

Základem gravimetrických metod je měření a studium *zemského tíhového pole*. Toto pole ovlivňuje řadu jevů probíhajících v zemském tělese a jeho okolí; působí nejen na tuhá tělesa, ale i na kapaliny a plyny. Jedním z účinků tíhového pole je např. gravitační diferenciace plyných a kapalných látek podle jejich hustoty. Tekutost vzduchu a tíhové pole Země způsobují *tepelné proudění* v atmosféře, tj. stoupání lehčího ohřátého vzduchu a klesání těžšího ochlazeného. Analogicky *diferenciaci* můžeme předpokládat i v zemském nitru, v němž se podle výsledků seismologie vyskytují plastické hmoty schopné pomalého proudění.

V geologii zkoumáme účinky tíhového pole na dynamický vývoj Země, v gravimetrii především průběh tíhového pole s cílem určit rozložení *hustotních nehomogenit* v zemském nitru. Tyto nehomogenity mohou mít rozměry *globální, kontinentální, regionální a lokální*. K tomu, abychom mohli pochopit možnosti gravimetrických metod při řešení geologických problémů, musíme znát jejich fyzikální základy.

### 3.1 Fyzikální základy gravimetrických metod

Je známo, že v okolí každého tělesa existuje *gravitační pole*. Jestliže do gravitačního pole tělesa o hmotnosti  $M$  umístíme těleso o hmotnosti  $m$ , můžeme podle Newtonova zákona napsat

$$F = \kappa \frac{Mm}{r^2}, \quad (3.1)$$

kde  $F$  je síla, kterou se vzájemně přitahují hmotnosti  $M$  a  $m$ ,  $\kappa$  je gravitační konstanta ( $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ ) a  $r$  je vzdálenost těles. Vzorec (3.1) platí pro tělesa kulového tvaru, v ostatních případech je složitější.

V soustavě těles, např. ve sluneční soustavě, má každé těleso své gravitační pole, které působí na tělesa ostatní. Výsledné gravitační pole v určitém bodě působí na těleso o hmotnosti  $m_1$  gravitační silou  $F_1$  a na těleso o hmotnosti  $m_2$  gravitační silou  $F_2$ . Měřením se dá dokázat, že platí  $F_1/m_1 = F_2/m_2$ . Gravitační pole v určitém bodě takto charakterizuje vektorová veličina, která se nazývá *intenzita gravitačního pole*

$$E = \frac{F_{12}}{m_2}. \quad (3.2)$$

Tato veličina má určitou velikost, směr a orientaci, její jednotkou je ( $\text{N kg}^{-1}$ ), tj. ( $\text{m s}^{-2}$ ). Podle definice intenzity gravitačního pole ve spojení se zákonem síly  $F = m \cdot a$  platí  $E = a$ . Vektor intenzity gravitačního pole je v daném místě totožný s *vektorem zrychlení*, které gravitační síla dává tělesu.

Při studiu gravitačního pole Země můžeme v prvním přiblížení zanedbat působení ostatních nebeských těles. Předpokládáme-li hmotnost Země  $M_Z$  a hmotnost tělesa na jejím povrchu  $m$ , pak podle (3.1) a (3.2) platí:

$$F_g = \kappa \frac{M_Z \cdot m}{R_Z^2}, \quad E_g = a_g = \kappa \frac{M_Z}{R_Z^2}, \quad (3.3)$$

kde  $E_g$  je intenzita a  $a_g$  zrychlení gravitačního pole na povrchu Země,  $R_Z$  je poloměr Země (za předpokladu kulového tvaru).

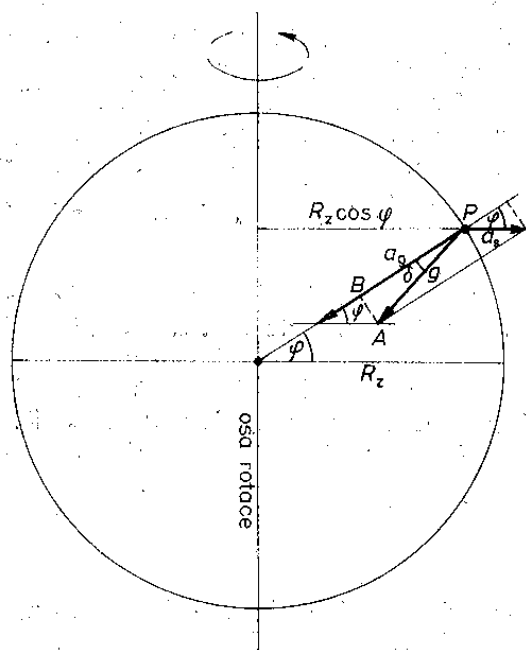
Kromě gravitační síly  $F_g$  působí na tělesa na povrchu Země také síla setrvačná  $F_s$  vyvolaná otáčivým pohybem Země kolem osy:

$$F_s = m\omega^2 R_Z \cos \varphi, \quad (3.4)$$

kde  $\omega$  je úhlová rychlost rotace a  $\varphi$  zeměpisná šířka. I toto setrvačné pole má intenzitu  $E_s$  shodnou se setrvačným zrychlením

$$a_s = \omega^2 R_Z \cos \varphi. \quad (3.5)$$

Výslednicí gravitační síly  $F_g$  a setrvačné síly  $F_s$  je tíhová síla  $G$ . Směr tíhové síly se nazývá svislý, na daném místě zemského povrchu jej určuje směr niti volně zavěšené olovnice. Síla  $G$  uděluje volnému tělesu zrychlení volného pádu, které se nazývá také *zemské tíhové zrychlení*  $g$  ( $g \approx 9,8 \text{ m s}^{-2}$ ), resp. *zemská tíže*. Platí  $G = m \cdot g$ . Zemské tíhové zrychlení  $g$ , základní veličinu sledovanou v gravimetrii, můžeme také získat jako vektorový součet gravitačního zrychlení  $a_g$  a setrvačného (odstředivého) zrychlení  $a_s$  (obr. 7).



Obr. 7. Závislost zemského tíhového zrychlení  $g$  na gravitačním zrychlení  $a_g$  a setrvačném zrychlení  $a_s$

Směr a velikost tíhového zrychlení  $g$  se mění se zeměpisnou šířkou. Na rovníku je  $\varphi = 0^\circ$ , zrychlení  $a_g$  a  $a_s$  jsou nesouhlasně orientována, zrychlení  $a_s$  má maximální velikost  $\omega^2 R_Z$ . Jejich výslednice je orientována souhlasně s větším zrychlením  $a_g$ . Na tělesa na rovníku působí nejmenší tíhová síla, také tíhové zrychlení  $g$  je zde nejmenší a je orientováno do středu Země. Na pólu je  $\varphi = 90^\circ$ , zrychlení  $a_s$  je zde rovno nule, takže gravitační zrychlení  $a_g$  je rovno tíhovému zrychlení  $g$ , které zde je největší. Pro  $0^\circ < \varphi < 90^\circ$  svírá tíhové zrychlení  $g$

s gravitačním zrychlením  $a_g$  úhel  $\delta$  (obr. 7), jehož velikost je maximálně  $6'$  v zeměpisné šířce  $\varphi = 45^\circ$ .

