

# Felszín alatti vízmozgás modellezése egy alföldi szelvényen, fúrólukokban mért víznyomások felhasználásával<sup>1</sup>

GALSA ATTILA<sup>2</sup>

*A felszín alatti vizek áramlását kis mélységben — ahol a hőmérséklet hatása még jelentéktelen — elsősorban két tényező befolyásolja: a terület hidrogeológiai rétegzettsége, beleértve a topográfiát is; illetve a rétegek hidraulikus vezetőképessége. Mivel az előbbi tényezőt leíró információk összegyűjthetők, fő célunk az utóbbi meghatározása. A számításokat mélyfúrású kutakban mért nyugalmi vízszint adatok segítségével végezzük el. A numerikus modellezést egy konkrét alföldi szelvényen hajtuk végre. Megállapítható, hogy a rétegek vízvezető-képességének anizotrópiája igen nagy, melynek oka minden valószínűséggel a kis vastagságú, de nagy horizontális kiterjedésű agyag, vagy más vízlassító rétegek jelenléte.*

## **A. GALSA: Modelling of groundwater flow along a section in the Great Hungarian Plain using hydraulic heads measured in wells**

*The groundwater flow in shallow depth, where the effect of the temperature is negligible, is determined by the hydrogeological structure of the subsurface regime including the topography and the hydraulic conductivity of the layers. The geometry of hydrogeological layering is quite well known from well data, therefore the main goal of this study is to determine the hydraulic conductivity of these layers. The hydraulic head distribution is modelled along a section in the Great Hungarian Plain. The modelled values are compared with the measured hydraulic head data. The hydraulic conductivity and the anisotropy of the layers were changed until good fit was obtained with the measured data. The results of the modelling show that the anisotropy of the layers is very high which is probably due to thin, but horizontally largely extended clay layers.*

## **1. Bevezetés**

Magyarország ivóvízkészletének felét felszín alatti vizek szolgáltatják. Mivel felszíni vizeink egyre jobban elszennyeződnek, a felszín alatti vizek szerepe mind az ivóvíz, mind az ipari víz tekintetében egyre növekszik. Ezért minőségük megóvása rendkívül fontos feladat. Ehhez minél többet kell tudni a felszín alatti vizekről, többek között azok áramlási irányáról és sebességéről, a vízben oldott anyagokról és szennyeződésekről, valamint azok terjedéséről. Ezek megismerésének egyik legfontosabb eszköze az áramlás numerikus modellezése. A következőkben erre mutatunk be egy példát, egy alföldi szelvény mentén.

Az elméleti összefüggések nélkül is könnyen belátható, hogy néhány tíz méternél mélyebben az általában jelentéktelen időbeli változástól eltekintve (evapotranszpiráció, évszakos, szekuláris ingadozások) az áramlást a terület hidrogeológiai szerkezete, és a rétegek hidraulikus vezetőképessége — víz-áramlás esetén mondhatjuk, hogy vízvezető-képessége — szabja meg. Fő célunk a felszín alatti

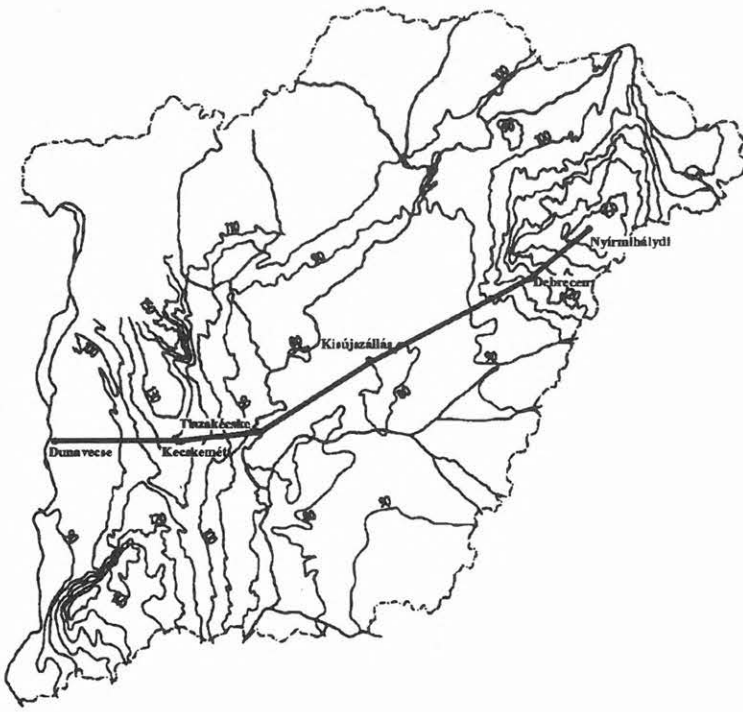
hidraulikus vezetőképességek meghatározása. Ennek menete röviden összefoglalva a következő:

Első lépésben a vizsgált szelvény mentén lévő mélyfúrású kutak különböző mélységekhez tartozó nyugalmi vízszintjeiből kiszámítjuk a hidraulikus emelkedési magasság eloszlását, mely természetesen a mélység és a szelvény menti távolság függvénye. Ezután a szelvény síkjában felállított hidraulikus modell segítségével az áramlást számító program bemenő paramétereit (vízszintes hidraulikus vezetőképességek, anizotrópia-együttható) addig változtatjuk, míg a legnagyobb „hasonlóságot” el nem érjük a kútadatok alapján szerkesztett képpel. Az ily módon meghatározott rétetparaméterekkel érdemes lesz az áramlás irányát és nagyságát is kiszámítani és ábrázolni.

A szelvény első szakasza a Dunát és a Tiszát köti össze a Dunavecse–Kecskemét–Tiszakécske vonalon nyugat-keleti irányban. A szelvény Tiszakécskénél megtörik és a Kisújszállás–Karcag–Debrecen–Nyírmihálydi vonalon halad tovább észak-keleti irányban (1. ábra). A szelvény e szakasza megegyezik a CSEREPES és LENKEY [1994] által modellezett szelvényvel, ők a felszín alatti víz-áramlás által szállított hélium koncentrációját vizsgálták.

<sup>1</sup> Beérkezett: 1998. január 21-én

<sup>2</sup> ELTE Geofizikai Tanszék, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.



1. ábra. A cikkben tanulmányozott szelvény (Dunavecse–Kecskemét–Tiszakécske–Kisújszállás–Karcag–Debrecen–Nyírmihálydi) elhelyezkedése. A kontúrok a piezometrikus szint értékét adják meg tengerszint feletti magasságban [forrás: RÓNAI 1985]

Fig. 1. Location of the section (Dunavecse–Kecskemét–Tiszakécske–Kisújszállás–Karcag–Debrecen–Nyírmihálydi). The hydraulic head on the surface is given by isolines [after RÓNAI 1985]. Contour interval 10 m

## 2. Az áramlást leíró egyenletek összefoglalása

Az áramlást leíró egyenletek részletes levezetése megtalálható CSEREPES és LENKEY [1994] cikkében, ezért itt csak a leglényegesebb egyenleteket közöljük.

DARCY 1856-ban végzett kísérlete során, melyben megmérte egy üledékkel megtöltött, mindkét végén nyitott vascsövön átáramló folyadék mennyiségét, illetve nyomásának változását, felismerte a köztük lévő lineáris kapcsolatot. A róla elnevezett törvény szerint az átáramló folyadék térfogati fluxusa:

$$\underline{u} = -\underline{K} \cdot \text{grad } h, \quad (1)$$

ahol

$\underline{u}$  – a szivárgás térfogati fluxusa, mely az egységnyi felületen, egységnyi idő alatt átáramló víz térfogatát adja meg. Dimenziója  $\text{m}^3/(\text{m}^2\text{s})$ , ezért Darcy-sebességnek is szokás hívni.

