگاریتمی باشد. البته اکثر منحنی‌های تجربی مورد استفاده برای تفسیر، در مقیاس خطی هستند. می‌توان پروفیل‌های مقاومت‌ویژه را همراه با پروفیل‌های توپوگرافی و مختصری از یادداشت‌های صحرائی، آرایه نمود. داده‌های یک منطقه را می‌توان با رسم پروفیل‌هایی بر روی یک نقشه مبنا نشان داد، ولی در این حالت فضای کافی برای یادداشت‌های حاشیه‌ای باقی نمی‌ماند.

امتداد توده‌های هادی و یا مقاوم را به خوبی می‌توان توسط نقشه‌های کانتوری نشان داد. خطوط برداشت و محل نقاط اندازه‌گیری باید بر روی نقشه‌های کانتوری مشخص شوند، زیرا نقشه‌های مربوط به یک منطقه که در راستاهای مختلف تهیه شده باشند، ممکن است متفاوت باشند.

محدودیت‌ها

اثرات مزاحم ناشی از تاسیسات بشری مانند لوله‌های فلزی و یا کابل‌ها، جاده‌ها، ساختمان‌ها و غیره باید قبل از شروع هر نوع اندازه‌گیری، در نظر گرفته شود. حضور این تاسیسات ممکن است در فعالیت‌های ژئوفیزیکی محدودیت ایجاد کند یا استفاده از روش‌هایی که از این تاسیسات متاثر نمی‌شوند را ایجاب نماید. بنابراین قبل از هرگونه اقدامی بررسی منطقه با دستگاه‌های آشکارساز کابل‌ها یا لوله‌ها توصیه می‌شود. در مواردی که ساختمان‌ها، لوله‌های فلزی و کابل‌های موجود یا خطوط راه‌آهن منطقه بررسی را قطع نمایند، اندازه‌گیری‌های ژئوالکتریکی محدود می‌شوند. علاوه بر موارد مذکور، نویزهای الکتریکی در نزدیکی مناطق صنعتی، اندازه‌گیری‌ها را با مشکل مواجه می‌سازد.

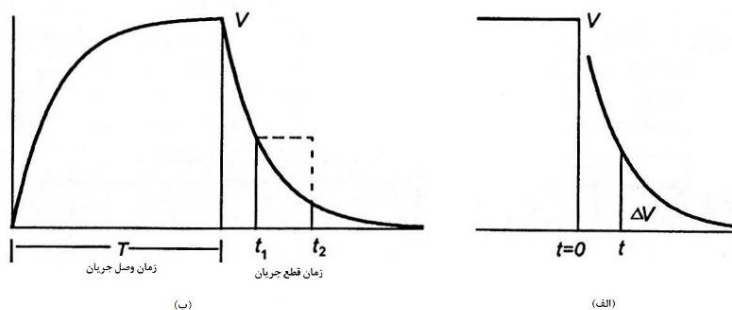
فرو کردن الکترودها در زمین‌های جاده‌ای بتنی و یا قیری بسیار مشکل است. طبقات هادی خوب مانند رس‌ها و مارن، عمق نفوذ را کاهش می‌دهند. با توجه به فرو کردن الکترودهای جریان و پتانسیل به درون زمین، اندازه‌گیری‌های مقاومت‌ویژه بسیار وقت‌گیر هستند. لایه‌های کم ضخامت ممکن است در سونداژهای ژئوالکتریک، حذف شوند. احتمال وجود چندین تفسیر معادل برای عمق یا ضخامت لایه‌ها وجود دارد.

برای انجام برداشت‌های موفق الکتریکی، همیشه باید تباین مقاومت‌ویژه (یا در برخی کاربردهای خاص، تباین پلاریزاسیون و یا ثابت دی‌الکتریک) بین هدف و لایه‌های دربرگیرنده وجود داشته باشد. اگر تباین مقاومت‌ویژه، پلاریزاسیون و یا گذردهی الکتریکی وجود نداشته باشد، نباید روش‌های الکتریکی را مورد استفاده قرار داد. به زبان ساده، ژئوفیزیک، در صورتی که به درستی مورد استفاده قرار گیرد، وسیله مناسبی برای بعضی مطالعات است. در بعضی مواقع، روش‌های نامناسب در مطالعات آب‌های زیرزمینی مورد استفاده قرار می‌گیرند. انتخاب روش مناسب، یکی از مراحل مهمی است که باید بعد از ارزیابی کلیه پارامترهای پروژه انجام شود.