Přibližný vzorec vyjadřující závislost tíhového zrychlení  $g$  na zeměpisné šířce  $\varphi$  můžeme odvodit z pravouhého trojúhelníka  $ABP$  na obr. 7:

$$g = [(a_g - a_s \cos \varphi)^2 + a_s^2 \sin^2 \varphi]^{-\frac{1}{2}} = [a_g^2 - 2a_g a_s \cos \varphi + a_s^2]^{-\frac{1}{2}} =$$

$$= a_g \left[ 1 - 2 \frac{a_s}{a_g} \cos \varphi + \left( \frac{a_s}{a_g} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}}.$$

Položíme-li  $\frac{\omega^2 R_Z}{a_g} = \beta$  a uvážíme, že  $\beta \doteq 0,03$ , můžeme poslední člen v závorce vypustit a psát:

$$\left. \begin{array}{l} \text{na rovníku} \\ \text{na pólu} \end{array} \right\} \begin{array}{l} g = a_g(1 - \beta \cos^2 \varphi), \\ g_r = a_g(1 - \beta), \\ g_p = a_g. \end{array} \quad (3.6)$$

Rovnice (3.6), odvozené za předpokladu kulového tvaru Země, platí pouze přibližně. Ve skutečnosti se tvar zemského tělesa blíží zploštělému rotačnímu elipsoidu, neboť ke dlouhodobě působícím silám, jako je tíhová síla  $G$ , se Země chová podle zákonů hydrostatiky.

Podle přesného vzorce (Helmertova) je tzv. normální tíhové zrychlení  $g_n$  ( $\mu\text{m s}^{-2}$ ):

$$g_n = 9\,780\,300 (1 + 0,005\,302 \sin^2 \varphi - 0,000\,007 \sin^2 2\varphi). \quad (3.7)$$

Tento vzorec musíme znát při výpočtu tíhových anomálií, které získáme jako rozdíl skutečné tíže (vhodným způsobem opravené) a normální tíže.

V některých případech je matematické vyjádření tíhového pole jednodušší pomocí skalární veličiny, tzv. *tíhového potenciálu*  $V$ , než prostřednictvím vektoru, tj. tíhového zrychlení  $g$ . Volíme-li pravouhlou souřadnou soustavu tak, aby osa  $z$  byla svislá, platí  $g = \frac{\partial V}{\partial z} = V_z$ . Tíhové zrychlení  $g$  lze tedy vyjádřit jako parciální derivaci tíhového potenciálu  $V$  podle  $z$ .

Průběh pole tíhového potenciálu v okolí Země si můžeme znázornit pomocí ploch, na nichž je velikost potenciálu konstantní. Tyto tzv. *ekvipotenciální plochy* mají stejné vlastnosti jako klidná vodní hladina, zemská tíže  $g$  je na ně kolmá. Klidná hladina oceánů a moří, myšleně pokračující také v prostoru kontinentů, odpovídá skutečnému tvaru Země, *geoidu*. Odchytky geoidu od rotačního elipsoidu jsou způsobeny nerovnostmi zemského povrchu a hustotními nehomogenitami v zemském tělese.

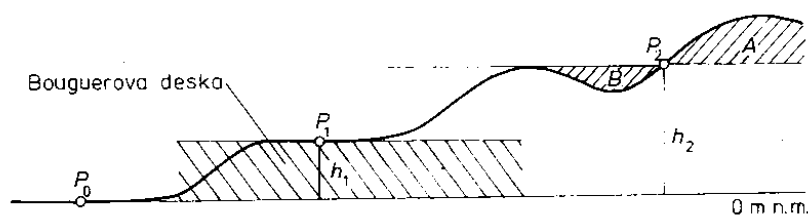
### 3.2 Tíhové anomálie

Tíhové anomálie, zajímavé z geologického hlediska, jsou projevem *hustotních nehomogenit* regionálního či lokálního měřítka. Ve srovnání s celkovou hodnotou tíhového pole (přibližně  $10^7 \mu\text{m s}^{-2}$ ) a se změnami závislejšími na zeměpisné šířce ( $5,2 \cdot 10^4 \mu\text{m s}^{-2}$ ) je projev hustotních nehomogenit v geologické stavbě velmi malý (od jednotek  $\mu\text{m s}^{-2}$  po  $10^2$  až  $10^3 \mu\text{m s}^{-2}$ ). K tomu, abychom získali tíhové anomálie vyjadřující zkoumané geologické skutečnosti, musíme jednotným způsobem uvážit závislost zemské tíže na nadmořské výšce, na členitosti terénu a na dalších faktorech.

*Závislost na zeměpisné šířce* odstraníme odečtením normální tíže  $g_n$  od naměřené tíže  $g$ . Vzhledem k tomu, že výsledky tíhových měření se zpracovávají

na počítačích, získává se hodnota  $g_n$  výpočtem podle vzorce (3.7), výjimečně se odečítá z tabulek.

Odstranění vlivu nadmořské výšky je složitější. Pokud má bod měření ( $P_0$  na obr. 8) nulovou nadmořskou výšku a nalézá se v morfologicky klidném terénu, získáme odečtením normálního pole  $g_n$  od naměřené tíže  $g$  tíhovou anomálii  $\Delta g$ . Je-li bod měření  $P_1$  umístěn v rovinatém terénu v nadmořské výšce  $h_1$ , musíme jej „přenést“ na nulovou nadmořskou výšku. To znamená, že k naměřené tíži přičteme opravu z volného vzduchu (Fayeova oprava)  $3,086h_1$  a odečteme od ní opravu z Bouguerovy desky  $-0,419\rho h_1$ . Oprava z volného vzduchu má kladné znaménko, což je způsobeno přemístěním bodu  $P_1$  blíže k těžišti Země. Oprava z Bouguerovy desky je záporná, neboť odstraňuje vzrůst tíže způsobený Bouguerovou deskou. Prvořadý význam má volba redukční či normální hustoty. Pokud je volena nesprávně, je výsledná tíhová mapa závislá na reliéfu zemského povrchu, takže může dojít k potlačení anomálií způsobených geologickými nehomogenitami.



Obr. 8. Zavedení opravy při výpočtu úplné Bouguerovy anomálie

Zavedení opravy v bodě  $P_2$  (obr. 8) je ještě složitější. Zemská tíže je zde ovlivněna hmotou  $A$  nad i deficitem hmoty  $B$  pod úrovní bodu  $P_2$ . Hmota  $A$  působí směrem vzhůru, tj. zmenšuje zemskou tíži v bodě  $P_2$ , proto lze její účinek odstranit kladnou opravou. Neexistující hmota  $B$  byla zahrnuta do opravy z Bouguerovy desky, takže byla odečtena větší hodnota, než odpovídá skutečnosti. Vliv deficitu hmoty  $B$  lze tedy také odstranit kladnou opravou. Souhrn dílčích oprav z nerovností reliéfu tvoří tzv. *topografickou korekci*, která je vždy kladná. Její stanovení je pracné, proto ji počítáme výhradně na počítači. Výpočtu terénní korekce je třeba věnovat maximální péči, zejména v horských terénech, neboť svými hodnotami může tvořit podstatnou část celkové korekce.

