

A zavarmentes hőmérsékleti tér meghatározásának problémája

BODA E.[@], ZILAHÍ-SEBESS L.

Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (MFGI), 1143 Budapest, Stefánia út 14.

[@]E-mail: boda.erika@mfgi.hu

A geotermikus potenciál meghatározása során csak a hőforrás szükségszerűen természetes, hiszen bizonyos technológiákban a rezervoárok porozitása és permeabilitása lehet mesterségesen javított is. A geotermikus energiát szállító közeg visszajuttatásával pedig a kinyert hőmennyiség növelhető. Jelen tanulmányban elemezzük a mért hőmérsékletadatokat terhelő zajok eredetét, illetve ismertetjük azok korrigálási lehetőségére alkalmazott Horner-plot módszert. A tanulmányban ismertetjük a zavarmentes hőmérsékleti és geotermikus gradiens meghatározási módszerei mellett, a réteghőmérséklet és a geotermikus gradiens mélységfüggését, illetve a primer konduktív hőáram fúrások alapján történő meghatározási lehetőségét is, mely a föld belső hője által képviselt hőtárolást jelent. A gyakorlatban a hőmérsékletadatokat sem vertikálisan, sem pedig horizontálisan nem mutatnak egyenletes adatsűrűséget, ezért a réteg-hőmérsékleti terek minél pontosabb megismerése céljából a gyakorlatban a kifolyó víz hőmérsékletéből származtatott réteghőmérséklet-adatokat is felhasználnak. A tanulmányban a gyakorlatban legelterjedtebb összefüggést a Gálfi János és Liebe Pál szerzőpáros által 1977-ben publikált módszert ismertetjük. Megvizsgáljuk a származtatott hőmérsékleti adatok gyakorlati alkalmazhatóságát, illetve hogy a hőmérsékleti adatok felhasználásával milyen többletinformációt kapunk a vizsgált terület hőmérsékletviszonyairól.

Boda, E., Zilahi-Sebess, L.: The undisturbed temperature field problem of determining the parameters required

During the determination of the amount of geothermal potential, only the heat source has natural origin, certain parameters such as reservoir porosity and permeability can be artificially enhanced. By the reinjection of geothermal fluid, the amount of heat energy can be increased. In this paper we analyse the origin of the source of noise of the measured temperature data and review the possibility of the application of the Horner-plot method for the correction of temperature. The paper describes methods for the determination of noise-free temperature and geothermal gradient, the layer temperature and geothermal gradient depth dependence, among them a method for the determination of primary conductive heat flow based on the temperature of water flowing out from the well. In practice, the temperature data neither vertically nor horizontally exhibit a uniform sampling distribution, therefore in the practice, for the sake of a more accurate understanding of temperature fields, the layer temperature data derived from the outflowing water temperatures are also used in the study. The most wide-spread relationship was published by Gálfi and Liebe in 1977, which is outlined in our paper. We investigate the real temperature data of selected wells from a study area, and demonstrate how this temperature data are used to derive more information in the given investigation area.

Beérkezett: 2012. október 15.; *elfogadva:* 2013. június 6.

Bevezetés

Egy terület geotermikus viszonyainak megismerésében fontos szerepe van a területet leíró szerkezeti és kőzetfizikai modellnek. A geotermikus energiapotenciál feltérképezéséhez elengedhetetlen a valódi hőmérséklet térbeli eloszlásának ismerete. Mivel termelés közben nem a zavartalan hőmérsékletet mérjük, szükséges a hőmérsékleti tér kútleállítás utáni időbeli változásának ismerete. Egy terület hőmérsékleti viszonyait a mélyfúrásokban mért réteghőmérséklet-

adatok, kifolyóvíz-adatok és a területre jellemző geotermikus gradiens felhasználásával ismerhetjük meg.

Az első fúrásokban mért, szelvényyszerűen ábrázolt fizikai jellemző a hőmérséklet volt melyet 1846-ban az angol Kelvin végzett, Magyarországon pedig 1870-ben Zsigmondy szelvényyszerűen regisztrált réteghőmérséklet-adatokat a Városliget I. számú fúrásban. Ezek a szelvények nem folyamatos regisztrálás eredményei voltak, hanem mélységpontokból számították, és a mélység függvényében ábrázolták ezeket (Pethő, Vass 2011).

A hőmérsékletmérés alapproblémái

Hazánkban a mélyfúrásokban történő hőmérsékletmérés az 1960-as évektől vált általánossá. A fúrólukban történt hőmérséklet mérések többségét általában nem a geotermia céljának megfelelően végezték el, ezért az ország területén rendelkezésre álló hőmérsékleti (1. ábra) és geotermikus gradiensadatok eltérnek a valódi értéktől, és többnyire erősen szórnak.

A hőmérsékletadatok nagy szórásának csak néhány százalékát teszik ki a mérés során fellépő technikai jellegű mérési hibák. E mérési hibák már a jelenlegi korszerű mérési eszközöknek köszönhetően nem állnak fenn, de a hőmérsékletadatok túlnyomó többsége, kb. 90%-a 1985 előtti adat, ezért ezeknél a mért hőmérsékletértékeknél az alábbi mérési hibák feltételezhetőek (Dövényi et al. 1983):

- hőmérő-leolvasási hiba,
- hőmérő a felhúzás hatására lerázódhat,
- nyomáskülönbség hatására a higanyszál elmozdulhat.

Ezek a hibák statisztikailag első közelítésben elhanyagolhatóak.

A hőmérsékletadatok mérése során a leggyakoribb hiba abból adódik, hogy a fúrás következtében a fúróluk környezetében megváltozik a réteghőmérséklet, így a hőmérséklet mérése során mért hőmérsékletadatok nagy része nem a zavartalan közet hőmérsékletet mutatja, hiszen az ún. egyensúlyi hőmérsékletérték csak a fúrás befejezése után lezárt kútban és megfelelő idő elteltével történő mérés esetében mérhető.

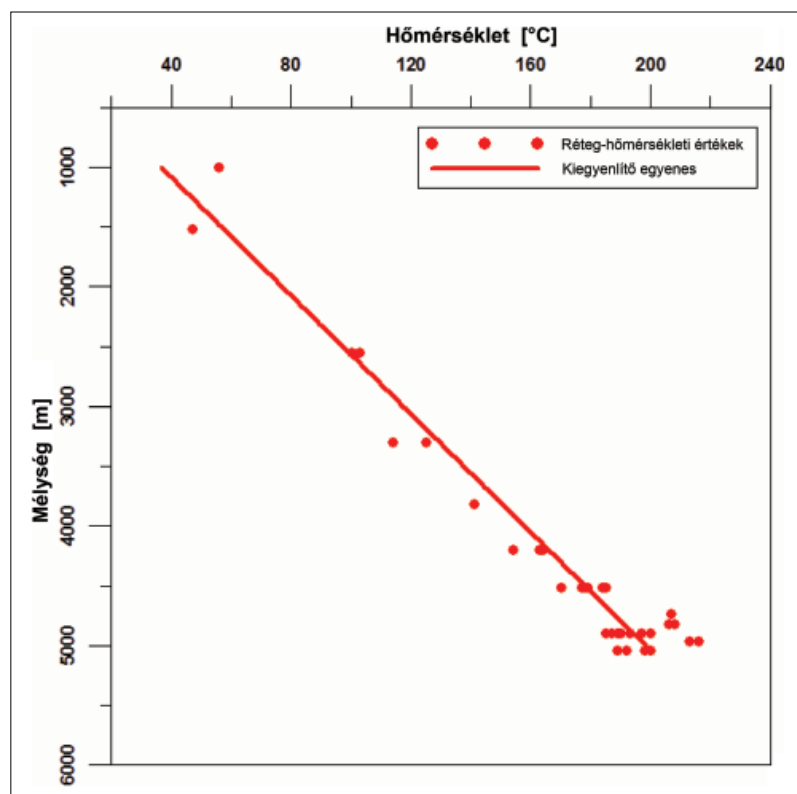
A fúrás során alkalmazott iszap a tőle nagyobb hőmérsékletű kőzeteket lehűti, a rétegek lehülését a kőzetek porozitása, permeabilitása, illetve az iszap sűrűsége és cirkulációjának ideje határozza meg. Az iszaposzlop hőmérsékleti rétegződése az iszapcirkuláció leállása után nem azonnal igazodik a környező kőzetek hőmérsékletéhez, ezért ha az iszapcirkuláció leállása után túl hamar történik a folyamatos hőmérsékletmérés, akkor nem a tényleges réteghőmérsékleti érték regisztrálható, hanem a fúrás során az iszap által lehűtött réteghőmérséklet, mely a valódi réteghőmérséklethez képest több 10 °C-kal is alacsonyabb lehet. Miután az iszaposzlop tömege kicsi a környező kőzetekhez képest, a kőzetekkel való hőmérsékleti kiegyenlítődéssel viszonylag hamar beáll. Eltérő a helyzet azonban a fúrás miatt megváltozott hőmérsékletű kőzetek és a zavartalan hőmérsékletű kőzetek esetében, mivel a zavarzóna nagysága függ a ráhatás idejétől is.

