

## 6. RADIOAKTIVITÁS ÉS GEOTERMIKA

### Radioaktivitás

A tapasztalat szerint a természetben előforduló néhány elem bizonyos izotópjai nem stabilak, hanem minden külső beavatkozástól mentesen radioaktív sugárzás kibocsátása mellett, szigorúan állandó ütemben elbomlanak és ezáltal más elemekké alakulnak. A radioaktív anyagok háromféle:  $\alpha$ ,  $\beta$  és  $\gamma$  sugárzást bocsáthatnak ki.

Az  $\alpha$  sugárzás elektronhéj nélküli hélium ionokból (He atommagokból) áll. A sugárzás során keletkező új atom rendszáma (protonok száma) kettővel, a tömegszáma (protonok és neutronok együttes száma) pedig négyvel lesz kisebb.

A  $\beta$  sugárzás nagy sebességű elektronokból áll.  $\beta$ -bomláskor az atommagban lejátszódó folyamatok hatására az elem rendszáma eggyel növekszik, a tömegszáma viszont változatlan marad.

A  $\gamma$  sugárzás nagy energiájú (rövid hullámhosszúságú) elektromágneses hullámokból álló sugárzás, amely révén az atom gerjesztési állapota változik, rendszáma és tömegszáma változatlan marad.

A háromféle sugárzás egyszerre is felléphet, de az  $\alpha$  és a  $\beta$  sugárzás külön is jelentkezhet.

A radioaktív bomlás statisztikai folyamatát az

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1)$$

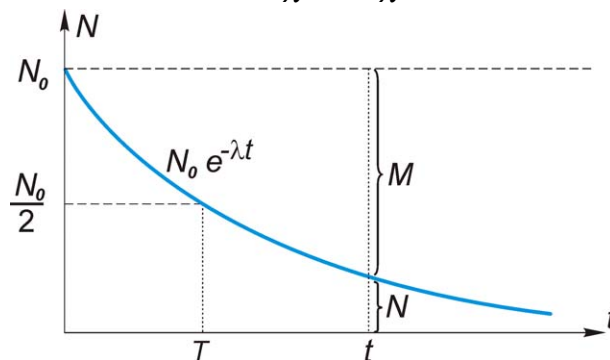
összefüggés írja le; ahol  $N$  az atomok kezdeti száma,  $N_0$  a  $t$  idő múlva még el nem bomlott atomok száma,  $\lambda$  pedig a kérdéses elemre jellemző bomlási állandó, mely egy atom egységnyi idő alatt történő elbomlásának valószínűségét jelenti.

A radioaktív bomlás jellemezhető még a felezési idővel is. *Felezési időnek* azt a  $T$  időtartamot nevezzük, ami alatt az eredeti atomok fele bomlik el. Az 1. ábra alapján és az (1) összefüggés felhasználásával:

$$\frac{1}{2} N_0 = N_0 e^{-\lambda T}$$

amiből

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (2)$$

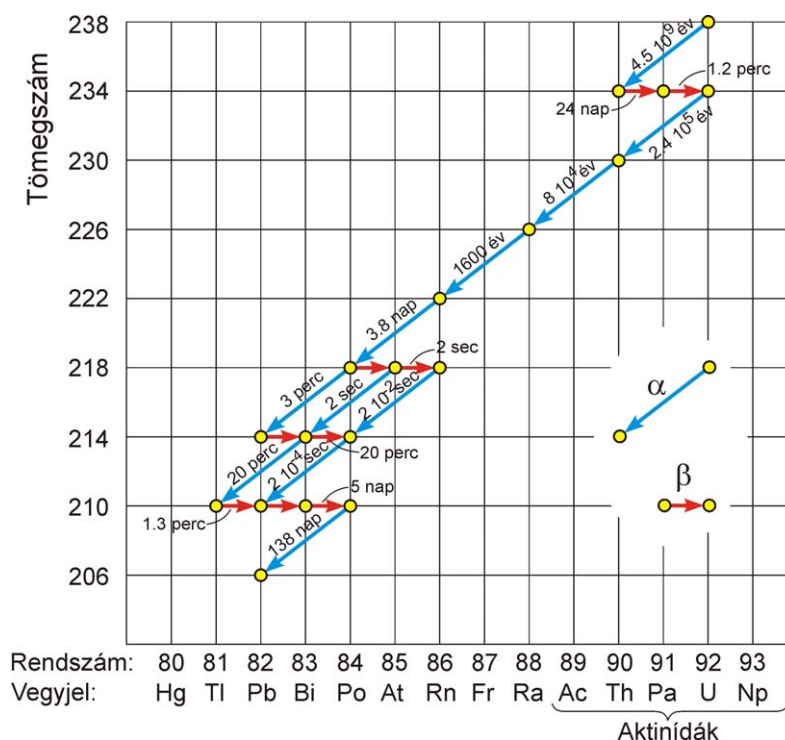


1. ábra. A radioaktív bomlás folyamata

A radioaktív elemek bomlásának során tehát bármely időpontban megtalálhatók az anyagban a kiindulási és a végtermék elemek atomjai is, csak az előbbieken mennyisége az idő előrehaladásával csökken, az utóbbiaké viszont növekszik.

A Földön jelenleg természetes körülmények között megtalálható radioaktív izotópok többsége (a 82-nél nagyobb rendszámú elemek izotópjai) három *természetes* radioaktív bomlási sorba sorolhatók.

Az első bomlási sor a 2. ábrán is látható *urán-rádium család*, amelynek kiinduló eleme az  $U_{92}^{238}$  (a 92-es rendszámú és 238-as tömegszámú urán), végterméke a már nem radioaktív  $Pb_{82}^{206}$  az ún. rádium-ólom. A 2. ábrán azt is feltüntettük, hogy a bomlási sor egyes elemei mekkora felezési idővel alakulnak át. Látható, hogy a felezési idő a különböző izotópok esetében igen eltérően alakul: milliomod másodperc és néhány milliárd év határok közötti érték lehet.



