

# ژئوفیزیک و نقش آن در مهندسی آب ، روش گرانی سنجی

ژئوفیزیک و نقش آن در مهندسی آب،  
روش گرانی سنجی

## پیشگفتار

امروزه نقش و اهمیت ضوابط ، معیارها و استانداردها و آثار اقتصادی ناشی از بکارگیری مناسب و مستمر آنها در پیشرفت جوامع ، تهیه و کاربرد آنها را ضروری و اجتناب ناپذیر ساخته است . نظر به وسعت دامنه علوم و فنون در جهان امروز ، تهیه ضوابط ، معیارها و استانداردها در هر زمینه به مجامع فنی - تخصصی واگذار شده است .

با در نظر گرفتن مراتب فوق و با توجه به شرایط اقلیمی و محدودیت منابع آب در ایران، تهیه استاندارد در بخش آب از اهمیت ویژه‌ای برخوردار بوده و از این رو طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور وزارت نیرو در جهت نیل به این هدف با مشخص نمودن رشته‌های اصلی مهندسی آب اقدام به تشکیل مجامع علمی - تخصصی با عنوان کمیته‌ها و زیرکمیته‌های فنی نموده که وظیفه تهیه این استانداردها را به عهده دارند .

استانداردهای مهندسی آب با در نظر داشتن موارد زیر تهیه و تدوین می‌گردد:

- استفاده از تخصص‌ها و تجارب کارشناسان و صاحب نظران شاغل در بخش عمومی و خصوصی
- استفاده از منابع و مآخذ معتبر و استانداردهای بین‌المللی
- بهره‌گیری از تجارب دستگاههای اجرائی ، سازمانها ، نهادها ، واحدهای صنعتی ، واحدهای مطالعه ، طراحی و ساخت

- ایجاد هماهنگی در مراحل تهیه ، اجرا ، بهره‌برداری و ارزشیابی طرحها
- پرهیز از دوباره کاریها و اتلاف منابع مالی و غیرمالی کشور
- توجه به اصول و موازین مورد عمل موسسه استاندارد و تحقیقات صنعتی ایران و سایر موسسات معتبر تهیه کننده استاندارد

استانداردها ابتدا بصورت پیش نویس برای نظرخواهی منتشر شده و نظرات ارسالی پس از بررسی در کمیته تخصصی در نسخه نهایی منظور می‌گردد.

آگاهی از نظرات کارشناسان و صاحب نظرانی که فعالیت آنها با این رشته از مهندسی آب مرتبط می‌باشد موجب امتنان کمیته فنی شماره ۱۳-۲ (ژئوفیزیک) خواهد بود.

## ترکیب اعضای کمیته

این نشریه با مشارکت اعضای کمیته فنی شماره ۱۳-۲ (ژئوفیزیک) طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور تهیه

و تنظیم شده که اسامی آنها به ترتیب الفبا به شرح زیر است :

فوق لیسانس ژئوفیزیک	آقای علی اکبر اسلامی
دکترای فیزیک	آقای حسن حاجب حسینی
فوق لیسانس ژئوفیزیک	خانم وحیده زرگر صالح
لیسانس زمین شناسی - کارشناس ژئوفیزیک	آقای فرهنگ شیروانی
لیسانس زمین شناسی - کارشناس ژئوفیزیک و هیدروژئولوگ	آقای علی نصیریان
دکترای ژئوفیزیک	آقای غلامحسین نوروزی

## فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۱	-۱ مقدمه
۱	۱-۱ کلیات
۱	۲-۱ هدف
۲	-۲ مبانی نظری
۲	۱-۲ نیرو و شتاب گرانشی زمین
۳	۲-۲ میدان و پتانسیل گرانشی زمین
۳	۳-۲ سطوح هم پتانسیل و خطوط میدان
۴	۴-۲ اثرات زمین واقعی
۴	۱-۴-۲ اثر چرخش زمین
۶	۲-۴-۲ بیضوی مرجع و فرمول گرانی نرمال
۷	۳-۴-۲ سطح ژئوئید
۸	۴-۴-۲ اثر بی‌هنجاریهای پوسته بر گرانی زمین
۱۰	۵-۴-۲ چگالی سنگها و اثر آن بر گرانی
۱۱	۶-۴-۲ بی‌هنجاری گرانی (بی‌هنجاری بوگه)
۱۱	-۳ دستگاههای اندازه‌گیری
۱۱	۱-۳ اندازه‌گیری مطلق
۱۲	۲-۳ اندازه‌گیری نسبی
۱۲	۱-۲-۳ گرانی سنجهای پایدار
۱۴	۲-۲-۳ گرانی سنجهای ناپایدار
۱۶	-۴ برداشت صحرائی
۱۶	-۵ تصحیحات گرانی سنجی
۱۷	۱-۵ تصحیح رانه دستگاه
۱۸	۲-۵ تصحیح عرض جغرافیایی
۱۹	۳-۵ تصحیح بوگه
۱۹	۴-۵ تصحیح جرمهای مجاور (تصحیح زمینگان)
۲۰	۵-۵ تصحیح جزر و مد
۲۰	۶-۵ بی‌هنجاری بوگه

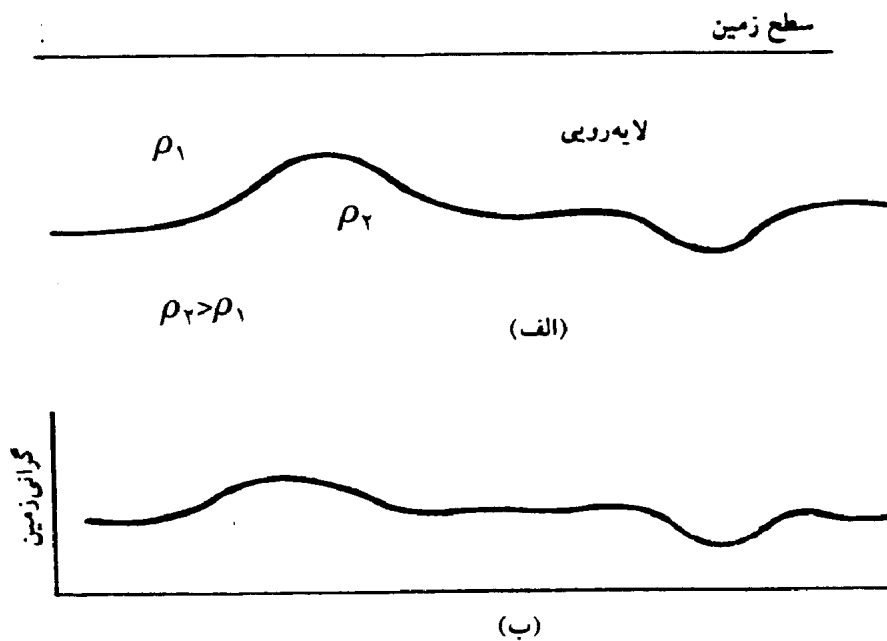
## فهرست مطالب

<u>صفحه</u>	<u>عنوان</u>
۲۰	۶- نمایش داده‌ها
۲۱	۷- تفسیر داده‌ها
۲۲	۷-۱ تفسیر کمی
۲۲	۷-۱-۱ اجسام ساده منظم
۲۵	۷-۱-۲ اضافه جرم اجسام نامنظم
۲۷	۸- تفسیر کیفی
۲۷	۸-۱ تصحیح بی‌هنجاریهای منطقه‌ای
۲۸	۸-۲ تفسیر بی‌هنجاریهای بوگه
۲۸	۸-۲-۱ کاربرد گرانی سنجی در مهندسی آب
۲۹	۸-۳ ارائه چند نمونه از تفسیرهای گرانی سنجی
۳۴	منابع

## ۱- مقدمه

### ۱-۱ کلیات

گرانی‌سنجی یکی از روشهای ژئوفیزیکی است که در آن با اندازه‌گیری شتاب گرانشی یا گرانی زمین می‌توان در ابعاد وسیع شکل دقیق زمین را بدست آورد و در ابعاد کوچکتر چگونگی توزیع لایه‌های زیرزمینی را براساس تفاوت چگالی آنها مشخص کرد. مثلاً منحنی گرانی که بر بالای یک تاق‌دیس با چگالی بزرگتر از اطراف خود بدست می‌آید مقدار بیشتری را نشان خواهد داد (شکل ۱) و همچنین گرانی اندازه‌گیری شده در دو طرف یک گسله نیز مقادیر مختلفی را نشان خواهد داد.



شکل ۱- (الف) عوارض زیرزمینی (ب) گرانی اندازه‌گیری شده

### ۲-۱ هدف

کاربرد این روش در مسائل محلی مثل کاوش آبهای زیرزمینی از سالهای ۱۹۷۰ رونق گرفت که دستگاههای دقیق گرانی‌سنجی مثل خرد گرانی‌سنج<sup>۱</sup> ساخته شده و در کارهای ژئوتکنیک مورد استفاده قرار گرفت. با این دستگاهها می‌توان حفره‌های زیرزمینی خشک یا آبدار، تونلهای زیرزمینی و زونهای کم‌چگالی زیرزمینی را مشخص نمود. در

1- microgravimeter

رابطه با کاوش آبهای زیرزمینی، روش گرانی سنجی می تواند برای تعیین ضخامت مواد رسوبی غیر متراکم در دره های آبرفتی و تعیین توپوگرافی سنگ کف مورد استفاده قرار گیرد (Carmichael and Henry, 1977) و (Van Overmeeren, 1975).

در اینجا باید متذکر شد که تفسیر اینگونه داده ها همواره دارای ابهاماتی است که اغلب با استفاده از اطلاعات زمین شناسی و با کمک روشهای دیگر ژئوفیزیکی قابل حل می باشند (Van Overmeeren, 1981).

