

# A felszín alatti vízmozgás hatása a földi hőáramra. Numerikus modellek<sup>1</sup>

BODRI BERTALAN<sup>2</sup>

*A konduktív hőteret befolyásoló hatások közül a felszín alatti vízmozgás a legjelentősebb, a jelenséggel kapcsolatos advenziós hőszállítás nagy amplitúdójú lokális és esetenként regionális termikus anomáliákat okozhat. A hőmérsékleti gradiens mért értékeihez ezért fontos lenne megbízható advenziós korrekciókat számítani, mielőtt a gradiens adatok alapján hőárambecslés történik.*

*Különböző földtani viszonyoknak, környezeteknek (kristályos és vulkáni kőzetek, üledékes rétegsor, hegyvidéki területek és tengerparti zónák) megfelelő kétdimenziós numerikus modellekkel szemléltetjük az advenziós hőszállítás intenzitását és térbeli eloszlási sajátosságait. Olyan földtani környezeteket tekintünk, melyekre alkalmazható az ún. „ekvivalens porózus közeg” koncepció. Egyes modellek anizotróp vízvezetést is figyelembe vesznek, a permeabilitás-változások vizsgált tartománya számos nagyságrendet tesz ki ( $10^{-10}$ – $10^{-16}$  m<sup>2</sup>). Némely modellben a vízmozgás földi hőáramot módosító hatása akár több száz százaléknyi is lehet.*

**B. BODRI: Numerical models of the influence of underground water circulation on the terrestrial heat flow**

*Underground water circulation appears to be the most important factor among the processes that may have influence on the conductive geothermal field. The advective heat transfer associated with this process can give rise to large local and sometimes regional heat anomalies. It would be therefore important to assess the advection effects reliably and take them into account as corrections to the temperature gradients before the latter are used for heat flow estimations.*

*In present work, the intensity and features of spatial variations of the advective heat transfer are investigated by two-dimensional numerical models corresponding to different geological environments (such as crystalline and volcanic rocks, multilayered environment, mountainous terrain and coastal areas). Such environments are considered, which can be described by the conceptual model of 'equivalent porous medium'. Some models respond also for anisotropic hydraulic conduction, the considered range of permeability variations covers several orders of magnitude ( $10^{-10}$ – $10^{-16}$  m<sup>2</sup>). The advective effects on heat flow from underground water circulation may reach of hundreds per cent in some models.*

## 1. Bevezetés

A földi hőáramnak a hőmérsékleti gradiens és hővezető-képesség mérésével történő szokásos meghatározási módszere a tisztán konduktív hőtranszport hipotézisén alapul. Ennek értelmében a hőállapotot befolyásoló bármely nem konduktív eredetű hatás olyan perturbációnak tekintendő, amelyet a mérési eredményben korrekcióként figyelembe kell venni. A geotermikus adatok értelmezése során szóba jöhető tényezők közül a felszín alatti vízáramlások vannak legerősebb hatással a hőmérsékletre és hőáramra [pl. HAYAKAWA 1988]. A számszerű becslés azonban igen körülményes dolog, az eredmény megbízhatósága sokszor kétséges, gyakori nézet, hogy olyan területeken, ahol intenzív vízáramlás tételezhető fel, nem is célszerű hőáram méréseket végezni.

Jelen tanulmány célja az, hogy a nehézségek ellenére lehetőleg általános és amellett kvantitatív képet nyújtson a vízáramlások konduktív hőteret befolyásoló hatásáról. Ezért az alábbiakban különböző földtani viszonyoknak, környezeteknek megfelelő nu-

merikus modellek sorozatával vizsgáljuk, illetve szemléltetjük az advenziós hőszállítás intenzitását és térbeli eloszlási sajátosságait.

## 2. Matematikai modell

A felső kéreg kőzetei legtöbbször kisebb-nagyobb mértékben repedezettek, töredeztettek, úgy, hogy a valamilyen elsődleges porozitással rendelkező kőzettestet mikrorepedések, repedések, kisebb-nagyobb kőzetretek, töredezett zónák, nyírási zónák stb. át- meg átszövik, illetve tagolják, és ezek a szivárgó víz számára másodlagos vízvezető hálózatot alkotnak. Az áramlási jelenség pontos leírásához így egész sor különböző eredetű permeabilitást kellene ismernünk, és ez az információ gyakorlatilag sohasem áll rendelkezésre. Ezért a továbbiakban csak olyan földtani környezeteket fogunk vizsgálni, amelyekre alkalmazható az ún. „ekvivalens porózus közeg” koncepció. Ez azt jelenti, hogy a valós heterogén rendszert effektív, ekvivalens paraméterekkel jellemzett kontinuumnak tekintjük, és ezeket a paramétereket oly módon igyekszünk megválasztani, hogy az ekvivalens közegre adódó áramlási rendszerek lehetőleg hűen megfeleljenek a reális viszonyok közepette működő áramlásoknak. Ilyen fogalmi modell keretében lehetőségünk nyílik a kontinuum-

<sup>1</sup> Elhangzott az MGE Általános Geofizikai Szakosztálya Tudományos Anketjén Sopronban, 1995. január 19-én

<sup>2</sup> MTA-ELTE Geofizikai Tanszéki Kutatócsoport, H-1083 Budapest, Ludovika tér 2.

umok mechanikája, a hidrodinamika egyenleteinek alkalmazására a problémakör vizsgálatában.

Kétdimenziós,  $(x, z)$  derékszögű koordinátákkal leírt stacionárius áramlásokat vizsgálunk, a feladatkörben jól ismert és általánosan alkalmazott közelítésekkel. A tömeg, impulzus és energia megmaradását definiáló egyenletek, a közelítő feltételezések, a határfeltételek, továbbá a numerikus megoldási módszer ismertetése megtalálható egy korábbi dolgozatunkban [BODRI 1994], ezek ismételt leírásától itt eltekintünk. Nézzük viszont az áramlási jelenség kialakulásához szükséges környezeti feltételek kérdését. Erre lehetőséget nyújt a  $Ra$  szivárgási Rayleigh-szám:

$$Ra = \alpha_f \rho_f c_{pf} \frac{H}{K} \Delta T L \quad (1)$$

értékének vizsgálata, ahol  $\alpha$ ,  $\rho$  és  $c_p$  sorrendben a porózus közeget kitöltő folyadék (erre utal az  $f$  index) hőtágulási együtthatója, sűrűsége és állandó nyomáson mért fajhője,  $K$  a kőzetmatrix hővezető-képessége,  $L$  a vizsgált tartomány kiterjedését jellemző karakterisztikus hossz,  $\Delta T$  a tartomány alsó és felső határainak hőmérséklet-különbsége, és végül  $H$  a közeg vízvezető-képessége. A jellegzetes kéregalkotó kőzetek vízvezető-képessége nagyon tág határok között változik, a karakterisztikus értékek az 1. ábra szerint a  $10^{-13}$ – $10^{-1}$   $m^2 s^{-1}$  tartományba esnek. Ezért a Rayleigh-szám nagyságát elsősorban ez a paraméter határozza meg, a többi közegállandó szóba-