2. ábra. Az urán-rádium család természetes bomlási sora

A második bomlási sor az *urán-aktinium család*, amelynek kezdő eleme az  $U_{92}^{235}$  és végső stabil eleme a  $Pb_{82}^{207}$ , vagyis a 207-es ún. aktinium-ólom; végül a harmadik természetes radioaktív bomlási sor a *tórium család*, amelynek kiindulási eleme a  $Th_{90}^{232}$  tóriumizotóp és záró eleme a  $Pb_{82}^{208}$ , az ún. tórium-ólom.

Korábban a Földön valószínűleg létezett egy negyedik bomlási sor is: a transzurán elemekhez tartozó *neptúnium család*, amelynek tagjai a Föld korához képest rövid felezési idejük miatt már gyakorlatilag teljesen elbomlottak és csak mesterségesen állíthatók elő. Ennek kiindulási eleme a  $Pu_{94}^{241}$  plutónium és végterméke a  $Pb_{82}^{209}$  ólomizotóp.

A felsorolt négy bomlási sorba tartozó radioaktív elemeken kívül van még néhány alacsonyabb rendszámú elem is, amelyeknek egyik-másik izotópjuk radioaktív. Ilyenek pl. a  $C_6^{14}$  szénizotóp, a  $K_{19}^{40}$  káliumizotóp, a  $Rb_{37}^{87}$  rubidiumizotóp stb.

## A radioaktív kormeghatározás módszerei

A radioaktív kormeghatározás alapját az (1) összefüggés képezi. Mivel a radioaktív bomlás egyirányú folyamat, a kiindulási és a bomlási végtermék arányának analitikai meghatározásával, valamint a felezési idő vagy a bomlási állandó ismeretében kiszámítható a radioaktív bomlás kezdeti ideje:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{N_0 - N}{N} + 1 \right).$$

Ez az összefüggés azonban csak a következő két feltétel teljesülése esetén alkalmas abszolút kormeghatározásra:

1. a kőzet, illetve a kérdéses ásvány a keletkezésének (megszilárdulásának) pillanatában nem tartalmazott bomlási végterméket,
2. a bomlási végtermék mennyisége az ásvány keletkezése óta a radioaktív átalakuláson kívül más forrásból nem gyarapodott és nem is szenvedett veszteséget. A nem radiogén gyarapodás a valóságos korhoz képest öregítené az ásványt, a veszteség (a rácsszerkezetből való elvándorlás) pedig fiatalítaná.

Mivel a valóságban ez a két feltétel gyakran nem teljesül, ezért a kormeghatározások során általában különböző korrekciókat kell alkalmazni.

Abszolút kormeghatározásra leggyakrabban az *urán-ólom*, *tórium-ólom*, *rubídium-stroncium*, *kálium-argon* módszereket alkalmazzuk, főleg az igen hosszú (néhány százmillió éves) korok meghatározására.

A *radiokarbon (C14) módszer* elsősorban szerves maradványok életkorának meghatározására alkalmas és kb. 50000 éves korig alkalmazható. A földtörténeti negyedkor (a kvarter)-kutatás és a régészet használja.

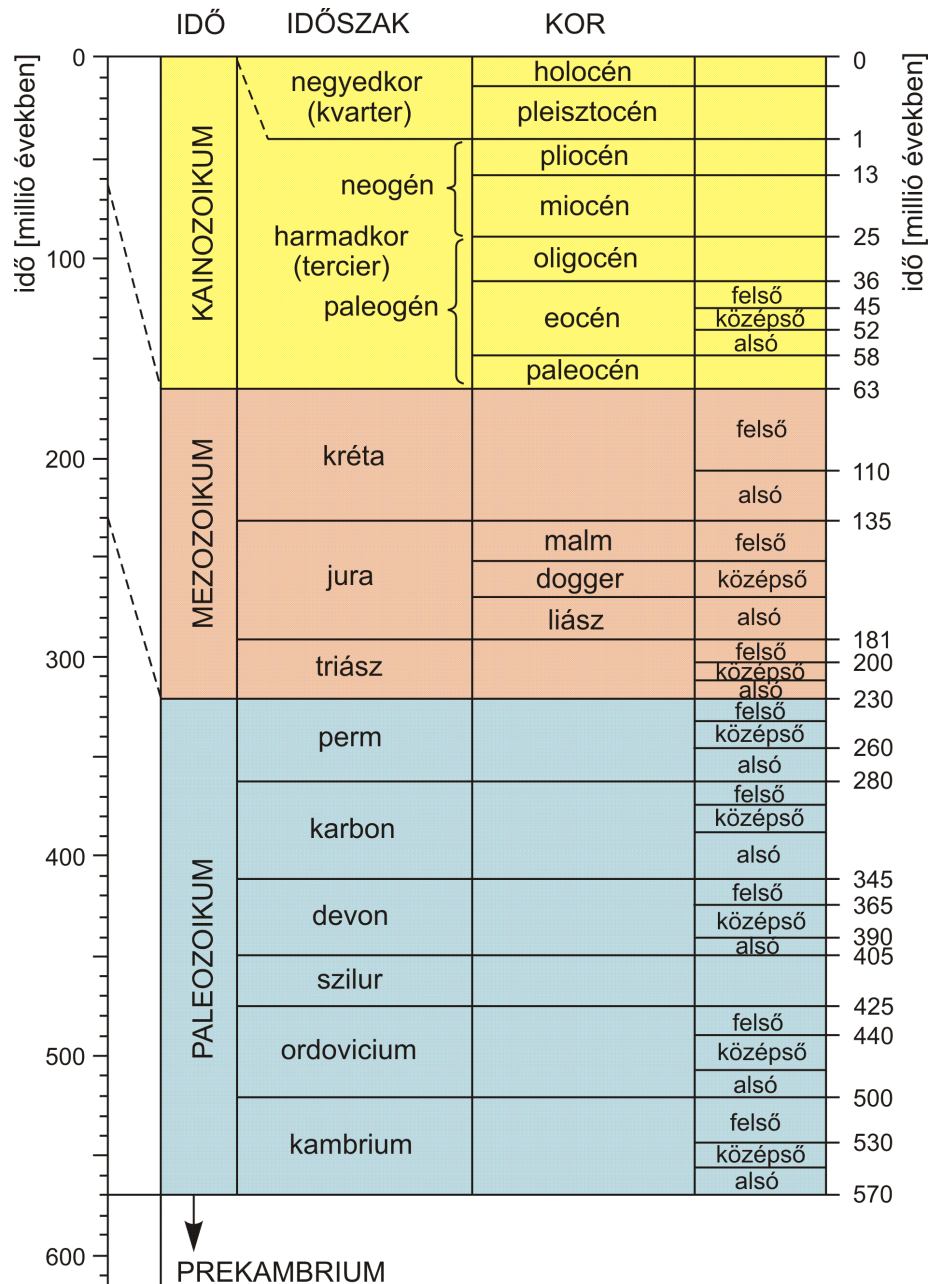
A *trícium módszer* a  $H_1^3$  rövid felezési ideje miatt fiatal, legfeljebb 100 éves anyagok (főleg vizek) kormeghatározására alkalmas. Elsősorban a hidrogeológiában használják.

