

PETHŐ GÁBOR, VASS PÉTER,

GEOFIZIKA ALAPJAI

2



A Műszaki Földtudományi Alapszak tananyagainak kifejlesztése a
TÁMOP 4.1.2-08/1/A-2009-0033 pályázat keretében valósult meg.

II. MÁGNESES KUTATÓMÓDSZER

1. RÖVID TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

A mágnes (*magnet/magneta*) szó a kisázsiai Magnesia település nevéből származik, mely település mellett a görögök magnetitet találtak. A mágnességről az első írásos említés (a "mágneskő" vasra gyakorolt vonzása) i.e. 600 körül született, ez a milétoszi **Thales** nevéhez fűződik. A kínaiak fedezték fel az iránytűt, mely felfedezés időpontja bizonytalan (nem zárható ki, hogy már az időszámítás előtt ismerhették, Európába jóval később került és 1187-ben **Neckham** tett róla említést). A XII. sz-ig úgy vélték, hogy a mágnes (iránytű) az É-i sarkcsillag helyét jelöli ki. **Peregrinus** 1269-ben közzéteszi mágnesekkel végzett vizsgálati eredményeit.



Carl Friedrich Gauss
(1777-1855)

Az inklináció felfedezése **Norman** érdeme (1581). **Gilbert** 1600-ban megjelent "de Magno Magnete Tellure" c. könyve szerint a Föld mágneses tere közelíthető a Föld forgástengelyéhez közel lévő, közel É-D-i irányú permanens mágnes terével. A deklináció lassú időbeli változásának felfedezése **Gellibrand** nevéhez fűződik (1634-ben megállapította, hogy a deklináció 54 év alatt 7°-ot változott). Az első izovonalas térképet ismereteink szerint **Halley** készítette, deklinációs "világtérkép"-e 1702-ben jelent meg több évi mérési anyag szintézise révén, mely az Atlanti Óceánra adta meg a deklinációt. A deklináció napi változását **Graham** fedezte fel 1722-ben. A földi mágneses tér tudományos igényű leírását **Gauss** adta meg (1834). Dolgozatában a földi mágneses tér forrását nem a Földön kívül, hanem azon belül tételezte fel, és valószínűsítette, hogy az a Föld forgásával összefügg. Ugyanítt leírást ad az általa magnometernek nevezett új műszeréről.

A mágneses kutatómódszert értelep kimutatására sikeresen elsőként **von Wrede** alkalmazta (1843). A diamágnességet 1846-ban **Faraday** fedezte fel, tőle származik az anyagok para- és diamágneses csoportosítása. 1852-ben felfedezik, hogy a geomágneses viharok követik a napfoltokat. Az első mágneses tulajdonságú értelepek kutatásáról szóló publikáció **Thalén** nevéhez fűződik (1879). **Chapman** és **Ferraro** megállapítják, hogy a mágneses viharok okozói a Napból eredő, a Föld mágneses terét körülvevő plazmafelhők (1930). Az 1940-es évek végéig a mágneses ásványok kutatásában terepmérleget használtak. A fluxgate (telített magos) magnetométert a 30-as években **Vacquier** fejlesztette ki és a II. világháború idején repülőgépről tengeralattjárókat mutattak ki segítségével. Az 50-es évek közepén fejlesztették ki a protonprecessziós magnetométereket, míg az elektron-héj magnetométerek a 60-as évektől használatosak. A legpontosabb magnetométerek a szupravezetést alkalmazzák.

1929-ben **Matuyama** bizonyítja, hogy a fordítottan mágnesezett kőzetek a Föld fordított mágneses polaritásának időszakában keletkeztek. **Irving** és **Runcorn** (1956) a paleomágneses adatok felhasználásával elsőként ismerték fel a pólusvándorlás jelenségét és a lemezek egymáshoz viszonyított mozgását. **Morley**, **Vine** és **Matthews** révén (1962) bizonyítást nyer, hogy az óceánaljzaton a sávosan váltakozó mágneses anomáliákat az aljzat szétterülése és a pólusátfordulások sorozata együttesen eredményezi. **Heirtzler** készíti el az óceáni aljzat mágneses térképét 1965-ben.

Az első precíziós űrtérkép a Föld mágneses teréről 1981-ben készült el a Magsat révén, a Föld mágneses teréről további műholdas mágneses mérések születtek az Oersted (1999) és a CHAMP (2000) műholdak segítségével.

2. FIZIKAI ALAPOK

Ismeretes, hogy nem léteznek egymástól szétválasztható mágneses pólusok. Ugyanakkor, ha elfogadjuk a fiktív mágneses pólus fogalmát és annak jellemzésére a mágneses póluserősséget, akkor az elektrosztatikai összefüggések legtöbbje átvihető a magnetosztatika területére. Ily módon vákuumban az elektrosztatika analógiájára felírható az egymástól r távolságra lévő, m_1 és m_2 erősségű pólusok közötti erő nagysága:

$$\vec{F}_v = \frac{1}{4\pi\mu_0} \frac{m_1 m_2}{r^3} \vec{r}$$

Az összefüggésben

a vákuum abszolút **mágneses permeabilitása**, a mágneses

$$\mu_0 = 4\pi 10^{-7} \frac{Vs}{Am}$$

póluserősség egysége a *weber* [1], jele Wb (1Wb=1Vs).

A **mágneses dipólus momentumot** $\vec{M} = m\vec{l}$ mennyiségként definiáljuk, ahol \vec{l} a $+m$ és $-m$ erősségű pólusok közötti, a pozitív pólus irányába mutató vektor. A mágneses dipólus momentum egysége a *weber-méter*, jele Wbm. Mágneses dipólustól származó térerősség számítására vonatkozó levezetést mellőzve, csupán a végeredményt adjuk meg. \vec{M} mágneses dipólus momentum esetén tőle r távolságban a dipólus felezőpontján átmenő, annak tengelyére merőleges síkban a mágneses tér amplitúdója (vákuumot feltételezve):

$$H_\theta = \frac{1}{4\pi\mu_0} \frac{M}{r^3}$$

a dipólus tengelye mentén pedig

$$H_r = \frac{1}{4\pi\mu_0} \frac{2M}{r^3}$$

A fenti összefüggésekből az következik, hogy a mágneses pólusokon (*Gauss-féle első főhelyzet*) mérhető mágneses térerősségnek kb. kétszer nagyobbak kell lenni, mint a mágneses egyenlítő mentén (*Gauss-féle második főhelyzetben*) mérhető értékek.

A mágnesezhető anyagok jellemzésére a mágnesezettséget (\vec{I}) vezették be, mely a térfogategységben lévő mágneses momentumok vektoriális összege:

$$\vec{I} = \frac{\sum \vec{M}}{V}$$

A mágneses momentum szemléltethető az elemi köráramot helyettesítő mágneses momentummal, egysége ennek megfelelően amper-négyzetméter (jele Am^2), míg a mágnesezettség SI egysége amper per méter (jele A/m).

A mágneses tér a mágnesezhető anyagokban **mágneses fluxust** hoz létre, és a felületegységre vonatkoztatott mágneses fluxus, azaz a mágneses indukció jellemzi a közetét. Ezért a mágnesezhető anyagok jellemzésére a vákuumbeli mágneses tér (\vec{H}) helyett a mágneses indukciót (\vec{B}) használjuk. Ha a külső mágneses tér hatására létrejött mágnesezettség zérussá válik a mágneses tér megszűnésével, akkor az így jellemezhető mágnesezettség az *indukált mágnesezettség* (\vec{I}_i). Mivel kis mágneses térerősség mellett a legtöbb közetnél az indukált mágnesezettségnek mértéke lineárisan függ a külső tétől (\vec{H}) és a közet térfogati szuszceptibilitásától (κ), ezért írható, hogy:

$$\vec{I}_i = \kappa \vec{H}$$

Az összefüggés szerint az indukált mágnesezettség iránya megegyezik a külső tér irányával (a mágneses teret vákuumra értelmezzük, egységnyi átmérőjű körvezető középpontjában egységnyi áramerősség hatására létrejövő mágneses tér nagysága 1A/m, ami egyúttal az SI mértékbeli egysége is). A **mágneses szuszceptibilitás** pedig azt fejezi ki, hogy adott külső mágnesező térben mennyire mágnesezhető az anyag, egységnyi mágneses térerősség hatására az egységnyi térfogatban létrehozott mágnesezettség számértékével egyezik meg a mágneses szuszceptibilitás. A fenti összefüggés és a mágneses tér dimenziója alapján a mágneses szuszceptibilitás SI mértékrendszerben dimenzió nélküli szám.

A mágneses indukciót felbontva a vákuumra jellemző rész és a mágnesezettségből adódó rész összegére írható, hogy

$$\vec{B} = \mu_0 (\vec{H} + \vec{I}_i) = \mu_0 (1 + \kappa) \vec{H} = \mu_0 \mu_r \vec{H} = \mu \vec{H}$$

Az összefüggésben μ_r a relatív permeabilitás, mely dimenzió nélküli szám, a mágneses indukció SI egysége weber per négyzetméter (jele Wb/m^2), melyet **Nikola Tesla** iránti tiszteletből *tesla*-nak [2]

nevezünk (jele T). A mágneses indukció vektor mennyiség és iránya általában megegyezik a külső mágneses tér irányával. A gyakorlati geofizikában a tesla egység 10^{-9} -szeresét (nanotesla, jele nT) használjuk, ami 1 gammának (a korábban használatos mágneses indukció egység, jele g) felel meg.

$$1\text{gamma} = 1\gamma = 10^{-9}T = 1nT$$

A kőzetek mágnesezettsége általában két részből adódik: az egyik a korábban, a kőzet képződése során kialakuló és megmaradó mágnesezettség (\vec{I}_r), melyet **remanens mágnesezettség**nek nevezünk. A másik, a fent definiált **indukált mágnesezettség** (\vec{I}_i), mely a jelenlegi mágnesező tér hatására alakul ki. Így a mágnesezettségre vonatkozó összefüggés általánosabb alakja:

$$\vec{I} = \frac{\sum \vec{M}}{V} = \vec{I}_r + \vec{I}_i = \vec{I}_r + \kappa\vec{H}$$

A remanens és az indukált mágnesezettség aránya a **Königsberger-hányados**.

3. DIA- ÉS PARAMÁGNESES TOVÁBBÁ FERROMÁGNESES TULAJDONSÁGÚ ÁSVÁNYOK

Ha egy ásvány H mágneses térbe kerül, akkor benne a mért térerősség – B (mágneses indukció) – értékét a korábbiak szerint a

$$\vec{B} = \mu\vec{H}$$

összefüggés írja le.

A jobb oldalon lévő mágneses permeabilitás értéke azt fejezi ki, hogy a mágneses tér mágneses momentumokat indukál az anyagban, amelyek irányuktól függően gyengítik vagy erősítik a mágneses teret. Előbbi esetben diamágneses, utóbbiban pedig para- vagy ferromágneses anyagról beszélünk.

A diamágnességhez kapcsolódó **Larmor-precesszió** minden anyagban megfigyelhető, azonban a paramágneses és ferromágneses viselkedést mutató anyagokban a diamágnességből eredő hatást más hatások elfedik. A kőzetek mágnesezettséget az őt alkotó ásványok mágnesezettsége határozza meg. Atomi szinten az anyagok mágneses momentuma az elektronokhoz kapcsolódik, ugyanis az atommagból eredő mágneses momentum a legtöbb esetben elhanyagolható. Az elektronok spinje és atommag körüli keringése miatt az elektronok spin és pályamomentummal rendelkeznek, melyekhez a *Bohr magnetontól* függő mágneses momentum tartozik. A mágneses momentum további forrása a kristályrács struktúrák esetén a betöltetlen belső elektronhéjak miatt jelentkező kicserélődési kölcsönhatás (**Nagata**, 1961).

Diamágneses anyagok

A **diamágneses anyagokra** jellemző, hogy nincs betöltetlen elektronhéj és az elektronokhoz tartozó spin momentumok is kompenzálják egymást. Ennek megfelelően külső mágneses tér hiányában nincs mágnesezettségük. Külső mágneses tér hatására az elektronpályák síkjára merőleges mágneses momentum precesszióba kezd a külső mágneses térvektor körül. A Larmor-precesszió eredményeként a külső térrel ellentétes irányú mágneses momentum jön létre, emiatt az ilyen anyagokban a mágneses tér lecsökken a külső mágneses tér nélküli esethez képest. A külső mágneses tér megszüntetésekor az elektronok visszanyerik eredeti sebességüket, a diamágneses anyag mágnesezettsége megszűnik. Azokat az anyagokat melyekben az atomoknak (ionoknak) nincs eredő mágneses momentuma – és ennél fogva spontán mágnesezettsége – továbbá külső tér hatására a Larmor-precesszió a meghatározó folyamat, diamágneseknek nevezzük. A diamágneses anyagok mágneses permeabilitása 1-nél alig kisebb érték, míg mágneses szuszceptibilitása igen kis negatív érték, mely fizikai paraméterek függetlenek az anyag hőmérsékletétől. Diamágneses elemek pl. a réz, arany, ólom és kén. A legfontosabb diamágneses ásványok: kvarc, kalcit, ortoklász, plagioklászok, gipsz, galenit, sziderit, apatit, aragonit, kősó. A víz is diamágneses anyag.

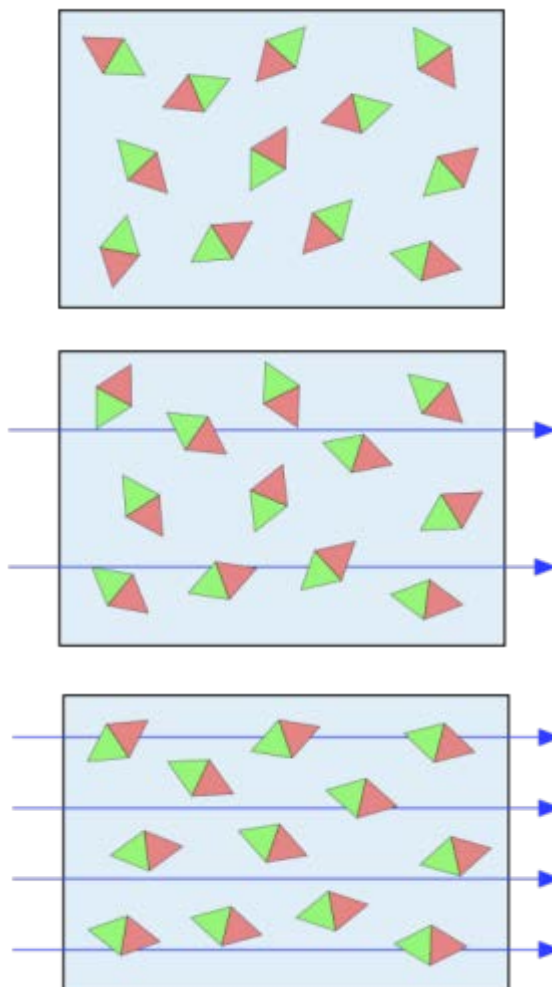
Anyag	$X_v (\times 10^{-5})$
Bizmut	-16,6

Gyémánt	-2,1
Grafit	-1,6
Réz	-1,0
Ólom	-1,8
Higany	-2,9
Ezüst	-2,6
Víz	-0,91
Szupravezetők	-10^5

2.1. táblázat: Néhány diamágneses anyag mágneses szuszceptibilitása

Paramágneses anyagok

A **paramágneses anyagokra** jellemző, hogy az atomok (ionok) külső mágneses tér hiányában is rendelkeznek mágneses momentummal, ui. ilyen anyagoknál az atomok elektronjainak a keringéssel és a spinnel kapcsolatos mágneses momentumai nem kompenzálják egymást. Mivel külső mágneses tér hiányában a mágneses momentumok irányítottsága szabálytalan, ezért mágnesezettségük tér hiányában nem jelentkezik. A külső mágneses tér az atomokhoz tartozó mágneses momentumokat a tér irányába igyekszik beállítani, így az indukált mágnesezettség a külső mágneses teret növeli.