jöhető változása sokkal mérsékeltebb. Egy olyan rétegre, amelynek  $L$  vastagsága 1 km és amelyben  $\Delta T=20$  K, továbbá  $\alpha_f=3 \cdot 10^{-3} K^{-1}$ ,  $\rho_f=1000$   $kgm^{-3}$ ,  $c_{pf}=4,19 \cdot 10^3$   $Jkg^{-1} K^{-1}$  és  $K=2,5$   $Wm^{-1} K^{-1}$ , a jellemző Rayleigh-szám értéke a vízvezető-képesség fenti tartományának megfelelően a  $10^{-5}$ – $10^7$  nagyságrendek között változik. Áramlások stabilitási sajátosságait vizsgálva NIELD [1968] arra az eredményre jutott, hogy horizontálisan végtelen, alsó és felső határan impermeábilis síkrétegekben csak olyan viszonyok mellett alakulhat ki konvekció, amikor a megfelelő Rayleigh-szám nagyobb, mint a  $Ra_{kr} \approx 40$  kritikus érték. Esetünkben ez azt jelenti, hogy legalább valamilyen gyenge áramlás csak olyan közegben képes kialakulni, amelynek vízvezető-képessége a  $10^{-7}$   $m^2 s^{-1}$  (permeabilitása  $10^{-14}$   $m^2$ ) nagyságrendet meghaladja.

### 3. A hóáram hidrológiai zavarai

#### 3.1. Kristályos kőzetek, mint földtani környezet

A mélységi magmás (gránitos) és metamorf kőzetek nagyon kevésbé vízáteresztők, ha a kőzetben nincsenek törések, repedések. Az esetleg előforduló repedéseket nagyon gyakran kalcit, kova vagy agyag lerakódások töltik ki, gátolva ezzel a repedések menti szivárgást. A szivárgási sebességek a közegben rendkívül alacsonyak, a kapcsolódó advekciónak hatásos effektus gyakorlatilag elhanyagolható.

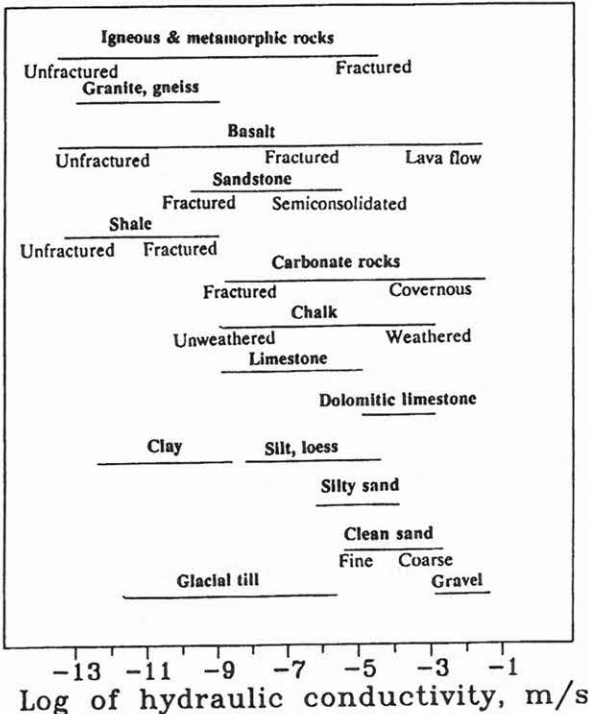
Repedezett kristályos kőzetekben az áramlások szerkezetét szinte teljes mértékben a repedések, törések rendszere határozza meg. Ilyen rendszerek modelljeihez vagy a közeg erős idealizálása, vagy az áramlást kontrolláló töréshálózat részletes leírása szükséges. Az alábbiakban két olyan példával szemléltetjük ezt a földtani környezetet, amikor a földi hóáram advekciónak zavaraira viszonylag egyszerű modellek becslést adhatnak.

a. *Zúzott, szétmorzsolts zónák* hidraulikus áramlási modelljeiben a porózusok és kőzetrések komplex hálózata effektív hidraulikai paraméterekkel jellemzett folytonos porózus közeggel helyettesíthető [pl. ANDERSON, WOESSNER 1992]. A közeg permeabilitása izotróp és kis mélységen eléggé nagy. Mélyebben, a nyomás növekedésével a kőzetrések jórészt bezáródnak, a permeabilitás csökken. Kristályos kőzetek hidraulikus jellemzőinek vizsgálatai szerint [SNOW 1968; CARLSSON, OLSSON 1977] az effektív permeabilitás a 100–300 m-es mélységzónában egy, a következő kétszáz méteren két nagyságrenddel is eshet. Fenti szerzők a

$$k(z) = k_0 10^{-z/l} \quad (2)$$

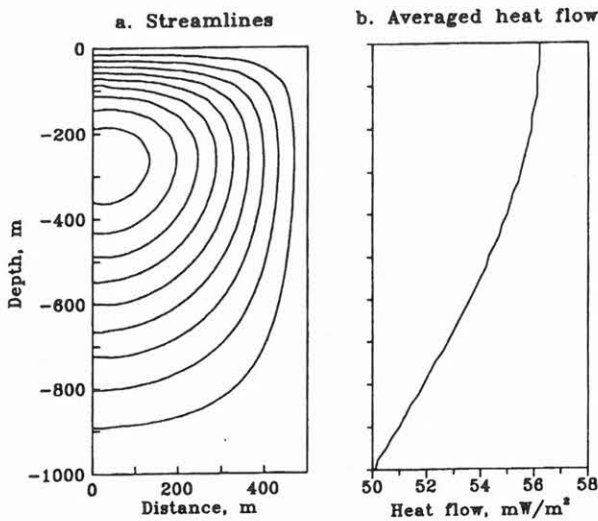
törvénnyel írják le ezt a viselkedést, ahol  $k_0$  a  $k$  permeabilitás felszíni értéke és az  $l$  távolság legvalószínűbben a 100 és 500 m határok között változik. Ez a hatványkifejezés mind a függőleges, mind a vízszintes irányú permeabilitás mélységbeli változására érvényes.

