## Geotermika

Összeállította: Pethő Gábor

Hőmérsékleti skálák: Fahrenheit(1714), Celsius (1742), Kelvin(1815)

Fourier: hővezetéssel kapcsolatos eredményei 1822

Fúrólyukban először Kelvin figyelte meg, hogy a mélységgel a hőmérséklet nő (1863). A hő kiegyenlítődés miatt a melegebb hely felől az alacsonyabb hőmérsékletű hely felé a geológiai esetekben általában alulról felfelé terjed a hő.

#### A hőterjedésnek három módja van: hővezetés, hőszállítás,hősugárzás

A földkéregben a hőterjedés hővezetés vagy/és hőszállítás révén valósul meg. A köpenyben a konvekció a domináns.

<u>Hővezetés</u> (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 hőt vezető kőzettestben a molekulák, ill. atomok a rendezetlen hőmozgásuk során energiájuk egy részét a velük szomszédos részecskéknek ütközések révén adják át.





<u>Hőszállítás</u> során a hőterjedés mindig anyag elmozdulás révén történik, ui. a hőszállítás (hőáramlás, konvekció, *convection*) során a termikus energiát a gáz vagy fluidum részecskék vagy nagy viszkozitású, geológiai időkben értve folyásra képes kőzetek viszik magukkal. Ez figyelhető meg pl. láva folyással vagy gázkitöréssel jellemezhető vulkáni tevékenységnél, nagyobb mélységből felszínre jutó vízáramlások során és a köpeny esetében is.

A természetben a hőátadás harmadik formájával, a <u>hősugárzás</u>sal (radiáció, *radiation*) is találkozunk, amikor a termikus energia elektromágneses sugárzás formájában terjed.



A Föld belsejéből a felszínre jutó hőáramsűrűség átlaga kontinentális területeken 65 mW/m<sup>2</sup>, míg óceáni területeken101mW/m<sup>2</sup>. Ettől jóval nagyobb érték mérhető az óceáni hátságok felett 200 mW/m<sup>2</sup>, továbbá a jelenleg is aktív mezóos, kainozóos orogének (geoszinklinálisok, gyűrthegységek) esetén. Alacsonyabb hőáramsűrűség értékek mérhetők a prekambriumi pajzsok, nem orogén területek felett. A mérési adatok szórása a pajzsokon a legkisebb (termikusan is stabil területek) és a tengerhátságok felett a legnagyobb. Ez utóbbit tehát a köpenyből származó változó volumenű olvadék megjelenése indokolja, és emiatt **konvekcióhoz kapcsolható a legnagyobb értékű hőáramsűrűségű helyek kialakulása**. Hasonló a helyzet az óceáni és szárazföldi kéregrészeken jelentkező magma benyomuláskor amikor az olvadék nem jut ki a tengerfenékre vagy a felszínre.

A HŐKIEGYENLÍTŐDÉS mértéke az első Fourier egyenlettel jellemezhető:

$$q = -\lambda gradT = -\lambda G$$

A *q* hőáramsűrűség –mely 1sec alatt az  $1m^2$  -nyi felületen átáramló hőmennyiség (joule-ban) - egyenesen arányos a *gradT=G* hőmérsékletgradienssel (a hosszegységre jutó hőmérséklet növekedés mértékével) és az arányossági tényező a homogén izotróp anyagra jellemző  $\lambda$  fajlagos hővezetőképesség. A fajlagos hővezetőképesség azzal az anyag 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 4 oldalát tökéletesen szigeteltnek tételezzük fel).

A felszín alatti, vertikális irányú hőterjedés esetén a hőmérséklet -gradienst geotermikus gradiensnek nevezzük. Az egyenletben a negatív előjelet a hő terjedési iránya indokolja, lefelé mutató pozitív mélységtengely esetén a hőterjedés ezen iránnyal ellentétes. Mivel a

hőáramsűrűség dimenziója W/m<sup>2</sup>,

a geotermikus gradiens <sup>0</sup>C/m v. <sup>0</sup>K/m

így SI rendszerben a fajlagos hővezetőképesség mértékegysége W/mºC.

A hőmérsékleti viszonyok térbeli és idő szerinti kapcsolatát a második Fourier egyenlet adja meg. Homogén, izotróp közegre:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \Delta T \qquad \text{1D-re:} \qquad \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

A hőmérséklet időbeli változása arányos a hőmérséklet hely szerinti második deriváltjával.

A diffúziós egyenletben  $\rho$  sűrűséget, míg c fajlagos hőkapacitást jelöl (a hőkapacitás számérték szerint azzal a hőmennyiséggel egyenlő, amely egységnyi tömegű test hőmérsékletét 1 <sup>o</sup>C-al változtatja meg, dimenziója J/kg <sup>o</sup>C).