## Földtörténeti időskála

A földtani események időbeli sorrendbe állításával a sztratigráfia (rétegtan) és a paleontológia (öslénytan) foglalkozik. A *sztratigráfia* alapelve szerint az üledékes kőzetrétegek térbeli egymásutánisága időbeli sorrendet jelent; azaz mélyebben az idősebb, magasabban a fiatalabb kőzetek helyezkednek el. Ezen az elven az üledékek közé benyomult vulkáni kőzetek kora is meghatározható, mivel a vulkáni kőzet az átharántolt rétegeknél fiatalabb. A *paleontológia* a geológiai korbesorolás megbízhatóbb és praktikusabb módszere, segítségével az egész Földre egységes időrend határozható meg. A lényege az, hogy a különböző földtörténeti korokban más és más, egyre fejlődő élővilág népesítette be a Földet; és mivel az evolúció olyan folyamat, amely nem ismétli önmagát, így a kőzetekben található ősmaradványok magukon viselik az idő bélyegét.

A fentiekből világos, hogy a sztratigráfia és a paleontológia csak időbeli egymásutániságot vagy közel egyidejűséget tud megállapítani, ezért ezeket a geológiai módszereket *relatív kormeghatározási* módszereknek nevezzük. Így tehát a klasszikus geológiai módszerekkel nem állapítható meg, hogy az egyes földtörténeti korok milyen hosszúak; és ráadásul a paleozoikum előtti idők (a prekambrium) földtörténete sem deríthető fel ily

módon, mivel a legrégebbi ősmaradványok mindössze a paleozoikum elejéről származnak.



3. ábra. Abszolút földtörténeti időskála

A radioaktív kormeghatározások módszere azonban lehetőséget ad a földtörténeti korok *abszolút* meghatározására, tehát a relatív geológiai időskála években történő kifejezésére: A KULP által meghatározott abszolút földtörténeti időskálát a 3. ábrán mutatjuk be.

Az abszolút kormeghatározás másik eredménye, hogy kiterjesztette az időskálát a prekambriumi képződményekre is. Kiderült, hogy a prekambrium minden várakozást felülmúlóan rendkívül hosszú időszak és minden kontinensen hatalmas méretű prekambriumi képződmények vannak. A kontinensek ezek legősibb (általában 2500-3000 millió éves) közettartományait kontinentális magoknak, vagy ősi pajzsoknak nevezik. A

Föld legidősebb kőzeteit Dél-Afrikában és Szibériában találták, ezek 3200 illetve 3500 millió évesek.

## A Föld életkora

A Föld életkorának a keletkezésétől a jelen pillanatig eltelt időt kellene értenünk; azonban a Föld keletkezéséről egyelőre csak hipotéziseink vannak, így ehhez nehéz hozzákötni a Föld korát. Könnyebben definiálhatjuk a Föld geológiai életkorát: ezen az első kéreg kialakulásától a jelen pillanatig eltelt időt értjük. A földkéreg kialakulásának ideje azonban korántsem egyezik meg a Föld kialakulásának idejével, így a geológiai életkor csupán alsó határt jelent, amelynél a Föld nem lehet fiatalabb.

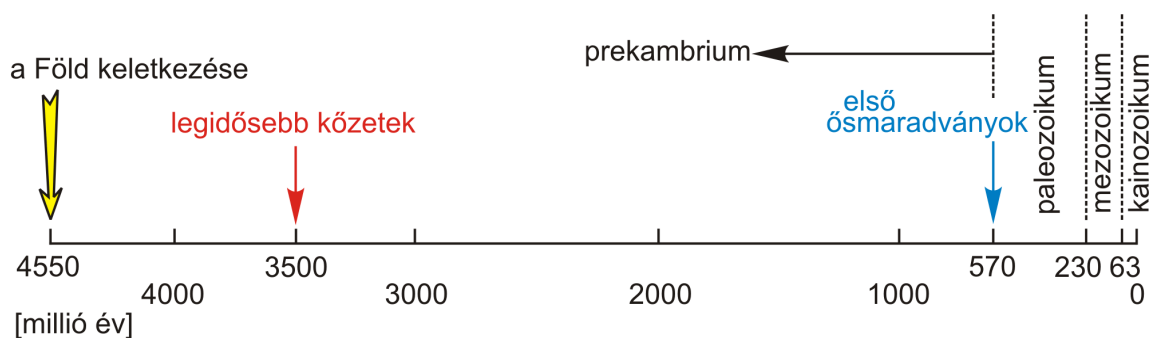
Jelenleg a Föld korára a legjobb közelítést a PATTERSON-féle ún. meteorit módszer szolgáltatja. Az eljáráshoz az urán-ólom módszer használható. Problémát jelent azonban, hogy nem ismerjük a keletkezés pillanatában már nyilvánvalóan meglévő ún. ósólom mennyiségét. Ennek meghatározásához a meteoritok anyagi összetételének vizsgálata nyújt segítséget. Mindezek figyelembevételével a PATTERSON által kidolgozott fenti eljárással a Föld életkora:

$$t_0 = 4550 \pm 70 \text{ millió év,}$$

azaz kb. 4.5 milliárd év.