A 2. ábrán zúzott, szétmorzsolts zóna modelljére végzett számításunk eredménye látható. A kőzetmatrix hővezető-képessége  $2,5$   $W m^{-1} K^{-1}$ , az alsó határon bemenő hóáram nagysága  $50$   $mW m^{-2}$ . A model-



1. ábra. Jellemző kéregalkotó kőzetek vízvezető-képesség-adatai (Forrás: HEATH [1983] és MARSILY [1986])

Fig. 1. Ranges of hydraulic conductivity values for characteristic crustal rocks (based on data from HEATH [1983] and MARSILY [1986])



2. ábra. Áramlási rendszer áramvonalai és horizontálisan átlagolt advenziós hőáram zúzott, szétmorzsolts zóna modelljében ( $K=2,5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $k_0=10^{-12} \text{ m}^2$ ,  $l=500 \text{ m}$ )

Fig. 2. Streamlines of flow system and horizontally averaged advective heat flux in a crush zone model ( $K=2.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $k_0=10^{-12} \text{ m}^2$ ,  $l=500 \text{ m}$ )

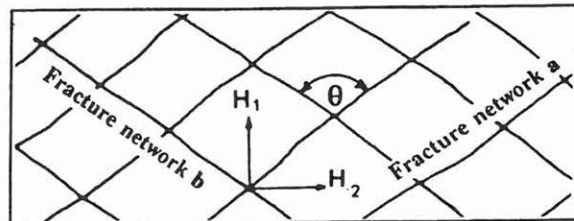
lezett tartomány alsó határán a permeabilitás még a legmérsékeltőbb változásnak megfelelő  $l=500 \text{ m}$  esetén is  $10^{-14} \text{ m}^2$ -re csökken, így ezt a szintet impermeábilisnek tekintjük. Ilyen határon az áramlás normális irányú sebességkomponense zérussá válik. A felső és jobb oldali határon keresztül ugyancsak nem folyik tömegáram, az áramfüggvényre vonatkozó határfeltétel itt is az előbbivel megegyező. Jelen és néhány további modellben a számításokat a valódi áramlási tartománynak csak egyik téréfélére végeztük, ilyen esetekben a modellezett tartomány bal oldali határán az áramlási tér tükörszimmetriáját előíró feltételt adtuk meg.

A 2. ábrával szemléltetett modellben az áramlás egycellás, az áramlási tér szimmetrikus az  $x=0$  helyen vett függőleges tengelyhez viszonyítva, az áramvonalak egymástól lefelé megfigyelhető távoldása mélységgel csökkenő permeabilitásra utal. Az áramlási sebességek függőleges irányban nem haladják meg a maximálisan 2–3 cm/év értéket. A hőáram advenziós zavarai mintegy 15 %-ot érnek el. Az 1. ábrán látható, hogy töredezett kristályos kőzetek vízvezetőképessége legfeljebb  $\sim 5 \cdot 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$  (permeabilitás  $\sim 10^{-12} \text{ m}^2$ ) lehet. Így fenti hőáramzavarok az adott földtani viszonyok közepette maximálisan permeábilis közegben lépnek fel, és a 2. ábra a mélységi hőáram konkrét értéke esetén maximálisan lehetséges hidrológiai hatást mutatja. Az advenziós effektus a permeabilitás csökkenésével gyorsan mérséklődik;  $\sim 10^{-14} \text{ m}^2$  permeabilitási szint mellett a termikus állapot már gyakorlatilag tisztán konduktívnek tekinthető.

**b. Diszkrét törések rendszere.** Egymástól jól elkülönülve kialakult repedéseket, töréseket tartalmazó kristályos környezetben a kőzetmátrix lényegében impermeábilis, a víz csak a törések hálózata mint vízvezető csatornák mentén mozog. Olyan modellezés, amely minden egyes repedést, törést külön figyelembe kívánna venni, kivételes nehézségekkel járna. Rendkívül nehéz ugyanis adatokat nyerni

vagy legalábbis valami becslést adni repedések, törések apertúrájáról, valamint töréshálózatok geometriai elrendeződéséről. Vannak azonban módszerek, és alábbiakban egy ilyen esetet mutatunk be, amelyekkel a modellezési feladat nagyban leegyszerűsíthető, de anélkül, hogy a valós közeget irreálisan sematizálnánk.

Tegyük fel, hogy a kristályos kőzetben két repedéshálózat dominál, jelöljük ezeket *a*- és *b*-vel, jellemző csapásirányuk közötti szög legyen  $\Theta$  (3. ábra).



3. ábra. Két repedéshálózatot tartalmazó közeget vízvezetési anizotrópia-viszonyainak szemléltetése.

$H_1$  és  $H_2$ —anizotrópia-főtengelyek

Fig. 3. Anisotropy features of hydraulic conductivity in a medium with two fracture networks.  $H_1$  and  $H_2$  are principal axes of anisotropy

Rendelkezzen mindegyik repedéshálózat saját, irányított  $H_a$  és  $H_b$  vízvezető-képességgel. A csapásirányok és a vízvezető-képesség ezek mentén mutatott intenzitásának ismeretében a feladat főtengelyrendszerre redukálható. MARSILY [1986] a vízvezető-képességi tenzor anizotrópia-főtengelyeinek  $\Psi_{1,2}$  irányszögeire, valamint a vízvezető-képesség főtengelyek menti  $H_{1,2}$  intenzitására a következő összefüggéseket adja meg:

$$\Psi_{1,2} = \frac{1}{2} \arctg \left( \frac{\sin 2\theta}{\cos 2\theta H_a/H_b} \right), \quad (3)$$

$$H_{1,2} = \frac{H_a H_b \sin^2 \theta}{H_a \sin^2 \Psi_{1,2} + H_b \sin^2 (\theta - \Psi_{1,2})}. \quad (4)$$

A  $\Theta$  szög tetszőleges értéket vehet fel a  $0 < \Psi < \pi$  tartományban, ahol  $\Psi_1$  soha sem lesz egyenlő  $\Psi_2$ -vel. Ha a két irány menti vízvezető-képesség értéke megegyezik ( $H_a = H_b = H$ ) és a repedéshálózatok derékszögben keresztezik egymást, akkor  $\Psi_{1,2} = 0^\circ, 90^\circ$ , és  $H_1 = H_2 = H$ . Ilyen közegben a vízvezető-képesség tenzorának csak a főátló menti két eleme,  $H_{xx}$  és  $H_{zz}$  marad nullától eltérő, a másik két elem zérussá válik. Következésképpen a modellezési feladat teljesen megegyező lesz az *a.* pontban ismertetett előző esettel, vagyis az áramlás és hőtranszport egyenletei megoldhatók olyan derékszögű koordináta-rendszerben, amelynek egyik tengelye függőleges irányú. Az egyetlen eltérés, hogy diszkrét repedésrendszerek esetén a közeg effektív permeabilitása minden bizonynyal lényegesen nagyobb lesz, mint zúzott, szétmorzsolts zónákban. Ennek szemléltetésére MARSILY [1986] olyan példát említ, hogy egyetlen repedésen, amelynek átmérője 0,8–0,9 mm nagyságú, időegység alatt át tud áramlani az a vízmennyiség, ami egy