A  $k = \lambda / \rho c$  érték a hőmérséklet-vezető képesség vagy hődiffuzivitás, dimenziója m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> . Ez a hővezetési egyenlet használható pl. a napi vagy évi hőmérsékleti változások mélységbehatolási vizsgálatakor, de akkor is, ha nagyobb periódusidejű változásokat (pl. eljegesedés) tételezünk fel.

# Konvekció (hőszállítás)

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

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \Delta T + \rho^f c^f \vec{v} gradT$$

# Óceáni és szárazföldi kéreg felépítése



Az óceáni kéreg alatti eklogit B felsőköpenybeli anyag egy korábbi feltételezés volt.

### Az óceáni litoszféra hőmérséklet- és hőáram-mélység függése



Minél kisebb az óceáni litoszféra vastagsága, annál nagyobb a a geotermikus gradiens és a hőfluxus. Az óceáni litoszféra alján a litoszféra vastagságától függetlenül, jó közelítéssel állandó hőmérséklet tételezhető fel, kb. 1300 °C. A tengerfenék alján a hőmérséklet kb. 0 °C, az óceáni litoszférára állandó

λ-t tételezünk fel.

Az óceáni litoszférában nem található meg a gránit öv, így a köpenyből származó vertikális irányú hőáram mélység szerint állandó érték, viszont változik az óceáni litoszféra vastagság változása miatt.

# Tengerhátságok középvonalától mérve a hőáramsűrűség csökken, a kőzet kora nő.



Heat flux near the East Pacific Rise (distance scale is approximate).

### Radioaktív hőtermelés

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. A radioaktív hőfejlődés 90 %-ban az alfa bomlásnak tulajdonítható. Ugyanazon mennyiségű 235-ös U bomlása során több hő fejlődik mint a nagyobb tömegszámú U esetén.

A radioaktív elemek adott tömegének bomlása során 1 sec alatt keletkező hőmennyiség a hőtermelési állandó, mely az instabil izotópra nézve specifikus. Ezen elemek 1kg-ja által 1sec alatt termelt hő csupán 10<sup>-6</sup> W nagyságrendű (természetes uránium 95.2, tórium 25.6, kálium 0.00348) így 1kg kőzet tömegnél maradva a radioaktív bomlás során termelt hő legfeljebb a gránit esetén éri el a nW nagyságrendet a leggyakrabban előforduló kőzetek közül ,ui. itt a legmagasabb ezen radioaktív izotópok koncentrációja.

### Radioaktív hőtermelés

Az alábbi formula (Rybach, 1988) alapján számítható a radioaktív bomlás révén keletkező hőmennyiség 1kg kőzetre:

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

Az így kapott hőmennyiség dimenziója10<sup>-6</sup> W/kg. Ebbe az összefüggésbe kell behelyettesíteni a vizsgált kőzetre vagy tértartományra jellemző *C* koncentráció értékeket az U és Th estében p.p.m.-ben , a K esetében %-ban. Legyen U- 4.6 p.p.m., Th -18 p.p.m., K -3.5%. Az itt feltüntetett radioaktív izotópösszetételű gránit 1 kg-nyi mennyisége 1.02 nW hőt termel, 1 m<sup>3</sup> átlagos gránit is csak W nagyságrendű hőt.

	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Ultrabázitok	0.001	0.004	0.004
Peridotit	0.016	0.06	0.012
Gabbro	0.05	0.15	0.08
Eklogit A	0.048	0.18	0.036
Eklogit B	0.25	0.45	0.26
Bazalt	0.6	2	0.9
Andezit	2	6	2.5
Diorit	2	7.4	1.8
Kristályos pala	3	11	2.7
Gránit	4	15	3.5

#### Kőzetek legfontosabb radioaktív elemtartama

A Föld belsejéből a felszínre jutó hőáram átlaga kontinentális területeken 65 mW/m<sup>2</sup>, míg óceáni területeken 101mW/m<sup>2</sup>. Korábban feltételezték, hogy a két kéreg felett a hőfluxus értéke megegyezett. Ezt azzal magyarázták, hogy az óceáni kéregmely nem tartalmazza a gránitos övet- alatt néhány száz km vastag eklogit B összetételű felsőköpeny van, melynek radioaktivítása , ily módon a hőáramtermelése is nagyobb mint a kontinentális kéreg alatt húzódó eklogit A összetételű felsőköpenyé. Így a két kéreg felett átlagosan kb. azonos hőáram mérhető. Az utóbbi évek több mérési eredménye ezt az állítást megcáfolta. A tengerhátságok felett viszont megnövekedett hőáram tapasztalható.