2.1. ábra: Paramágneses anyag viselkedése mágneses tér hiányában, gyenge, illetve erős mágneses térben [1]

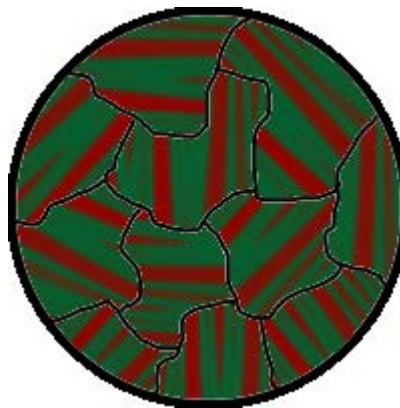
A polarizációt a hőmérséklet növelése akadályozza. A mágneses tér megszűnésekor az ilyen anyagok indukált mágnesezettségüket elveszítik. A paramágneses anyagok mágneses permeabilitása 1-nél nem sokkal nagyobb érték, míg mágneses szuszceptibilitása kis pozitív érték. Paramágneses tulajdonságot mutató ásványok az amfibol, biotit, piroxén, olivin és a legtöbb agyagásvány is.

Anyag	$X_v (\times 10^{-5})$
Wolfram	6,8
Cézium	5,1
Aluminimum	2,2
Lítium	1,4
Magnézium	1,2
Nátrium	0,72

2.2. táblázat: Néhány paramágneses anyag mágneses szuszceptibilitása

Ferromágneses anyagok

A mágneses kutatásokban a legfontosabb szerep a **ferromágneses tulajdonságot** mutató ásványoké. Ferromágneses viselkedést csak azok a kristályos szerkezetű anyagok mutatnak, melyeknél a le nem zárt belső elektronhéj sugara kisebb, mint a rácscsillag. A ferromágneses anyagok atomjainak mágneses momentumai elektronspintől származnak és a nagyobb mértékű spontán mágnesezettség egy-egy tartományon belül már külső mágneses tér hiányában is kialakul. A ferromágneses anyagok jellemzője, hogy kisebb tartományon belül az egymás mellett lévő atomok mágneses momentumai ugyanabba az irányba mutatnak a kicserélődési kölcsönhatás miatt. Egy ilyen **mágneses tartomány** (*Weiss-féle domén*) mérete mintegy $10^{-3} - 10^{-4}$ cm, és a doménen belüli spontán mágnesezettségnek az iránya megegyezik a kristallográfiaailag kitértetett irányok egyikével. Külső mágneses tér alkalmazásakor a domének közötti faleltolódás (azok a domének, melyek mágnesezettsége a mágneses tér irányával kisebb szöveget zár be szomszédjaik rovására növekszenek), az egyes doménekre jellemző mágnesezettségi irányok elfordulásai és nagyobb szögű átbillenések figyelhetők meg. Ezen folyamatok a ferromágneses tulajdonságú anyag mágnesezettségét növelik.



2.2. ábra: Weiss-féle domének mikrostruktúrái [ii]

Mágneses permeabilitásuk a mágnesező térnek függvénye, amit a ferromágneses anyagokra jellemző hiszterézis görbe mutat. A mágneses szuszceptibilitás az első mágnesezési görbe kezdeti (kis mágnesező) térerősséghez tartozó mágnesezettség mértékéből számítható. A hiszterézis görbe fontos jellemzője a telítési mágnesezettség, a remanens mágnesezettség és a koercitív erő. A telítési mágnesezettség végzett hiszterézis hurok területe azt is jellemzi, hogy az anyag mennyire hajlamos a remanens mágnesesződésre. Az erre való hajlam növekedésével ez a terület megnő. A lágy mágneses ásványokat kis remanens mágnesezettség jellemzi, a kemény mágneses ásványoknak magas a telítési mágnesezetést követően kialakuló remanens mágnesezettségük.

A ferromágneses viselkedést mutató anyagok három csoportját különböztetjük meg. A **valódi** vagy **tiszta ferromágneses anyagok** között ásvány nem található, ide tartozik az elemi Fe, Co és Ni (a telítetlen 3d elektronhéj miatti elektronspin momentum jelentkezik).

A legfontosabb mágneses ásványok **ferrimágnesek**. Jellemzőjük, hogy a páronként ellentétes irányú mágneses momentumok nem azonosak, hanem az egyik irányban nagyobb. Ennek következménye, hogy a ferrimágneses ásványokat erős, spontán mágnesezettség és nagy mágneses szuszeptibilitás jellemzi. A külső mágneses tér megszűnését követően remanens mágnesezettséggel rendelkeznek. A mágneses kutatómódszerrel kimutatható kőzetekben döntően a ferrimágneses ásványok fordulnak elő, melyek közül a legjellegzetesebbek a titanomagnetit (magnetit és ullvöspinel szilárd oldatai) és a titanohematit (hematit és ilmenit szilárd oldatai) sorozatban található. A magnetit külön ki kell emelni, a legtöbb üledékes és vulkáni kőzet szuszeptibilitása a magnetit tartalommal arányos. Az óceáni bazaltok mágneses tulajdonságait a titanomagnetit határozza meg. A szulfidok közül ferrimágneses ásvány a pirrotin, de csak meghatározott összetétel mellett. A másik szulfid mely ferrimágneses a greigit, mely elsősorban üledékes kőzetekben található. Adott hőmérséklet (*ferrimágneses Néel hőmérséklet*, vagy *Curie pont*) felett a ferrimágneses ásványok ferromágneses tulajdonságai megszűnnek és paramágnesként viselkednek.



INTERNETES KITEKINTÉS

Részletesebben:

<http://www.geo.arizona.edu/Paleomag/book/chap02.pdf>  és Kis (2007).

Az **antiferromágneses ásványok**nál az elemi mágneses momentumok egymás hatását kioltják, mert a páronként ellentétes irányú mágneses momentumok azonosak, így kifelé nem mutatnak remanens mágnesezettséget. Ebben a csoportban a legfontosabb ásvány a hematit, ilmenit, és bizonyos összetétel mellett a pirrotin. A hőmérséklet növelésével az antiferromágneses ásvány paramágnessé válik a *Néel hőmérséklet* elérésekor.

Kőzetek mágnesezettsége az indukált és a remanens mágnesezettség eredője. A jelentősebb mértékű indukált és a remanens mágnesezettség minden esetben ferromágneses tulajdonságot mutató ásványokhoz kapcsolódik. Ezek hiányában pl. ha a kőzetváz döntően szilikát vagy karbonát tartalmú, a kőzet is diamágneses, míg ha az agyagásványok a "dominánsak", akkor a kőzet is paramágneses. Csupán dia- és paramágneses ásványok alkotta kőzetektől nem származik mágneses anomália. A kis, de változó koncentrációjú ferrimágneses ásványok jelenléte határozza meg a kőzetek mágneses tulajdonságait és teszi lehetővé a kőzetek mágneses módszerrel történő elkülönítését.

4. TERMÉSZETES REMANENS MÁGNESEZETTSÉG

A földi mágneses tér hatására a kőzetképződéshez vagy azt követő folyamatok hatására a ferromágneses tulajdonságú ásványokat tartalmazó kőzetben kialakuló azon mágnesezettséget, mely a külső mágneses tér hiányában is jelentkezik, **természetes remanens mágnesezettség**nek (*Natural Remanent Magnetization, NRM*) nevezzük.

A paleomágneses vizsgálatokra a magmás és az üledékes eredetű kőzeteket lehet felhasználni a **termoremanens** és az **üledékes remanens mágnesezettségük** miatt. Ezt a két remanens mágnesezettségi típust **elsődleges remanens mágnesezettség**nek nevezzük, mert közvetlenül a kőzet képződéséhez kapcsolódik.

A **másodlagos remanens mágnesezettség** nem a kőzetképződési folyamat közben vagy azt közvetlen követően, hanem időben később, különböző folyamatok hatására alakulhat ki (**Lowrie**, 2007).



INTERNETES KITEKINTÉS

Bővebben:

http://www.slidefinder.net/g/geophysics_lec12/15506452 

Elsődleges remanens mágnesezettség

Termoremanens mágnesezettség

A **termoremanens mágnesezettség** (*Thermo Remanent Magnetization, TRM*) kialakulása a magmás

közetek képződéséhez kapcsolódik. Az olvadék megszilárdulását követő fokozatos hűlés során ha a kőzet hőmérséklete a ferrimágneses ásványok Curie pontját eléri spontán mágnesezettség alakul ki, a korábban paramágneses ásvány a szuperparamágnesességet követően ferrimágnessé válik (pl. a magnetitnél a Curie-hőmérséklet 578 °C). A hőmérséklet további csökkenésével a mágnesezettség tovább nő, és a blokkolási hőmérsékletre való lehűléskor a mágnesezettség már nem változik, beáll a külső mágneses tér irányába. A blokkolási hőmérséklet nagysága függ a ferrimágneses ásvány anizotrópiájától, a spontán mágnesezettség mértékétől, az ásványszemcsék alakjától, méretétől. A TRM mértéke különösen nagy lehet az apró kristályos nagy magnetit vagy más ferrimágneses ásvány tartalom esetén. A finomszemcsés, erősen anizotróp, ferromágneses tulajdonságú ásványok esetében jön létre a legstabilabb TRM. Mivel a TRM geológiai időközön át megőrződik, ezért a lemeztektonika elméletének kidolgozásában (elsősorban is az óceánközépi hátságok vonalától eltávolodó óceáni litoszféra lemezek mozgásának tér- és időbeli rekonstrukálásában a radiometrikus kormeghatározás módszerének felhasználásával) döntő szerepe volt. A TRM hatása a mágneses terepi mérések során is jelentkezhet: pl. vulkáni kőzetek esetén az is előfordulhat, hogy a TRM értéke két nagyságrenddel nagyobb, mint az indukált mágnesezettség.

Üledékes remanens mágnesezettség

Az **üledékes remanens mágnesezettséget** (*Depositional Remanent Magnetization, DRM*) az üledékképződés során a ferrimágneses ásványszemcsék együttesének olyan rendszere eredményezi, amikor a nagyon apró, mágneses dipólusként kezelhető szemcsék az ülepedés során az akkor jellemző földi mágneses tér irányába rendeződnek, és a későbbi folyamatok a szemcsék így kialakult helyzetét nem módosítják. Az ülepedés során idealizált esetben kis mértékű a szemcsék deklinációs és inklinációs eltérése (előbbit pl. kisebb vízmozgás, utóbbit a fenék egyenetlenségei okozhatják). Megfelelő vastagságú és nyugodt körülmények között képződött mélytengeri üledékek DRM vizsgálataiból szintén meg lehetett állapítani a normál és fordított polaritású földi mágneses tér létezésének tényét és az intervallumok hosszát is. Az üledékes kőzeteknél a Königsberger-hányados nem éri el a magmás kőzetekre jellemző értékeket, annál lényegesen kisebb.

Másodlagos remanens mágnesezettség

Üledékképződés utáni remanens mágnesezettség

További remanens mágnesezettségi formák másodlagosak. Így például annak számít az **üledékképződés utáni remanens mágnesezettség** (*post Depositional Remanent Magnetization, pDRM*) is, amely a korábban leülepedett képződmény pórus terében a ferromágneses tulajdonságú, nagyon apró ásványszemcsék későbbi elmozdulása és ezt követően mágneses momentumainak átállása és rögzülése miatt alakulhat ki.

Kémiai remanens mágnesezettség

Ebbe a csoportba tartozik a **kémiai remanens mágnesezettség** (*Chemical Remanent Magnetization, CRM*), amely kémiai átalakulás eredményeként alakul ki (pl. hematit kicsapódása vas tartalmú oldatból, óceáni bazaltokban titanomagnetit átalakulása maghemitté, máskor kőzetmállás miatti oxidáció, vagy kémiai folyamatok révén a meglévő mágneses ásványok szemcseméret növekedése miatt jön létre). Minden kőzet típusban kialakulhat, de üledékes és metamorf kőzetekre jellemző leginkább. Stabil, és a TRM-hez hasonlóan, a kőzet hosszú időn át megőrzi a kémiai úton szerzett remanens mágnesezettségét.

Izotermális remanens mágnesezettség

Izotermális remanens mágnesezettség (*Isothermal Remanent Magnetization, IRM*) az állandó hőmérséklet mellett a külső mágneses tér hatására, annak megszűnését követően kialakuló remanens mágnesezettség. Valamennyi ferromágneses tulajdonságú ásvány esetében létrejöhet. Laboratóriumi körülmények között a felmágnesezési (hiszterézis) görbe alapján lehet az egyes ásványok izotermális remanens mágnesezettségét vizsgálni (a külső mágnesező tér növelésével az ilyen ásványok telítettségi mágnesezettsége érhető el, majd a mágnesező tér nulla értékűre történő csökkentése révén kapott "megmaradt" mágnesezettséget nevezzük izotermális remanens mágnesezettségnek). A telítési, az izotermális remanens mágnesezettség és a **koercitív erő jellemző** a mágneses ásványra, ily módon a mágneses ásványokat tartalmazó kőzetek is csoportosíthatók. Terepi méréseknél is fontos lehet. Egyik megnyilvánulási formája a villámlás hatására kialakuló IRM, amely nagyon kis területen jelentkezik.

Viszkózus remanens mágnesezettség

Szintén a másodlagos remanens mágnesezettség csoportjába tartozik a **viszkózus remanens mágnesezettség** (*Viscous Remanent Magnetization, VRM*). Kialakulásának feltétele, hogy a hosszan tartó

mágneses tér hatásának kitett kőzetben legyenek instabil mágneses momentumok. Ilyenkor a mágnesező térrel ellentétes irányú (instabil) mágneses momentumok egy része bizonyos valószínűséggel átáll a földi mágneses tér irányába. A folyamat időben logaritmikus. Az így kialakuló, időtől függő remanencia a viszkózus remanens mágnesezettség. Jellemzője, hogy a mágneses tér megszűnése vagy megváltozása után a kőzet az így szerzett remanenciáját csak nagyon lassan, szintén időben logaritmikusan veszíti el. Paleomágneses vizsgálatok során a másodlagos remanens mágnesezettség (pl. IRM, VRM) hatásában gyakran elnyomja az elsődleges stabil komponenst, demagnetizáció révén lehet a "zavaró" (másodlagos) komponensektől megszabadulni. Finom szemcsés kőzetekre sokkal inkább jellemző mint durva szemcsésekre.