## ۲- مبانی نظری

### ۱-۲ نیرو و شتاب گرانشی زمین

قانون گرانش عمومی نیوتون، نیروی ربایشی  $F$  بین دو جرم  $m_1$  و  $m_2$  را که در فاصله  $r$  از هم قرار گرفته اند بصورت زیر معرفی می کند:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1-2)$$

که در آن  $G$  ثابت بین المللی گرانش بوده و مقدار آن در سیستم c.g.s. برابر  $6.67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 \text{ gr}^{-1} \text{ sec}^{-2}$  است. از علامت منفی که نشان می دهد  $F$  نیروی رباینده است و دو جسم به سوی یکدیگر جذب می شوند صرف نظر شده است. اگر یکی از این دو جرم مثلاً  $m_2$  واحد باشد  $F = G \frac{m_1}{r^2}$  شدت میدان گرانشی  $m_1$  در محل جرم واحد است.

حال اگر جرم مولد میدان، کره زمین با جرم  $M$  و بدون حرکت فرض شود و جرم دومی ( $m$ ) در فاصله  $r$  از مرکز زمین قرار گیرد آنگاه:

$$F = G \frac{Mm}{r^2} \quad (2-2)$$

$F$  نیروی گرانشی زمین است که به جرم  $m$  وارد می شود. ضمناً طبق قانون دوم حرکت نیوتون، جرم  $m$  به سطح زمین سقوط کرده و شتاب  $g$  به آن وارد می شود، بطوری که می توان نوشت:

$$F = mg \quad (3-2)$$



از دو رابطه (۲-۲) و (۳-۲) نتیجه می‌شود:

$$g = \frac{GM}{r^2} \quad (۴-۲)$$

$g$  همان شدت میدان زمین یا شتاب گرانشی زمین است که گرانی زمین نامیده می‌شود. در دستگاه c.g.s. واحد آن سانتیمتر بر مجذور ثانیه ( $\text{cm/sec}^2$ ) و در اصطلاح علمی یک گال (gal) می‌باشد. در گرانی سنجی گال واحد بزرگی است و عملاً از واحد کوچکتری بنام میلی‌گال (mgal) استفاده می‌شود. واحد دیگری بنام واحد گرانی (gu) وجود دارد که برابر یک دهم میلی‌گال است.

## ۲-۲ میدان و پتانسیل گرانشی زمین

نیروی گرانشی زمین باعث ایجاد یک میدان گرانی در اطراف آن می‌شود که مقدار آن در هر نقطه از رابطه (۴-۲) بدست می‌آید. این میدان در هر نقطه به فاصله  $r$  از مرکز زمین دارای توانمندی یا پتانسیل انجام کار است و بر حسب تعریف، پتانسیل گرانی در هر نقطه عبارت از کاری است که می‌بایست توسط میدان انجام گیرد تا جرم واحد از بینهایت (پتانسیل صفر) به آن نقطه آورده شود. یعنی:

$$v = - \int_{\infty}^r g dr = - \int_{\infty}^r \frac{GM}{r^2} dr = \frac{GM}{r} \quad (۵-۲)$$

اگر از این رابطه دوباره مشتق گرفته شود آنگاه:

$$g = - \text{grad } v = - \frac{\partial v}{\partial r} = \frac{GM}{r^2} \quad (۶-۲)$$

بعبارت دیگر، شتاب (میدان) مشتق از پتانسیل است و چون محاسبات گرانی با پتانسیل آسانتر بیان می‌شود، لذا می‌توان ابتدا پتانسیل را محاسبه کرده و از روی آن شتاب را بدست آورد.

## ۳-۲ سطوح هم پتانسیل و خطوط میدان

سطح هم پتانسیل سطحی است که بر روی آن پتانسیل ثابت باشد. اگر از تابع پتانسیل، نسبت به سه محور مختصات

قائم، دیفرانسیل گرفته شود داریم :

$$dv = \frac{\partial v}{\partial x} dx + \frac{\partial v}{\partial y} dy + \frac{\partial v}{\partial z} dz$$

که خود حاصلضرب نرداری (اسکالر) دو بردار  $\text{grad}v$  با مؤلفه‌های  $\frac{\partial v}{\partial x}$ ،  $\frac{\partial v}{\partial y}$  و  $\frac{\partial v}{\partial z}$  و  $dr$  با مؤلفه‌های  $dx$ ،  $dy$  و  $dz$  است. لذا با استفاده از رابطه (۲-۶) می‌توان نوشت :

$$d\vec{v} = -\vec{g} \cdot d\vec{r} \quad (۷-۲)$$

که بر روی یک سطح هم پتانسیل مقدار آن برابر صفر است، یعنی خطوط میدان  $g$  همواره بر سطح هم پتانسیل عمودند. ضمناً چون اختلاف پتانسیل بین دو سطح هم پتانسیل مجاور صفر نیست، پس این سطوح نمی‌توانند یکدیگر را قطع کنند. اگر زمین کره کامل با لایه‌بندیهای یکنواخت بود، سطوح هم پتانسیل نیز کروی و خطوط میدان، شعاعهای این کره‌ها بودند.

#### ۴-۲ اثرات زمین واقعی

رابطه (۲-۴) تنها در مورد زمینی صدق می‌کند که دارای مشخصات زیر باشد :

الف - حرکت چرخشی نداشته باشد.

ب - کره کامل باشد.

ج - دارای لایه‌بندیهای متحدالمرکز یکنواخت باشد.

#### ۲-۴-۱ اثر چرخش زمین

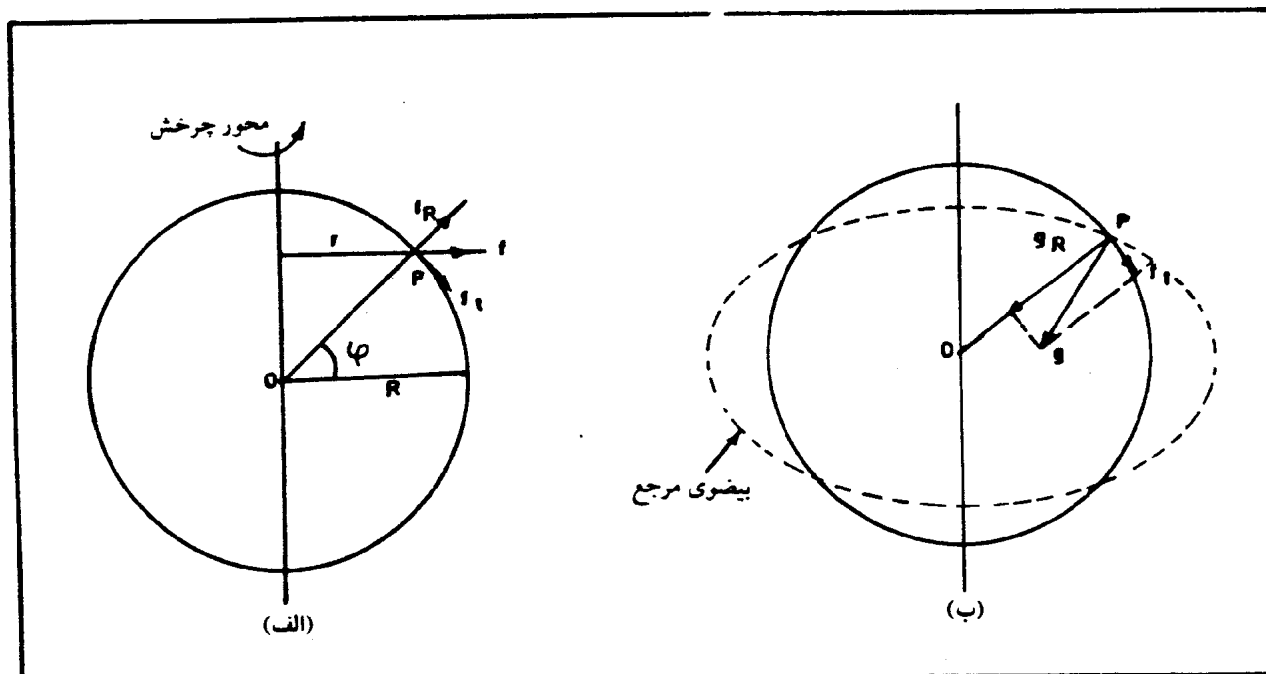
حرکت وضعی زمین بدور محور چرخش آن سبب می‌شود که هر نقطه از سطح آن مانند  $P$  (شکل ۲ الف) دارای حرکت دورانی با شعاع  $r = R \cos \varphi$  باشد.  $\varphi$  عرض جغرافیایی نقطه  $P$  و  $R$  شعاع زمین است. این حرکت دورانی سبب می‌شود که بر واحد جرم در نقطه  $P$  شتاب مرکز گریز  $f = \omega^2 r$  وارد شده و این جرم را به بیرون پرتاب نماید. این شتاب را می‌توان به دو مؤلفه شعاعی  $f_R$  و مماسی  $f_T$  تجزیه نمود که عبارتند از :

$$f_R = f \cos \varphi = \omega^2 R \cos^2 \varphi \quad (۸-۲)$$

$$f_t = f \sin \varphi$$

(۹-۲)

مؤلفه شعاعی این شتاب از گرانی زمین می‌کاهد و اگر قدر مطلق گرانی در نظر گرفته شود آنگاه:



شکل ۲- اثر حرکت چرخشی زمین (الف) مؤلفه‌های شتاب مرکز‌گریز (ب) برآیند نیروها و شکل بیضوی زمین

$$g_R = G \frac{M}{R^2} - f_R \quad (10-2)$$

مؤلفه شعاعی در استوای زمین ( $\varphi = 0^\circ$ ) حداکثر و حدود  $1/298$  گرانی زمین را تشکیل می‌دهد، و در قطب ( $\varphi = \frac{\pi}{2}$ ) مقدار آن صفر و گرانی در قطب همان  $g_p = \frac{GM}{R^2}$  است در نتیجه:

$$g_R = g_p - f_R = g_p - f \cos \varphi \quad (11-2)$$

بدین ترتیب میدان واقعی زمین از برآیند  $g_R$  و  $f_t$  پیدا می‌شود (شکل ۲ ب) که با استفاده از (۸-۲)، (۹-۲) و (۱۱-۲) نتیجه می‌شود.

