

**PETHŐ GÁBOR, VASS PÉTER,**

# **GEOFIZIKA ALAPJAI**

**4**



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

---

## IV. GEOTERMIKUS KUTATÓ MÓDSZER

---

### 1. RÖVID TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉS

Hőmérők már **Galilei** korában is készültek, azonban a fizikai jelenségekhez kötött, ma is használatos skálaértéket és skálaosztásokat alkalmazó hőmérők bevezetése **Fahrenheit** (1714) és **Celsius** (1742) nevéhez fűződnek. A pontos hőmérsékletmérés tette lehetővé, hogy **Black** (1728-1799) a hőtan területén meghatározó munkásságot végezzen. Ő tett különbséget hőmérséklet és hőmennyiség között, bevezette a látens hő fogalmát, definiálta a hőmennyiség mértékegységét (cal) és nem csak bevezette a fajhőt mint fizikai mennyiséget, hanem keverési módszerrel méréseket is végzett. Anyagok hővezető képességének mérésével **Rihman**, **Franklin**, **Rumford** foglalkozott az elsők között az 1750-es évektől. Franklin észrevette, hogy az elektromosan jó vezető anyagok a hőt is jól vezetik, Rumford folyadékok hővezető- képességét is vizsgálta (ő arra a következtetésre jutott, hogy az általa vizsgált fluidumok nem is vezetik a hőt). A hővezetés matematikai elméletét **Fourier** (1768-1830) dolgozta ki. Vizsgálatai eredményeit 1822-ben publikálta "Théorie analytique de la chaleur" c. munkájában. A termodinamika két főtételét **Clausius** az entrópia fogalmának bevezetésével (1865) matematikai alakban tudta megadni. Az "abszolút" hőmérsékleti skála **Kelvin** nevéhez fűződik (1851). Ő figyelte meg elsőként (1863-ban publikálta), hogy fűrólyukban a mélységgel a hőmérséklet nő. Megjegyezzük, hogy a mélyebb bányákban jelentkező nagyobb hőmérsékletet már korábban, az 1600-as években megtapasztalták pl. Selmecbányán is. Kelvin irányításával a földi hőáram és a geotermikus gradiens térbeli eloszlásának meghatározására széles körű vizsgálatot végeztek és a földi hőáramra megállapított  $56 \text{ mW/m}^2$  átlagérték a kutatásuk (1868-1883) precizitását is bizonyítja. Sokáig tartotta magát az az elképzelés, hogy a földi hőáramsűrűség helytől függetlenül, közel állandó. Ezt a feltételezést többek között **Boldizsár** mecseki mérései (1943), majd az ötvenes években induló tengerfenéki geotermikus mérések cáfolták meg.

**Bullard** 1954-ben fedezte fel a Közép-Atlanti-hátság magas földi hőáramát.

A valódi folyadékok mozgását a **Navier-Stokes** egyenlet adja meg (1822,1842). A felszín alatti képződményekben a folyadékok mozgásának modellezését a **Hagen-Poiseuille** kapilláris áramlási egyenlet (1846), **Fick** diffúziós egyenletei (1855), **Darcy** szivárgási egyenlete (1856) és a **Dupuit-Thiem** formula (1863) tette lehetővé.

A hővezetőképesség mérése területén meg kell említeni a Bullard (1956) által kidolgozott relatív módszert, mely stacionárius hőmérsékleti tér feltételezésén alapszik és a pillanatnyi, vonalszerű hőforrást alkalmazó eljárást (**Ljubomiva**,1964). A geotermikus rezervoárok geofizikai módszerekkel történő kutatását elsőként **Keller** (1981) foglalta össze.

### 2. ALAPFOGALMAK, MATEMATIKAI ÉS FIZIKAI ALAPOK

A geotermikában az egyik legfontosabb fizikai paraméter a **hőmérséklet**. Magyarországon elsősorban a svéd asztronómus, Celsius által bevezetett hőmérsékleti skála használatos, melynek alappontjai a víz fagyás- ( $0 \text{ }^\circ\text{C}$ ) és forráspontja ( $100 \text{ }^\circ\text{C}$ ). A hőmérséklet SI mértérendszerbeli egysége a Kelvin fok. A  $0 \text{ K}$  a hőmérséklet abszolút  $0$  pontja, mely  $-273,16 \text{ }^\circ\text{C}$ -nak felel meg. A Celsius és a Kelvin hőmérsékleti skála azonos léptékű, a Celsius ( $\text{N }^\circ\text{C}$ ) és a Fahrenheit skála közötti átszámítás pedig  $(1,8\text{N}+32) \text{ }^\circ\text{F}$  összefüggés szerint végezhető.

A víz fagyáspontja az egyes skálákon  $273.16 \text{ K}$ ,  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $32 \text{ }^\circ\text{F}$ , míg a víz forráspontja  $373.16 \text{ K}$ ,  $100 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $212 \text{ }^\circ\text{F}$ .

Az azonos hőmérsékletű pontok mértani helye az **izoterma**. Térben változó hőmérséklet eloszlást izotermikus felületekkel adhatunk meg, a síkbeli hőmérséklet eloszlás megjelenítésekor az izotermák az azonos hőmérsékletű (vagy hőmérséklet különbségű) pontokat összekötő vonalak.

A **hőmérsékleti gradiens** vektormennyiség, melynek komponensei a  $T(x,y,z)$  hőmérsékleti tér helykoordináták szerinti parciális deriváltjaival fejezhető ki:

$$\text{grad}T = \frac{\partial T}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial T}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial T}{\partial z} \vec{k}$$

A gradiens vektor a legnagyobb hőmérséklet növekedés irányába mutat, és a vektor abszolút értéke megadja, hogy ebben az irányban milyen a hosszegységre eső hőmérséklet növekedés.

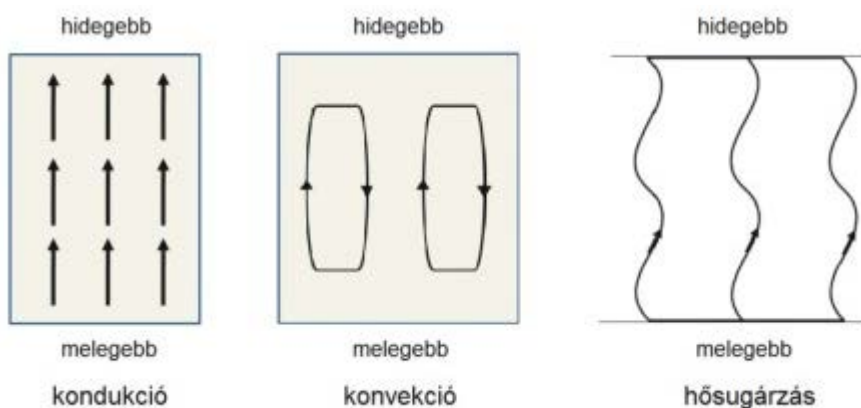
Ennek megfelelően dimenziója  $\text{K/m}$  vagy  $^\circ\text{C/m}$ . A gradiens a vizsgált pontban lévő izotermára merőleges. A fenti

összefüggéssel megadott hőmérsékleti gradiens felszín alatti  $T(x,y,z)$  eloszlás esetén a **geotermikus gradiens** általános definíciója. Ha nincs a hőmérsékleti térnek vízszintes irányú változása, vagy ha a földkéregben a hőmérséklet függőleges irányú változásai lényegesen nagyobbak, mint a vízszintes irányúak, akkor írható, hogy:

$$\text{grad}T = \frac{\partial T}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial T}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial T}{\partial z} \vec{k} = \frac{\partial T}{\partial z} \vec{k} = \vec{G} \approx \frac{\Delta T}{\Delta z} \vec{k}$$

Eltételezve a vektor jelöléstől a gyakorlatban használatos **átlagos geotermikus gradiens** egy  $\Delta z$  szakaszra a hőmérséklet különbség ismeretében  $\vec{G} = \Delta T / \Delta z$  alapján számítható. Az (átlagos) geotermikus gradiens mellett használatos még ennek reciproka is, melyet **geotermikus mélységlépcső**nek nevezünk, dimenziója pedig m/K vagy m/°C.

Mint ismeretes, a hőterjedésnek három módja van: hővezetés, hőszállítás, hőszugárzás. Ezeket a **4.1. ábra** szemlélteti. A földkéregben a hőterjedés hővezetés vagy/és hőszállítás révén valósul meg. A természetben a hőátadás harmadik formájával, a **hőszugárzással** (radiáció, *radiation*) is találkozunk, amikor a termikus energia elektromágneses sugárzás formájában terjed. Mivel a felszín alatt ez a hőterjedési mód nem jellemző, ezért ezzel itt nem foglalkozunk.



4.1. ábra: A hőterjedés három módja [1]

## Hővezetés

**Hővezetés** (konduktív mód, *heat conduction*) a hő terjedésének azon módja, amikor a hő terjedése a közeg elmozdulása nélkül, a testben lévő részecskék közvetítésével valósul meg: ekkor a hő vezető közzettestben a molekulák, ill. atomok a rendezetlen hőmozgásuk során energiájuk egy részét a velük szomszédos részecskéknek ütközések révén adják át.

A hővezetés jelenségét Fourier írta le matematikailag, első törvénye a következő:

$$\vec{q} = -\lambda \text{grad}T = -\lambda \vec{G}$$

Ez az összefüggés azt mondja ki, hogy a hőáramsűrűség ( $\vec{q}$ ) a hővezetőképesség ( $\lambda$ ) és a hőmérsékleti gradiens szorzata és a hő áramlása a hőmérsékleti gradiens irányával ellentétes. Földtani viszonyokra úgy értelmezhető, hogy a konduktív hőáramsűrűség értékét a geotermikus gradiens mellett a hővezetőképesség határozza meg. A **hőáramsűrűség** vektor mennyiség, azt fejezi ki, hogy időegység alatt egységnyi felületen mekkora az átáramló hőmennyiség.

A hőmennyiség mértékegysége J (joule), az időegység alatt átáramló hőmennyiséget **hőteljesítménynek** nevezzük (ennek SI egysége W), tehát a felületegységre vonatkoztatott hőteljesítmény a hőáramsűrűség, így ennek mértékegysége  $W/m^2$ . Fourier első törvényében a negatív előjelet az indokolja, hogy a hőáramlás mindig a nagyobb hőmérsékletű hely felől a kisebb hőmérsékletű felé történik, a gradiens pedig azzal ellentétesen, a hőmérséklet növekedés irányába mutat. Az egyenletben szereplő  $\lambda$  a hővezetőképesség, mely általános esetben tenzoriális mennyiség. Homogén izotróp anyagot feltételezve értéke állandó. A **hővezetőképesség** azzal az anyagtól függő hőmennyiséggel jellemezhető, amely egységnyi felületen 1 sec alatt egységnyi hőmérséklet-gradienst feltételezve halad át (az 1m élhosszúságú kockán a hőáramlás a kocka két szemben lévő lapjára merőleges, a másik négy oldalát tökéletesen szigeteltnek tételezzük fel). A hővezetőképesség SI egysége W/mK vagy W/m°C.

Fourier második törvénye konduktív hővezetést feltételezve a hőmérséklet térbeli és időbeli változása közötti kapcsolatot adja meg:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \Delta T$$

Az egyenletben  $\rho$  a sűrűséget, míg  $c$  a fajlagos hőkapacitást (korábbi fajhőt) jelöli. A **fajlagos hőkapacitás** számérték szerint azzal a hőmennyiséggel egyenlő, amely egységnyi tömegű test hőmérsékletét 1 °C-al változtatja meg, mértékegysége J/kgK, vagy J/kg °C. A  $k$  érték a **hőmérséklet-vezető képesség** vagy hődiffuzivitás, mértékegysége  $m^2s^{-1}$ . Nagysága egyenesen arányos a hővezetőképességgel és fordítottan arányos a sűrűséggel és a fajlagos hőkapacitással. A fenti hővezetési egyenlet használható pl. a felszínen jelentkező napi vagy évi hőmérsékleti változások mélységbehatolási vizsgálatakor, de akkor is, ha nagyobb periódusidejű változásokat (pl. eljegesedést) tételezünk fel.

## Hőszállítás

**Hőszállítás** során a hőterjedés mindig anyagelmozdulás révén történik, ui. a hőszállítás (konvekció, *convection*) során a hőt a gáz, gőz vagy fluidum részecskék vagy nagy viszkozitású, geológiai időskben értve folyásra képes kőzetek viszik magukkal.

Ez figyelhető meg pl. a Golf-áramlásnál, láva folyással vagy gázkitöréssel jellemezhető vulkáni tevékenységnél, nagyobb mélységből felszínre jutó vízáramlások során és a köpeny konvekció esetében is.

Fourier első és második egyenlete a konduktív hőterjedés leírására alkalmasak. Termo- konvekció esetén a (szabad esetleg kényszer) konvekciót is tartalmazó rész is megjelenik. Ez a tag az áramló közeg sebesség-eloszlásával és a hőmérséklet-eloszlás gradiensének szorzatával arányos. A **Fourier-Kirchhoff egyenlet** általános alakja a konvektív hőtávitel differenciál egyenlete, melyben  $\vec{v}(x, y, z)$  a hőt szállító közeg sebesség-eloszlása, és az anyagi állandók ( $\rho, c, \lambda$ ) is a hőt szállító közeg jellemzői:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T + \vec{v} \text{grad} T$$

Porózus, permeabilis képződményekre is megadható a termokonvekciót jellemző Fourier-Kirchhoff egyenlet **Diersch** (2005) alapján a tömeg megmaradási egyenlet és a **Darcy-egyenlet** figyelembevételével. Az egyenletben a Fourier 2. törvényében is szereplő index nélküli anyagi állandók ( $\rho, c, \lambda$ ) a homogénnek tekintett kőzet paraméterei, míg a konvektív hőszállításért "felelős" közeg fizikai állandói a pórust kitöltő fluidum ( $f$ ) jellemzői. A Darcy-féle szivárgási sebesség ( $\vec{v}^D$ ) annál nagyobb, minél nagyobb a hidraulikus gradiens és a permeabilitás, és fordítva arányos a dinamikus viszkozitással. Az ezelőtti Fourier-Kirchhoff egyenletet erre az esetre aktualizálva és  $S$  forrástagot is feltételezve a következő alakú lesz:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \Delta T + \rho^f c^f \vec{v}^D \text{grad} T + S$$

Megjegyezzük, hogy több dimenziós modellezések során az egyenletben szereplő fizikai paraméterek hely- és hőmérséklet függését egyaránt figyelembe veszik. Ezek közül kiemelkedően fontos a fluidum viszkozitásának, hőtágulásának és fajhőjének hőmérséklettől való függése.

Fluidumot tartalmazó porózus képződményekben a konvektív cellák kialakulásának feltételét **Bobok** (1995) adja meg.

## 3. A FÖLDI HŐ FORRÁSAI

Geotermikus energia alatt a Föld felszínén megjelenő belső eredetű energiát (a földmagból, földköpenyből és földkéregből együttesen származót) értjük.