### A kontinentális litoszféra hőmérséklet-mélység függése

Egy dimenziós eset, amikor csak függőleges irányban van hővezetés:  $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$ 

Ha a közegben hőtermelés van, akkor:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{S}{\rho c}$$

Stacionárius esetben – amikor a hőmérséklet eloszlás az időtől független- írható, hogy

$$\frac{\lambda}{\rho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{S}{\rho c} = 0 \quad \text{Ebből, átrendezés után:} \quad \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = -\frac{S}{\lambda}$$

Homogén féltér esetén állandó forrástagot (állandó hőtermelést) feltételezve a megoldás:

$$T(z) = T_0 + \frac{q_0}{\lambda} z - \frac{S}{2\lambda} z^2$$

A rad. elem mennyisége (így az általuk termelt hő is) a mélységgel exp. csökken:

 $S=S_0 \exp(-z/z_r)$ 

Ahol z<sub>r</sub> az a mélység, melyben a rad. hőtermelésa felszínihez képest az e-ad részére csökken. Ekkor a kontinentális litoszférán a felszíni hőfluxus:

$$q_0 = q_m + \rho z_r S_0$$

Ahol  $q_m$  a kontinentális litoszféra alján megjelenő, a köpenyből származó hőáramsűrűség (28-32 mW/m<sup>2</sup>). Kontinentális területeken az átlagos hőáram 65mW/m<sup>2</sup>.

### A kontinentális litoszféra hőmérséklet-mélység függése

A hőmérséklet függvény abban az estben, ha mélység szerint exponenciálisan csökkenő radioaktív hőtermelést feltételezünk:

$$T = T_0 + \frac{q_m}{\lambda}z + \frac{(q_m + q_0)}{\lambda}(1 - e^{\left(\frac{-z}{z_r}\right)})$$



#### Redukált hőfluxus meghatározása (plutónok esetén)



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

Látható, hogy ezeken a területeken a litoszféra aljáról származó fluxus alig nagyobb mint 20-30mW/m<sup>2</sup>. A hőtermelékenység (heat productivity) az 1m<sup>3</sup> kőzet által "termelt" hő, amit lab.-ban mérnek. A fluxust fúrólyukban határozzák meg. A redukált hőfluxus és az egyenes meredeksége egy-egy provinciára jellemző.

### Kontinentális litoszféra felszíni hőáramsűrűsége



$$q_0 = q_m + \rho z_r S_0$$

#### A felszínen

-a köpenyből a kéregbe érkező

-és a kéregben lévő rad. elemek bomlása során keletkező

hőáram összege mérhető.

# Konvekció a földköpenyben

(a) heat transport



Heat transport within the Earth (schematic).

Szeizmológiai megfigyelések alapján a földköpeny szilárd, azonban hő hatására a közeg lassú áramlása valósul meg. A konvekció esetében a hőtranszport gyorsabb mint a kondukciónál. Az anyag feláramlása során kisebb nyomású és kisebb hőmérsékletű helyre kerül, kitágul, hőmérséklete lecsökken, de nem veszít hőt, így az anyag és környezete között hőcsere nem következik be, ezért a hőmérséklet csökkenési folyamat elméletileg adiabatikusnak tekinthető. Ebben a konvekciós tartományban a gyorsabb hőtranszport miatt a geotermikus gradiens (adiabatikus gradiens) kisebb mint a litoszférában. A konvektív hőáramlás létrejötte a Rayleigh-szám értékétől függ, mely a felhajtóerő és a diffúziós-viszkózus erő hányadosával arányos mennyiség. Ahhoz, hogy konvekció fenn maradjon, a felhajtóerőnek lényegesen nagyobbnak kell lenni, mint a viszkózus erőnek. A hőmérsékleti gradiens közel van az adiabatikus gradienshez, de annál valamivel nagyobb (szuperadiabatikus).

Konvekció a földköpenyben Ha a Rayleigh szám  $R_a = \frac{g\rho\alpha\Delta T}{D^3}$  nagyobb mint 10<sup>3</sup>,akkor alakul ki a konvekció. <sup> $\kappa\eta$ </sup> A Re szám olyan kicsi, hogy a turbulencia elhanyagolható (lamináris á.).

Some physical parameters for mantle convection models (mostly from Jarvis and Peltier, 1989)

The critical Rayleigh numbers (Ra<sub>c</sub>) for the onset of convection in each part of the mantle are calculated assuming a superadiabatic temperature gradient  $\theta = 0.1$  K km<sup>-1</sup> and a mean gravity g = 10 m s<sup>-2</sup>. Lower mantle parameters are interpolated from the upper- and whole-mantle values.

