

## 4.1 Fyzikální základy

Prostor, ve kterém působí magnetické síly na magnet nebo cívku protékanou proudem, nazýváme *magnetické pole*. K popisu magnetického pole v bodě  $P$ , jež budeme uvažovat vně zdroje pole, slouží veličiny

$U$  — *magnetický potenciál* (jednotkou je ampér, A),

$H$  — *intenzita magnetického pole* (jednotkou je  $A\ m^{-1}$ ),

$B$  — *magnetická indukce* či prostě *magnetické pole*  $B$  (jednotkou je tesla, T).

Přitom platí

$$\mathbf{H} = - \text{grad } U = - \frac{\partial U}{\partial s} \mathbf{s}_0 \quad (4.1a)$$

(směr  $s$  je směrem nejrychlejšího růstu potenciálu v těsném okolí uvažovaného bodu  $P$ ,  $\mathbf{s}_0$  je bezrozměrný jednotkový vektor ve směru  $s$ ), popř.

$$H_p = - \frac{\partial U}{\partial p}, \quad (4.1b)$$

kde  $H_p$  je složka intenzity v libovolně zvoleném směru  $p$ , a dále

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (4.2a)$$

kde  $\mu = \mu_r \mu_0$  je *permeabilita prostředí* v okolí bodu  $P$ , tedy součin *poměrné permeability*  $\mu_r$  (bezrozměrná veličina) a *permeability vakua*  $\mu_0$ . Poměrná permeabilita vzduchu, vody i slabě magnetických hornin je prakticky rovna 1. Pro magnetické pole *ve vzduchu* lze proto používat vztahu

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 = \mu_0 \mathbf{H}, \quad (4.2b)$$

přičemž  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H m}^{-1}$  (henry na metr). V souvislosti se vztahy (4.2a, b) si připomeneme, že  $\text{H A} = \text{V s} = \text{Wb}$  (weber) a že  $\text{Wb m}^{-2} = \text{T}$ .

Látka vložená do magnetického pole se namagnetuje a sama se stane zdrojem magnetického pole. Stupeň zmagnetování látky popisuje veličina  $\mathbf{M}$  nazývaná *magnetizace* (jednotkou je  $A\ m^{-1}$ ). Jednou její složkou je *indukovaná magnetizace*  $\mathbf{M}_i$ ,

$$\mathbf{M}_i = \kappa \mathbf{H}, \quad (4.3)$$

kde  $\kappa$  je *magnetická objemová susceptibilita* (bezrozměrná veličina); u hornin závisí velikost  $\kappa$  zvláště na druhu a množství feromagnetických (s. l.) minerálů přítomných v hornině a na rozměru a tvaru jejich zrn. Druhou složkou celkové magnetizace  $\mathbf{M}$  bývá *remanentní magnetizace* (u hornin přirozená remanentní magnetizace  $\mathbf{M}_n$ ), závislá na „magnetické historii“ látky. Je tedy

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_n. \quad (4.4)$$

Ve specifických souvislostech se namísto  $\mathbf{M}$  může lépe uplatnit *magnetická polarizace*  $\mathbf{J}$  (jednotkou je T),

$$\mathbf{J} = \mu_0 \mathbf{M}, \quad (4.5)$$

kteřá se obecně rovněž skládá z indukované a remanentní složky.

Magnetismus tělesa je projevem kruhového pohybu elementárních částic jeho hmoty nesoucích elektrický náboj; tedy elementárních proudových smyček v tělese. Magnetický moment takové proudové smyčky obepínající plošku  $dS$  a protékané proudem  $i$  je

$$d\mathbf{m} = i d\mathbf{S}. \quad (4.6)$$

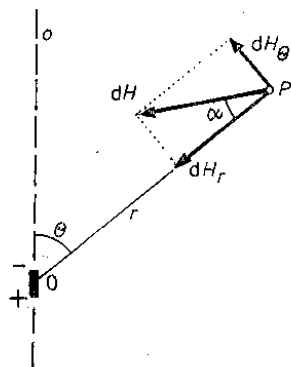
Vektorovým součtem elementárních momentů  $d\mathbf{m}$  je dán *magnetický moment*  $\mathbf{m}$  tělesa (jednotkou je  $A m^2$ ). Uvažujeme-li homogenně namagnetované těleso o objemu  $\tau$ , je magnetizace momentem jeho objemové jednotky,

$$\mathbf{M} = \frac{\mathbf{m}}{\tau}. \quad (4.7)$$

Zaveďme formální představu o *magnetickém dipólu* jako o dvou stejných magnetických množstvích opačných znamének ( $+q, -q$ ), situovaných v infinitezimální vzdálenosti  $dl$  na magnetické ose, o magnetickém momentu

$$d\mathbf{m} = q dl. \quad (4.8)$$

Lze ukázat, že *magnetické pole dipólu* umístěného do středu elementární kruhové smyčky tak, že jeho moment je kolmý k ploše smyčky a má velikost  $i dS$ , je identické s polem smyčky. Takové pole je symetrické kolem magnetické osy dipólu.



Obr. 16. Složky intenzity magnetického pole elementárního dipólu  
 $o$  — osa pole; moment  $d\mathbf{m}$  je na obrázku antiparalelní ke kladnému směru osy  $o$ , tj. je záporný

Umístí-li se do středu dipólu počátek souřadnic, je možno vyjádřit magnetický potenciál dipólového pole v bodě  $P(r, \Theta)$  podle obr. 16 vztahem

$$dU = c' \frac{dm}{r^2} \cos \Theta, \quad (4.9)$$

kde  $c' = 1/4\pi$  a  $\Theta$  je úhel mezi osou pole a průvodičem bodu  $P$  o délce  $r$ . Odtud lze s použitím vztahu (4.1b) stanovit složky intenzity magnetického pole dipólu v bodě  $P$ : složku  $dH_r$  ve směru průvodiče (podle elementu  $\partial r$ )

$$dH_r = 2c' \frac{dm}{r^3} \cos \Theta, \quad (4.10a)$$

složku  $dH_\Theta$  ve směru kolmém (podle elementu  $r \partial \Theta$ )

$$dH_\Theta = c' \frac{dm}{r^3} \sin \Theta \quad (4.10b)$$

a jejich vektorovým sečtením velikost intenzity

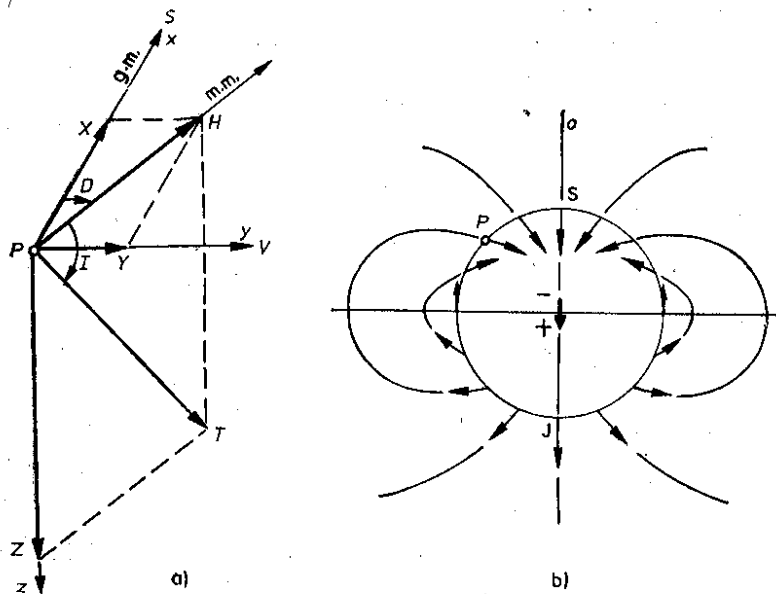
$$dH = \sqrt{(dH_r)^2 + (dH_\theta)^2} = c' \frac{dm}{r^3} \sqrt{3 \cos^2 \Theta + 1} \quad (4.11a)$$

i její směr (úhel odklonu  $\alpha$  od průvodiče)