Úplnou Bouguerovu anomálii  $\Delta g$  tedy můžeme počítat podle vzorce

$$\Delta g = g - g_n + (3,086 - 0,419\rho) h + \Delta g_t - B, \quad (3.8)$$

tj. od naměřené tíže  $g$  odečteme normální tíži  $g_n$ , přičteme Fayeovu opravu  $3,086h$ , odečteme opravu z Bouguerovy desky  $-0,419\rho h$ , připočteme terénní korekci  $\Delta g_t$  a odečteme tzv. *Bullardův člen B*. Ten kompenzuje skutečnost, že při přesných výpočtech musíme Bouguerovu desku ohraničit kulovými plochami.

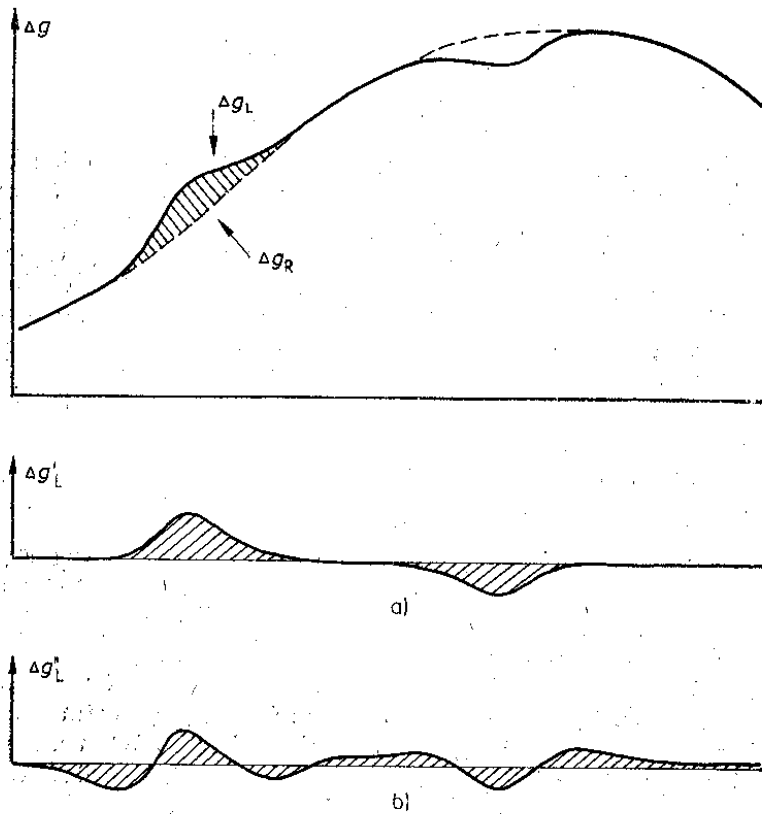
V hornatých terénech mají úplné Bouguerovy anomálie výrazně záporné hodnoty. Tato skutečnost je vysvětlována jako projev *izostáze*, tj. „hydrostatické“ rovnováhy v zemské kůře. Předpokládá se, že horstva mají „kořeny“ tvořené hmotami lehčí zemské kůry zatlačené do těžšího svrchního pláště. Výpočet *izostatických korekcí* je pracný a je podobný výpočtu terénních korekcí.

Jestliže k úplným Bouguerovým anomáliím přičteme izostatickou korekci, dostaneme tzv. *izostatické anomálie*. Pokud jsou nulové, je zkoumané pohoří izostaticky kompenzované. Jsou-li kladné (záporné), je pohoří nedokompenzované (překompenzované), tj. kořen pohoří je málo (příliš) hluboký. Izostatická nerovnováha je důkazem endogenních (vnitřních) sil, působících vedle sil „hydrostatických“ na formování zemské kůry.

### 3.3 Odvozené tíhové anomálie

Mapa úplných Bouguerových anomálií je vyjádřením tíhového účinku všech geologických objektů nalézajících se v různých hloubkách pod zemským povrchem. Tíhová mapa obvykle nezobrazuje jednoduchou anomálii odpovídající účinku jediného rušivého tělesa, spíše bývá kombinací drobných anomálií způsobených mělkými zdroji, anomálií středního rozměru, pravděpodobně odpovídajících geologicky zajímavým objektům, a rozsáhlých anomálií, jejichž zdroj můžeme předpokládat ve značných hloubkách. Vyhodnocení každé tíhové mapy začíná odstraněním účinku těch objektů, které nás nezajímají, a zdůrazněním účinku geologických těles, která jsou předmětem geologického výzkumu či průzkumu. Výsledkem tohoto prvního kroku vyhodnocení jsou *mapy regionálních a lokálních (reziduálních) tíhových anomálií*. Tyto mapy mohou být odvozeny mnoha způsoby. Nejstarší a nejjednodušší je způsob *grafický*, kdy zkušený interpretátor empiricky prokládá naměřeným polem plynulou křivku (obr. 9a) či plochu a tu označí za *regionální anomálii*  $\Delta g_R$ . Jejím odečtením od úplné Bouguerovy anomálie  $\Delta g$  získá anomálie *lokální*  $\Delta g_L$ :

$$\Delta g_L = \Delta g - \Delta g_R. \quad (3.9)$$



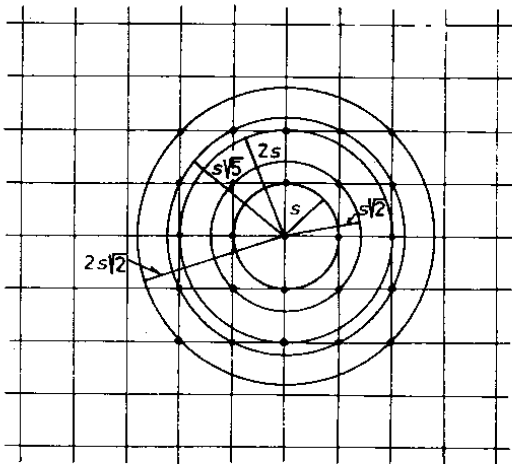
Obr. 9. Rozdělení Bouguerovy tíhové anomálie  $\Delta g$  na anomálii regionální  $\Delta g_R$  a lokální  $\Delta g_L$ ; způsob grafický (a) a početní (b)

Způsob ručního vyhlazování poskytuje velmi dobré výsledky, může však být zatížen subjektivním přístupem interpretátora a nemůže být realizován na počítači. Ručnímu vyhlazování jsou blízké některé výpočetní postupy, které je

napodobují a zároveň odstraňují jeho pracnost. Výkonné počítače umožňují prokládat tíhovým polem *plochy (polynomy) druhého, třetího a vyšších řádů*, které jsou analytickým vyjádřením regionálního pole  $\Delta g_R$ . Podobné výsledky poskytuje i *metoda prokládání ploch pomocí bikubických splínů*. Regionální anomálie  $\Delta g_R$  získané ručním vyhlazováním či prokládáním ploch umožňují výpočet lokálních anomálií  $\Delta g_L$ , které mohou být kvantitativně interpretovány, tj. výsledkem interpretace je geometrický model rušivého geologického objektu.