Ennek meghatározó forrása a **szilárd belső mag** (ahol közel 4000-6000 °C a hőmérséklet) **primordiális hőmennyisége**, mely a környezetéhez képest kis viszkozitású **külső mag** konvektív hőtávitelére révén jut el a földmag-földköpeny határfelületig. A földköpenyből a hő a litoszféra aljáig főleg konvekcióval jut el. A **köpeny**ben (akár a felsőben és alsóban külön-külön két-réteges, ill. a teljes köpeny egészében egy-réteges) konvekció alakulhat ki, mert a köpeny nagy viszkozitású anyaga geológiai időskben értve képlékeny. A köpeny fizikai (és geometriai) paramétereiből becsült Rayleigh-szám, mely **Lowrie** (2007) szerint a felső köpenyre 7000, alsóra 180000, a teljes

földköpenyre 820000, meghaladja a konvekció megindulásához szükséges kritikus értéket, ugyanis az kb.  $10^3$ .



Konvekciót bemutató animációk a következő oldalakon nézhetők meg:

<http://www.gps.caltech.edu/~gurnis/Movies/movies-more.html>

<http://education.sdsc.edu/optiputer/flash/convection.htm>

## A Rayleigh-szám

A **Rayleigh-szám** a felhajtóerő (mely a nehézségi gyorsulástól ( $g$ ), a **sűrűségtől** ( $\rho$ ), a térfogati hőtágulási együtthatótól ( $\alpha$ ), a réteg felső és alsó határa közötti hőmérsékletkülönbségtől ( $\Delta T$ ) és térfogattól ( $V$ ) függ) és a konvekciót akadályozó erők (melyek együtt a hődiffuzivitás ( $k$ ) és a **dinamikai viszkozitás** ( $\eta$ ) szorzataként adhatók meg) hányadosa:

$$R_a = \frac{g\rho\alpha\Delta TV^3}{k\eta}$$

Konvekció akkor indul meg, ha a felhajtóerő a súrlódási erőnél lényegesen nagyobb. A felemelkedő anyag ekkor kisebb mélységbe, így alacsonyabb hőmérsékletű és kisebb nyomású helyre kerül úgy, hogy lehűlése mellett is környezetéhez képest magasabb marad a hőmérséklete. Emiatt kitágul és sűrűsége is lecsökken a környezetéhez képest, így a felfelé áramlás feltétele adott. A fenti Rayleigh-szám különféle módosulatai ismeretesek. Általában a dinamikai viszkozitás helyett a kinematikai viszkozitás szerepel benne ( $\nu$ ), amely a dinamikai viszkozitás ( $\eta$ ) és a sűrűség ( $\rho$ ) hányadosa. Feltételezik, hogy a réteg vastagsága, melyben a konvektív hőáramlás jelentkezik ismert értékű ( $D$ ). Konvekció akkor lehetséges, ha a tényleges hőmérsékleti gradiens meghaladja az adiabatikus gradienst, a kettő különbsége a szuperadiabatikus hőmérsékleti gradiens ( $\theta$ ). A fentieket figyelembe véve a fent megadott Rayleigh-szám felírható a következő alakban is:

$$R_a = \frac{g\alpha\theta D^4}{k\nu}$$

Mivel a konvekciót nem csupán a *szuperadiabatikus gradiens*, hanem a köpenybeli radioaktív hőtermelés is elősegíti, ezért a Rayleigh-szám a radioaktív hőtermelés figyelembevételével is megadható (**Lowrie**, 2007). A köpeny vonatkozásában a  $Re$  szám -mely a tehetetlenségi és a viszkozus erők hányadosaként definiálható- olyan kicsi, hogy a turbulencia elhanyagolható, ezért az áramlás lamináris.

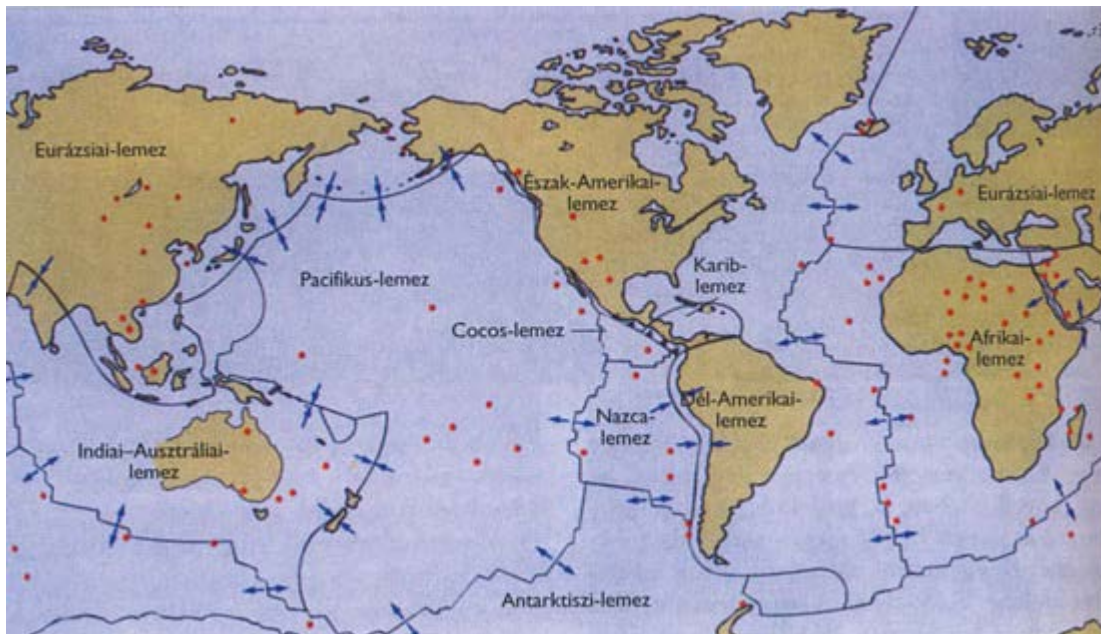
A köpenyben mind az egy-réteges, mind a két-réteges konvekciónak van realitása. A két legmarkánsabb termikus határfelület a litoszféra és a  $D''$  réteg, melyek között egy-réteges, a teljes köpenyt átható konvekció valósulhat meg. A felső és alsó köpeny közötti átmeneti zónát két fázisátmenet definiálja. A felszíntől 400-410 km-es mélységben az olivin az ott uralkodó nyomás és hőmérséklet hatására spinell szerkezetet vesz fel, majd 660-670 km mélységben spinell perizkovit átalakulás következik be. Mind a két fázisátalakulás sűrűség (és szeizmikus sebesség) növekedést eredményez, azonban míg a felszín közeli exoterm, addig a nagyobb mélységű endoterm folyamat, mely mintegy 70 °C hőmérséklet csökkenéssel jellemezhető. A két-réteges konvekció az alsó köpenyben a  $D''$  réteg és a 660-670km mélységben lévő termikus határfelület, míg a felső köpenyben a 660-670km és a litoszféra alja között valósulhat meg. A kétréteges köpeny konvekció esetén a 660-670km-es termikus határfelületen a hőátadás konduktív.

A köpenyben az anyagáramlással együtt járó, felfelé irányuló hőtranszport folyamatok legnagyobb részben **hőoszlopok** révén valósulnak meg, melyek forrása jelenlegi ismereteink szerint elsősorban a földköpeny alján található, nagy termikus gradiensű, az alsó köpeny viszkozitásához képest kis viszkozitású, mintegy 150-300km vastagságú, részlegesen olvadt  **$D''$ -réteg**. Az elnevezése **Bullen** új-zélandi szeizmológustól származik.

A felszíntől lefelé a szeizmikus sebességekben eltérést mutató zónák közül Bullen a földkéregre **A**, a felső köpenyre **B**, a középsőre (410km-980km között) **C**, az alsó köpenyre (980km-2900km) **D**, míg a magban a külső magra **E**, az átmeneti részre **F**, a belsőre **G** jelölést használt.

Ugyanő 1950-ben az alsó köpeny felső – szinte a teljes korábbi  $D$  réteget, a földmaggal határos rész kivételével –, mintegy 1800 km vastag zónáját  $D'$  rétegnek, míg az alsó, átlagosan 200 km, változó vastagságú térrészt  $D''$  rétegnek nevezte el (**Kis**, 2007). A hőoszlopok geometriája szeizmikus tomográfiával tanulmányozható. Pl. az izlandi és hawaii hőoszlopok vertikális kiterjedése a köpeny-mag határfelületéig nyomozható, máshol – Yellowstone feláramlás – csak a 660km mélységben lévő fázishatárig. A köpenybeli radioaktív hőtermelést és a mélységgel növekvő viszkozitást is

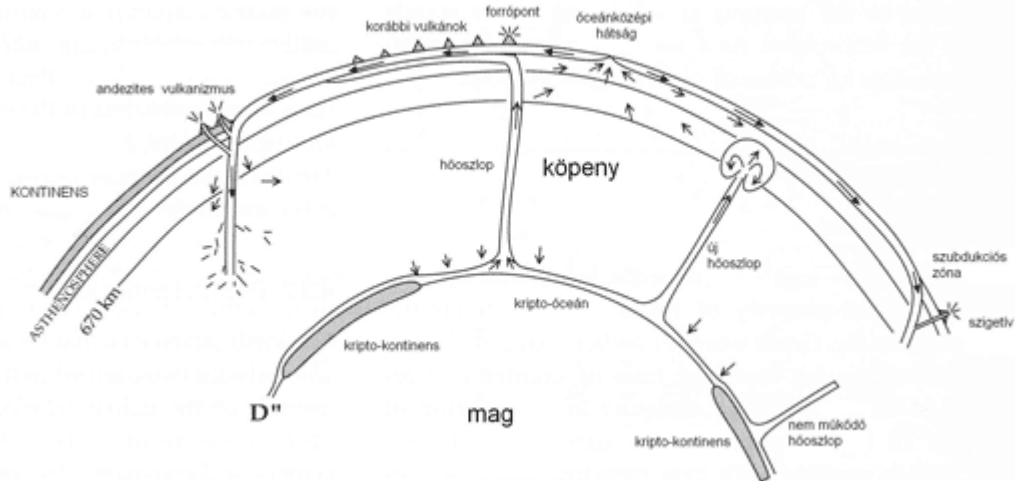
figyelembe vevő modell számítások (**Galsa** és **Cserepes**, 2003) szerint is lehetséges, hogy a hőoszlopok forrástartományai nem csak a D" réteggel, hanem a 660-670 km mélységben lévő endoterm fázisátár mélységszintjével is megegyeznek. A hőoszlopok átmérője általában 100-200km, közel henger alakú, akár több ezer km hosszú, közel vertikális képződmények. Bennük a feláramló anyag a litoszféra alatt szétterül, az áramlás ott horizontális. A hőoszlopok helye évmilliókban véve állandó. Általában a hőoszlopokhoz kapcsolódnak a **forró pontok** (**hot spot**). Területi eloszlásukat a **4.2. ábra** mutatja.



4.2. ábra: Forró pontok (piros körök) területi eloszlása és a lemezek mozgási iránya (kék nyíllal jelölve) [ii]

Számuk kb. 120-ra tehető. Forró foltoknak is nevezik őket. Ezek olyan vulkáni területek, amelyek általában az aktív **akkréciós lemezszegélyektől** távol lévő köpenyoszlopok fölött alakulnak ki, és a köpenyből származó olvadék a felszínre tör. A Hawaii hőoszlophoz kapcsolódó forró pont azért is érdekes, mert a közel 70 millió éves működésével a felette elhaladó litoszféra mozgása rekonstruálható a vulkáni képződmények elhelyezkedése és radiometrikus koradatai alapján. A forró pontok felszíni nyomai az óceánok fenekén található meg, máskor az óceáni lemezen található tengerszint feletti vulkánokhoz szállítják az olvadékot, ugyanakkor kontinentális lemezekben is kialakulnak. A forró pontok közül azokat, melyekhez tartozó hőoszlop forrása a D" réteg, elsődlegesnek nevezik (lásd **4.3. ábra**). Előfordulnak óceáni közép-hátságok területén (pl. Izland, hőteljesítménye 363 GW), de az akkréciós szegélyektől távol sokkal inkább jellemző (pl. Hawaii, 58 GW). További elsődleges forró pontok **Sleep** (1990) szerint: Afar-Kenya, Húsvét-szigetek, Louisville, La Réunion, Tristan. Más forró pontokhoz tartozó hőoszlopok forrásai nem közvetlenül a D" réteg, hanem az alsóköpeny kis sebességű zónái, melyek a D" rétegből táplálkozó és a 660km mélységben lévő fázisátalakulási határfelület alatt kiszélesedő, nagy térfogatú (afrikai és a central-pacifikus) szuperfelboltozódásokkal hozhatók kapcsolatba (**Horváth**, 2006). Az előbbi, alsóköpeny eredetű forró pontok mellett vannak olyan forró foltok is, amikor az általuk szállított anyag egészen kis mélységből származik, és a litoszféra repedései mentén jut a felszínre. A forró pontok összesen 2300 GW hőtranszporttal jellemezhetők (**Kis**, 2007). Működésüket még távolról sem ismerjük. **Mjelde** és társai (2010) szerint a kainozoikumban a működésük egy 10 és egy 5 millió éves periodicitással jellemezhető, amiből arra következtettek, hogy a feláramló olvadék és a vele szállított hőmennyiség szinte az összes jelentősebb forró folt hőoszlopában 5 millió évenként megnő, és az intenzívebb működés 10 millió évenként jelentkezik.

A tomográfiai vizsgálatok arra utalnak, hogy az **óceánközépi hátságok területén felemelkedő köpenyanyag** kisebb jelentőségű a köpenyáramlások szempontjából a **hőoszlopok**éhoz képest. Mai ismereteink szerint az idős és nagy sűrűségű óceáni litoszféra a mélytengeri árkoknál nem csupán alábukik és legalább olyan mélységig behatol mint ahol a legmélyebb fészekmélységű földrengések kipattannak, hanem konvekció révén valószínűleg egészen a D" rétegeg lejut (**Horváth** 2006, **Lowrie** 2007).



4.3. ábra: Kőpenybeli konvekció a D'' réteg és a hőoszlopok kapcsolatával [iii]

A magból az alsó kőpenybe érkező hőteljesítményt 5-15 TW-nak becsüli **Lay** és szerzőtársai (2008). Ehhez az alsó kőpenyben hozzáadódik a radioaktív bomlásból (10-12 TW) és az alsó kőpeny hűléséből származó (5-25 TW) hőteljesítmény. A felső kőpenyben a radioaktív bomlás révén termelt hő azért kevesebb, mert a radioaktív anyag vagy a könnyebb vagy a nehezebb elemekkel fordul elő. A felső kőpenyben a radioaktív hőtermelés mértékét 2TW-nak, a felső kőpeny hűléséből származó hőteljesítményt pedig 3 TW-nak tételezték fel. Az említett tényezők miatt a litoszféra alsó határfelületére tehát nagyon nagy hőmennyiség érkezik, mely a **litoszféra hűlése** során emittálódott hőmennyiséggel és a kéregben jelentkező **radioaktív hőtermelés** (6-8TW) miatt tovább növekszik. A felszínen kilépő belső eredetű hőteljesítmény becslésük szerint  $46 \pm 3$  TW. Megjegyezzük, hogy ez összhangban van a korábban is ismert  $1.4 \times 10^{21}$  joule/év hőenergiával, ami a szoláris energiához képest elhanyagolható, hisz annak évi mennyisége 4000-szer nagyobb, mint a geotermikus eredetű. Ugyanakkor lényegesen, mintegy százszor nagyobb, mint a földrengések során felszabaduló energia.