$$g = (g_R^2 + f_t^2)^{1/2} = [(g_p - f \cos \varphi)^2 + (f \sin \varphi)^2]^{1/2}$$

$$= [g_p^2 - 2g_p f \cos \varphi + f^2 \cos^2 \varphi + f^2 \sin^2 \varphi]^{1/2}$$

$$\begin{aligned}
&= (g_P^2 - 2g_P f \cos\varphi + f^2)^{1/2} \\
&= g_P \left(1 - \frac{2f}{g_P} \cos\varphi\right)^{1/2}
\end{aligned}$$

که از جمله  $f/g_P$  صرفنظر شده است. با استفاده از (۲-۸) داریم:

$$g = g_P \left(1 - \frac{2\omega^2 R \cos^2\varphi}{g_P}\right)^{1/2} \cong g_P \left(1 - \frac{\omega^2 R \cos^2\varphi}{g_P}\right) = g_P (1 - \beta \cos^2\varphi) \quad (12-2)$$

که در آن  $\beta = \frac{\omega^2 R}{g_P}$  مقدار ثابت و در حدود ۰/۰۰۳ است.  
حال در استوا ( $\varphi = 0$ ) داریم:

$$\begin{aligned}
g_e &= g_P (1 - \beta) \\
g_P &= g_e (1 - \beta)^{-1} \cong g_e (1 + \beta)
\end{aligned}$$

که اگر در رابطه (۱۲-۲) قرار داده شود:

$$\begin{aligned}
g &= g_e (1 + \beta)(1 - \beta \cos^2\varphi) \\
&= g_e (1 + \beta - \beta \cos^2\varphi - \beta^2 \cos^2\varphi)
\end{aligned}$$

اگر از جمله آخر صرفنظر شود آنگاه:

$$g = g_e (1 + \beta \sin^2\varphi) \quad (13-2)$$

رابطه (۱۳-۲) هر چند تقریبی است، ولی نشان می‌دهد که شتاب گرانی  $g$  به عرض جغرافیایی  $\varphi$  ارتباط دارد، بطوری که در استوا می‌نیمم و در قطب به مقدار ماکزیمم خود می‌رسد.

## ۲-۴-۲ بیضوی مرجع<sup>۱</sup> و فرمول گرانی نرمال

تا اینجا فرض بر این بود که زمین کروی است. در واقع زمین در اثر حرکت چرخشی بدور محورش، و تحت اثر مؤلفه مماسی  $f_t$ ، در قطبها تخت‌شدگی<sup>۲</sup> یافته و تغییر شکل داده است. اندازه‌گیریها نشان می‌دهد که شکل زمین به

1- reference ellipsoid

2- flattening

بیضوی یا بیضی دوار نزدیک است. لذا اختلاف گرانی در نقاط مختلف زمین، علاوه بر اثر شتاب مرکز گریز، به علت تخت شدگی نیز می‌باشد که در رابطه (۲-۱۳) باید منظور شود. بهمین دلیل بطور متوسط یک سطح هم پتانسیل بیضوی بنام بیضوی مرجع برای سطح زمین فرض می‌کنند که در همه جا سطح افق را تشکیل داده و برآیند نیروی گرانی در هر نقطه بر آن عمود باشد (شکل ۲ ب). کلرو<sup>۱</sup> در سال ۱۷۴۳ با در نظر گرفتن مطالب فوق برای گرانی متوسط زمین در عرضهای جغرافیایی مختلف، فرمول گرانی نرمال یا فرمول بین‌المللی گرانی را بصورت زیر پیشنهاد کرد:

$$g = g_e (1 + A \sin^2 \varphi - B \sin^2 2\varphi) \quad (2-14)$$

که در آن  $g_e$  متوسط گرانی در استوا،  $\varphi$  عرض جغرافیایی و  $A$  و  $B$  دو ضریب هستند که معرف پارامترهای مربوط به تخت شدگی و چرخش زمین می‌باشند. این ضرایب هر چند سال یکبار متناسب با پیشرفت اندازه‌گیریها تصحیح می‌شوند. مقدار این ضریبها در کنفرانس بین‌المللی ژئودزی و ژئوفیزیک در سال ۱۹۸۰ بصورت زیر اعلام شد:

$$g_e = 978.0327 \quad \text{gal}$$

$$A = 0.0053024 \quad \text{و} \quad B = 0.0000058$$

شتاب گرانشی زمین که از رابطه (۲-۱۴) بدست می‌آید گرانی نرمال نام دارد و در واقع گرانی در سطح زمینی است با شکل بیضوی و دارای لایه‌بندیهای یکنواخت و بدون بی‌هنجاری<sup>۲</sup>.

### ۲-۴-۳ سطح ژئوئید<sup>۳</sup>

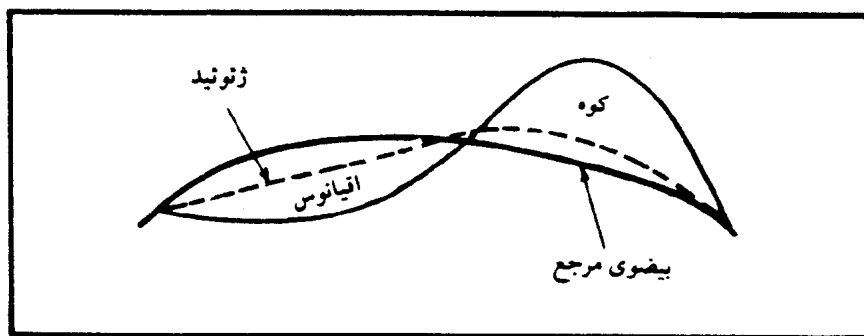
در مطالعات گرانی سنجی، ژئودزی و نقشه‌برداری برای اندازه‌گیری تغییرات چگالی در قشر زمین و تغییرات ارتفاعی در سطح زمین می‌بایست سطح مبنایی انتخاب شود. این سطح مبنایی می‌تواند سطح هم پتانسیل بیضوی مرجع باشد. این سطح در زمین واقعی با پستی و بلندیها و بی‌هنجاریهای گرانی آن در دسترس نیست. ولی می‌دانیم که ذرات آب با کوچکترین نیروی مماسی وارد بر سطح آب بر روی هم غلطیده و در سطح آن مؤلفه افقی میدان گرانی وجود نداشته و لذا سطح آب، سطحی هم پتانسیل بوجود می‌آورد. چنین سطح فرضی بر روی زمین ژئوئید نام دارد که قسمت اعظم آن بصورت اقیانوسها در اختیار قرار دارد. ژئوئید واقعی نسبت به بیضوی مرجع، پستی و بلندیهایی دارد که به موجوداری<sup>۴</sup> ژئوئید معروف است (شکل ۳).

1- Clairaut

2- anomaly

3- geoid

4- undulation



شکل ۳- مقایسه سطح واقعی زمین، بیضوی مرجع و ژئوئید

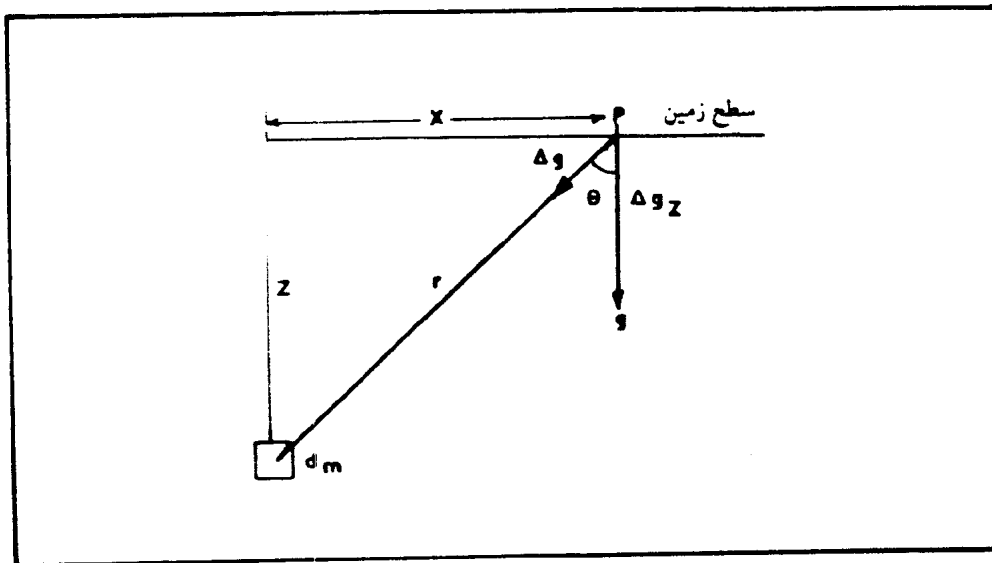
در این شکل کوهها بعنوان جرمی بزرگ سبب بالا آمدن ژئوئید نسبت به بیضوی مرجع می شود، در حالی که اقیانوسها با چگالی کمتر از اطراف خود سبب فرورفتن ژئوئید به داخل بیضوی مرجع می شود. در مقیاس کوچک نیز بی‌هنجاریهای چگالی بویژه در پوسته وجود دارد که ژئوئید را موجدار می کند.

خوشبختانه قسمت اعظم سطح زمین را اقیانوسها گرفته اند و در آنجا ژئوئید در دسترس قرار دارد. بهمین لحاظ سطح آزاد اقیانوسها در هر قاره بعنوان سطح مبنا انتخاب می شود. از راه اندازه گیریهای گرانی می توان سطح ژئوئید را از سطح دریا به داخل خشکی ها ادامه داده و اختلاف ارتفاع آن را با سطح بیضوی مرجع بدست آورد. گارلند ۱۳۶۹، نقشه هایی در سطح جهانی از این اختلاف ارتفاع ارائه می کند که از آنها برای شناسایی زونهایی که دارای بی‌هنجاریهای گرانی هستند می توان استفاده کرد.