Mért hőmérséklet adatok korrekciója

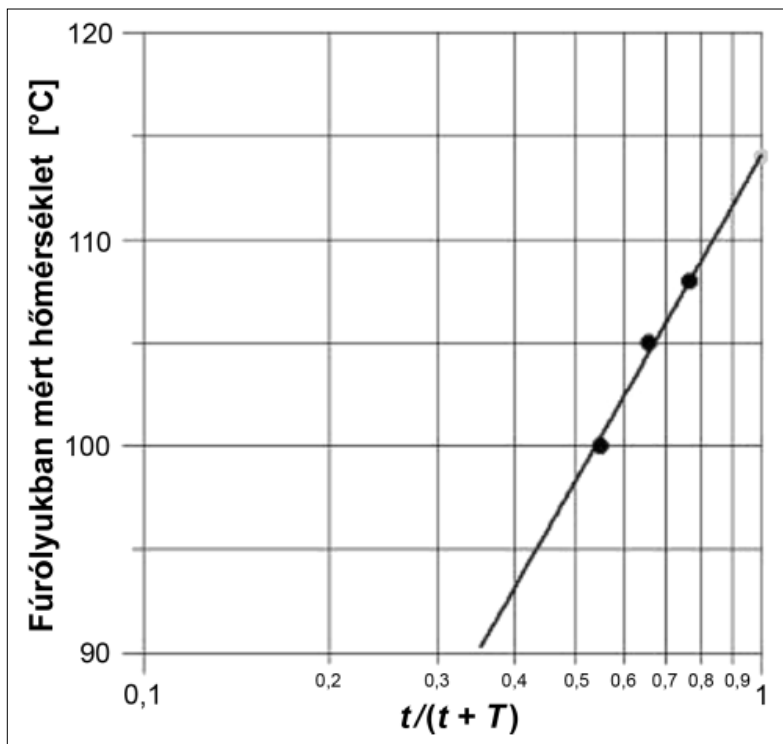
A már említett okok miatt szükséges a hőmérséklet adatok korrekciója, melyre a *Horner-plot módszer* terjedt el. Ennek segítségével azonos mélységben, több ismert időpontban elvégzett talphőmérséklet-mérés korrekciója is elvégezhető. Ezen eljárás során a különböző időben mért hőmérsékleteket a $t/(T+t)$ virtuális idő függvényében ábrázoljuk, ahol

T = az öblítés időtartama,

t = a cirkulálás leállása után eltelt idő.



1. ábra Egy Makó környéki kútban mért réteghőmérséklet a mélység függvényében
Figure 1 Temperature versus depth in a well in the vicinity of Makó



2. ábra Fúrólukbeli réteghőmérséklet meghatározása Horner-plot alkalmazásával (<http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel...>)
 Figure 2 Definition of layer temperature with Horner plot (<http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel...>)

A mért hőmérséklet az öblítés leállása után emelkedik. A mért hőmérsékletadatokat szemilogaritmikus rendszerben ábrázolva – ahol a logaritmikus beosztás abcisszán a $t/(T + t)$ érték szerepel – a mérési adatok segítségével extrapoláció révén kapható meg az eredeti talphőmérséklet mint a mért adatokra illesztett egyenes a $t/(t + T) = 1$ helyen felvett értéken (2. ábra).

1. táblázat Hőmérséklet-mérési adatok és idők				
Mérési idő	Hőmérséklet [°C]	t [óra]	T [óra]	t/(t + T)
0:00	–	–	6	–
6:00	–	0	6	–
13:00	100	7	6	0,548
17:30	105	11,5	6	0,6571
1:30	108	19,5	6	0,765

A zavarmentes hőmérséklet és geotermikus gradiens meghatározása mélyfúrásból^{a)}

A réteghőmérséklet-adatokhoz képest a geotermikus gradiens kevésbé érzékeny a fúrási folyamatok által a kőzetekben lejátszódó stacionárius egyensúlyi változásra, aminek oka a geotermikus gradiens definíciójából következik. A *geotermikus gradiens* az egységnyi mélységkülönbségre eső hőmérséklet-különbség. A fúrás során harántolt rétegek hőmérsékletére közel azonos mértékben hat az öblítő iszap cirkulációja, tehát ha a hőmérsékletadatokat azonos abszolút mértékben változtatnánk, úgy az a fúrási környezetében

meghatározott geotermikus gradiensre csekély hatással lenne. Itt meg kell említeni, hogy a rétegekre a fúrás során alkalmazott öblítő iszap eltérő hatással van, ennek oka a kőzetek eltérő közetfizikai tulajdonságai (porozitás, permeabilitás, nyomás, hőmérsékletviszonyok stb.), illetve az öblítő iszap anyagi tulajdonsága (sűrűség, fajsúly, viszkozitás stb.).

A földi eredő hőáram két részre bontható: egy konduktív (vezetett) hőáramra, illetve egy konvektív (advektív) hőáramra, mely valamilyen fluidum mozgással járó szállított hőáram. A geotermikus szempontból kivethető hőmennyiség jelentős része a konvektív hőáramhoz kapcsolható, amely mellett a konduktív komponens elhanyagolható, mégis az utóbbi képviseli az elsődleges vagy primer hőáramot, vagyis a tényleges hűtőanyagot a föld belső hőjéből. A primer hőáram ismerete alapján kapható kép arról, hogy egy adott hőmennyiség kútból történő kivételekor mekkora területről utánpótlódik ugyanannyi hőmennyiség. A primer konduktív hőáram geológiai időben lassan változó mennyiség, és feltételezhetően térben is lassan változik. Mindezek miatt emberi időléptékben konstansnak tekinthető. Ebből következik, hogy ha ismerjük a porozitást és a primer konvekciómentes hőáramot, akkor abból kiszámítható egy adott, a föld középpontja felé irányuló mélységzakaszra az elméleti geotermikus gradiens:

$$\text{grad}T = I/[\Phi\lambda_v + (1 - \Phi)\lambda_m], \quad (1)$$

ahol

- T = a réteg hőmérséklet [°C],
- I = a primer hőáram [W/m²],
- λ_v = a víz hővezető-képessége [m·K],
- λ_m = a kőzetmátrix hővezető-képessége [m·K],
- Φ = a teljes porozitás [%].

Az elméleti geotermikus gradiens értéke a gyakorlatban eltérhet a fúrásban mért tényleges geotermikus gradiens értéktől, mivel az elméleti geotermikus gradiensérték számításánál figyelmen kívül hagyjuk a konvektív hőáramot, mellyel porózus rétegben számolni kell. Ezért a primer (konvektiómentes) hőáramot csak a porozitásmentes kristályos aljzat geotermikus gradiense alapján lehet megállapítani.