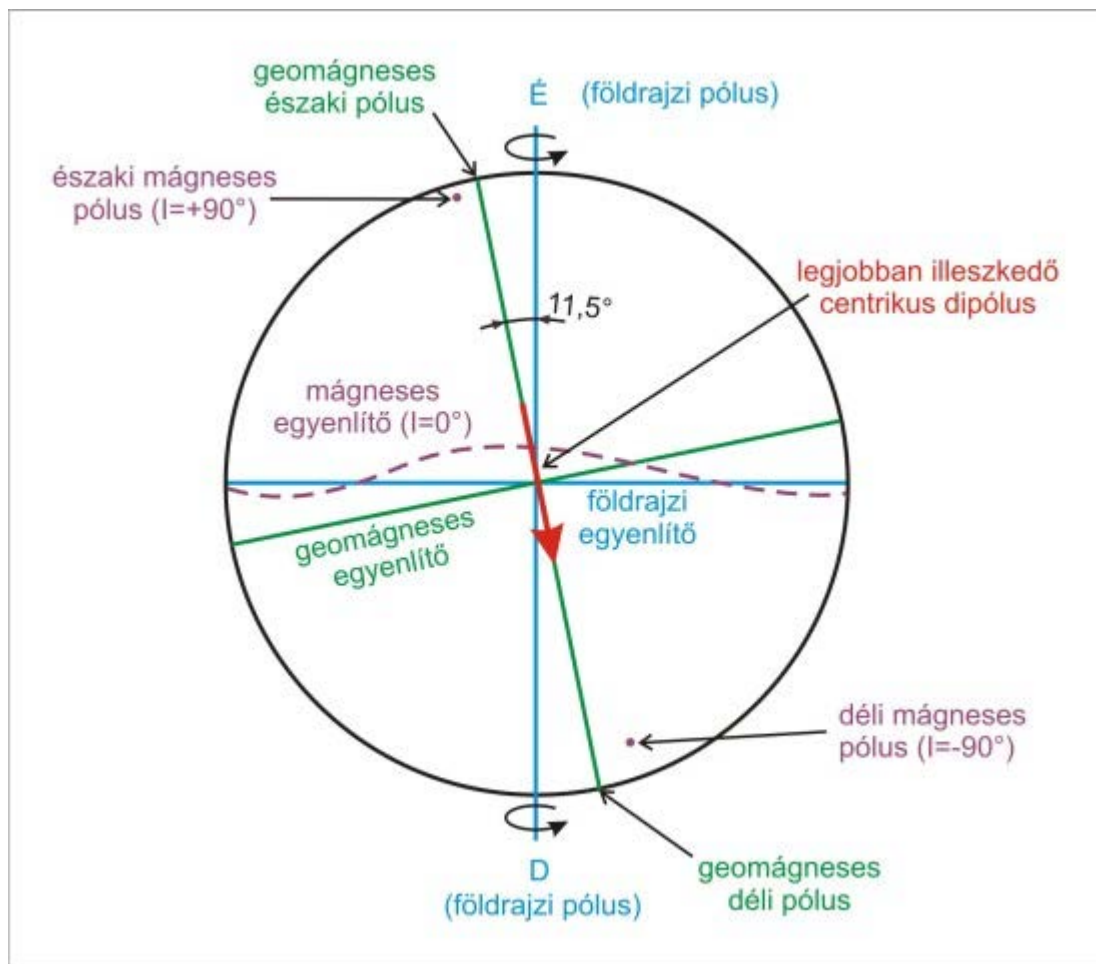
Piezo remanens mágnesezettség

A **piezo remanens mágnesezettség** (*Piezo Remanent Magnetization, PRM*) mechanikai feszültség megváltozásának hatására az akkor jellemző mágneses tér függvényében, állandó hőmérsékleten alakulhat ki. A korábbi remanens mágnesezettséghez hozzáadódhat vagy azt teljesen helyettesítheti. Az így létrejövő másodlagos remanens mágnesezettség mértéke akkor nagyobb, ha az alakváltozás nem csupán rugalmas alakváltozás.

5. A FÖLD MÁGNESES TERE

Jelenlegi ismereteink szerint a Föld folyadékszerű, magas vastartalmú külső magjában folyó áramok mágneses tere hozza létre a földi mágneses teret (a kéreg mágneses ásványaitól származó és a külső eredetű mágneses tér szintén jelentkezik, de nem ezek a meghatározóak). A Föld forgása – hidromágneses hatás révén – eleve gyenge mágneses teret kelt, amely a külső magban örvényáramokat indukál. Ennek mágneses tere visszahat a magra, egy öngerjesztéses dinamóhoz hasonlóan (**Steiner**, 1969). A geodinamó legfontosabb működési feltétele, hogy a Föld hőjéből és forgásából származó erők mozgásban tartsák a külső magban lévő, elektromosan vezető folyadékot. Az így kialakuló közel állandó mágneses tér, amely a földi mágneses tér kb. 95%-át adja, egy mágneses dipólus terével közelíthető. Ennek megfelelően a mágneses pólusoknál a mágneses tér mintegy kétszer nagyobb, mint a mágneses egyenlítő mentén (kb. 0,066 mT és 0,033 mT).

Centrikus mágneses dipólus közelítéssel azt a mágneses dipólus közelítést értjük, amikor a Föld középpontjába elképzelt mágneses dipólus tere a legjobban közelíti a földi mágneses teret. Ez akkor áll elő, ha a közelítő mágneses dipólus tengelye a Föld forgástengelyével 11,5°-os szöveget zár be. Ezen mágneses dipólussal egybeeső egyenes Föld-felszíni dőféspontja adja a két féltéken a geomágneses pólusokat. A geomágneses pólusokhoz képest a Föld felszínén eltérő helyen vannak az É-i és D-i mágneses pólusok. A centrikus dipólus közelítést, a geomágneses és mágneses pólusok, a geomágneses és mágneses egyenlítő helyét mutatja a **2.3 ábra**.



2.3. ábra: Mágneses és geomágneses pólusok, mágneses és geomágneses egyenlítő szemléltetése [iii]

Az É-i mágneses pólus felszíni helye az a pont, ahol az inklináció $+90^\circ$, míg a D-i mágneses pólusra ez az érték -90° . Jelenlegi helyzetük: Északnyugat-Kanada Bathurst sziget közelében (é.sz. 76° , ny.h. 101°), és az Antarktisz Adélie part (d.sz. 66° , k.h. 141°). A 2.3. ábra nem csak az így definiált pólusokat, hanem a geomágneses egyenlítő (a közelítő mágneses dipólus felezőpontján átmenő merőleges sík metszészvonala a Föld felszínével) és a mágneses egyenlítő (ami mentén az inklináció zérus) közötti különbséget is mutatja. A fentiekből adódik, – mivel közepes földrajzi szélességeket mellett az É-i féltekén a mágnesestű É-i vége kb. a földrajzi É felé mutat –, hogy jelenleg a Földi mágneses teret helyettesítő mágnesnek a D-i pólusa van felül és az É-i alul.

Megjegyezzük, hogy a centrikus dipólus közelítéshez képest jobb az excentrikus mágneses dipólus közelítés. Ez a helyettesítő dipólus 300-400km-re a középponttól a Mariana-árok felé helyezkedik el.

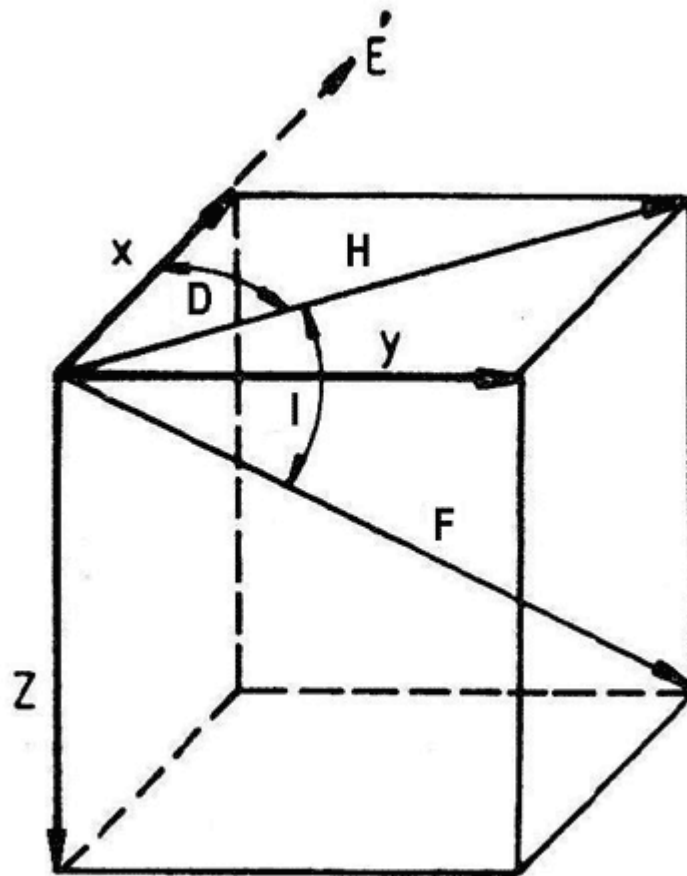
Ha a földi mágneses térből a földi mágneses teret legjobban közelítő centrikus dipólushoz tartozó mágneses teret kivonjuk, akkor kapjuk meg a nondipólteret.

A Föld mágneses terét egy időpontban, adott helyen mint vektoriális mennyiséget többféle módon definiálhatjuk. Az időpont és a helykoordináták mellett három adat jellemzi a földi mágneses térerősséget, melyeket a helyi földrajzi É, K és a függőleges irányokból alkotott jobbsodrású koordináta rendszerben adhatunk meg (2.4. ábra). Lehetséges módok:

X,Y,Z H,D,I H,Z,D F,I,D

ahol

X,Y,Z a totális tér - F vektor- x,y,z irányú összetevői, a horizontális összetevő – H vektor – az F vektor x,y síkba eső vetülete, a D deklináció a H vektor és az x,z sík közti szög, míg az I inklináció az F vektor és az x,y sík közti szög.



2.4. ábra: A földi mágneses tér (F vektor) pontbeli jellemzése

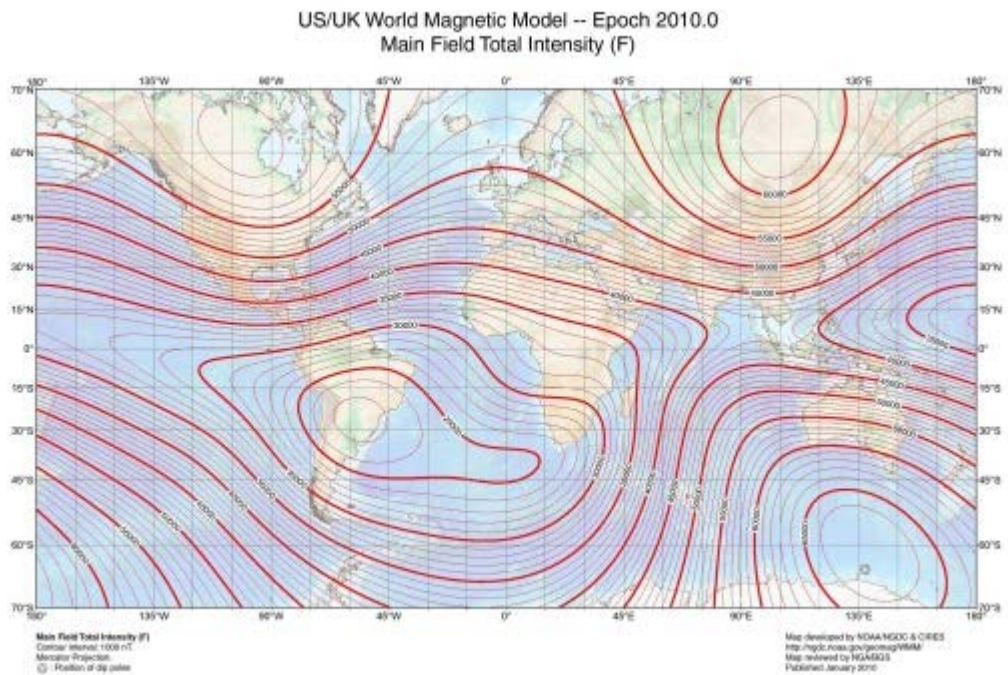
A földi mágneses tér helyszerinti eloszlását egy adott időpontra (epochára) szokás megadni, ui. a földi mágneses tér néhány év alatt is jelentősen változik.



INTERNETES KITEKINTÉS

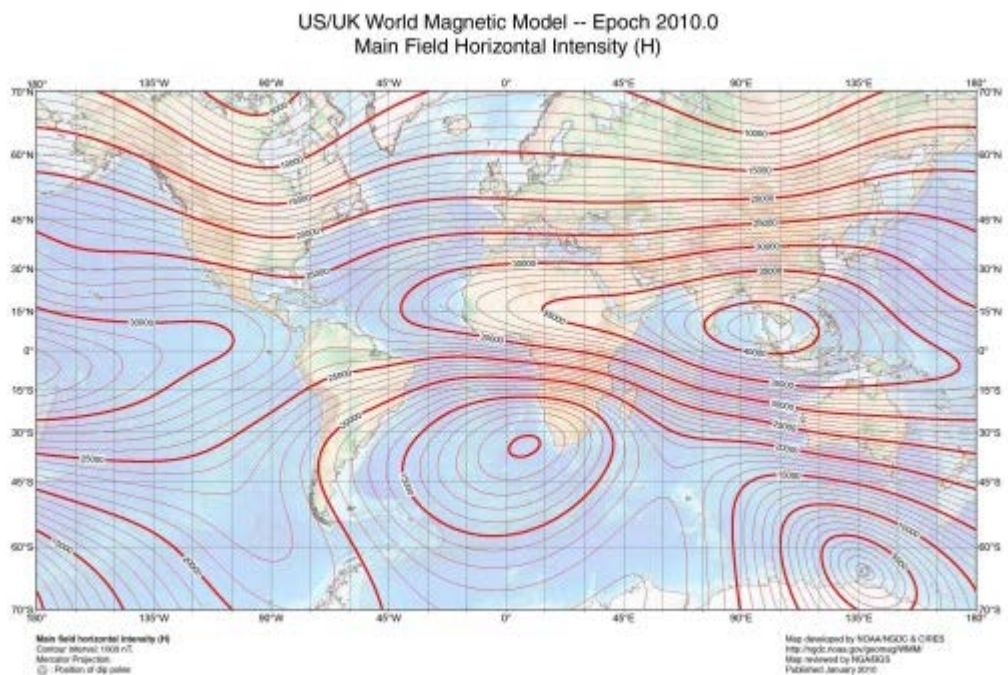
A legátfogóbban a Föld mágneses térképek ezen a weblapon férhetők hozzá:
<http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/>

A referencia modellek kifejlesztésében a *Nemzeti Geofizikai Adat Központ (NGDC, Boulder CO, USA)* és a *Brit Földtani Hivatal (BGS, Edinburgh)* vett részt. A térképek USA kormányzatának szabad felhasználású anyagát képezik.