Physical parameter	Units	Upper mantle (70–670 km)	Lower mantle (670–2890 km)	Whole mantle (70–2890 km)
Layer thickness (H)	km	600	2220	2820
Expansion coefficient ( $\alpha$ )	K-1	$2 \times 10^{-5}$	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.4 \times 10$
Density $(\rho)$	kg m <sup>-3</sup>	3700	2200	4700
Specific heat $(c_{-})$	$J kg^{-1} K^{-1}$	1260	1260	1260
Thermal conductivity $(k)$	$W m^{-1} K^{-1}$	6.7	20	15
Thermal diffusivity $(\kappa)$	$m^2 s^{-1}$	$1.4  imes 10^{-6}$	$3 \times 10^{-6}$	$2.5 \times 10^{-6}$
Dynamic viscosity $(n)$	$kg m^{-1} s^{-1}$	$1 \times 10^{21}$	$2.5 \times 10^{21}$	$2 \times 10^{21}$
$K$ inematic viscosity ( $\eta$ )	$m^2 s^{-1}$	$2.7 \times 10^{17}$	$4.5 \times 10^{17}$	$4.3  imes 10^{11}$
Rayleigh number ( $\operatorname{Ra}_T$ )		7000	180.000	820,000

### Egy- és kétréteges konvekció a földköpenyben

Possible convection flow pattern (center) and profiles of viscosity  $\mu$  (left), and density  $\rho$ , temperature T and solidus temperature  $\theta$ (right) for (a) whole-mantle convection and (b) layered mantle convection. TZ is the upper-mantle transition zone, BL are boundary layers, CMB is the core-mantle boundary (based upon Peltier et al., 1989).

Teljes köpenyre kiterjedő konvekció (az alsó köpeny viszkozitása duplája a felsőjének)



A kétréteges konvekció kialakulásának oka a két termikus határfelület (BL). A felszínhez közelebb az olivin-spinel fázisátalakulás exoterm folyamat kb. 400 km mélységben 90°C hőmérséklet növekedést, míg 670km mélységben a spinel-perovszkit f. átalakulás 70°C csökkenést eredményez

#### Konvekció a földköpenyben, hőoszlopok (mantle plumes)



Közel henger alakú köpenyfeláramlások. Jelentős hőmennyiséget szállítanak: Hawaii 363GW, Izland 58GW. Számuk kb. 120. Az anyagfeláramlás nagy mélységből történik, feltehetőleg a D"-réteg határáról indul ki. Átmérőjük ált. 100-200km. A feláramló anyag a litoszféra alatt szétterül, az áramlás ott horizontális. A hőoszlopok helye évmilliókban véve állandó, a mozgásban lévő litoszférát "átlyukasztja". Emiatt a litoszféra mozgása rekonstruálható.



#### Stacey,1992

#### Kb. 120 forrópont (forrófolt)



Általában a forrófoltok hőoszlopokhoz köthetők.

#### Konvekció a földköpenyben, hőoszlopok (mantle plumes)



A Hawaii-Emperor-hátságon található, a Hawaii-forrópont által létrehozott vulkáni nyomok, az ábrán szereplő számok a vulkáni nyomok korát jelentik millió években. (Molnar, Stock, 1987)

Ugyanaz a hőoszlop, mely a litoszférát átégette, helyzetét nem változtatta meg. A forrópontokhoz (hot spot) tartozó összenergia 2300GW (Kis K. 2007).

#### Konvekció a földköpenyben, hőoszlopok (mantle plumes)



Izland alatt található hőoszlop tomográfiai módszerrel meghatározott formája. (Wolfe et al. 1997)

Az izlandi és hawai-i hőoszlopok forrásmélysége szeizmikus tomográfia révén bizonyított, hogy a köpeny-mag határfelületéig nyomozható. A D" réteg egyrészt szeizmikus sebesség, másrészt viszkozitás jellemezhető. csökkenéssel Ennek magyarázata a magból származó hőfluxus, mely az alsó köpeny-mag határfelületének szilárdságát megszünteti. A hőoszlopok szállított anyaga bazalt összetételű.

### Köpeny és mag hőmérséklet eloszlása



A hőmérséklet eloszlása a Földben. (Fowler, 2005)

Két jelentős termikus határréteget különböztetünk meg, az egyik a felső és alsó köpenyt (a spinel-perovszkit fázis átalakulásnak megfelelő mélység), a másik a köpenyt és a magot választja el egymástól. Az előbbi mélysége 670km, az utóbbi 2740km és 2890 km között van, mely a D" réteg mélységének felel meg. A D" réteg vastagsága mintegy 150km.

Nagy a bizonytalanság .....