### Radioaktív bomlásból származó hő

Mivel a Föld belsejében, a magban igen magas hőmérséklet (közel 4000-6000 °C) uralkodik, emiatt akkor is tetemes hőmennyiség hagyná el a Föld felszínét, ha a radioaktív bomlás nem lenne. A fentiekből kitűnik, hogy a **radioaktív bomlásból származó** becsült hőteljesítmény – ami  $20 \pm 3$  TW-nak felel meg – mintegy fele részben járul hozzá a Föld felszínén eltávozó hőmennyiséghez. Tekintettel a radioaktív bomlás révén keletkező hő meghatározó voltára, ezért az azzal kapcsolatos legfontosabb tudnivalókat összefoglaljuk.

A radioaktív bomlás során az atommagból 3-8 MeV energiájú alfa-sugárzás és/vagy 0,01-5MeV energiájú béta-sugárzás emittálódik, melyek a természetes radioaktivitás révén keletkező hő legfontosabb tényezői. Az alfa, ill. béta bomlás során emittálódott részecskék (He atommag, ill. elektron) a közvetlen környezetükben történő elnyelődés révén kimutatható mennyiségű hőt fejlesztenek, a részecskék kinetikus energiája hővé alakul át. Noha a természetben a negatív béta bomlás több mint négyszer gyakrabban fordul elő, mint az alfa bomlás, az alfa részecskék az elektronéhoz képest lényegesen nagyobb tömege és általában nagyobb energiája miatt is a természetes radioaktivitás révén keletkező hő döntően az alfa bomlásnak tulajdonítható. A radioaktív izotópok közül az  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  bomlása a meghatározó, mert a többi radioaktív elem vagy lebomlott (pl.  $^{237}\text{Np}$ ), vagy koncentrációja nagyon kicsi. Az U és Th bomlási sorokban a hőenergia 90%-a az alfa-bomlásoknak tulajdonítható, a béta bomlásokból és a gamma sugárzás révén keletkező hő adja a maradék 10%-ot (**Sharma**, 1986). Ugyanazon mennyiségű  $^{235}\text{U}$  bomlása során több hő fejlődik mint a nagyobb tömegszámú  $^{238}\text{U}$  esetén. Ez a kisebb tömegszámú U bomlása során emittálódott alfa részecskék nagyobb energiájával indokolható. A  $^{40}\text{K}$  bomlásakor a K elektron befogása során keletkező 1,46 MeV energiájú gamma sugárzás és a két béta bomlás közül a nagyobb valószínűséggel bekövetkező (negatív) béta-bomlás révén termelődik hő.

A radioaktív elemek adott tömegének bomlása során 1 másodperc alatt keletkező hőmennyiség a **hőtermelési állandó**, mely az instabil izotópra nézve specifikus. Ezen elemek 1kilogrammja által 1 másodperc alatt termelt hőmennyiség csupán  $10^{-6}$  J nagyságrendű (természetes uránium  $95,2 \times 10^{-6}$  W/kg, tórium  $25,6 \times 10^{-6}$  W/kg, kálium  $0,00348 \times 10^{-6}$  W/kg), így 1kg közzettömeg esetében a radioaktív bomlás során a hőteljesítmény csak a gránitnál vagy a vele hasonló összetételű kőzeteknél éri el a nW nagyságrendet a leggyakrabban előforduló kőzetek közül, ui. ezen

közetekben a legmagasabb a radioaktív izotópok koncentrációja. A radioaktív elemekből származó hőtermelésre **Rybach** (1976) adott meg empirikus formulát. Az U, Th, K koncentrációkat ( $C_U$ ,  $C_{Th}$ ,  $C_K$ ) ppm-ben helyettesítve a kőzet 1 kilogrammja által 1 másodperc alatt a radioaktív bomlásából származó hőmennyiséget W/kg-ban kapjuk meg:

$$Q_r = 95.2C_U + 25.6C_{Th} + 0.00348C_K$$

Az alábbi táblázat a fenti formula alapján számított értékeket néhány tipikus kőzetre adja meg.

Koncentráció (ppm)				Hőtermelés ( $10^{-11}$ W/kg)			
Kőzet	U	Th	K	U	Th	K	összesen
Gránit	4,6	18	33000	43,8	46,1	11,5	101
Alkáli bazalt	0,75	2,5	12000	7,1	6,4	4,2	18
Tholeiites bazalt	0,11	0,4	1500	1,05	1,02	0,52	2,6
Peridotit,dűnit	0,006	0,02	100	0,057	0,051	0,035	0,14
Kondritok	0,015	0,045	900	0,143	0,115	0,313	0,57
Kont. kéreg	1,2	4,5	155000	11,4	11,5	5,4	28
Köpeny	0,025	0,087	70	0,238	0,223	0,024	0,49

4.1. táblázat: A radioaktív elemekből származó hőtermelés számított értéke néhány tipikus kőzetre [iv]

A kondritos kőmeteoritok összetételükben jól közelítik a kezdeti köpeny összetételét. Az *olivinben* gazdag *dűnit* a felső köpeny *ultramafikus* kőzeteihez hasonló összetételű. A bazaltokban az alacsony U, Th tartalom miatt alacsony a radioaktív hőtermelés (emiat az óceáni kéregben és a kontinentális kéreg alsó részében is alacsony a hőtermelés). Az intenzívebb hőtermelés a kontinentális kéreg felső részében jelentkezik a gránit és a hozzá hasonló savanyú kőzetek előfordulása miatt.

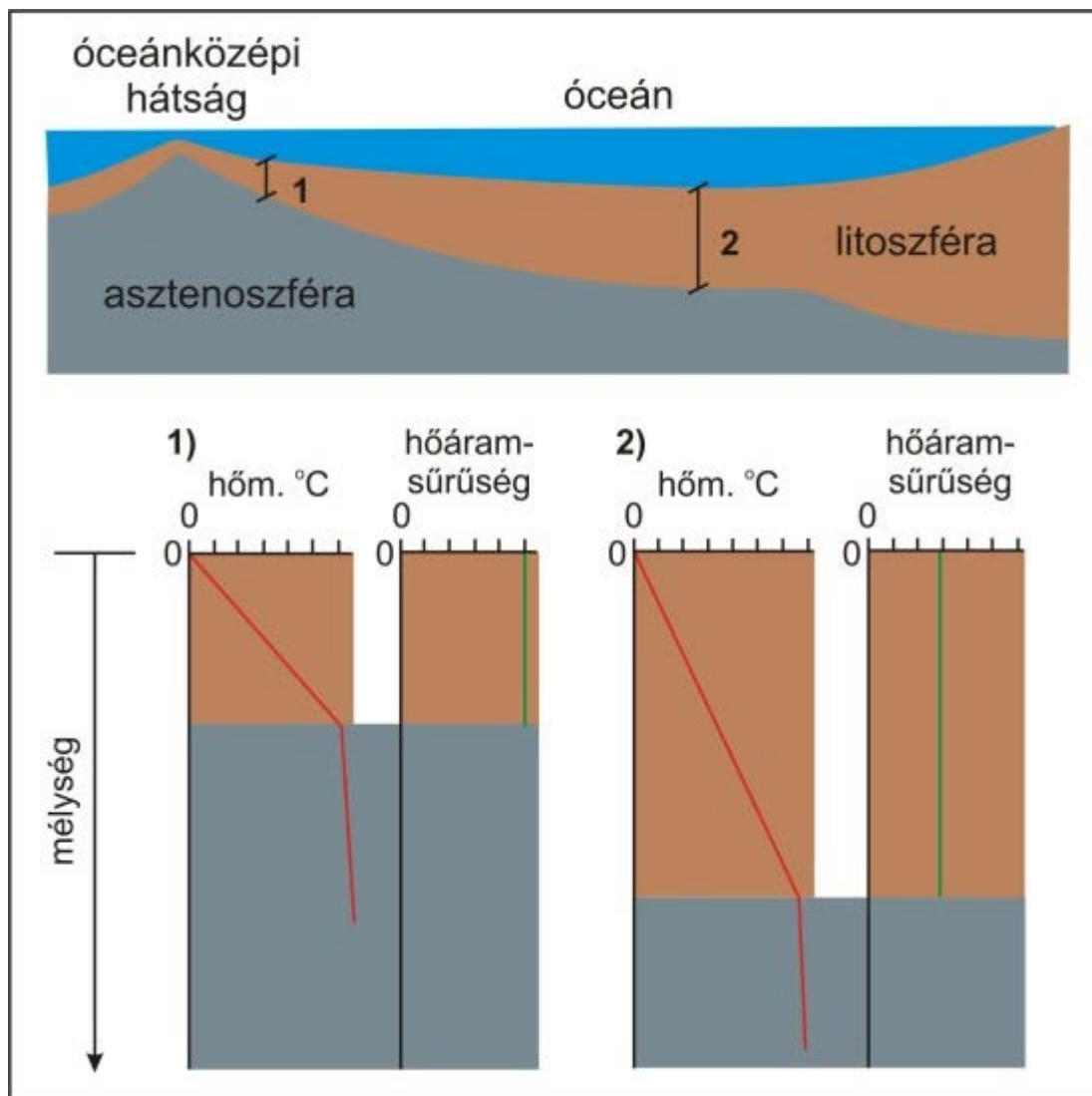
#### 4. FELSZÍN ALATTI HŐMÉRSÉKLET-VÁLTOZÁSOK

A felszín alatti tértartományban hely- és idő szerinti hőmérséklet-változások figyelhetők meg. Ezek közül a legismertebb a mélység szerinti hőmérsékletnövekedés valamint a felszín közvetlen közelében jelentkező napi és évszakos változások. A geotermikus kutatómódszerrel megoldható feladatok ismertetése előtt néhány nagyobb léptékű, jó közelítéssel stacionárius hőmérsékleti eloszlást mutatunk be, továbbá vázlatosan olyan geológiai eseményeket érintünk, melyeknek mind a mai napig van vagy lehet kimérhető hatása a hőmérséklet eloszlásra. Itt foglalkozunk a periodikus hőmérséklet változások terjedésének matematikai leírásával is.

#### Óceáni és szárazföldi litoszféra hőmérsékletének mélységváltozása

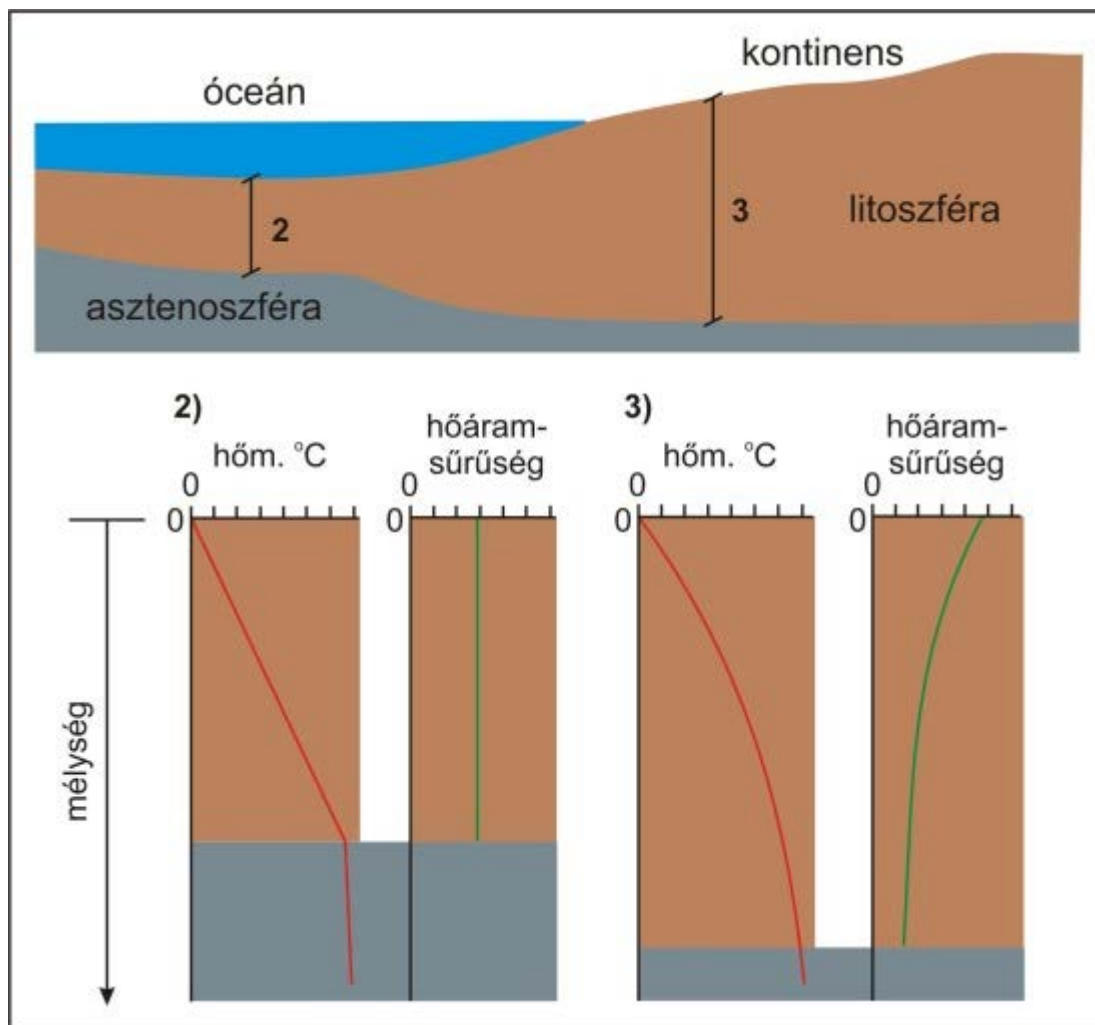
Az óceáni litoszférában a hőmérséklet mélység szerinti eloszlását a fentiek alapján könnyen lehet modellezni, ugyanis az óceáni litoszféra néhány km vastag bázikus földkéregből és döntően a földköpeny felső részére jellemző *ultrabázikus* kőzetekből épül fel. Az asztenozsféra-litoszféra határon a hőmérséklet kb.1300 °C, míg a tengerfenéken jó közelítéssel 0 °C. Mindkét kőzet típus alacsony radioaktivitással jellemezhető, ezért a radioaktív bomlás során termelt hőtől eltekinthetünk. Ha a litoszféra egészére állandó hővezetőképességet tételezünk fel, akkor Fourier 1. törvénye szerint a hőfluxus csak a geotermikus gradienstől, az pedig az óceáni litoszféra vastagságától függ. Ennek megfelelően kisebb vastagságú óceáni litoszférában a geotermikus gradiens nagyobb, mint a vastagabb óceáni litoszférában, és felette nagyobb hőáramsűrűség mérhető, mint a nagyobb vastagságú óceáni litoszféra esetén a **4.4. ábrának** megfelelően.





4.4. ábra: Változó vastagságú óceáni litoszféra hőmérséklet és hőáram-sűrűség eloszlása a mélység függvényében [V]

A szárazföldi litoszféra az óceánihoz képest vastagabb, és felépítése is összetettebb, ugyanis benne a gránitos öv megjelenése (pontosabban a gránitban lévő U, Th, K radioaktív bomlása során termelt hő) miatt a hőmérséklet mélységfüggése a lineáristól eltér és a fluxus sem lesz állandó, hanem a felszín felé haladva monoton nő. Ezt tükrözi a 4.5. ábra.