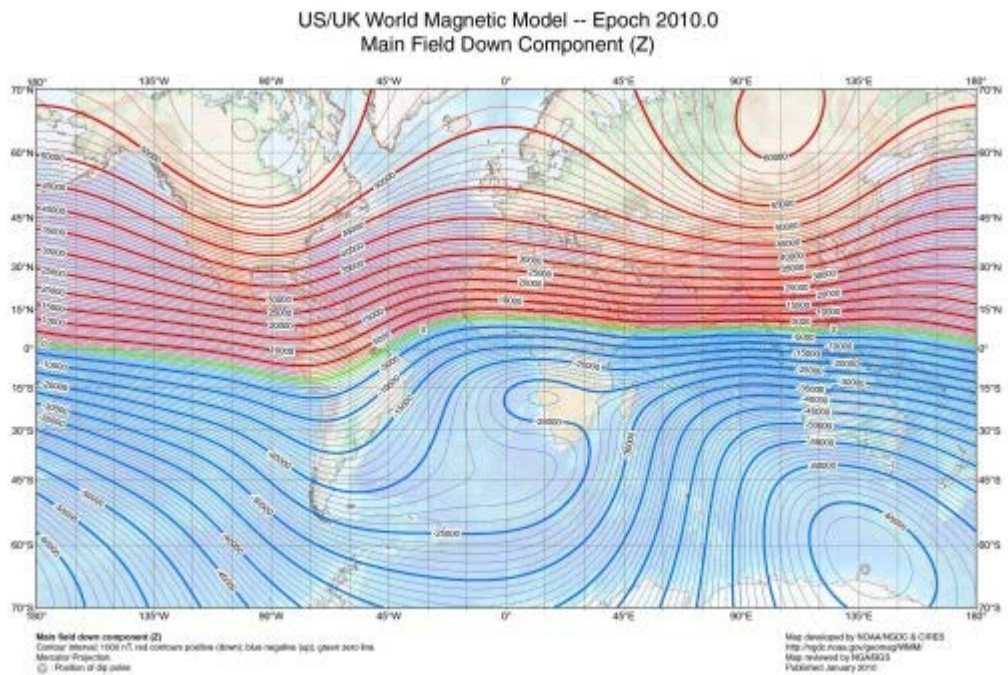


2.5. ábra: Földi totális mágneses tér amplitúdójának földfelszíni eloszlása 2010. január 1-én [IV]

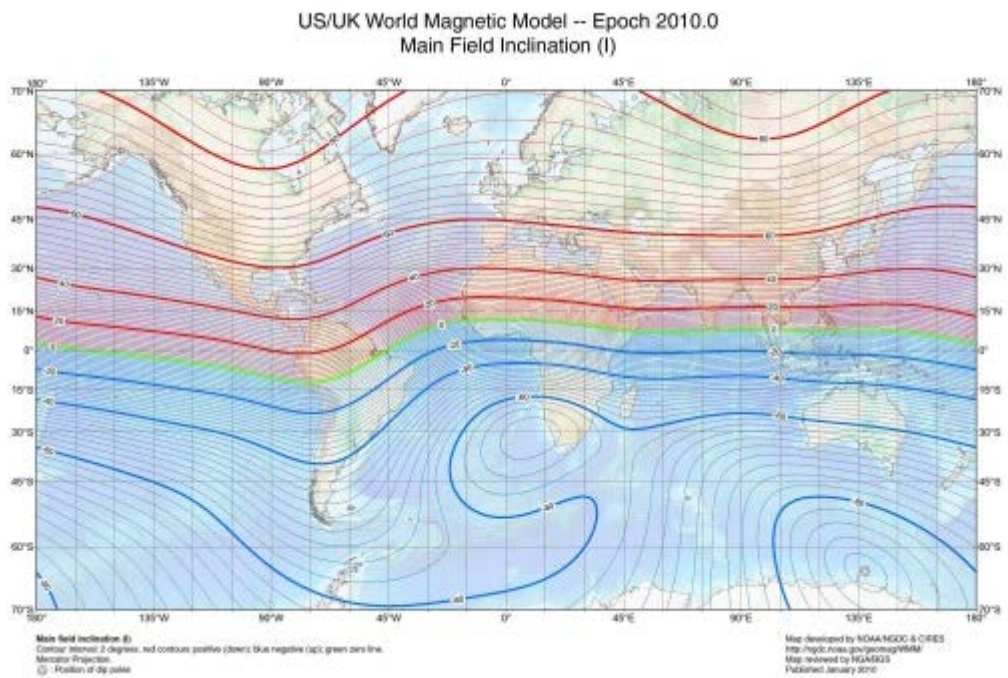
Az ábrán a 2010.0 jelölés a 2010. jan. 1. időpontra vonatkozik. A **2.5. ábrán** a Föld totális mágneses terének földfelszíni eloszlása látható. Az izovonalakat 1000nT-ként adták meg. Az azonos télerősségű helyeket összekötő görbéket izodinam görbéknek nevezzük. A **2.6. ábra** a földi totális télerősség horizontális komponensének földfelszíni eloszlását mutatja, a **2.7. ábra** pedig a vertikális komponens izodinam görbéinek viselkedését. Jól látható (elsősorban a **2.5. és 2.7. ábrák** alapján), hogy a Föld mágneses tere jobban közelíthető két mágneses dipólus mágneses terének szuperpozíciójaként, mint a centrikus dipólus terével. A **2.7. ábrán** a zöld színű Z=0 nT-hoz tartozó izodinam jelöli ki a mágneses egyenlítő helyét.



2.6. ábra: Földi totális mágneses tér horizontális komponensének eloszlása 2010. január 1-én [V]

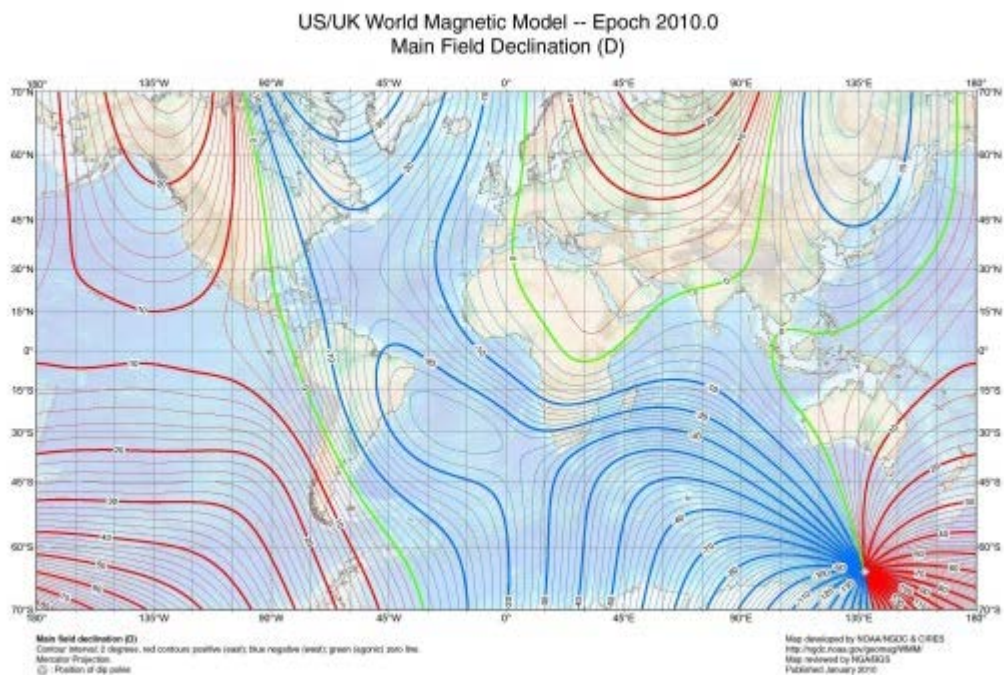


2.7. ábra: Földi totális mágneses tér vertikális komponensének eloszlása 2010. január 1-én [vi]



2.8. ábra: Földi mágneses tér inklinációja 2010. január 1-én. [vii]

A 2.8. ábrán a földi mágneses tér inklináció térképe látható. Az egyenlő inklinációjú helyeket összekötő izovonalakat **izoklinok**nak nevezzük. Definíció szerint a mágneses egyenlítő azon helyek összessége, melyekre az inklináció értéke zérus. A gömbi sorfejtéssel kapott térképek nagyon jól megközelítik a tényleges mágneses pólusok és a mágneses egyenlítő helyét.



2.9. ábra: Földi mágneses tér deklinációja 2010. január 1-én [viii]

A **2.9. ábra** a deklináció földfelszíni eloszlását mutatja. Az egyenlő deklinációjú helyeket összekötő görbékét **izogonoknak** nevezzük. A zérus deklinációjú helyeket az **agonvonal** jelöli ki, e mentén a mágneses É-i pólus és a földrajzi É irányja egybeesik.

6. MAGNETOSZFÉRA

A Föld és a Naprendszer mágneses térrel rendelkező bolygói kölcsönhatásba lépnek a Nap által emittált részecskével, melyeket összefoglalóan napszélnek nevezünk. A napszél nagy – átlagosan mintegy 450km/s – sebességű protonok, He atommagok, elektronok változó intenzitású áramlása. A kölcsönhatás eredménye a magnetoszféra kialakulása, mely az aktív dinamóval rendelkező bolygók (a Föld és a négy óriásbolygó) jellemzője. A magnetoszféra a kölcsönhatás révén a bolygók körül létrejött plazmatartomány. Bennük a bolygó belső eredetű mágneses tere a meghatározó, amit a napszél módosít. A mágneses erővonalak a Nap felőli oldalon "benyomódnak" a Nappal átellenes oldalhoz képest, míg az átellenes oldalon elnyúlnak.



INTERNETES KITEKINTÉS

Ezt mutatja az alábbi animáció, amely a *NASA/Goddard Space Flight Center /Scientific Visualization Studio* fejlesztése:

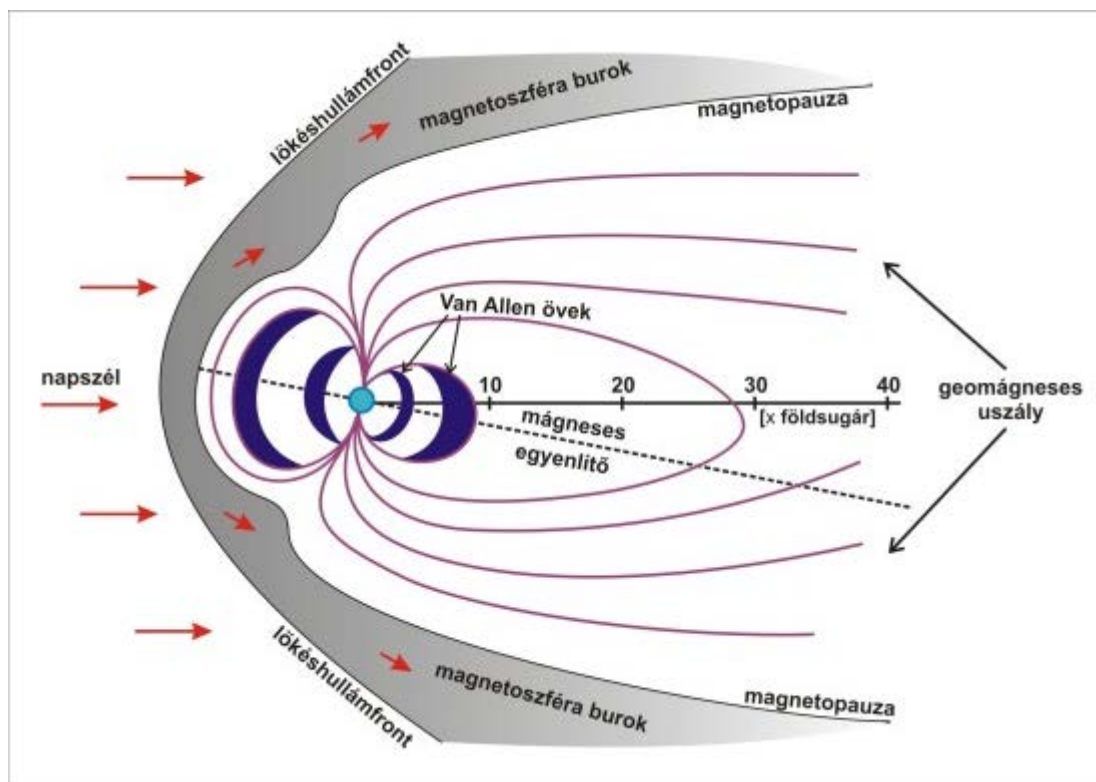
<http://svs.gsfc.nasa.gov/vis/a000000/a002300/a002387/index.html>

MAGNETOSZFÉRA



A magnetoszféra legkülső határa kb. 10-15-szörös Föld-sugárnyi (R) távolságra van a Nap felőli oldalon. A napszél és a ritka felső légkör kölcsönhatása révén egy ívszerűen hajló lökeshullámfront alakul ki.

A lökeshullámfront és a magnetopauza közti tértartomány a magnetoszféra burok, melyet turbulens, erősen lefékeződött plazma tölt ki. A lefékeződött napszél részecskéinek a mozgása révén keletkező áramfolyás miatt olyan bolygóközi mágneses tér jön létre, mely révén a földi mágneses erővonalak a Nap felőli oldalon "benyomódnak", míg a Nappal átellenes oldalon széthúzódnak. Ezt az elnyúlt részt nevezik geomágneses uszálynak (ezen az oldalon a magnetoszféra legalább 20-30-szor nagyobb távolságban terjed ki mint a szemközti oldalon). A deformálódott mágneses tér és a magnetoszféra burok közti tartományt magnetopauzának nevezzük. A magnetopauza mentén a töltött részecskéket a földi mágneses tér eltéríti és csak a sarki tölcserén át – a magnetopauza zérus mágneses térerősségű helyei mentén – tudnak a földi atmoszférába bejutni.



2.10. ábra : A magnetoszféra leegyszerűsített felépítése [ix]

A légkör szférái (troposz-, sztratosz-, mezo-, termo-, exoszféra) különböző mértékben tartalmaznak elektromosan töltött részecskéket.



INTERNETES KITEKINTÉS

A légkör felépítésével kapcsolatban összefoglalást található itt:
<http://www.naturalscience.hu/?id=lexikon&name=met&a=5>

A *termoszféra* (80-500km magasságban van a Föld felszíne felett) magába foglalja az ionoszféra legnagyobb részét. Az *ionoszféra* a légkörben 80-90km magasságban kezdődő nem homogén réteg, mely

a Nap ultraibolya (UV) és korpuszkuláris sugárzása miatt fokozottabban ionizálódott. Benne a maximális ionizációnak napi menete van és ez a Föld körül együtt halad a Nappal. D, E, F, G rétegeket lehet benne megkülönböztetni, a D réteg van hozzánk a legközelebb. A legalsó, a D réteg nappal alakul ki, az ionizáció fő forrása itt az UV-sugárzás. Az ionizáció foka a legnagyobb az F rétegben. Napkitörések idején az ionoszféra közelebb húzódik a Földhöz, nagyobb mértékű az ionizáció, a nagyobb áramfolyások miatt erősebb mágneses tér jelentkezik. A sarki fény is elsősorban a termoszférára jellemző. Azért alakul ki, mert a mágneses pólusok felett beérkező töltött részecskék ütköznek a levegő atomjaival és molekuláival, ionizálják és gerjesztik azokat, a gerjesztett atomok pedig a rájuk jellemző hullámhosszúságú fényt kibocsátva térnek vissza alapállapotukba (az oxigén zöld és vörös, míg a nitrogénmolekulák kékes ibolya fényt emittálnak). A jelenség 80–1000 km magasságban fordul elő, leggyakrabban azonban ezen intervallumban is a kisebb magasságok mellett figyelhető meg. Az északi féltekén *aurora borealis*, míg a délin *aurora australis* a sarki fényjelenség neve.

A magnetoszférában a zárt mágneses erővonalak mentén az elektromosan töltött részecskék sugárzási öveket hoznak létre. A Föld sugárzási öveit 1959-ben **Van Allen** fedezte fel az Explorer-1 műholdas mérései alapján. A két **Van Allen öv**ben nagyenergiájú részecskék találhatók: a **külső Van Allen öv** (3.5-4.5R) elektronokat, a **belső Van Allen öv** (1.6-2R) protonokat tartalmaz.

7. A FÖLDI MÁGNESES TÉR IDŐBELI VÁLTOZÁSAI

A föld felszínén mérhető mágneses tér nem csak a helytől függően, hanem egy adott helyen folyamatosan mérve azt tapasztaljuk, hogy az idő függvényében is változik. Ezek között vannak periodikus változások és vannak olyanok, amelyek szabálytalan időközönként jelennek meg.

Pólusváltások

Az időbeli változások közül a legnagyobb "átlagos periódus idővel" a **mágneses pólusfordulások** jellemezhetők. Valójában szabálytalanul, átlagosan mintegy 250 ezer évenként követik egymást (egy-egy kutatók szerint valószínűbb a hosszabb periódusidő, akár 1-2 millió év, azonban tény, hogy a miocén óta mintegy 60 mágneses térátfordulást mutattak ki). A jelenlegi mágneses dipólus helyzet a normál helyzet (azaz fenn van a D-i, alul az É-i pólus), ez az állapot több mint 750 ezer éve tart. Mélytengeri üledékek paleomágneses vizsgálataiból arra következtettek, hogy maga a pólusváltás egy rövid ideig tartó esemény, melyet az inklináció gyors előjelváltása mellett a mágneses tér csökkenése is jellemez. A mágneses pólusfordulást kiváltó okot nem ismerjük, a Föld belsejében a mágneses térátfordulást eredményező áramrendszer változásokat a California Egyetem kutatói – **Glatzmeier** és társai – numerikusan modellezték.



INTERNETES KITEKINTÉS

A modellezés animált változata megtalálható:

<http://www.psc.edu/research/graphics/gallery/geodynamo.php>

Ugyancsak belső eredetűek a **szekuláris változások**. Ezek tényét az 1600-as évektől kezdődően néhány nagyobb városban (London, Párizs) regisztrált inklináció-deklináció diagramok segítségével lehet bizonyítani.