Ke kvalitativní interpretaci tíhových map byla vypracována řada analytických postupů, jejichž výsledkem jsou *mapy regionálních anomálií, lokálních anomálií, druhých derivací tíže, maximálních horizontálních gradientů tíže a další*. Tyto postupy částečně vycházejí z teorie informatoriky s cílem oddělit užitečný signál od šumu.

Aby bylo možno plně využít přednosti zpracování na počítačích, je tíhová mapa vyjádřena v číslicové podobě, hodnoty úplných Bouguerových anomálií jsou interpolací přiřazeny průsečíkům pravidelné čtvercové sítě. V každém bodě čtvercové sítě můžeme umístit středy několika kružnic s poloměry volenými tak, aby procházely uzly čtvercové sítě (obr. 10). Označíme-li stranu základního čtverce sítě  $s$ , pak můžeme volit např. tyto poloměry kružnic:  $s$ ,  $s\sqrt{2}$ ,  $2s$ ,  $s\sqrt{5}$ ,  $2s\sqrt{2}$  atd. Velikost strany čtverce  $s$  je dána počtem tíhových bodů na jednotku plochy, tj. měřítkem terénních prací (viz podkapitola 3.4). Při regionálním měření je síť bodů nepravidelná, před výpočtem odvozených anomálií je transformována do čtvercové. Při detailním měření jsou tíhové body rozloženy v pravidelné síti profilů.



Obr. 10. Čtvercová síť bodů s hodnotami úplných Bouguerových anomálií; vyznačeny jsou poloměry kružnic pro výpočet regionálních a lokálních anomálií, resp. druhých derivací tíže

Nejjednodušší kvalitativní analytický způsob výpočtu regionální anomálie  $\Delta g_R$  spočívá ve stanovení průměrné hodnoty Bouguerovy anomálie  $\overline{\Delta g}$  na kružnici o vhodně voleném poloměru. Lokální anomálie  $\Delta g_L$  pak vypočteme podle vztahu (3.9). Velikost poloměru kružnice určuje velikost objektů, které se projeví v mapě lokálních anomálií. Na obrázku 9b vidíme, že v porovnání s grafickým způsobem či způsobem prokládání ploch jsou při analytickém způsobu anomálie zkreslené, a proto nevhodné ke kvantitativní interpretaci.

Uvedený způsob výpočtu lokálních anomálií je numerický (nikoliv fyzikálně) shodný s výpočtem druhých derivací tíže  $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = V_{zzz}$ . Je to patrné z tabulky 5, v níž jsou uvedeny příklady vzorců pro výpočet  $V_{zzz}$ . Vidíme, že první

vzorec (Nettletonův) se až na koeficient  $\frac{4}{s^2}$  shoduje s výše popsaným způsobem výpočtu lokálních anomálií. Další vzorce v tab. 5 jsou složitější: obsahují tři, resp. čtyři členy s různými znaménky a koeficienty. Vzorec Žogolevův a Rosenbachův dávají vyniknout ostrým lokálním anomáliím, vzorec Panovův a Elkinsův navíc shlazují výslednou mapu.

Tabulka 5. Příklady vzorců pro výpočet druhých derivací tíže  $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} = V_{zzz}$

| Označení                             | Poloměr kružnice   |                              |                                       |  |
|--------------------------------------|--------------------|------------------------------|---------------------------------------|--|
|                                      | 0                  | s                            | s√2                                   | s√5                                    |
| Nettleton $V_{zzz} = \frac{4}{s^2}$  | [ $\Delta g(0)$    | $-\overline{\Delta g}(s)$    |                                       |  |
| Panov $V_{zzz} = \frac{1}{3s^2}$     | [ $4 \Delta g(0)$  | $+ 4 \overline{\Delta g}(s)$ | $- 8 \overline{\Delta g}(s \sqrt{2})$ |  |
| Žogolev $V_{zzz} = \frac{1}{s^2}$    | [ $3 \Delta g(0)$  | $- 2 \overline{\Delta g}(s)$ | $- \overline{\Delta g}(s \sqrt{2})$   |  |
| Elkins $V_{zzz} = \frac{2}{31s^2}$   | [ $11 \Delta g(0)$ | $+ 4 \overline{\Delta g}(s)$ | $- 3 \overline{\Delta g}(s \sqrt{2})$ | $- 12 \overline{\Delta g}(s \sqrt{5})$ |
| Rosenbach $V_{zzz} = \frac{1}{3s^2}$ | [ $12 \Delta g(0)$ | $- 9 \overline{\Delta g}(s)$ | $- 4 \overline{\Delta g}(s \sqrt{2})$ | $+ \overline{\Delta g}(s \sqrt{5})$    |

V poslední době se při výpočtu map odvozených anomálií využívá *vlnově délková filtrace*. Zkoumaný signál, tj. tíhové pole, je funkcí nikoliv času, ale vzdálenosti. Princip je stejný jako u elektrických filtrů, které propouštějí elektrický proud pouze předem volené frekvence. Lze dokázat, že i vlnově délkový filtr je v podstatě shodný s výpočtem druhé derivace tíže  $V_{zzz}$  či lokální anomálie  $\Delta g_L$ .

Dalším postupem, často používaným při kvalitativní interpretaci nejen v gravimetrii, ale i v magnetometrii, je *analytické pokračování pole nahoru či dolů*. Tento způsob lze porovnat s optickým zaostřováním na vzdálené či blízké objekty. Polé přepočtené směrem nahoru poskytuje podobnou informaci jako mapa regionálních anomálií, směrem dolů — jako mapa lokálních anomálií.

Pro kvalitativní posouzení horizontálních změn hustot hornin jsou výhodné *mapy horizontálních gradientů tíže*. Při výpočtu z křivek  $\Delta g$  je horizontální gradient  $V_{xz}$  vztažen k určitému směru. Máme-li k dispozici mapy úplných Bouguerových anomálií, je výhodné počítat absolutní hodnotu maximálního horizontálního gradientu tíže a konstruovat mapy izolinií. Maxima na těchto mapách sledují výrazná vertikální hustotní rozhraní a zlomové struktury.

Příklady map odvozených tíhových anomálií jsou v podkapitole 3.6 věnované použití gravimetrie v geologii.

### 3.4 Měření tíže

Jedním ze základních předpokladů úspěšnosti gravimetrie při řešení geologických problémů je získání kvalitních tíhových podkladů, tj. *tíhových map* sestavených na základě terénních měření tíže. Zemskou tíží můžeme měřit absolutně a relativně.

Absolutní měření vychází ze známých fyzikálních jevů umožňujících nepřímé určení zemské tíže. Například *volný pád* je definován vztahem  $s = \frac{1}{2}gt^2$  ( $s$  je dráha,  $t$  čas a  $g$  zemská tíže), *doba kyvu kyvadla* rovnicí  $T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$  ( $l$  je délka kyvadla). Z volného pádu může být *absolutní tíže* určena s přesností  $\pm (0,1 \text{ až } 0,01) \mu\text{m s}^{-2}$ , pomocí kyvadla s přesností  $\pm 10 \mu\text{m s}^{-2}$ . Absolutní měření tíže je velmi náročné a zdlouhavé, proto se realizuje pouze na několika vybraných bodech zemského povrchu. Tyto body slouží jako základny, na něž jsou ostatní tíhové body navazovány relativním měřením.