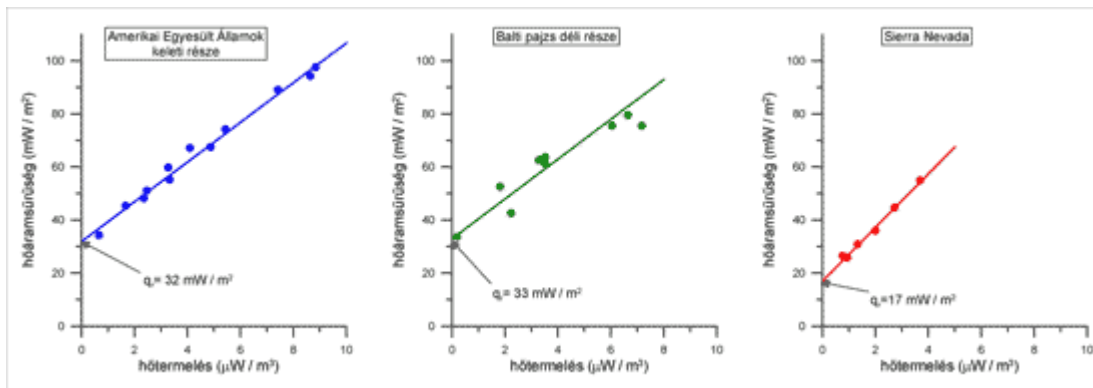


4.5. ábra: Kontinentális litoszféra hőmérséklet és hőáramsűrűség eloszlása a mélység függvényében a jobb, míg óceáni litoszférára a bal oldali alsó ábra részen [vi]

Bizonyos egyszerűsítésekkel következtetni lehet a radioaktív bomlás révén keletkező, a felszínen megjelenő hőáramsűrűsége. Az előző fejezetben lévő táblázat utolsó oszlopában szereplő értékeket az illető kőzetre jellemző sűrűség értékkel megszorozzuk, akkor a kőzet  $1\text{m}^3$ -e által 1 sec alatt "termelt" hőt kapjuk meg, amit  $A$ -val jelöljük. Ha egy  $D$  vastagságú kőzettestnél feltételezzük, hogy benne keletkező hő felfelé terjed, akkor a radioaktív hőtermelés révén megjelenő hőáramsűrűség értéke a  $DA$  szorzattal adható meg. Pl.  $1\text{km}$  vastagságú gránitos kőzet mintegy  $3\text{mW/m}^2$  fluxussal járul hozzá a felszíni hőáramhoz. A Föld azon területeit, melyekre nézve a hőáramsűrűség és a természetes radioaktivitás révén termelt hő között jó közelítéssel lineáris összefüggés van, hőáram provinciáknak nevezzük. A hőáram provinciák mindegyikére a  $q=f(A)$  függvény egyenessel közelíthető, és egy

$$q = q_r + DA$$

alakú összefüggéssel jellemezhető. Az egyenes  $D$  iránytényezője arányos a kéreg azon részével (vastagságával), melyben radioaktív hőtermelés van, a  $q_r$  tengelymetszet pedig a redukált hőáramsűrűséget adja meg. A redukált hőáramsűrűség az a hőfluxus, ami a felszínen radioaktív bomlás nélküli esetben jelenne meg. Ez a hő nagyobb részben a köpenyből érkező hő, másrészt az eredetileg lényegesen nagyobb hőmérsékletű felső kéreg hűlése miatt jelentkező hő összege. A 4.6. ábra három hőáram provinciára mutat be mérési eredményeket.



4.6. ábra: Felszíni kőzetek hőfluxusa a radioaktív hőtermelés függvényében három hőáram provincia esetén [vii]

**Lowrie** (2007) által megadott 13 hőáram provincia jellemzői, hogy a radioaktív bomlás révén hőt termelő savanyú kőzet vastagsága 4 és 16km közötti, a redukált hőáramlás  $14 \text{ és } 78 \text{ mW/m}^2$  közötti értékek. Ezen területeken átlagosan a felszíni hőáramlás 55%-át eredményezi a radioaktív bomlás.

Megjegyezzük, hogy a lineáris közelítés során a hőtermelést homogénnek tételeztük fel (azaz a radioaktív anyag egyenletes eloszlását), a hőtermelő réteget pedig állandó vastagságúnak. A valóságot jobban megközelítő modellnél a radioaktív hőtermelés a mélységgel csökken, és a hőtermelő réteg sem tekinthető állandó vastagságúnak.

## A földtani folyamatok hatása a litoszféra hőmérsékletére

Az eróziós folyamat, a medence területeken bekövetkező üledékképződés, magma benyomulása, a tektonikus fel- vagy alátolódás, a litoszféra kivékonyodása mind-mind földtörténeti értelemben gyors folyamatok, melyek eredményeként az eredeti termikus egyensúly megbomlik és jelentős idő (több millió v. több tíz millió év is) szükséges ahhoz, hogy a termikus egyensúly ismét létre jöjjön (**Mussett** és **Khan**, 2000).

### Üledékképződés

A folyamat alapvető jellemzője, hogy a relatíve gyors és "hideg", néhány km vastagságú üledékképződés során a korábbi felszínre települt üledékben az alatta lévőhöz képest lényegesen kisebb a geotermikus gradiens. A termikus egyensúlyi állapot kialakulásához szükséges idő függ az üledékképződés sebességétől, a képződött üledék vastagságától (hőkapacitásától), az egymással kontaktusba került kőzetek fajhőjétől. A vázolt folyamat kiegészülhet számos tényezővel és a leírt egyszerűsített folyamathoz képest más módon is megvalósulhat. Pl. ha a medence terület a litoszféra elvékonyodása és süllyedése révén alakul ki, és ezzel egyidejűleg történik több millió éven át az üledékképződés, akkor a folyamatos (vagy akár szakaszos), de relatíve lassú üledékképződés miatt a lerakódó üledék folyamatosan melegszik fel. Az egyszerűsített modellben nem tételeztük fel a kompaktió miatt kiszoruló, és konvekcióval a felső, újonnan képződött felső rétegekbe hőt szállító víz hőmérséklet növelő szerepét sem. Általában elmondható, hogy az újonnan kialakuló medencék a felszíni hőáramlást csökkentik, és bennük a hőmérséklet az egyensúlyi értékhez képest kisebb.

### Paleoklimatikus hatás

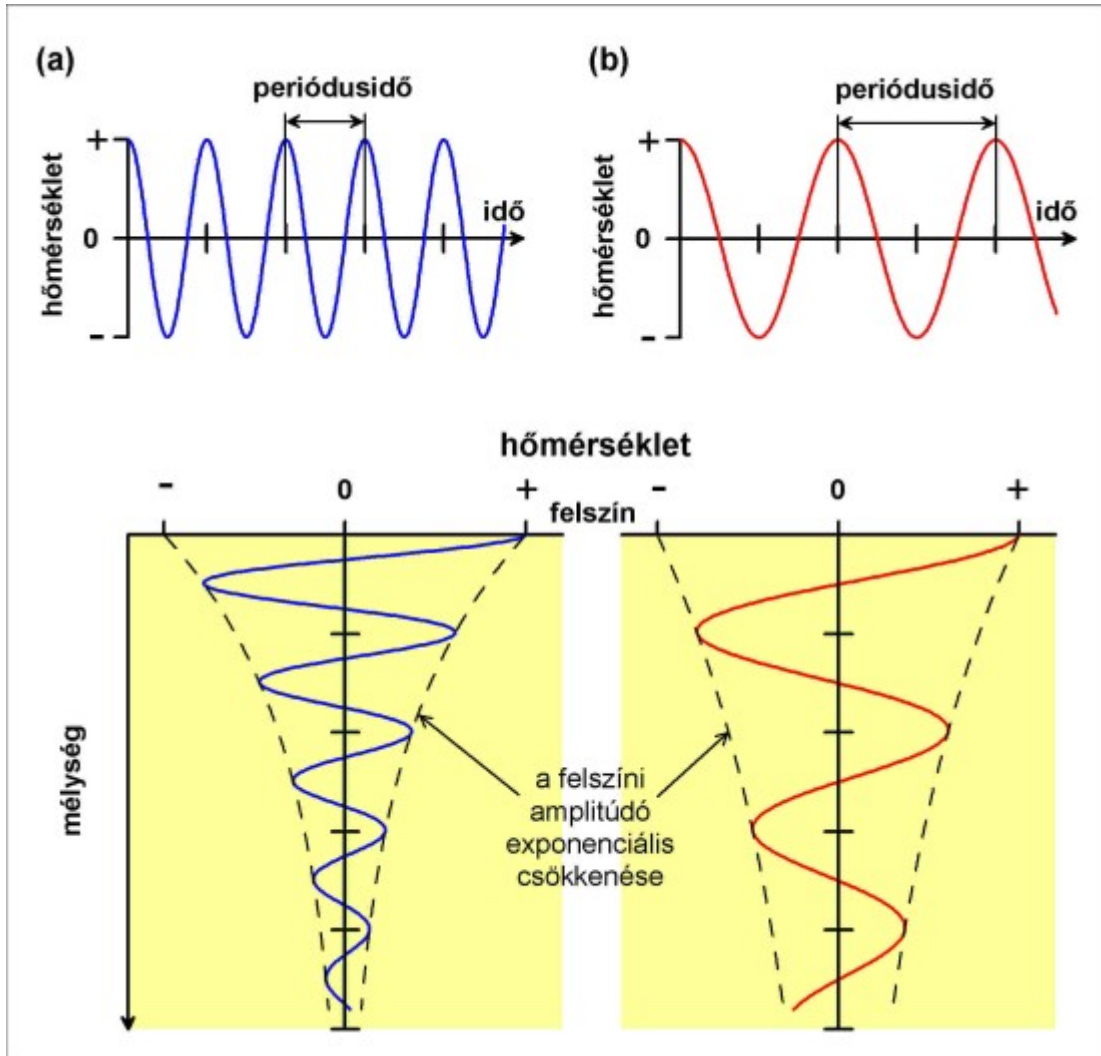
A glaciálisok és interglaciálisok jelenlegi hőmérsékleti eloszlásra és hőáramlásra gyakorolt együttes hatását értjük paleoklimatikus hatáson. Az eljegesedés hőmérséklet-csökkentő hatása miatt az eredetihez képest kisebb a geotermikus gradiens. Figyelmünk kívül hagyásával kisebb hőáramlást adunk meg, mint ami ténylegesen az adott területre jellemző. Mértéke Fourier 2. törvénye felhasználásával becsülhető. Ha a felszíni hőmérséklet változás  $T = T_0 \sin \omega t$  alakú, akkor homogén fél-térre Fourier 2. törvényének megfelelő differenciálegyenlet megoldása:

$$T(t, z) = T_0 e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2k}} z} \sin \left( \omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2k}} z \right)$$

Bevezetve  $d = (2k / \omega)^{1/2}$  karakterisztikus mélységet, melynél a felszíni  $T_0$  hőmérséklet az e-ad részére csökken, írható:

$$T(t, z) = T_0 e^{-z/d} \sin (\omega t - z / d)$$

A megoldás értelmében a felszínre érő periodikus hőmérséklet változás a mélységgel exponenciálisan csökken, és a mélység növekedésével időben egyre később éri el az adott mélységre jellemző szélső értéket. A behatolási mélység függ a hőmérsékletváltozás periódusidejétől (az eljégedés hosszától). Pl. egy 10 ezer évig tartó, 20 °C-os hőmérséklet csökkenéssel jellemezhető eljégedés 5000 év múltán 1km mélységben 0,9 °C-os csökkenést eredményez. Azonos amplitúdójú változások közül ugyanolyan hőmérséklet-vezető képességet feltételezve, a nagyobb periódusidejűnek nagyobb a hullámhossza és a mélységbehatolása is, mint a kisebb periódusidejűnek. Ezt szemlélteti a 4.7. ábra.



4.7. ábra: Egy nagyobb (jobb oldalon) és egy kisebb periódusidejű (bal oldalon) felszíni hőmérsékletváltozás mélységbeli terjedése [viii]

A paleoklimatikus korrekció mértéke tehát függ az eljégedésre jellemző hőmérséklet csökkenéstől, annak időtartamától, az azóta eltelt időtől és a mélységtől. A paleoklimatikus korrekció elvégzésével az európai hőárameloszlási térképet főleg Skandinávia, Egyesült Királyság és az orosz tábla vonatkozásában kellett módosítani mintegy 12-20mW/m<sup>2</sup> értékkel.



INTERNETES KITEKINTÉS

Részletesen <http://www.springerlink.com/content/476k380538588181/>, továbbá Majorowicz, Wybraniec (2010).

### Tektonikus hatás

A legjobban a feltolódás vagy alátolódás esetén szemléltethető a hőmérsékletváltozás (**Mussett és Khan, 2000**). Előbbi esetben a felszíni közetre rátolódik egy olyan réteg, melynek alján a hőmérséklet lényegesen nagyobb, mint a feltolódás előtt a felszíni hőmérséklet volt. Ilyen jellegű tektonikus mozgás a hőmérséklet hirtelenszerű csökkenését eredményezi a rátolódási határfelület mentén, így ezen a szakaszon a geotermikus gradiens előjele is megváltozik. Ennek megfelelően a hő a rátolódást követően a felsőből az alsóba áramlik és több tíz millió év eltelhet a termikus

egyensúly kialakulásáig. Ezt az időtartamot befolyásolja a felszíni erózió mértéke és a kontaktusba került kőzetrészek radioaktív elem tartalma is. Vető hőmérsékleti tér torzítása általában akkor mérhető ki, ha a vető mentén fluidum közlekedik.

### Vulkanizmus

Termikus téreloszlást módosító hatása a vulkanizmust követően is jelentkezik, a forró foltok területén meghatározó tényező. Ugyanakkor a vulkanizmus megszűnte után több 10 millió évet követően elsősorban a vulkáni utóműködés miatt lehetséges lokális hatás. Szubvulkáni tömegek hőtermelése hosszabb ideig tart, kihűlésük sebessége függ az intrúzió térfogatától.

### Litoszféra elvékonyodás és orogenezis

A geodinamikai okokra visszavezethető litoszféra elvékonyodás általában a hőáramsűrűség növekedését vonja maga után. Sokkal összetettebb a helyzet a hegységképződések esetén. A hegységek kialakulását a kontinentális litoszféra oldalirányú kompressziója eredményezi, mely több tíz millió évig is eltarthat (pl. Alpok és Himalája). Ennek eredményeként a kéreg vastagsága akár meg is duplázódhat. A radioaktív elemeket tartalmazó, megnövekedett tömegű kőzetek miatt a felszíni fluxus nő, bár az így keletkezett hőmennyiség jelentős része metamorfózisra fordítódik. A komplex tektonika (rátalódások, gyűrt szerkezetek) hőeloszlásra gyakorolt hatását sokkal nehezebb modellezni mint egyetlen tektonikai elem hőmérsékleti tér torzító hatását.