Teljesen hasonlóan a rubídium-stroncium bomlás alapján is meghatározható a Föld kora. Instabil elemeket is tartalmazó meteoritok vizsgálata alapján kiszámították a meteoritok korát, a holdkőzetek vizsgálata alapján pedig a Hold korát. Mindkettő meg egyezik a Föld korával, bizonyítva ezek egyidejű keletkezését.

Végül az eddigi ismeretek birtokában a 4. ábrán röviden összefoglaljuk a Föld történetét a radioaktív kormeghatározások alapján.



4. ábra. A Föld története

## Geotermika

Az energia egyik formája a hő. Ennek földbeli eloszlásával és mennyiségének vizsgálatával a *geotermika* foglalkozik.

A geodézia szempontjából a hőmérséklet eloszlásának két okból is komoly jelentősége van. A földfelszín és a felszínközeli rétegek hőmérsékletváltozásai a hőtágulás törvénye szerint a földfelszíni kőzetek különféle alakváltozásait idézik elő, amit a geodéziai alappontok egymáshoz viszonyított elmozdulásaként észlelhetünk. Másrészt, ha a Föld belsejében a hőenergia eloszlása nem homogén (márpedig nem az), akkor számolnunk

kell ezek kiegyenlítésére törekvő hőáramokkal. A hőáramlás bizonyos körülmények mellett (pl. hőkonvekció esetén) egyben anyagáramlást is jelent. Ez a mozgás a felszín jelenléteire és a Föld alakjára is befolyással lehet.

## Alapfogalmak

A hőterjedésnek három különböző formáját ismerjük. Ezek a hővezetés, a hőkonvekció és a hőszugárzás. A *hővezetés* során az energia az anyag részecskéi (atomjai vagy molekulái) rezgéseinek csatolásával terjed, miközben a részecskék a rácsszerkezetük által meghatározott helyükön maradnak. *Hőkonvekció* esetén a hőenergiát az áramló folyadék vagy gáz részecskéi viszik magukkal a melegebb helyről a hidegebb felé; végül a *hőszugárzás* során a hőenergia elektromágneses hullámok formájában terjed. A Föld belsejében a mélységtől függően a hőenergia terjedésének mindhárom módja lehetséges.

A földkéreg szilárd közeiben a hő vezetés útján terjed. A hővezetés elmélete FOURIER vizsgálatai alapján két alapvető összefüggéssel írható le.

A tapasztalatok szerint ha valamely  $\ell$  magasságú hasáb alsó és felső lapján  $T_2$  illetve  $T_1$  a hőmérséklet ( $T_2 > T_1$ ), akkor a hasáb  $F$  felületén  $t$  idő alatt átáramló hőmennyiség:

$$Q = \lambda \frac{T_2 - T_1}{\ell} F t$$

ahol  $\ell$  az illető anyag hővezető-képessége.

Differenciális alakban, egységnyi  $F$  felület esetén:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = \lambda \text{grad} T \quad (3)$$

Ez a *hővezetés első Fourier-egyenlete*; amely kimondja, hogy az egységnyi felületen és egységnyi idő alatt átáramló hőmennyiség (a hőáramsűrűség) a hőmérséklet gradiensevel és az illető anyag hővezető képességével arányos. Tetszőleges nagyságú felületen időegység alatt átáramló hőmennyiség a hőtéljesítmény, vagy röviden *hőáram*. A hőáramot a geofizikában  $q$ -val jelöljük; dimenziója a definíció szerint  $J/m^2 s$  vagy  $W/m^2$ .

A (3) összefüggésben szereplő

$$\text{grad} T = \vec{G} = \left\{ \frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}, \frac{\partial T}{\partial z} \right\}$$

vektormennyiség a földkéregben a hőmérséklet változását jellemző adat: az ún. *geotermikus gradiens*, amely megadja az egységnyi mélységnövekedésre eső hőmérsékletnövekedés értékét. Mivel a földkéregben a hőmérséklet vízszintes irányú változása általában elhanyagolható a függőleges irányú változás mellett, ezért a geotermikus gradiens jó közelítéssel:

$$G = \frac{\partial T}{\partial z} \approx \frac{\Delta T}{\Delta z} \quad (4)$$

A gyakorlatban a geotermikus gradiens helyett inkább a  $G^{-1}$  ún. *geotermikus mélység-lépcső* (reciprok gradiens) értékét használják; amely megadja, hogy a földkéregben a hőmérséklet hány méterenként emelkedik  $1\text{ }^\circ\text{C}$ -kal.