K *relativnímu měření* tíže slouží *gravimetry*, jejichž měřicí element nejčastěji tvoří křemenný systém s vahadlem otočným kolem vodorovné osy a soustava pružin. Na hmotnost umístěnou na konci vahadla působí jednak zemská tíže, jednak *astazující pružina*. Změny polohy vahadla jsou kompenzovány *měřicí pružinou*. Na obrázku 11 je moderní gravimetr firmy Scintrex dosahující přesnosti  $\pm 0,1 \mu\text{m s}^{-2}$ .



Obr. 11. Měření gravimetrem  
(foto R. Duda)

Měření tíže se většinou realizují na zemském povrchu. Speciálně upravenými gravimetry lze měřit na dně oceánů, ve vrtech a na pohybujících se stanovištích (na lodích, v letadlech a družicích). Měření na dně oceánů a ve vrtech dosahují přesnosti  $\pm (0,1 \text{ až } 0,3) \mu\text{m s}^{-2}$ . Měření ve vrtech slouží především k určování hustoty horninového masívu. Z měření v různých hloubkách můžeme s velkou přesností určit hustoty hornin v okolí vrtu. Měření na pohybujících se stanovištích jsou málo přesná, neboť jsou nepříznivě ovlivněna zrychlením těchto stanovišť. Měření na pohybujících se lodích dosahují přesnosti  $\pm 10 \mu\text{m s}^{-2}$ , letecká měření mají přesnost  $\pm 100 \mu\text{m s}^{-2}$ .



Terénnímu měření tíže předchází přípravná etapa. Je třeba co nejjasněji formulovat řešený geologický problém, podle hustotních poměrů zhodnotit možnosti gravimetrie, v závislosti na měřítku geologických výzkumů stanovit měřítko gravimetrických terénních prací. Tím je určena i hustota sítě tíhových bodů. Při měření v nepravidelné síti tíhových bodů se požaduje, aby se vzdálenost tíhových bodů na mapě zvoleného měřítka pohybovala kolem 1 cm. Například při měřítku 1 : 50 000 připadají na 1 km<sup>2</sup> 4 tíhové body. Pro detailní profilová měření je vzdálenost profilů volena tak, aby byla na mapě rovna 1 cm. Při měřítku 1 : 10 000 to je 100 m.

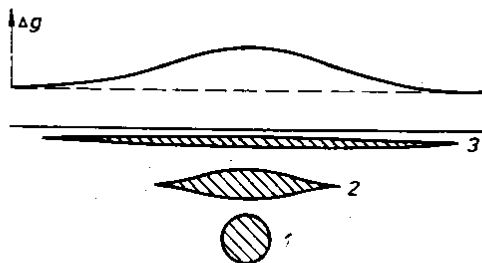
Všechny tíhové body jsou relativním měřením navázány na základní síť tíhových bodů. Na části bodů, obvykle kolem 5 %, se měření opakuje, aby ze vztahu  $m = \pm \sqrt{\frac{\sum d^2}{2n}}$  mohla být určena jeho přesnost ( $d$  je rozdíl opakovaného měření,  $n$  počet dvojic). Na všech bodech musí být nivelací určena nadmořská výška; přesnost se pohybuje v rozmezí 3 až 10 cm podle požadované přesnosti tíhové mapy. V každém bodě se z topografické mapy odečte zeměpisná šířka, aby mohla být určena normální hodnota tíže. Ze všech uvedených veličin pak můžeme podle vztahu (3.8) vypočítat úplnou Bouguerovu anomálii. Vliv variací tíhového pole způsobených účinkem Slunce a Měsíce může být odstraněn častým navazováním na základní síť, nebo podle tabulek.

Výpočetní práce při sestavování tíhových map jsou velmi náročné, proto jsou realizovány na počítačích. Údaje z každého tíhového bodu jsou zaneseny na děrný štítek, odtud jsou převedeny na magnetický záznam. Zpracování tíhových podkladů je plně automatizováno od vložení vstupních dat do počítače až po konstrukci map izolinií úplných Bouguerových anomálií a map odvozených anomálií. V podnicích zabývajících se gravimetrickým průzkumem jsou vypracovány soubory programů, které jsou vhodně modifikovány s ohledem na řešený problém. Počítače se využívají i při kvantitativní interpretaci vybraných tíhových anomálií.

### 3.5 Kvantitativní interpretace tíhových anomálií

Tíhové mapy získané výše popsaným způsobem jsou odrazem pouze hustotních nehomogenit nalézajících se pod zemským povrchem, jsou zbaveny účinku zemského tělesa jako celku i účinku topografických nerovností. Cílem jejich interpretace je sestavení modelu podpovrchové geologické stavby podle průběhu tíhového pole.

Interpretace tíhových anomálií je ve své podstatě mnohoznačná. Neexistuje matematické řešení jednoznačně vyjadřující zdroje tíhového pole. Například jednoduchá tíhová anomálie na obr. 12 může odpovídat kouli (1), může však být vyvolána i čočkovitým tělesem nalézajícím se v menší hloubce (2) nebo



Obr. 12. Mnohoznačnost tíhové anomálie

tenkou deskou s proměnnou mocností umístěnou při zemském povrchu (3). Existuje nekonečné množství modelů s ekvivalentním projevem v tíhovém poli. Koule (1) je nejhlubší možné řešení, jakékoliv hlouběji uložené těleso by bylo zdrojem širší anomálie. Anomálie může odpovídat i kombinovanému účinku několika těles. Všem řešením je společná celková hmotnost předpokládaného rušivého objektu, tj. násobek jejich diferenční hustoty (rozdíl hustoty proti okolním horninám) a objemu.

Je tedy zřejmé, že jednoznačné určení hloubky a tvaru těles vyvolávajících tíhovou anomálii je nemožné bez dalších doplňujících údajů. Nejcennější jsou údaje o hloubkách hustotních rozhraní získané z vrtů a báňských děl, eventuálně hloubkové údaje podle výsledků dalších geofyzikálních metod (seismických, geoelektrických). V úvahu je třeba brát i znalosti o litologii jednotlivých souvrství, předpokládané geometrické tvary hustotních rozhraní, tj. hypotézy o geologické stavbě zkoumaného terénu. Čím více konkrétních údajů o hloubkách a hustotách máme k dispozici, tím lépe výsledek interpretace odpovídá geologické skutečnosti.

Kvantitativní rozbor výsledků gravimetrických měření se skládá z několika kroků. Nejprve musíme mít k dispozici tíhové anomálie, o nichž předpokládáme, že jsou účinkem zkoumaných geologických nehomogenit. Tyto anomálie musí být vyjádřeny v  $\mu\text{m s}^2$ , např. jako  $\Delta g_L$ , nikoliv jako druhé derivace tíže. Dalším krokem je porovnání jednotlivých anomálií s tíhovým účinkem těles jednoduchého geometrického tvaru, což nám umožní přibližné ocenění hloubek rušivých objektů. Posledním, nejnáročnějším krokem je podrobná kvantitativní interpretace spočívající v porovnání interpretované tíhové anomálie s teoretickým projevem hustotního, resp. geologického modelu. Tyto modely jsou výsledkem matematického modelování těles libovolného tvaru, která mohou být dvojrozměrná nebo trojrozměrná. Jsou-li interpretované anomálie protaženého tvaru a jejich větší rozměr převyšuje alespoň trojnásobně menší rozměr, můžeme přistoupit k modelování *dvojrozměrnému*. V případě izometrických anomálií je nezbytné *trojrozměrné* modelování, které je podstatně složitější a může být realizováno pouze na výkonném počítači.