### Felszín alatt áramló vizek hatása

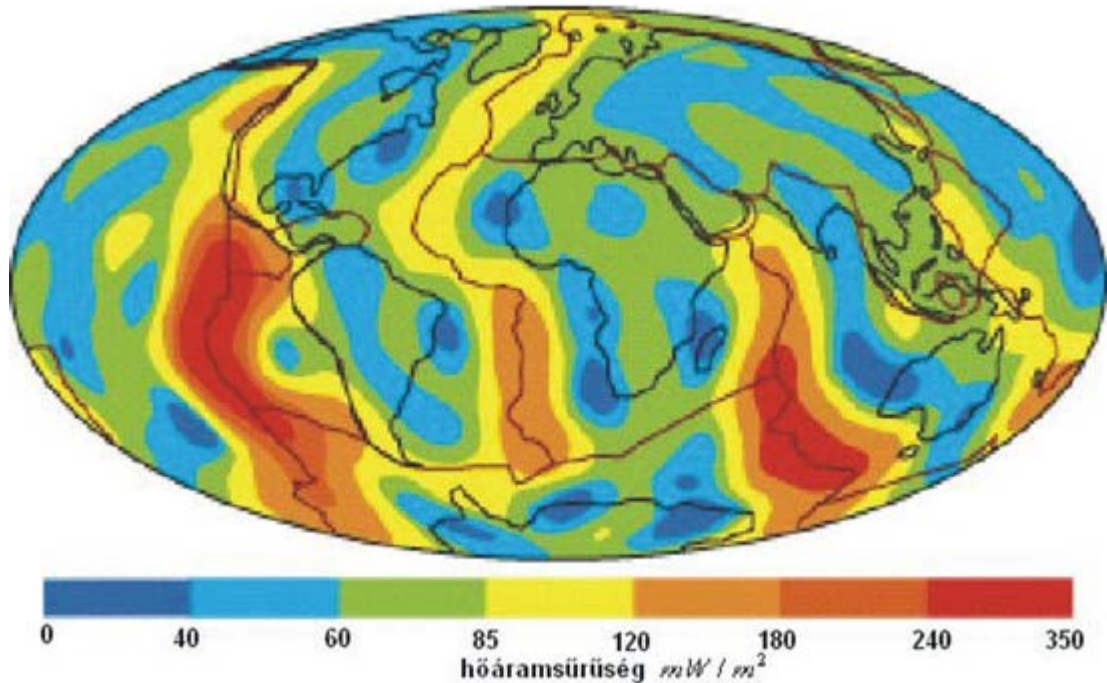
A csapadék egy része beszivárgó vízként a környezetét hűti, ennek megfelelően a geotermikus gradienst a tisztán konduktív (azaz vízmozgás nélküli) esethez képest csökkenti. A legnagyobb méretű beszivárgás a nyílt karszterületek esetén jelentkezik. Ilyen területeken az átlaghoz képest lényegesen kisebb hőáramsűrűség mérhető. A karsztos területek peremvidékén -vagy más esetekben repedezett kőzetekben- az áramlás (termokonvekció) formájában felemelkedő meleg vizek a környezetüknek hőt adnak át és a hőmérsékleti gradienst is növelik.

Konvekció üledékes medencékben is kialakulhat, elsősorban nagy geotermikus gradiens, nagy permeabilitás és porozitás esetén. Fluidumot tartalmazó porózus képződményekben a konvektív cellák kialakulásának feltételét részletesen **Bobok** (1995) fogalmazza meg a belső energia mérleg-egyenlete, a Darcy-féle szivárgási alapegyenlet és a sűrűség nyomásfüggésének elhanyagolásával felírt állapotegyenlet felhasználásával. Levezetéseiből arra következtet, hogy minél nagyobb a rezervoár vastagsága, annál kisebb geotermikus gradiens elegendő a termokonvekció megindulásához, továbbá a viszkozitás csökkenése, a porozitás, permeabilitás és a pórust kitöltő folyadék hőtágulási együtthatójának nagyobb értéke is elősegíti a termokonvekció létrejöttét.

## 5. HŐÁRAMSŪRÚSÉG TÉRKÉPEK

A **hőáramsűrűség** globális felszíni eloszlását **Pollack et al.** (1993) alapján szemléltethető. Több mint 20 ezer mérési hely (a Föld felszínének 62%-ról rendelkeztek adatokkal) közel 25 ezer mérési eredmény felhasználásával, a gömbfüggvény sorfejtés együtthatókat  $n=12$ -ig határozták meg.

Ha megnézzük a Föld egészére jellemző, **4.8. ábrán** látható hőáramsűrűség eloszlást, akkor szembetűnő, hogy kontinentális területeken kisebb értékek jellemzők, mint az óceáni területeken. A Föld belsejéből a felszínre jutó hőáramsűrűség átlaga kontinentális területeken  $65 \text{ mW/m}^2$ , míg óceáni területeken  $101 \text{ mW/m}^2$ . A legnagyobb értékek az óceáni hátságok – melyek mentén az óceáni litoszféra lemezek születtek – felett mérhetők:  $200\text{-}300 \text{ mW/m}^2$ . **Pollack et al.** (1993) szerint a 65 millió évesnél fiatalabb (kainozoós) óceáni litoszféra hűlése során távozik el a földi hő mintegy fele. Az átlaghoz képest nagyobb értékek jelentkeznek a jelenleg is aktív mezozoós, kainozoós orogének (geoszinklinálisok, gyűrthegeységek) esetén. Alacsonyabb hőáramsűrűség értékek (akár  $20\text{-}40 \text{ mW/m}^2$  értékek) mérhetők a prekambriumi pajzsok, nem orogén területek felett (pl. Afrikai masszívum, Kanadai pajzs, Brazil pajzs, Nyugat- ausztráliai masszívum). A mérési adatok szórása a pajzsokon a legkisebb (termikusan is stabil területek) és a tengerhátságok felett a legnagyobb.



4.8. ábra: Hőáramsűrűség Föld felszíni eloszlása [ix]

Itt említjük meg, hogy a nagyobb mélységből származó hőzavar felszínre érkezéséhez szintén tetemes idő szükséges, pl. egy, a *Mohorovicic-határfelület* mélységéből induló hőmérsékleti változás esetében ez mintegy 10 millió év lenne. Összességében a jelenlegi hőáramsűrűség térképek elsősorban a régebbi, termikus változásokat is eredményező földtani folyamatokat tükrözik és általában több hatás szuperpozíciójaként értelmezhetők.



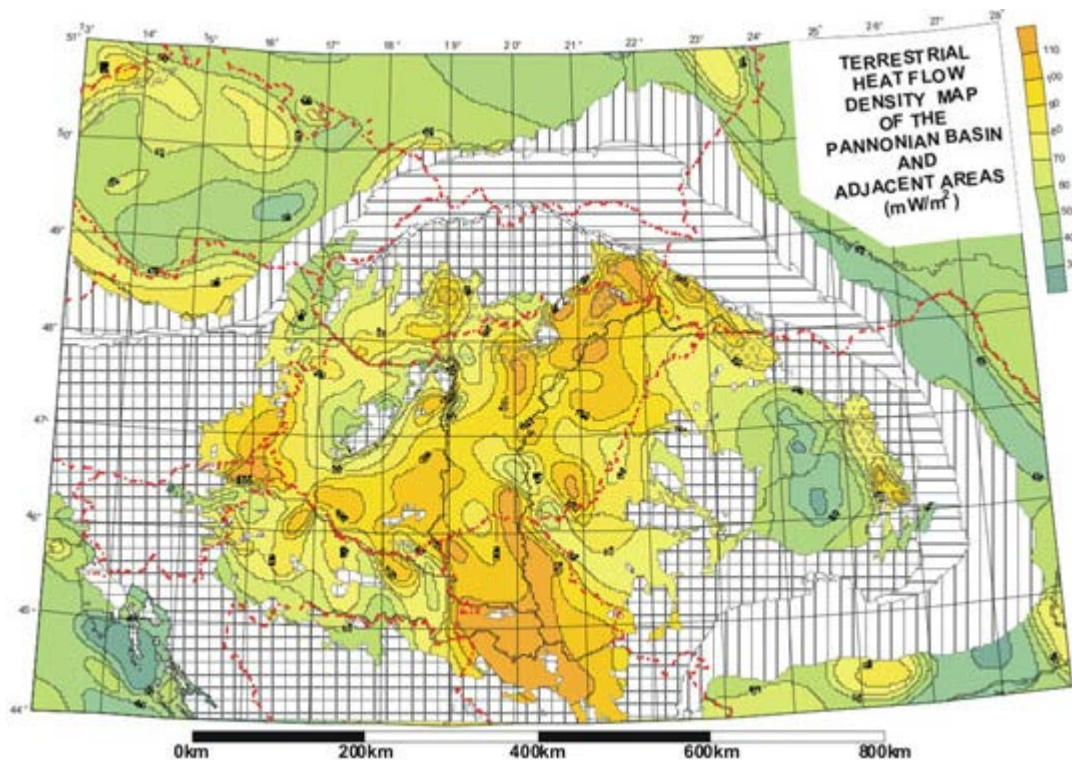
#### INTERNETES KITEKINTÉS

Az újabb hőáramsűrűség mérési adatok megtalálhatók:  
<http://www.educyclopedia.be/education/worldmaps.htm>

Európa vonatkozásában: <http://www.springerlink.com/content/476k380538588181/>

**Majorowicz, Wybraniec** (2010) alapján Európában a hőáramsűrűség adatok a paleoklimatikus korrekció nélkül több helyen alábecsült értékek.

A Pannon-medence és környéke hőáramsűrűség eloszlása **Mádlné Szőnyi Judit** témavezető háttér tanulmányában <http://www.geotermika.hu/portal/files/mta-geotermika.pdf> (2008) található meg, mely térképet **Dővényi P.** és munkatársai szerkesztették. A térképet a **4.9. ábra** mutatja. A kontinentális területek átlagához ( $65 \text{ mW/m}^2$ ) képest a Pannon-medencében az átlagérték lényegesen nagyobb, kb.  $90 \text{ mW/m}^2$ .



4.9. ábra: A Pannon-medence és környezete hőáramsűrűség eloszlása [x]

A térkép szerkesztői szerint a viszonylagosan magas hőáram elsődleges oka a Pannon-medence alatt extenzió következtében elvékonyodott földkéreg és litoszféra, az extenzió az alsó és a középső miocénban történt. Az ÉK-DNY csapású nagyobb hőáramsűrűségű hely a leginkább elvékonyodott litoszféra felett található. A térképen a karsztos területek a vízáramlások miatt hőáramsűrűség csökkenést mutatnak az átlagértékhez képest (pl. Dinári-hegység, Dunántúli-középhegység, Bükk), részletesebben **Dövényi et al.**(1983).

## 6. KÖZETEK HŐVEZETŐKÉPESSÉGE ÉS FALJAGOS HŐKAPACITÁSA

### Hővezetőképesség

**Fourier** törvényeiben szereplő fizikai paraméterek (hővezetőképesség, fajlagos hőkapacitás, sűrűség) a hőmérsékleti téreloszlás kialakulásában meghatározó jelentőségűek, ezért az alábbiakban néhány fontosabb kőzetre jellemző hővezetőképesség tartományt és zárójelben a legjellemzőbb értéket adjuk meg. A fajlagos hőkapacitás kevésbé kőzetfüggő, ezért külön táblázat itt nem szerepel, a kőzetek sűrűség függésével a gravitációs fejezetben foglalkoztunk



Kőzet (v. más anyag)	Hővezetőképesség $\lambda$ (W/mK)
Andezit	1,35-4,86 (2,26)
Bazalt	1,12-2,38 (1,69)
Diabáz	2,1-2,3 (2,2)
Gabbró	1,98-3,58 (2,57)
Diorit	2,02-3,33 (2,5)
Granodiorit	2,0-3,5 (2,63)
Gránit	2,3-3,6 (3,07)
Kősó	5,3-7,2 (5,7)
Anhidrid	4,89-5,73 (5,43)

Mészke	1,3-6,26 (3,44)
Kvarc	5,6-11,3
Homokkő	2,5-3,2
Száraz homok/ agyag	0,2-0,4
Nedves agyag	0,8-1,5
Nedves homok	1,1-2,1
Megművelt talaj	0,2-1,2
Víz	0,6 (25 °C)
Levegő	0,025 (10 °C)

4.2. táblázat: Néhány anyag hővezetőképessége (forrás: Sharma, 1977)

A kőzetek hővezetőképességét térfogatarányuknak megfelelő súly szerint a kőzetmátrix, az esetlegesen előforduló agyag és a pórusokat (mikrorepedéseket) kitöltő fluidum hővezetőképessége határozza meg. Hasonló közelítő összefüggés használatos a kőzetek fajlagos hőkapacitásának jellemzésére.

A hővezetőképesség fordítva arányos a **porozitással** (minél nagyobb a porozitás, annál inkább a pórust kitöltő fluidum hővezetőképessége válik meghatározóvá, pl. a víz hővezetőképessége kb. negyede az átlagos kőzetmátrix hővezetőképességének). Függ a pórust kitöltő anyag hővezetőképességétől. Ugyanolyan nyomás, hőmérséklet mellett pl. az olajjal telített üledékes minta hővezetőképessége kisebb mint a vízzel telítetté. Csak a hőmérséklet függvényében a hőmérséklet növekedésével a kőzetek hővezetőképessége általában csökken. Ugyanakkor ugyanazon összetételű kőzet hővezetőképessége nagyobb mélységben általában nagyobb mint a felszín közelében. Ennek oka egyrészt az idősebb kőzetekre jellemző tömöttebb szövet, másrészt a nyomás növekedésével az ásványszemcsék között nagyobb felületen van érintkezés. Az agyagásványok rossz hővezetési tulajdonsága miatt az agyagásvány tartalom növekedése csökkenti a hővezetőképességet a kőzetmátrix hővezetőképességéhez viszonyítva. A legfontosabb kőzetalkotó ásványok közül a kvarc hővezetőképessége magas, emiatt a mélységi magmás vagy vulkáni kőzetek hővezetőképesség értékei a kvarc tartalom függvényében változnak (minél inkább bázikus a magmás kőzet, annál kisebb a hővezetőképessége).

## Fajlagos hőkapacitás

Összevetve a hővezetőképességgel a fajlagos hőkapacitás az ásványi összetételre kevésbé érzékeny. A kőzetek fajlagos hőkapacitása a víztartalomtól erősen függ, ugyanis a víz fajhője 4187J/kgK. Minél nagyobb a kőzet víztartalma, annál nagyobb a kőzet fajlagos hőkapacitása. Pl. a száraz kőzet fajlagos hőkapacitása 800-1300, míg a nagyobb víztartalmú kőzeté 2500-3000J/kgK között változik.