A horizontális mágneses térkomponens több mint 400 évre visszamenő (1590-2010 közötti) irányváltozása az alábbi honlapon tekinthető meg animált formában:

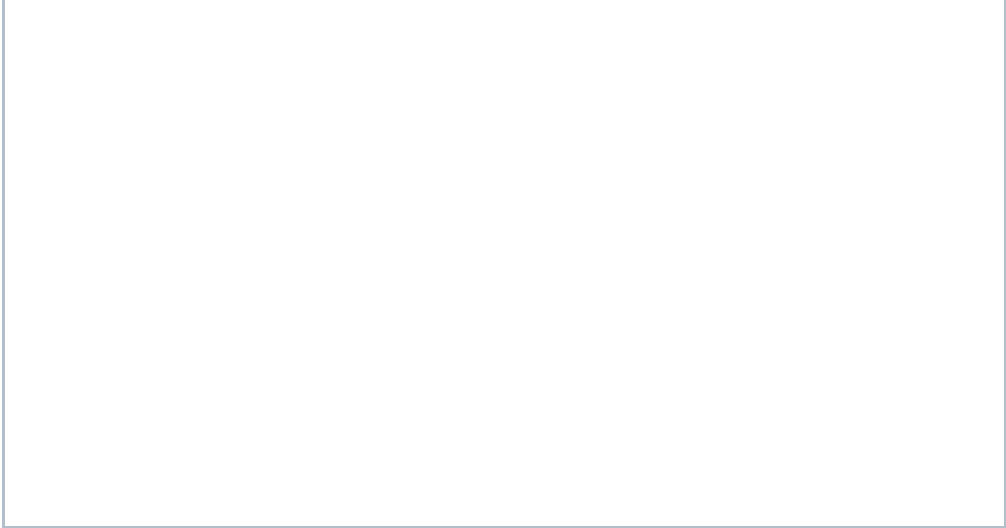
<http://www.geomag.us/info/declination.html>

Az animáción látható a mágneses egyenlítő helye, annak időbeli változása is (zöld színű görbe).

A HORIZONTÁLIS MÁGNESES TÉR VÁLTOZÁSA

Ugyanitt, ugyanerre az időtartamra a mágneses deklináció (elhajlás) hely és idő szerinti módosulása nézhető meg. A pozitív értékű izogonok piros színűek, a negatív deklináció esetén kékek az izogonok. A fekete vonal az agonvonal, mely mentén a deklináció értéke zérus.

A DEKLINÁCIÓ VÁLTOZÁSA



A GUFM-1 modellek **Jackson et al.** (2000) fejlesztései, a NOAA's National Geophysical Data Center (NGDC, USA) a megadott web-lapon további animációkat is bemutat.

A szekuláris változást mutató adatok feldolgozásából az 1830-as évekhez képest a centrikus dipolusmomentum mintegy 5%-os nem egyenletes csökkenésére következtek, másrészt az északi földmágneses pólus NY-i irányú precessziójára is. A nondipóltér időbeli változásának vizsgálata ugyancsak fontos eszköz az évszázados változást mutató földi mágneses tér kutatásában, mely alapján egy határozott NY-i irányú *driftre* lehet következtetni ezen "nem szabályos" tér vonatkozásában (**Kis K.**, 2007).

Naptevékenység hatása

A kb. **11 éves periodicitással jellemezhető fokozott naptevékenység** jellemzője a nagyobb mennyiségű, nagyobb energiájú elektromosan töltött és semleges részecskék a Napból az interplanetáris térbe történő kikerülése. Koronakidobódás idején, vagyis amikor a napkorona egy darabja lökődik ki a bolygóközi térbe, a napszél sebessége az 1000km/s sebességnél nagyobb sebességet is elérheti. Ez a felhő alakú napszél utoléri a korábban emittált részecskéket és azokkal kölcsönhatásba léphet. Ennek során ha egy olyan helyzet alakul ki, amikor a felhő alakú plazmához tartozó mágneses tér polaritása ellentétes a magnetoszféra polaritásával, vagy a szoláris eredetű mágneses térnek van a földi mágneses térrel ellentétes irányú komponense, akkor a magnetoszféra és a felhő között a mágneses tér átkötődése következhet be, mely révén a magnetoszférába a felhő plazmája bejuthat. A folyamat révén a belső magnetoszférában kialakuló gyűrűáramok mágneses tere napokra számottevő mértékben (100-1000 nT) módosítja a felszínen mérhető mágneses teret. Az ilyen nagy amplitúdójú mágneses térváltozást a meteorológiából vett kifejezéssel élve **mágneses vihar**nak nevezzük. A mágneses viharok – mivel a mágneses indukció gyors időbeli változását eredményezik – az elektromos berendezésekben indukció révén túlterhelést okozhatnak, zavarhatják a navigációt is. Mágneses vihar idején felesleges geomágneses méréseket végezni, mert a kimutatni kívánt hatás általában kisebb mint a mágneses tér időbeli változása.

A Föld felszínén mérhető időbeli változások között megtalálható egy 27 napos periódus idejű is, amely a napfolttevékenységgel és a Nap saját tengelye körüli forgásának 27 napos periódusával kapcsolatos.

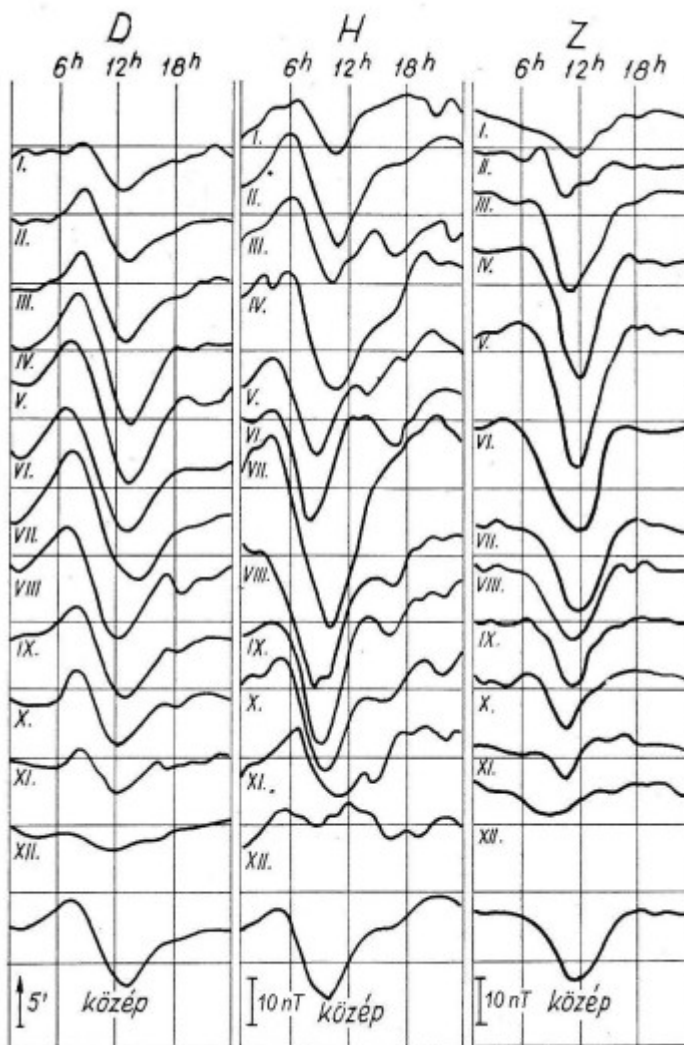
A mérések szempontjából kiemelten kell foglalkoznunk a **napi változással**. A felszínen mérhető napi változás forrása az ionosféra, melyben az ionizáció mértéke a Nap sugárzásától függ. A Föld forgása során a Nap felőli oldalon kialakul a hozzánk legközelebb lévő D réteg (ami éjszaka megszűnik), másrészt az F réteg is két réteggé jelentkezik. A Föld forgásának és Naphoz viszonyított helyzetének másik következménye a differenciális fűtés, melynek eredménye, hogy a Nap felőli oldalon a légkör kitér, míg az átellenes oldalon összehúzódik (ezt a légköri árapályt a Nap hozza létre). Ehhez a napi periodicitású változásokhoz hozzáadódik a Hold földi légkörre kifejített gravitációs vonzása is, ami szintén légköri árapály kialakulását eredményezi. Az ionizáció révén nagy mennyiségű elektron szabadul fel, mely horizontális áramgyűrűk kialakulásához vezet. Ezen áramgyűrű periodikus megjelenése a Föld felszínén néhányszor 10 nT mágneses térváltozást eredményez. A napi periódusú változás amplitúdója függ az ionizáció mértékétől, a földrajzi szélességtől és az évszaktól is.

Ezt a változást mutatja a **2.11. ábra**, ahol mágnesesen nyugodt napokból lett hónapos bontásban meghatározva a D, H, Z mágneses elemek átlagos variációja Budakeszin 1950-ben.

Ez a napi változás kb. 50 nT-s minimumot eredményez közepes földrajzi szélességek mentén az É-i

féltekén. Ehhez képest nagyobb mértékű a változás a mágneses egyenlítő mentén. A napi mágneses térváltozás kisebb mérési területen azonosnak vehető, és a bázisállomáson mért időbeli változást szokás feltételezni a mérési terület valamennyi állomásán. Azokon a napokon amikor a Nap aktivitása különösen alacsony, nyugodt napi variációról (*Solar quiet daily variation, Sq*) beszélünk, míg ezzel ellentétes esetben (*Solar disturbance daily variation, Sd*) a mágneses vihar, mágneses háborgás vagy pulzációk miatt ez nem teljesül.

Az alkalmazott geofizikai mágneses mérések (*Ádám et al.,1988, Telford et al.,1993*) eredményeit befolyásoló időbeli változások kis periódusidejűek, a szabálytalan változások pedig rövid időtartamúak. Mint láttuk, a normál (átlagos) naptevékenység esetén is jelentkezik egy napi periodicitású változás. A fokozott naptevékenység (amely a nyugodt időszakhoz képest több, elektromosan töltött, emittált részecskével is jellemezhető) magnetoszférára gyakorolt hatása révén létrejött mágneses térváltozás erre a napi változásra szuperponálódik, gyakran intenzitásában azt sokszorososan meghaladja.



2.11. ábra: Mágneses elemek Sq napokra vonatkozó átlagos napi változása [x]

Az **öbölháborgások** a mágneses tér vízszintes összetevőjének jellemző megváltozásai. Több órán át tartanak és a főfázisban ötven és több száz nT közötti hirtelen változások is tapasztalhatók. Kialakulásuk a napszél és a magnetoszféra kölcsönhatására, a 4-7 földszugárnyi távolságban kialakuló gyűrűáramra, majd ezen gyűrűáram intenzitásának csökkenésére majd megszűnésére vezethető vissza. További mágneses háborgást létrehozó folyamatok között meg kell említeni a *magnetopauza*-, *mágnesesuszály*-, a *mágneses erővonal menti áramot* továbbá a *poláris elektrojetek áramát* (*Kis K., 2007*).

A **pulzációk** a mágneses tér rövid periódusidejű változásai. Jellemző rájuk, hogy nagy területen, azonos módon jelentkeznek mind periódus időben, mind amplitúdóban. Forrásuk a külső mágneses térben keletkező magneto-hidrodinamikai hullámok (plazma hullámok), melyek a mágneses erővonalak mentén

terjednek a Föld felszíne felé. Ha a magneto-hidrodinamikai hullám frekvenciája megegyezik a magnetoszféra mágneses erővonalának karakterisztikus oszcillációs frekvenciájával (mely érték a mágneses erővonal intenzitásától és hosszától függ), rezonancia jön létre, mely a mágneses erővonal oszcillációját eredményezi. Abban az esetben ha az oszcilláció csillapítása nem jelentős, akkor a pulzáció mágneses hatása a felszínen is mérhető. Más effektus is létrehozhat pulzációt: pl. a periodikusan változó nyomású napszél a magnetopauzát hozhatja a napszél nyomásváltozását követő mozgásba vagy ugyanezen hatásra a mágneses uszály hullámzó mozgása miatt is kialakulhat. A folyamatos pulzációk (a *Pulsation continues* rövidítésből *Pc*) rendszerint a Föld Nap felőli oldalán jelentkeznek, míg a szabálytalan pulzációk (a *Pulsation irregulieres* rövidítésből *Pi*) az átellenes, éjszakai oldalon figyelhetők meg. Előbbieknek hat csoportját különböztetik meg (0,2 sec-5 sec periódus idővel kezdődően a legkisebb periódus idejű pulzációk, és 600sec-nál nagyobb a periódus idő a 6. csoportnál), míg a szabálytalan pulzációknál a három csoport nagyobb periódus idejű intervallumokat fed le. Fontos tudni, hogy a Föld felszínén mérhető előbb említett folyamatok miatt kialakuló pulzációk mellett lényegesen nagyobb frekvenciájú térváltozások is megjelennek, azonban az utóbbiak forrása nem a magnetoszféra, hanem az alsó atmoszférán belül a zivatar-tevékenység (villámlások) és a Föld-ionoszféra üregrezonátornak a kölcsönhatása.

8. MÁGNESES MÉRÉSEK ÉS MŰSZEREIK

A kőzetek **remanens mágnesezettségét** (ún. *rock magnetométerrel*) laboratóriumi körülmények között mérik, ahol az indukált és a remanens mágnesezettség szétválasztása fontos feladat.

A **mágneses szuszceptibilitás** értéke kis mágneses térerősség mellett jelent hasznos információt a terepi mágneses mérések tervezéséhez és azok értelmezéséhez. A mérési területen előforduló kőzetek mágneses szuszceptibilitásának ismerete azért fontos, hogy eldöntsük a kőzetek mágneses módszerrel való kutathatóságát. Váltóáramú rezgőkörök elvét alkalmazó eljárásoknál a rezonancia frekvencia megváltozásának mértékéből lehet következtetni a minta szuszceptibilitására. A mágneses szuszceptibilitás mérésének terepi és fúrólukbéli változata is van.

A terepi mágneses mérések tervezésekor alapvető szempont, hogy a mérési állomások közti távolság kisebb legyen mint a ható mélységének a fele.

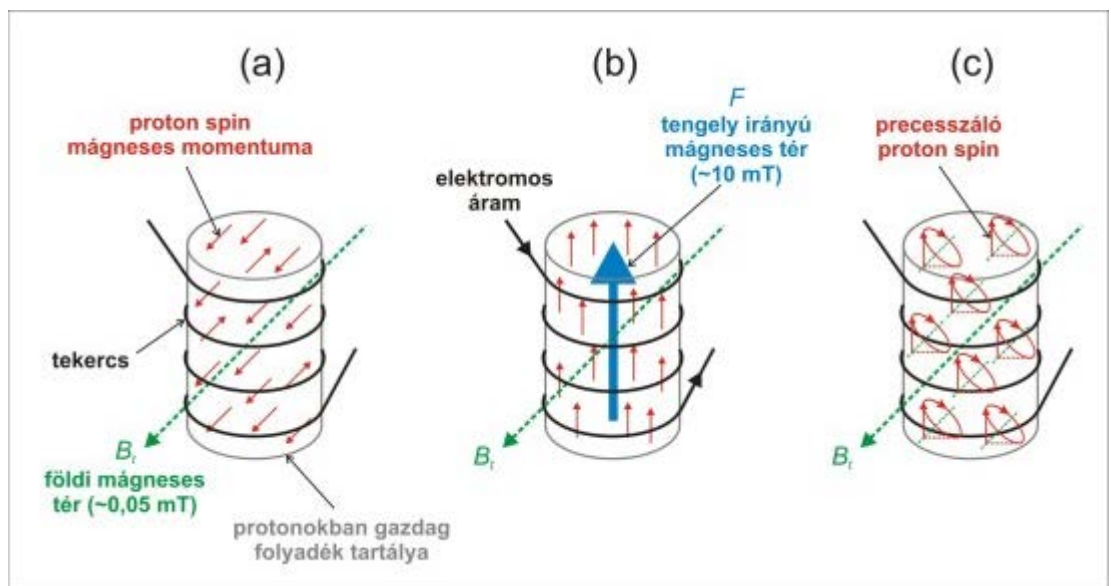
A **mágneses térerősség** komponenseket korábban terepmérleggel (vagy variométerrel) mérték. A mérendő komponens irányától függően választották meg a lengő-rendszer felfüggesztését és annak tájolását.