$\underline{K}$  – a hidraulikus vezetőképesség tenzor,

$h$  – a hidraulikus emelkedési magasság (más néven piezometrikus szint), mely a hidrogeológiában szokásos definícióval

$$h = \frac{p}{\rho g} + z', \quad (2)$$

$p$  – a nyomás,

$\rho$  – a víz sűrűsége,

$g$  – a nehézségi gyorsulás,

$z'$  – a mérési pont magassága a referenciaszinttől (például a tengerszinttől) mérve.

A hidraulikus vezetőképesség a folyadékra és a kőzetre jellemző paramétereket foglalja magába, és

$$\underline{K} = \frac{\rho g}{\eta} \cdot \underline{k}, \quad (3)$$

ahol

$\eta$  – a víz viszkozitása,

$\underline{k}$  – a kőzetre jellemző permeabilitás tenzor.

Feltéve, hogy a kőzet porozitása időben, a víz sűrűsége időben és térben is állandó, valamint a tartományon belül se forrás, se nyelő nincs, a kontinuitási egyenletből kifolyólag teljesül, hogy

$$\text{div } \underline{u} = 0, \quad (4)$$

vagyis az  $\underline{u}$  vektortér forrásmentes.

Behelyettesítve az (1) egyenletet az utóbbiba:

$$\text{div}(\underline{K} \cdot \text{grad } h) = 0. \quad (5)$$

Vízszintes rétegzettség mellett — s ez az Alföldön igen jó közelítés — a vezetőképességet a horizontális  $x$  és  $y$  irányokban azonosnak tekintjük, míg vertikális irányban azoktól eltérőnek, így

$$\underline{K} = \begin{bmatrix} K_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & K_{xx} & 0 \\ 0 & 0 & K_{zz} \end{bmatrix}. \quad (6)$$

Mivel a sebességtér forrásmentes (5), ezért a sebesség felírható egy skalár függvény, az úgynevezett áramfüggvény ( $\Psi$ ) rotációjaként, azaz

$$\underline{u} = \text{rot } \Psi . \quad (7)$$

Az (1) egyenletet átrendezve, mindkét oldal rotációját véve, majd behelyettesítve a (7) egyenletet, az áramfüggvényt leíró differenciálegyenlethez jutunk:

$$\text{rot}(\underline{K}^{-1} \cdot \text{rot } \Psi) = 0 . \quad (8)$$

Az áramlás inhomogén, anizotróp közegben folyik, de mivel a főbb rétegeken belüli rétegzettség — nevezzük ezután alrétegeknek őket — mérete jóval kisebb az áramlás méreteinél, ezért a rétegeket homogénnek, de anizotrópnak tekinthetjük. Így az  $i$ -ik réteg átlagos horizontális és vertikális hidraulikus vezetőképessége:

$$K_{XX}^{(i)} = \frac{\sum_j d_j^{(i)} \cdot K_j^{(i)}}{\sum_j d_j^{(i)}} \quad (9);$$

$$K_{ZZ}^{(i)} = \frac{\sum_j d_j^{(i)}}{\sum_j \frac{d_j^{(i)}}{K_j^{(i)}}} , \quad (10)$$

vagyis olyan, mintha a rétegek párhuzamosan, illetve sorba lennének kapcsolva. Itt

$K_{XX}^{(i)}$  — az  $i$ -ik réteg átlagos horizontális vízvezetőképessége,

$K_{ZZ}^{(i)}$  — az  $i$ -ik réteg átlagos vertikális vízvezetőképessége,

$K_j^{(i)}$  — az  $i$ -ik réteg  $j$ -ik alrétegének vízvezetőképessége,

$d_j^{(i)}$  — az  $i$ -ik réteg  $j$ -ik alrétegének vastagsága,

$\sum_j d_j^{(i)}$  — az  $i$ -ik réteg összvastagsága.

Az anizotrópia-együttható az átlagos horizontális és vertikális hidraulikus vezetőképesség hányadosa:

$$\varepsilon^{(i)} = \frac{K_{XX}^{(i)}}{K_{ZZ}^{(i)}} , \quad (11)$$

ahol  $\varepsilon^{(i)}$  az  $i$ -ik réteg anizotrópia-együtthatója.

A vízszintes rétegzettség miatt  $\varepsilon^{(i)} \geq 1$ , de az üledékes medencék sajátága, hogy ez a szám 1-nél jóval nagyobb is lehet.

Mivel már a szelvény kiválasztásánál figyelemmel voltunk arra, hogy a rá merőleges vízmozgás lehetőleg zérus legyen,  $\underline{u} = (u, 0, w)$ , így feladatunkat két dimenzióra korlátozhatjuk.

A számítógépes program az (5) és (8) egyenleteket oldja meg két dimenzióban, véges differenciák

módszerével [CSEREPES 1989]. A piezometrikus szint eloszlását leíró (5) differenciálegyenletről látható, hogy a hidraulikus vezetőképességből egy konstans tetszőlegesen kiemelhető, ezért csak azok arányainak kitűzése lehet a célunk. A megoldás egy függőleges szelvény menti, téglalap alakú tartományon történt. A tartomány oldalsó határai szimmetriasíkok, alsó határa impermeábilis, felül a talajvízszint van előírva. Az áramlás mozgatóereje a hidraulikus emelkedési magasság horizontális gradiense, vagyis a be- és kiszivárgási területek közti vízszintkülönbség.

A számítógépes program helyességét egyszerű közegmodelleken ellenőriztük, összehasonlítva a program által kapott végeredményeket az analitikus megoldásokkal. Az analitikus megoldáshoz viszonyított relatív eltérés mindig 1% alatt maradt.

### 3. A hidrogeológiai modell

#### 3.1. Az alföldi vízvezető rétegek általános jellemzői

Az Alföld alatti vízáramlás csaknem teljes egészében a felső egy–másfél km-ben zajlik [ERDÉLYI 1975]. A legfelső, körülbelül 200–500 m-t a negyedidőszaki üledékek alkotják, melyek összetételükben túlnyomórészt folyóvízi homokot, kavicsot tartalmaznak, egymástól vékony agyagrétegekkel elválasztva. Mivel az üledékek nem cementáltak, horizontális permeabilitásuk igen nagy, a szakirodalomban 1–10 darcy-nak becsülik a nyomásgörbék, a porozitás és a szemcseméret alapján [ALFÖLDI et al. 1976]. A kitermelt víz több mint felét e réteg szolgáltatja.

A negyedkori rétegek alatt lévő, 500 és 1900 m közötti pliocén és felső miocén üledékek a fő termálvíz-tározók. Itt homokos és agyagos rétegek váltakozása jellemző. A becsült átlagos horizontális permeabilitás 0,5–5 D [ALFÖLDI et al. 1976].

A pleisztocén üledékek alatt a levantei rétegek helyezkednek el, melyeket vörös agyagos homok alkot, fedőjénél és feküjénél kisebb áteresztőképessége miatt „vízlassítónak” tekinthetők. A hidraulikus vezetőképesség-kontraszt azonban nem oly jelentős, hogy megakadályozza a víz mélyebbre szivárgását.

Az alatta elhelyezkedő üledékeket litosztratigráfiai és egyben hidrogeológiai szempontból két részre szokás bontani. Felül a felső pannon üledékek találhatók, melyek összetétele főleg homok, illetve homokkő, ezért vízvezető-képessége a negyedkori és a levantei rétegek vezetőképessége között lehet. Az alatta fekvő alsó pannon összletet agyagos márga alkotja, így ez gyakorlatilag víz-

zárónak tekinthető. Esetünkben e réteg felső határát jelöltük ki modellünk alsó határának, vagyis víz-áramlás szempontjából a medence fekjének.