## Kőzetek hőtani paramétereinek mérése

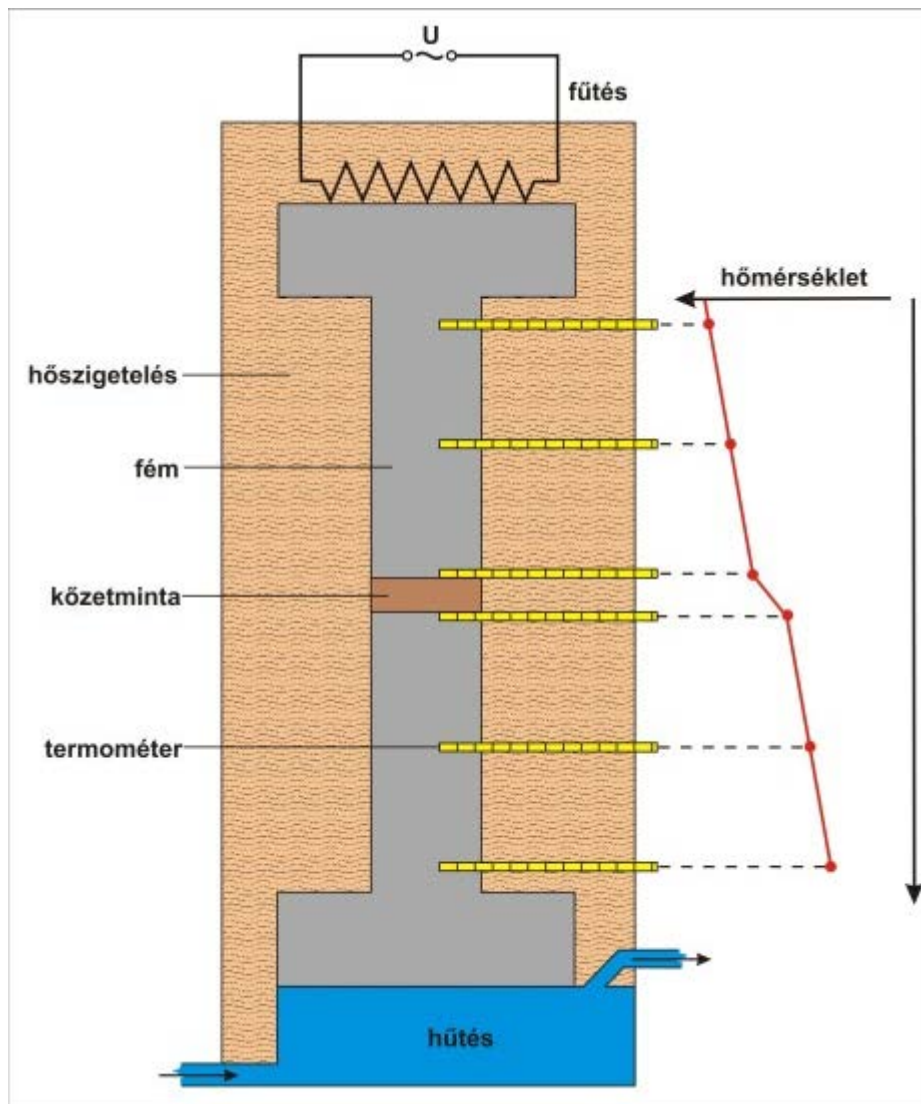
Kőzetek hőtani paramétereinek mérését általában laboratóriumban végzik el. **Egerer, Kertész** (1993) részletesen foglalkozik a fajlagos hőkapacitás kaloriméteres és a hővezetőképesség abszolút, relatív és pillanatnyi hőforrást alkalmazó módszereinek leírásával. A következőkben a hővezetőképesség mérés két, utóbb említett módszerét vázlatosan mutatjuk be.

Állékony magmintákon a **Bullard** által kidolgozott relatív módszer korszerűsített módosulatait alkalmazzák, mely stacionárius hőmérsékleti tér feltételezésén alapszik. Ennek lényege, hogy a meghatározandó mintát ismert hővezetőképességű anyag (fém) közé teszik be, és a **4.10. ábrán** látható módon, a mérőrendszer alsó és felső felülete között létrehozott vertikális hőáram révén a hőmérséklet hely szerinti változásaiból következtetnek a minta hővezetőképességére. A termisztorok leolvasási értékeiből és a köztük lévő távolság alapján a befogó fémekre is meghatározzák a hőmérsékleti gradienst  $(gradT)_f$ , ami nyilván kisebb érték, mint a (kőzet)mintára jellemző érték. A minta végpontjai közötti hőmérséklet különbségből és a minta hosszából a kőzetre jellemző  $(gradT)_m$  közelítő értéke megadható. Mivel a kőzetmintán és az azt befogó fémen ugyanaz a hőmennyiség halad át, ezért írható:

$$\lambda_f (gradT)_f = \lambda_m (gradT)_m$$

amiből  $\lambda_m$  kifejezhető.





4.10. ábra: Kőzetek hővezetőképességének mérése [xi]

A vonalszerű, pillanatnyi hőforrást alkalmazó hővezetőképesség mérő módszerek alkalmazhatók mind állékony magmintákon, mind képlékeny vagy porított anyagokon. Több elrendezésük is ismeretes. Közös jellemzőjük, hogy a vizsgált kőzetben a tranziens teret vonalszerű hőforrás révén hozzák létre és a forrástól meghatározott távolságban az idő függvényében regisztrálják a hőimpulzus beérkezését. A hőimpulzus által a pontszerű érzékelő helyén kialakuló hőmérséklet változás maximumából és a hozzá tartozó – gerjesztés megszűnte óta eltelt – időből meg lehet határozni a hővezetőképességet és hőmérséklet-vezető képességet is. A hőtani állandók közül a fajlagos hőkapacitás is megadható a sűrűség ismeretében. A pillanatnyi hőforrást alkalmazó módszer előnye a gyorsaság és a minták állagára a kevesebb megszorítás.

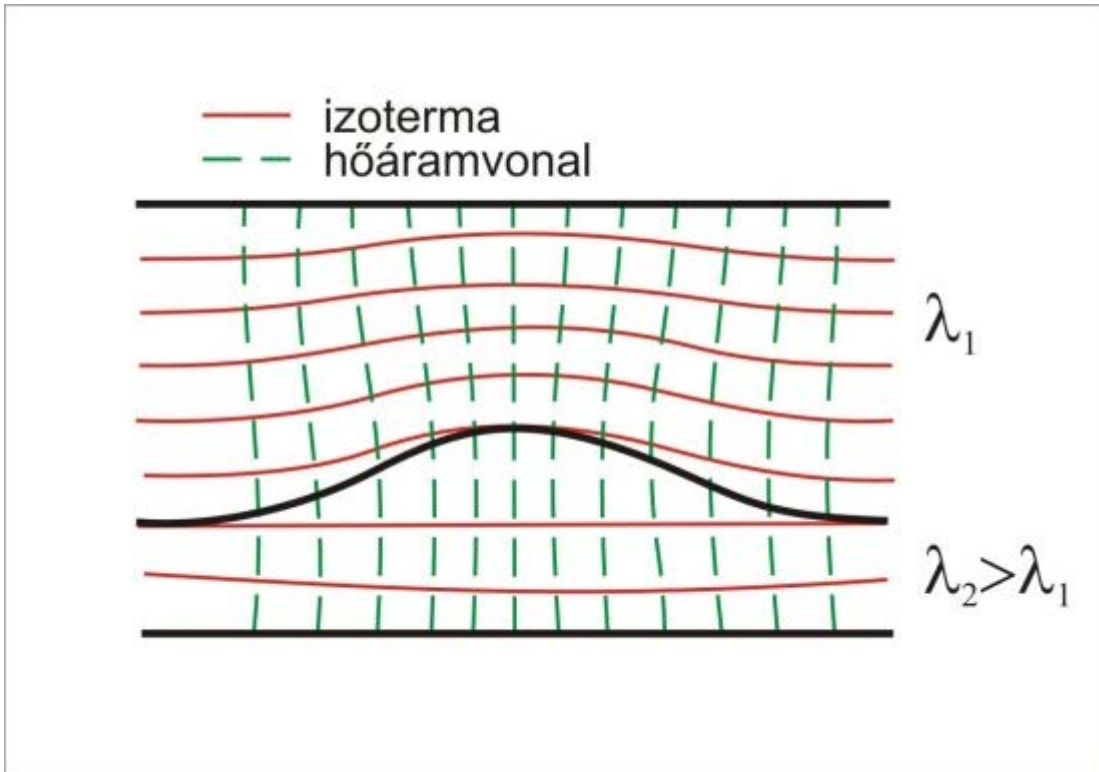
## 7. GEOTERMIKUS MÓDSZERREL MEGOLDHATÓ NÉHÁNY FELADAT

A geotermikus módszerrel általában a felszín alatti tértartomány lokális termikus változásai vizsgálhatók. Ezek részben a különböző hővezetőképességű kőzetek előfordulása miatt alakulhat ki. Másrészt lokális hőforrások vagy hőelnyelők jelenléte szintén geotermikus anomáliát eredményezhet. Ezek az anomáliák általában lényegesen nagyobbak, mint az első esetben jelentkező változások.

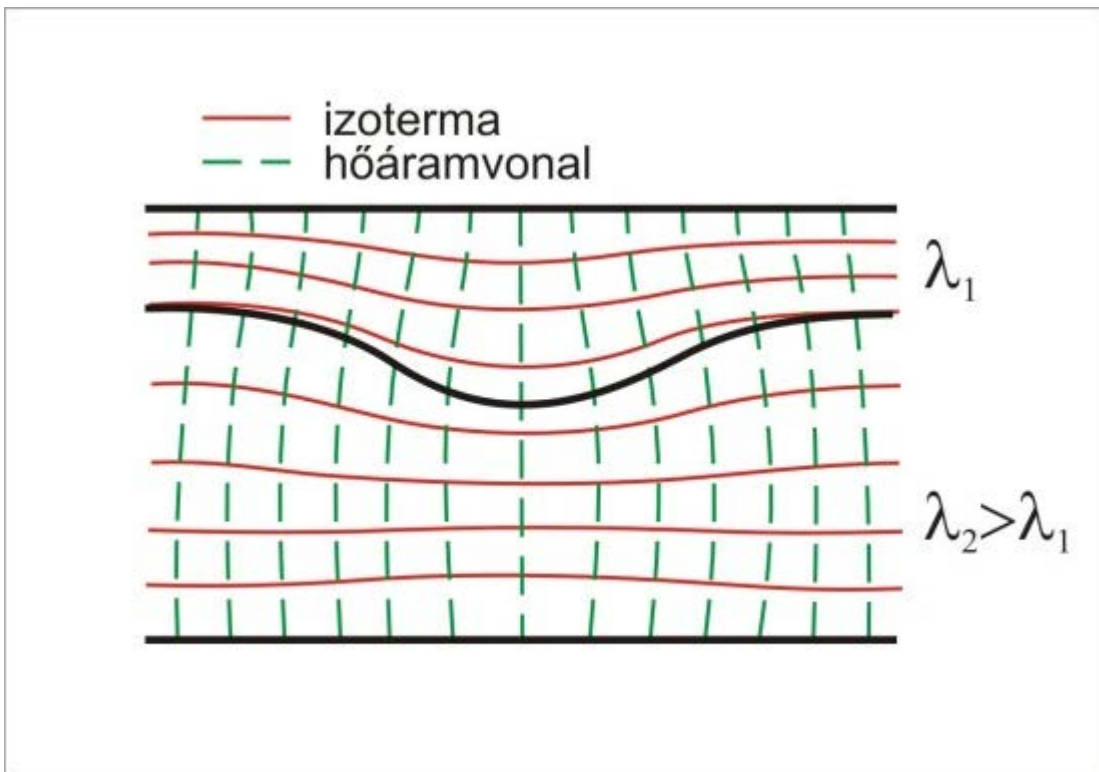
### Hővezetőképesség változás és kőzetek kontaktusa mentén kialakuló geotermikus anomáliák

A geológiai képződmények eltérő hővezetőképessége vagy a kontaktusban lévő kőzetek eltérő radioaktív hőtermelése (termikus egyensúlyi állapotot, konvektív hővezetés nélküli esetet feltételezve) csupán kismértékű hőmérsékleti anomáliákat eredményezhet.

Amennyiben nem lenne a medence területeken felszín alatti vízáramlás, akkor homogén fedőösszlet és alaphegység esetén a közvetlen felszín alatti hőmérséklet eloszlás tükrözné az alaphegység reliefjét, ui. a fedőüledékek hővezetőképességéhez képest jobb hővezetőképességű alaphegység kiemelkedései felett nagyobb, míg lesüllyedt részei felett kisebb hőmérsékleti értékeket mérnénk ugyanabban a mélységben. Ezt szemlélteti a földi hőtér izotermáinak és hőáramvonalainak kvalitatív bemutatásával a következő két ábra. A **4.11. ábra** az antiklinális, a **4.12. ábra** a szinklinális esetét mutatja be.

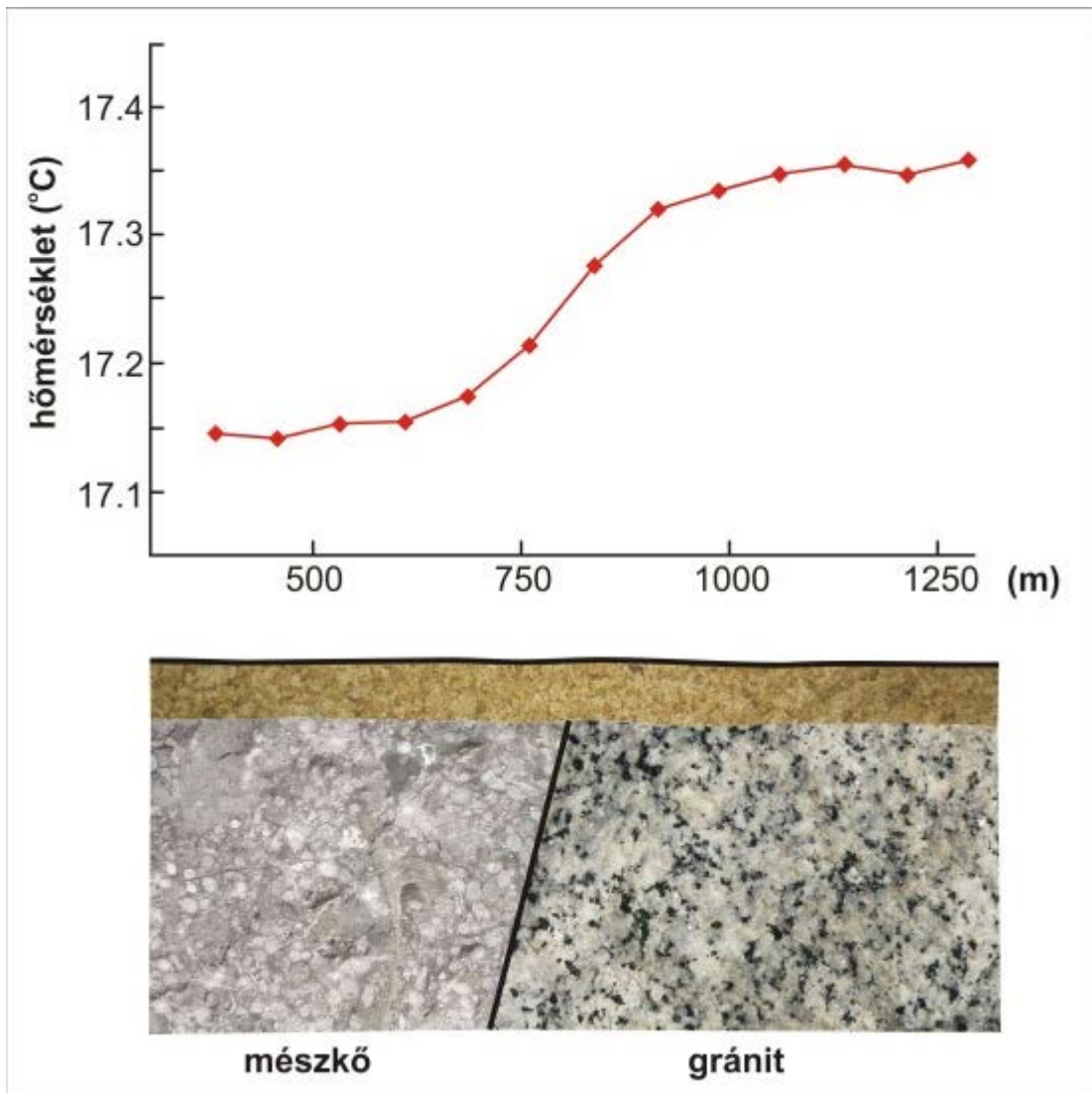


4.11. ábra: Földi hőtér izotermáinak és hőáramvonalainak kvalitatív szemléltetése antiklinális esetén [xii]



4.12. ábra: Földi hőtér izotermáinak és hőáramvonalainak kvalitatív szemléltetése szinklinális esetén [xiii]

A kontaktusban lévő kőzetek eltérő radioaktív hőtermelése elméletileg lehetővé teszi pl. egy mészkő-gránit kontaktus meghatározását kismélységű fúrásokban elvégzett hőmérsékletmérések révén. A fenti táblázatból látható, hogy bizonyos esetekben nincs is eltérés az említett kőzetek hővezetőképessége között, a gránit radioaktivitása (így hőtermelése is) nagyobb, mint a mészkőé. Ezért a gránit felett magasabb hőmérséklet mérhető, amit a **4.13. ábra** is mutat.