فصل هفتم: روش پلاریزاسیون القایی

مقدمه

در صورت قطع جریان الکتریکی ارسالی به درون زمین، ولتاژ بین الکترودهای پتانسیل بلافاصله به صفر نمی‌رسد. به‌جای آن، ولتاژ پس از گذشت چند ثانیه (و یا چند دقیقه) واهلیده می‌شود که این واهلش از یک مقدار اولیه که بخش کوچکی از ولتاژ موجود (V) در زمان شارش جریان می‌باشد، شروع می‌شود (شکل الف). این پدیده پلاریزاسیون القایی (IP) نامیده می‌شود و در مواردی که کانی‌های هادی و یا کانی‌های رُسی در زمین وجود داشته باشند، به‌راحتی قابل مشاهده می‌باشد. پلاریزاسیون القایی اولین بار کمی قبل از سال ۱۹۲۰ توسط کنراد شلومبرگر مطرح شد اما کاربرد پیشرفته این پدیده در اکتشافات ژئوفیزیکی به حدود سال ۱۹۴۸ برمی‌گردد، البته آزمایش‌هایی نیز در فاصله زمانی ۱۹۲۰ تا ۱۹۴۸ گزارش شده که اغلب بی‌نتیجه بوده است.



شکل. پدیده پلاریزاسیون القایی.

همان‌طور که در شکل ب نشان داده شده است، بعد از وصل جریان مدت زمان محدودی (و البته کوتاه) طول می‌کشد تا ولتاژ به مقدار V برسد. این بدین معنی است که برای شارش پیوسته جریان، پلاریزاسیون القایی باید خود را به‌صورت وابستگی امپدانس^۱ زمین به فرکانس جریان نشان دهد. درحقیقت این موضوع توسط مشاهدات تایید شده است.

پارامترهای اندازه‌گیری پلاریزاسیون القایی

اندازه‌گیری IP در حوزه زمان

الف- قطبش‌پذیری. هنگامی که اندازه‌گیری‌های IP با ارسال پالس‌های جریان مستقیم (D.C.) با تداوم زمانی T (برحسب ثانیه) به درون زمین انجام شده و در صورتی که ΔV ولتاژ باقیمانده بعد از گذشت زمان محدود t پس از قطع جریان باشد، معمولاً شدت پلاریزاسیون القایی به صورت $\Delta V/V$ بیان می‌شود. اگر ΔV برحسب میلی‌ولت و V (ولتاژ در زمان وصل جریان) برحسب ولت اندازه‌گیری شوند، واحد $\Delta V/V$ ، میلی‌ولت بر ولت ($mV V^{-1}$) می‌باشد. در صورتی که هر دو ولتاژ برحسب ولت یا میلی‌ولت اندازه‌گیری شوند، اثر IP معمولاً به‌صورت درصد $((\Delta V/V) \times 100)$ بیان می‌شود.

^۱ - Impedance

نسبت $\Delta V/V$ مستقل از مقدار V (حداقل برای دانسیته‌های جریان درون زمین برای عملیات صحرائی متداول) می‌باشد. با توجه به اینکه ولتاژ V در زمان وصل جریان اندازه‌گیری می‌شود، واضح است که می‌توان برداشت‌های IP را همراه با اندازه‌گیری‌های مقاومت‌ویژه انجام داد.

ب- بارپذیری. در بعضی مواقع، انتگرال زمانی نرمالیزه که نشان دهنده مساحت زیر منحنی واپاشی بین زمان‌های t_1 و t_2 بعد از قطع جریان می‌باشد، برای بیان پلاریزاسیون القایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. این پارامتر بارپذیری^۱ ظاهری نامیده می‌شود.

در صورتی که ΔV برحسب میلی‌ولت، V برحسب ولت و زمان برحسب ثانیه اندازه‌گیری شوند (واحدهای متداول در برداشت‌های IP)، واحد بارپذیری میلی‌ولت ثانیه بر ولت ($mVsV^{-1}$) و یا میلی‌ثانیه (ms) می‌باشد.

اندازه‌گیری IP در حوزه فرکانس

الف- اثر فرکانس. در حوزه فرکانس، مقاومت‌ویژه ظاهری زمین در دو فرکانس F و f ($f < F$) و با به‌کارگیری یکی از بی‌شمار آرایه الکترودی ممکن اندازه‌گیری می‌شود. شدت IP به‌صورت اثر فرکانس^۲ ظاهری بیان می‌شود.