A második Fourier-egyenlet a hővezetés időbeli kialakulásáról ad számot:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \left( \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) \quad (5)$$

ahol a  $k$  hőmérsékletvezető-képesség (vagy más néven hődiffuzivitás) a  $\rho$  sűrűség és a  $c$  fajhő függvényében az alábbi formában fejezhető ki:

$$k = \frac{\lambda}{\rho c}$$

## A földfelszín és a felszínközeli rétegek hőviszonyai

A Föld felszínén, illetve a felszín közelében levő kőzetek hőviszonyait két hőhatás együttesen befolyásolja: a földfelszín hőt vesz fel egyrészt a Nap sugárzásából, másrészt a Föld belsejéből hővezetés útján. Mivel a Napból a felszínre érkező hőáramsűrűség kb. 10000-szerese a földi hőáramnak, ezért a felszíni kőzetek hőmérsékletváltozásait döntően a Nap hatása határozza meg. Ugyanakkor a hőfelvétel mellett a földfelszín hőt ad le egyrészt a légkör felé (részben kisugárzás, részben a víz elpárologtatása révén), másrészt az alsóbb földrétegek felé is, ha ezek hőmérséklete kisebb a felszínénél. Mivel a felszín hőmérséklete hosszú idő átlagában nem mutat egyirányú változást, feltételezhetjük, hogy a hőfelvétel és a hőleadás egymással egyensúlyban van. Az egyensúly természetesen csak hosszú időszakra érvényes, mert közismert, hogy ugyanazon területen napi és éves periódusban a Nap horizont feletti magasságának függvényében hol a hőfelvétel, hol a hőleadás kerül túlsúlyba.

A továbbiakban vizsgáljuk meg, hogy a felszínen mérhető napi és évi hőmérséklet-ingadozás hogyan hatol le a mélyebb rétegekbe.

A felszíni hőmérséklet változása a

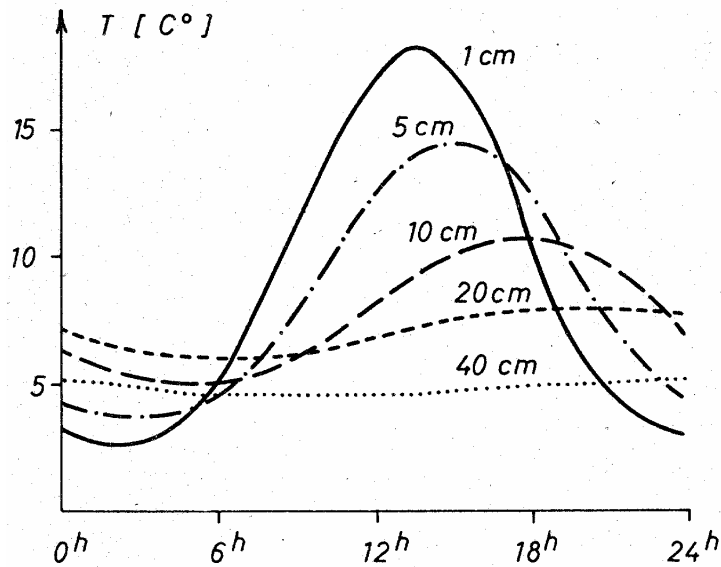
$$T = T_o + A \sin \frac{2\pi}{t_o} t \quad (6)$$

alakú függvénnyel fejezhető ki. Ebben  $T_o$  a közepes hőmérséklet (a napi középhőmérséklet, ha a hőfolyamat napi lefolyásáról van szó és lehet az évi középhőmérséklet, ha az évi változást. Vizsgáljuk),  $t_o$  pedig a periódus hossza, ismét a vizsgálat tárgya szerint egy nap vagy egy év;  $t$  ennek megfelelően 0 órától vagy a január 1.-től eltelt idő; végül  $A$  a napi vagy az évi hőmérsékletváltozás amplitúdója; a sugárzás mennyiségétől függő állandó.

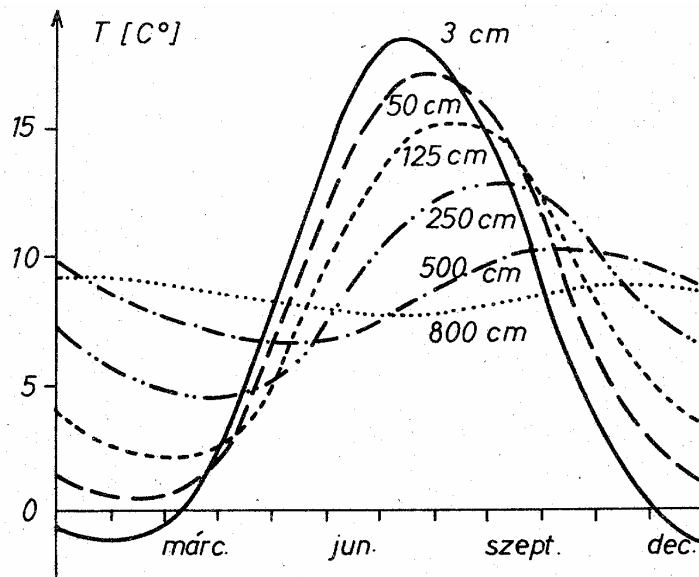
Gyakorlati szempontból fontos kérdés, hogy a felszínre érkező hőmennyiség milyen mélységig és mekkora amplitúdóval hatol le a talajba, valamint a behatolás során megváltozik-e a fázisa és hogyan. A hőváltozás felszín alatti lefolyását többek között azért kell ismernünk, mert ilyen módon kapunk felvilágosítást például arról, hogy a fagy milyen mélyen hatolhat le a talajba (az építkezések szempontjából fontos), vagy például arról, hogy a hőmérsékletváltozások milyen mélységig terjednek le (ez a geodéziában a magassági pontjelölések kialakítása szempontjából lényeges).

A (6) hőmérséklet  $z$  mélységbeli terjedésének és időbeli alakulásának vizsgálata a II. Fourier-egyenlet (5) megoldásával lehetséges. A megoldásból kiderül, hogy a hőváltozás amplitúdója a mélységgel *exponenciálisan csökken*, a fázis pedig a felszíni

hőváltozáshoz képest *eltolódik*, azaz a maximum illetve a minimum a  $z = \sqrt{\pi \rho c / \lambda t_0}$  értéknek megfelelően késéssel áll be. A hőváltozás amplitúdója nagyobb sűrűség és hosszabb felszíni periódus esetén pedig lassabban csökken a mélységgel; tehát pl. a napi hőingadozás kisebb mélységig hatol le, mint az éves változás. Az 5. ábrán a hőmérséklet napi mélységi ingadozását láthatjuk homokos talaj esetén derült áprilisi napon; míg ugyanilyen talaj esetén az éves ingadozást a 6. ábrán szemléltetjük. Az előbbi ábra a napi ingadozás lefolyását 1-40 cm mélységig, az utóbbi az éves ingadozást 3-800 cm mélységig szemlélteti.