#### ۲-۴-۴ اثر بی‌هنجاریهای پوسته بر گرانی زمین

ربایش حاصل از یک اضافه جرم  $dm$  که در عمق  $Z$  در زیر زمین میزبان همگن دفن شده، بر روی نقطه اندازه گیری  $P$  در سطح زمین، با استفاده از شکل ۴ و مقدار مطلق رابطه (۲-۴) عبارت است از:

$$\Delta g = \frac{Gdm}{r^2} \quad (2-15)$$



شکل ۴- اثر گرانشی اضافه جرم در زیرزمین

جهت میدان گرانی متوجه عبارت خواهد بود از جهت برآیند گرانی زمین و میدان گرانشی حاصل از این اضافه جرم. ولی میدانهای محلی در مقایسه با گرانی زمین نسبتاً خیلی کوچکند، بطوری که تغییر جهت میدان زمین قابل چشمپوشی است، هر چند بزرگی آن به مقدار بسیار کمی تغییر می‌کند. لذا در اینجا اثر قائم رابطه (۲-۱۵) باید مورد توجه قرار گیرد. این مؤلفه عبارت است از:

$$\begin{aligned} \Delta g_z &= \Delta g \cos\theta = G \frac{dm \cos\theta}{r^2} \\ &= G \frac{zdm}{r^3} = G \frac{zdm}{(x^2 + z^2)^{3/2}} \end{aligned}$$

اگر جسم زیرزمینی بزرگ باشد کل اثر آن عبارت است از:

$$g_z = G \int \frac{zdm}{r^3} = G \int \frac{z \rho dv}{r^3} \quad (2-16)$$

که در آن علامت انتگرال نمایانگر آن است که میدان کل از جمع اثر کلیه عناصر در داخل اضافه جرم زیرزمینی بدست می‌آید. با استفاده از این رابطه می‌توان بی‌هنجاری حاصل از اجسام ساده با شکل هندسی معین را پیدا کرد (کینگ و گریفیتس، ترجمه، ۱۳۷۳).

## ۲-۴-۵ چگالی سنگها و اثر آن بر گرانی

تغییرات چگالی سنگهای قشر زمین زیاد نیست. گستره چگالی سنگهای مختلف روی زمین تقریباً بین ۲ تا ۳ گرم بر سانتیمتر مکعب است. البته موادی استثنایی وجود دارند که خارج از این گستره اند. مثلاً سنگ تورب یا زغال نارس<sup>۱</sup> دارای چگالی حدود واحد است، در حالی که چگالی کانسارهای فلزی بین ۳ تا ۴ گرم بر سانتیمتر مکعب است. جدول زیر گستره چگالی بعضی سنگها را نشان می دهد:

چگالی $\text{gr/cm}^3$	نوع سنگ
۲/۹ - ۳	بازالت
۲/۸ - ۲/۹	گابرو
۲/۵ - ۲/۸	گرانیت
۲/۶ - ۲/۷	سنگ گنیس
۲/۰ - ۲/۳	ماسه سنگ کرتاسه
۲/۳۵	ماسه سنگ تریاس
۲/۳ - ۲/۵	ماسه سنگ کربنیفر
۲/۱ - ۲/۶	شیلها
۲/۵ - ۲/۷	سنگ آهک

بطوری که دیده می شود، گستره چگالی بعضی سنگها مثل سنگ آهک و ماسه سنگ نسبتاً بزرگ است، زیرا به درجه تخلخل و سیال محتوی آن بستگی دارد.

چگالی سنگهای قشر خارجی زمین بر روی گرانی اندازه گیری شده در بالای آن مؤثر بوده و هرچه چگالی بزرگتر و حجم آن در منطقه بیشتر باشد بی هنجاری گرانی بزرگتر خواهد بود، در حالی که عمق بی هنجاری نیز در شدت و ضعف مقدار اندازه گیری شده مؤثر است. بدین ترتیب روش گرانی سنجی در درجه اول برای یافتن حفره های بزرگ و سپس برای تشخیص کانسارها و عوارض زیرزمینی که دارای تباین چگالی نسبت به سنگهای اطراف خود باشند مفید خواهد بود.

1- peat



## ۲-۴-۶ بی‌هنجاری گرانی (بی‌هنجاری بوگه<sup>۱</sup>)

دیدیم زمین کره کامل با لایه‌بندیهای یکنواخت نبوده و در تقریب اول، بطور متوسط، شکل آن بیضوی و حول محور چرخش خود دوران می‌کند. بر این اساس گرانی نرمال در نقاط مختلف زمین از رابطه (۲-۱۴) بدست می‌آید. ولی در عمل اندازه‌گیریها بر روی سطح زمین انحرافهایی از این گرانی نرمال نشان می‌دهند. بخشی از این انحرافها مربوط به بی‌هنجاریهای موجود در قشر زمین است که هدف از انجام اکتشافات گرانی‌سنجی تعیین محل آنهاست. بخش دیگری از این انحرافها مربوط به پستی و بلندیهای اطراف نقطه اندازه‌گیری و اثر جزر و مد می‌باشد که می‌بایست اثر آنها محاسبه و از مقدار اندازه‌گیری حذف شود. تصحیحات مربوط به این عوامل موضوع بخش ۵ می‌باشد. در عمل این تصحیحات را بر روی مقادیر اندازه‌گیری شده انجام داده و نتایج حاصل را با مقادیر گرانی نرمال مقایسه می‌کنند. اختلاف این دو مقدار را بی‌هنجاری گرانی یا بی‌هنجاری بوگه می‌نامند. این بی‌هنجاری معمولاً در اثر ناهمگنی چگالی در پوسته زمین بوجود آمده و هدف اصلی اکتشافات گرانی‌سنجی بشمار می‌آید.

## ۳- دستگاههای اندازه‌گیری

اندازه‌گیری گرانی زمین از زمان نیوتون شروع شده و معمولاً به دو صورت انجام می‌شود: اندازه‌گیری مطلق و اندازه‌گیری نسبی.

### ۳-۱ اندازه‌گیری مطلق

در این اندازه‌گیری از یک آونگ دو طرفه همزمان استفاده می‌شود. چنین آونگی دارای دو نقطه اتکا می‌باشد که فاصله آنها  $l$  است. با تغییر دادن  $l$  می‌توان زمان تناوب آونگ حول این دو نقطه را با هم برابر ساخت. در این صورت  $l$  را طول آونگ ساده همزمان گویند و زمان تناوب برابر است با:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

که از آنجا  $g$  قابل محاسبه است. این کار عملاً بسیار دشوار و با توجه به دقتی که در اندازه‌گیری  $g$  مورد نیاز است در چند مرکز روی زمین بیشتر انجام نشده است. این کار ابتدا در سال ۱۸۱۸ در لندن و در سال ۱۹۰۶ در پترزدام صورت گرفت و اندازه‌گیری دومی بعنوان استاندارد  $g$  و برابر  $g = 981/274$  گال انتخاب و به قرارداد پترزدام معروف شد. سپس اندازه‌گیریها در سالهای بعد تصحیح و در سال ۱۹۶۷ مقدار  $g = 981/260$  گال انتخاب گردید.

1- Bouguer anomaly

امروزه این اندازه‌گیری با توجه به واحد  $g$  که سانتیمتر بر مجذور ثانیه است و با توجه به پیشرفتهایی که در اندازه‌گیری طول و زمان صورت گرفته است، با سقوط جسمی در دستگاه مخصوص صورت می‌گیرد. در این دستگاه زمان عبور جسمی در حال سقوط از یک نقطه مبدأ تا دو نقطه  $S_1$  و  $S_2$  با دقت زیاد ثبت می‌شود. اگر این دو زمان  $t_1$  و  $t_2$  و سرعت اولیه در مبدأ  $v_0$  باشد آنگاه:

$$S_1 = v_0 t_1 + \frac{1}{2} g t_1^2 \quad \text{و} \quad S_2 = v_0 t_2 + \frac{1}{2} g t_2^2$$

اگر  $v_0 t_1$  و  $v_0 t_2$  استخراج و بر هم تقسیم شود آنگاه:

$$\frac{t_1}{t_2} = \frac{S_1 - \frac{1}{2} g t_1^2}{S_2 - \frac{1}{2} g t_2^2}$$

و از آنجا بدست می‌آید.

$$g = 2 (S_2 t_1 - S_1 t_2) / (t_2 - t_1) t_1 t_2$$

فاصله‌های  $S_1$  و  $S_2$  و زمانهای  $t_1$  و  $t_2$  با دقت زیاد و با کمک پرتوهای لیزری اندازه‌گیری می‌شوند.

### ۲-۳ اندازه‌گیری نسبی

در ژئوفیزیک کاربردی هدف از عملیات گرانی‌سنجی عبارت است از پیدا کردن بی‌هنجاریهای گرانی در منطقه مورد نظر. لذا اندازه‌گیری اختلاف گرانی بین نقاط اساس روش اندازه‌گیری نسبی را تشکیل می‌دهد.