Mért réteg-hőmérsékleti adatok mélységfüggése

A fúrásokban mért valódi réteg-hőmérsékleti értékek a mélységgel növekvő tendenciát mutatnak (kivéve hideg feláramlási rendszerek környezetében) a hőmérsékleti érték nagyságára hatással van az adott terület földtani, hidrogeológiai felépítése a kőzetek porozitása, permeabilitása. Egy Békés megyei területen mélyített kutakban mért hőmérsékleti adatok mélység függése a 3. ábrán látható.

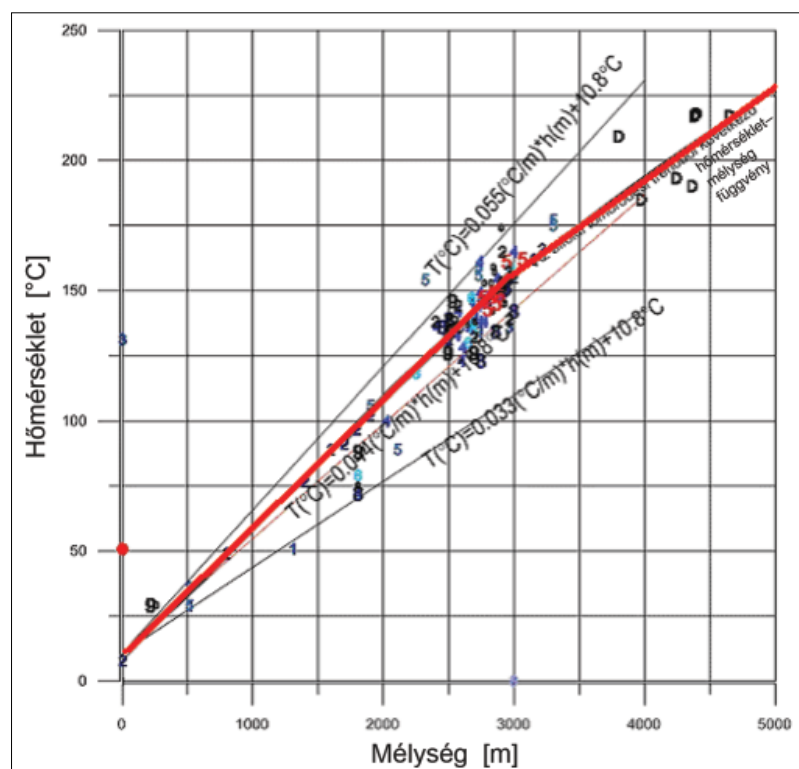
A területre jellemző hőmérséklet–mélység kapcsolatot megjelenítő pontok nagy részét közrefogó burkoló vonalakkal (burkoló görbékkel) jellemezzük. Ezek segítségével meghatározható a területre jellemző minimum és maximum hőmérséklet–mélység összefüggést leíró geotermikus gradiens. A hőmérsékleti érték felső burkoló görbéje alapján 55 °C/km geotermikus gradienssel, míg az alsó görbe esetében 33 °C/km geotermikus gradienssel számolhatunk. A területre a burkoló egyenesek átlagaként megállapított átlagos hőmérséklet–mélység menetet vékony piros vonallal ábrázoltuk, mely 44 °C/km geotermikus gradiensnek felel meg.

A fúrásokban mért adatokból megállapítható, hogy nagyobb mélységekben lassabban nő a hőmérséklet, mint sekélyebben. Ez részben a kőzetek tömörödésének köszönhető, hiszen a mélységgel csökken a réteg porozitása és áteresztőképessége, így konvekciós hőáramlás helyett a mélység növekedésével a konduktív hőátadás válik dominánssá. Ezt igazolja, hogy 2000 m alatt az Alföldi porozitás tömörödési trendből (Mészáros, Zilahi-Sebess 2001) számított mesterséges hőmérséklet–mélység függvényhez (vastag piros vonal) jobban illeszkednek a méréspontok. Az egyes fúrásokból származó méréspontokat fúrásokként külön jelöltük, így a 3. ábrán látható, hogy a talphőmérsékletekre még közelebb kerülnek a porozitásfüggő modellhőmérsékletéhez (pl. a D jelű pontok közül a talphőmérséklet-mérés szinte rajta van az elvi trendgörbén). A réteghőmérsékletek nagyobb szórásának csak részben oka a geometria, a szórás nagyobb részét az okozhatja, hogy még álló kútban is van a fúráson keresztüli rétegek közti átfejtődés.

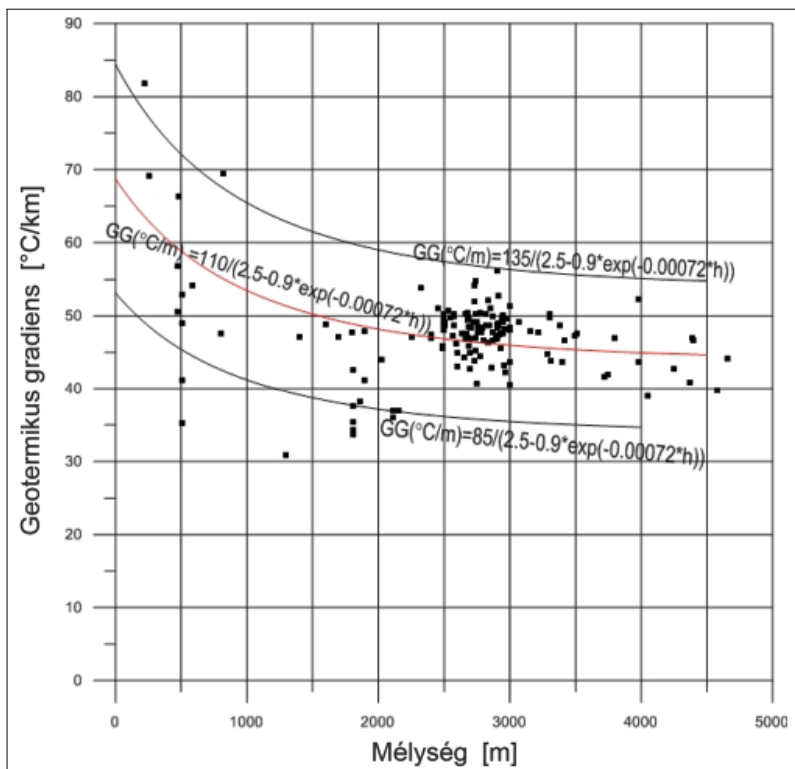
A geotermikus gradiens mélységfüggése

Medencekitöltő üledékekben a kőzetek hővezetőképessége főleg a porozitástól függ, a porozitás pedig a kőzetek kompaktációs állapotától, amely pedig a mélység függvénye. Egy alföldi kutatási területen a mért geotermikus gradiens mélységfüggését a 4. ábra mutatja be. A fekete négyzetek jelzik a mélyfúrásokban meghatározott egyedi gradiens adatokat.