Vzorce pro tíhový účinek těles jednoduchého tvaru jsou v tab. 6. Tělesa izometrického tvaru, která lze přirovnat ke kouli, se projevují anomálií zvonovitého tvaru, jejíž šířka a tvar závisejí na hloubce objektu. Podobnou anomálii dostaneme podél profilu vedeného kolmo k ose *kruhového dvojrozměrného válce*, k němuž můžeme přirovnat horizontálně protažená tělesa s malým rozměrem do hloubky. Veličina  $m$  ve vzorci pro tíhový účinek tohoto modelu odpovídá hmotnosti válce na jednotku délky. Ve srovnání s projevem koule je anomálie nad kruhovým válcem širší a vyznívá pomaleji. V terénech, kde jsou hustotní rozhraní horizontální, můžeme účinek jednotlivých vrstev přibližně vypočítat podle vzorce pro *nekonečnou vodorovnou desku*. Dojde-li k vertikálnímu porušení modelu s jedním hustotním rozhraním, můžeme tíhový účinek vypočítat podle vzorce pro *vodorovnou polonekonečnou desku*, resp. *stupeň*. Podél profilu vedeného kolmo ke stupni dostaneme plynulý vzestup hodnot  $V_z$  s inflexním bodem nad hranou stupně. Strmost vzestupu závisí na hloubce horní hrany stupně, jejíž poloha je přesně určena maximem na křivce horizontálního gradientu  $V_{zx}$ .

Ze vzorců v tab. 6 můžeme odvodit *vztahy pro kvantitativní interpretaci tíhových anomálií*. Pro izometrické anomálie můžeme např. nalézt hodnoty souřadnice  $x$ , pro něž platí  $V_z = \frac{3}{4} (V_z)_{\text{max}}$ ,  $V_z = \frac{1}{2} (V_z)_{\text{max}}$ ,  $V_z = \frac{1}{4} (V_z)_{\text{max}}$ . Mezi těmito hodnotami a hloubkou  $h$  platí vztahy v tab. 7. Podobným způsobem lze postupovat i v případě *kruhového dvojrozměrného válce*. Výraz pro *nekonečnou vodorovnou desku* můžeme využít při sledování změn v hloubce jednoho *hustotního*

*rozhraní.* Známe-li alespoň v jednom bodě hloubku hustotního rozhraní a předpokládanou diferenci hustoty  $\Delta\rho$ , můžeme podle změn tíhové anomálie vypočítat změny v hloubkách. Je-li k dispozici více hloubkových údajů, můžeme metodou nejmenších čtverců nalézt závislost mezi  $V_z$  a  $h$ . Mapu izolinií Bouguerových anomálií pak lze přetransformovat na mapu izohyps. Předpokládáme-li *polonekonečnou vodorovnou desku* či *stupeň*, můžeme nalézt mocnost desky či skok stupně a průměrnou hloubku.

Tabulka 6. Přímá úloha gravimetrie pro jednoduché modely

| Těleso                                 | Vzorec  | Graf |
|--|---|------|
| Koule                                  | $\Delta g = V_z = \frac{\kappa M h}{(x^2 + h^2)^{3/2}}$ $M = \frac{4}{3} \pi R^3 \Delta \rho$ $(V_z)_{\max} = \frac{\kappa M}{h^2}$                         |      |
| Kruhový dvojrozměrný váleček           | $\Delta g = V_z = \frac{2\kappa m h}{x^2 + h^2} = \pi R^2 \Delta \rho$ $(V_z)_{\max} = \frac{2\kappa m}{h}$   |      |
| Nekonečná vodorovná deska              | $\Delta g = V_z = 2\pi\kappa \Delta \rho \Delta h = 0,42 \Delta \rho \Delta h$  |      |
| Vodorovná polonekonečná deska (stupeň) | $\Delta g = V_z = 2\kappa \Delta \rho \Delta h \left( \frac{\pi}{2} + \arctg \frac{2x}{h_1 + h_2} \right)$ $(V_z)_{\max} = 2\pi\kappa \Delta \rho \Delta h$ |      |

Pro všechny modely  $\Delta\rho = \rho_2 - \rho_1$   
 $\rho_2 > \rho_1$

Výkonné samočinné počítače umožňují řešení *přímé a obrácené úlohy* i pro dvojrozměrná či trojrozměrná tělesa nepravidelného tvaru. Při výpočtu účinku *dvojrozměrných těles* (tab. 8) v intervalu  $x = a$ ,  $x = b$  rozdělíme rušivé těleso na horizontální hranoly lichoběžníkového řezu, jehož dvě protilehlé strany jsou svislé, rovnoběžné s osou  $z$  a vzdálené  $\Delta x$ . Další dvě protilehlé strany aproximují křivky  $h_1(x)$  a  $h_2(x)$ . Tíhový účinek tělesa počítáme v bodech  $P$  na zemském povrchu  $t(x)$ . Počítač vypočte gravitační účinek každého hranolu v bodě  $P$ , součet

Tabulka 7. Obrácená úloha gravimetrie pro jednoduché modely

| Těleso            | Vzorec  | Graf |
|-------------------|---|------|
| Koule             | $h \doteq 2,17x_{3/4} \doteq 1,30x_{1/2} \doteq 0,81x_{1/4}$  |      |
| Válec             | $h \doteq 1,75x_{3/4} \doteq x_{1/2} \doteq 0,57x_{1/4}$  |      |
| Hustotní rozhraní | $h_2 - h_1 = \frac{V_z(P_2) - V_z(P_1)}{2\pi\kappa\Delta\rho}$<br>$h = aV_z + b$  |      |
| Stupeň            | $h = \frac{(V_z)_{\max}}{2\pi\kappa\Delta\rho}$<br>$h = (h_1 + h_2) : 2 = \frac{2\pi\kappa\Delta\rho\Delta h}{(V_{zz})_{\max}}$ |      |

Tabulka 8. Výpočet tíhového účinku těles nepravidelného tvaru

| dvojozměrných | trojrozměrných |
|---------------|----------------|
|               |                |

účinků všech hranolů je roven účinku celého tělesa. Jako vstupní data pro výpočet dodáváme souřadnice lomených čar znázorňujících zemský povrch  $l(x)$  a omezení tělesa  $h_1(x)$  a  $h_2(x)$ , dále hustoty  $\rho_1$  a  $\rho_2$ . Počítač automaticky mění polohu bodu  $P$  v intervalu  $a, b$ , zapisuje tíhové účinky a kreslí tíhový profil.