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dH_\theta}{dH_r} = \frac{1}{2} \operatorname{tg} \Theta. \quad (4.11b)$$

Magnetický potenciál a intenzita magnetického pole tělesa konečných rozměrů ve zvoleném bodě  $P$  se určí sečtením (integrací) účinků „dipólů“ zahrnutých v jeho objemu. Je-li těleso hustotně homogenní (hustota  $\rho$ ) a homogenně namagnetované (magnetizace  $\mathbf{M}$ ) a je-li znám jeho gravitační potenciál  $V$  v bodě  $P$ , můžeme stanovit jeho magnetický potenciál v  $P$  také pomocí Poissonova vztahu

$$U = -\frac{c'}{\kappa \rho} (\mathbf{M} \cdot \operatorname{grad} V), \text{ v němž } \kappa \text{ značí gravitační konstantu.} \quad (4.12)$$



Obr. 17. Geomagnetické pole

a) elementy zemského magnetického pole

g. m. — geografický meridián, m. m. magnetický meridián (střelka kompasu se ustálí ve směru m. m. vzhledem k tomu, že efekt inklinace je kompenzován působením závaží na jižním rameni střelky)

b) průběh siločar a vektoru  $T$  aproximativního pole geocentrického dipólu

o — osa pole

Uvažujeme-li homogenně namagnetovanou kouli o poloměru  $R$ , objemu  $\tau = 4\pi R^3/3$  a magnetizaci  $\mathbf{M}$ , zjistíme právě naznačeným postupem, že její magnetické pole ve vzdálenosti  $r \geq R$  lze rovnocenně vyjádřit polem dipólu umístěného do jejího středu tak, že jeho magnetická osa má směr  $\mathbf{M}$  a jeho moment velikost

$m = M\tau$ . Pro výpočet  $U$ ,  $H_r$ ,  $H_\theta$ ,  $\mathbf{H}$  koule platí tedy vztahy (4.9), (4.10), (4.11), v nichž na pravé straně vystupuje moment  $m$ ; zhruba jim vyhovuje i magnetické pole Země (obr. 17b).

*Magnetická pole geologických těles*, která se projevují jako poruchy normálního zemského magnetického pole (magnetické anomálie), se mohla vytvořit proto, že tato tělesa obsahují v různé míře feromagnetické minerály a že vznikla a nacházejí se v geomagnetickém poli. Velikost a konfigurace anomálií jsou ovlivněny určujícími parametry geologických nehomogenit: jejich petrografickou povahou, podmínkami vzniku, stářím, jejich tvarem, rozměry, polohou, hloubkou uložení ap. Hlavním cílem magnetického průzkumu je zjistit anomálie (terénním měřením), analyzovat je (interpretacími postupy) a získat tím významnou informaci právě o takových parametrech.

## 4.2 Geomagnetické pole

V této kapitole se používá vžitých symbolů  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $H$ ,  $T$  pro složky a totální vektor geomagnetického pole. Složky intenzity pole jsou značeny stejnými, avšak čárkovanými symboly. Podle (4.2b) tedy píšeme např.  $\mathbf{T} = \mu_0 \mathbf{T}'$  namísto  $\mathbf{B}_T = \mu_0 \mathbf{H}_T$ .

### 4.2.1 Elementy geomagnetického pole

*Vektor geomagnetického pole  $\mathbf{T}$*  v libovolném bodě  $P$  nad zemským povrchem má směr siločáry procházející tímto bodem a jeho velikost i směr jsou funkcí polohy bodu  $P$ . Rozkládáme jej kolmým promítnutím na složky (obr. 17a). Průmětem vektoru  $\mathbf{T}$  do vodorovné roviny ( $xy$ ) je *horizontální složka  $\mathbf{H}$*  (tu lze dále rozložit na severní složku  $\mathbf{X}$  a východní složku  $\mathbf{Y}$ ), průmětem do osy  $z$  je *vertikální složka  $\mathbf{Z}$* . Vektor  $\mathbf{H}$  udává směr magnetického poledníku v bodě  $P$ . Úhel mezi magnetickým a zeměpisným poledníkem je *magnetická deklinace  $D$* ; je kladná (záporná), probíhá-li magnetický poledník východně (západně) od zeměpisného. Úhel mezi vodorovnou rovinou a vektorem  $\mathbf{T}$  je *magnetická inklinace  $I$* ; je kladná (záporná), směřuje-li  $\mathbf{T}$  pod (nad) vodorovnou rovinu.

$X$ ,  $Y$ ,  $Z$ ,  $H$ ,  $D$ ,  $I$  jsou elementy geomagnetického pole. Orientační údaje o přibližných velikostech nejdůležitějších elementů poskytuje tab. 10. Nejlepší představu o skutečném rozložení elementů na zemském povrchu poskytují *světové magnetické mapy* sestrojené na podkladě přímých měření. Tyto mapy vyhlazených izolinií jednotlivých elementů (izodynamy  $T$ ,  $Z$ ,  $H$ ,  $X$ ,  $Y$ , izogony  $D$ , izokliny  $I$ ) se vztahují vždy k určitému okamžiku, k tzv. *epoše*, neboť elementy se s časem poněkud mění.

Tabulka 10. Přibližná velikost elementů geomagnetického pole

Element	Přibližná velikost			Přibližný gradient v ČSSR	
	na pólech	na rovníku	v ČSSR	šířkový	výškový
$Z$	60 až 70 $\mu\text{T}$	0	43 $\mu\text{T}$	+6 nT km <sup>-1</sup>	-20 nT km <sup>-1</sup>
$H$	0	30 až 40 $\mu\text{T}$	20 $\mu\text{T}$	-3 nT km <sup>-1</sup>	-9 nT km <sup>-1</sup>
$T$	60 až 70 $\mu\text{T}$	30 až 40 $\mu\text{T}$	47 $\mu\text{T}$	+4 nT km <sup>-1</sup>	-22 nT km <sup>-1</sup>
$T'$	kolem 50 A m <sup>-1</sup>	kolem 25 A m <sup>-1</sup>	38 A m <sup>-1</sup>		
$D$	neurčitá	+10 až -20°	0°		
$I$	±90°	0°	+65°		

#### 4.2.2 Nejjednodušší model geomagnetického pole

Analýza pozorovaného geomagnetického pole vede k zjištění, že bezmála celé pole má své zdroje uvnitř Země a že jeho velmi podstatná část má charakter pole magnetického dipólu o magnetickém momentu  $m = 8 \cdot 10^{22}$  A m<sup>2</sup>, umístěného v zemském středu (obr. 17b) a odkloněného o 11,5° od osy rotace.

Jestliže toto pole *geocentrického odkloněného dipólu* odečteme od skutečného geomagnetického pole, obdržíme zbytkovou, nedipólovou část pole — tzv. *kontinentální anomálie*, kladné i záporné, o amplitudách 7 až 17 μT.

Rozložíme-li geocentrický odkloněný dipól do složkových dipólů — složky spadající do osy rotace a složky rovníkové — a zanedbáme-li podstatně menší složku rovníkovou, zbude *geocentrický souosý dipól*. Jeho pole představuje nejjednodušší model geomagnetického pole. Osa  $o$  (obr. 17b) je v tomto případě identická s osou rotace a elementy pole na zemském povrchu jsou určeny jednoduchými vztahy vyplývajícími z (4.10) a (4.11):

$$X = H = c \frac{m}{R^3} \cos \varphi, \quad Y = 0, \quad Z = c \frac{2m}{R^3} \sin \varphi, \quad (4.13a, b, c)$$

$$D = 0, \quad \operatorname{tg} I = \frac{Z}{H} = 2 \operatorname{tg} \varphi = 2 \operatorname{cotg} \Theta, \quad T = c \frac{m}{R^3} \sqrt{3 \sin^2 \varphi + 1}, \quad (4.13d, e, f)$$

kde  $c = c' \mu_0$ ,  $R$  je poloměr Země,  $\varphi = 90 - \Theta$  je zeměpisná ( $\Theta$  doplňková zeměpisná) šířka bodu  $P$ , v němž elementy určujeme.