A viszonylag kis számú adatot nagy bizonytalanság terheli. A területre jellemző geotermikus gradienseket megje-



3. ábra Egy Békés megyei területen mélyített kutakban mért réteg-hőmérsékleti adatok mélységfüggése
Figure 3 Measured layer temperatures versus depth in boreholes drilled in an area within Békés county



4. ábra | A geotermikus gradiens mélységfüggése az xy kutak környezetében
 Figure 4 | Geothermal gradient vs. depth in the wells of Figure 3

lenítő pontfelhőt az adatok nagy részét közrefogó burkoló vonalakkal (burkoló görbékkel) jellemezzük. A burkoló görbék által határolt területeken kívül elhelyezkedő adatok nagy valószínűséggel valamilyen szempontból zavartak, ezért nem jellemzőek a területre. A keresztdiagram pontfelhőinek alsó és felső burkolói a geotermikus gradiens mélységgel való változását az országos medenceüledék tömörödési trend (Mészáros, Zilahi 2001) alapján leíró függvények. A függvények paramétereiben a képlet számlálója a konduktív hőáram, a nevezőben pedig a hővezető-képesség mélységfüggését leíró, a porozitás mélységfüggésére alapozott kifejezés szerepel (Zilahi-Sebess et al. 2008). Ennek megfelelően a pontfelhő felső burkolója esetében 135 mW/m^2 , míg az alsó burkolónál 85 mW/m^2 hőárammal számolunk. A pontfelhő közepén átmenő piros görbe a burkoló görbék által határolt területen belül a legvalószínűbb geotermikus gradiens mélységmenetet jeleníti meg, mely a területre legjellemzőbb geotermikus gradiens és mélység közti kapcsolatot írja le. Jelen esetben ezt a burkoló görbék átlagával azonosítjuk, paramétere 110 mW/m^2 . Az elvi – csak a konduktív hővezetést figyelembe vevő – geotermikus gradiens a mélységgel csökken egészen a porozitásmentes kőzetekre jellemző szintig. Az alatt a gradiens állandónak tekinthető. A porozus, vízzel teli kőzetek – ha nincs jelentős áramlás – jobb hőszigetelők és rosszabb hővezetők, mint a tömör kőzetek. Ezért a geotermikus gradiens a porozitással egyenesen arányosan változik. Az adatok szórása a mélységgel csökkenő tendenciájú, ami a mélységgel csökkenő permeabilitással függ össze, a mélységgel csökken a konvektív hőáramlás zavaró hatása.

A primer konduktív hőáram területi etalonjának meghatározása fúrások alapján

A konduktív geotermikus gradiens mélységi változását leíró függvény paramétereit adó primer hőáram meghatározásának lehetséges módja, hogy egy hőárametalont definiálunk. A primer hőáramot olyan helyen célszerű meghatározni, ahol biztosan nincs konvekciós hőáramlás, vagyis két mélységpontbeli hőmérséklet-különbség kizárólag a mélységkülönbségre vezethető vissza. Ilyen hely lehet egy üde, kristályos aljzatbeli kőzetbe mélyített fúrás, ahol a konvekció hatása elhanyagolható. Kevés helyen áll rendelkezésre 30 m-nél hosszabb alaphegységi mélységszakasz, a várható hőmérsékleti gradiens pedig $3\text{--}5 \text{ }^\circ\text{C}/(100 \text{ m})$, ezért megfelelő érzékenységű hőmérővel kell rendelkezni. A primer hőáramnál nagyobb, illetve kisebb nyugalmi geotermikus gradiensértékek is előfordulhatnak a természetes vízmozgások következtében is. Feláramló rendszer esetén nyugalomban levő fúrásban is nagyobb kell legyen a kútban a hőmérséklet, mint ami pusztán a primer konduktív hőáramból adódik. A különbség annál nagyobbabbnak várható, minél erősebb a konvektív hőszállítás. A hőáram konvektív komponense, a porozitás és a permeabilitás együttesen határozzák meg a kivethető hőmennyiséget. Mivel a konduktív hőáram rendkívül kicsi még nagy hőárammal jellemezhető területen is (Magyarországon 0.1 W/m^2 körüli), a kivethető hőmennyiséget lényegében a folyadék szállítja. Ezért fontos információ, hogy adott helyen egy magas hőáramnak mennyi a konvektív komponense, hiszen az egyben a víz utánpótlódására is utal. A területi etalon kiválasztásánál a következő kritériumoknak kell teljesülniük:

- anyagában a felső kéreg, medencekitöltő üledék átlagát tükrözze,
- porozitás- és repedezettségmentes vizsgálati mintafurási szakasz, mely biztosítja a konvektív hőáram és folyadék cirkulációmentes vizsgálatát,
- az etalonfúrás által harántolt kőzet ne tartalmazzon kötött vizet, és ne legyen irányított szövetű, és ne legyen fémes vezető.

E kritériumoknak leginkább a mélységi magmás kőzeteket harántolt etalonfúrások felelnek meg, melyek nagy mélységből származó kristályos kőzetek, de ennek ellenére a felszín közelében is megtalálhatóak. (Zilahi-Sebess et al. 2011). A fúrásbeli zavarmentes hőmérsékletet régóta álló fúrásban lehet csak megmérni, hogy ne tudjon érvényesülni az öblítőiszap hűtőhatása. Célszerű az első mérés után öblíteni, majd mérni a fúrás visszamelegedését, amelyhez három különböző időpontban végzett mérésre lenne szükség. Minden fúrásban van egy neutrális pont, amely mélységben a természetes geotermikus gradiensnek megfelelő hőmérséklet mérhető, mivel ott az öblítőiszap hőmérséklete egyenlő a kőzet hőmérsékletével (Csókás 1993). Az öblítés után különböző időpontokban mért termogörbék ezen a ponton metszik egymást, mivel efölött az iszap melegebb, alatta pedig hidegebb, mint a környezete.

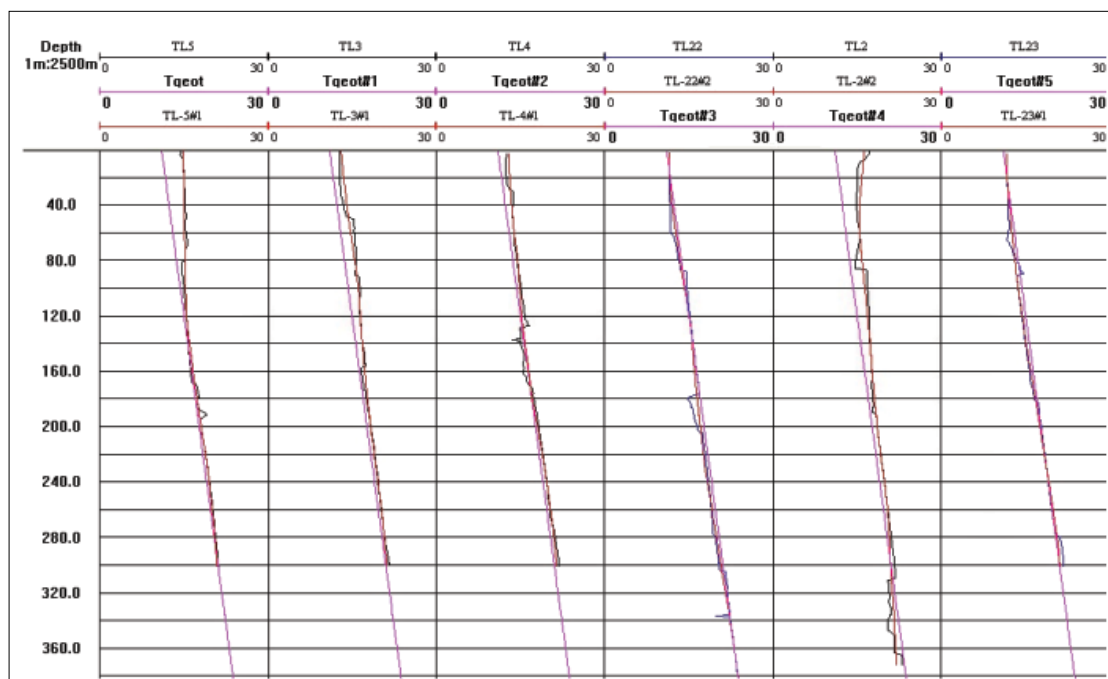
Az 5. ábrán látható hat fúrás hőmérsékletgörbéje alapján megállapítottuk, hogy a mállási kéreg alatt az üde szálban álló kőzetben a hőmérséklet mélységmenete mindegyik fúrásban egyforma. 120 m-nél kisebb mélységekben a mérések tanúsága szerint a hőmérsékleti gradiens eltérő a porozitásmentes kőzetre jellemzőtől. A megállapított 33,5 °C/km gradiens alapján 1300 m mélyen 54,3 °C hő-

mérséklet várható, ha a felszíni átlaghőmérséklet 10,8 °C. Ez – tudomásunk szerint – 1 °C pontossággal megegyezik a Nyugati Mecsekben ugyanilyen mélységben, kompakt kőzetben mért hőmérséklettel.