ب- عامل فلزی. یکی دیگر از پارامترهای اندازه‌گیری IP در حوزه فرکانس، عامل فلزی^۳ ظاهری $(MF)_a$ نام دارد که با تقسیم اثر فرکانس بر مقاومت‌ویژه ظاهری مربوط به فرکانس بیشتر به‌دست می‌آید.

¹ - Chargeability

² - Frequency effect

³ - Metal factor

فصل هشتم: روش‌های الکترومغناطیسی

مقدمه

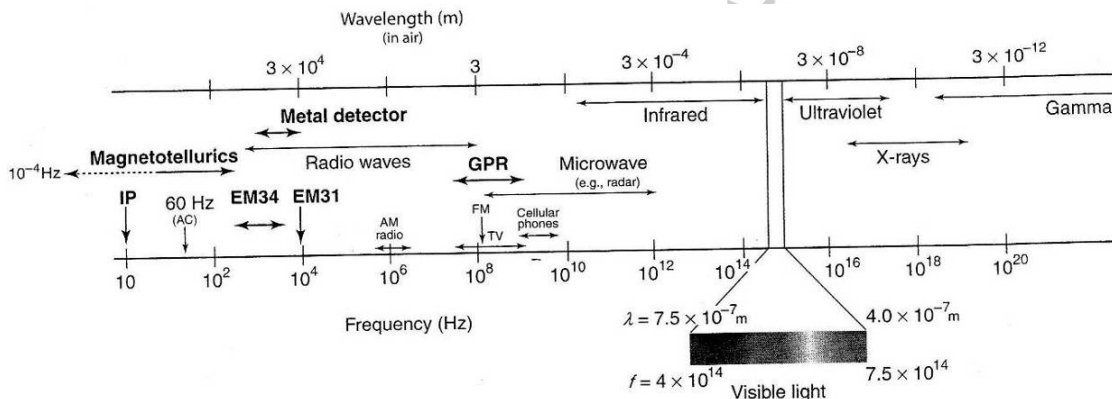
روش‌های الکترومغناطیسی به دلیل سادگی، سرعت بالا و رزولوشن بالا کاربرد روزافزونی در مطالعات زیست‌محیطی، مهندسی و باستان‌شناسی داشته‌اند. با این وجود، مفاهیم فیزیکی روش‌های الکترومغناطیسی پیچیده‌تر از سایر روشهای ژئوفیزیکی می‌باشد.

روش‌های الکترومغناطیسی به تغییرات خواص الکتریکی مواد زیرسطحی حساس بوده و قادر به تعیین نواحی با هدایت الکتریکی شاخص (ناشی از حضور سیالات، فلزات، و غیره) می‌باشند. دستگاه‌های القای الکترومغناطیسی بدون داشتن تماس مستقیم با زمین، قادر به القای جریان در هادی‌های زیرزمینی می‌باشند. این دستگاه‌ها قادر به جمع‌آوری سریع داده‌ها بوده و نیازی به کابل‌های ارتباطی ندارند.

روش رادار نفوذکننده به زمین (GPR)¹ بیشتر شبیه روش لرزه‌نگاری انعکاسی می‌باشد اما به تغییرات خواص الکتریکی مواد زیرزمینی حساس است. رزولوشن این روش بسیار بالا اما عمق نفوذ آن کم می‌باشد.

امواج الکترومغناطیسی

امواج الکترومغناطیسی شامل امواج نور، رادار، رادیویی، اشعه گاما، اشعه X و غیره می‌باشند که کلیه این امواج، انتشار میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی با سرعت 3×10^8 m/s در فضا را شامل می‌شوند. امواج الکترومغناطیسی در اثر شتاب الکترون‌ها و سایر ذرات باردار تولید می‌شوند. اختلاف بین انواع امواج الکترومغناطیسی به فرکانس و طول-موج آنها بستگی دارد. در شکل زیر، طیف الکترومغناطیسی و اسامی مربوط به محدوده‌های فرکانس و طول‌موج (که متأسفانه در بسیاری از متون تعریف نشده‌اند) نشان داده شده است.