Ugyancsak a mágneses tér különböző komponenseinek mérésére alkalmas a **telített magos** (vagy *flux-gate*) **magnetométer**. Egyes anyagok – pl. mumetál, permalloy- már relatíve kis mágneses térerősség mellett mágnesesen telítődnek. A telített magos magnetométereknél ilyen tulajdonságú anyagot használnak fel a mágneses tér mérésére. Működésük alapja, hogy a magnetométerben két, azonos anyagú (pl. permalloy), azonos geometriájú ferritmagnetot azonos menetszámú, de a magokon ellentétesen tekercselve hangfrekvenciás térrel gerjesztenek. Amennyiben nincs külső mágneses tér, a szekunder oldalon nincs kimenő feszültség. Ha külső tér van, akkor a gerjesztés munkapontja eltolódik és a kimenő (szekunder) feszültség arányos a magok tengelyével párhuzamos mágneses tér komponenssel. Az ilyen műszerek pontossága 1 nT. Ha a mágneses teret vektoriálisan kell meghatározni, akkor három, egymásra merőleges tengelyű flux-gate magnetométert kell alkalmazni. Pl. a CHAMP műholdon is három, egymásra merőleges flux-gate magnetométert helyeztek el, hogy a mágneses tér nagysága mellett annak irányát is meg lehessen mérni.

A **protonprecessziós magnetométerekkel** egy nagyságrenddel pontosabb mérést lehet végezni mint a flux-gate magnetométerrel. Működésük alapja a protonok – pontosabban a protonoknak, mint spinnel rendelkező részecskékhöz tartozó mágneses dipólmomentumok - precessziója, melynek frekvenciája a földi mágneses tér abszolút értékétől $-\left|\vec{H}\right|$ -függ. A **2.12. ábra** fotójával a mérés kivitelezhetőségének egyszerűségét kívánjuk szemléltetni.



2.12. ábra: Kép egy protonprecessziós magnetométeres mérésről [3]



2.13. ábra: A protonprecessziós magnetométer működésének illusztrálása

A protonokhoz kapcsolódó mágneses momentumok a mérőedény folyadékjában a földi térrel paralel v. antiparalel helyzetben vannak a gerjesztés nélküli esetben, mint ahogy az a **2.13.(a) ábra** részén látható. A tartályt körülvevő tekercsbe egyenáramot vezetve a mágneses momentumok a gerjesztés hatására a mágnesező tekercs belsejében jelentkező mágneses tér irányába állnak be, ugyanis a gerjesztő tér több mint százszor nagyobb mint a földi mágneses tér **2.13.(b)**. A gerjesztő áram kikapcsolását követően a mágneses momentumok a földi mágneses tér körül precesszálnak **2.13.(c)**. Ez a protonprecesszió feszültséget indukál a tekercsben, és ennek a jelnek kell a frekvenciáját mérni. A precesszási frekvencia lineárisan arányos a földi totális mágneses térerősség abszolút értékével (jelölése az ábán B_t , amit az 5. fejezetben $|\vec{H}|$ -el jelöltünk), a műszer ez utóbbi értéket jelzi ki. A fentiekből következik, hogy a mágneses tér meghatározásának pontossága a frekvencia mérésének pontosságától függ. A frekvencia és a totális térerősség abszolút értékének kapcsolata a mérési pontban:

$$f = \frac{\gamma_p B_t}{2}$$

A képletben γ_p a proton giromágneses aránya.

A proton-precessziós magnetométer továbbfejlesztett változata az **Overhauser-magnetométer**. A pontosság itt 1 nagyságrenddel jobb, mint a hagyományos proton-precessziós magnetométerek esetében. Velük ellentétben nem egyenáramú, hanem rádiófrekvenciás gerjesztést alkalmaznak a protonokhoz tartozó mágneses momentumok közvetett polarizációjára. Az RF gerjesztés (kb. 60MHz) következtében a folyadékban lévő betöltetlen héjon elhelyezkedő elektronok gerjesztett állapotba kerülnek. Fölös energiájukat a hidrogén atommagoknak átadva a protonok spin állapota megváltozik a folyadék jóval erősebb polarizációját eredményezve a hagyományos proton-magnetométerhez képest. Az ilyen műszerekkel nemcsak szakaszosan, hanem folyamatosan is lehet mérni.

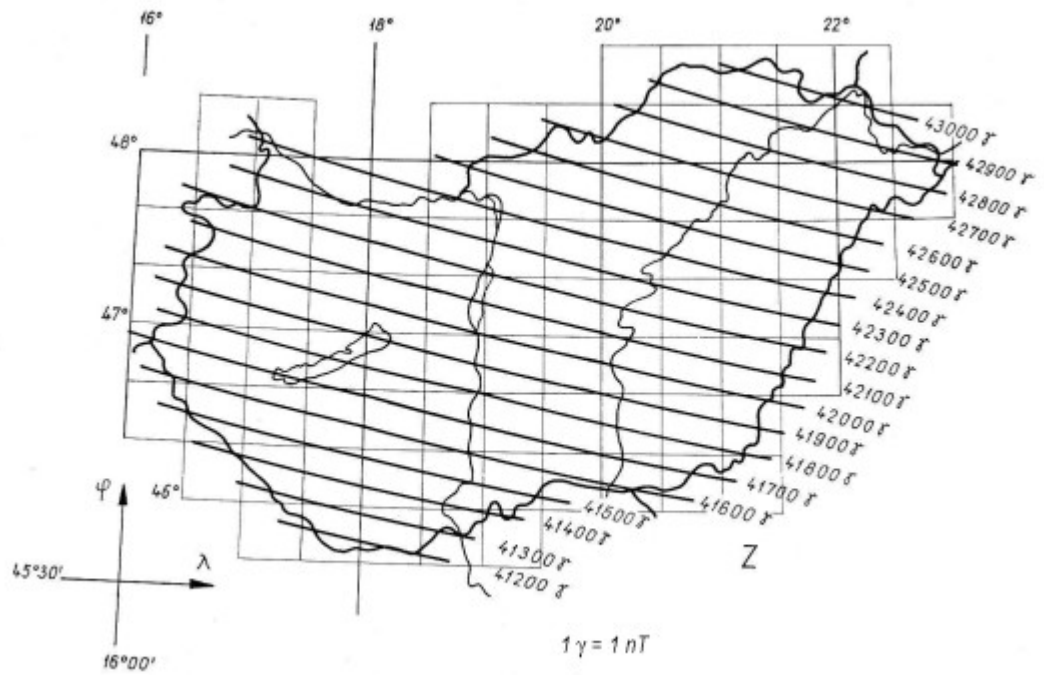
Az **elektronhéj magnetométerek** még pontosabb méréseket tesznek lehetővé. Alkáli-gőz magnetométernek is nevezik őket, mert rubídium-, cézium- vagy káliumgőzt tartalmaz érzékelő részük. Működésük az optikai pumpálás jelenségén alapszik. Folyamatosan is működtethetők, pontosságuk 0,01nT.

A **mágneses gradiens mérés**nél általában a mágneses tér függőleges vagy vízszintes gradiensét mérik úgy, hogy két érzékelőt alkalmaznak, a megfelelő műszerleolvasási értékek különbségét a műszer normálja az érzékelők közti távolságra. A mérést két szenzoros flux-gate, protonprecessziós vagy elektronhéj magnetométerrel végzik el. Felszínközeli nagyobb anomáliák esetén a gradiens mérés eredményes lehet egyetlen magnetométer alkalmazásával is, ilyenkor a szenzor helyének megfelelő változtatásával végezzük el az egymást közvetlenül követő méréseket. A mágneses gradiens mérés célja a felszín közeli mágneses inhomogenitások lehatárolása. A mérés előnye, hogy a mért fizikai mennyiségben a regionális hatás és a mérés során jelentkező időbeli változás nincs, vagy alig van jelen.

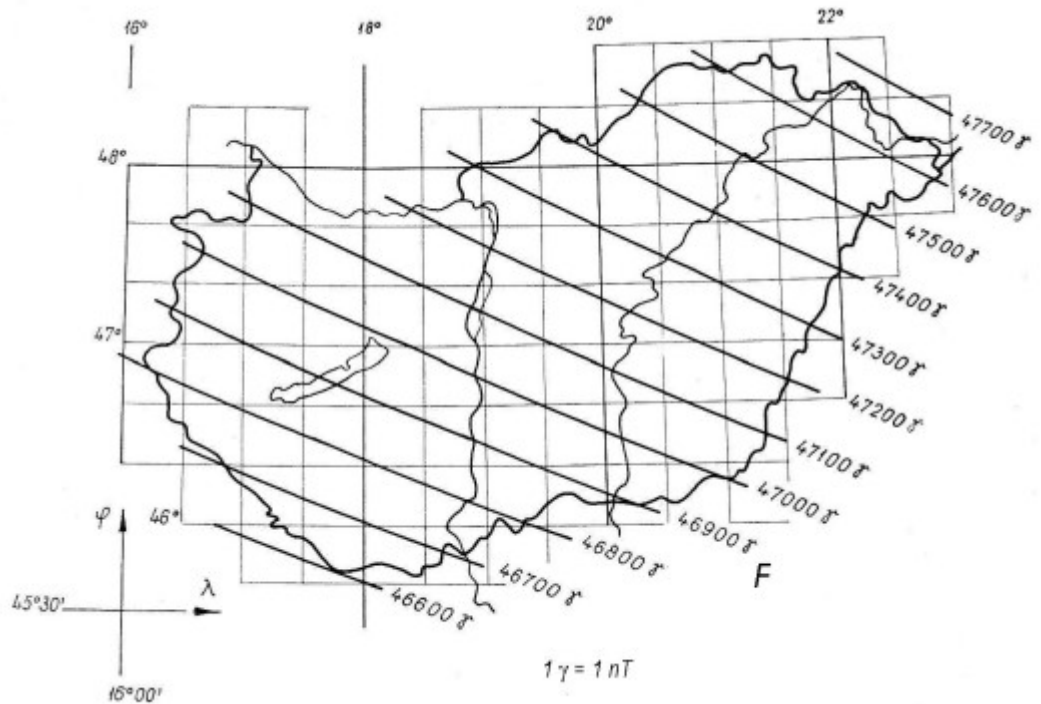
9. MÁGNESES MÉRÉSEK FELDOLGOZÁSA

A gravitációs mérésekhez hasonlóan – ott a laterális sűrűségváltozás miatt - a mért mágneses adatokból is (itt pedig a remanens és indukált mágnesezettség hely szerinti változásaiból) általában a geológiai felépítéssel összefüggő anomáliákat határozzák meg és térképeken (esetleg szelvények mentén) szemléltetik. Mágneses anomálián a megfelelő korrekciókkal ellátott mért mágneses térérték normál mágneses tértől való eltérését értjük. A feldolgozás első lépéseként a korrekciókat ismertetjük, majd ezt követően az értelmezést segítő feldolgozási lépésekkel foglalkozunk.

A normál tértől azt várjuk el, hogy az igen nagy területen a Föld felszíni mágneses terének sajátosságait minél jobban tükrözze. A normál mágneses tér ismerete egyet jelent a földfelszíni mágneses tér gömbfüggvényes közelítésében az együtthatók értékének az ismeretével. A műholdas és az obszervatóriumi mágneses mérések szintézisével és az így kapott adatok kiegyenlítésével számítható a normál tér. Ellentétben a gravitációs normál térrel, a mágneses normál tér nem csak a földrajzi szélességtől, hanem a földrajzi hosszúságtól is függ (ez nem csupán a nondipóltér miatt van, hanem azért is, mert a Föld normál mágneses terének mintegy 90 %-t meghatározó centrikus mágneses dipólus tengelye 11,5°-ot zár be a Föld forgástengelyével). A gömbfüggvényes közelítés $n=1$ -hez tartozó tagjai írják le a centrikus dipólus mágneses potenciálját. A sorfejtés további, magasabb rendű tagjai a centrikus kvadru-, oktopólus, stb. (általában 10 tagig adják meg a gömbi sorfejtést) határozzák meg az elméleti földi mágneses tér további 10%-át, mely a nondipóltér viselkedését jellemzik (**Kis**, 2007). A mágneses potenciálból gradiens képzéssel lehet meghatározni a térkomponensek és azokból a totális mágneses tér eloszlását. A *Nemzetközi Geomágneses Referencia Teret (International Geomagnetic Reference Field, IGRF)* adott időpontra (ún. epochára) adják meg. A referencia teret szemléltető térképeket a **2.14-2.15. ábrákon** adtuk meg. Magyarország vonatkozásában 1965.0 időpontra mutatunk be referencia értékeket, ami jellegében hasonlóságot mutat a mai térrel.



2.14. ábra: A vertikális összetevő normál tere Magyarországon az 1965.0 időpontban [xi]



2.15. ábra: A totális térerő normál tere Magyarországon az 1965.0 időpontban [xii]

Kisebb területekre indokolt lehet a normál teret mágneses komponensként másodfokú, kétváltozós polinommal kifejezni. PI. Magyarország területén a műholdas és obszervatóriumi mérések felhasználásával a protonprecessziós mérésekhez a totális térerősségre vonatkozó normál formula

$$F_N = F_c + a\Delta\lambda + b\Delta\phi + c\Delta\lambda\Delta\phi + d(\Delta\lambda)^2 + e(\Delta\phi)^2$$

alakú, ahol F_c a $\phi = 45^\circ 30'$ és $\lambda = 16^\circ 00'$ koordinátájú (2.14. és 2.15. ábra bal alsó sarkában lévő vonatkoztatási pont) helyhez tartozó totális térerő, míg ehhez képest más földrajzi szélességű és

hosszúságú helyre a normál érték (a mérési pont és a viszonyítási pont között, percekben kifejezett szélességi és hosszúsági adatok különbségének ismeretében) a formula alapján számítható. A többi mágneses komponens normál terét hasonló alakú formulával lehet megadni.