#### 4.2.3 Časové variace geomagnetického pole

Elementy geomagnetického pole se spojitě registrují speciálními přístroji na magnetických observatořích (v Čechách Budkov u Prachatic, na Slovensku Hurbanovo). Z pořízených záznamů je zřejmé, že elementy se s časem mění a že změny mají rozmanitý charakter. Analýzou variogramů lze zjistit, že kolísání elementů jsou jednak pravidelná (o různých periodách a amplitudách), jednak nepravidelná, neuspořádaná.

Z pravidelných *variací krátkodobých* je pro magnetický průzkum nejdůležitější *denní variace* o periodě slunečního dne. Její průběh závisí na zeměpisné šířce místa a částečně též na ročním období; ve složkách pole obnáší řádově desítky nT. Přes tuto pozvolnou variaci se překládají krátkoperiodické jevy o trvání od zlomku sekundy do desítek minut, o amplitudách od zlomků nT do desítek nT, pravidelného i nepravidelného průběhu. Přířmou nebo nepřímou příčinou je vesměs sluneční aktivita. Mimořádná sluneční činnost vyvolává intenzivní nepravidelné variace, *magnetické bouře*; během nich je lépe magnetická měření přerušit.

Porovnávají-li se střední roční hodnoty elementů pole, ukazuje se, že se mění systematicky. Teprve za dlouhou dobu se projeví skutečný, periodický charakter této *dlouhodobé*, tzv. *sekulární variace*. Její průběh je na různých místech Země různý a postihuje zejména nedipólovou část pole. Zdá se, že v důsledku sekulární variace střední hodnota nedipólového pole a pole geocentrického rovníkového dipólu v libovolném bodě za delší období se rovná nule, tj. geomagnetické pole vystředěné za takové období (asi 10<sup>4</sup> let) je v podstatě polem geocentrického souosého dipólu. Vedle přímých pozorování na observatořích, která se konají teprve 400 let, přispěly k tomuto závěru zejména výsledky archeomagnetických a paleomagnetických výzkumů sekulární variace.

#### 4.2.4 Paleomagnetismus, archeomagnetismus

Složkou vektoru přirozené remanentní magnetizace  $M_n$  horniny bývá mj. vektor *primární remanentní magnetizace*  $M_0$ , kterou hornina získala hned při svém vzniku (např. magnetizace termoremanentní u vyvřelin, detritická u mechanických sedimentů, chemická u chemických sedimentů). Pokud se výrazně neuplatňuje vliv některého typu magnetické anizotropie, získává  $M_0$  směr geomagnetického pole  $T_0$ , které působí v době vzniku horniny, a modul  $M_0$  je úměrný velikosti  $T_0$ .

Může tedy  $M_0$  v příznivých případech informovat o směru a popřípadě (vzácně) též o velikosti geomagnetického pole v době vzniku vybraných datovaných hornin. Výzkumy  $M_n$  vedené za tímto účelem se nazývají *paleomagnetické*. Výzkumy  $M_n$  některých archeologických objektů, konané pro poznání změn geomagnetického pole během prehistorické a historické epochy, se nazývají *archeomagnetické*.

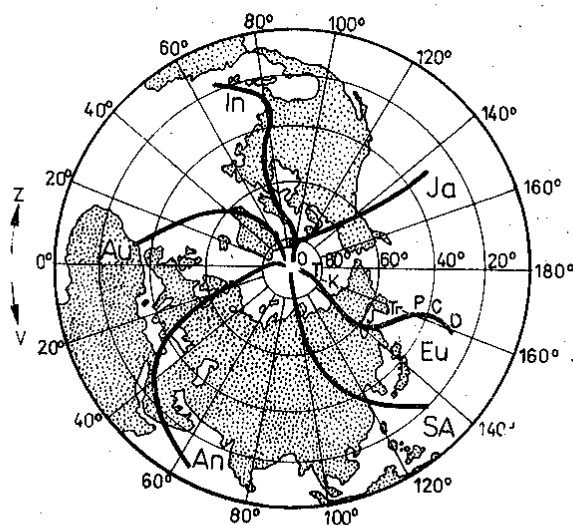
Podmínkou pro použití uvažované horniny k paleomagnetickému výzkumu je neproměnnost nebo alespoň reprodukovatelnost její primární polohy.

				K-Ar stáří (mil. let)

Podmínkou pro bezprostřední využití  $M_n$  pro uvedený účel je, aby byla alespoň směrově totožná s  $M_0$ . Zjistí-li se, že se v  $M_n$  rušivě uplatňují také později vzniklé sekundární remanentní složky, je třeba řešit problém jejich eliminace (obvykle tzv. magnetickým čištěním v laboratoři).

Jestliže paleomagneticky vyšetřujeme soubor vzorků např. z jediné sedimentární vrstvy či jediného lávového proudu, které se formovaly v relativně krátkém údobí, pak nalezený střední směr  $M_0$  zřejmě odpovídá „okamžitému“ směru paleopole, plně ovlivněnému sekulární variací. Detailní výzkumy tohoto typu jsou proto cenným podkladem pro studium charakteru sekulární variace v geologické minulosti (obdobnému účelu dobře slouží též archeologicky datované vypálené artefakty). Tak se mj. zjistilo, že v minulosti docházelo též k poměrně rychlým *inverzím polarit* geomagnetického pole (obr. 18).

Jestliže však na lokalitě odebereme kolekcii vzorků např. z mocného sedimentárního souvrství nebo z početné série lávových proudů, můžeme se oprávněně domnívat, že ve středním směru  $M_0$  je vystředěna sekulární variace. Takový střední směr nazýváme *paleomagnetickým* a považujeme jej za směr pole geocentrického sousého dipólu ( $D_0, I_0$ ). Deklinace  $D_0$  určuje směr *paleomeridiánu*, na kterém leží *paleomagnetický pól* příslušející epoše vzniku zkoumaných hornin, a inklinace  $I_0$  určuje polohu pólu na paleomeridiánu prostřednictvím *doplňkové paleošířky*  $\Theta_0$  lokality podle (4.13e),  $\cotg \Theta_0 = \frac{1}{2} \tg I_0$ . Ukázalo se, že s rostoucím stářím epoch se takto určený paleopól stále více vzdaluje od současného geografického pólu a že charakter této zdánlivé migrace pólu či dipólové osy je různý pro různé kontinenty (obr. 19).



Obr. 19. Křivky zdánlivého putování severního pólu pro různé kontinenty (schematizováno podle různých autorů)

Eu — Evropa (D — devon, C — karbon, P — perm, Tr — trias, J — jura, K — křída, T — třetihory, Q — čtvrtohory), SA — Severní Amerika (od siluru), An — Antarktida (od kambria), Au — Austrálie (od karbonu), In — Indie (od křídly), Ja — Japonsko (od křídly). Například Evropa byla v permokarbonu od pólu v úhlové vzdálenosti zhruba 90°, tj. nacházela se v oblasti magnetického rovníku. Tyto výsledky oživily teorii kontinentálního driftu a staly se východiskem moderních koncepcí o stavbě zemské kůry a procesech jejího vývoje.

#### 4.2.5 Původ geomagnetického pole

Existence a konfigurace geomagnetického pole, jeho sekulární změny a inverze umožňují usuzovat na procesy, které probíhají hluboko v zemském nitru. Je pravděpodobné, že geomagnetické pole vzniká *magneto-hydrodynamickým mechanismem* na základě toho, že Země rotuje (rotací vzniká slabé pole, gyromagnetický efekt) a že v jejím vnějším jádru dochází v důsledku vertikálního teplotního gradientu ke konvekčním pohybům tekutých vodivých hmot (indukcí pak vzniknou elektrické proudy a jim odpovídající magnetická pole, jimiž se původní slabé pole zesiluje). Pohyby ovšem probíhají různě, ale rotace Země do nich vnáší jisté uspořádání, takže pole má vcelku sousoý charakter.