5. ábra. A hőmérséklet napi változása a mélységgel



6. ábra. A hőmérséklet évi változása a mélységgel

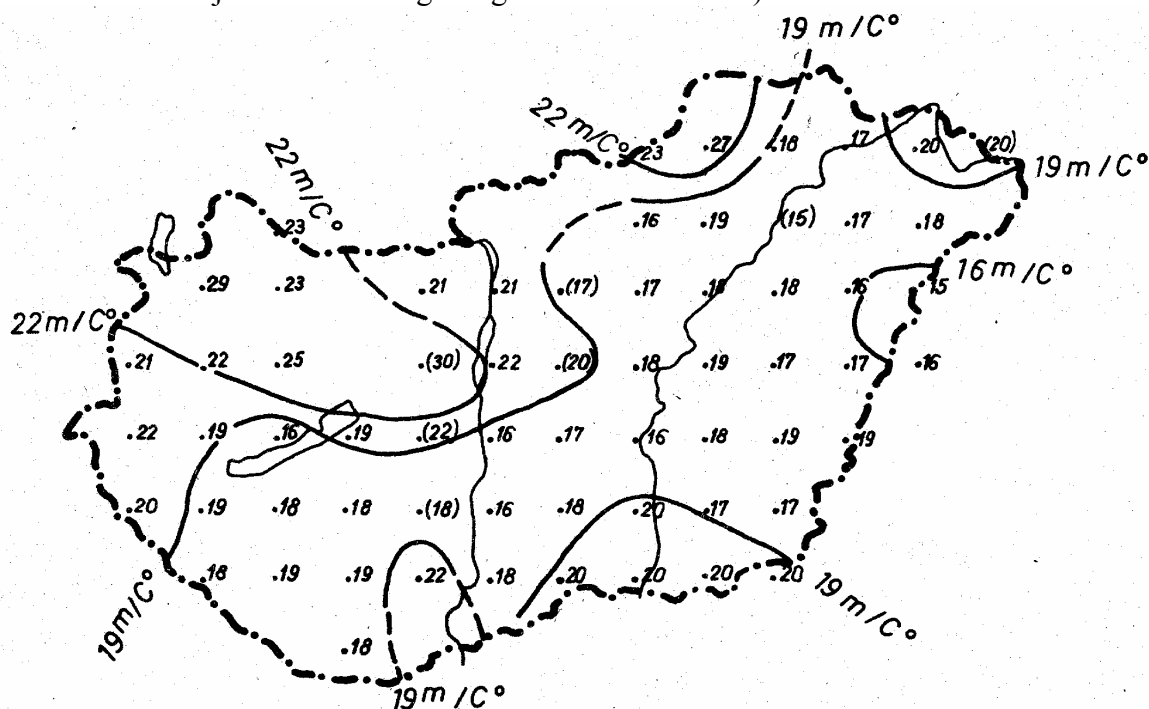
Nagyjából azt lehet mondani, hogy üledékes kőzetek esetén (átlagos magyarországi talaj és hőviszonyok mellett) a napi hőmérsékletingadozás kb. 80 cm; az évi ingadozás pedig kb: 20 m mélységben már nem észlelhető.



A 6. ábrán látható, hogy 800 cm mélységben a hőmérsékleti maximum decemberben van, tehát közel fél évvel késik a felszíni júliusi maximumhoz viszonyítva. A fázistolódás következtében nyáron a hőáramlás a talaj felső rétegében kívülről befelé irányul, télen viszont fordítva, alulról felfelé. Azaz a talaj nyáron hőt tárol és azt télen adja le. Az így végbemenő hőáramlás nem csekély, az egy év alatt egyik vagy másik irányban átáramló hőmennyiség átlagosan kb.  $60 \cdot 10^6 J$  négyzetméterenként. Ezzel szemben az a hőmennyiség, amely a Föld belsejéből ered, évente kb.  $2 \cdot 10^6 J$  négyzetméterenként.

## A földkéreg hőmérséklete

A földfelszín hőingadozásai néhányszor 20 m mélységben már nem mutathatók ki, így az ennél nagyobb mélységekben uralkodó hőmérsékletet egyedül a Föld belső hőviszonyai szabják meg. A földkéreg hőmérséklete közvetlenül legfeljebb néhány km mélységig mérhető a mélyfúrásokban. Ezek a mérések a hőmérséklet emelkedését mutatják a mélység növekedésével. Ezt a hőmérsékletnövekedést a (4) geotermikus gradienssel, vagy még inkább a *reciprok gradienssel* szokás jellemezni. A reciprok gradiens (vagy geotermikus mélységlépcső) átlagos értéke a földkéregben  $33 m/C^\circ$ ; azonban bizonyos helyeken ettől lényeges eltérések tapasztalhatók: egyes területeken a reciprok gradiens értéke mindössze  $5 m/C^\circ$ , de előfordulnak olyan vidékek is, ahol  $120 m/C^\circ$ . Magyarország jelentős területén a 7. ábra tanúsága szerint az átlagosnál jóval kisebb:  $16-20 m/C^\circ$  gradiens-értékek mérhetők. Ez azt jelenti, hogy 1000 m-es mélységben kb.  $60-70 C^\circ$ ; 3000 m-es mélységben pedig már  $160-190 C^\circ$  hőmérsékletek mérhetők. (Főként ennek köszönhetjük a rendkívül gazdag hévízkészletünket.)