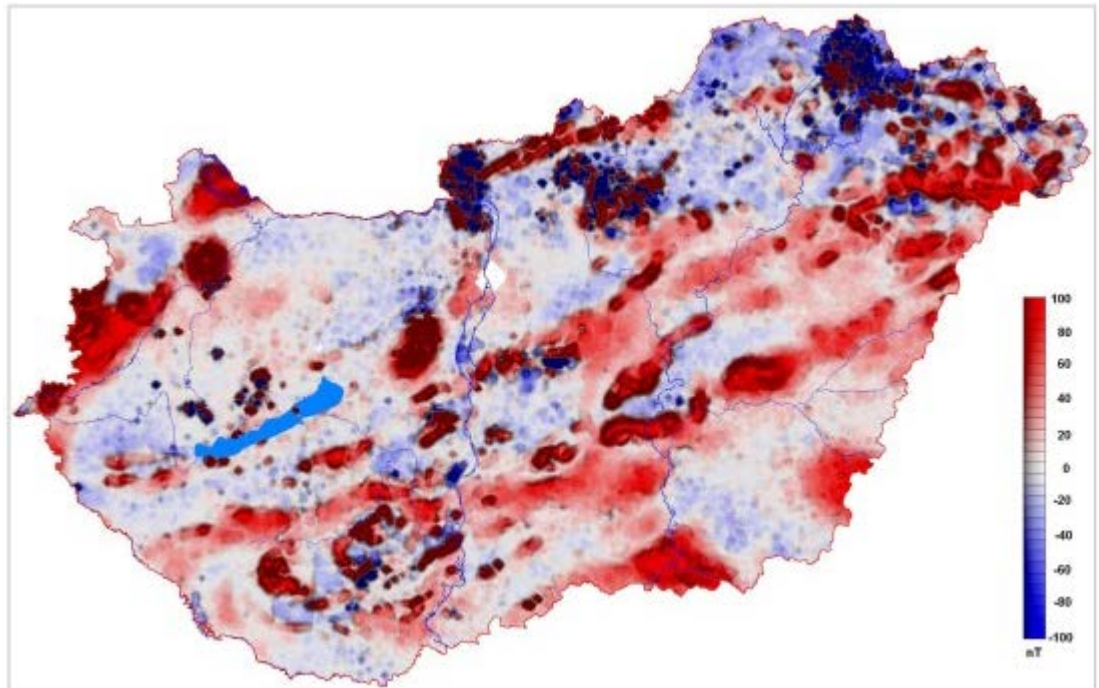
A gravitációs normál korrekcióhoz hasonlóan (ott mérési eredményeinket a nehézségi gyorsulás földrajzi pólusok irányában jelentkező növekedésétől szabadítottuk meg) itt ezt a normál (elméleti, referencia) teret kell a mérési eredményeinkből levonni a mágneses anomália térkép szerkesztéséhez. Az IGRF referencia teret 5 éves periódusra adják meg, a földi mágneses referencia tér korábbi változásai alapján prognosztizált, lineárisnak feltételezett időbeli változásával együtt.

A korábbiakban említettük, hogy a napi és az annál gyorsabb változások nem földkéreg, hanem külső eredetűek. Csak nyugodt napi változás mellett lehet kisebb mágneses térváltozást eredményező hatókat kimutatni (mágneses viharok esetén a jel/zaj viszony leromlása miatt nincs is értelme a mérésnek), és a napi változás mértékét a mérési területen azonosnak feltételezve azt korrekcióba kell venni. Két magnetométerrel dolgozva az egyik magnetométert bázisállomáson működtetjük, a mozgó állomás mérési időpontját rögzíteni kell. Ha csak egy műszerünk van, akkor megfelelő időközönként ugyanarra az állomásra (a bázisállomásra) vissza kell térni az időbeli változás megfelelő mintavételezése végett. A bázis állomásra kapott időbeli változást az állomások között a mérési időpontok alapján kell elosztani. Nem szükséges bázis állomáson mérni, ha a mérési terület egy mágneses obszervatórium mintegy 100km-es környezetében van.

A mágneses anomáliák izovonalait a kutatási feladat határozza meg, általában 5-100nT-ként szokás megadni. A megfelelő állomássűrűséggel elvégzett mérések korrigált térképeit a feladat jellegéből adódóan dolgozzák fel. A feldolgozás irányulhat a mélybeli hatások kiemelésére. Ilyenkor a gravitációs feldolgozásnál is használatos analitikus felfelé folytatást végzik el. Ha a felszín közeli hatások kiemelése a cél, akkor analitikus lefelé folytatást végeznek. Az **analitikus folytatásokkal** elért hatás elérhető a térbeli frekvenciatartományban elvégzett **szűrés**ekkel is. A lefelé folytatás alulvágó (vagy felül áteresztő) szűrésnek, míg a felfelé folytatás felülvágó (vagy alul áteresztő) szűrésnek felel meg.

10. MÁGNESES MÉRÉSEK ÉRTELMEZÉSE

A legtöbb alkalmazott geofizikai mágneses mérés (a mágneses gradiens mérés nem tartozik ide) értelmezésekor figyelembe kell venni, hogy a mért érték döntően belső eredetű és ebből csupán néhány százalék származik a földi kéregből. A belső eredetű teret belül domináns -mintegy 95%- az öngerjesztő dinamiként működő folyékony külső mag földfelszíni mágneses térhez való hozzájárulása. Ez a mágneses tér időben csak lassú változást mutat, amit a földmágneses referencia teret (International Geomagnetic Reference Field, IGRF) leíró anyagban mellékelnek. A további, ugyancsak belső eredetű, az alkalmazott geofizika vizsgálatának tárgyát képező mágneses tér forrása a felszín és a Curie-mélység (az a mélység, ahol a földkéreg hőmérséklete eléri a Curie-hőmérsékletet) közti tértartomány ferromágneses tulajdonságú ásványai. Mivel a földköpeny legalacsonyabb hőmérséklete is általában meghaladja a legmagasabb Curie-hőmérsékleti értékeket, a mágneses anomáliák belső forrásai csak a kéreg, nagyon ritkán pedig a felső köpeny lokális inhomogenitásai lehetnek. A külső eredetű, időben változó mágneses tér a mágneses kutatás szempontjából zavarólag hat. A mágneses anomália térkép elkészítéséhez szükséges legfontosabb korrekciók elvégzésével korábban foglalkoztunk.



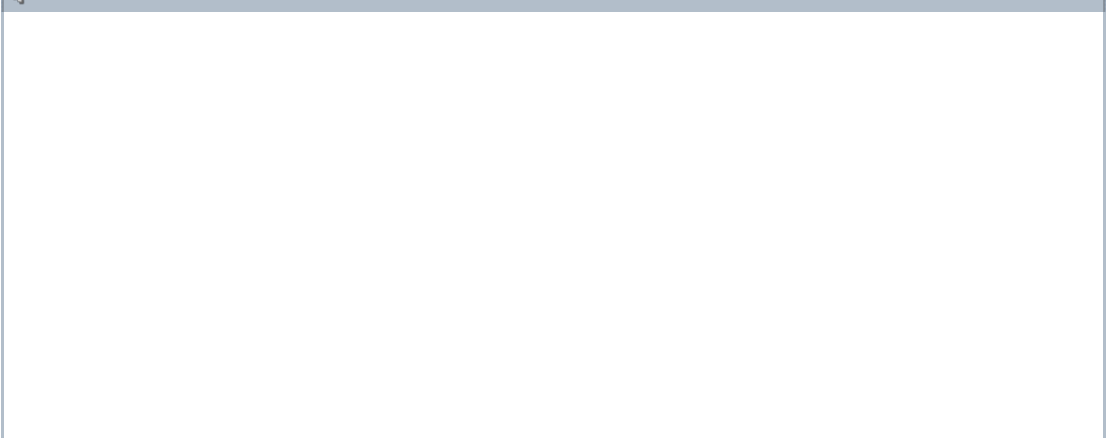
2.16. ábra: Magyarország ΔZ anomália térképe [xiii]

A 2.16. ábrán lévő térkép Magyarország ΔZ anomália térképe. Az országos gravitációs és mágneses adatbázis alapján a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Kutató Intézetben készült vertikális mágneses térösszetevő anomália térképen együtt jelentkeznek a felszín közeli és a regionális hatások. A mélyben lévő hatók nagyobb hullámhosszúságú (elkent) anomáliát eredményeznek. Ezek nagy valószínűséggel metamorf alaphegységre vagy vulkanitokra utalnak. A kis hullámhosszúságú pozitív/negatív anomália párral jellemezhető változások oka általában a felszínhez viszonylag közelebb lévő, dipólus jellegű hatók jelenléte. Kis hullámhosszúságú, nem anomália párral rendelkező változásokat többnyire monopólusként viselkedő hatók eredményeznek. Mindkettő elsősorban vulkáni kőzetekhez köthető.

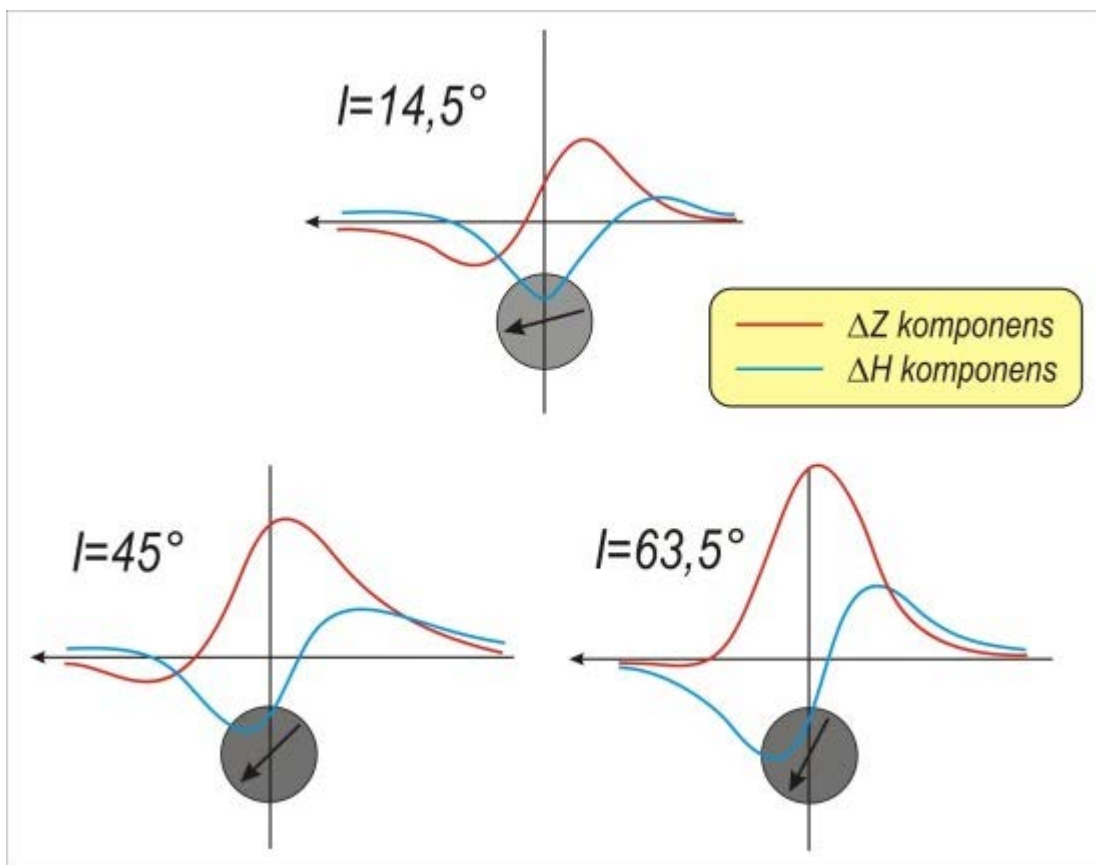
A feldolgozási részben ismertetett térkép transzformációk a hatók szétválasztásában segíthetnek. Az értelmezés célja a hatók mélységének, alakjának a meghatározása, ami inverzió alkalmazásával lehetséges. A gravitációs Bouguer-anomália térkép értelmezéséhez képest azért összetettebb a mágneses anomália térkép értelmezése, mert a mágneses anomáliák nem csak a hatók alakjától, mélységétől, hanem a hatók eredő mágnesezettségétől is függenek. Értelmezés szempontjából kedvező esetben csupán indukált mágnesezettség van, és ennek iránya megegyezik a jelenlegi földi mágneses tér irányával.

A következő animáció a csak indukált mágnesezettséggel rendelkező, gömb alakú, mágneses dipólusként jelentkező ható totális anomália képét illusztrálja az inklináció (közelítőleg a földrajzi szélesség) függvényében.

MÁGNESES DIPÓLUS TERE AZ INKLINÁCIÓ FÜGGVÉNYÉBEN

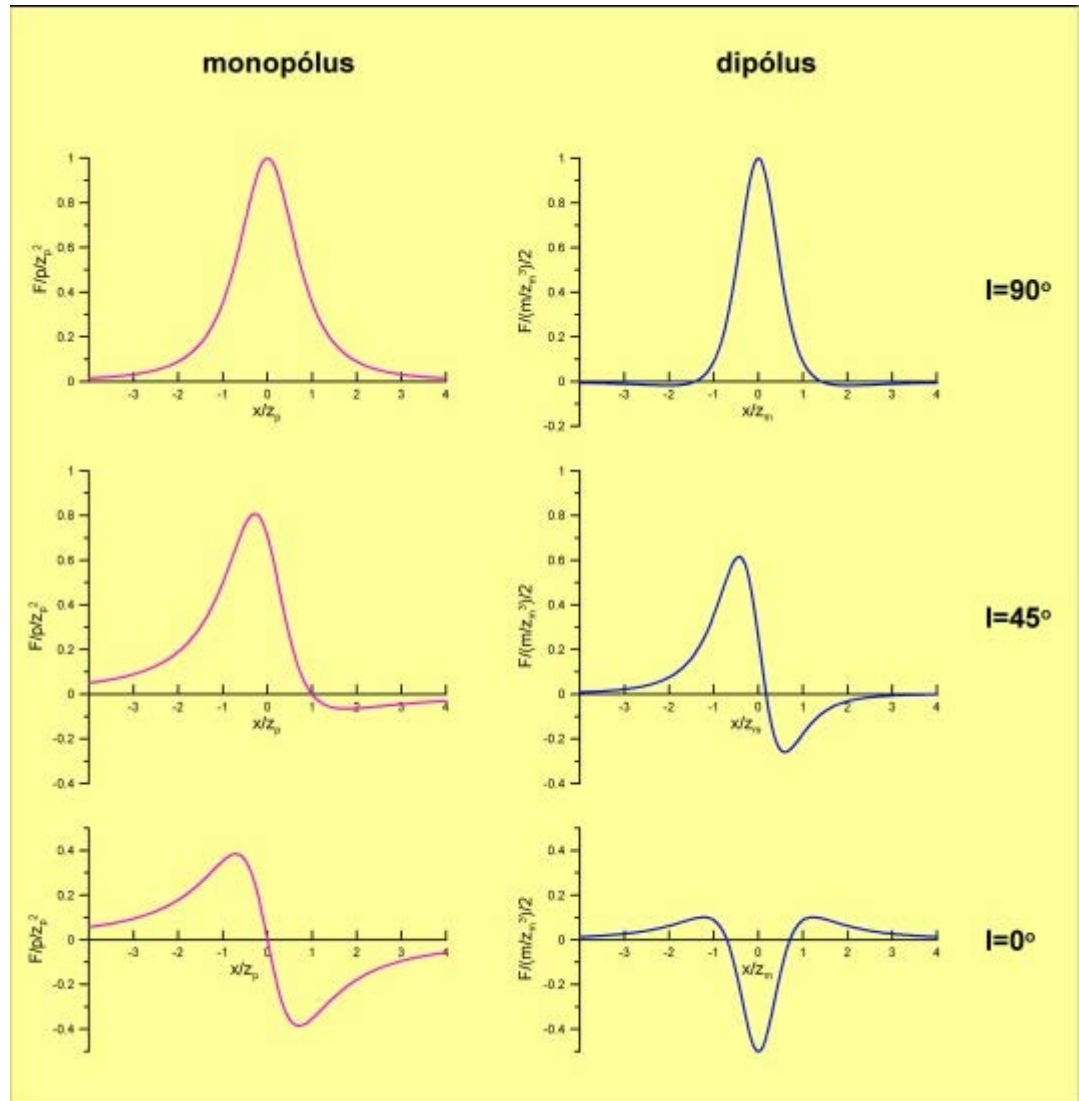


Az animáció alapján megállapítható, hogy egyetlen ható esetén pozitív-negatív anomália-pár alakul ki, melynek ható feletti eltolódása az inklináció függvénye (ellentétben a gravitációs hatással, mely a tömeg-többlet vagy tömeg-hiánynak megfelelő maximum, ill. minimum a ható súlypontjának felszíni vetületénél jelentkezik). A ható felett jelentkező anomália csak a mágneses pólusokon vagy a mágneses egyenlítőn szimmetrikus a dipólus tengelyére nézve. Előbbi esetben az É-i féltekén a mágnesezettség az inklináció $+90^\circ$ értékének megfelelően vertikális. Ilyen esetben a negatív anomália alig jelentkezik. A ΔF anomália a ΔZ és ΔH anomália összege, dipólus ható felett három inklinációs értékre (É-i félteke, közepes földrajzi szélességen) a függőleges és horizontális mágneses térkomponensek eloszlását mutatja be a **2.17. ábra**.