#### 4.3 Magnetické anomálie

Vektor  $T$  geomagnetického pole v bodě  $P$  na zemském povrchu lze schematicky vyjádřit jako vektorový součet

$$T = T_d + T_k + T_{ar} + T_{al}, \quad (4.14)$$

kde  $T_d$  značí podíl *pole odkloněného dipólu* a  $T_k$  podíl *kontinentální anomálie* (zdroje v zemském jádru),  $T_{ar}$  podíl *anomálie regionální* a  $T_{al}$  *anomálie lokální* (zdroje v různých hloubkových úrovních zemské kůry). Při konstrukci světových magnetických map se  $T_{ar}$  a  $T_{al}$  odstraňují vyhlazováním izolinií. Avšak pro regionální a ložiskovou geologii právě ony mají hlavní indikační význam, kdežto součet  $T_d + T_k$  představuje nezajímavé normální regionální pole  $T_{nr}$ .

##### 4.3.1 Regionální anomálie

Obvykle se jimi rozumějí magnetická pole vyvolaná spíše hlouběji uloženými a objemově značně rozsáhlými geologickými tělesy o magnetizaci výrazně odlišné od okolního geologického prostředí (např. plutony, masívy, bloky v krystaliniku překrytém sedimentárními formacemi). Plocha zasažená jejich účinkem se vyjadřuje v  $\text{km}^2$ .

Informace o geologickém zdroji anomálie  $T_{ar}$  (o hloubce jeho horního a dolního okraje, tvaru, rozměrech, petrografické povaze ap.) se zvláštním způsobem odrážejí v konfiguraci anomálie a tu je proto třeba z měřených hodnot celkového pole  $T$  vyčlenit. Podle (4.14)  $T_{ar} = T - T_{nr} - T_{al}$ . Přitom  $T_{nr}$  lze určit např. ze vzorce pro mezinárodní geomagnetické referenční pole jako funkci zeměpisných souřadnic  $\varphi$ ,  $\lambda$  bodů měření. Možných lokálních vlivů  $T_{al}$  se zbavujeme buď vhodným rozložením sítě měřických bodů, nebo měřeními ve výšce (z letadla), nebo speciálními zpracovatelskými postupy. Mapování regionálních anomálií je dnes převážně úkolem *letecké magnetometrie*.

##### 4.3.2 Lokální anomálie

Zpravidla se jimi rozumějí magnetická pole vyvolaná relativně mělce uloženými a objemově omezenými geologickými tělesy o magnetizaci výrazně odlišné od okolního prostředí (např. žilnými intruzemi, rudními žilami). V porovnání s regionálními anomáliemi zaujímají menší plochy, jsou ostřejší (mají vyšší horizontální gradient) a s výškou rychleji zanikají (vyšší vertikální gradient).

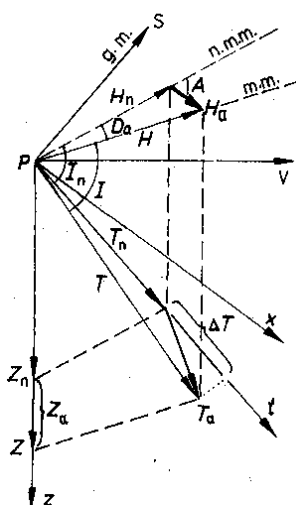
K vyčlenění lokální anomálie z celkového měřeného pole  $T$  podle vztahu (4.14)  $T_{al} = T - T_{nr} - T_{ar}$  je třeba určit normální lokální pole  $T_{nl}$ , které zahrnuje



i regionální anomálii,  $T_a = T - T_n$ . Pole  $T_n$  lze stanovit statisticky ze souboru zjištěných  $T$ : bývá jím hodnota, která se nejčastěji vyskytuje v okolním poli obklopujícím zájmové lokální anomálie.

### 4.3.3 Složky anomálního pole

Současné přístroje pro magnetický průzkum umožňují většinou měřit absolutní nebo relativní hodnotu modulu geomagnetického pole  $T$  či jeho složky  $Z$ , popř.  $H$ . Jako rozdíl naměřených a normálních hodnot definujeme proto nejen *anomálie totální*  $T_a = T - T_n$ , ale i *vertikální*  $Z_a = Z - Z_n$ , *horizontální*  $H_a = H - H_n$  a *anomálie*  $\Delta T = T - T_n$  (obr. 20), přičemž podle povahy normálního pole se jedná buď o anomálie regionální, nebo lokální.



Obr. 20. Normální, anomální a celkové (měřené) geomagnetické pole v bodě P n. m. m. — normální magnetický meridián,  $x$  — charakteristický profil o normálním azimutu  $A$

Vzhledem k vektorové povaze anomálního pole  $T_a$  je jeho určení složité a běžně se neprovádí. Obvykle se určuje a analyzuje jen jedna jeho složka — nejčastěji  $\Delta T$ , kterou lze s vyhovující přibližností definovat jako složku pole  $T_a$  ve směru normálního geomagnetického pole  $T_n$  o inklinaci  $I_n$  (obr. 20). Složky pole jsou na sobě závislé. Například anomální pole  $Z_a$ ,  $H_a$  a  $\Delta T$  jsou vázána vztahem

$$\Delta T = Z_a \sin I_n + H_a \cos I_n \cos A. \quad (4.15)$$

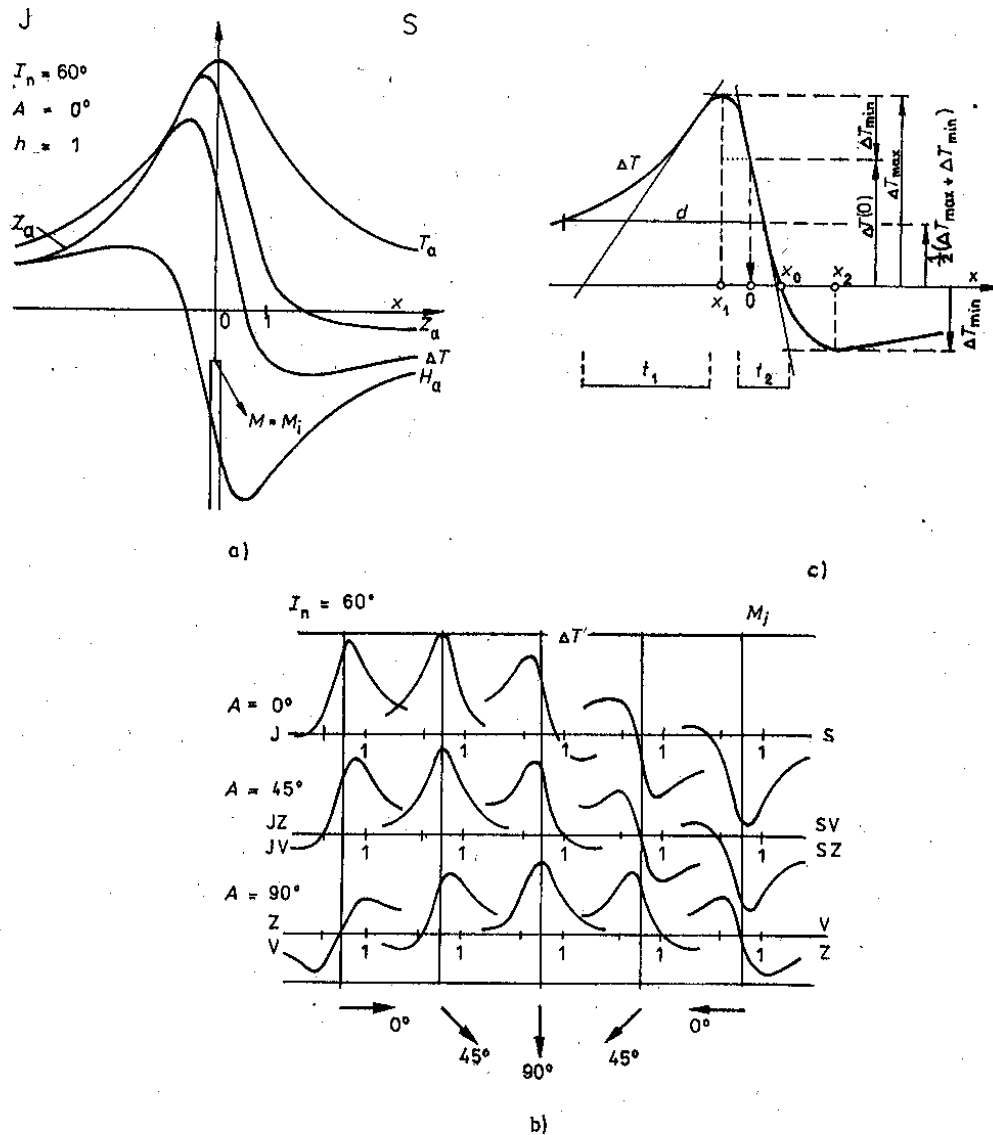
Výhody v interpretaci přináší znalost rozložení anomálií  $Z_a$ ,  $H_a$  nebo  $\Delta T$  na tzv. *charakteristickém profilu*, který je horizontální a přechází *tělesa silně protažená* podél horizontály — kolmo ke směru jejich protažení, *tělesa izometrická* — nad jejich středem v rovině magnetizace.