Pro *trojrozměrná tělesa* je výpočet podstatně složitější. Tělesa jsou nejčastěji aproximována hranoly omezenými dvěma horizontálními a řadou vertikálních rovin. Sečtením gravitačních účinků dílčích hranolů dostaneme účinek celého tělesa.

Při řešení *opačné dvojrozměrné úlohy* vycházíme ze všech známých údajů o polohách hustotního rozhraní, jako jsou výchozy, hloubky rozhraní podle vrtů, báňských děl, či podle výsledků ostatních geofyzikálních metod (např. seismiky a geoelektriky). V souladu s představami o geologické stavbě a s ohledem na průběh tíhového pole pak sestavíme prvou aproximaci hustotního řezu. Vypočteme tíhový účinek této prvé aproximace a porovnáme s naměřeným tíhovým polem. V dalších aproximacích postupně upravujeme průběh hustotních rozhraní, dokud nedosáhneme uspokojivého souladu mezi vypočtenou a naměřenou křivkou  $\Delta g$ . Postup při řešení *opačné trojrozměrné úlohy* je podobný, ale podstatně složitější. Tíhový účinek postupných aproximací počítáme z prostorových hustotních modelů složených z dílčích hranolů. Vypočtené a naměřené tíhové pole porovnááme v ploše.

### 3.6 Gravimetrické metody v geologii

Možnosti uplatnění gravimetrie v geologii jsou velmi rozmanité, neboť řešené problémy mohou být globální, regionální i detailní. Některé z nich jsou heslovitě uvedeny v tab. 9.

Z *globálního hlediska* je významné určení *průměrné hustoty zemského tělesa*  $\rho = 5,52 \text{ g cm}^{-3}$  (více než dvojnásobek hustoty hornin při zemském povrchu  $\rho = 2,67 \text{ g cm}^{-3}$ ), dále stanovení přibližného průběhu hustoty v závislosti na hloubce a odhad *maximální možné hustoty v zemském jádru* na 12 až 15  $\text{g cm}^{-3}$ . Z analýzy globálního tíhového pole můžeme stanovit *hustotní nehomogenity ve svrchním plášti*. Podle tíhových anomálií lze zemskou kůru rozdělit na *kontinentální*, charakterizovanou záporným tíhovým polem, a na *oceanickou*, provázenou kladným tíhovým polem. Průběh tíhového potenciálu  $V$ , resp. tíhového zrychlení  $g = V_z$  určuje skutečný tvar Země, tj. *geoid*.

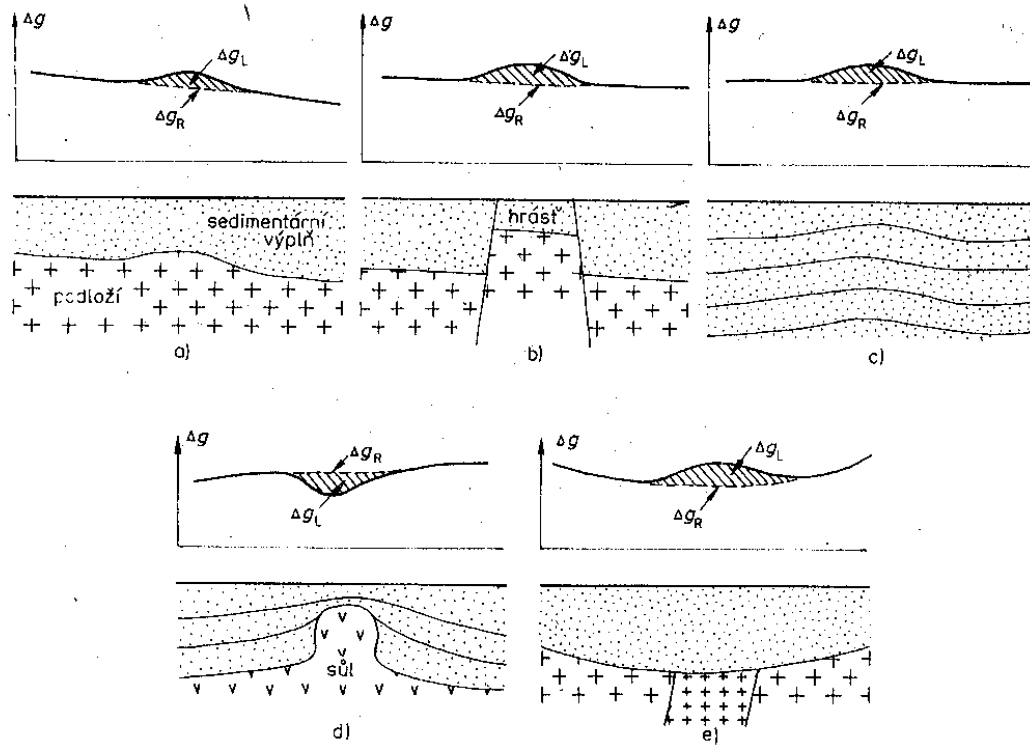
Při studiu *regionální geologické stavby* gravimetrie lokalizuje kladnými anomáliemi tělesa tvořená gabry a diority, zápornými anomáliemi tělesa tvořená žulami a syenity. Usazené horniny jsou vzhledem k relativně nižším hustotám vesměs zdrojem záporných anomálií. Přeměněné horniny, jejichž hustota závisí na složení původní horniny a na procesech přeměny, se mohou projevat kladnými i zápornými anomáliemi.

Gravimetrie patří mezi nejdůležitější geofyzikální metody uplatňující se v *rovné prospekci*. Vzhledem k malé hustotě sedimentárních hornin, v nichž dochází k akumulaci ropy, můžeme s pomocí gravimetrie vymežit sedimentární pánve nadějně na výskyt ložisek ropy. Na podrobných gravimetrických mapách po odstranění regionálního vlivu zjistíme lokální anomálie, z nichž některé mohou odpovídat elevacím sedimentárních vrstev obsahujících ropu (obr. 13). V mapě úplných Bouguerových anomálií je projev lokálních struktur obvykle zastřen regionálními vlivy (obr. 14a). Za příznivých podmínek jsou ropné struktury lokalizovány na mapě druhých derivací tíže  $V_{zzz}$  (obr. 14b). Kontury ložisek ropy jsou na obr. 14 vytečkovány.