2.17. ábra: Indukált mágnesezettségű gömb alakú ható ΔZ és ΔH anomáliái az inklináció függvényében [xiv]

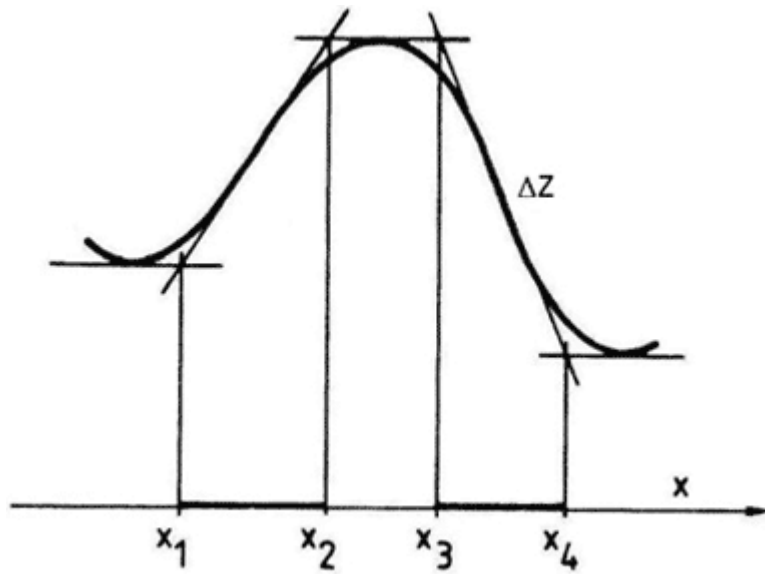
Ha a hatónak jelentős mélységi kiterjedése van – pl. egy mély vulkáni kürtő esetén ez elképzelhető – akkor hatásában mágneses monopólusként jelenik meg a mágneses térképen. A mágneses dipólus vagy monopólussal közelíthető hatók mágneses tere eltér egymástól. Ez abból adódik, hogy a dipólus keltette mágneses tér a távolság harmadik, a monopólusé pedig annak második hatványával fordítottan arányos, így az anomáliák lefutása meredekebb a dipólus hatók felett mint a monopólusok esetében. Ezt mutatja a **2.18. ábra** is, ahol az összehasonlíthatóság végett a totális térerősség normált anomáliáit tüntettük fel.



2.18. ábra: Mágneses monopólus és dipólus hatók feletti totális anomália az inklináció függvényében

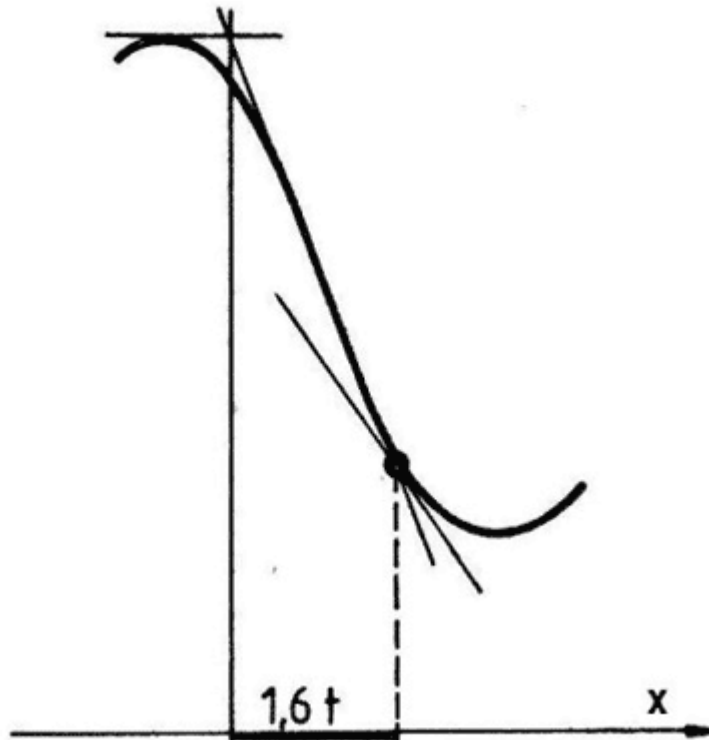
Az ábra baloldali részén a monopólus felszíni vetületétől mért távolsága (x) és a monopólus mélysége (z_p) arányában, míg a jobb oldalon a dipólus középpontjának felszíni vetületétől mért távolsága (x) és a dipólus középpontjának mélysége (z_m) arányában adtuk meg a totális tér anomáliáit. Az anomália alakja mindkét esetben (és általában is) függ a ható mélységétől. Mágneses ható felső szintje mélységének (t) becslésére több egyszerűbb eljárás is van. **Gracsev** módszere a ΔZ anomáliagörbe extrémum helyeihez és az inflexió pontokhoz húzott érintők metszéspontjait használja fel erre a célra. A **2.19. ábra** alapján, ha az említett metszéspontokat egy vízszintes egyenesre levetítjük (x_1 a baloldali minimumhoz és a baloldali inflexió ponthoz szerkesztett érintő metszéspontjának vetülete, x_2 az utóbbi és a maximumhoz húzott érintő metszéspontjának vetülete, míg a jobboldali inflexió pontban megszerkesztett érintő és a maximumpontban rajzolt érintő metszéspontjának vetülete x_3 , végül a jobboldali minimumpontban lévő érintővel a metszéspont vetülete x_4), akkor a t mélység a négy levetített pont egymáshoz viszonyított távolságából becsülhető:

$$t = \frac{(x_2 - x_1) + (x_4 - x_3)}{4}$$



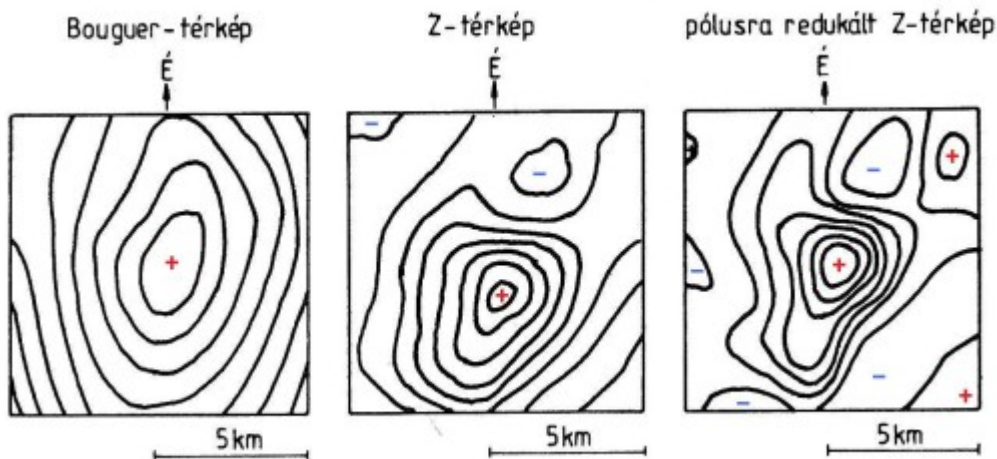
2.19. ábra: ΔZ anomáliagörbe felhasználása mágneses ható tetejének mélységbecslésére [xv]

A következő becslési eljárás a laterálisan közeli szerkezetekre kevésbé érzékeny. **Peters** becslése az anomáliagörbéhez tartozó maximális meredekségű érintő és a maximális meredekségű érintő iránytangensének felével jellemzett érintő megszerkesztésén alapszik. Az utóbbi érintési pontját továbbá a maximumhoz tartozó érintő és a legnagyobb iránytényezőjű érintő metszéspontját kell megszerkesztetni és levetíteni, és a **2.20. ábrán** látható vízszintes szakasz hossza annál nagyobb, minél mélyebben van a ható. Peters becslési módszerében az arányossági tényező 1,6.



2.20. ábra: Anomáliagörbe felhasználása mágneses ható tetejének mélységbecslésére [xvi]

A mágneses ható helyzetének meghatározásában segítséget nyújthat a mágneses pólusra redukálás, mely révén a mágneses térképet a vertikális mágnesezettség esetére transzformálják át (a transzformáció révén az eredmény-térkép olyan, mintha a mérést a mágneses póluson végezték volna el). A mágneses pólusra redukálás elvégzésének a feltétele a ható mágnesezettségi irányának a pontos ismerete (általában indukált mágnesezettséget tételeznek fel). A transzformáció eredménye egyszerűbb anomáliakép, könnyebb értelmezhetőség. Pl. a **2.21. ábrán** bemutatott pólus redukálás eredményeként látható, hogy a ΔZ anomália térkép maximuma (középső ábra) É-ra toldott el (jobb oldali térkép), amely a ható "súlypontja" (a maximumhely) vonatkozásában jobb egyezést mutat a Bouguer-anomália térképpel (bal oldali ábrán) mint az eredeti ΔZ anomália térkép.



2.21. ábra: Vertikális mágneses anomália térkép (középen) pólusra redukált megfelelője (jobb oldalon) és ugyanazon a területen a Bouguer-anomália (bal oldalon) [xvii]

A mágneses módszer tájékoztatást adhat az alaphegység közeteiről, vulkáni területeken a földtani térképezéshez nyújthat segítséget. Vasérc kutatásban megkerülhetetlen geofizikai módszer. Felszín közeli ásványosodási zónák, tektonikus zónák kutatásában is segíthet. A mágneses kutatómódszerek számos nem földtani alkalmazása is ismeretes. Eltemetett fémhordók, tartályok, aknák, járművek, föld alatti vas csövek kimutatása elsősorban gradiens (vertikális és horizontális) méréssel lehet sikeres. Pl. eltemetett kommunális hulladéklerakó lehatárolására is jól használható, amennyiben az nagyobb mágneses szuszceptibilitású anyagokat is tartalmaz. További felhasználási területeket mutat be **Sharma** (1997), ahol többek között régi béléscsövezett fúrás megkeresése légi mágneses méréssel, archeológiai alkalmazás és alagút kimutatása is szerepel.

INTERNETES KITEKINTÉS

Az alábbi .pdf file a mágneses mérések további felhasználásait mutatja be:
http://www.tomoquest.com/attachments/File/EEG_Magnetic_Surveying.pdf

11. HIVATKOZÁSOK, IRODALOMJEGYZÉK

Ádám, Steiner, Takács (1988): *Bevezetés az alkalmazott geofizikába I.* Szerk: Takács, J14-1642, Budapest, Tankönyvkiadó

Kis (2007): *Általános Geofizikai Alapismeretek*, ELTE, Eötvös Kiadó

Lowrie (2007): *Fundamentals of Geophysics*, Second Edition

Nagata (1961): *Rock magnetism*

Renner, Salát, Stegena, Szabadváry, Szemerédy (1969): *Geofizikai Kutatási módszerek III.*, Felszíni Geofizika

Sharma (1986): *Geophysical Methods in Geology*, 2nd Edition

Sharma (1997): *Environmental and Engineering Geophysics*

Steiner (1969): *A Föld fizikája*, Tankönyvkiadó, Budapest

Takács (1988): *Bevezetés az alkalmazott geofizikába I.*, Tankönyvkiadó

Telford, Geldart, Sheriff (1993): *Applied Geophysics*, Second Edition

12. ELLENŐRZŐ KÉRDÉSEK

2. LECKE: MÁGNESES KUTATÓMÓDSZER - FELADATOK

Többször megoldható feladat, **elvégzése kötelező**.

A feladat végső eredményének a mindenkor **legutolsó megoldás** számít.

Válassza ki a helyes választ a következő kérdésekre!

1. Honnan származik a mágnes elnevezés?

A mágnes (magnet/magneta) szó a kisázsiai Magnesia település nevéből származik, mely település mellett a görögök magnetitet találtak.

A kínaiaktól, mivel ők fedezték fel az iránytűt.

Peregrinustól (1269).

2. Ki annak a könyvnek a szerzője, melyben először szerepel, hogy a Föld mágneses tere közelíthető a Föld forgástengelyéhez közel lévő, közel É-D-i irányú permanens mágnes terével?

Gilbert (1600)

Norman (1581)

Gellibrand (1634)

3. Mi a közös terület Matuyama, Irving, Runcorn, Morley, Vine és Matthews kutatásaiban?

radiometrikus kormeghatározás

Köpenykonvekció

paleomágnesség

Az alábbi mondatot egészítse ki a hiányzó szóval!

4. A mágneses pólusokon (Gauss-féle első főhelyzet) mérhető mágneses térerősség kétszer nagyobb, mint a mágneses egyenlítő mentén (Gauss-féle főhelyzetben).

5. A mágnesezhető anyagok jellemzésére a használjuk, mely a térfogategységben lévő mágneses momentumok

vektoriális összege:
$$\vec{I} = \frac{\sum \vec{M}}{V}$$

6. A kőzetek mágnesezettsége általában két részből tevődik össze: az egyik a korábban, a kőzet képződése során kialakuló és megmaradó mágnesezettség (\vec{I}_γ), melyet mágnesezettségnek nevezünk. A másik, az indukált mágnesezettség (\vec{I}_γ), melyet a jelenlegi földi mágneses tér hoz létre a mágnesezhető ásványokban.

Válassza ki a helyes választ a következő kérdésekre!

7. Minek nevezzük az egyenlő deklinációjú helyeket összekötő görbékét?

izoklinoknak

izodinam görbéknek

izogonoknak

8. Minek nevezzük az egyenlő inklinációjú helyeket összekötő izovonalakat?

izodinam görbéknek

izoklinoknak

izogonoknak

9. Mit értünk mágneses anomálián?

A belső eredetű, időben változó mágneses térváltozást.

A külső eredetű, időben változó mágneses térváltozást.

A mért mágneses térérték normál mágneses tértől való eltérését.

10. Melyik állítással ért egyet?

Ellentétben a gravitációs normál térrel, a mágneses normál tér nem csak a földrajzi szélességtől, hanem a földrajzi hosszúságtól is függ.

Hasonlóan a gravitációs normál térhez, a mágneses normál tér mind a földrajzi szélességtől, mind a földrajzi hosszúságtól függ.

11. Melyik mágneses mérésnél nem kell figyelembe venni a mérés során jelentkező időbeli mágneses térváltozást?

protonprecessziós magnetométeres mérés

flux-gate magnetométeres mérés

gradiens mérés



KIFEJTENDŐ KÉRDÉSEK

- Jellemezze a természetes remanens mágnesezettség (Natural Remanent Magnetization, NRM) különböző típusait!
- Hogyan működik a telített magos (vagy flux-gate) magnetométer?
- Hogyan működik a protonprecessziós magnetométer?
- Miben különbözik egymástól a mágneses dipólussal és a mágneses monopólussal közelíthető hatók mágneses tere?
- Mitől függ a mágneses anomália alakja?
- Ismertesse néhány egyszerűbb hatószámítási eljárásnak a lényegét!
- Mi a célja a mágneses pólusredukciónak?

[1] ejtsd. véber

[2] ejtsd. teszla

[3] A kép az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet mongóliai mérésén készült.

BIBLIOGRÁFIA:

[i] Forrás: Wikimedia Commons.

[ii] Forrás: Wikimedia Commons.

[iii] Sharma (1986) alapján

[iv] http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_F_MERC.pdf

[v] http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_F_MERC.pdf

[vi] http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_F_MERC.pdf

[vii] http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_F_MERC.pdf

[viii] http://ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_F_MERC.pdf

[ix] Lowrie (2007) nyomán

[x] Renner et al. (1969) alapján

[xi] Renner et al. (1969) alapján

[xii] Renner et al. (1969) alapján

[xiii] Készült az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben.

[xiv] Renner et al. (1969)

[xv] Takács (1988) alapján

[xvi] Takács (1988) alapján

[xvii] Takács (1988) alapján