V takových případech je úhel  $A$  (obr. 20) azimutem charakteristického profilu (vektor horizontální anomálie  $H_a$  směřuje podél profilu).

Magnetické gradiometry umožňují s výhodou měřit *gradienty* magnetického pole. Křivky vertikálních gradientů, např.  $\partial Z_a / \partial z$ , jsou užší a výraznější než  $Z_a$ , nehluboko uložená rušivá tělesa lze podle nich přesněji lokalizovat, měření není ovlivněno variacemi geomagnetického pole, stanovení normálního pole je jednoduché, gradientové křivky poskytují zvláštní interpretační možnosti ap.

#### 4.3.4 Magnetická pole modelových těles

Při interpretaci mapy magnetických anomálií je užitečné mít představu o konfiguraci anomálií vyvolávaných geologickými nehomogenitami různých tvarů. Přestože ve skutečnosti jde o tvary složité, bývá možné je připodobnit k tvarům geometricky jednoduchých modelů (deska, hranol, válec, koule, stupeň ap.) nebo k útvarům složeným z jednoduchých modelů. Průběh anomálií nad modely o zvolených parametrech (tvaru, prostorové poloze ap.) se řeší v rámci



Obr. 21. Magnetické anomálie nad tenkou deskou  
a) průběh anomálií  $Z_a$ ,  $H_a$ ,  $\Delta T$ ,  $T_a$  na charakteristickém profilu nad tenkou svislou deskou směru V—Z o velkém hloubkovém dosahu, namagnetovanou indukovaně (např. nad rudní nebo vulkanitovou žílou); b) magnetické pole  $\Delta T$  nad šikmými tenkými deskami o velkém hloubkovém dosahu, namagnetovanými indukovaně v poli o inklinaci  $I_n = 60^\circ$  (podle M. S. Reforda 1964), šípky udávají polohu a sklon desky; c) označení interpretačních parametrů (pro podkapitulu 4.6)

tzv. *přímé úlohy magnetometrie*, a to v jednodušších případech analyticky nebo graficky, ve složitějších matematickým analogovým modelováním nebo na samostatných počítačích.

Na obrázku 21a je příklad průběhu křivek  $Z_a$ ,  $H_a$ ,  $\Delta T$ ,  $T_a$  na charakteristickém s.-j. profilu ( $A = 0$ ) přes tenkou svislou desku s velkým hloubkovým dosahem, směřující V-Z, namagnetovanou indukovaně v zemském poli o zvoleném  $I_n$ . Určující analytické výrazy mají v tomto případě tvar

$$Z_a = \frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{2b \cdot 2M}{x^2 + h^2} (h \sin I_n - x \cos I_n), \quad (4.16a)$$

$$H_a = -\frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{2b \cdot 2M}{x^2 + h^2} (h \cos I_n + x \sin I_n), \quad (4.16b)$$

$$\Delta T = -\frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{2b \cdot 2M}{x^2 + h^2} (h \cos 2I_n + x \sin 2I_n), \quad (4.16c)$$

$$T_a = \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2b \cdot 2M}{(x^2 + h^2)^{\frac{1}{2}}}, \quad (4.16d)$$

kde  $2b$  je mocnost desky,  $h$  hloubka horního okraje,  $M = \kappa T'$  je magnetizace,  $x$  proměnná vzdálenost výpočetního bodu od bodu  $O$ . Obrázek 21b znázorňuje proměnlivost průběhu anomálie  $\Delta T$  nad tenkými deskami o různém směru a sklonu (na charakteristických profilech).

#### 4.4 Magnetometry

Všeobecný vědeckotechnický rozvoj v posledních desetiletích se odrazil i ve vývoji magnetometrů o stále stoupající citlivosti. Přitom se radikálně měnil fyzikální princip, na němž se zakládá jejich konstrukce.

##### 4.4.1 Magnetické váhy

Ještě začátkem 70. let se používalo převážně magnetických torzních vah k měření relativních hodnot složek  $Z$  a  $H$  geomagnetického pole. Hlavní součástí je *magnet* tvaru válečku nebo hranolku upevněný na torzním vlákně vodorovně (u Z-vah) nebo svisle (u H-vah). Přejde-li se s přístrojem z normálního do anomálního pole, magnet se v důsledku změny ve složce  $Z$  či  $H$  vychýlí z normální polohy. *Úhel vychýlení* je mírou hledané změny (přírůstku nebo úbytku složky pole); koeficient převádějící změnu úhlu na změnu pole se určuje cejchováním váhy ve známém magnetickém poli cívek protékaných volitelným proudem. Přístroj je lehký, nasazuje se orientovaně na stativ, má chod, měření na bodě trvá 1 až 2 minuty, dosažitelná přesnost je  $\pm 1$  až 2 nT.

##### 4.4.2 Magnetometry s ferosondou

Protože tento typ nemá mechanické měřicí elementy, užívalo se ho ještě v 60. letech běžně k měřením z letadla. V pozemním průzkumu má dosud význam při měření zvolených složek geomagnetického pole, zejména složky  $Z$ . *Ferosonda* se zpravidla skládá ze dvou úzkých, tenkých, ale dlouhých pásků z permalloye (slitina Ni + Fe + Mo o vysoké permeabilitě, nízkém sytném poli a nízké koerzivní síle), které jsou vloženy jako jádra do dvou opačně vinutých primárních cívek umístěných těsně vedle sebe; přes ně je navinuta sekundární cívka. Vloží-li se sonda do homogenního magnetického pole, vyvolá složka intenzity rovnoběžná

s osou sondy v obou pásečích shodnou magnetizaci (kolmá složka se neuplatní). Probíhá-li pak primárním vinutím proud, nejsou v důsledku toho střídavé magnetické toky v primárních cívkách stejné a vzniklý *diferenční tok* vyvolává v sekundární cívce měřitelné napětí úměrné složce pole, do jejíhož směru je natočena osa sondy. Přístroj je přenosný, bývá nasazován na stativ, vykazuje menší chod, měření na bodě trvá první desítky sekund, dosažitelná přesnost je  $\pm 1$  nT. Užitečná je také jeho gradiometrová úprava, která umožňuje měřit rozdíl indikací dvou senzorů umístěných ve vhodné vzdálenosti a ve zvoleném směru od sebe.