A réteghőmérséklet és kifolyó víz hőmérséklete közti összefüggés

A gyakorlatban előfordul, hogy nincs megfelelő minőségű és mennyiségű hőmérsékletadat egy területről, illetve a hőmérsékletadatok horizontálisan és vertikálisan sem mutatnak egyenletes térbeli eloszlást, ezért a terület megmintázottságának növelése érdekében származtatott adatokat is fel kell használni a vizsgált terület hőmérsékletviszonyainak megismeréséhez.

A származtatott adatok részben mért réteg-hőmérsékleti adatokból különböző mélységekre, a területre jellemző mélység-hőmérséklet függvény segítségével interpolált vagy extrapolált hőmérsékleti értékek, másrészt az adott rétegből a felszínen kifolyó víz hőmérsékletéből visszazámítható réteghőmérsékletek. A hazai szakirodalomban több módszer is ismeretes, melynek segítségével a kifolyó víz hőmérsékletéből a fakadási mélység becsült réteghőmérséklete megállapítható (Boldizsár 1960, Salát 1964, Gálfi, Liebe 1977). Ezen összefüggések közül a Gálfi János és Liebe Pál 1977-ben publikált összefüggés esetében történt nagyobb számú mélységi hőmérsékletmérés-ellenőrzés, és e módszer gyakorlati alkalmazása terjedt el hazánkban. Az összefüggés a kifolyó víz hőmérséklete a fakadási mélység és a vízhozam függvényében adja meg a réteghőmérsékletet (Dövényi et al. 1983):



5. ábra | Hőárametalon több fúrásban megállapított geotermikus gradiens alapján

Figure 5 | Heatflow standard based on geothermal gradients determined in boreholes

$$T_{\text{réteg}} = T_{\text{ki}} + 5HI^{-0,71}, \quad (2)$$

ahol

- $T_{\text{réteg}}$ = a H mélységhez tartozó réteg hőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$],
- T_{ki} = kifolyó víz hőmérséklete [$^{\circ}\text{C}$],
- H = fakadási szint mélység [km],
- I = vízhozam [m^3/min].

A mért hőmérsékletadatok megfelelő kiválasztásával meghatározható egy terület mélység–hőmérséklet viszonya, e függvény, illetve a mért és származtatott hőmérsékletadatok segítségével meghatározható a terület hőmérséklet-eloszlása is.

A gyakorlat számára a Liebe-féle összefüggés tűnik a legmegfelelőbbnek, mert ezen egyenlet esetében történt nagyobb számú mélységi hőmérsékletmérési ellenőrzés.

A származtatott hőmérsékleti adatok gyakorlati alkalmazhatósága

A kifolyó víz hőmérsékletéből származtatott réteg-hőmérsékleti adatok leginkább a felszíntől számított 800–1000 m mélyséig játszanak fontos szerepet a hőmérsékleti tér megismerésében, mivel kifolyó víz hőmérsékleti és a hozamadatak nagy többségét vízkivételi céllal mélyített kutak esetében regisztrálják, ezért ezen adatok mélységbeli elhelyezkedése jellemzően nem haladja meg az 1000 m-t. A továbbiakban célunk a mért és származtatott adatok felhasználásával a 6. ábrán látható mintaterület hőmérsékletviszonyainak meghatározása a felszíntől számított 500 m-es mélységben. A 6. ábrán feketével jelöltük a területen található 400–

600 m között elhelyezkedő mért réteghőmérsékleti adatok, pirossal pedig a (2) egyenlet által meghatározott 400–600 m közti, átlagos fakadási mélységgel rendelkező, származtatott hőmérsékleti értékek elhelyezkedését.

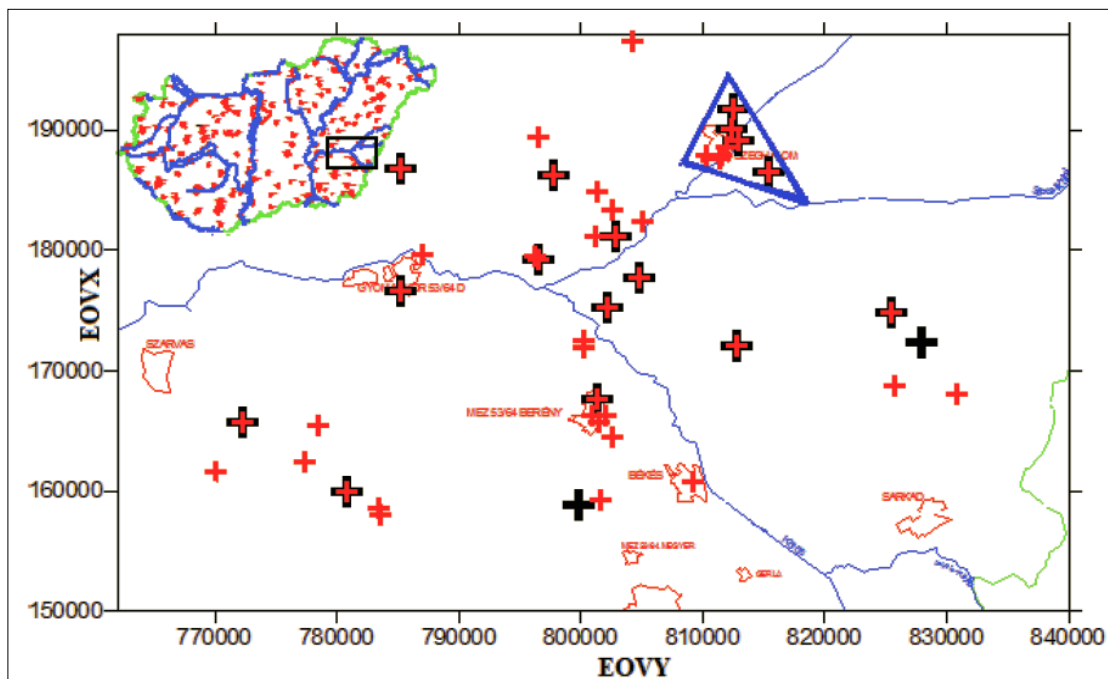
Azoknak a kútsoportoknak az esetében, amelyek 400–600 m-es mélységintervallumában a mért és származtatott adatok 2–3 $^{\circ}\text{C}$ -os vagy ennél nagyobb mértékű eltérés mutatkozott, az adatokat statisztikai elemzésnek vetettük alá. Az adatok összevethetősége érdekében minden hőmérsékleti adathoz meghatároztunk egy T_{500} számított hőmérsékleti értéket, ezáltal minden pontban rendelkezésünkre állt a felszíntől számított 500 m mélyen becsült réteghőmérsékleti érték:

$$T_{500} = T_a + (500 - h) \cdot \text{grad}T, \quad (3)$$

ahol

- T_{500} = az 500 méteres mélységhez tartozó becsült réteghőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$],
- T_a = mért vagy származtatott réteghőmérséklet [$^{\circ}\text{C}$],
- h = a mért vagy származtatott réteghőmérséklet felszíntől számított mélysége [m],
- $\text{grad}T$ = a területre jellemző geotermikus gradiens mértéke [$\text{m}/^{\circ}\text{C}$].