### 3.2. A hidrogeológiai modell felállítása

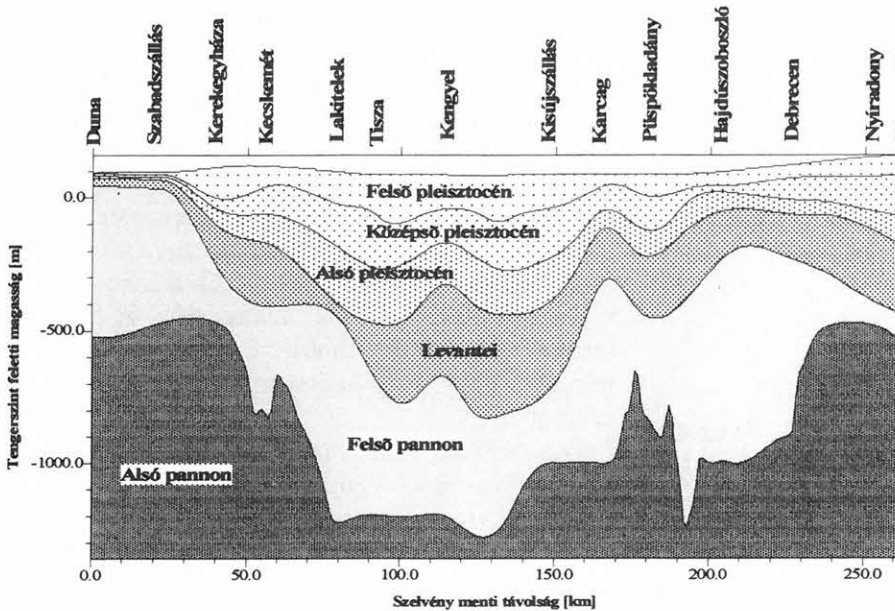
A szükséges modellek felállításához több forrást kellett igénybe venni, így azonban mód nyílt a hidrogeológiai szerkezet finomítására, s a negyedkori üledékeket három rétegre lehetett felbontani: alsó, középső és felső pleisztocénre. Ez igen fontos, hiszen a vízáramlás nagy része ezekben a rétegekben megy végbe.

A medence fekjét kijelölő alsó és felső pannon határ leolvasása a két szelvény mentén izovonalas térképről történt [CSÍKY et al. 1987], csakúgy, mint a levantei és a felső pleisztocén rétegek aljánál [URBANCSEK 1977]. Az alsó és a középső pleisztocén rétegek aljának digitalizálása a szelvényekkel egyazon vonalon haladó hidrogeológiai mélység-szelvényről történt [URBANCSEK 1977]. A felszín domborzata 1:25 000 arányú topográfiai térképek segítségével lett meghatározva. Így állt elő az a két szelvény menti hidrogeológiai modell, melyet a 2. ábra mutat be.

## 4. A piezometrikus szint szelvény menti eloszlásának megszerkesztése

### 4.1. A kútadatok kigyűjtése

A hidraulikus emelkedési magasság mélységtől, illetve szelvény menti távolságtól való függését mélyfúrású kutak adatai alapján határozhatjuk meg.



2. ábra. A hidrogeológiai modell a szelvény mentén

Fig. 2. Simplified hydrogeological structure along the section

Ezen adatokat a *Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere* [URBANCSEK 1963a, 1963b, 1966, 1977, 1978, 1980, 1981, 1986, VITÁLIS 1971, 1973, 1975], valamint a *Magyarország hévízkútjai* [ALFÖLDI et al. 1965, 1977, BÉLTEKY et al. 1971] című kötetekből gyűjtöttem ki, ezenkívül felhasználtam a MÁFI mélységi vízfigyelő kútjait is [RÓNAI 1985]. A gyűjtést olyan települések kútjainál végeztem el, melyek beleesnek a szelvénytől mért 5–5 km-es sávba. A kútadatokot és a települések szelvény mentén való elhelyezkedését az 1. táblázat foglalja össze.

### 4.2. Az adatok feldolgozása, ábrázolása

Adott tehát a piezometrikus szint értéke az  $(x, z)$  síkon, ha ismert a szelvény menti távolság, a kút tengerszint feletti magassága, a szűrőzés adatai, valamint a felszíntől számított nyugalmi vízszint.

Megállapítható, hogy a nagyjából azonos szelvény menti távolsághoz tartozó kutak nyugalmi vízszintje közel azonos, ha ugyanabból a rétegből nyerik a vizet. Ezért, és az ábrázolhatóság kedvéért is célszerű a körülbelül azonos  $x$  koordinátájú s közel azonos mélységben szűrőzött kutak esetén a nyugalmi vízszintet átlagolni. Ily módon készült a 3. ábra, mely az átlagolt kútadatokból számított nyugalmi vízszint eloszlását mutatja a szelvény mentén való távolság és a tengerszint feletti magasság függvényében. Az ábrákon keresztül az átlagolás helyét jelöltük, mellette az átlagos nyugalmi vízszint értéke látható, a kereszt mérete pedig az adat szórásával arányos.

Egyes régiókban a hatalmas mennyiségű vízkitermelés jelentősen befolyásolja környezete víz-áramlását, nyomáeloszlását. Debrecenben a '60-as évektől oly óriási vízkiemelés kezdődött, hogy maga a város is megsüllyedt. A vízkitermelés torzító hatását láthatjuk a 3. ábrán  $x=225$  km-nél, 0 és -100 m-es tengerszint feletti magasság között. E nem kívánt effektust célszerű megszüntetni, mivel számításaink ezt úgysem adják vissza; ezért az átlagolásnál csak az 1960 előtt üzembe helyezett kutakra szorítkoztunk. Ennek eredményét láthatjuk a 4. ábrán, melyhez a sekélymélységű kútadatokból számolt talaj-

Szelvény menti távolság [km]	Helységneve	Kútadatok száma
0,00	Duna	–
0,11	Apostag	10
1,06	Dunavecse	15
4,30	Szalkszentmárton	6
11,62	Újsolt	6
19,83	Szabadszállás	11
36,31	Fülöpháza	1
39,66	Kerekegyháza	10
46,98	Hetényegyháza	5
55,87	Kecskemét	111
74,86	Lászlófalva	9
78,77	Lakitelek	26
87,76	Tiszakécske	35
90,00	Tisza	–
92,68	Nagyrév	2
96,15	Cibakháza	5
100,61	Tiszafelede	17
106,09	Martfű	1
114,58	Kengyel	22
120,45	Kétpó	3
129,66	Kuncsorba	3
139,16	Túrkeve	3
147,82	Kisújszállás	56
164,30	Karcag	65
179,39	Püspökladány	36
191,12	Kaba	27
203,97	Hajdúszoboszló	64
211,90	Ebes	12
225,20	Debrecen	249
236,93	Hajdúsámson	11
251,45	Nyíradony	11
258,60	Nyírmihálydi	5
261,50	Hoportyó	–
		Összesen: 837

1. táblázat. A települések szelvény mentén való elhelyezkedése, és a hozzájuk tartozó mélyfúrású kutak száma

Table 1. Settlements, their distance from the beginning of the section and number of wells used to construct the static water level distribution along the section

szint izovonalai erősen összesűrűsödnek. Ez csak az ott hirtelen lecsökkenő vertikális hidraulikus vezetőképességnek lehet a következménye. Mivel a negyedkori üledékek horizontális vezetőképessége nagy, itt az anizotrópia-együtthatónak kell igen nagy értéket felvennie.

A Tisza alatt 500–1000 m mélységben kialakult nagynyomású környezet valószínűleg az ott uralkodó magas hőmérséklet következménye, melyet az 5. ábra támaszt alá. Evvel, az úgynevezett „tiszakécskei hőanomália” numerikus modellezésével több tanulmány is foglalkozik [pl. LENKEY 1993]. Hasonló, de kisebb méretű hőanomália található Hajdúszoboszló ( $x=204$  km) alatt is.