#### 4.4.3 Protonový (jaderný) magnetometr

Od 70. let je nejběžněji používaným pozemním typem magnetometru k měření modulu pole  $T$ . Hlavní součástí je *sonda*, kterou tvoří nádobka naplněná kapalinou bohatou na protony (voda, uhlovodíky) a ovinutá cívkou, jejíž osa se orientuje zhruba kolmo k měřenému poli  $T$ . Při průtoku dostatečně silného proudu cívkou se spinové magnetické momenty protonů uspořádají paralelně s osou cívky. Po vypnutí proudu se vracejí do směru  $T$ , avšak (v důsledku vlivu spinového mechanického momentu) *precesním pohybem* kolem  $T$  s frekvencí

$$f = 4\,257,6 \cdot 10^4 T \quad (\text{Hz}). \quad (4.17)$$

Tímto pohybem se v cívce budí slabé střídavé napětí, jehož frekvenci lze po zesílení úzkopásmovým zesilovačem určit. Hodnota  $T$ , úměrná této frekvenci, se přečte na číslicovém displeji. Obsluha magnetometru (obr. 22) je prostá: po jedno-



Obr. 22. Měření protonovým magnetometrem (foto R. Duda)

rázovém nastavení frekvenčního pásma zesilovače (v závislosti na očekávaném průměrném  $T$ ) se sonda na tyči umístí do měřeného bodu, na panelu přístroje se stiskne knoflík a po 2 až 3 sekundách (během nichž displej indikuje stav bateriového zdroje) se objeví digitální údaj  $T$  s přesností na 0,1 až 1 nT. Některé typy jsou vybaveny pevnou pamětí (pro uložení dat např. z 1 000 měřických bodů), takže odpadá potřeba vést zápisník. Přístroj nemá chod.

#### 4.4.4 Atomové magnetometry (rubidiový, cesiový)

Jsou založeny na principu *optického čerpání*. Plynná fáze Rb (nebo Cs) je uzavřena v buňce vložené do měřeného magnetického pole  $T$ . Působením pole se energetické hladiny elektronového obalu Rb (Cs) rozštěpí do podúrovní. Zapůsobí-li rovnoběžně s  $T$  polarizované světlo z Rb (nebo Cs) lampy, dojde k přechodům valenčních elektronů do různých podúrovní a k jejich finálnímu zachycení na jisté vyšší podúrovní základního stavu (přečerpání). V průběhu přechodů byl čerpající světelný paprsek částečně pohlcován, po jejich vymizení prochází buňkou v maximální intenzitě. Zapůsobí-li nyní vedle pole  $T$  ještě k němu kolmé střídavé magnetické pole o vhodné frekvenci  $f_{\sim}$  (buzené cívkou), dojde opět k přechodům elektronů z vyšší podúrovně na nižší za současného precesního pohybu o frekvenci

$$f = aT + bT^2$$

( $a$ ,  $b$  jsou známé konstanty použitého prvku) a paprsek je opět zčásti pohlcován. Proces přechodů se pak opakuje. Maximum pohlcení paprsku (tj. minimum proudu generovaného registrační fotobuňkou) nastává při  $f_{\sim} = f$ , kdy se nižší podúrovně zaplňují nejrychleji. Takto zjištěné  $f$  umožňuje určit hledaný modul pole  $T$ . Vysokou citlivost atomových magnetometrů (asi 0,01 nT) nelze při pozemním průzkumu běžně využít; uplatňují se však v *gradiometrové úpravě* při přesném měření gradientů pole.

#### 4.4.5 Magnetometr SQUID

SQUID (superconducting quantum interference device) je založen na *Josephsonově efektu*, který je pozorovatelný za teplot blízkých absolutní nule (uvnitř kryostatu) v článku supravodičů oddělených izolátorem. K měření magnetického pole se využívá interferenčních jevů, které jsou spjaty s Josephsonovým tunelovacím proudem a které jsou magnetickým polem ovlivňovány. Je zřejmé, že pouze v *gradiometrové modifikaci* nemohou časové variace znemožnit využití vysoké citlivosti přístroje (asi 0,000 1 nT) k řešení problematiky terénní magnetometrie.

#### 4.5 Metodika pozemních magnetických měření a jejich zpracování

V současnosti mají pozemní magnetická měření vesměs charakter měření *detailních*. Provádějí se nejčastěji v ložiskově perspektivních oblastech nalezených aeromagnetometrií nebo předpokládaných geologicky a k účelům podrobného geologického mapování. Pracuje se do velkých mapových měřítek 1 : 1 000 až 1 : 10 000 podle podrobně připraveného projektu.

#### 4.5.1 Zaměřování podrobných bodů

Podrobné body se zpravidla volí na profilech geodeticky vytyčených. Směr profilů má být kolmý k převládajícímu směru magnetických anomálií nebo předpokládaných geologických těles. Obvyklé meziprofilové intervaly se pohybují v rozmezí 20 až 100 m (v závislosti na složitosti geologické situace), body na profilech se situují s krokem 5 až 20 m (v závislosti na příčném rozměru a hloubce sledovaných těles). Při měření se vyhýbáme místům magneticky porušeným umělými zdroji (v blízkosti budov, plotů, vedení vysokého napětí, potrubí, mostů, kolejí, silnic atd.) a operátor samozřejmě nesmí mít u sebe magnetické předměty.

Do magnetických měření zasahují rušivě hlavně dva faktory: *krátkodobé variace* geomagnetického pole a *chod přístroje* (jde-li o typ přístroje s chodem). Nepříznivý vliv má někdy také členitost terénu.

Nejsou-li požadavky na přesnost měření vypjaté, zjišťuje se přibližný průběh denní variace zpravidla společně s chodem přístroje, a to opakovaním měření v pravidelných časových intervalech (tím kratších, čím vyšší je požadovaná přesnost měření) na tzv. *opěrném bodě* (OB); variace a chod se projevují v rozdílech údajů přístroje na OB. Je-li vyžadována vysoká přesnost výsledných magnetických map, je účelné použít citlivého přístroje, který nemá chod, a jiným přístrojem podrobně registrovat průběh variací v oblasti měření (na *variálním bodě* VB).

Přesnost měření je dokumentována střední chybou  $m$  podle (4.18). Abychom ji mohli stanovit, musíme několik procent měření opakovat. Bodům, na nichž takto kontrolujeme jakost měření, říkáme *kontrolní body* (KB). Velikost přípustné střední chyby závisí zejména na intenzitě magnetického projevu hledaných geologických objektů.

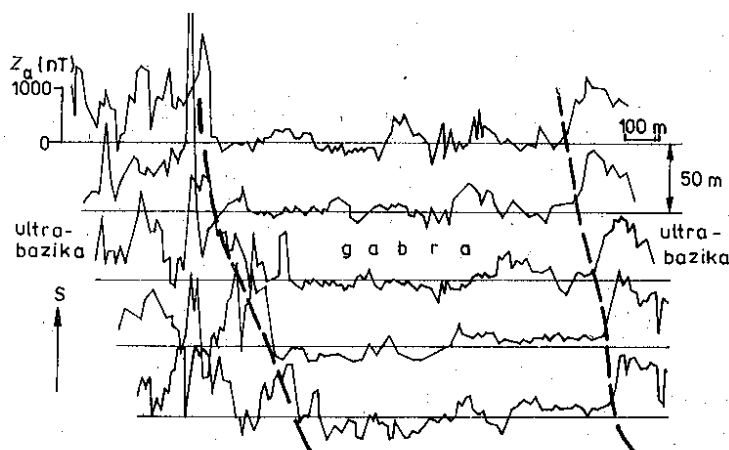
#### 4.5.2 Zpracování naměřených dat

Do naměřených hodnot vztahených k jednotné bázi se nejprve zavedou opravy  $\Delta_v$  a  $\Delta_{ch}$ , které odstraní vliv variací a vliv chodu použitých magnetometrů; podkladem jsou údaje získané měřeními na VB nebo na OB. Je-li s. — j. rozměr proměřované oblasti několik km, je žádoucí opravou  $\Delta_\phi$  eliminovat vliv normálního šířkového gradientu geomagnetického pole, v horských terénech opravou  $\Delta_h$  též vliv normálního výškového gradientu (tab. 10). V členitém terénu se zavádí oprava na reliéf  $\Delta_r$ , pomocí níž se data zjištěná na členitém povrchu redukuje tak, jako by byla zjištěná ve vodorovné střední úrovni terénu; k tomu je třeba stanovit zejména proměnný výškový gradient anomálního magnetického pole. K opraveným měřeným hodnotám se nakonec nalezne hodnota normálního pole (odst. 4.3.2) a jeho odečtením se určí magnetické anomálie v bodech měřické sítě.