Statisztikai elemzés vált szükségessé a szeghalmi kutak esetén (a 6. ábrán kétkel jelölt háromszögben található kutak) is, mivel az e kutak esetében meghatározott T_{500} becsült hőmérsékleti adatok a 24–51 $^{\circ}\text{C}$ értékek között mozogtak, de a becsült hőmérsékleti értékek ilyen széles intervallumon való eloszlását sem a terület szerkezeti, sem pedig a földtani, vízföldtani felépítése nem indokolta. A 7. ábrán a szeghalmi kutakban meghatározott T_{500} becsült hőmérsékleti

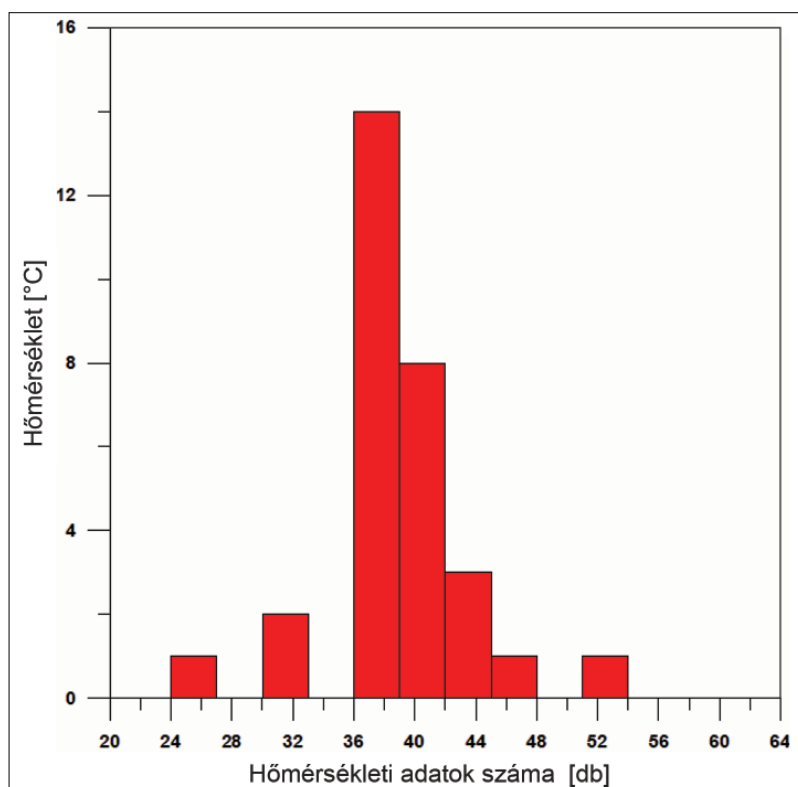


6. ábra

Figure 6

A mért (⊕) és származtatott (⊕) hőmérsékleti adatok elhelyezkedése

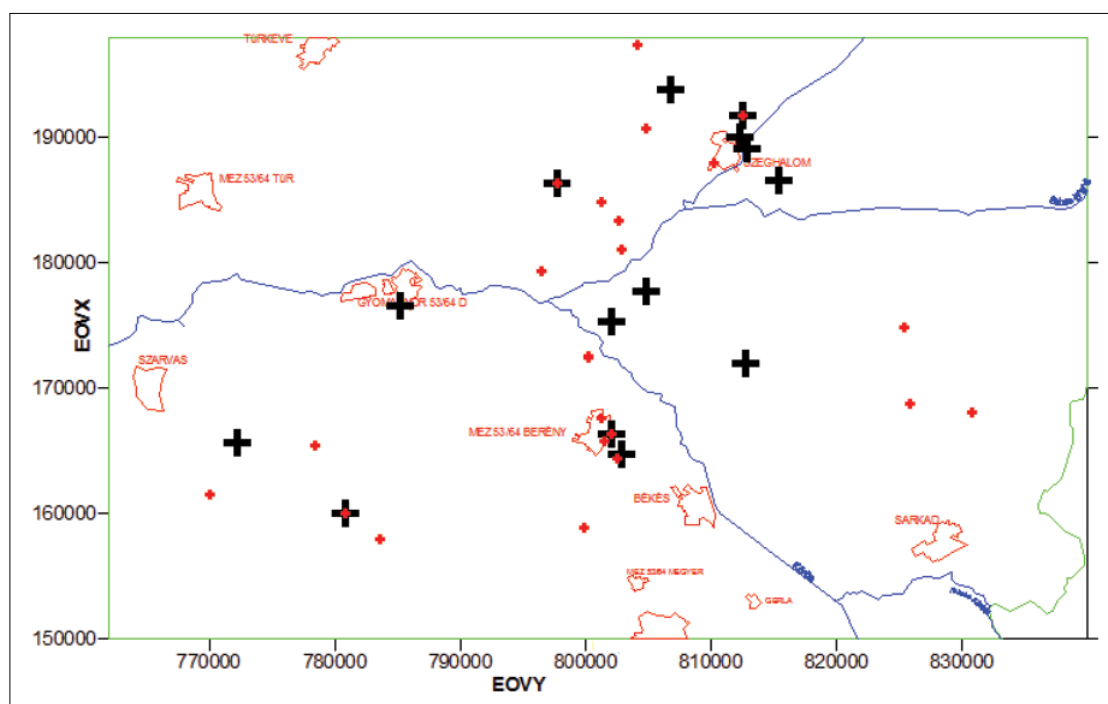
Map of measured (⊕) and derived (⊕) temperatures



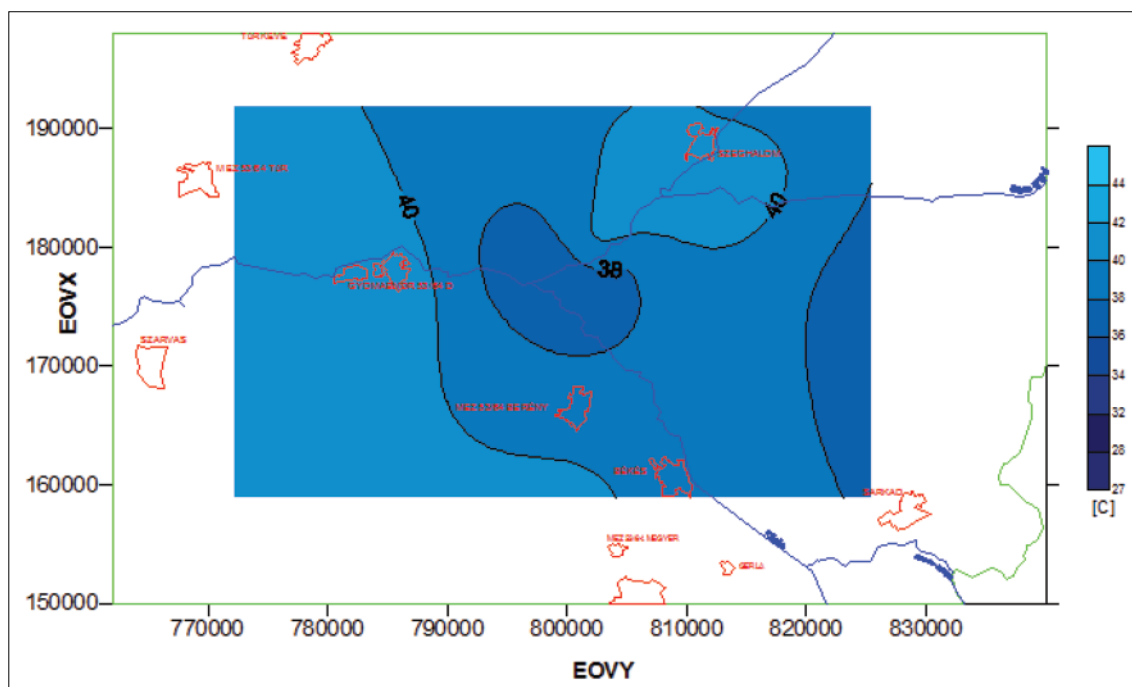
7. ábra A szeghalmi kutak hőmérsékletadatainak hisztogramja
 Figure 7 Histogram of temperature data from the wells of Szeghalom

adatok vannak feltüntetve. A hisztogram segítségével megállapítható, hogy a területen, a felszíntől számított 500 méter mélyen a várható becült réteghőmérséklet legvalószínűbb értéke 36–44 °C közötti hőmérsékleti skálán helyezkedik el.