شکل. طیف الکترومغناطیسی. طول‌موج‌هایی که برای مطالعات ژئوفیزیکی مورد توجه هستند، با حروف پررنگ نشان داده شده است.

انتشار امواج الکترومغناطیسی تحت تاثیر خصوصیات الکتریکی مواد محیط قرار دارد. خواص الکتریکی محیط بر انتشار، افت انرژی در محیط و سرعت انتشار موج تاثیر می‌گذارد.

¹ - Ground Penetrating Radar

مقاومت‌ویژه الکتریکی (ρ) و معکوس آن هدایت‌ویژه الکتریکی (σ): خصوصیات فیزیکی هستند که تحرک بارهای الکتریکی را در حضور یک میدان الکتریکی بیان می‌کنند. در یک جسم هادی، بارهای الکتریکی آزادانه حرکت می‌کنند. در یک جسم مقاوم، بارهای الکتریکی توانایی انتشار مفید را ندارند.

برداشت‌های الکترومغناطیسی به توده‌های رسانا بیشتر از توده‌های مقاوم حساس می‌باشند و معمولاً نتایج این برداشت‌ها در قالب هدایت‌ویژه بیان می‌شوند. هدایت‌ویژه مواد مختلف از رساناترین حالت برای آب دریا و کانی‌های فلزی، تا مقاوم‌ترین حالت برای ماسه‌سنگ‌های کوارتزی خشک و گرانیت متغیر می‌باشد. مواد زمین‌شناسی با رسانایی زیاد عبارتند از: شیل‌ها، رس‌ها، آب‌های آلوده، کانی‌های سولفیدی و فلزی، و آب شور.

ثابت دی‌الکتریک (ϵ): خواص الکترومغناطیسی مواد زمینی با فرکانس جریان متناوب اعمالی، تغییر می‌کنند. خصوصیات مربوط به فرکانس‌های زیاد به‌ویژه برای مطالعات GPR حایز اهمیت می‌باشد. برای یک شدت معین میدان الکتریکی، گذردهی دی‌الکتریک نسبی (ϵ_r) (که ثابت دی‌الکتریک نیز نامیده می‌شود)، قابلیت یک جسم را برای ذخیره بار در هنگام اعمال جریان نشان می‌دهد. گذردهی دی‌الکتریک نسبی (بدون بعد) عبارت است از نسبت گذردهی دی‌الکتریک محیط به گذردهی دی‌الکتریک خلا ($\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$ F/m; $\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0$). هرچه هدایت الکتریکی یک جسم بیشتر باشد، دی‌الکتریک آن کمتر است، و انرژی در عمق کمتری واهلیده می‌شود.

گذردهی دی‌الکتریک نسبی از ۱ (برای هوا) تا ۸۰ (برای آب دریا) متغیر است.

با مشخص بودن عمق هدف و تخمینی از خواص الکتریکی مواد زیر سطحی می‌توان فرکانس مناسب را برای برداشت EM انتخاب کرد به نحوی که با دقت بالا به عمق مورد نظر نفوذ کرده و اطلاعات مورد نیاز را فراهم آورد. عمقی که در آن دامنه موج به $1/e$ مقدار اولیه خود می‌رسد، عمق پوسته (δ)^۱ نامیده می‌شود. در برخی موارد، عمق پوسته تحت عنوان عمق نفوذ و یا حداکثر عمق حساسیت یک موج EM نامیده می‌شود. عمق پوسته با افزایش هدایت‌ویژه و فرکانس، کاهش می‌یابد. در فرکانس‌های پایین ($f < 10^5$ Hz) (مانند برداشت‌های الکترومغناطیسی برای توده‌های رسانا)، عمق پوسته از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\delta = \left(\frac{2}{\mu_0 \sigma \omega} \right)^{\frac{1}{2}} = 504 \left(\frac{1}{\sigma f} \right)^{\frac{1}{2}}, \text{ in meters}$$

عمق پوسته برای فرکانس‌های بیشتر و هدایت‌های ویژه بیشتر، کمتر است. بنابراین، یک لایه سطحی بسیار رسانا می‌تواند شدیداً عمق نفوذ را کاهش داده و برداشت EM را با شکست موجه سازد.