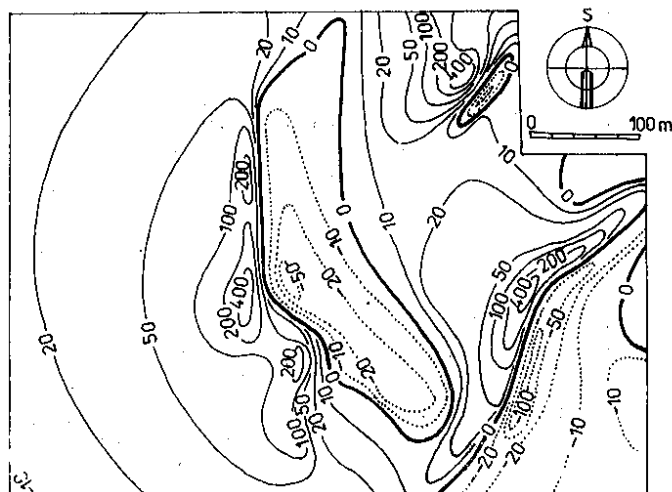
Pro  $n$  kontrolních bodů KB obdržíme tímto způsobem  $n$  dvojic anomálních hodnot. Za výsledné anomálie bereme průměry a rozdílů dvojic  $d$  použijeme k výpočtu střední chyby  $m$  jednoho měření

$$m = \pm \sqrt{\frac{\sum d^2}{2n}} \quad (4.18)$$

Přehled o rozložení anomálií získáme konstrukcí *mapy magnetických profilů* (obr. 23) nebo *mapy interpolovaných izanomál* (obr. 24). Při velkém množství naměřených dat může zpracovatelskou etapu i kresbu výsledných map značně usnadnit počítač.



Obr. 23. Profilové křivky  $Z_a$  z oblasti ranského masívu, umožňující stanovit průběh kontaktu mezi gabry a ultrabazickými horninami (podle F. Marka 1960)



Obr. 24. Mapa izanomál  $\Delta T$  z okolí obce Mlýnská v oblasti ohebských fylitů. Anomálie indikují horizonty metabazitů ukloněné k Z až SZ (podle F. Marka et al. 1975)

#### 4.5.3 Transformace anomálního pole

V mapě magnetických (zvláště aeromagnetických) anomálií bývají komplexně zobrazeny účinky zpravidla celého souboru magnetizovaných pod-povrchových těles. Nacházejí-li se taková tělesa v řezu nad sebou, udává měřené a zobrazené anomální pole efekt prostoupení účinků jednotlivých těles, jehož interpretace je nesnadnější, než kdyby byly známy jejich izolované účinky. Komplikující prostupování účinků nastává též u těles situovaných v řezu blízko vedle sebe, ve stejném hloubkovém horizontu.

K přibližné *separaci interferujících anomálií* a tím ke zřetelnější mapy  $Z_a$  či  $\Delta T$  se používá různých metod transformace pole, namnoze analogických s metodami užívanými v gravimetrii, např. přepočtu pole do výšky nebo do hloubky, výpočtu 1. a 2. vertikální derivace pole, vlnově délkové filtrace, průměrování hodnot pole v množině bodů vhodně zvolené kolem výpočetního bodu aj. (viz odst. 3.3.).

Magnetometrie má též svou specifickou transformační problematiku. Lze např. transformovat mapu anomálií  $Z_a$  na mapu  $\Delta T$ , tedy  $Z_a \rightarrow \Delta T$ , dále mohou mít význam přepočty  $\Delta T \rightarrow Z_a$ ,  $Z_a \rightarrow H_a$ ,  $Z_a \rightarrow U_a$  aj. Transformací zvanou *redukce na pól* je možno odstraňovat tvarovou deformaci anomálie a polohový posun mezi anomálií a jejím zdrojem, které jsou zapříčiněny šikmostí vektorů  $T_n$  a  $M$ . Účelnost využití výpočetní techniky při transformacích je evidentní.

#### 4.6 Interpretace magnetických anomálií

Magnetické anomálie zobrazené v mapách anomálního pole jsou indikací přítomnosti geologických těles o jiných magnetických vlastnostech, než jaké má okolní „normální“ prostředí. Jádrem jejich interpretace je řešení *obrácené úlohy magnetometrie*: podle známé konfigurace anomálií na dané ploše nalézt tvar, polohu, hloubku a rozměry odpovídajících rušivých těles. Interpretaci se však kromě toho rozumí též *určení horninových typů a struktur*, které jsou příčinami anomálií. Při interpretaci je tedy zapotřebí znát nejen výsledky čistě geofyzikálních měření, ale i geologii oblasti a magnetické vlastnosti hornin, které se v ní vyskytují.

Řešení obrácené úlohy magnetometrie je v obecném případě mnohoznačné, podobně jako v gravimetrii. Například z kap. 4.1 plyne, že lze najít množství koulí o proměnném poloměru  $R$  a magnetizaci  $M$ , jež vyvolají stejnou anomálii; tutéž anomálii mohou vyvolat i tělesa jiných tvarů z odlišných hloubek (princip ekvivalence). Možnost dosažení optimálního, věrohodného řešení všech hledaných parametrů závisí na úrovni dosavadních geologických a geofyzikálních poznatků o tělese, které do řešení vstupují jako známé konstanty, např. tvar, hloubka horního či spodního okraje, sklon, magnetizace ap. Čím více je takových opěrných údajů, tím menší je počet neznámých a mnohoznačnost řešení je omezena.

##### 4.6.1 Kvalitativní interpretace

Rychlého zhodnocení magnetické mapy lze dosáhnout kvalitativní interpretací, při které se přibližně vymezuje situace (ohraničení) magneticky odlišitelných geologických těles v mapě, pomocí jednoduchých metod a pravidel se odhadují některé charakteristické prvky těchto těles (řád hloubky, směr, sklon, hloubkový dosah) a podává se názor na jejich geologický význam. Leccos v tomto směru může naznačit sám charakter mapy. (Například magnetické mapy oblastí v nichž se při povrchu nebo mělce pod povrchem kumulují bazické vyvřeliny či rudní ložiska, obsahují četné plošně omezené anomálie se strmými gradienty. Naopak pro pánve vyplněné mocnými souvrstvími prakticky nemagnetických sedimentů jsou charakteristické doširoka rozložené izolinie. Jejich trend může být náhle porušen vlivem magnetických intruzí. Není-li magneticky aktivní podloží pánve příliš hluboko, zobrazuje magnetická mapa rozličné anomálie, z nichž „magnetické elevace“ způsobené silně magnetickými horninami v krystalinickém podloží, lineární anomálie nad zlomy, izometrické či lineární anomálie vyvolané solnými dómy, zdvihy, pohřbenými hřbety ap. mohou mít význam pro prospekci ropy, plynu nebo ložisek jiných surovin.)