Az adatok további elemzése céljából megnéztük a várható T_{500} becült hőmérsékleti értéktől indokolatlanul nagy eltérést mutató kutak kútkönyveit, amiből kiderült, hogy a 24 °C és 31 °C becült hőmérsékleti adatok kiinduló hőmérsékleti értékeit a fúrás befejezése után 3, illetve 11 órával



8. ábra Becsült hőmérsékleti adatok elhelyezkedése. + : az I. adatbázis, + : a II. adatbázis elemeinek elhelyezkedése
 Figure 8 Map of estimated temperature data. + : database I, + : database II

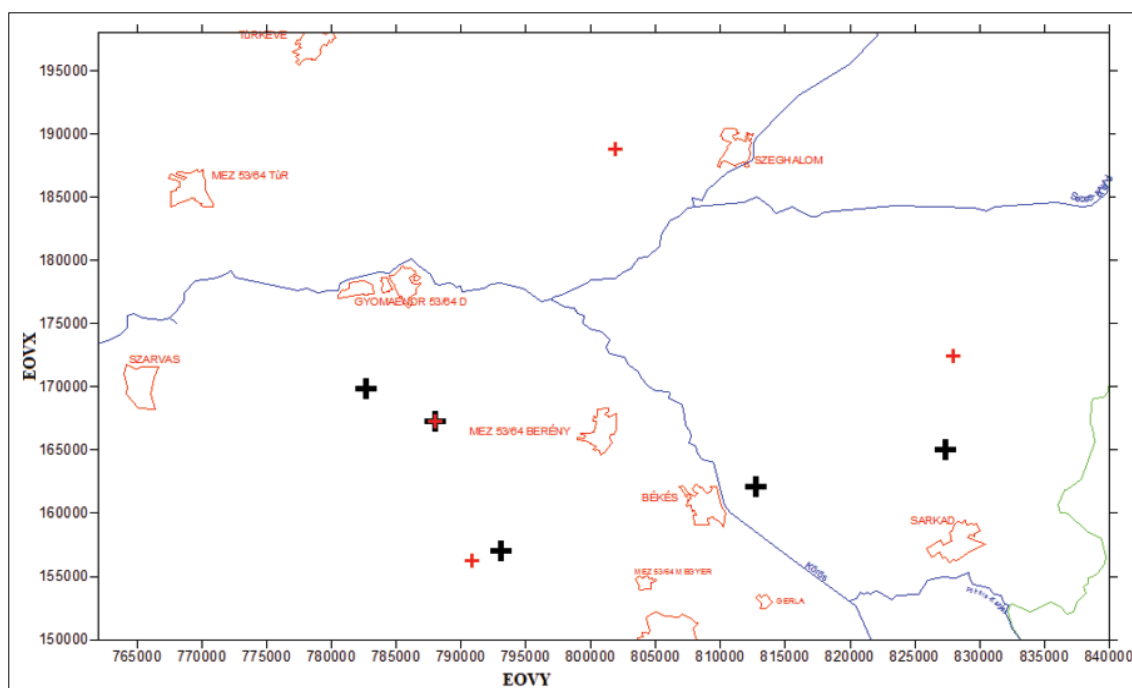


10. ábra | A II. adatbázis elemeiből szerkesztett, a felszíntől 500 m mélyen becsült hőmérséklet-eloszlási térkép

Figure 10 | Temperature map of 500 m depth from surface using database II

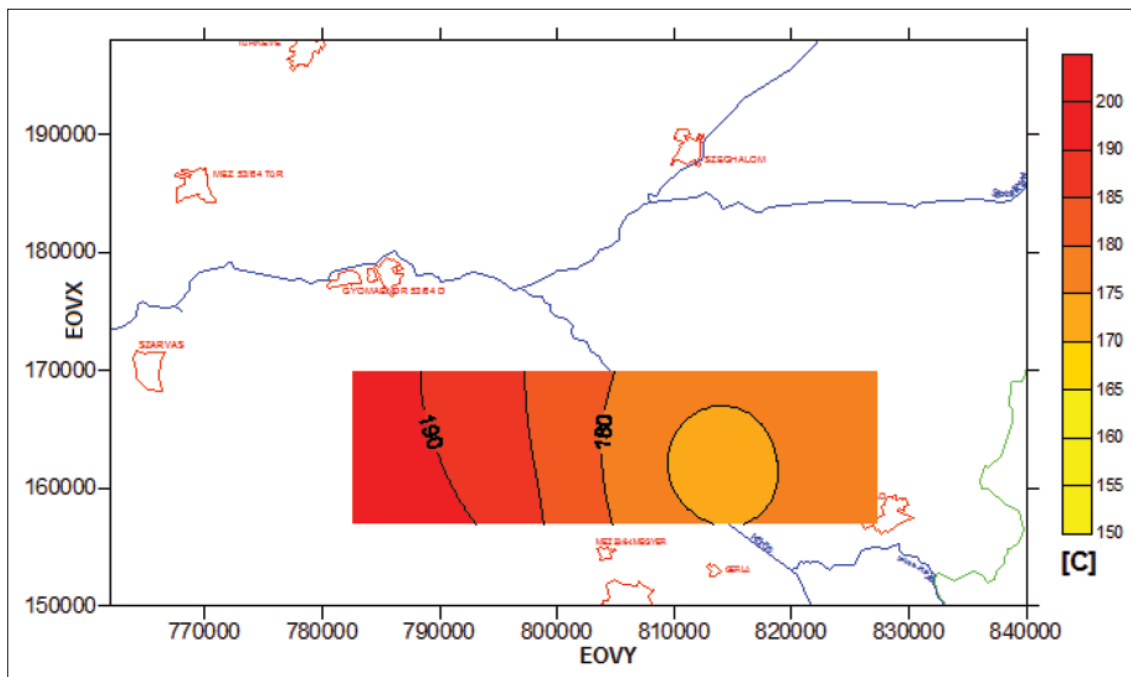
3500 m mélységintervallumban helyezkedik el. Ennek oka, hogy a Horner-plot alkalmazhatóságához szükséges, azonos mélységben történő többszöri réteghőmérséklet-méréseket az olajipar által mélyített kutak esetében végezték el. A 11. ábrán látható mintaterületen (melynek területe meg-

egyezik a 4. ábrán látható területtel) a felszíntől számított 3500–4000 m mélységben regisztrált mért réteghőmérsékleti pontok elhelyezkedését feketével jelöltük, pirossal pedig a Horner-plot által származtatott hőmérsékleti adatok helyzetét.