برداشت‌های الکترومغناطیسی

روش‌های الکترومغناطیسی، مولفه‌های میدان الکتریکی یا مغناطیسی القا شده در زمین ناشی از یک منبع جریان (طبیعی و یا مصنوعی) را اندازه‌گیری می‌کنند. این روش‌ها از یک فرستنده (که جریان متناوب را به درون زمین ارسال می‌کند)، و یک گیرنده (که میدان‌های الکترومغناطیسی ناشی از برهم‌کنش جریان ارسالی با زمین را دریافت می‌کند) تشکیل می‌شوند. دستگاه‌های EM براساس القای الکترومغناطیسی که بر پایه سه قانون اصلی فیزیک استوار است (قانون آمپر، قانون فاراده، و قانون اهم) کار می‌کنند.

طبق قانون آمپر، یک جریان الکتریکی و یا یک میدان الکتریکی متغیر می‌توانند یک میدان مغناطیسی تولید کنند. هر جریان الکتریکی I دارای یک میدان مغناطیسی B همراه خود می‌باشد. شدت میدان مغناطیسی با شدت جریان

^۱ - Skin Depth

الکتریکی متناسب است و دو میدان هم‌فاز می‌باشند، بدین معنی که نسبت دامنه دو میدان هرچه که باشد، افزایش و کاهش میدان‌ها با یکدیگر انجام می‌شود.

طبق قانون فاراده، یک میدان مغناطیسی متغیر باعث تولید یک میدان الکتریکی می‌شود. شدت میدان الکتریکی القایی با نرخ تغییرات میدان مغناطیسی (dB/dt) متناسب است. در هر مداری که میدان مغناطیسی متغیر به آن وارد شود، یک ولتاژ V' تولید می‌شود. توده هادی زیرزمینی یک مدار است. در صورتی که میدان مغناطیسی با زمان ثابت باشد، هیچ ولتاژی القا نمی‌شود. در صورتی که میدان مغناطیسی بصورت سینوسی تغییر کند، ولتاژ القایی با فرکانس یکسان تغییر می‌کند اما یک‌چهارم چرخه (90° درجه) از میدان مغناطیسی عقب می‌افتد.

قانون اهم رابطه ولتاژ را با جریان و هدایت‌ویژه نشان می‌دهد. در صورتیکه مدار شرح داده شده یک توده هادی باشد، ولتاژ V' که در اثر میدان مغناطیسی متغیر در مدار تولید شده است، باعث شارش جریان می‌شود. این جریان (که به‌منظور تمایز آن از جریان اولیه I با I' نشان داده شده است) از قانون اهم تبعیت می‌کند:

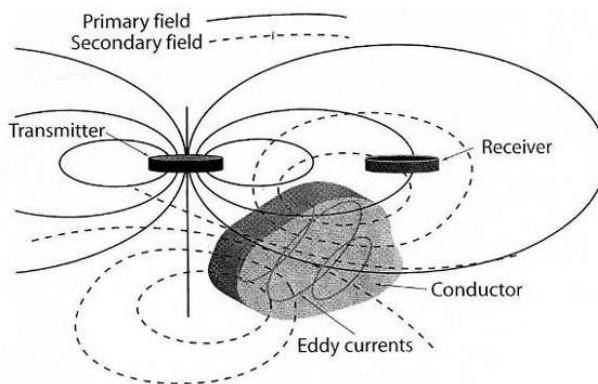
$$I' = V' / R'$$

با توجه به اینکه R' (مقاومت توده) یک مقدار ثابت است، I' با V' هم‌فاز بوده و بنابراین، 90° درجه از میدان القاکننده B و جریان مولد آن (I) عقب‌تر است. جریان القایی I' دارای میدان مغناطیسی B' در اطراف خود می‌باشد که این میدان مغناطیسی با I' هم‌فاز است و نسبت به B خارج از فاز می‌باشد. میدان پاسخ (B') برای مدارهای با هدایت‌ویژه بسیار بالا (مانند لوله‌های فلزی و کانسارها) تا 180° درجه از میدان فرستنده (B) عقب می‌افتد.

مولفه‌های اصلی برداشت‌های القای الکترومغناطیسی در شکل زیر نشان داده شده است. یک فرستنده (معمولاً یک سیم‌پیچ) به منبع جریان متناوب (ژنراتور) متصل می‌شود. طبق قانون آمپر، جریان عبوری از فرستنده، یک میدان مغناطیسی متغیر تولید می‌کند. این میدان مغناطیسی تولید شده توسط فرستنده، در بالا و پایین زمین منتشر می‌شود (خطوط سیاه در شکل). این میدان، میدان اولیه¹ نامیده می‌شود. گیرنده (یک سیم‌پیچ) نیز در فاصله معین از فرستنده قرار دارد. طبق قانون فاراده، یک ولتاژ V_p (p نشان‌دهنده Primary) در گیرنده القا می‌شود.