# Olvadáspont és T mélység függése







#### Fajl. hővezetőképesség lab.-i mérése



 $q = \lambda gradT$ 

A kőzetmintán és a fémen ugyanaz a hőmennyiség halad át, a hőmérséklet adatokból és a termisztorok elhelyezkedéséből gradT meghatározható, az ismeretlen a befogott kőzet minta fajl. hővezetőképessége.

$q = -\lambda gradT = -\lambda G$	G
-----------------------------------	---

ANYAG	FAJLAGOS HŐVEZETŐKÉPESSÉG	λ	(W/m ºC)
Andezit	1.35-4.86 (2.26)		
Bazalt	1.12-2.38 (1.69)		
Diabáz	2.1-2.3 (2.2)		
Gabbro	1.98-3.58 (2.57)		
Diorit	2.02-3.33 (2.50)		
Granodiorit	2.0-3.5 (2.63)		
Gránit	2.3-3.6 (3.07)		
Kősó	5.3-7.2 (5.7)		
Száraz homok/agya	g 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)		



Fig. 10.3 Temperature, thermal gradient and lithology of the Northrup well, Texas, U.S.A. (After Herrin and Clark, 1956.)

CSAK ELMÉLETI LEHETŐSÉG A "RÉTEGAZONOSÍTÁSRA".

$$q = q_{agyag} = \lambda_{agyag} G_{agyag} = q_{s\delta} = \lambda_{s\delta} G_{s\delta}$$

FOURIER 1. egyenletéből vonható le az а következtetés, hogy stacionárius lineáris hőáramlás esetén homogén hőmérsékleti közegben а gradiens állandó, másrészt ha különböző hővezetőképességű rétegeken halad át а stacionárius lineáris hőáram, akkor ezen rétegekben а hőmérséklet-gradiens értékek fordítva arányosak a hővezetőképességgel. Így pl. vízszintesen rétegzett félteret harántoló függőleges fúrólyukban a nagyobb fajlagos hővezető képességű réteg kisebb geotermikus gradienst mutat és fordítva.

konstans



Sasbérc (a), vetődés (b), gömb alakú lakkolit (c), antiklinális (d), szinklinális (e) és hőtermelő réteg (f) izotermái és hőáramvonalai

Stegena (1970)

Az azonos hőmérsékletű helyeket összekötő vonalakat <u>izotermáknak</u> nevezzük.

A stacionárius tér torzulásai különböző hatók esetén. A hőterjedés alulról felfelé történik, amit a <u>hőáramvonalak</u> (szaggatott vonalak) mutatnak. Az izotermák erre merőlegesek.

Hőtermelő tértartományban az áramvonalak sűrűsödnek. Az elválasztó felületre merőleges hőáramösszetevőknek és a hőmérsékleti gradienseknek mindkét közegben azonosnak kell lenni.





Azért az izotermák és az alaphegység közötti korreláció a valóságban nem ilyen jó, ui. a

felszínalatti áramlások megbontják ezt a hőmérsékleti tér eloszlást. A hőmérsékleti viszonyok térbeli és idő szerinti kapcsolatát **a második Fourier egyenlet** adja meg. Homogén, izotróp közegre:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \Delta T \qquad \text{1D-re:} \qquad \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{\rho c} \Delta T = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

A hőmérséklet időbeli változása arányos a hőmérséklet hely szerinti második deriváltjával.

A diffúziós egyenletben  $\rho$  sűrűséget, míg *c* fajlagos hőkapacitást jelöl. A  $k = \lambda / \rho c$ érték a hőmérséklet-vezető képesség vagy hődiffuzivitás, dimenziója m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>. Ez a hővezetési egyenlet használható pl. a napi vagy évi hőmérsékleti változások mélységbehatolási vizsgálatakor, de akkor is, ha nagyobb periódusidejű változásokat (pl. eljegesedés) tételezünk fel. **Ha a felszíni hőmérséklet változás**  $T = T_o \sin \omega t$ **alakú, akkor a jobb oldali diff. egy megoldása** 

$$T(t,z) = T_o e^{-\sqrt{\frac{\sigma}{2k}z}} \sin\left(\sigma t - \sqrt{\frac{\sigma}{2k}z}\right) = T_o e^{-z/d} \sin\left(\sigma t - z/d\right)$$

bevezetve *d* karakterisztikus mélységet melynél a felszíni *T*<sub>o</sub> hőmérséklet az e-ad részére csökken  $d = (2k/\varpi)^{1/2}$ . A megoldás alapján állítható, hogy a felszínt érő periódikus hőmérséklet változás a mélységgel exponenciálisan csökken és a mélység növekedtével időben egyre később éri el az adott mélységre jellemző szélső értéket.