دستگاههایی که برای این منظور به کار می‌روند گرانی‌سنج نامیده می‌شوند. این دستگاهها بطور کلی براین اساس ساخته شده‌اند که وزن هر جسم در نقاط مختلف به گرانی زمین در آن نقطه بستگی دارد و اگر جسمی از فنی آویزان شود، با تغییر گرانی در هر نقطه طول فنر تغییر خواهد کرد. دستگاههای گرانی‌سنج متنوع و بطور کلی به دو دسته پایدار و ناپایدار تقسیم می‌شوند:

### ۱-۲-۳ گرانی‌سنجهای پایدار

اساس این گرانی‌سنجها شبیه ساختمان نیروسنج است (شکل ۵). اگر فنر از نوع مخصوص بنام فنر صفر باشد،

تغییرات طول آن (l) متناسب با تغییر گرانی زمین بوده و داریم:

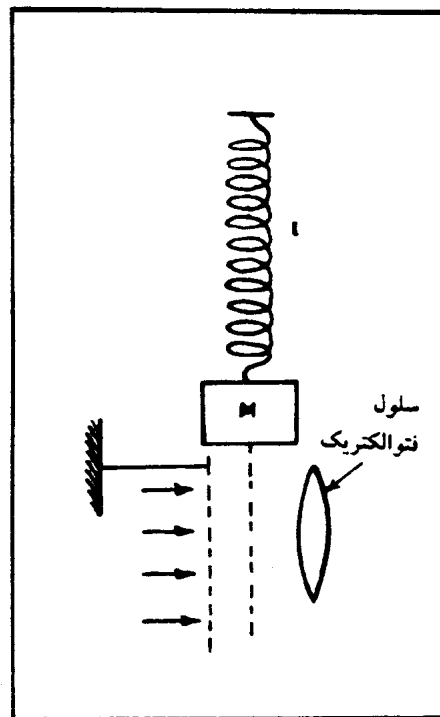
$$Mg = Cl$$

ضریب C به جنس فنر مربوط است. با تغییر گرانی به اندازه  $\Delta g$ ، طول فنر تغییر کرده و داریم:

$$M(g + \Delta g) = C(l + \Delta l)$$

و از آنجا پیدا می شود که:

$$\Delta g = g \frac{\Delta l}{l}$$



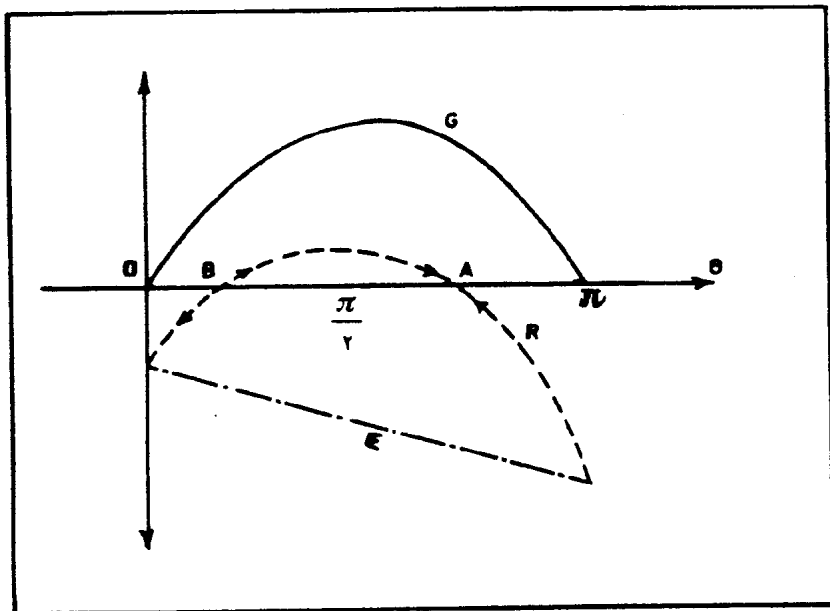
شکل ۵- اساس گرانی سنج پایدار

یعنی با اندازه گیری تغییر طول، گرانی نسبی دو نقطه پیدا می شود. تغییرات طول فنر معمولاً بسیار جزئی است و لذا مستلزم تمهیداتی است که بتوان آن را اندازه گیری کرد. در یکی از انواع آن مطابق شکل ۵ شبکه قائمی به وزنه M متصل است که در مقابل شبکه ثابت مشابهی می تواند حرکت کند. در

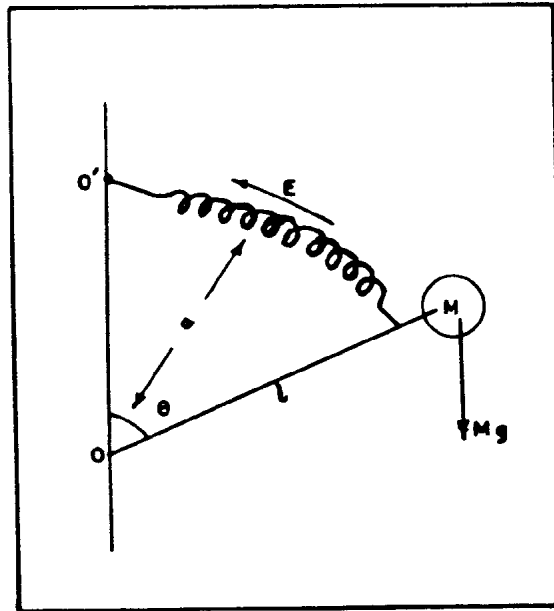
طرف دیگر شبکه ثابت پرتوهای نوری از شبکه‌ها گذشته و به یک سلول فتوالکتریک برخورد کرده و شدت نور به جریان الکتریکی تبدیل می‌شود. تغییرات شدت نور با تغییرات طول فتر متناسب است. در عمل به کمک پیچ مدرجی شبکه متحرک را به وضع اولیه برمی‌گردانند و از روی آن مقدار گردش پیچ مدرج تغییرات گرانی را قرائت می‌کنند (روش صفر).

### ۳-۲-۲ گرانی سنجهای ناپایدار

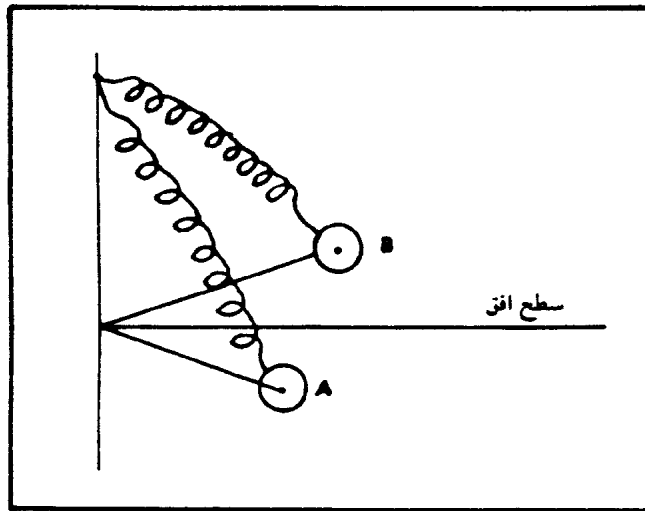
در این گرانی سنجها فتر صفر بطور مایل از دیواره دستگاه آویزان و توسط میله OM با کمک دو لولای O و O' نگاه داشته می‌شود (شکل ۶). جرم M بدور محور گردش O تحت گشتاور  $G = Mgl\sin\theta$  دوران می‌کند و این گشتاور با گشتاور نیروی کشش (aE) به حال تعادل درمی‌آید. E نیروی کشش فتر و a فاصله قائم آن تا نقطه اتکا می‌باشد. منحنی نمایش تغییرات G سینوسی بوده و مقدارش وقتی زاویه  $\theta$  برابر صفر یا  $\pi$  باشد صفر و بازاء  $\theta$  برابر  $\frac{\pi}{2}$  حداکثر است. شکل ۷ منحنی نمایش G و E و برآیند آن دو (R) را نشان می‌دهد. بطوری که ملاحظه می‌شود برآیند در دو نقطه A و B برابر صفر است یعنی در این دو نقطه حالت تعادل برقرار است. ولی از این دو نقطه، نقطه B وضع تعادل ناپایداری دارد زیرا اگر مقدار  $\theta$  در این نقطه بیشتر شود R مثبت شده و باعث افزایش بیشتر  $\theta$  می‌شود و برعکس. در حالی که نقطه A تعادل پایداری دارد و اگر مقدار  $\theta$  در این نقطه کم یا زیاد شود همواره R در جهت مخالف عمل کرده و وزنه را به حال تعادل اولیه (نقطه A) برمی‌گرداند (شکل ۸).



شکل ۷- تعادل گشتاورها در گرانی سنج ناپایدار  
G - گشتاور گرانی E - گشتاور نیروی کشش فتر  
R - برآیند G و E



شکل ۶- اساس گرانی سنج ناپایدار



شکل ۸- موقعیت گرانی سنج در دو حالت پایدار (A) و ناپایدار (B)

حال اگر دستگاه را در یک نقطه معین بحال تعادل ناپایدار واداریم، در نقطه دیگر که گرانی متفاوت است از حالت تعادل خارج شده و انحراف زیادی پیدا می‌کند. اگر فنر از نوع صفر باشد این انحراف متناسب با تغییر گرانی خواهد بود.

این گرانی سنجه‌ها در عمل انحراف را اندازه‌گیری نمی‌کنند. مطلوب‌تر آن است که دستگاه را به وضعیت صفر برگردانده و نیروی لازم برای این کار را اندازه بگیرند. برای این کار در انتهای بالای فنر اصلی (نقطه O' در شکل ۶) یک ریزسنج نصب کرده و جابجایی لازم برای بازگرداندن میله به وضعیت صفر را بر حسب قرائت ریزسنج اندازه می‌گیرند.

برای آنکه کشیدگی فنر تا حد امکان مستقل از تغییر دما باشد، دستگاه را در داخل یک فلاسک مخصوص قرار داده و دمای آن را توسط یک المان حرارتی کوچک ثابت نگاه می‌دارند. علاوه بر این در سیستم‌های فنر گرانی سنجه‌ها وسیله‌های مختلف برای جبران تغییرات دما تعبیه می‌شود. همه سیستم‌های فنر بتدریج از خود خزش<sup>۱</sup> کندی نشان می‌دهند و دستگاه می‌بایست پس از مدتی همسنجی (کالیبره) شود.

امروزه دستگاه‌های گرانی سنجی بسیار حساس و قابل حمل وجود دارد. دقت این دستگاهها، در گستره کامل حدود ۷۰۰۰ میلی‌گال، کمتر از چند صدم میلی‌گال و دقت دستگاه‌های جدید خردگرانی سنج<sup>۲</sup> در حدود یک هزارم میلی‌گال است.

1- creep

2- microgravimeter

## ۴- برداشت صحرائی

شیوه انجام برداشتهای صحرائی به مقدار زیادی به هدف کار بستگی دارد. برداشتهای بزرگ مقیاس که به منظور آشکارسازی ساختارهای عمده زمین‌شناختی صورت می‌گیرند، با پوشش نقاطی با فاصله حدود یک کیلومتر از هم انجام می‌شوند. سعی می‌شود که این ایستگاههای اندازه‌گیری دارای پوشش یکنواخت باشند و اگر زمین نسبتاً تخت و باز باشد بصورت شبکه انتخاب می‌شوند. در اندازه‌گیریهای کوچک مقیاس این فاصله کمتر و ممکن است در حدود چند متر باشد.