در صورتی که یک توده رسانای الکتریکی در نزدیکی و یا بین فرستنده و گیرنده وجود داشته باشد، طبق قانون فاراده یک ولتاژ متناوب در اثر میدان مغناطیسی اولیه در آن القا می‌شود. با توجه به اینکه توده رسانا دارای مقاومت R می‌باشد، طبق قانون اهم ولتاژ القایی یک جریان متناوب (eddy currents) را در توده ایجاد می‌کند. این جریان با خطوط خاکستری رنگ در شکل نشان داده شده است. طبق قانون آمپر، eddy currents یک میدان مغناطیسی و طبق قانون فاراده یک ولتاژ V_s (s نشان‌دهنده Secondary) تولید می‌کند. دامنه و فاز میدان مغناطیسی تولید شده توسط eddy currents با میدان اولیه متفاوت است. گیرنده، ولتاژ V_p و V_s را ثبت می‌کند. دامنه ولتاژ V_s به فرکانس میدانهای القایی، مساحت توده رسانا، هدایت‌ویژه توده رسانا و جهت سیم‌پیچ‌ها نسبت به زمین و نسبت به یکدیگر بستگی دارد.

¹ - Primary Field



شکل. نمای شماتیک از برداشتهای القای الکترومغناطیسی.

میدان اولیه بسیار بزرگ‌تر از میدان ثانویه است و هدف از برداشتهای الکترومغناطیسی تفکیک میدان اولیه (سیگنال فرستنده) از میدان ثانویه (سیگنال هدف) می‌باشد. توده‌های با هدایت‌ویژه زیاد (مانند کانسارهای فلزی یا نفوذ آب شور)، میدان‌های ثانویه قوی تولید می‌کنند. توده‌های با هدایت‌ویژه کم، میدان‌های ثانویه ضعیف‌تری تولید می‌کنند. اختلاف بین میدان‌های الکترومغناطیسی ارسالی و دریافتی، اطلاعاتی را در رابطه با هندسه، اندازه و خصوصیات الکتریکی توده هادی زیر سطحی فراهم می‌آورد. چون القای جریان‌های الکتریکی توسط مولفه مغناطیسی میدان الکترومغناطیسی اولیه صورت می‌گیرد، نیازی به تماس مستقیم فرستنده و گیرنده با زمین نمی‌باشد. اندازه‌گیری‌های الکترومغناطیسی سطحی خیلی سریع‌تر از سایر روش‌های الکتریکی انجام می‌شوند. روش EM را می‌توان به صورت هوابرد نیز انجام داد.

دو روش اصلی برای جداسازی میدان ثانویه از میدان اولیه عبارتند از:

- روش‌های الکترومغناطیسی موج پیوسته یا حوزه فرکانس (FDEM)¹
- روش‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان (TDEM)²

روش‌های FDEM مولفه‌های میدان پاسخ را که نسبت به میدان اولیه هم‌فاز و خارج از فاز هستند، جدا می‌کند. روش‌های TDEM میدان الکترومغناطیسی گذرای موجود بعد از قطع فرستنده را اندازه‌گیری می‌کنند. برداشتهای الکترومغناطیسی را می‌توان به روش سونداژزنی و یا پروفیل‌زنی انجام داد. مفهوم این دو برداشت مشابه برداشتهای مقاومت‌ویژه الکتریکی می‌باشد. اکثر برداشتهای صحرائی EM بصورت پروفیل‌زنی انجام می‌شوند.

¹ - Frequency Domain Electromagnetic Methods

² - Time Domain Electromagnetic Methods

فصل نهم: روش رادیواکتیو

مقدمه

رادیواکتیویته طبیعی عبارت است از واپاشی^۱ خودبه‌خود اتم‌های بعضی از ایزوتوپ‌های خاص و تبدیل آن‌ها به عناصر دیگر. ممکن است حاصل این تلاشی پایدار باشد یا تحت تلاشی بیشتر قرار گیرد تا سرانجام به ایزوتوپ‌های پایدار تبدیل شود. یک سری رادیواکتیو به گروهی از ایزوتوپ‌ها که شامل ایزوتوپ اولیه و تمام عناصر ثانویه پایدار یا ناپایدار آن است اطلاق می‌شود.