# Frekvenciahatás



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

Az exp. csillapítás és a fáziskésés a magyarázat arra vonatkozóan, hogy a legutolsó glaciális időszak nem túl nagy - 5d - mélységben a felszíni változás kevesebb mint 1%-ka jelentkezik és jelenleg is mérhető hatást okoz. 10000év -20 °C, 5000 év múlva 1km mélységben 0.9 °C.

Azonos amplitúdójú de különböző periódus idejű változásokat feltételezve a nagyobb periódus idejű változás a nagyobb mélységbehatolású.



Fig. 10.2 Simplified version of heat-flow map of Europe (After Čermák, 1984.) The lowest heat-flow values are in the Baltic and Ukrainian shields, whereas the highest values are in the young mountainous regions of the Alps, Carpathians, and Caucasus.

a Balti táblán a fluxus érték 30-50 mW/m<sup>2</sup>, az Alpok és Kárpátok térségében 100 mW/m<sup>2</sup> körüli. Leszámítva a felszínközeli termális változásokat jelenleg mutató területeket **a jelenleg mérhető felszíni hőáramsűrűség korábbi hatások szuperpoziciója révén alakul ki**, ugyanis a nagy mélységű termikus változások felszínre éréséhez nagyon jelentős idő szükséges, elérheti a millió év nagyságrendet is.

### Geotermikus energia



NAGY HŐÁRAMSŰRŰSÉG, G IS NAGYON MAGAS, gőztermelő kutak

# Entalpia szerinti osztályozás

Geotermális készletek hőtartalom szerint

	Mélységi hőmérséklet, °C		
1	(1)	(2)	i (3)
Kis entalpiájú készletek	< 90	< 125	< 100
Közepes entalpiájú készletek	90-150	125-225	100-200
Nagy entalpiájú készletek	> 150	> 225	> 200

(1) Mufler és Cataldi (1978); (2) Hochstein (1990); (3) Benderitter és Cormy (1990)

Árpási M. 2002



Figure 8.8. Isolines of heat flow in mW/m<sup>2</sup> units for the Carpatho-Pannonian area and its surroundings. Legend see in Figure 8.5 (modified Čermák and Hurtig, 1979)

Alacsony entalpiájú (hőtartamú) geotermikus rezervoárokra van jó esély elsősorban. A hőáramsűrűség 90-100mW/m<sup>2</sup>, máshol átlagban 62mW/m<sup>2</sup>. Magyarországon a geotermikus gradiens 50-60 <sup>o</sup>C/km, máshol 30 <sup>o</sup>C/km.



Dövényi et al., 2006



A hőáramsűrűség eloszlása a Pannon-medencében és környezetében. Az izovonalak egysége mW/m<sup>2</sup>. (Dövényi, 2006)

1500 mélyfúrásban mért T alapján becsült eloszlás. Vékonyabb litoszféra az Alföldön: 80-90mW/m<sup>2</sup>. Karsztvíz jelenléte hűtőhatást okoz. Kárpáti ív 40-70mW/m<sup>2</sup>, Külső-Dinaridákban min.

### Hévíztárolók lehetséges típusai Mo.-on



A hozai hévíztároló rendszerek (készítette: dr. Lorberer Árpód)

## Geotermikus energia



Hot, dry rock heat-extraction system.

Mélységihő-bányászat hidraulikus rétegrepesztéssel: Deep Heat Mining (DHM)

A korábbi FORRÓ SZÁRAZ KŐZET (HOT DRY ROCK, HDR) programok továbbfejlesztése.

**EGS: Enhanced Geothermal System** 

Mesterségesen kifejlesztett földhőrendszer

A rendszer lényege a megfelelő kőzet kiválasztását kővetően a besajtoló kút és a termelő kút alkalmazása.

Kőzet: hőmérséklete legalább 200 °C,

hidr. din. perm. kisebb mint 10<sup>-6</sup> darcy,

nagy fajl. hővezető képesség , nagyobb mint 4W/m<sup>0</sup>C, jó repeszthetőség.

Basel és Strasbourgtól 50km-re É-ra.

#### Mélységihő bányászat (DHM) lehetősége Mo.-on.



Mórágyi Komplexum, MECSEK HEGYSÉG MÉLYALJZATA, kb. 200km hosszú, 25km széles

# Magyarország mélyszerkezete



2. ábra. A Kárpát-medence magyarországi részének aljzatát alkotó szerkezeti egységek (HAAs et al. 2002 nyomán)

Figure 2. Tectonic units that make up the basement of the Carpathian Basin in the area of Hungary (after HAAS et al. 2002).