Mivel a program nem veszi figyelembe a hőmérséklet-változás okozta hatásokat, így a kútadatok alapján megszerkesztett, és a numerikus módszerrel számított piezometrikus szint eloszlás egyezését csak kisebb mélységben várhatjuk el, valamint biztos, hogy nem kapjuk vissza a hőanomáliák okozta nagy nyomású környezetet.

víztérképről [RÓNAI 1985] leolvasott adatokat is hozzávettük. Az ábrán a hidrogeológiai modell réteghatárait is megjelenítettük.

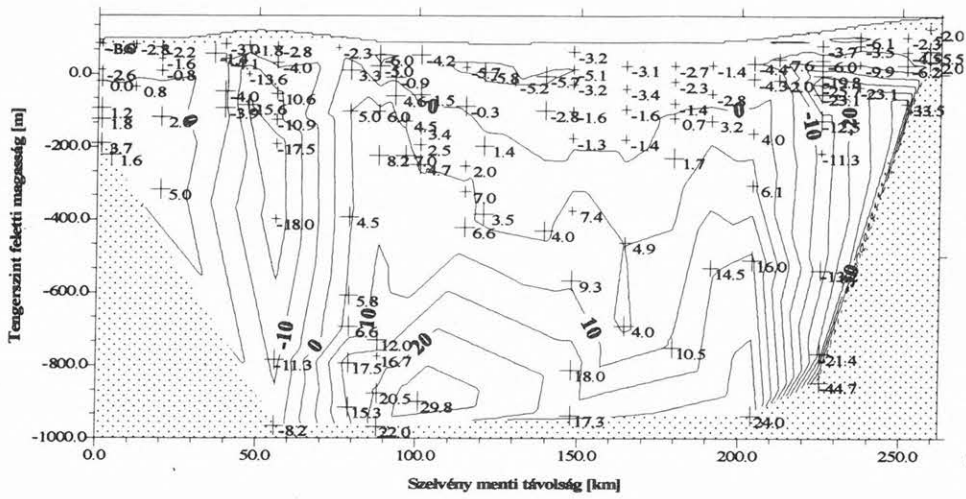
Az ábrából azonnal kitűnik a felszínhez viszonyított piezometrikus szint és a topográfia erős korrelációja. Az elméletnek megfelelően a vertikális hidraulikus gradiens ( $\partial h/\partial z$ ) a kiemelkedések alatt (Kiskunsági-hátság, Nyírség) pozitív, a hozzájuk képest alacsonyabb területek alatt (Solti-lapály, Nagykunság) negatív. Vagyis a beszivárgási, illetve a kiszivárgási terület kiválóan elkülöníthető. Ezeket a zérus vertikális hidraulikus gradiensű terület választja el.

A Nyírség és a Kiskunsági-hátság alatt az alsó és a középső pleisztocén rétegekben a nyugalmi víz-

## 5. A felszín alatti vízáramlás modellezése

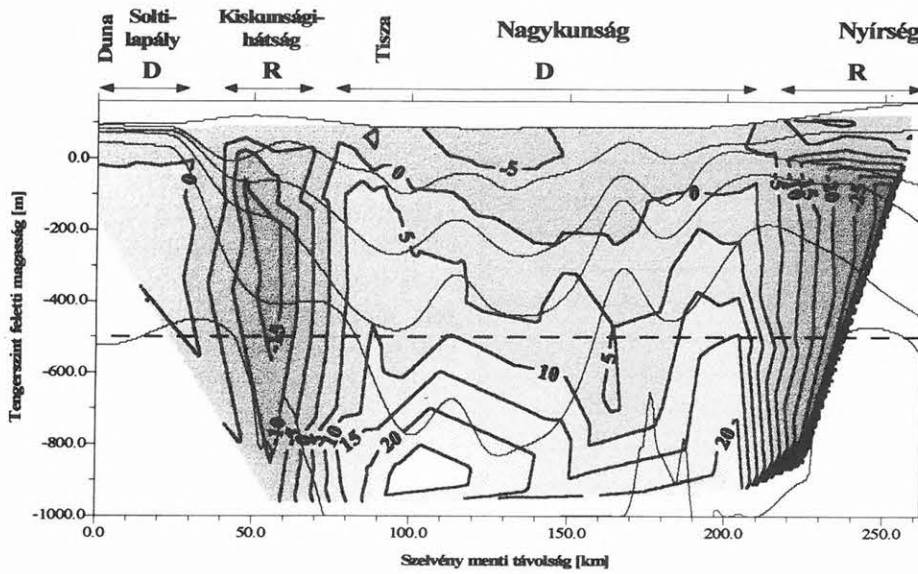
### 5.1. A vízvezető-képességek arányainak, illetve az anizotrópia-együtthatók meghatározása rétegenként

A legfelső, felső pleisztocén réteg vezetőképességét válasszuk egységnyinek, így a feladat a többi öt réteg vezetőképességei és a legfelső réteg közötti arányok megállapítása, illetve mind a hat réteg anizotrópia-együtthatójának meghatározása. E 11 paramétert kell úgy változtatni, hogy a nyugalmi vízszint eloszlása minél inkább hasonlítson a kútadatokból szerkesztett 4. ábrára.



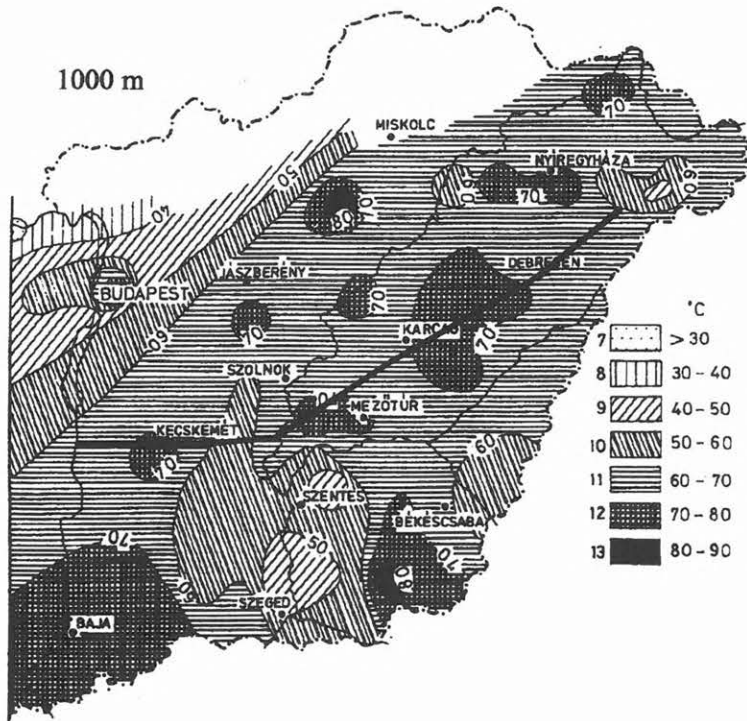
3. ábra. Az átlagolt kútadatokból szerkesztett nyugalmi vízszint eloszlása a szelvény mentén, méterben megadva. A kereszt mérete az adat szórásával arányos

Fig. 3. Mean static water level above the surface calculated from well data (positive above the surface, negative below the surface). The size of the cross is proportional with the standard deviation of the data



4. ábra. A korrigált nyugalmi vízszint eloszlása a szelvény mentén. Vékony vonallal a hidrogeológiai modell réteghatárait jelenítettük meg. (R: beszivárgási területek, D: kifolyási területek)

Fig. 4. Distribution of the static water level interpolated from well data older than 1960. Thin lines denote the boundaries of the hydrogeological layers, dashed line denotes the approximate depth until the model is valid without taking into account the thermal effects. (R: Recharge areas, D: Discharge areas)