7. ábra. Átlagos geotermikus mélységlépcsők Magyarországon

A földkéreg felső részeiben tapasztalt átlagos gradiens-értékek esetén  $160 C^\circ$ -os hőmérséklet kb. 5000 m-es mélységben adódik; míg a legmélyebb, 8000-10000 m-es fúrások mélységében a hőmérséklet  $250-300 C^\circ$  körüli érték. Rendkívül helytelen lenne azonban a geotermikus gradiens értékéből a Föld mélyebb részeinek hőviszonyaira kö-

vetkeztetni, értelmetlen ugyanis néhány *km*-re érvényes adatokból több száz esetleg több ezer *km* mélységre extrapolálni. A meghatározott geotermikus gradiens értékek legfeljebb a földkéregre érvényesek.

## A földi hőáram

Mivel a Földben a hőmérséklet a mélységgel növekedik, ezért a (3) összefüggés szerint a mélyebb részekből állandóan hő áramlik a felszín felé. A hőáramot közvetlenül nem lehet mérni, ezért az általános eljárás az, hogy a fúrólukokban megméri a hőmérsékleti gradienst, majd laboratóriumban meghatározzák a fúrásból vett kőzetminták hővezetőképességét és a (3) összefüggés felhasználásával kiszámítják a hőáram értékét.

A megfigyelések szerint a földi hőáram értékek zöme a  $30\text{--}110\text{ mW} / \text{m}^2$  intervallumba esik. Ezen belül azonban kimutatható, hogy a hőáramok korrelációban vannak a geológiai szerkezettel: a tektonikailag *nyugodt* területeken kicsi hőáram értékek mérhetők (ilyenek az ősi pajzsok, az óceáni medencék stb.); ugyanakkor a magas hőáram értékek a földtörténeti jelenkorban *aktív* területeken (óceáni hátságok mentén, jelenkori orogén területeken) tapasztalhatók. Érdekes az átlagértékek szórása is. A pajzsokon az alacsony hőáramot kis szórás jellemzi, azonban az óceáni hátságok magas hőáramát igen nagy szórással kapjuk meg.

Érdekes még azt is megvizsgálni, hogy mekkora a *Föld teljes felületén 1 év alatt kiáramló hőenergia*.  $60\text{ mW} / \text{m}^2$  átlagos hőáram-értékkel számolva 1 év alatt ez kb.  $10^{21}\text{ J}$ , amely kb. 1000-szerese a földrengések során évente felszabaduló összenergiának. Az energia hatalmas mennyisége, valamint a hőáram és a tektonikai aktivitás korrelációja arra enged következtetni, hogy a Föld belső fizikai és tektonikus folyamataihoz szükséges energiát elsősorban a Föld hője biztosíthatja.

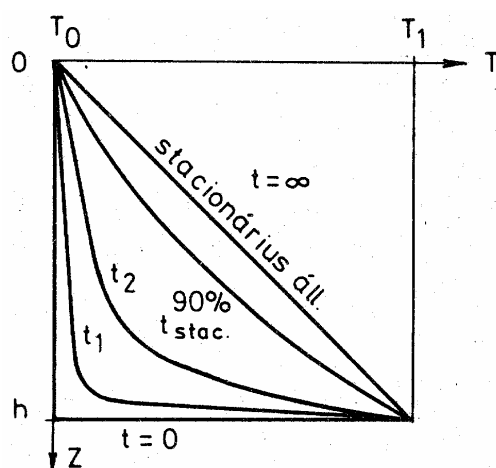
## A Föld belső hőmérséklete

A Föld belső hőmérsékletének meghatározása igen nehéz feladat, minden erre vonatkozó következtetés eléggé spekulatív. Korábban már láttuk, hogy a geotermikus gradiens legfeljebb csak a földkéregre alkalmazható, mivel csupán a néhány *km*-ig ismert adatok alapján nem extrapolálhatunk több ezer *km* mélységre. Mindössze érdekességből említjük meg, hogy a geotermikus gradiens átlagos értéke alapján a Föld középpontjában csaknem  $200000\text{ C}^\circ$  hőmérséklet adódna – ami viszont elképzelhetetlenül magas érték.

A Föld belső hőmérséklete szoros kapcsolatban van azzal a kérdéssel, hogy hogyan alakult a belső hőmérséklete a története folyamán. Erre azért nehéz választ adni, mivel ez kapcsolatos a Föld keletkezésének kérdésével. Az egyik probléma tehát az, hogy nem ismerjük a Föld kezdeti hőmérsékleteloszlását. Emellett felmerül egy másik kérdés is: vannak-e olyan folyamatok a Földben, amelyek hőt termelnek? Valószínűen több ilyen folyamat is létezik, de a Föld kialakulása után számottevő hatása csak a természetes radioaktív elemek (U, Th, K) által termelt hőnek lehet. Ez a hő a Földben levő természetes radioaktív elemek bomlásából származó  $\alpha$ ,  $\beta$  és  $\gamma$  sugarak elnyelődéséből keletkezik. Kérdés még az is, hogy a természetes radioaktív izotópok hogyan oszlanak el a Földben és esetleg változtatják-e helyüket a földtörténet során. Mivel sem erre a kérdésre, sem a hőmérséklet kezdeti eloszlására nem tudunk megbízható választ adni, a Föld belső hőmérséklete és ennek földtörténeti alakulása a geofizika nyitott kérdése.

Elvi megfontolások és bizonyos modellszámítások alapján mindössze azt állíthatjuk, hogy a radioaktív hőforrások valószínűleg a felsőbb övekre koncentrálnak, továbbá a Föld belső hőmérséklete a története során semmiképp nem csökkent, inkább növekedett. Ennek alátámasztására vizsgáljuk meg, hogy a Föld belsejében különböző mélységekben bekövetkezett hőmérsékletváltozás mennyi idő alatt ér a felszínre, azaz milyen sebességgel terjed vezetással a hő a Földben.