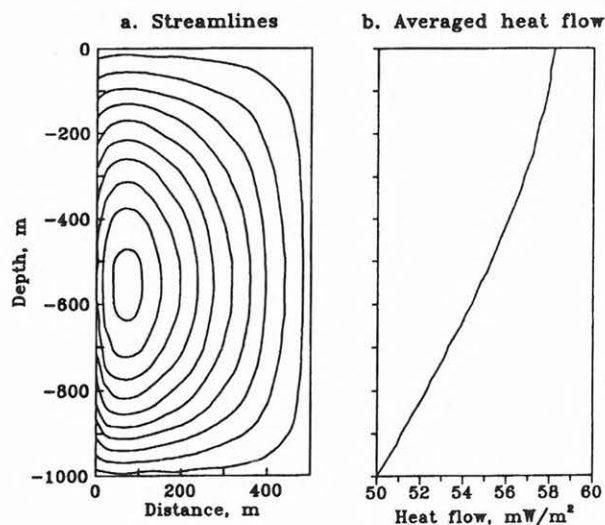
100 m vastagságú,  $10^{-12}$  m<sup>2</sup> permeabilitású porózus réteg keresztmetszetén ugyanannyi idő alatt átszivárog. Ezért repedések, törések diszkrét rendszerét mutató kristályos környezetben a hőáram advекciós zavarai valószínűleg elérhetnek néhányszor 10-től néhányszor 100 százalékot is.

### 3. 2. Vulkanári kőzetek

A vulkáni kőzetek esetét is két jellegzetes kategóriával szemléltetjük.

a. A tufák és vulkáni hamuk általában erősen porózusak, porozitásuk elérhet 30—40%-ot is [FETTER 1988], de a pórusterek egymástól nagyrészt izolálva vannak. Ezért ilyen közegek permeabilitása igen alacsony. Tufák mállása során agyag keletkezik, ami a permeabilitást tovább csökkenti. A termikus állapot befolyásolható advекciós effektusok gyakorlatilag elhanyagolhatók.

b. A lávafolyások, bazaltok eléggé jó vízvezetők és permeabilitásuk legtöbbször anizotróp. Kapcsolódó kőzetrések függőleges irányítottágú hálózata miatt ilyen kőzet függőlegesen nagy, vízszintesen lényegesen kisebb permeabilitással rendelkezik. Lávafolyásokban a vízvezető-képesség elérhet  $\sim 10^{-1}$  m s<sup>-1</sup> értéket is (1. ábra), ami permeabilitásban  $10^{-8}$  m<sup>2</sup> nagyságrendnek felel meg. A 4. ábrán látható modellben a permeabilitás állandó és értéke függőlegesen  $10^{-11}$  m<sup>2</sup>, vízszintesen  $10^{-13}$  m<sup>2</sup>. Ilyen



4. ábra. Áramlási rendszer áramvonalai és horizontálisan átlagolt advекciós hőáram lávafolyás-modellben ( $K=2,5$  W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>,  $k_{zz}=10^{-11}$  m<sup>2</sup>,  $k_{xx}/k_{zz}=0,01$ )

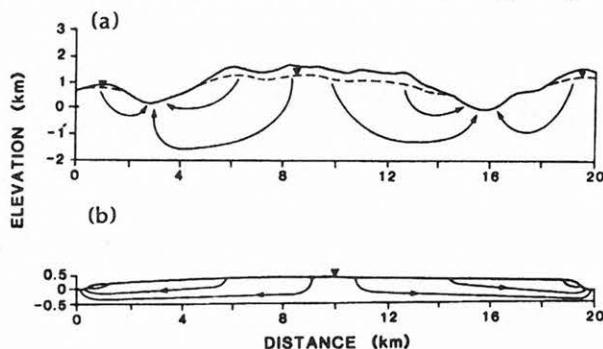
Fig. 4. Streamlines of groundwater flow and horizontally averaged advective heat flux in a lava-flow environment ( $K=2.5$  W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>,  $k_{zz}=10^{-11}$  m<sup>2</sup>,  $k_{xx}/k_{zz}=0.01$ )

permeabilitások mellett az áramlás egycellás és gyenge. Az áramlási sebességek függőleges irányban mindössze néhány mm/év nagyságúak, vízszintesen ennél egy nagyságrenddel kisebbek. A hőáram advекciós zavarai legfeljebb 10—15%-ot érnek el. Változatlan  $H_{xx}$  érték mellett a függőleges irányú vízvezető-képességét növelve sem az áramlási tér szerkezetében, sem az áramlás intenzitásában nem következnek be jelentős változások.

### 3. 3. Domborzat által irányított áramlások

Olyan területeken, ahol a földfelszín domborzata jelentős szintkülönbségeket mutat, a felszín alatti vízármlások kialakításában a gravitáció elsődleges szerephez jut. A talajvízszint és valamilyen mélységen kezdődő, kevésbé permeabilis aljzat közötti térben a víz természetesen a domborzat magasabb szintjeiről (leszivárgási területekről) az alacsonyabb felszivárgási területek felé áramlik. Ilyen térben az advекciós hőszállítás jelentősen módosíthatja a hőáram lokális eloszlását, bár az egész területre jellemző közepes hőáram változatlan marad. Számos tanulmány [SMITH, CHAPMAN 1983; GOSNOLD 1985; FORSTER, SMITH 1989] ismerteti a domborzat irányította vízármlások termikus hatásait kutató modellvizsgálatokat. Megállapítást nyert, hogy az advекciós hőeffektusok intenzitását és térbeli eloszlási sajátosságait alakító tényezők közül legfontosabbak a topografikus relief, permeabilitás, és az áramlási tartomány alsó határán belépő regionális hőfluxus nagysága.