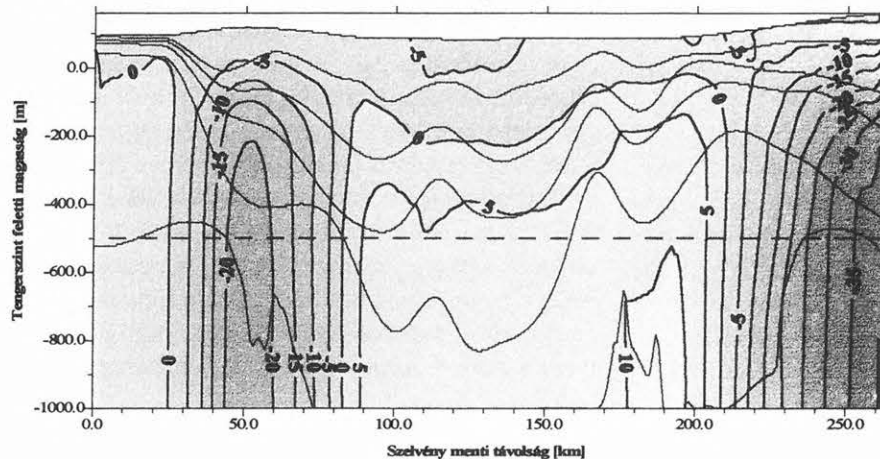


5. ábra. Vízhőmérséklet 1000 m mélységben az Alföld alatt [Forrás: RÓNAI 1985]. A 4. ábrán látható nagynyomású környezetek (a Tisza, illetve Hajdúszoboszló alatt) és a hőmérséklet anomáliák közti korreláció egyértelmű

Fig. 5. Temperature at 1000 m depth [after RÓNAI 1985]. Note the good correlation between the high pressure (large static water level) areas and high temperature areas (below the River Tisza and Hajdúszoboszló)

A keresett paraméterek meghatározását a következők figyelembevételével végeztük el.

1. Kis, 1000 alatti anizotrópia értékek mellett a piezometrikus szint izovonalai csaknem függőleges lefutásúak, és kis értékeket vesznek fel. Csak több ezres anizotrópia esetén kaphatunk a kútadatok alapján szerkesztett képhez hasonlót.
2. A beszívárgási területek alatt az izovonalak öszszesűrűsödnek a középső, illetve az alsó pleisztocén rétegben. A nagy abszolút értékű vertikális hidraulikus gradiens oka a vertikális vezetőképesség hirtelen lecsökkenése.
3. Elsődlegesen a felső 300–500 m nyomáseloszlását kell reprodukálni a számítások segítségével,



6. ábra. A számított nyugalmi vízszint eloszlása a szelvény mentén. Az eloszlást -1000 m-es tengerszint feletti magasságig jelenítettük meg

Fig. 6. Distribution of the modelled static water level shown till 1000 m depth. Dashed line shows this approximate depth until this model is valid

	A vízvezető-képességek aránya	Anizotrópia
Felső pleisztocén	1	2700
Középső pleisztocén	0,8	12000
Alsó pleisztocén	0,6	18000
Levantei	0,2	2000
Felső pannon	0,8	5000
Alsó pannon	0,01	100

2. táblázat. A 6. ábrához tartozó paraméteregyüttes (a vízvezető-képességek a felső pleisztocén réteg vízvezető-képességéhez viszonyítva vannak megadva)

Table 2. Parameters of the hydrogeologic model belonging to Fig. 6. First column: name of the layers; second column: ratio of the hydraulic conductivities relative to the first layer; third column: anisotropy coefficients

Természetesen nem várhatunk tökéletes hasonlóságot a kútadatok alapján szerkesztett 4. ábra és a számítógépes programmal számolt 6. ábra között — már csak a 4.2. pontban említettek miatt sem —, de legalább az eltérések okát meg kell tudnunk magyarázni.

1. Az egyik szembeötlő különbség a 6. ábrán látható körülbelül 30 és 50 km között. Az eltérés oka egyértelmű; ezen intervallumon belül alig van kútadat, s az a kevés is csak kis (200 méteres) mélységig, ezért a 4. ábra szerkesztése itt nem lehetett pontos.
2. A szelvény 70 és 150 km közötti szakaszán -500 m-es tengerszint feletti magasság alatt a már említett tiszakécskei hőanomália okozta nagynyomású környezet a modellezett eloszláson természetesen nem látható.

hiszen nagyobb mélységben a hőmérsékletváltozás hatására az egyezés esetlegessé válik.

Ezen kritériumok figyelembevételével jutottunk el a 6. ábrához, melyen azon nyugalmi vízszint eloszlás látható, mikor az egyezés a 4. ábrával a legjobb. A könnyebb összehasonlítás kedvéért itt is -1000 m-es tengerszint feletti magasságig jelenítettük meg az eloszlást.

A fenti ábrákhoz tartozó paraméterek értékét a 2. táblázat közli; meg kell jegyezni azonban, hogy a mélyebben fekvő rétegek paramétereit sokkal nagyobb bizonytalanság jellemzi, mint a felszínhez közeliéket.

3. A Hajdúszoboszló alatt nagy mélységben kialakult anomáliát a számított eloszlás csak azon részében tartalmazza, ahol azt a vízáramlás és a medence fekéjének topográfiája alakítja ki. (180–210 km-ig, -400 m-nél mélyebben.) Az eltérés oka valószínűleg itt is a hőmérséklet-eloszlásban keresendő.

4. Kisebb eltérés vehető észre a nyugalmi vízszint kontúrjainak elhelyezkedésében a Nyírség alatt (220 km-es szelvény menti távolság után) a középső és alsó pleisztocén rétegekben. Az oka az lehet, hogy az itteni hévíztárolók zártabbak, mint például Lakitelek vagy Tiszakécske környékén [BARÓTFI 1993].

Ez utóbbi hatása a számítógépes program kis módosításával meghatározható. A program egy általunk megadott konstanssal megszorozza az anizotrópia

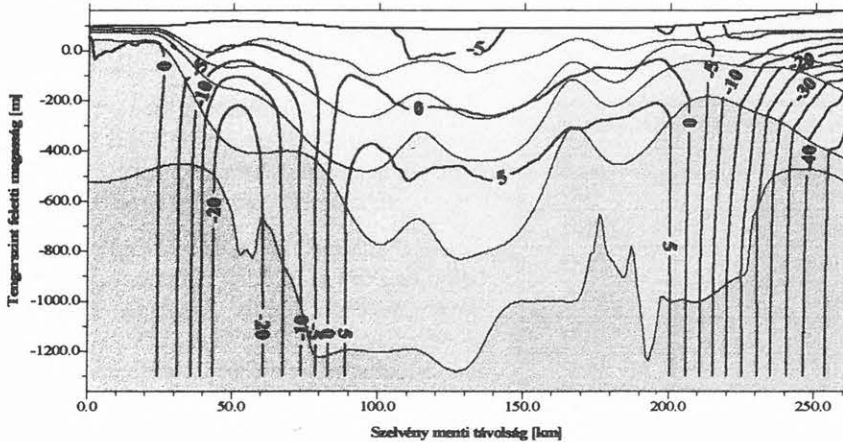
értékeit a középső és alsó pleisztocén rétegekben, ha a szelvény menti távolság nagyobb, mint 220 km. E módszerrel készült a 7. ábra, amikor is a szorzófaktor értéke 2 volt. Azért, hogy a szerkesztett 7. és a 4. ábra közti hasonlóság megmaradjon, a levantei rétegbeli anizotrópia-együtthatót 4000-re kellett növelni. A 4. ábrához való nyugalmi vízszint eloszlásban elért hasonlóság ekkor a legnagyobb, s az ismertelt eltérések ellenére a szerkesztett és a modellezett eloszlások között a hasonlóság jellemző.

Természetesen a modell tetszőlegesen tovább bonyolítható, s így az adatok alapján szerkesztett és a számított eloszlás közti korreláció növelhető, de nem ajánlott, hiszen ezzel arányosan a meghatározott paraméterek megbízhatósága csökken.