Főegység - megaunit; egység - unit; alegység - subunit; vonal - line; hg. - mountain



1. ábra. A 150 °C-nál magasabb tetőhőmérsékletű, karsztosodott/tektonizált, karbonátos medencealjzatú területek Magyarországon. Ezek a területek a nagymélységű geotermikus rezervoárok potenciális helyei (pontozott részek). Vastagabb vonalak: A medencealjzat nagyszerkezeti egységeit elválasztó övek (HAAS 1987). 1: Rőha-vonal. 2: Balaton-vonal. 3: Közép-magyarországi törési öv. 4: Békési vonal. A pont-vonással körülhatárolt területen (Békés és Csongrád megyében) végeztűk a részletesebb vizsgálatokat (2. ábra).

Fig. 1. Karstified and/or tectonically fractured carbonate rocks in the basement of the Pannonian Basin with temperatures higher than 150 °C (dotted). These are potential areas for deep geothermal reservoirs. Thick lines show dividing zones between major structures in the basement (HAAS, 1987). 1: Rába line, 2: Balaton line, 3: Mid-Hungarian fault zone, 4: Békés line. Dotted line indicates the area of the detailed survey in SE Hungary (Fig. 2).

### Felszíni geológiai térkép Haas,2001



# földtani szelvény





<sup>2.</sup>ábra. A DK-magyarországi (Békés és Csongrád megyei) neogén medencealjzat törésvonalai és a SiO<sub>2</sub>hőmérsékleti adatok. 1: Törés a neogénnél idősebb (medencealjzati) képződményekben. 2: Töredezett zóna. 3: Mélyfúrások (220 db) amelyek vizében a mért SiO<sub>2</sub> hőmérséklet azonos vagy alacsonyabb, mint a geotermikus hőmérséklet. 4: Mélyfúrások (31 db), amelyekben a  $T_{SiO2}$  szignifikánsan magasabb mint a geotermikus hőmérséklet (mélyebbről feláramló vizek). 5: A 3. ábra szeizmikus szelvényeinek elhelyezkedése. Fig. 2. Faults and SiO<sub>2</sub> temperature data in SE Hungary (Csongrád and Békés counties). 1: Fault zone in the basement rocks. 2: Fractured zone. 3: Boreholes (220) where the SiO<sub>2</sub> temperature is the same or lower than the geothermal temperature. 4: Boreholes (31) with  $T_{SiO2}$  temperature significantly higher than the geothermal temperature (indicating waters migrating from greater depths). Seismic reflection data and SiO<sub>2</sub> values exhibit a zone with NE strike where deep geothermal reservoirs are thought to be present. 5: Location of seismic profiles of Fig. 3.



A kémiai komponensek közül a szilícium az egyetlen, melynek koncentrációját, a víz eredetétől, helyétől és típusától független, egyedül a hőmérséklet határozza meg. <u>Egyensúlyi termodinamikai számítások alapján értelmezhető a hőmérsékletfüggés</u>. A kifolyó víz hőmérséklete nem egyezik meg a mélységi hőmérséklettel, ezt a szilícium-dioxid telítettségi viszonyainak értelmezésekor figyelembe kell venni. A víz kovasav koncentrációját összehasonlítva a szilícium-dioxid - víz rendszer egyensúlyi állandójának hőmérsékletfüggésével azt találjuk, hogy kisebb hőmérséklet-tartományban a víz kalcedonnal, 70-80 °C felett azonban már inkább kvarccal van egyensúlyban. Ez azt mutatja, hogy az oldott kovasav koncentrációját a szilícium-dioxid különböző megjelenési formáinak adott hőmérsékleten lejátszódó, egyensúlyi oldódása egyértelműen meghatározza (Varsányi Zoltánné 2005) Fáb-4 talphőmérséklete 202 °C, 4236m, szilíciumhőmérséklet 254 °C,3658-4239m.

Az átlagos túlnyomás 30MPa a kitörés során 1985dec16-1986jan1 nem csökkent.

2960m-ig pleisztocén és pliocén laza üledékek, 2960-3153m-ig miocén márgák,homokkövek, 3153-3750m-ig felső kréta homokkő, aleurit, dolomitbreccsa, 3750-4034m-ig triász dolomit, dolomitmárga, breccsa, 4034-4239m-ig alsó triász kovás homokkő.



3a-c. ábra. Fábiánsebestyéni szeizmikus szelvények (Fá-7, Fá-14, Fá-18) transzpressziós (push up) töredezett szerkezetekkel. Ezek a nagymélységű geotermikus rezervoárok valószínű helyei. Figs. 3a-c. Seismic sections at Fábiánsebestyén (Fá-7, Fá-14, Fá-18) showing fragmented push-up structures where geothermal reservoirs are probably present. Triász blokkok bemélyedése, felettük a kréta és miocén rétegek kiemelkedése.