Legyen valamely homogén réteg hőmérséklete  $T = T_0$ , majd változzon meg ugrás-szerűen a hőmérséklet a  $z = h$  mélységben a  $t = 0$  időpontban valamilyen  $T_1 > T_0$  értékre. A kérdés az, hogy mennyi idő múlva alakul ki a stacionárius állapot, amikor is a hőmérséklet a felszíni  $T_0$  és a  $h$  vastagságú réteg alján uralkodó  $T_1$  között lineárisan változik (8. ábra). A II. Fourier-egyenletnek az adott peremfeltételeket kielégítő megoldása szerint a stacionárius állapot tökéletes eléréséhez elvileg végtelenül hosszú idő szükséges. Nevezzük majdnem stacionáriusnak azt az állapotot, amikor a hőmérséklet minden mélységben legalább 90%-ra megközelíti a stacionárius értéket. A földkéreg  $k = 1 \text{ mm}^2 / \text{s}$  átlagos hődiffuzivitás értéke mellett ezen állapot kialakulásához szükséges időt különböző rétegvastagságok esetén az 1. táblázat mutatja. Látható, hogy hővezetéssel a földi hőzavarok igen lassan terjednek. Például a földkéreg aljáról (a Mohorovicic-felület mélységéből) származó hőzavarok kb. 10 millió év múlva észlelhetők a felszínen; és az 500 km-nél mélyebben keletkező hőmérsékletváltozásokat már nem tudjuk észlelni, mivel a felszínre jutásukhoz szükséges idő csaknem azonos a Föld életkorával.



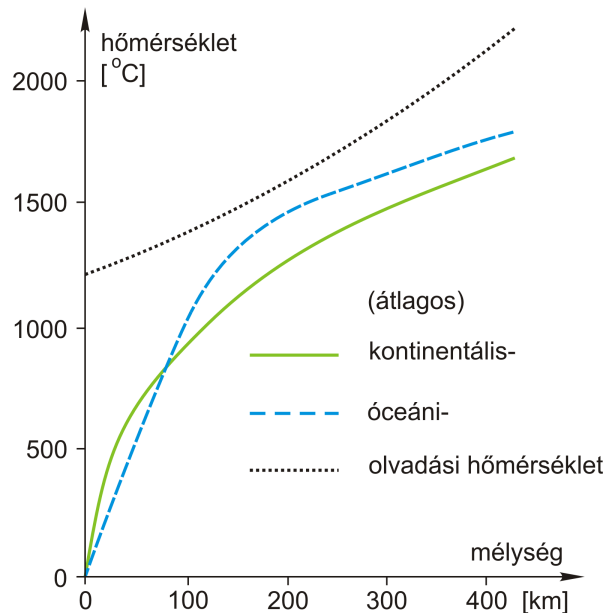
8. ábra. A stacionárius hőtér kialakulása

1. táblázat. A különböző mélységekben keletkező hőzavarok felszínközelbe jutásához szükséges idő millió években

$z$ [km]	1	2	4	8	16	32	64	128	256	500
$t$ [ $10^6$ év]	0.01	0.04	0.16	0.6	2.5	10	40	160	640	4000

Meg kell azonban jegyeznünk, hogy ez a számítás csak közelítő jellegű, mivel egyrészt a hővezetőképesség a Földben nem állandó, hanem a mélység függvénye, másrészt bizonyos, mélységekben a molekuláris hővezetés mellett egyre inkább a hőszugárzás is előtérbe kerül, sőt a köpenyben és a külső magban a konvektív hőterjedés sincs kizárva.

További fontos kérdés, hogy milyen a Földben a hőmérséklet-mélység függvény.



9. ábra. A hőmérséklet eloszlása a felső köpenyben

Tekintettel arra, hogy a kontinentális területeken a hőforrások döntő részben a földkéregben-, az óceáni területeken pedig főleg a köpeny felső részében vannak, továbbá a kétfajta kéreg eltérő hővezető-képességének hatására az óceáni és a kontinentális területek alatt a hőmérséklet-mélység függvény eltérő alakú. A 9. ábra szerint 30-60 km mélységig a kontinensek alatt nagyobb a hőmérséklet, ezután viszont azonos mélységben már az óceáni területek hőmérséklete a magasabb. A hőmérséklet különbségek azonos mélységben több  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot is elérhetnek – és valószínűen csak aránylag nagy, 700-1000 km-es mélységben tűnik el ez a különbség. Ezek az *oldalirányú (laterális) hőmérsékletkülönbségek az óceánoktól a kontinensek felé irányuló anyagáramlások előidézői lehetnek.*

A 9. ábrán az is látható, hogy a felső köpeny hőmérséklete 100-300 km mélységben erősen megközelíti az ottani nyomáson levő olvadásponti hőmérsékletet. Könnyen előfordulhat tehát, hogy azokon a helyeken, ahol a radioaktív elemek koncentrációja nagyobb, vagy esetleg más jelenségek (pl. exoterm kémiai folyamatok) többelthőt termelnek, a felső köpeny anyaga részlegesen megolvad és vulkáni tevékenység során a felszínre hatol.

Amint már említettük, a felső köpenyben levő hőmérsékletkülönbségek a nagyobb mélységek felé csökkennek és a becslések szerint az alsó köpenyt elérve a hőmérséklet már egységesen  $2500\text{-}3000\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Ennél nagyobb mélységekben a hőmérséklet pontos meghatározása a jelenleg rendelkezésre álló adatok alapján igen nehéz. A belső hőmérséklet-eloszlás tanulmányozására számos modellt állítottak fel, a jelenleg leginkább elfogadott modell szerint a Föld középpontjában a hőmérséklet  $4000\text{-}5000\text{ }^{\circ}\text{C}$  között van.