### 5.2. A rétegek horizontális hidraulikus vezetőképességeinek becslése

Ha numerikus modellezéssel a rétegek vezetőképességeinek arányát már kiszámítottuk, illik becslést adni konkrét értékükre is. Ez sokféleképpen megtehető: a porozitásból, a szemcseméretből stb., de mivel eddig is kutak adatait használtuk fel, most is célszerű lesz azok alapján elvégezni a becslést.

A Logan-Schieder összefüggés [JUHÁSZ 1987]



7. ábra. A számított nyugalmi vízszint eloszlása a szelvény mentén a teljes hidraulikus medencére, korrigálva a Nyírség alatti kisebb vertikális vízvezetőképességgel

Fig. 7. Distribution of the modelled static water level for the total depth of the model, and using less vertical hydraulic conductivity beneath the Nyírség region

	$K_{XX}$ [m/s]	$k_{XX}$ [D]	$\varepsilon$	$K_{ZZ}$ [m/s]	$k_{ZZ}$ [D]
Felső pleisztocén	$10^{-4}$	10	2700	$3,7 \cdot 10^{-8}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$
Középső pleisztocén	$8 \cdot 10^{-5}$	8	12 000, 24 000	$6,7 \cdot 10^{-9}$ , $3,35 \cdot 10^{-9}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$ , $3,35 \cdot 10^{-4}$
Alsó pleisztocén	$6 \cdot 10^{-5}$	6	18 000, 36 000	$3,3 \cdot 10^{-9}$ , $1,65 \cdot 10^{-9}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$ , $1,65 \cdot 10^{-4}$
Levantei	$2 \cdot 10^{-5}$	2	4000	$10^{-8}$	$10^{-3}$
Felső pannon	$8 \cdot 10^{-5}$	8	5000	$1,6 \cdot 10^{-8}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Alsó pannon	$10^{-6}$	0,1	100	$10^{-8}$	$10^{-3}$

3. táblázat. A Dunavecse–Kecskemét–Tiszakécske–Kisújszállás–Karcag–Debrecen–Nyírmihálydi szelvény inverziójával meghatározott közegparaméterek ( $K$ —vízvezető-képesség,  $k$ —permeabilitás,  $\varepsilon$ —anizotrópia-együttható). Amelyik cellában két adat szerepel, ott a második a Nyírség alatti területre vonatkozik

Table 3. Parameters ( $K$ —hydraulic conductivity,  $k$ —permeability,  $\varepsilon$ —anisotropy) of the best fit model belonging to Fig. 7. The second value in the same cell refers to the area beneath the Nyírség region

nyomán tájékoztató célzattal a hidraulikus vezetőképesség megkapható a

$$K = 3,11 \cdot \frac{Q}{s_0 \cdot M}$$

képletből, ahol  $K$  – a hidraulikus vezetőképesség, dimenziója [m/nap];  $Q$  – a kút vízhozama [l/min];  $s_0$  – a kút depressziója [m];  $M$  – a szűrőzött réteg vastagsága [m].

A kútadatokat a „Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere” című kiadvány I. és II. kötetéből gyűjtöttük ki [URBANCSEK 1963a, 1963b]. A kút vízhozama és a szűrőzött réteg vastagsága egyszerűen kiolvasható, a depresszió pedig a nyugalmi és az üzemi vízszint különbségéből adódik.

A számítást olyan, a felső pleisztocén rétegben szűrőzött kutakra végeztük el, melyekről biztonságosan megállapítható, hogy ezen rétegből kapják a vizet, vagyis a beszűrőzés helye sem a felszín, sem a középső pleisztocén réteghatár közelébe nem esik. A 25 darab kútadat segítségével kapott felső pleisztocén rétegre jellemző átlagos horizontális vezetőképességből, valamint az előző pontban meghatározott vízvezető-képesség arányok figyelembe vételéből adódó eredményeket a 3. táblázat közli. A

legfelső rétegre vonatkozó becsült vízvezető-képesség momentum módszerrel számított relatív szórása +133%, illetve -61%, ami — ismerve a permeabilitás több nagyságrendnyi változásait — nem sok.

### 5.3. A felszín alatti vízáramlás

Az előző két pontban kiszámított konkrét hidraulikus vezetőképesség és anizotrópia értékek, valamint a (8) összefüggés segítségével az áramfüggvény szelvény menti eloszlása kiszámítható. Az áramfüggvény izovonalai megmutatják az áramlás irányát, ezt a 8. ábra szemlélteti.

Ebből megállapíthatjuk, hogy a Nyírség délnyugati részén beszivárgott víz a Nagykunság északkeleti részén szivárog fel. A Kiskunsági-hátságon beszivárgó víz egy része a tőle nyugatra fekvő Solti-lapálynál kerül a felszín közelébe, míg másik része a Tisza alatt átáramlik a Tiszántúlra, és a Nagykunság délnyugati részén szivárog fel. Vagyis a Tiszát itt nem lehet oldalsó határnak kijelölni, hiszen jelentős az alatta történő horizontális vízmozgás.

Megfigyelhetjük, hogy az áramlás döntő része a pleisztocén rétegekben zajlik, csak kisebb részük folyik át a felső pannon rétegbe. Mivel a levantei réteg fedőjéhez és feküjéhez képest rosszabb vízvezető-képességű, ezért ott az áramlás iránya döntően vertikális, horizontális irányú vízmozgás alatta, illetve fölötte megy végbe. Vízáramlás feltételezésünknek megfelelően nem zajlik az alsó pannon összletben.

A sebességeloszlás egyszerű deriválással meghatározható a hidraulikus emelkedési magasságból (1). A horizontális és vertikális sebességeloszlást láthatjuk a 9. és 10. ábrán.

A horizontális áramlási sebesség a pleisztocén rétegekben a legnagyobb, a felső pannonban kisebb, míg a levantei korú üledékekben nagyon kicsi. Víz-

szintes irányban a maximális Darcy-sebesség  $u=2,3 \cdot 10^{-7}$  m/s, ami körülbelül 8,5 m/év-nek felel meg, és  $x=202$  km-nél a felső pleisztocén rétegben észlelhető.

A 10. ábrából kiolvashatjuk, hogy a vertikális áramlási sebesség negatív a Nyírség és a Kiskunsági-hátság alatt, vagyis itt a víz lefelé szivárog, míg a Nagykunság és a Solti-lapály alatt pozitív, tehát a víz felfelé áramlik. Ez tökéletesen egybeesik előzetes elképzeléseinkkel. Maximális a vertikális Darcy-sebesség értéke  $x=91$  km-nél a felső pleisztocén rétegben, ott  $w=2,7 \cdot 10^{-9}$  m/s, azaz körülbelül 8,6 cm/év.

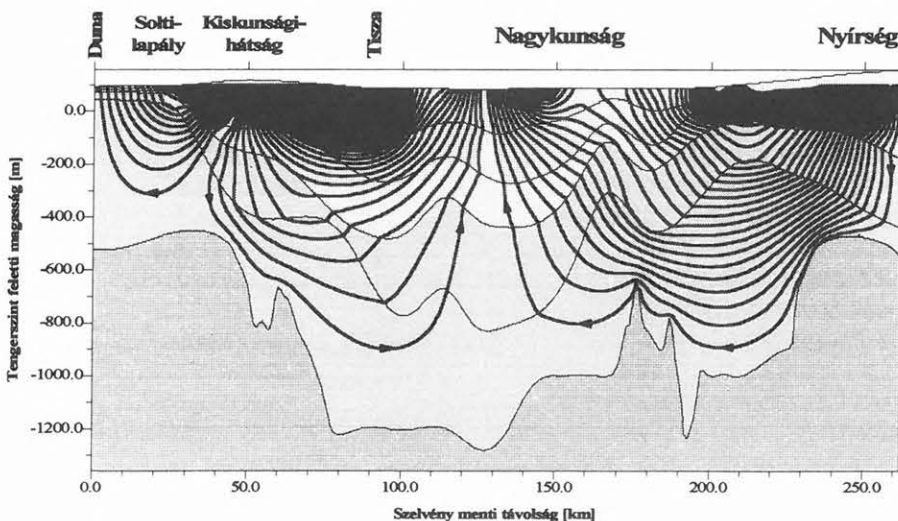
Végezetül megemlítjük, hogy míg a piezometrikus szint eloszlása csak a hidraulikus vezetőképesség-arányoktól függ, addig az áramfüggvényt és a sebességet már a vízvezető-képesség konkrét értéke is befolyásolja. Így mód nyílik arra, hogy a kútdatokból becsült vezetőképesség értékek nagyságrendi helyességét ellenőrizhessük.