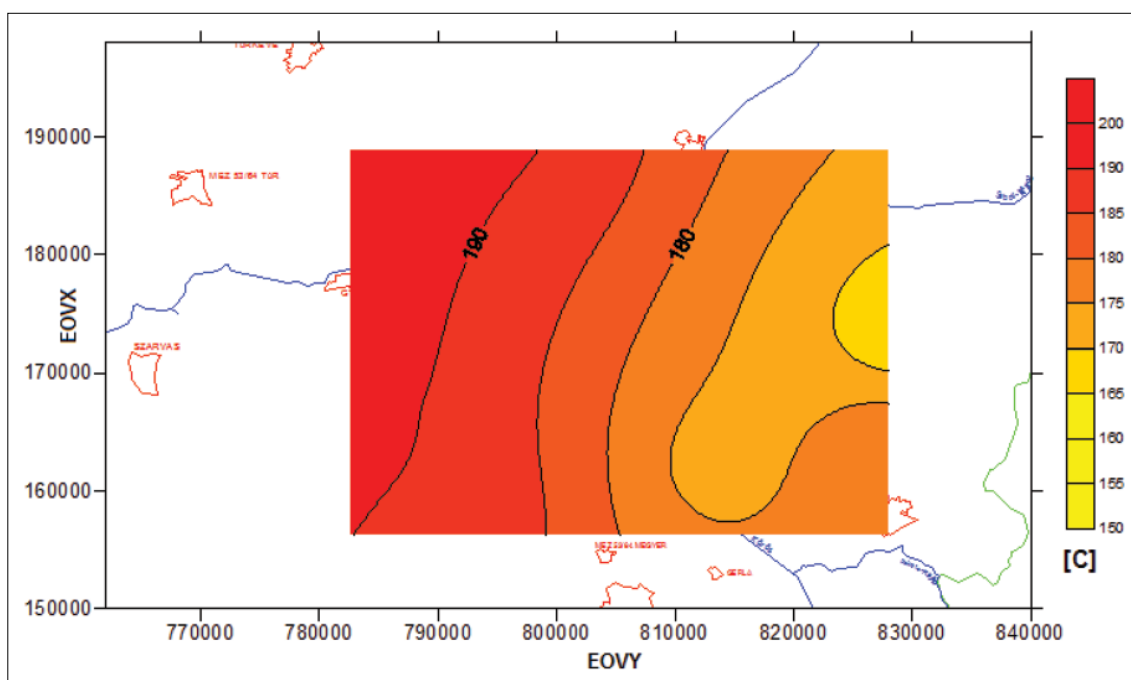


11. ábra | A felszíntől számított 3500–4000 m mélyen elhelyezkedő mért (+) réteghőmérsékleti adatok és a Horner-plot által származtatott (+) hőmérsékleti pontok helyszínrajza

Figure 11 | The temperature map measured (+) layer temperature data at 3500–4000 m depth and temperature data derived (+) from Horner plot



12. ábra | A III. adatbázis elemeiből szerkesztett, a felszíntől 3700 m mélyen becült hőmérséklet-eloszlási térkép
 Figure 12 | Temperature map of 3700 m depth from surface using database III



13. ábra | A IV. adatbázis elemeiből szerkesztett, a felszíntől 3700 m mélyen becült hőmérséklet-eloszlási térkép
 Figure 13 | Temperature map of 3700 m depth from surface using database IV

A felszíntől számított 3000 m mélyen jellemzően már a hőmérsékleti adatok adatsűrűsége ritka, viszont e nagy entalpiájú geotermikus rendszerek jelentős geotermikus potenciállal rendelkeznek (EGS, HDR geotermikus rendszerek), ezért jelentős fontosságú a 3000 m alatti mélységek hőmérsékletviszonyainak minél pontosabb megismerése. A

már korábban ismertetett módon, a területre jellemző geotermikus gradiens segítségével és a 3500–4000 m közötti mért réteg-hőmérsékleti adatokból létrehoztunk egy III. számú adatbázist, mely a felszíntől számított 3700 m mélységben feltételezett hőmérsékleti értékeket tartalmazza, illetve egy IV. számú adatbázist, mely a III. számú adatbázis adatai

mellett a Horner-plot segítségével meghatározott, származtatott réteghőmérsékleti adatokból számított 3700 m mélységben feltételezett réteghőmérsékleti értékeket tartalmazza. E két adatbázis segítségével megszerkesztettük a terület felszínétől számított 3700 m-es mélységben becsült hőmérséklet-eloszlási térképet (12–13. ábra).

A két adatbázis által szerkesztett hőmérséklet-eloszlási térképek segítségével megállapítható, hogy a Horner-plot módszer alkalmazásával kibővített adatbázis adatainak felhasználásával a felszínétől számított 3700 m-es mélységre vonatkozó becsült hőmérsékleti adatokból szerkesztett (13. ábra) hőmérséklet-eloszlási térkép esetén a több hőmérsékleti adatnak köszönhetően nagyobb megbízhatósággal rendelkező hőmérséklet-eloszlási térkép meghatározása lehetséges. Illetve, az adatnövekedésnek köszönhetően a hőmérséklet-eloszlási térkép nagyobb területen szerkeszthető meg.

Összegzés

A hőmérsékletadatokat ajánlatos megfelelő óvatossággal kezelni, mert ezen értékek jelentős zajjal terheltek, mivel a mérések többsége nem a természetes egyensúlyi körülmények között történtek, ezáltal a mért eredmények nem a valódi réteghőmérsékletet tükrözik. A réteg-hőmérsékleti viszonyok megismerésére célszerű az adott területen rendelkezésre álló mérési értékeket együttesen vizsgálni. A leginkább célravezető módszer az, hogy megismerjük egy terület valódi hőmérsékletviszonyait, ha a réteghőmérséklet-adatok mellett rendelkezésünkre állnak a cirkulálásból, termeltetésből eredő, lehülésből és felmelegedésből származó információk.

Gyakran ezen adatok nem állnak rendelkezésünkre, így a valódi réteghőmérséklet-adatok meghatározására alkalmazható a Horner-plot módszer, melynek révén azonos mélységpontban eltérő időközönként mért hőmérsékletadatokat segítségével tudjuk meghatározni a valódi réteghőmérsékletet.

A kifolyó víz hőmérsékletéből származtatott hőmérsékletadatokból becsült réteghőmérsékletet a valódi hőmér-

sékletnek megfelelő értékeket mutatják. Ezért célszerű a hőmérsékleti viszonyok vizsgálatakor a mért hőmérséklet-értékek mellett a kifolyó víz és a Horner-plot segítségével meghatározott hőmérséklet értékeket is figyelembe venni. Ezen adatok gyakorlati alkalmazása során pontosabban lehet a terület *in situ* hőmérséklet-eloszlását meghatározni, és növelni tudjuk a terület vertikális és horizontális megmintázottságát.

A tanulmány szerzői

Boda Erika, Zilahi-Sebess László

Jegyzet

^{a)} A zavarmentes hőmérséklet a természetes konvekciót is tartalmazza.

Hivatkozások

- Boldizsár T., 1960: Geotermikus vizsgálatok a Nagy Magyar Alföldön. *Bányászati Lapok*, 5, 306–309
- Csókás J., 1993: Mélyfűrés-geofizika egyetemi jegyzet. Miskolc – NME, 332–333. o.
- Gálfy J., Liebe P., 1977: Magyarország geotermikus hőmérséklet-térképei a vízfeltáró fűrésok alapján
- Dövényi P., Horváth F., Liebe P., Gálfy J., Erki I., 1983: *Geophysical Transactions*, 29/1
- <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/paglover/CD%20Contents/GGL66565%20Petrophysics%20English/Chapter%208.PDF>
- Mészáros F., Zilahi-Sebess L., 2001: Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin (Nagyvastagságú üledékek kompakciója a Pannon medencében). *Geophysical Transaction* 44/1, 21–48
- Pethő G., Vass P., 2011: *Geofizika alapjai egyetemi jegyzet. MFGFT6001T*, Miskolci Egyetem Földtudományi Kar
- Salát P., 1964: Az artézi kutak vizének lehülése kifolyáskor. *Magyar Geofizika* 5/1–2, 86–89
- Zilahi-Sebess L., Andrassy L., Maros Gy., 2008: Petrofizikai módszerfejlesztés. Jelentés, ELGI (MGSZ Adattár, Budapest)
- Zilahi-Sebess L., Gulyás Á., Paszera Gy., Merényi L., Kummer I., Tóth Gy., Budai T., Boda E., 2011: Geotermikus rezervoárok vizsgálata, potenciális területek lehatárolása és koncessziós pályázatra alkalmas területek kijelölése