Az 5. ábrán nagy, illetve kis szintkülönbségek esetén kialakuló topografikus áramlási rendszerek kvalitatív szemléltetése látható. Erős magasságkü-



5. ábra. Áramlási rendszerek kvalitatív képe nagy, illetve kis szintkülönbségeket mutató domborzati viszonyok mellett [FORSTER, SMITH 1989 után módosítva]. A folytonos görbék nyilakkal az áramlási pályákat, a fekete háromszöggel jelzett szaggatott vonalak a talajvízszint helyzetét mutatják

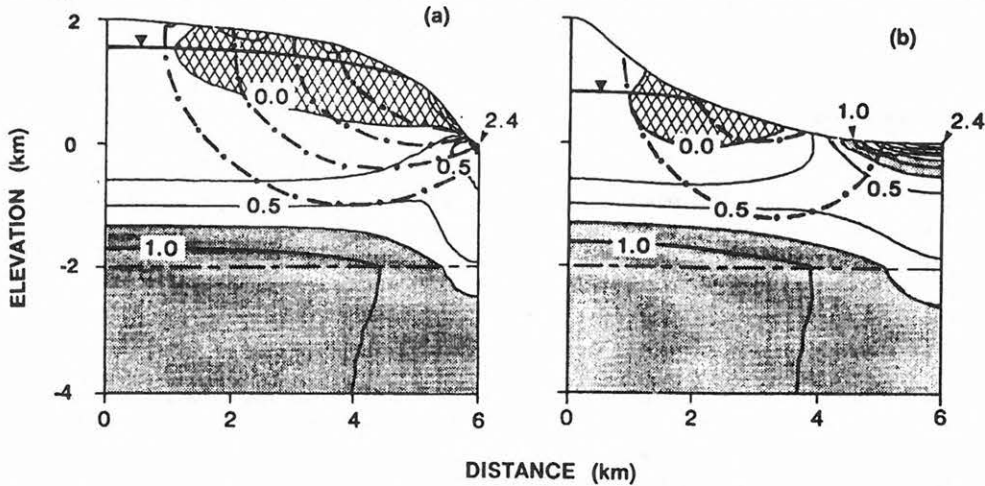
Fig. 5. Schematic groundwater flow systems for high- and low-relief terrains. Solid lines with arrows represent hypothetical groundwater streamlines, dashed lines with closed triangles indicate position of water table [modified from FORSTER, SMITH 1989]

lönbségek mellett a függőleges áramlási sebességek és ezzel együtt a hőáram advекciós zavarai jelentősek. Gyorsan változó hegyes-völgyes tagolódás nagy amplitúdójú, laterálisan kis kiterjedésű hőáram anomáliákat alakíthat ki. Ha az összes egyéb környezeti tényező változatlan, a hőáram hidraulikus zavarai a terület egészére jellemző regionális hőfluxus intenzitásával arányosan növekednek. Figyelmet érdemel, hogy topográfia vezérelte konvekció esetén az áramlási pályák, sík területeken kialakuló cirkulációs rendszerektől eltérően, sohasem zárt görbék. Kis szintkülönbségű térségekben az áramlási pályáik laterálisan erősen megnyúlva a felszín alatt sekélyen húzódnak.

A közeg permeabilitása jelen esetben is elsődlenül fontos paraméter. SMITH és CHAPMAN [1983] modellvizsgálatai szerint  $10^{-17}$  m<sup>2</sup>-nél kisebb per-

meabilitásoknál a termikus állapot gyakorlatilag teljes mértékben konduktív. Ha a permeabilitás ez utóbbi értéket meghaladva növekszik, az advékiós zavarok egyre erősebben jelentkeznek. Az elsődlegesen konduktív, illetve advékióval meghatározott termikus állapotok közötti átmenet igen gyors, ehhez a permeabilitásnak mindössze egy nagyságrendnyi változása elegendő.

A 6. ábra egy FORSTER és SMITH [1989] által



6. ábra. A talajvíz áramlási pályái (pont-vonalak), valamint az advékióval zavart és zavarmentes konduktív hőáram hányadosának (0,25 értékkel adott folytonos vonalak) változása konvex, illetve konkáv ívű relief esetén. A szürke tónusú zónákban az advékiós zavarok nagysága nem haladja meg a 25%-ot. A keresztvonalkázású tartományban az advékiós effektus előjele negatív. A fekete háromszöggel jelzett folytonos vonalak a talajvízszint helyzetét mutatják (FORSTER, SMITH [1989] után módosítva)

Fig. 6. Patterns of groundwater streamlines (dash-dot lines) and ratio of the disturbed heat flow to the undisturbed conductive heat flow (labeled solid lines with contour interval of 0.25) for convex and concave topography. Dotted areas show where disturbance to the conductive heat flow does not exceed 25%. Cross-hatching shows zones of negative disturbance. Solid lines with closed triangles mark position of the water table. The diagram is modified from FORSTER, SMITH [1989]

végzett modellvizsgálat eredményeit szemlélteti. Az áramlási kép finomabb sajátjaiban vannak némi eltérések, ha a felszín domborulatának íve konvex, illetve konkáv, de ezek nem jelentősek. Permeabilitást tekintve a modell kétrétegű; a -2 km-es szint feletti tartományban  $k=10^{-15} \text{ m}^{-2}$ , ez alatt pedig egy nagyon kevésbé permeabilis ( $k=10^{-22} \text{ m}^{-2}$ ) aljzat húzódik. Az alsó határon bemenő hőáram (regionális hőáram) értéke  $60 \text{ mW m}^{-2}$ . A talajvíz áramlási pályáit a 6a.-b. ábrákon pont-vonalak szemléltetik. A 0,25 értékkel feltüntetett folytonos izovonalak az advékióval zavart hőáram és a zavarmentes konduktív hőáram hányadosának eloszlását mutatják a modellezett tartományban. A szürke tónus olyan zónák megkülönböztetésére szolgál, ahol a hőáram zavarainak nagysága nem halad meg 25%-ot, vagyis ahol a kérdéses hányados értékei a 0,75 és 1,25 határok között maradnak. Végül a keresztvonalkázású zónákban az advékiós zavarok előjele negatív, itt a  $\partial T/\partial z$  hőmérsékleti gradiens szelvények menetében inverziók várhatók. A hőáram zavarai völgyekben maximálisak, a 6. ábrán bemutatott modellek jobb oldali sarokpontja környezetében az említett hányados értéke 2,4, tehát az advékiós effektus a 200%-ot is meghaladja. Ha a regionális hőáram intenzitása az előbbinek kétszerese, az advékiós hatás a modellben maximálisan mintegy 350% [FORSTER, SMITH 1989]. Összefoglalva tehát megállapítható, hogy olyan területeken, ahol a domborzat jelentős

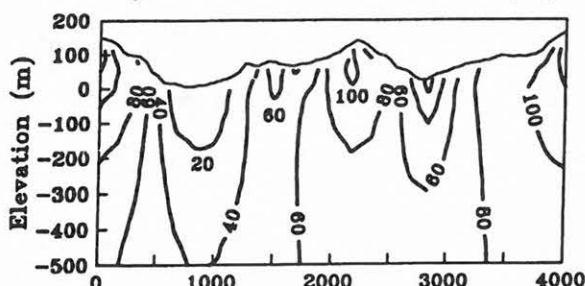
szintkülönbségeket mutat, a főleg gravitáció vezérelte vízszivárgás erős hatással van a földi hőáramra; a hidrológiai zavarok nagysága minden bizonnyal 100% felett lehet, de könnyen elérhet néhány száz százalékos is.