Az évi átlagos csapadékmennyiség a Nyírségben 550–600 mm, melynek nagy része elpárolog, 5–10%-a a felszínen folyik el. PÉCSI [1969] és UBELL [1962] becslése szerint ez a Nyírségben 10–12 cm/év-es beszivárgási fluxust eredményez, mely a rétegvízáramlás és a vízkitermelés következtében a mélységgel csökken. Így a modell felső határánál — mely a szelvény menti átlagos talajvíztükörszint (99 m-es tengerszint feletti magasság) — a számított 7 cm/év-es maximális vertikális Darcy-sebesség (azaz szivárgási fluxus) és ezen becslés közti eltérés nem jelentős. Tehát nem cáfolja a becsült vízvezető-képesség értékének helyességét.

### 5.4. Az anizotrópia

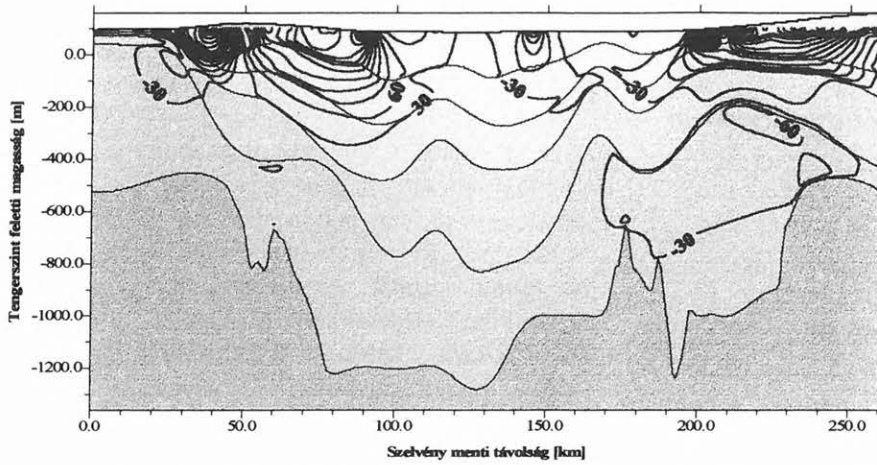
Vajon létezik-e ily nagy anizotrópia érték, melyet a második és harmadik rétegben kaptunk?

A magmintákon végzett laboratóriumi mérések szerint az anizotrópia-együttható értéke — mely



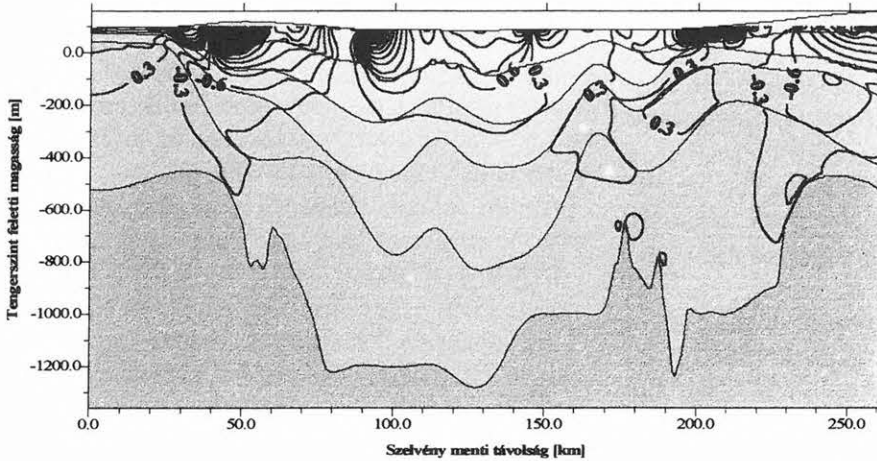
8. ábra. Az áramfüggvény eloszlása a teljes hidraulikus medencére a szelvény mentén. A nyíl az áramlás irányát jelzi.

Fig. 8. Calculated streamlines



9. ábra. A horizontális sebességeloszlás a szelvény mentén cm/év egységben

Fig. 9. Calculated horizontal velocities in cm/y



10. ábra. A vertikális sebességeloszlás a szelvény mentén cm/év egységben

Fig. 10. Calculated vertical velocities in cm/y

kőzetfajtától, porozitástól és sok más tényezőtől is erősen függ — 1 és 100 közötti értéket vesz fel. Ám a medence méreteiben zajló regionális felszín alatti vízáramlásokat elsősorban nem ezek a kompaktió, vagy mikronos vastagságú agyagfilmek okozta anizotrópia-hatások irányítják, hanem az 5, 10, vagy 20 m vastag, több tíz kilométeres horizontális kiterjedésű összefüggő agyag, vagy más vízlassító rétegek.

Lássunk erre egy példát! Egy 100 m vastag vízszintes homokrétegben egy 10 m vastag agyagréteg található; ezt a 11. ábra szemlélteti. Ekkor a réteg átlagos horizontális és vertikális permeabilitása a (9) és (10) összefüggések segítségével

$$k_{XX} = \frac{d_{hom} \cdot k_{hom} + d_{agy} \cdot k_{agy}}{d}, \quad k_{ZZ} = \frac{d}{\frac{d_{hom}}{k_{hom}} + \frac{d_{agy}}{k_{agy}}}$$

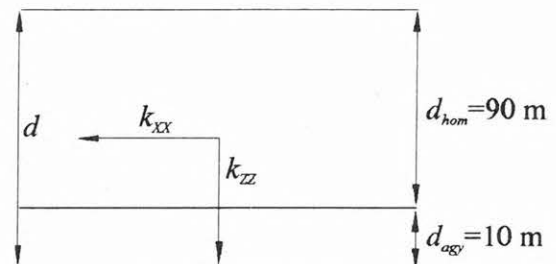
Behelyettesítve a homokra és az agyagra elfogadott átlagos permeabilitásokat ( $k_{hom}=10 D$ ,  $k_{agy}=10^{-5} D$ ) [FREEZE, CHERRY 1979], az így kapott átlagos átteresztőképességek:

$$k_{XX} \approx 9D; \quad k_{ZZ} \approx 10^{-4}D,$$

így az anizotrópia-együttható:

$$\varepsilon = 9 \cdot 10^4.$$

Márpedig ezen vékony vízfogó rétegek jelenléte a karotázs szelvények alapján kimutatható, nagy horizontális kiterjedésükre pedig numerikus modellezésekből következtethetünk. Természetesen, ha a jövőben lehetőség nyílik rá, hogy e vízlassító rétegeket külön rétegekként kezeljük, az saját vízvezető-képességével modellezhessük, az anizotrópia-együttható értéke jelentősen csökkenni fog.



11. ábra. A példához tartozó hidrogeológiai környezet

Fig. 11. The hydrogeological structure to this example

## 6. Összefoglalás

### 6.1. Az eredmények összegzése

Számításaink célja az volt, hogy bemutassunk egy olyan numerikus eljárást, mellyel a hidrogeológiai rétegek átlagos közegparaméterei (permeabilitás, anizotrópia) medence méretekben jól becsülhetők.

Megállapítottuk, hogy e módszerrel csak a rétegek vízvezető-képességeinek egymáshoz viszonyított arányát lehet meghatározni, ezért a cikk egy becslési és egy ellenőrzési lehetőséget is bemutat a hidraulikus vezetőképességek kvantitatív értékének megállapítására. Az anizotrópia-együtthatók számszerű meghatározását azonban lehetővé teszik az elméleti összefüggések.