4.13. ábra: Mészkő és gránit kontaktusának meghatározása hőmérsékletméréssel Jakosky (1950) alapján [xiv]

A következőkben a hőmérséklet méréssel megoldható további feladatokat mutatunk be, másrészt a nagyobb mélységű fúrásokban elvégzett hőmérsékleti adatok feldolgozását és az azokból levonható következtetéseket ismertetjük a teljesség igénye nélkül.

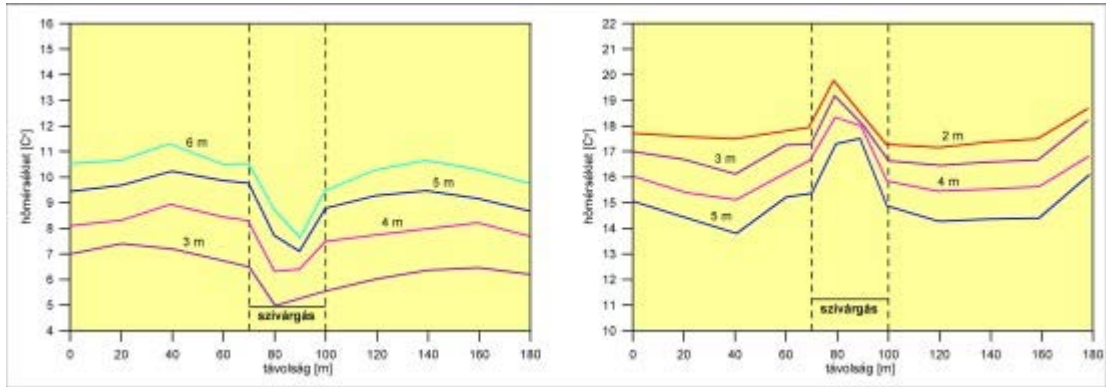
### Furatokban vagy sekély- és közepes mélységű fúrásokban elvégzett hőmérséklet mérések

Kismélységű furatokban elvégzett mérésekből meg lehet állapítani, hogy a napi felszíni hőmérséklet változás mélységbehatolása nem éri el a 80cm-t, míg az évszakos változás esetén ez a mélység kb. 8m.

Földalatti térségekben (pl. bányavágatokban) kis furatokban elvégzett termikus mérésekből vízzel átjárt, repedezett kőzetek közelségére lehet következtetni. A módszer alkalmasnak bizonyult a dunántúli szénbányák fekélyében mélyített furataiban elvégzett termikus mérések révén a karszt közelségének kimutatására a karsztvíz hűtő hatása miatt (NME, Geofizikai Tanszék, több ipari jelentés)

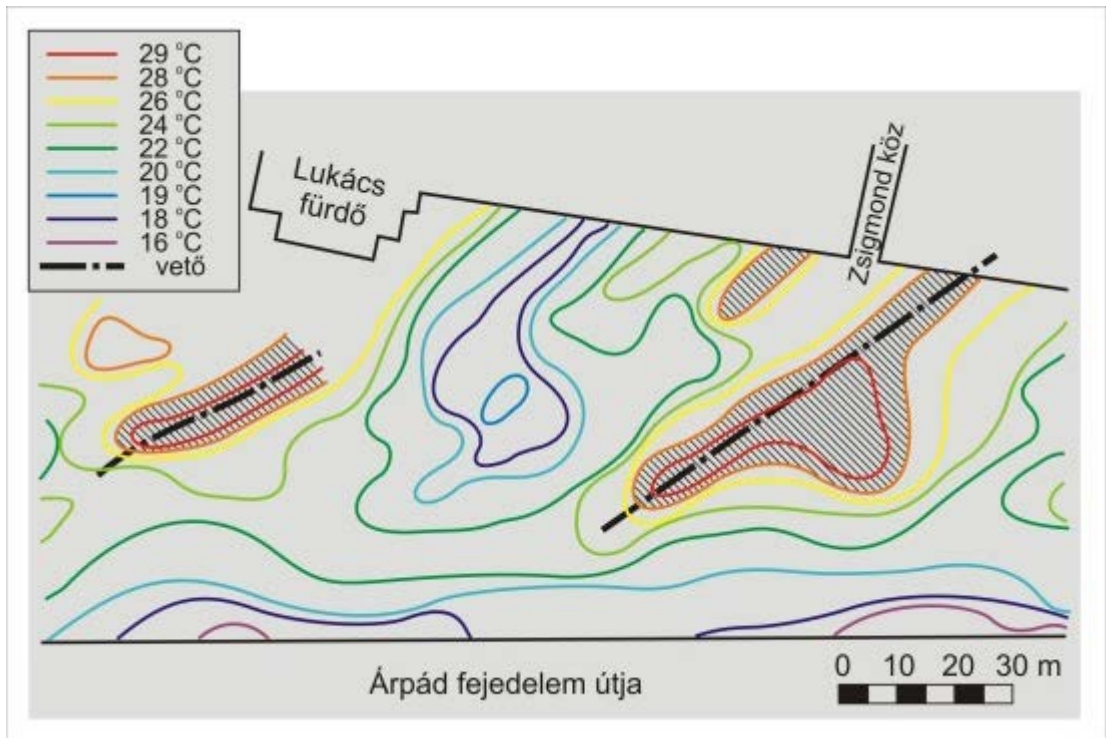
Gátak vizsgálatára is használható a módszer. A **4.14. ábrán** bemutatott példán a gát koronájával párhuzamos szelvény mentén 2-6m mélységben mérve a szivárgás helye jól kijelölhető télen a folyó hűtő (bal oldali ábra), nyáron pedig

melegítő (jobb oldali ábra) hatása révén (**Sharma**, 1993). A víz hőmérséklete 3,5 °C volt télen és 22 °C nyáron.



4.14. ábra: Gátszivárgás kimutatása téli (bal) és nyári időszakban (jobb oldalon) [xv]

A 4.15. ábra a Lukács- és Császár-fürdő környékén mérhető hőmérsékleteloszlást mutatja **Renner et al.** (1970) alapján. Az izotermák jól lehatárolják azokat a vetőket, melyek mentén a hévíz feláramlik. A méréseket 2m mély furatokban végezték.



4.15. ábra: Izotermák a Lukács fürdő környékén 2m mélységben [xvi]

Az utóbbi időben egyre gyakrabban alkalmaznak földhő szondákat. Számítógépes numerikus modellező szoftverekkel (pl. HST3D, FEFLOW) tanulmányozzák a felszín alatti rétegek konduktív és konvektív hőtranszport folyamatait, továbbá ehhez kapcsolódóan, a rétegek és a víztelző kutak, talajhőcserélők (talajszondák) közötti hőátadást. **Merényi** (ELGI) időben váltakozó energiafogyasztás hatására mutat be egy példát koncentrikus-típusú, 100 méter mély talajszonda esetére.



INTERNETES KITEKINTÉS

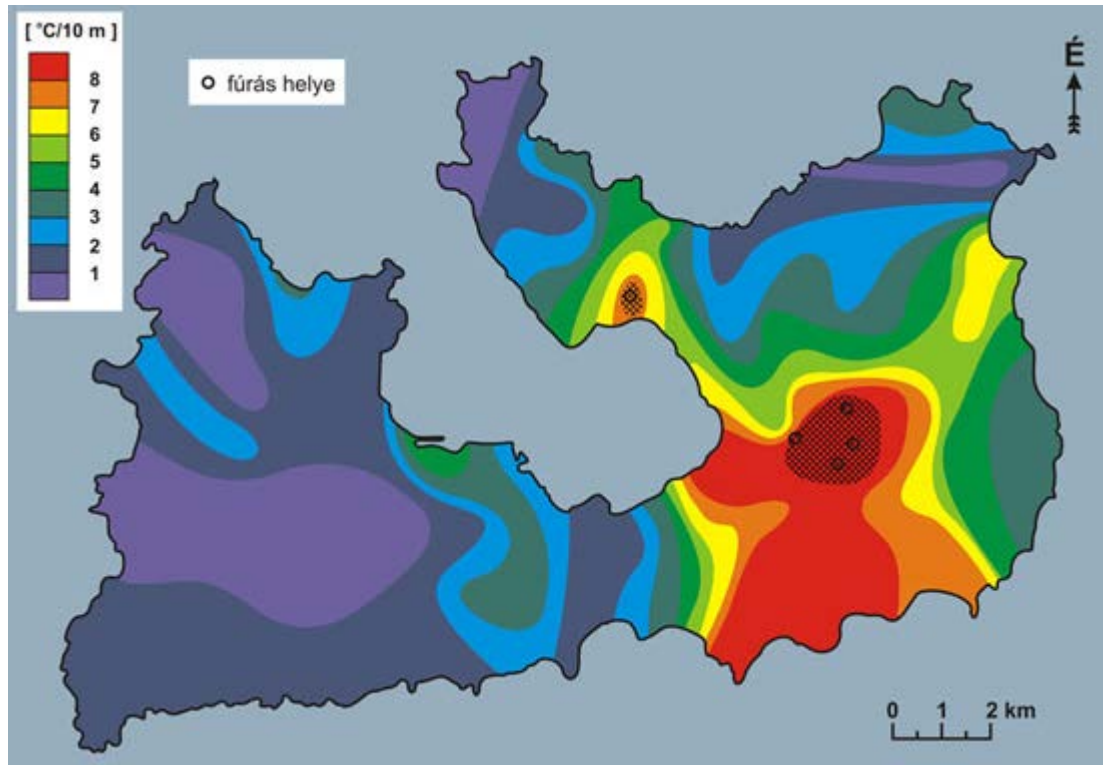
A két egymást követő éves ciklus során a rétegek hőmérséklet-változásának alakulása az ELGI honlapjáról érhető el:

[https://www.elgi.hu/portal\\_engine/portal.php?portal=6&layout=content\\_new&tid=3058809&projekt=SYS6](https://www.elgi.hu/portal_engine/portal.php?portal=6&layout=content_new&tid=3058809&projekt=SYS6)

Megjegyezzük, hogy több európai, nálunk kedvezőtlenebb geotermikus adottságokkal rendelkező országban sokkal

intenzívebb a földhő szondák alkalmazása, mint Magyarországon.

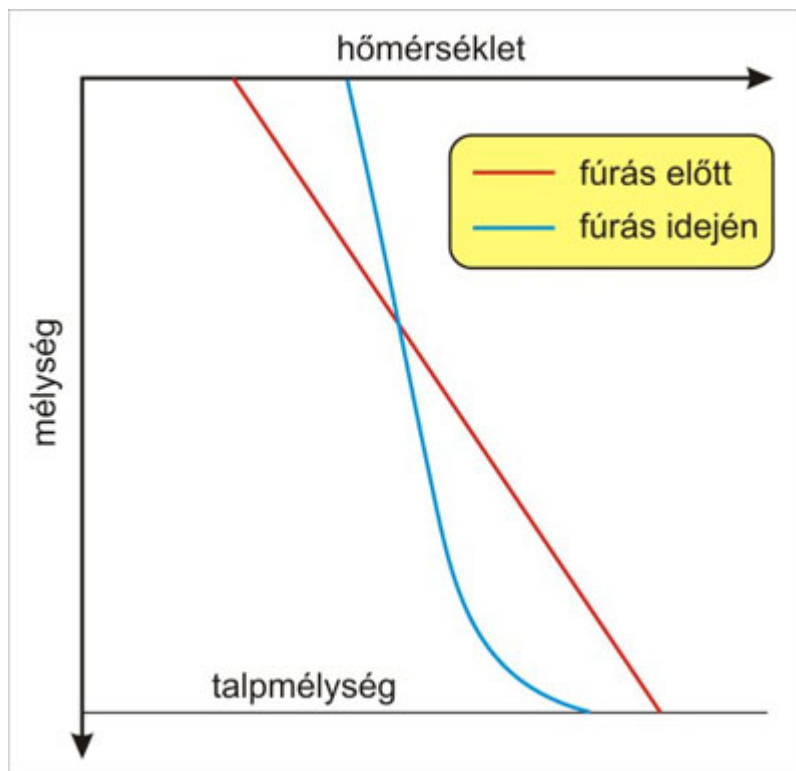
Végül egy olyan példát mutatunk be, amikor kis mélységű fúrásokban elvégzett hőmérséklet mérésekből geotermikus rezervoár jelenlétére lehetett következtetni. Milos szigetén 50 és 100m mélységű fúrásokban geotermikus gradienst (annak vertikális komponensét) mértek. A nagy gradiens értékek egyértelműen a geotermikus rezervoár felett jelentkezték, amit a későbbi, mélyebb fúrások is igazoltak. A sziget DK-i részén a legnagyobb geotermikus gradienssel jellemezhető területen lemélyített fúrásokból gőzt termelnek.