قبل از انتخاب نقاط یک شبکه، تعدادی ایستگاه مبنا که نسبتاً از هم دورند انتخاب می‌شود. برای آنکه دقت بیشتر شود این ایستگاههای مبنا بر روی گوشه مثلثها یا چند ضلعی‌هایی انتخاب می‌شوند، بطوری که هر وجه آنها دوبار اندازه‌گیری شده و خطای بست<sup>۱</sup> هر چند ضلعی بر روی مقادیر اندازه‌گیری شده آن چند ضلعی سرشکن می‌شود. سپس ایستگاههای ثانوی بین دو ایستگاه مبنا با همان روش مثلث‌بندی یا چند ضلعی انجام می‌گردد. تصحیحات لازم که در بخش آینده شرح داده خواهد شد، برای هر یک از اندازه‌گیریها انجام و بی‌هنجاری بوگه برای هر یک محاسبه می‌گردد. نتایج بدست آمده بصورت مقاطع یا نقشه‌های پربندی<sup>۲</sup> که در واقع منحنی‌های هم مقدار بی‌هنجاری بوگه است نشان داده می‌شود.

موضوع دیگری که در اندازه‌گیریها می‌بایست انجام گیرد موقعیت و ارتفاع نسبی ایستگاهها است که با دقت زیاد باید صورت گرفته و بویژه در تصحیحات مورد استفاده قرار گیرد. علاوه بر این مطالعات زمین‌شناسی شناسایی نیز در منطقه باید انجام گیرد، و همچنین نمونه‌های سنگهای غیرهوازده برای تعیین چگالی سنگها مورد نیاز است. این داده‌ها برای انجام تصحیحات و همچنین در تفسیر اندازه‌گیریها مورد نیاز خواهند بود. امروزه انجام نقشه‌برداریها خصوصاً در برداشتهای دریایی با استفاده از ماهواره‌هایی که مدارهای آنها دقیقاً معلوم است صورت می‌گیرد. در اندازه‌گیریهای دریایی عمقهای کف دریا و همچنین سرعت کشتی نیز می‌بایست مرتباً تحت کنترل قرار گیرد که برای حذف تغییرات گرانی حاصل از تغییرات عمق و تصحیحات دقیق عرض جغرافیایی و آتووش<sup>۳</sup> مورد استفاده خواهند بود (تلفورد و دیگران، ترجمه، ۱۳۷۵).

## ۵- تصحیحات گرانی سنجی

قبلاً گفته شد که بی‌هنجاری بوگه، آن قسمت از اختلاف بین گرانی اندازه‌گیری شده و گرانی نظری (رابطه گرانی نرمال)

1- closing error

2- contour map

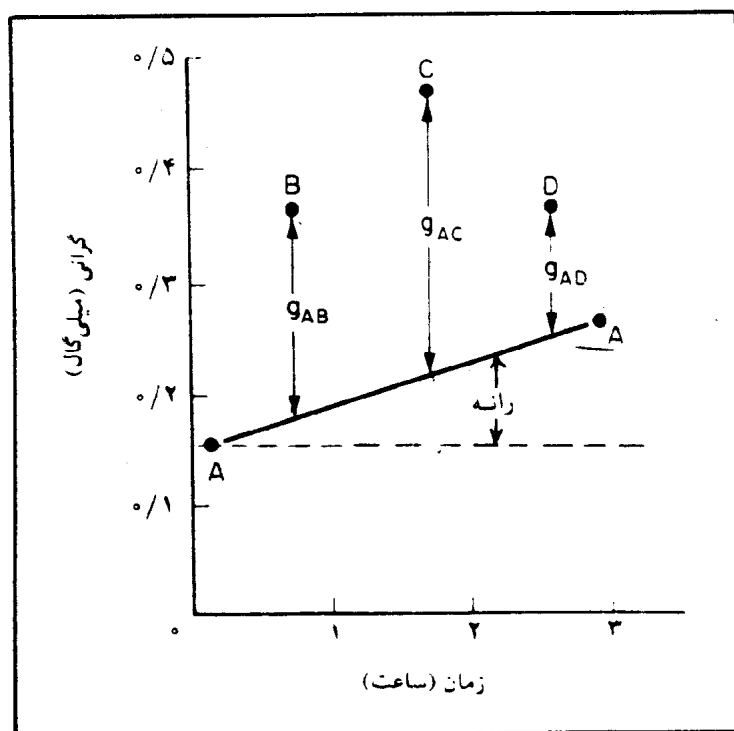
3- Eötvos

در هر نقطه بر روی زمین است که فقط مربوط به تغییرات جانبی چگالی در زیر سطح زمین باشد. برای بدست آوردن این کمیت می‌بایست اندازه‌گیریها تصحیح شوند تا اثر تغییرات گرانی حاصل از تغییرات خود گرانی سنج، عرض جغرافیایی، دوری یا نزدیکی از مرکز زمین، ربایش پستی و بلندیهای مجاور، جزر و مد و غیره حذف شوند. این تصحیحات در زیر شرح داده خواهد شد:

## ۱-۵ تصحیح رانه<sup>۱</sup> دستگاه

اندازه‌گیری در هر نقطه را می‌بایست برای تغییراتی که در طول روز بر اثر جابجایی دستگاه، کشسان<sup>۲</sup> نبودن فنر دستگاه، تغییرات جزر و مد و غیره در دقت دستگاه بوجود می‌آید تصحیح کرد. این تصحیح را تصحیح رانه (دریفت) می‌نامند. برای این منظور لازم است که اندازه‌گیری در طول روز در یک نقطه مبنا هر یک تا دو ساعت یکبار تکرار و بر روی نموداری بنام نمودار رانه دستگاه بر حسب زمان رسم شوند، سپس اندازه‌گیریهای نقاط موردنظر براساس این نمودار تصحیح گردند بعبارت دیگر مقادیر دانه مثبت از مقادیر اندازه‌گیری کسری شود برعکس (شکل ۹).

در این شکل AA منحنی رانه است که در دو نوبت بفاصله ۳ ساعت انجام گرفته و  $g_{AB}$  و  $g_{AC}$  و  $g_{AD}$  همان اختلاف گرانی بین ایستگاههای B، C و D است که موردنظر می‌باشد.



شکل ۹- تصحیح رانه

1- drift correction

2- elastic

## ۲-۵ تصحیح عرض جغرافیایی

اگر زمین کره‌ای می‌بود بدون چرخش با لایه‌بندی هم‌مرکز و همگن و با گرادیان قائم چگالی یکسان در همه جا، و اگر سطح آن موازی سطح دریا بود، این تصحیح موردی نداشت. ولی چنین نیست و دیده شد که بهترین تقریب شکل زمین بیضوی مرجع با حرکت چرخشی است. لذا با کاربرد رابطه گرانی نرمال (رابطه ۲-۱۴) این تصحیح خودبخود انجام می‌گیرد. از آنجا که در اکتشافات اغلب با تفاوت‌های گرانی سروکار است، این تصحیح‌ها ممکن است بصورت تفاوت از یک مبنای انتخابی دلخواه باشند (بخش ۵-۱).

### تصحیح هوای آزاد<sup>۱</sup>

از آنجا که گرانی با دوری و نزدیکی از مرکز زمین تغییر می‌کند، لازم است که اندازه‌گیریها نسبت به یک سطح مبنای معمولاً همان سطح تراز دریاست تصحیح شوند. اگر زمین کره فرض شود، گرانی در تراز دریا عبارت خواهد بود از:

$$g_0 = G \frac{M}{R^2}$$

که در آن  $M$  جرم زمین و  $R$  شعاع متوسط آن است.

گرانی در ارتفاع  $h$  از سطح دریا عبارت است از:

$$g = G \frac{M}{(R+h)^2} \cong G \frac{M}{R^2} \left(1 - \frac{2h}{R} \dots\dots\dots\right) \cong g_0 \left(1 - \frac{2h}{R}\right)$$

که از جمله‌های مرتبه بالاتر صرف‌نظر شده است. از رابطه بالا می‌توان نوشت:

$$\Delta g = g_0 - g = \frac{2hg_0}{R}$$

اگر مقادیر میانگین  $g_0$  و  $R$  بکار برده شود  $\Delta g \cong 0.3086 \text{ mgal}$  بدست می‌آید که عبارت است از تغییر گرانی به ازای یک متر. اگر نقطه اندازه‌گیری بالاتر از تراز دریا باشد، این مقدار به مقدار اندازه‌گیری شده اضافه می‌شود و برعکس.

---

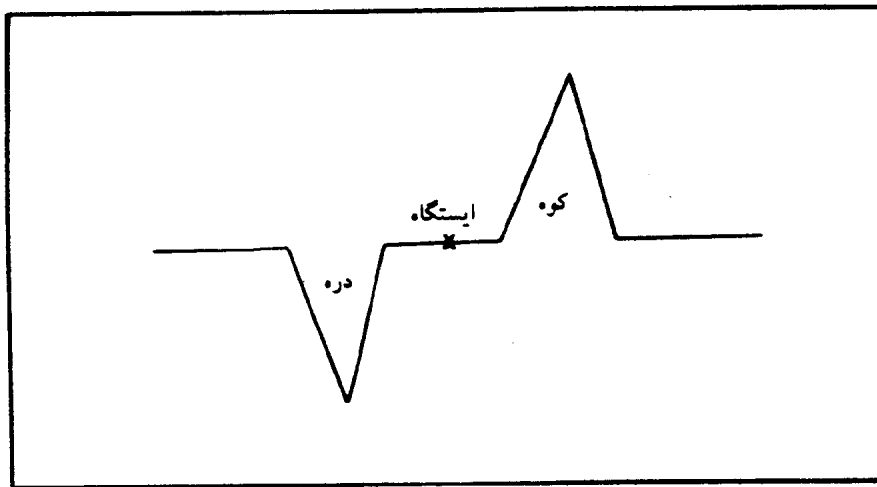
1- free air correction



علاوه بر دوری و نزدیکی نقطه اندازه‌گیری نسبت به مرکز زمین، بین تراز نقطه اندازه‌گیری و تراز سطح مبنا ضخامتی از سنگ یا نبود آن وجود دارد که اثر گرانشی به نقطه اندازه‌گیری وارد می‌کند. این اثر اضافه بر آن است که از طرف جرم زیر سطح مبنا اعمال می‌گردد. گرانش این قسمت را می‌توان تقریباً مربوط به یک تخته<sup>۱</sup> فرض کرد که ضخامت آن برابر ارتفاع ایستگاه اندازه‌گیری از سطح مبنا و گسترش آن از هر طرف تا بینهایت است. ربایش چنین تخته‌ای برابر  $2\pi G\rho h$  است که در آن  $h$  ارتفاع ایستگاه و  $\rho$  چگالی تخته است. این تصحیح به تصحیح بوگه<sup>۲</sup> معروف بوده و اگر نقطه اندازه‌گیری بالاتر از تراز دریا باشد از مقدار اندازه‌گیری کم می‌شود و برعکس. مجموع تصحیح هوای آزاد و تصحیح بوگه را تصحیح ارتفاع نیز می‌نامند.