Más tanulmányokhoz hasonló eredményre jutottunk a horizontális vízvezető-képességek tekintetében, miszerint a pleisztocén és a felső pannon rétegek jó vízvezetőknek tekinthetők a levantei vízlassító, illetve az alsó pannon vízzárónak mondható üledékekhez képest. Meglepőbb eredmény azonban, hogy a piezometrikus szint eloszlásában legalább ugyanakkora — de inkább nagyobb — jelentőséggel bír a középső és az alsó pleisztocén korú összletben számított nagy, a Nyírség alatt különösen nagy anizotrópia érték, melynek lehetőségét egy példával próbáltuk bizonyítani. Ezeknek magyarázata lehet, hogy míg a horizontális vízvezető-képesség — ha csak a kúthoz közeli térfogatban is — aránylag jól meghatározható, addig a regionális áramlásokat irányító anizotrópia-együttható, azaz a vertikális vízvezető-képesség gyakorlatilag mérhetetlen. Ezenkívül rámutattunk, hogy az anizotrópia-együttható értéke a modell felbontásától is függ, azaz ha a jövőben lehetőséggé válik a hidrogeológiai szerkezet finomítása az anizotrópia értéke jelentősen csökkenni fog.

Végezetül érdemes megemlíteni, hogy a meghatározott rétegeparaméterekkel kiszámítottuk a szelvények mentén az áramfüggvényt, s az eloszlás minőségi jellege megfelelt előzetes elképzeléseinknek.

### 6.2. Jövőbeli lehetőségek

A kvalitatív egyezés fontosságán azonban jóval túlmutat a számszerű eredmények jelentősége, hiszen ha ismerjük a felszín alatti vízáramlás irányát és sebességét, lehetőség nyílik a hő-, illetve a tömegtranszportot leíró egyenletek megoldására, s ezeknek már gazdasági s ezen belül környezetvédelmi szerepe sem elhanyagolható.

Fel kell ismernünk azonban, ha az eloszlásokat két dimenzióban próbáljuk modellezni, súlyos hibá-

kat követhetünk el, ha a valós körülmények eltérnek feltételezéseinktől. Megeshet, hogy a szelvényre merőleges áramlás sem mindenhol elhanyagolható a szelvény síkjában történő vízmozgáshoz képest. A problémák egy része elkerülhető lenne háromdimenziós hidrogeológiai modellezéssel. Ennek megvalósítása nem okozna különösebb nehézséget, leszámítva azokat a kellemetlenségeket, hogy megnő az adatok begyűjtésének és a numerikus számítások elvégzésének az időtartama.

Mivel az ilyen inverziós feladatoknak általában igen sok lehetséges megoldásuk van, már a közeljövőben elkerülhetetlen lesz a direkt feladat sokszori kiszámítása helyett egy inverziós program megírása. S hogy a tudomány ezen területén elért eredmények a saját súlyuknak megfelelően legyenek megbecsülve, előbb-utóbb egy minőségellenőrzött inverziós algoritmus kifejlesztése is szükségessé válik.

## Köszönetnyilvánítás

A cikkben használt numerikus módszerek kifejlesztését az OTKA a T 015966 sz. kutatási pályázat keretében támogatta. Külön köszönet CSEREPES László témavezetőnek (ELTE Geofizikai Tanszék) a numerikus modellezésben nyújtott segítségével, LENKEY Lászlónak (ELTE Geofizikai Tanszék) hasznos tanácsaiért, valamint mindkettőjüknek a cikk elkészítéséhez nyújtott támogatásukért.

## HIVATKOZÁSOK

- ALFÖLDI L., BÉLTEKY L., KORIM K., KÖRÖSSY L., PAPP SZ., SZPIRIEV B., URBANCEK J. 1965: Magyarország hévízkútjai, I. kötet. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet
- ALFÖLDI L., ERDÉLYI M., GÁLFY J., KORIM K., LIEBE P. 1976: Hydrogeological and geophysical investigations of a geothermal anomaly in Hungary. Part II. Geothermal flow system in the Tiszakécske region. Hydrological Sciences Bulletin XXI, 2, 1–13
- ALFÖLDI L., SZÉKELY F., LIEBE P., POZSGAI M. (szerk.) 1977: Magyarország hévízkútjai, III. kötet. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Központ
- BARÓTFI I. (szerk.) 1993: Energia felhasználói kézikönyv, 869–974
- BÉLTEKY L., KORIM K., LIEBE P. (szerk.) 1971: Magyarország hévízkútjai, II. kötet. Vízgazdálkodási Tudományos Kutató Intézet

- CSEREPES L. 1989: Numerikus matematika geofizikus hallgatóknak. Tankönyvkiadó
- CSEREPES L., LENKEY L. 1994: Héliumkoncentrációk áramló, felszín alatti vizekben: Egy alföldi szelvény kiértékelése. *Magyar Geofizika* **35**, 2, 71–82
- CSÍKY G., ERDÉLYI Á., JÁMBOR Á., KÁRPÁTINÉ RADÓ D., KÖRÖSSY L. 1987: Magyarország pannóniai képződményei. A Dunántúli Főcsoport (=felsőpannóniai képződmények) talpmélység térképe. Magyar Állami Földtani Intézet
- ERDÉLYI M. 1975: A magyar medence hidrodinamikája. *Hidrológiai Közlöny* **55**, 147–156
- FREEZE R. A., CHERRY J. A. 1979: *Groundwater*. Prentice Hall. pp.604
- JUHÁSZ J. 1987: Hidrogeológia. Akadémiai Kiadó
- LENKEY L. 1993: A tiszakécskei hőanomália vizsgálata termikus konvekció numerikus modellezésével. *Magyar Geofizika* **34**, 1, 30–45
- PÉCSI M. (szerk.) 1969: A Tiszai Alföld. Magyarország tájféldrajza, II. kötet. Akadémiai Kiadó Budapest
- RÓNAI A. 1985: Az Alföld negyedidőszaki földtana. *Geologica Hungarica Ser.* **21**. Magyar Állami Földtani Intézet
- UBELL K. 1962: A felszín alatti vízkészlet. *Hidrológiai Közlöny* **2**.
- URBANCSEK J. (szerk.) 1963a: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, I. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság
- URBANCSEK J. (szerk.) 1963b: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, II. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság
- URBANCSEK J. (szerk.) 1966: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, III. kötet. Országos Vízügyi Főigazgatóság
- URBANCSEK J. (szerk.) 1977: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, VII. kötet. Országos Vízügyi Hivatal Vízgazdálkodási Intézet
- URBANCSEK J. (szerk.) 1978: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, VIII. kötet. Országos Vízügyi Hivatal megbízásából a Vízgazdálkodási Intézet
- URBANCSEK J. (szerk.) 1980: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, IX. kötet. Országos Vízügyi Hivatal megbízásából a Vízgazdálkodási Intézet
- URBANCSEK J. (szerk.) 1981: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, X. kötet. Országos Vízügyi Hivatal megbízásából a Vízgazdálkodási Intézet
- URBANCSEK J. (szerk.) 1986: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, XI. kötet. Országos Vízügyi Hivatal megbízásából a Vízgazdálkodási Intézet
- VITÁLIS S. (lekt.) 1971: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, IV. kötet. Vízügyi Hivatal Vízkészletgazdálkodási Központ Vízföldtani Felügyelete
- VITÁLIS S. (lekt.) 1973: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, V. kötet. Vízügyi Hivatal Vízkészletgazdálkodási Központ Vízföldtani Felügyelete
- VITÁLIS S. (lekt.) 1975: Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere, VI. kötet. Vízügyi Hivatal Vízkészletgazdálkodási Központ Vízföldtani Felügyelete