##### 4.6.2 Kvantitativní interpretace

Podrobné údaje o určujících parametrech rušivého geologického tělesa lze získat kvantitativní interpretací, při které se používá někdy značně složitých postupů a výpočtů. Běžně se řeší nejprve otázka tvaru tělesa, pak ostatní para-



metry. Zkušený interpretátor může v mnohých případech vhodný tvar odhadnout podle konfigurace anomálie v mapě izanomál, nebo jej lze určit cestou srovnávání zjištěné anomálie s magnetickými poli modelových těles zobrazenými v atlasech teoretických křivek ap. Byla vypracována celá řada metod kvantitativního vyhodnocení magnetických anomálií, z nichž si zde naznačíme jen některé.

#### Manuální metody

Zpravidla se pracuje s hodnotami anomálií  $Z_a$ ,  $H_a$ ,  $\Delta T$  zjištěnými na charakteristických profilech, jimiž se proloží plynulá vyhlazující křivka.

*Metoda charakteristických bodů* je založena na řešení analytických vztahů odvozených při řešení přímé úlohy pro modelová tělesa. K výpočtu hledaných parametrů, především hloubky horního okraje nebo těžiště tělesa, se využívá vzájemné vzdálenosti nebo souřadnic některých zvláštních bodů anomální křivky, které se odečtou z naměřené křivky a dosadí do vzorců získaných řešením. Příkladem, na kterém si čtenář může metodu ozřejmit a vyzkoušet, je případ tenké desky na obr. 21a popsány rovnicemi (4.16a, b, c, d), jehož řešení je dáno vzorcem v tab. 11 s vysvětlením symbolů na obr. 21c.

*Metoda tečen*, využívající tečen vedených k anomální křivce v různých vhodně volených bodech, byla rozpracována do řady modifikací. Nejjednodušší z nich vyplývá z tab. 11 a obr. 21c.

O srovnávací *metodě modelových křivek*, přehledně seřazených v atlasech, byla už výše zmínka: řešením jsou parametry toho modelu, jehož teoretická křivka se nejlépe přimyká ke křivce naměřené.

#### Strojně početní metody

Počítače se uplatňují nejen při automatickém zpracování naměřených dat, konstrukci map magnetického pole a jeho transformacích, ale i při některých postupech řešení obrácené úlohy. Naznačíme si jeden z nich.

*Metoda nejlepší shody* pozorované anomálie s magnetickým polem vypočteného modelu umožňuje vysledovat parametry rušivého objektu do značných podrobností. Počátečním krokem je odhad tvaru a parametrů tělesa některými přibližnými manuálními metodami a s využitím poznatku o geologických poměrech a magnetických vlastnostech. Pak se vypočte účinek odhadnutého modelu, porovná se s naměřenou anomálií a na základě zhodnocení odchylek se určí první série oprav modelových parametrů. Postup se opakuje, vždy s opravenými parametry, dokud se nedosáhne zvoleného stupně shody účinků.

### 4.7 Použití magnetometrie v geologii

*Paleomagnetický výzkum* přinesl poznatky, které hluboce ovlivnily *globální geologii*: lze uvést např. oživení teorie kontinentálního driftu a pokusy o jeho rekonstrukci, teorie o rozšiřování oceánického dna a o pohyblivých litosférických deskách, teorie o procesech probíhajících v zemském nitru, studie o změnách zemského poloměru v geologické minulosti, studie o možné souvislosti inverzí geomagnetického pole a náhlých změn ve vývoji organismů, studie o příčinách zalednění, změn klimatu a počasí. Paleomagnetickými metodami je možno nalézt odpověď i na řadu geologických otázek *regionálního a lokálního dosahu*, např. vyšetřovat paleotektonické pohyby regionálního měřítká, rekonstruovat nezřetelné vrstevní plochy, ověřovat pravost výchozů, rozlišovat lávové příkrovy od ložních žil, určovat teplotu nahřátí v kontaktních dvorech, odhadovat hloubku vzniku vyvřelin, stanovit opěrné stratigrafické horizonty a časově korelovat geologické

Tabulka II. Přehled dílčích řešení obrácené úlohy magnetometrie pro případ tenké svislé desky z obr. 21a (vysvětlení symbolů v obr. 21c)

Anomální křivka	$Z_a$	$H_a$	$\Delta T$	$T_a$
Určení počátku $O$ (polohy okraje desky)	$Z_a(0) = Z_{a \max} + Z_{a \min}$	$H_a(0) = H_{a \max} + H_{a \min}$	$\Delta T(0) = \Delta T_{\max} + \Delta T_{\min}$	$T_a(0) = T_{a \max}$
Odhad hloubky $h$ ze souřadnice $x_0$ nulové anomální hodnoty ze vzdálenosti $(x_2 - x_1)$ mezi minimem a maximem z šířky $d$ anomálie uprostřed mezi maximem a minimem	$h = x_0 \cot g I_n$	$h = -x_0 \operatorname{tg} I_n$	$h = -x_0 \operatorname{tg} 2I_n$	
	$h = (x_2 - x_1) \frac{\cos I_n}{2}$	$h = (x_2 - x_1) \frac{\sin I_n}{2}$	$h = (x_2 - x_1) \frac{\sin 2I_n}{2}$	
	$h = d \frac{\sin I_n}{2}$	$h = d \frac{\cos I_n}{2}$	$h = d \frac{ \cos 2I_n }{2}$	$h = d \frac{1}{2\sqrt{3}}$
Určení součinnu $2b \cdot M$ (odtud $2b$ při známém $M$ ) $c = \mu_0/4\pi$	$2bM = \frac{hZ_a(0)}{2c \sin I_n}$	$2bM = \frac{-hH_a(0)}{2c \cos I_n}$	$2bM = \frac{-h \Delta T(0)}{2c \cos 2I_n}$	$2bM = \frac{hT_{a \max}}{2c}$

Odhad hloubky  $h$  ze vzdálenosti  $t$  průsečíků, ve kterých tečna vedená ve vnitřním inflexním bodě křivky protíná tečny v přilehlých extrémech:

$$h = \frac{1}{2} t \left( \text{bere se průměr z obou větví křivky, } t = \frac{1}{2} (t_1 + t_2) \right)$$

formace (sedimentární souvrství, lávové proudy ap.), určovat neznámé stáří hornin a rud aj.

*Studium anizotropie magnetické susceptibility* může poskytnout data užitečná při řešení *texturních otázek*: např. u sedimentů mohou vést k stanovení směru a rychlosti proudění vody v sedimentačním prostoru, u vyvřelin k určení směru pohybu magmatu, u metamorfitů k vysledování lineace a foliace.

*Aeromagnetometrie* je jednou ze základních metod nejen *regionálního geofyzikálního výzkumu*, ale též *vyhledávací etapy průzkumu ložisek* celé řady nerostných surovin. Podrobněji je o jejím použití pojednáno v kap. 10 a 12.

*Pozemní magnetometrii* lze zpřesnit lokalizaci aeromagnetických anomálií a detailně vyšetřit jejich průběh a tím získat podklady pro spolehlivější interpretaci. Významné je zejména její použití při podrobném průzkumu areálů naděj-  
ných na výskyt *ložisek železných rud*, ale i *polymetalických rud* geneticky spjatých s pyrotinem či magnetitem, *rud a surovin vázaných na horniny o kontrastní magnetizaci* vůči okolí (např. Ni—Cu rud, Cr rud, Mn rud, W a Mo rud), někdy též bauxitu, diamantonosných sopouchů, zlatonosných křemenných žil aj. Vzhledem k obvykle dostatečně zřetelným rozdílům v magnetických vlastnostech různých typů hornin přináší pozemní magnetometrie zpravidla velmi cenné informace při *podrobném geologickém mapování* v nejrozličnějších terénech a je proto běžně zařazována do komplexu mapovacích metod (obr. 23, 24). Za zmínku též stojí možnosti pozemní magnetometrie při řešení negeologické problematiky: v současné době je základní geofyzikální metodou v *archeologickém průzkumu*, používá se k vyhledávání nevybuchlých leteckých bomb z poslední války, k lokalizaci různých podzemních technických zařízení (např. potrubí) ap.