ایزوتوپ‌های ناپایدار برخی از عناصر، صرف‌نظر از ترکیب شیمیایی که در آن قرار دارند، با گسیل خودبه‌خود تشعشعات مشخص، واپاشی می‌شوند. فعالیت‌های رادیواکتیو با انتشار ذرات آلفا، بتا، اشعه گاما و ایجاد گرما همراه است.

پرتوهای α . این پرتوها به هسته اتم هلیوم با بار الکتریکی مثبت شباهت دارند. ضمن پرتوزایی آلفا، عنصری با عدد اتمی Z و عدد جرمی A به عنصر دیگری (سبک‌تر) با عدد اتمی $Z-2$ و عدد جرمی $A-4$ تبدیل می‌شود. به‌علت بار و اندازه نسبتاً بزرگ، ذرات آلفا به آسانی الکترون‌ها را از اتم‌های مواد مجاور جدا می‌کنند و به‌سرعت به اتم هلیوم خنثی تبدیل می‌شوند. قدرت نفوذ پرتوهای آلفا بسیار کم است و در شرایط طبیعی درجه‌حرارت و فشار فقط در ضخامتی حدود چند میکرون می‌توانند نفوذ کنند.

پرتوهای β ذرات β از نظر فیزیکی به الکترون شباهت دارند. این ذرات ممکن است بار مثبت (پوزیترون^۲) یا منفی (الکترون) داشته باشند. ضمن پرتوزایی β ، عنصری با عدد اتمی Z به عنصر دیگری با عدد اتمی $Z+1$ تبدیل می‌شود و در پرتوزایی β^+ ، عنصری با عدد اتمی Z به عنصر دیگری با عدد اتمی $Z-1$ تبدیل می‌شود. قدرت نفوذ ذرات β بیشتر از ذرات α می‌باشد.

پرتوهای γ . پرتوهای گاما، تشعشعات الکترومغناطیسی هستند که از هسته یک اتم در حین تلاشی رادیواکتیو، انتشار می‌یابند. ذرات α و β قدرت نفوذ کمی دارند و نمی‌توانند توسط گیرنده‌های اکتشافی دریافت شوند، اما تشعشعات گاما دارای قدرت نفوذ زیادی بوده و می‌توانند توسط گیرنده‌های موجود، ثبت شوند.

عناصر رادیواکتیو

اگرچه حدود ۵۰ عنصر رادیواکتیو طبیعی شناخته شده است، فقط عناصر اورانیوم (U)، توریم (Th) و یک ایزوتوپ پتاسیم (K) در اکتشافات اهمیت دارند. پتاسیم از نظر پرتوزایی بسیار ضعیف‌تر از اورانیوم و توریم است، اما به‌دلیل فراوانی زیاد در طبیعت (نسبت به دو عنصر دیگر)، از نظر پرتوزایی کلی تقریباً نقشی مانند توریم و اورانیوم ایفا می‌کند.

به‌طور کلی مقدار جزئی مواد رادیواکتیو در اکثر سنگ‌های آذرین و رسوبی، اقیانوس‌ها، رودخانه‌ها، چشمه‌ها و در نفت وجود دارد.

گرانیت‌ها حاوی مقادیر قابل‌توجه پتاسیم هستند و با توجه به فراوانی این سنگ، اشعه‌های گامای ناشی از محتوی پتاسیم آن‌ها باعث ایجاد رادیواکتیویته زمینه در حدی می‌شود که گاهی آشکارسازی کانسارهای اورانیوم و توریم مشکل می‌باشد. در برخی مواقع ممکن است رادیواکتیویته فلدسپات‌های پتاسیم موجود در دایک‌های پگماتیته به

^۱ - Decay

^۲ - Positron

اشتباه به‌عنوان تمرکز اورانیوم و توریم تفسیر شود. در موارد دیگر، می‌تواند در طبقه‌بندی انواع گرانیتهای موجود در یک منطقه مشخص مفید باشد. محتوای زیاد اورانیوم نفت نیز جالب توجه می‌باشد.