4.16. ábra: Geotermikus gradiens eloszlás Milos szigetén [xvii]

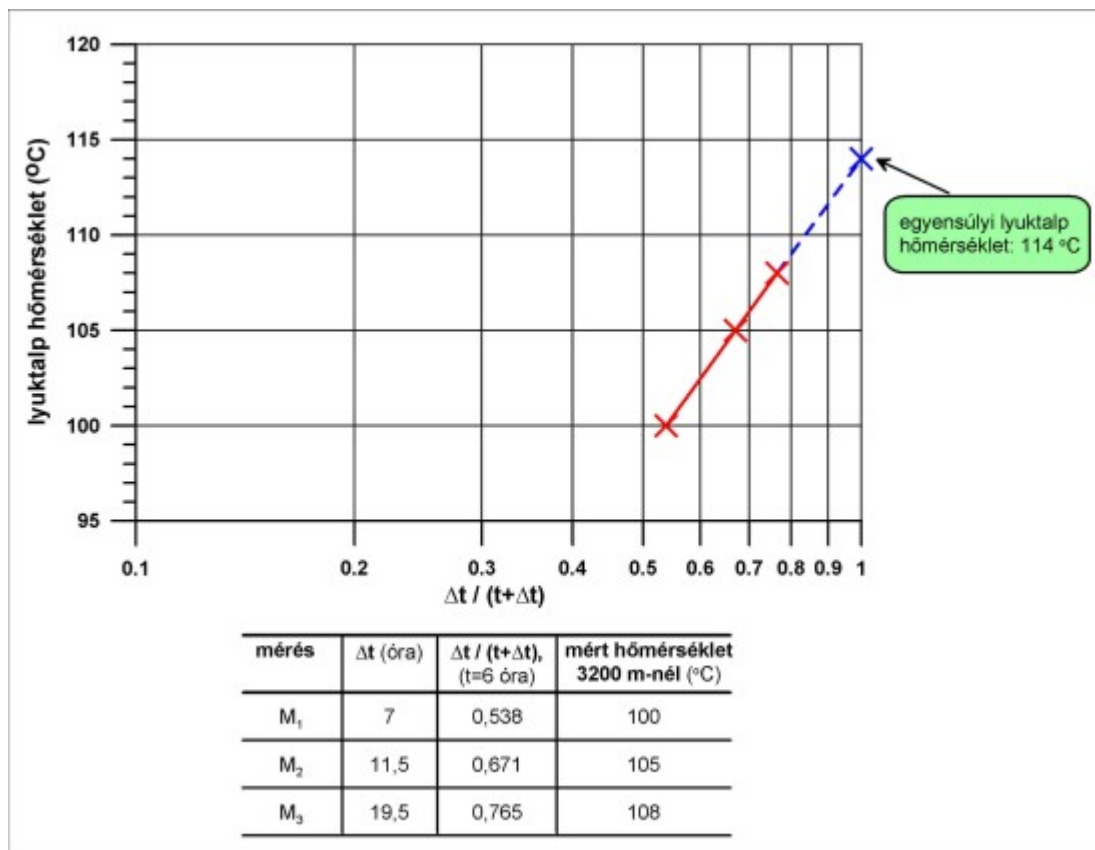
### Fúrásokban elvégzett geotermikus mérések

Folyamatos és talp (maximum) hőmérséklet mérést lehet végezni. Előbbit mindig lefelé menetben végzik – ellentétben a többi kábeles geofizikai méréssel –, ugyanis kiépítést és valamennyi várakozási időt követően a termikus egyensúlyhoz lényegesen közelebb állapot van, mint a szonda felfelé húzása közben lenne. Nyitott, folyadékmozgást nem mutató lyukban elvileg lehetőség van a hővezetőképesség mélység függésének a regisztrálására (**Sharma**, 1997), mert a nagy hővezetőképességű rétegekkel szemben kisebb geotermikus gradiens, míg a hőt rosszul vezető kőzetek esetén nagyobb geotermikus gradiens jelentkezik (Fourier első törvényéből adódóan).



4.17. ábra: Eredeti (fúrás nélküli) és az öblítés hatására fúrólukban kialakuló hőmérséklet eloszlás a mélység függvényében

A fúrásokban szelvényezéskor nem az eredeti hőmérséklet eloszlás mérhető. A **4.17. ábrán** a fúrás előtti (piros) és a fúrás során (kék) kialakult hőmérséklet eloszlás látható: az eltérés alapján jól megfigyelhető, hogy a talp közelében a cirkuláló fúróiszap hűtő, míg a lyuk felső szakaszán fűtő hatása jelentkezik. Kiépítés után a két görbe eltérése fokozatosan csökken, de több nap alatt sem áll be a termikus egyensúly. Így a mért talphőmérséklet érték sem éri el az eredeti hőmérséklet értéket. A termikus egyensúly kialakulásához szükséges idő függ a fúróluk átmérőjétől, továbbá a fluidum és a lyuktalpon lévő kőzet hővezetőképességétől. A Horner–eljárás alkalmazása feltételezi, hogy kiépítést követően legalább két talphőmérséklet mérést végezzenek, melyek ismeretében a **4.18. ábrán** látható extrapolációval következtetnek a termikus egyensúly mellett jelentkező talphőmérsékletre. Az ábrán lévő táblázatban  $t$  az öblítés időtartamát,  $\Delta t_f$  az öblítés leállításától eltelt időt jelöli.



4.18. ábra: Lyuktalpi egyensúlyi hőmérséklet meghatározása extrapolációval [xviii]

A bélésű cementezésének ellenőrzésére (cementezést követően 8-18 órával, amennyiben a gyűrűstérben nem jön fel a felszínig a cement) folyamatos hőmérsékletmérés használatos. A módszer a cementkötés során keletkező hő mélység szerinti megfigyelésén alapszik. Segítségével a gyűrűstérben lévő cement teteje mutatható ki.

A hőmérsékletmérés használható folyadék vagy gáz belépési helyeinek detektálására. A gáz belépése expanszióval jár, mely hőmérséklet csökkenést okoz, ellentétben a fluidum belépéssel, mely általában hőmérséklet növekedést eredményez. Hőmérséklet méréssel elnyelő zónák is kimutathatók. Az említett esetekben a gradiens szabályosnak mondható viselkedése megszűnik.

## 8. HIVATKOZÁSOK, IRODALOMJEGYZÉK

Bobok 1995: *Geotermikus energiatermelés* [egyetemi jegyzet]

Diersch 2005: *FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system*, Reference Manual, User's Manual and White Papers Vol. I, II, III, IV, WASY – Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin

Dövényi, Horváth, Liebe, Gálfi, Erki 1983: *Geothermal conditions in Hungary*, Geophysical Transactions, Vol.29., 1., 3-114

Egerer, Kertész 1993: *Bevezetés a kőzetfizikába*, Budapest

Fertl, Wichmann 1977: *How to determine static BHT from well log data: World Oil*, v. 184, no. 1, January, p. 105-106.

Galsa, Cserepes 2003: *The number of hotspots in three-dimensional numerical models of mantle convection*, Acta Geod. Geoph. Hung., Vol.38., 103–109.

Hartai 2009: *A változó Föld*

Horváth 2006: *Lemeztektonika és az új globális geodinamika*, in: Magyar Tudomány, Vol. 167(8), 930-945

Keller 1981: *Exploration for geothermal energy*, in *Developments in Geophysical Exploration Methods*, 2, Chapter 5, 107-149

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

Lay, Hernlund, Buffett 2008: *Core-mantle heat flow*, Nature Geoscience , 1, 25-32

Lowrie 2007: *Fundamentals of Geophysics*, Second Edition

Majorowicz, Wybraniec 2010: *New terrestrial heat flow map of Europe after regional paleoclimatic correction application*, International Journal of Earth Sciences, Vol. 100, No 4., pp.881-887

Mjelde, Wessel, Müller 2010: *Global pulsations of intraplate magmatism through the Cenozoic*, Lithosphere; v. 2; no. 5; p. 361-376

Mussett, Khan 2000: *Looking into the Earth*

Pollack, Hurter, Johnson 1993: *Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set*, Rev. Geophys., 31(3), 267–280

Renner, Salát, Stegena, Szabadváry-Szemerédy 1970: *Geofizikai Kutatási módszerek III.*, Felszíni Geofizika

Rybach 1976: *Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters*. Pure and Applied Geophysics, 114, 309-318

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

Sharma 1997: *Environmental and Engineering Geophysics*

Sleep 1990: *Hotspots and Mantle Plumes: Some Phenomenology*. JGR, 95., 6715-6736

Stacey 2008: *Physics of the Earth*, Fourth Edition

## 9. ELLENŐRZŐ KÉRDÉSEK

### 4. LECKE: GEOTERMIKUS KUTATÓMÓDSZER - FELADATOK

Többször megoldható feladat, **elvégzése kötelező**.  
A feladat végső eredményének a mindenkor **legutolsó megoldás** számít.

**Oldja meg az alábbi feladatokat!**

**Válassza ki a helyes megoldást!**

**1. Ki dolgozta ki a hővezetés matematikai elméletét?**

Fourier

Kelvin

Clausius

**2. Ki figyelte meg elsőként (1863), hogy fúrólukban a mélységgel a hőmérséklet nő?**

Kelvin

Clausius

Fourier

**3. Minek nevezzük az azonos hőmérsékletű pontok mértani helyét?**



**Az alábbi mondatokat egészítse ki az odaillő szavakkal!**

4. A hőmérsékleti gradiens vektormennyiség, mely a legnagyobb hőmérséklet növekedés irányába mutat, és a vektor abszolút értéke megadja, hogy ebben az irányban milyen a \_\_\_\_\_ eső hőmérséklet változás.
5.  $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \Delta T$   
 Fourier második törvényében  $\lambda$  a hővezetőképességet,  $\rho$  sűrűséget, míg  $c$  a fajlagos \_\_\_\_\_ -t (a korábbi fajhőt) jelöli.
6. 1kg köztömegben a radioaktív bomlásból származó hőtermelésre Rybach (1976) adott meg empirikus formulát, mely az  $U$ , \_\_\_\_\_ ,K radioaktív bomlásából származó hőt veszi figyelembe.

**Válassza ki a helyes megoldás(oka)t!**

7. **Mi a hőmérsékleti gradiens SI mértékegysége?**

°C/km

A/m

K/m vagy °C/m

8. **Milyen összefüggés van az átlagos geotermikus gradiens és a geotermikus mélységlépcső között?**

reciprok

Lineáris

9. **Mit mond ki Fourier első törvénye?**

A hőáramsűrűség annál nagyobb, minél nagyobb a hővezetőképesség és a hőmérsékleti gradiens.

A konduktív hőáramsűrűség a hővezetőképesség és a hőmérsékleti gradiens szorzata és a hő áramlása a hőmérsékleti gradiens irányával ellentétes.

10. **A hőáramsűrűség az idő egység alatt egységnyi felületen átáramló hőmennyiséget adja meg. Mi az SI mértékegysége?**

J/m<sup>2</sup>

W/m<sup>2</sup>

W/cm<sup>3</sup>

11. **Mi lehet a hővezetőképesség ( $\lambda$ ) SI mértékegysége, ha Fourier első törvénye szerint  $\vec{q} = -\lambda \text{grad}T = -\lambda \vec{G}$ ?**

J/ms

W/ms

W/mK vagy W/m<sup>0</sup>C

**Igazak-e az alábbi állítások?**

12. A hővezetőképesség azzal az anyagtól függő hőmennyiséggel jellemezhető, amely egységnyi felületen 1 sec alatt egységnyi hőmérséklet-gradienst feltételezve halad át. 

I	H
13. Fourier második törvénye konduktív hővezetést feltételezve a hőmérséklet térbeli és időbeli változása közötti kapcsolatot adja meg. 

I	H
14.  $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \Delta T$  Fourier második törvényében a k érték a hőmérséklet-vezető képesség vagy hődiffuzivitás, mértékegysége m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>. Nagysága egyenesen arányos a hővezetőképességgel és fordítottan arányos a sűrűséggel és a fajlagos hőkapacitással. 

I	H

**Jelölje be a helyes válasz(oka)t!**

15. Az alább szereplő Fourier-Kirchhoff egyenletben melyik tag utal a konvekcióra?

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T + \vec{v} \text{grad} T$$

jobb oldalon a második

Jobb oldalon az első

16. Mit nevezünk forró foltoknak (hot spot)?

Olyan vulkáni területeket, melyek általában az aktív akkréciós lemezszegélyektől távol lévő köpenyoszlopok fölött alakulnak ki, és a köpenyből származó olvadék a felszínre tör.

Olyan területeket, melyek általában az aktív akkréciós lemezszegélyektől távol lévő köpenyoszlopok fölött alakulnak ki, és a köpenyből származó olvadék a felszín alatt megreked.

17. Mit nevezünk elsődleges forró pontoknak?

A forró pontok közül azokat, melyekhez tartozó hőoszlop forrása a "D" réteg.

A forró pontok közül azokat, melyekhez tartozó hőoszlop forrása a külső mag.

Csak azokat, amelyek az óceáni közép-hátságok területén találhatóak (pl. Izland).

18. Miért termelődik fajlagosan több hő az <sup>235</sup>U bomlása során az <sup>238</sup>U bomlásához képest?

Mert az előbbi több alfa bomlás révén alakul át stabil leányelemmé, mint az utóbbi.

Mert az előbbi bomlása során emittálódott alfa részecskék nagyobb energiájúak mint az  $^{238}\text{U}$  esetén.

Mert előbbinek nagyobb a tömegszáma.

#### 19. Mi indokolja a K radioaktív hőtermelését?

Semmi.

A  $^{40}\text{K}$  bomlásakor a K elektron befogása során keletkező 1.46 MeV energiájú gamma sugárzás és a negatív béta-bomlás révén is termelődik hő.

A káliumnak három természetes izotópja van :  $^{39}\text{K}$  (93.258%),  $^{40}\text{K}$  (0,01167%) és a  $^{41}\text{K}$ (6.73%) és ezek közül két izotóp is radioaktív.



***Az alábbi mondatot egészítse ki a megfelelő elem vegyjelével!***

20. 1kg közettömegben a radioaktív bomlásból származó hőtermelésre Rybach (1976) adott meg empirikus formulát, mely az U, , K radioaktív bomlásából származó hőt veszi figyelembe.



#### KIFEJTENDŐ KÉRDÉSEK

- Ismertesse az óceáni és szárazföldi litoszféra hőmérsékletének mélységváltozását befolyásoló tényezőit!
- A különböző folyamatok (pl. litoszféra elvékonyodás, üledékképződés, tektonikus hatás, paleoklimatikus hatás) milyen hatást gyakorolnak a litoszféra hőmérsékletére?
- Felszín alatt áramló vizek hőmérséklet módosító hatásait foglalja össze!
- Ismertesse a hővezetőképesség mérés Bullard által, állékony magmintákra kidolgozott relatív módszerének lényegét!
- Mi a pillanatnyi hőforrást alkalmazó hővezetőképesség mérő módszerek lényege és előnye Bullard módszeréhez képest?
- Ismertesse a geotermikus módszer néhány alkalmazását!
- Ismertesse a lyuktalpi egyensúlyi hőmérséklet meghatározására kifejlesztett Horner eljárást!

#### BIBLIOGRÁFIA:

- [i] Mussett, Khan (2000) nyomán
- [ii] Hartai (2009) alapján
- [iii] Stacey (1992) alapján

- [iv] Rybach,1976, Lowrie,2007
- [v] Mussett, Khan (2000) alapján
- [vi] Mussett, Khan (2000) alapján
- [vii] Mussett, Khan (2000) továbbá Lowrie(2007) alapján
- [viii] Mussett, Khan (2000) alapján
- [ix] Pollack et al. (1993) alapján
- [x] Dövényi et al. (1983)
- [xi] Egerer és Kertész (1993) alapján
- [xii] Renner, Salát, Stegena, Szabadváry, Szemerédy (1970)
- [xiii] Renner, Salát, Stegena, Szabadváry, Szemerédy (1970)
- [xiv] Sharma (1997) alapján
- [xv] Sharma (1997) alapján
- [xvi] Renner, Salát, Stegena, Szabadváry, Szemerédy (1970)
- [xvii] Sharma (1997) alapján
- [xviii] Fertl és Wichmann (1977) nyomán