Fentiek nem érvényesek száraz éghajlatú területekre, ahol is a kevés csapadék miatt a felszíni beszivárgás jelentéktelen. Beszivárgás gyakorlatilag csak folyómedrekben, a meder aljzatán át történik. Száraz

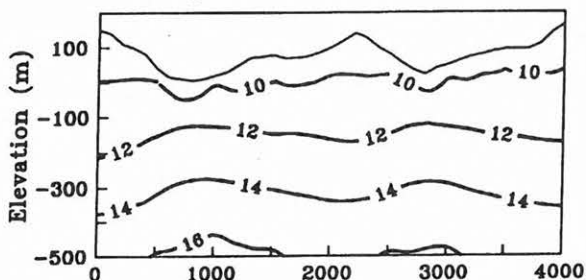
zónákban a talajvíz szintje, nedvesebb klímájú területektől eltérően völgyekben helyezkedik el magasabban, és a szivárgás völgyből kifelé irányul. A talajvízszint-elevációk azonban igen mérsékeltek, a szivárgási sebességek ezért alacsonyak, így a hőáram advékiós zavarai csak a folyóvölgyek közvetlen környezetében számottevők valamennyire, de általában még itt sem haladnak meg néhány százalékot [MARSILY 1986].

FORSTER és SMITH [1989] szintetikus modelleken végezték számításait, munkájuk elsődleges célja a topográfia irányította áramlásokat befolyásoló különféle tényezők hatásának számszerű becslése volt. A 7. ábra viszont egy konkrét környezetre végzett kétdimenziós hidrotermikus modellezés [BODRI et al. 1995] eredményeit szemlélteti. A kérdéses terület Dél-Albániában az Albanidák előterében helyezkedik el. A rétegződés fő elemei dolomit, mészkő és flis. Egy, a szelvény 2200 m-es pontjának közelében mélyülő fúrólukban a közelmúltban hőáram meghatározás történt. A fúrólukban mért hőmérsékleti gradiens rendkívül alacsony, a 200—1000 m mélységzónában értéke mindössze  $1,000 \pm 0,001 \text{ mK/m}$ . Erre az lehet a magyarázat, hogy a fúrás minden bizonnyal egy a térségben valószínűsíthető [FRASHERI, személyes közlés] regionális áramlási rendszer izotermikus magjának tartományába esik. A felszíni topográfia szelvény menti változását a 7. ábrán vékony folytonos vonal, az egyes jellemzők

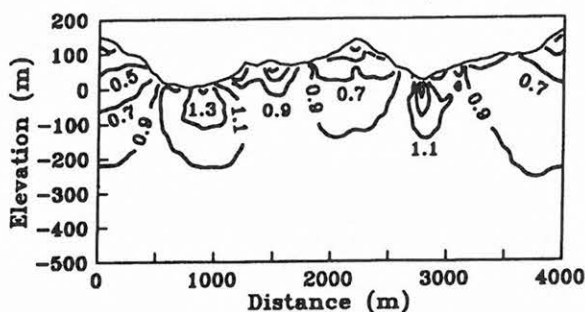
### Hydraulic head distribution (m)



### Temperature distribution (°C)



### Heat flow ratio $Q/Q_0$



7. ábra. A piezometrikus szint változása (felső ábrarész), és a felszín alatti hőmérséklet (középső ábrarész), valamint az advekcióval zavart és a zavarmentes hőáram hányadosának (alsó ábrarész) eloszlása a dél-albániai Kalcát-3 fúróluk környezetében [Forrás: BODRI et al. 1995]

Fig. 7. Variation of the hydraulic head (upper section) and distribution of underground temperature (middle section) and of the ratio of the disturbed heat flow to the undisturbed conductive heat flow in the vicinity of borehole Kalcát-3, South-Albania [after BODRI et al. 1995]

eloszlását vastag izovonalak szemléltetik. A felső ábrarész a piezometrikus szint változását mutatja a modellezett tartományban. Mivel a relief jól kirajzoló lokális változásokat mutat a térségben, a szelvény mentén több lokális áramlási rendszer alakul ki magasabb helyzetű beszivárgási és alacsonyabb fekvésű felszivárgási területekkel. A szivárgás viszonylag kis mélységre jut le, az áramlási útvonalak röviddek. A hőmérséklet, valamint az advekcióval zavart  $Q$  hőáram és a zavarmentes vagy konduktív  $Q_0$  hőáram változásai jól követik az áramlási rendszerek le-, illetve felszálló ágait. Az alsó ábrarészen jól kitűnik az a tény, hogy a lefelé szivárgó talajvíz hűtő, míg a felszivárgó víz fűtő hatású (aminek megfelelően a  $Q/Q_0$  hányados értéke egynél kisebb, illetve nagyobb). A viszonylag kis szintkülönbségek ellenére az advekciós effektus a hőfluxusban elég jelentős, a szelvény mélyebb fekvésű szakaszain adott esetben 150%-ot is elér.

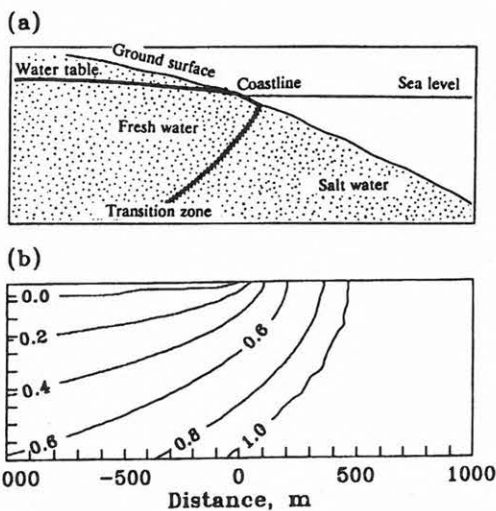
### 3. 4. Vízszintes rétegsor

A Pannon-medencéhez hasonló nagy üledékes medencékben tipikus földtani környezetnek tekinthető olyan vastag üldéktakaró, amelyet kisebb-nagyobb, esetenként jelentős permeabilitási kontrasztokat mutató rétegsor alkot. Előfordulhat olyan rétegződés, hogy a hidraulikusan jól vezető rétegekből gyakorlatilag nem történik vízkielvezés, és a közegeben szendvicsszerűen elhelyezkedő vízáadó és záró rétegek sorozata alakul ki. A rétegek átteresztőképességében több nagyságrendnyi eltérések is lehetségesek. Az alább említésre kerülő példában a változások tartománya hat nagyságrendet ( $10^{-10}$ – $10^{-16}$   $m^2$ ) tesz ki.

Egy korábbi tanulmányunkban [BODRI 1994] két magyarországi mélyfúrás példáján vizsgáltuk vízszintes rétegsorban fellépő áramlási rendszerek sajátosságait. Ismétlésektől tartózkodva itt csak annyit jegyünk meg, hogy az advekciós hőáramzavaroknak a két modellben adódott 25–50%-os nagyságrendje véleményünk szerint meglehetősen tipikusnak tekinthető vízszintes rétegsorból álló üledékes összletre, mint földtani környezetre.

### 3. 5. Tengerek partszegélyei

A tengerek partszegélyei azért is fokozottan érdekesek lehetnek a hidrológia termikus hatásainak vizsgálata szempontjából, mert főleg a selfek szénhidrogén-kutatásaival kapcsolatosan igen sok hőáramadat származik ilyen területekről. Vízföldtani szempontból e térségek leglényegesebb sajátosságának az édesvíz és sósvíz találkozása tekinthető, a 8a.-b. ábra az ilyen területre jellemző hidraulikai állapotot szemlélteti. Sósvíz és édesvíz kontaktusá-



8a.-b. ábra. a) Tengerparti zónákra jellemző hidraulikai állapot kvalitatív szemléltetése. b) Édesvíz áramlásának felszivárgási vízhozammal normált áramfüggvénye. A sósvíz immobilis. Vízvezetőképesség:  $10^{-5}$  m/s, felszivárgási vízhozam:  $20$   $m^3$ /nap/m

Fig. 8a.-b. a) Schematic representation of the hydraulic situation in coastal areas. b) Pattern of freshwater stream function normalized by aquifer discharge per unit length. Saltwater is immobile. Hydraulic conductivity:  $10^{-5}$   $m^2$ , aquifer discharge per unit length:  $20$   $m^3$ /day/m

nál a vizek sűrűségkülönbsége játszik elsődleges szerepet az áramlási rendszerek kialakulásában. Szigorúan véve, pontos hidraulikai modellek jelen esetben időben változó helyzetű határral elválasztott, két egymással keveredő folyadék nem stacionárius áramlását kellene leírniuk. Ez a matematikailag igen bonyolult feladat azonban jelentősen egyszerűsödik, ha feltételezzük, hogy a nehezebb tengervíz a modellezési tartományban immobilis, továbbá, hogy a két-féle víz közötti felület éles határ és a határfelület helyzete időben változatlan, vagyis a feladat stacionárius. Ezek a feltevések eléggé reálisak is, indikációk vannak arra vonatkozóan, hogy az édes- és sós víz közötti átmeneti zóna igen vékony; vastagsága mindössze 1 m [MARSILY 1986]. Az élesnek tekintett határ helyzete időben akkor változna, ha mesterséges beavatkozás (édesvíz kivétel) vagy természetes folyamatok (pl. árapály) miatt az édesvíznek a tengerfenéken történő felszivárgási vízhozamában jelentős variációk mutatkoznának.

Fenti egyszerűsítések mellett a szivárgást leíró ún. Dupuit-féle kétdimenziós stacionárius áramlási feladat izotróp közegre történő megoldásával megmutatható, hogy a szárazföldi részben a talajvízszint, továbbá az édesvíz-sós víz határ egy-egy parabolaívét képeznek, amelyek egyenletei sorrendben felírhatók, mint [RUMER, SHIAU 1968]:

$$z^2 = \frac{2Gq}{H(G+1)} x \quad (5)$$

és

$$z^2 = \frac{2q}{HG(G+1)} x - \frac{q^2}{H^2 G^2 (G+1)}, \quad (6)$$

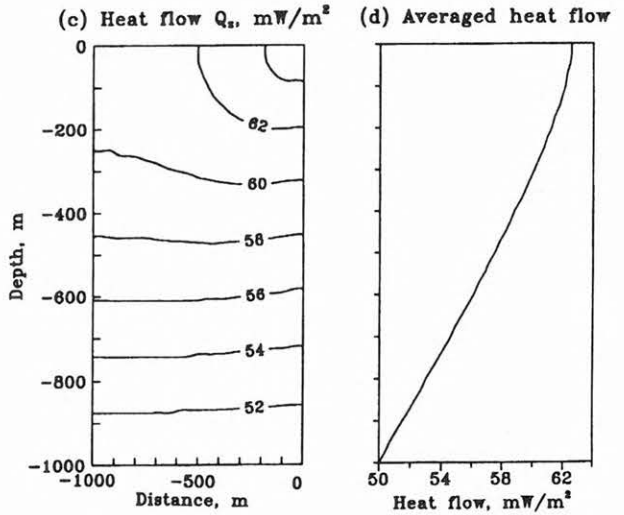
ahol  $G$  a sós víz  $\rho_s$  sűrűsége és az édesvíz  $\rho_e$  sűrűsége eltéréséből adódik a  $G = (\rho_s - \rho_e) / \rho_e$  összefüggés szerint,  $q$  az édesvíz felszivárgási vízhozama a 8a.-b. ábra síkjára merőleges egységnyi úthosszon, és  $H$  a tárolóközet vízvezető-képessége. Az édesvíz szivárgásának az  $S_n = S/q$  módon normált áramfüggvénye pedig a

$$z_1^2 = [(G+1)S_n + G]^2 \left[ \frac{2x_1}{G+1} + S_n^2 + \frac{2G}{G+1} S_n \right] \quad (7)$$

egyenletből számítható, ahol  $x_1$  és  $z_1$  a  $q/HG$  hányadossal normált és ezért dimenziótlan  $x, z$  koordináták. A talajvízszint és az édesvíz-sós víz határ helyzetét a normált áramfüggvény  $S_n=0$ , illetve  $S_n=1$  értékű izovonalai jelölik ki.

A 8b. ábra a (7) egyenlet alapján számított normált áramfüggvény képét szemlélteti  $q=20 \text{ m}^3/\text{nap}/\text{m}$  vízhozam,  $H=10^{-5} \text{ m/s}$  ( $\approx 1 \text{ m}/\text{nap}$ ) vízvezető-képesség és  $G=0,025$  viszonyszám mellett. Ez utóbbi paraméter számértéke a 32 g/l sótartalmú átlagos tengervíz  $1025 \text{ kg}/\text{m}^3$  sűrűségéből adódik. Az áramlási tér szerkezete viszonylag homogén, lapos, elnyúlt pályákon történik az édesvíz felszivárgása a tengerfenék  $S_n=0$  és  $S_n=1$  izovonalak közötti, jelen esetben mintegy 500 m-nyi hosszúságú szakaszán. A partvo-

naltól a szárazföld belseje felé távolodva a vízszintes sebességek dominanciája erősödik; a bal oldali határ közelében  $v_x \sim 15-20 \text{ mm}/\text{nap}$ , míg a  $v_z$  függőleges sebességek ennél egy nagyságrenddel kisebbek. A felszivárgási zónában a két sebességkomponens nagysága összemérhető és értékük mintegy  $20 \text{ mm}/\text{nap}$ . A sima áramlási pályáknak megfelelően az advекciós hőáramtér szerkezete is eléggé homogén (8c.-d. ábra), a zavarok a sarokpont környezetében erősödnek fel jelentősebben, ahol mintegy 20-30%-ot érnek el.



8c.-d. ábra. c) Advекciós hőáram eloszlása az édesvíz áramlási tartományában ( $q=20 \text{ m}^3/\text{nap}/\text{m}$ ,  $H=10^{-5} \text{ m/s}$ ,  $G=0,025$ ). d) Az áramlási tartományban horizontálisan átlagolt advекciós hőáram

Fig. 8c.-d. c) Distribution of advective heat flux in the area of freshwater flow ( $q=20 \text{ m}^3/\text{day}/\text{m}$ ,  $H=10^{-5} \text{ m/s}$ ,  $G=0.025$ ). d) Advective heat flow averaged horizontally in the freshwater flow region

#### 4. Összefoglalás, záró megjegyzések

A fenti modellvizsgálatokkal — amellet, hogy viszonylag általános, és kvantitatív képet szándékoztunk bemutatni a felszín alatti vízáramlások konduktív hőtérre gyakorolt hatásáról — szemléltetni kívántuk a numerikus modellezés lehetőségeit és korlátait a hidrológia különböző földtani környezetekben fellépő termikus hatásai becslésének problémakörében. Vizsgálatunk eredményeit az 1. táblázat összefoglalóan tartalmazza.

Bár az ismertett modellek a jellegzetes, gyakorta előforduló földtani környezeteknek csak egy részét reprezentálják, talán mégis ráirányíthatják a figyelmet számos olyan tényezőre, amelyre tekintettel kell lenni geotermikus adatok hidrológiai zavarainak vizsgálati során.

A bemutatott példák inkább „folyamat-orientáltak” és kevésbé „eset-specifikusak”. Ilyen tárgyalásra azért törekedtünk, hogy lehetőleg indikálhassuk a földi hőtér hidrológiai zavarai között eltérő földtani viszonyok közepette fellépő jellegzetes különbségeket.

FÖLDTANI KÖRNYEZET	HŐÁRAMZAVAR
Kristályos kőzetek nem töredezett zúzott, szétmorzsolts zónák diszkrét törések rendszere	elhanyagolható ~15% néhányszor 10-től néhányszor 100%
Vulkáni kőzetek tufák, vulkáni hamuk bazaltok, lávafolyások	elhanyagolható ~15%
Változó domborzat nedves klíma, kis szintkülönbségek nedves klíma, nagy szintkülönbségek száraz klíma	néhány % ~200% és több néhány %
Vízszintes rétegsor	~25—50%
Tengerek partszegélyei	~20—30%

1. táblázat. Advektív hőáramzavarok becsült nagysága különböző földtani környezetekben  
Table 1. Estimated magnitudes of advective disturbances to heat flow in different geological environments

Jelen és hasonló modellszámítások eredményei arra utalnak, hogy a felszínközeli régió termikus állapotának hidrológiai zavarai legtöbbször bonyolult térbeli eloszlási sajátságokat mutatnak. Vizsgálatukhoz a tömegáram és hőtranszport egyenleteinek ideálisan három, de legalább két dimenzióban történő együttes megoldása szükséges.

Fentiekben mindennemű időfüggő tényezőtől eltekintettünk. Valószínű azonban, hogy bizonyos esetekben nem stacionárius folyamatok (pl. csapadék és a vele kapcsolatos beszivárgás időszakos változásai) is jelentős szerephez juthatnak.

Jelen vizsgálat is illusztrálja, hogy porózus közegben történő áramlás esetén a közeg permeabilitása elsősorban fontos paraméter az áramlási tér sajátosságainak kialakításában. Súlyos nehézséget jelent azonban, hogy egyrészt az áramlási egyenletekben ez a paraméter rendkívül széles határok között változhat, másrészt, adott természetes földtani környezetben ez az egyik legkevésbé ismert jellemző. Az in situ permeabilitás mérések száma elenyészően csekély, laboratóriumi eredményeket pedig csak igen nagy elővigyázatossággal szabad földtani skálára extrapolálni. Ezért jelen és hasonló modellvizsgálatok eredményeinek megbízhatóságára bizonyos óvatossággal kell tekinteni. Az eredmények hitelességét nagyban elősegítené, ha bővebb ismeretekkel, megbízhatóbb adatokkal rendelkeznenk a permeabilitás változásairól a mindenkor vizsgált konkrét esetekben.

## HIVATKOZÁSOK

- ANDERSON M. P., WOESSNER W. W. 1992: Applied Groundwater Modeling: Simulation of Flow and Advective Transport. Academic Press, London  
BODRI B. 1994: Felszín alatti vízmozgás hatása a földi hőáramra két magyarországi mélyfúrás példáján. Magyar Geofizika 35, 24–27

- BODRI L., ČERMÁK V., FRASHERI A. 1995: Thermohydraulic modeling in mountainous and hilly areas: applications to Albania. Geothermics (submitted)  
CARLSSON A., OLSSON T. 1977: Hydraulic properties of Swedish crystalline rocks. Hydraulic conductivity and its relation to depth. Bull. Inst. Geol., Univ. Uppsala, Sweden 38, 71–84  
FETTER C. W. 1988: Applied Hydrogeology. Macmillan Publ. Co., New York  
FORSTER C., SMITH L. 1989: The influence of groundwater flow on thermal regimes in mountainous terrain: a model study. J. Geophys. Res. 94, 9439–9451  
GOSNOLD W. P. 1985: Heat flow and groundwater flow in the great plains of the United States. J. Geodyn. 4, 247–264  
HAYAKAWA M. 1988. Geothermy. Tokai University Press, Tokyo  
HEATH R. C. 1983: Basic groundwater hydrology. USGS Water Supply Paper 2220  
MARSILY G. 1986: Quantitative Hydrogeology: Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press, London  
NIELD D. A. 1968: Onset of thermohaline convection in a porous medium. Water Resour. Res. 4, 553–560  
RUMER R. R., SHIAU J. C. 1968: Salt water interface in a layered coastal aquifer. Water Resour. Res. 4, 1235–1247  
SMITH L., CHAPMAN D. S. 1983: On the thermal effects of groundwater flow. 1: Regional scale systems. J. Geophys. Res. 88, 593–608  
SNOW D.T. 1968: Hydraulic character of fractured metamorphic rocks of the front range and implications to the Rocky Mountains Arsenal Well. Colo. Sch. Mines 63, 201–244