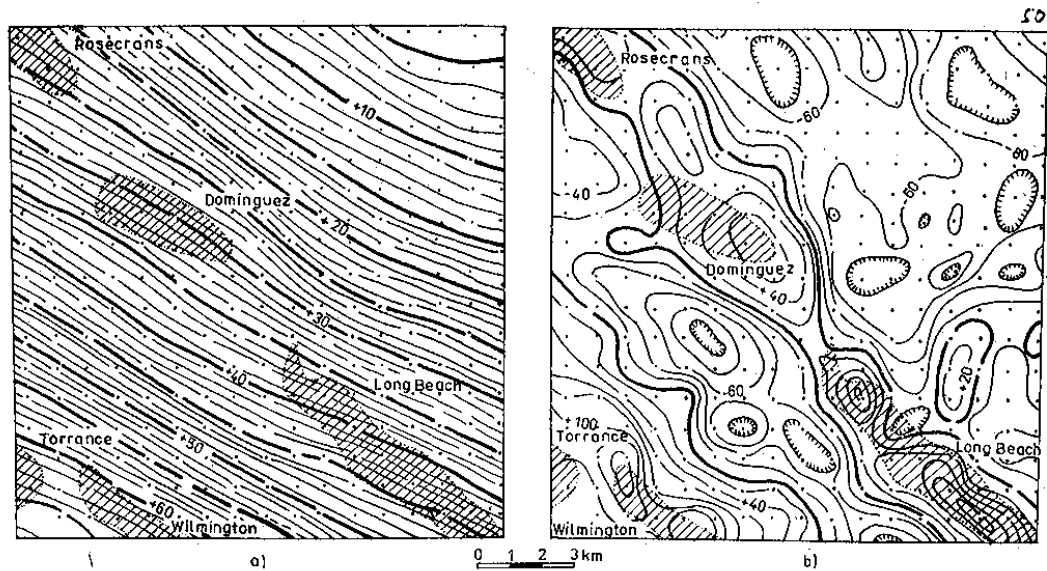
Při *vyhledávání ložisek rud a nerud* gravimetrie obvykle řeší strukturní problémy, tj. lokalizuje komplexy hornin a tektonické prvky, na něž jsou ložiska

Tabulka 9. Použití gravimetrie v geologii

| Řešený problém                   | Fyzikální předpoklady  | Výsledek   |
|----------------------------------|--|--|
| globální stavba zemského tělesa  | hmotnost Země je úměrná zemskému gravitačnímu zrychlení  | průměrná hustota zemského tělesa $\rho = 5,52 \text{ g cm}^{-3}$   |
|                                  | rozložení hustot v zemském tělese určuje průběh tíhového potenciálu a tíhového zrychlení $g = V_z$   | určení tvaru geoidu  |
|                                  | komplexním zpracováním seismologických a tíhových dat můžeme stanovit pravděpodobný průběh hustoty s hloubkou  | maximální hustota 12 až $15 \text{ g cm}^{-3}$   |
|                                  | lokální zvýšení teploty hmot uvnitř svrchního pláště vede k poklesu hustoty  | analýzou globálního tíhového pole Země lze vymezit hustotní nehomogenity ve svrchním pláští  |
|                                  | kontinentální kůra se při povrchu skládá z lehké granitické vrstvy, pod níž je uložena těžká bazaltická vrstva; oceánická kůra je tvořena pouze bazaltickou vrstvou                          | globální minima $\Delta g$ vymezují kontinentální kůru, maxima oceánickou  |
| regionální geologie              | hustoty vyvřelých, usazených a přeměněných hornin se výrazně liší, což vede ke vzniku intenzivních anomálií  | gabra a diority se projevují maximy, žuly a syenity minimy; usazené horniny jsou vesměs zdrojem záporných anomálií                                     |
| vyhledávání ložisek ropy a plynu | hustota sedimentárních hornin, v nichž se nalézají ložiska, s hloubkou vzrůstá, je však menší než hustota vyvřelých a přeměněných hornin v podloží   | rozsáhlá tíhová minima vymezují plochy nadějně na výskyt ropy; za příznivých podmínek gravimetrie lokalizuje ropné struktury                           |
| vyhledávání ložisek rud a nerud  | hustoty hornin, na něž jsou ložiska vázána, se zpravidla liší od okolí; některé typy rud a nerud mají anomální hustoty   | gravimetrie úspěšně řeší struktury rudních polí; výjimečně může lokalizovat ložiska  |
| hydrogeologie                    | vodní zdroje jsou vázány na struktury v sedimentárních horninách, nebo na tektonické zóny ve vyvřelých a přeměněných horninách; sedimentární a tektonicky porušené horniny mají malé hustoty | v sedimentárních pánvích gravimetrie vymezuje příznivé struktury; ve vyvřelých a metamorfovaných horninách mikrogravimetrie lokalizuje tektonické zóny |
| inženýrská geologie              | tektonické porušení a navětrání hornin se projeví snížením hustoty   | mikrogravimetrie vymezí tektonicky porušené a navětrané horniny  |
| speleologie, archeologie         | deficit hmoty v krasových jeskyních, sklepeních, kryptách atp. je zdrojem malých záporných anomálií  | při odpovídajících hloubkách a rozměrech jsou mikrogravimetrie lokalizovány jeskyně, sklepení, krypty atd.   |

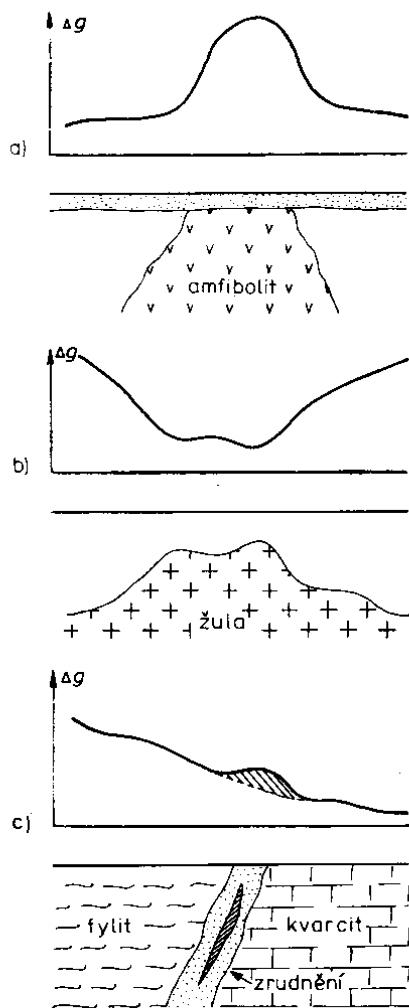


Obr. 13. Zdroje lokálních anomálií v ropných pánvích  
 a) elevace podloží, b) hrášt, c) elevace v sedimentárním souvrství (hustota roste směrem do hloubky), d) solný peň, e) hustotní nehomogenita v podloží



Obr. 14. Tíhová měření v Los Angeles Basin (podle Nettletona 1973)  
 a) mapa úplných Bouguerových anomálií, b) mapa druhých derivací  $V_{zzz}$

vázána. Tak například ložiska Ni—Cu rud se mohou vyskytovat v amfibolitových masívech projevujících se v tíhových mapách jako výrazná maxima (obr. 15a). Rudy Sn a W jsou často vázány na vrcholové části žulových těles, která jsou zdrojem tíhových minim (obr. 15b). Jen výjimečně, při dostatečné hmotnosti a malé hloubce rušivého tělesa může gravimetrie přímo lokalizovat rudní těleso (obr. 15c).



Obr. 15. Tíhové anomálie nad amfibolitovým tělesem (a), žulovou elevací (b), zrudněním (c)

V hydrogeologii při vyhledávání vodních zdrojů v terénech tvořených sedimenty lokalizuje gravimetrie deprese, v nichž může dojít k akumulaci vody. V inženýrské geologii lze při zakládání staveb podle výsledků mikrogravimetrie posoudit míru zvětrání a tektonického porušení hornin, nad nimiž jsou plánovány stavby. Ve speleologii můžeme mikrogravimetrií vyhledávat nehluboko uložené jeskyně, v archeologii sklepení a jiné hustotní nehomogenity.