Egykori normál vetők mentén ellentétes irányú elmozdulás (feltolódás) történ a miocénben. Az oldaleltolódásos szerkezetek mentén lokális kompressziós (transzpressziós) szerkezetek alakultak ki a miocén végén és a pliocénben.

> Stegena et al. 1992



4a. ábra. Magnetotellurikus mérési pontok (101-404) valamint a mérésekből meghatározott Bosticktranszformált fajlagos ellenállások (5-30 Ωm) a Fábiánsebestyén-4 mélyfúrás környékén. A fajlagos ellenállások izovonalai 5 km mélységben. A Fáb-4 mélyfúrás közelében megnövekedett vezetőképességű, mélybe nyúló zóna jelentkezik, valószínűleg a geotermikus rezervoár indikációjaként.

Fig. 4a. Magnetotelluric sounding points (101–404) and Bostick-transformed resistivity values  $(5-30 \text{ }\Omega m)$ around Fábiánsebestyén-4 borehole. Resistivity isolines in 5 km depth. In the vicinity of Fáb–4 borehole a high conductivity, deep zone indicates a geothermal reservoir, in all probability.





Stegena et al. 1992



4c. ábra. A fajlagos ellenállás izovonalai a Ny-K-i szeizmikus vonal mentén. Jelmagyarázat a 4a. ábrán. Fig. 4c. Resistivity isolines along the W-E seismic line. For explanation see Fig. 4a.

> Stegena et al. 1992



Fig. 10.10 Similarity of (inverted) gravity data and temperature profile over shallow salt structures. Spacing between stations, 200 m. Gravity anomaly in mGal; 1 mGal=10 g.u. (After Poley and Van Steveninck, 1970.)



Fig. 10.11 Shallow temperature profile over a granite intrusion in contact with limestone. (After Jakosky, 1950.)

Só (nagy a fajl. hővezetőképessége, kicsi a sűrűsége)

A gránit felett a radioaktív hőtermelés miatt mérhető nagyobb hőmérséklet mint a mészkő esetében.





Lyuktalpi egyensúlyi hőmérséklet meghatározása extrapolációval Fertl és Wichmann (1977) nyomán



Áramlásmérés és hőmérsékletmérés perforált kútban. FOLYADÉKBELÉPÉS A BELÉPÉSI HELYET (MÉLYSÉGET) T NÖVEKEDÉSE JELZI.

GÁZBELÉPÉS EXPANZIÓ, HŐMÉRSÉKLET CSÖKKENÉS.

# A gáz fúrólyukba belépése expanzióval jár, amely hőmérséklet csökkenést eredményez.



Example of detection of gas producing zones from a temperature survey (from Kunz and Tixier, 1955).

### Béléscső mögötti cementtető kimutatása



A cement tető alatti hőmérséklet korrelációt mutat a lyukbőség szelvénnyel. Miért?

Detection of the cement height behind casing from a temperature survey (courtesy of Schlumberger).

# Differenciálhőmérséklet mérés



# Differenciálhőmérséklet mérés





Fig. 10.8 Temperature anomaly at 1.5 m depth in Kiebingen, Neckar Valley (southern Germany). Contour interval is 0.5 °C. The anomaly is caused by karst water which emerges from some hundred meters depth into the groundwater. (After Kappelmeyer and Haenel, 1974.)

#### A néhány száz m mélyből érkező karsztvíz hőmérséklet növekedést okoz. Máshol ellentétes hatást eredményez.

Bányák karsztvízbetörési veszély.

TENGERVÍZBEN ÉDESVÍZ BELÉPÉSI HELYEK MEGHATÁROZÁSA.



Fig. 10.12 Contours of temperature (°C) measured at 1 m depth over the waste dump Halde 10, Zwickau, Saxony, Germany. Zones exhibiting temperatures over 25 °C are very likely spots where burning of coal layers is still going on. (After Kobr and Linhart, 1994.)

A 25 °C feletti zónák a szén öngyulladása miatt, amit a vitrit összetevő okoz.

Minél porlékonyabb a szén, annál nagyobb a fajl. felülete.



Fig. 10.14 Shallow temperature profile along the water-side crest of a dam in (a) winter and (b) summer. The surface water temperatures were 3.5 °C in winter and 22 °C in summer. (After Armbruster *et al.*, 1993.)

#### GÁTVIZSGÁLAT

Télen hűtő, nyáron a víznek melegítő hatását lehetett mérni itt. A megfigyelések különböző mélységben elvégzett hőmérséklet mérések.



Gátszivárgás kimutatása téli (bal) és nyári időszakban (jobb oldalon)

### Geofizikai hozzájárulás a "balneológiához"



Izotermák a Lukács fürdő környékén 2m mélységben Renner et al. (1970) alapján