اندازه‌گیری‌ها

به‌طور کلی در اغلب سنگ‌ها و خاک‌ها، مقداری مواد رادیواکتیو در حد زمینه وجود دارد. ذرات α چنان برد کوتاهی دارند که کلاً مورد توجه قرار نمی‌گیرند. پرتوهای β نیز برد کوتاهی دارند و در نتیجه یک آشکارساز β تنها در فاصله چند فوت از چشمه موثر خواهد بود. آشکارسازی تابش γ مناسب‌ترین است. زمانی که سنگ‌ها از رولایه ضخیم و یا خاک پوشیده شده باشند، اشعه γ نیز قبل از اینکه به دستگاه برسد آنقدر ضعیف می‌شود که قابل استفاده نیست. برداشت‌های رادیواکتیو نسبتاً ارزان هستند. برداشت‌های زمینی را می‌توان به سادگی و به سرعت و با استفاده از هر کدام از دستگاه‌ها انجام داد. منطقه را شبکه‌بندی کرده و فواصل قرائت‌ها بسته به نوع کاوش انتخاب می‌شود. معمولاً فواصل بزرگ‌تر برای توده‌های آنومال بزرگ و فواصل کوچک‌تر برای توده‌های آنومال کوچک‌تر انتخاب می‌شوند. ابعاد توده بی‌هنجار را می‌توان به‌صورت تقریبی از داده‌های زمین‌شناسی حدس زد. معمولاً فواصل عمود بر امتداد لایه‌ها و یا لیتولوژی را کمتر انتخاب می‌کنند. در اکتشافات نیمه تفصیلی می‌توان قرائت‌ها را به‌صورت تصادفی و نامنظم نیز انجام داد.

پس از اتمام کار صحرایی، نقشه‌های هم‌تَشعشع (isorads) تهیه می‌شوند. بر روی نقشه‌های به‌دست آمده می‌توان مناطقی را که از خود بی‌هنجاری نشان می‌دهند جدا کرد.

مانند روش‌های ژئوفیزیکی دیگر، عملیات انجام برداشت‌های رادیواکتیو هوابرد و زمینی متفاوت است، اما اصول کلی اندازه‌گیری‌ها و تفسیر در هر دو حالت یکسان می‌باشد. اکتشاف هوایی مواد پرتوزا معمولاً در مرحله اول اکتشاف این مواد انجام می‌شود. در مناطق با وسعت زیاد که قابلیت دسترسی نیز ندارند، اکتشاف هوایی مقرون به صرفه می‌باشد. از آنجا که اشعه‌های الفا و بتا قابلیت نفوذ زیادی ندارند، تنها اشعه قابل اندازه‌گیری در اکتشاف هوایی، اشعه گاما می‌باشد. با افزایش ارتفاع نقطه اندازه‌گیری در بالای سطح زمین، شدت پرتوهای ناشی از منابع رادیواکتیو به‌سرعت کاهش می‌یابد. دلیل آن، واگرایی هندسی و همچنین جذب و پراکندگی در هوا می‌باشد. آشکارسازهای مورد استفاده در برداشت‌های هوابرد دارای بیشترین حساسیت هستند. ارتفاع پرواز حدود $70m-50$ است و معمولاً تصحیح نوسانات ارتفاع پرواز نیز اعمال می‌شود. شدت تشعشعات به‌طور پیوسته ثبت می‌شود و نرخ شمارش با پرواز آشکارساز بر روی منابع رادیواکتیو با شدت شناخته شده، کالیبره می‌شود.

هم داده‌های زمینی و هم هوابرد رادیومتری به‌صورت پروفیل و یا نقشه‌های خطوط تراز (برای اورانیوم، توریم، پتاسیم، مجموع شمارش در ثابته، نسبت اورانیوم به توریم، نسبت اورانیوم به پتاسیم، و یا نسبت به مقدار زمینه) ارائه می‌شوند.

منابع

- حجت، ا.، رنجبر، ح.، ۱۳۹۰، اصول ژئوالکتریک کاربردی، موسسه انتشارات ستایش.
- مدنی، ح.، اصول پی‌جویی، اکتشاف و ارزیابی ذخایر معدنی، دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- Burger, R. H., Sheehan, A. F., and Jones, C. H., 2006, *Introduction to applied geophysics: exploring the shallow subsurface*, W.W. Norton & Company, Inc.
- Reynolds, J. M., 2011, *An introduction to applied and environmental geophysics*, John Wiley and Sons Ltd.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., 1990, *Applied geophysics*, second edition, Cambridge University Press.