#### ۴-۵ تصحیح جرمهای مجاور (تصحیح زمینگان<sup>۳</sup>)

اگر در اطراف محل اندازه‌گیری کوهها یا دره‌هایی وجود داشته باشد، اثر گرانشی آنها در اندازه‌گیریهای گرانی مؤثر خواهد بود. چنین عواملی بویژه در فاصله‌های کمتر از ۲۰۰ متر قابل اهمیت بوده و تصحیح مربوط به آنها باید انجام شود. چنین تصحیح را تصحیح توپوگرافی نیز می‌نامند.



شکل ۱۰- وجود یا نبود جرم در اطراف ایستگاه

اگر مطابق شکل ۱۰ در اطراف نقطه اندازه‌گیری جرمهای اضافی (مثل کوه) یا نبود جرم (مثل دره) وجود داشته باشد هر دو، اثر منفی در اندازه‌گیری گرانی خواهد داشت، لذا اثر آنها می‌بایست به مقدار اندازه‌گیری اضافه شود. برای

1- slab

2- Bouguer

3- terrain correction

محاسبه اثر گرانی این جرمهای اضافی روشهای مفصل ترسیمی یا برنامه‌های کامپیوتری وجود دارد. در این روشها جرمهای اضافی به ستونها یا بلوکهای مختلف سنگی تقسیم و ارتفاع بالا و پایین بلوکها نسبت به نقطه اندازه‌گیری، موقعیت هریک از ستونها، موقعیت ایستگاه اندازه‌گیری و چگالی ستونهای سنگی اندازه‌گیری می‌شود. سپس اثر گرانشی هر بلوک از راه ترسیمی یا توسط کامپیوتر و با استفاده از رابطه (۲-۱۶) محاسبه می‌گردد (کینگ و گریفیتس، ترجمه، ۱۳۷۳).

## ۵-۵ تصحیح جزر و مد

اگر نیروی گرانی در نقطه‌ای روی زمین بطور پیوسته اندازه‌گیری شود منحنی نوسانی نشان می‌دهد که تا حدودی از جزر و مد حاصل از گرانش ماه و خورشید تبعیت می‌کند. این تغییرات گرانی تا حدود ۰/۰۴۵ میلی‌گال در روز اندازه‌گیری شده است. چون در تصحیحات مربوط به رانه دستگاه اثر جزر و مد نیز وجود دارد لذا عملاً جزر در اندازه‌گیریهای خیلی دقیق، این تصحیحات در نمودار رانه دستگاه منظور می‌شود.

## ۵-۶ بی‌هنجاری بوگه

اینک می‌توان مقادیر گرانی را بصورت بی‌هنجاری بوگه درآورد که قبلاً تعریف شده است. بی‌هنجاری بوگه = گرانی اندازه‌گیری شده + تصحیح ارتفاع + تصحیح توپوگرافی - گرانی نرمال از آنجا که گرانی سنجها تنها تفاوتهای گرانی را اندازه‌گیری می‌کنند، در صورتی که بی‌هنجاری بوگه واقعی موردنظر باشد، اندازه‌گیری باید در نقطه‌ای آغاز شود که گرانی آن معلوم است. در اکتشافات اغلب تنها تفاوتهای بی‌هنجاری گرانی موردنظر است. لذا اگر اندازه‌گیری از هر نقطه مبنای یک مقدار گرانی دلخواه نسبت داده شده، آغاز شود کاملاً رضایت‌بخش خواهد بود. در این صورت تصحیح‌های مربوطه تنها بر روی تفاوتهای اندازه‌گیری شده اعمال خواهند شد و در نهایت مقادیر بی‌هنجاری منتجه با بی‌هنجاری بوگه واقعی تنها مقدار ثابتی اختلاف خواهند داشت.

## ۶- نمایش داده‌ها

پس از انجام برداشتهای صحرائی که بمنظور اندازه‌گیری تغییرات گرانی در نقاط مختلف شبکه اندازه‌گیری است، انجام تصحیحات لازم بر آنها و نهایتاً بدست آوردن بی‌هنجاری بوگه برای هر نقطه اندازه‌گیری، داده‌های اندازه‌گیری را به دو صورت نشان داده و سپس تفسیر می‌نمایند:

۱- نمایش پروفیلی - برای نقاطی که تقریباً بر روی یک خط برداشت قرار گرفته باشد می‌توان نمودارهای پروفیلی تشکیل داده و مقادیر بی‌هنجاری بوگه را بر حسب فاصله از یک نقطه مبدأ خط برداشت رسم کرد که بعداً تفسیر می‌شود.

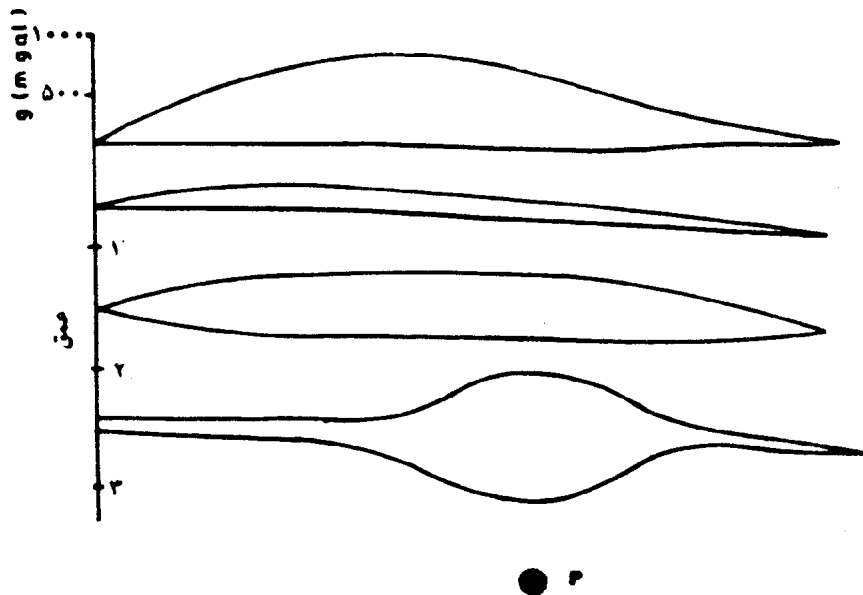
۲- نقشه‌های پربندی<sup>۱</sup> - اگر مقادیر بی‌هنجاری بوگه اندازه‌گیری شده برای هر نقطه بر روی نقشه ثبت و مقادیر مساوی به هم وصل شود، نقشه پربندی بی‌هنجاری بوگه یا به اختصار نقشه بوگه به دست می‌آید که باید تفسیر شود.

## ۷- تفسیر داده‌ها

بی‌هنجاریهای مشاهده شده بر روی خط برداشت یا بر روی نقشه بوگه، حکایت از یک کمبود جرم یا یک اضافه جرم در زیرزمین دارند. منظور از تفسیر داده‌ها عبارت است از تعیین موقعیت، شکل و اندازه جسم زیرزمینی که سبب بوجود آمدن این بی‌هنجاری شده است.

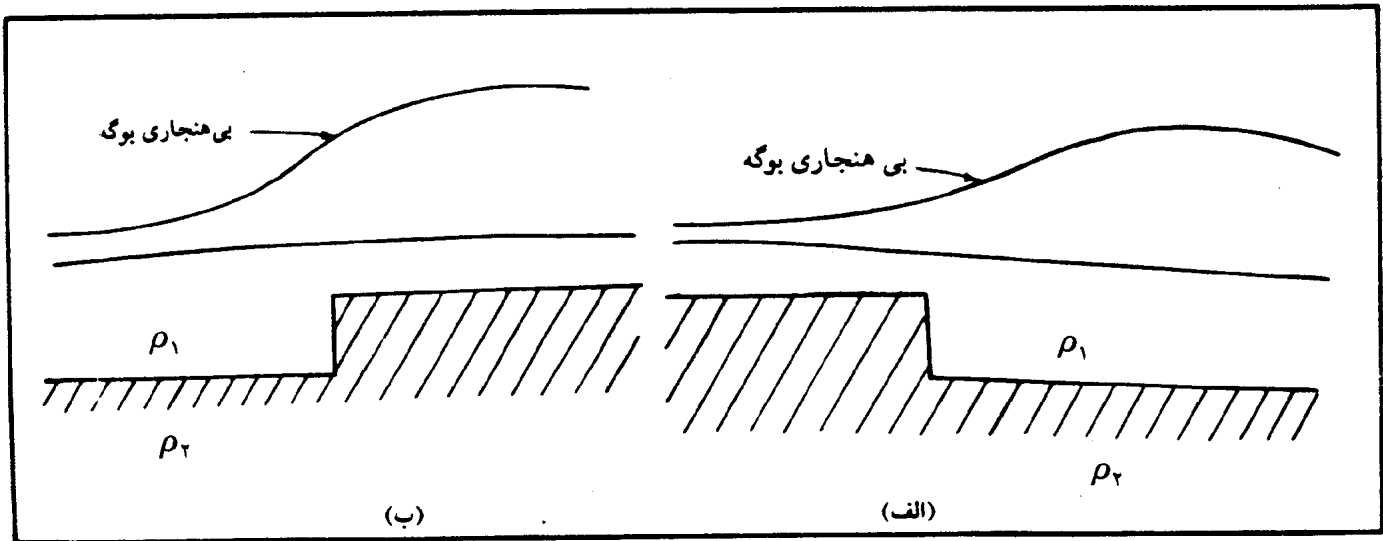
در اینجا باید تذکر داد که با وجود همه پیشرفتهایی که در روشهای تفسیرگرانی صورت گرفته است، این روشها به دو دلیل متأثر از ابهامات جدی می‌باشند:

دلیل اول اینکه، هر چند محاسبه بی‌هنجاری گرانی یک جسم، با هر شکلی که باشد، نسبتاً آسان است ولی برای مسئله معکوس یعنی محاسبه پارامترهای جسم از روی بی‌هنجاری مشاهده شده، وقتی هیچگونه داده‌ای در دسترس نباشد، راه‌حل کاملی وجود ندارد. به عنوان مثال تعدادی اجسام عدسی شکل متفاوت را می‌توان در عمقهای مناسب قرار داده و برای هر کدام یک بی‌هنجاری گرانی بدست آورد که از لحاظ شکل و بزرگی برابر بی‌هنجاری حاصل از کره‌ای باشد که با جرمی معین در عمقی بیشتر قرار گرفته است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- بی‌هنجاری بوگه حاصل از سه جسم عدسی شکل و یک جسم کره‌ای در عمقهای مختلف

بعنوان مثالی دیگر در شکل ۱۲، اگر اطلاعات کافی در مورد چگالی زمین در منطقه مورد بحث موجود نباشد، دو مدل الف و ب یک پروفیل گرانی را ارائه خواهد داد.



شکل ۱۲- دو مدل زیرزمینی که یک بی هنجاری را نشان خواهد داد. (الف)  $\rho_1 > \rho_2$  (ب)  $\rho_1 < \rho_2$

دلیل دوم آن است که بی هنجاری گرانی ممکن است ناشی از چند عامل مختلف باشد. با وجود اینها غالباً در مورد ساختار زمین شناختی منطقه مورد مطالعه دانسته‌هایی وجود دارد و از روی این دانسته‌ها و با یک آزمون کیفی از بی هنجاری گرانی معمولاً می‌توان ایده‌ای از اندازه، شکل و موقعیت ساختار زیرزمینی بدست آورد. تعبیر و تفسیر داده‌های گرانی ممکن است بصورت کمی یا کیفی صورت گیرد که در زیر شرح داده می‌شود:

## ۱-۷ تفسیر کمی

### ۱-۱-۷ اجسام ساده منظم

تفسیر کمی معمولاً برای ساختارهایی صورت می‌گیرد که دارای شکل ساده منظم بوده و محاسبه بی هنجاری آن از طریق تئوری امکان‌پذیر باشد. مثلاً در مورد کره شکل ۱۳، اگر چگالی آن برابر چگالی محیط اطرافش باشد هیچگونه بی هنجاری تولید نمی‌کند. لذا برای محاسبه بی هنجاری کره باید اختلاف چگالی آن را با چگالی اطرافش  $(\rho = \rho_2 - \rho_1)$  به حساب آورد. برای یک خط برداشت بر بالای این کره، از رابطه (۲-۱۶) نتیجه می‌شود:

$$\Delta g_z = \frac{4\pi GR^2 \rho}{3Z} \times \frac{1}{(1 + x^2/Z^2)^{3/2}} = \frac{\Delta g_{\max}}{(1 + x^2/Z^2)^{3/2}}$$

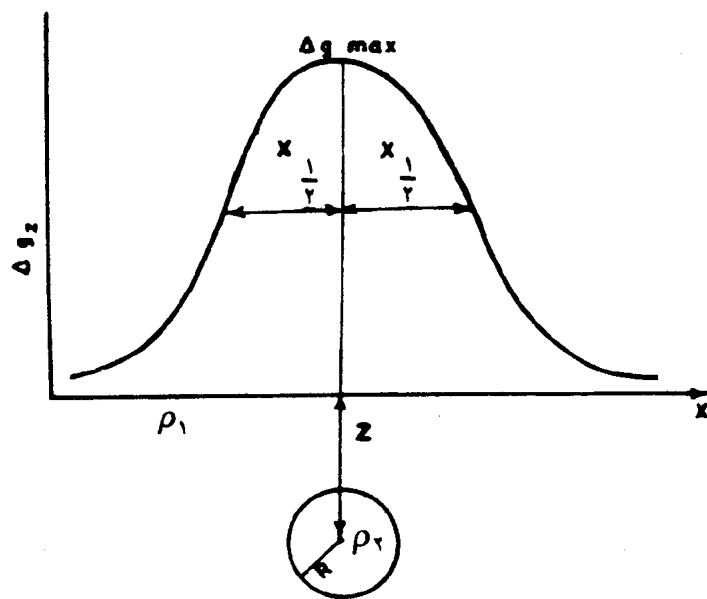
که در آن  $\Delta g_{max} = \frac{4\pi GR^2 \rho}{3Z}$  حداکثر بی‌هنجاری بر بالای کره و  $Z$  عمق مرکز کره است. شکل ۱۳ منحنی بی‌هنجاری را بر حسب فاصله از بالای کره ( $x$ ) نشان می‌دهد. اگر فاصله نقطه‌ای را که در آن بی‌هنجاری نصف  $\Delta g_{max}$  است نیم پهنا نامیده و با  $X_{1/2}$  نشان داده شود آنگاه:

$$\Delta g = \frac{\Delta g_{max}}{2} = \frac{\Delta g_{max}}{\left(1 + \frac{x^2}{Z^2}\right)^{3/2}}$$

و از آنجا رابطه بین نیم پهنا و عمق بدست می‌آید:

$$Z = 1/305 X_{1/2}$$

که از روی آن عمق محاسبه می‌شود، و اگر انگاره‌ای از چگالی جسم در دست باشد، شعاع جسم نیز معلوم خواهد شد. برخی از گنبد‌های زیرزمینی را می‌توان تقریباً به شکل کره فرض کرد.



شکل ۱۳- بی‌هنجاری گرانی یک کره

مثال دیگر، استوانه افقی است که مدل خوبی برای ساختارهای زمین‌شناختی در مناطقی است که از سنگهای رسوبی تشکیل یافته و تقریباً افقی می‌باشد. تاقدیسهای تیز را می‌توان با استوانه افقی شبیه‌سازی کرد. برای ساده‌شدن فرمول،

طول چنین استوانه‌ای را بی‌نهایت فرض کرده و فرمول بی‌هنجاری آن مطابق روش کره چنین بدست می‌آید:

$$\Delta g_z = \frac{2\pi G R^2 \rho}{Z} \times \frac{1}{(1 + x^2/Z^2)}$$

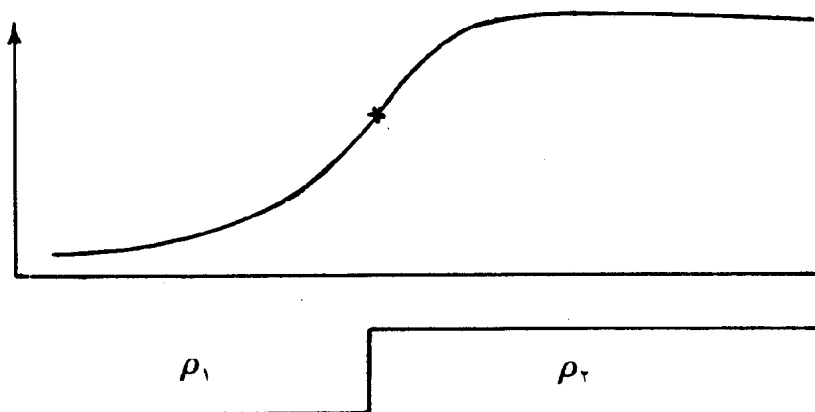
و از آنجا عمق محور استوانه درست برابر فاصله نیم پهنا خواهد بود، یعنی  $Z = X_{1/2}$ .

مثال دیگر، استوانه عمودی است که تقریب خوبی از گنبد‌ها، پلاک‌های آتشفشانی و سایر عوارض نفوذی به حساب

می‌آید. برای استوانه عمودی مدفون که عمق بالای آن  $Z_1$  و تا عمق زیاد ادامه داشته باشد  $X_{1/2} = \sqrt{3} Z_1$

و بالاخره برای افتادگی‌های قائم مانند شکل ۱۴، ثابت می‌شود که عمق تا بالای گسله برابر است با فاصله از گسله تا

نقطه‌ای که در آنجا تغییر گرانی یک چهارم بی‌هنجاری ماکزیمم باشد.



شکل ۱۴- بی‌هنجاری حاصل از یک گسله قائم

برای اکثر این موارد منحنی‌های استاندارد تهیه شده که بصورت ترسیمی می‌توان از منحنی صحرائی استفاده کرده و

عمق و محدوده جسم بی‌هنجار زیرزمینی را بدست آورد (گریفیتس و کینگ، ترجمه، ۱۳۷۳).

## ۷-۱-۲ اضافه جرم اجسام نامنظم

برای تفسیر کمی اجسام نامنظم با استفاده از نقشه بی‌هنجاری بوگه چنین خواهد بود:

$$m = (\rho_2 - \rho_1) V$$

که در آن  $\rho_1$  چگالی اطراف این جسم،  $\rho_2$  چگالی جسم و  $m$  جرم اضافی حاصل از جسم نامنظم یا حجم  $V$  می‌باشد.

بنا به تئوری گوس، شار میدان جاذبه ( $\rho$ ) حاصل از اضافه جرم در عبور از صفحه  $P$  (سطح برداشت) برابر  $2\pi mG$  می‌باشد (تلفورد و دیگران، ترجمه، ۱۳۷۵). از طرف دیگر:

