

A köpenykonvekciótól a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezéséig: In memoriam Cserepes László (1952–2002)

GALSA A.^{1@}, HEREIN M.², SZIJÁRTÓ M.¹, SÜLE B.³, LENKEY L.¹

¹Eötvös Loránd Tudományegyetem, Földrajz- és Földtudományi Intézet,
Geofizikai és Űrtudományi Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C

²ELKH–ELTE, Elméleti Fizikai Kutatócsoport, Budapest

³ELKH FI, Kövesligethy Radó Szeizmológiai Obszervatórium

1112 Budapest, Meredek u. 18.

@E-mail: attila.galsa@ttk.elte.hu

Jelen tanulmánnyal Cserepes László professzor emléke előtt hajtunk fejet, aki úttörő és nemzetközileg elismert tudományos munkája révén megteremtette és felépítette az Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai és Űrtudományi Tanszékén működő geohidrodinamikai műhelyt. Noha már 20 éve eltávozott az élők sorából, mégis hagyatéka, numerikus vizsgálati módszerei, kijelölt kutatási irányai kitörőhatással bírtak és bírnak még ma is a Tanszéken egykoron végzett és jelenleg is folyó aktuális kutatásokra mind a földköpeny-konvekció, mind a hidroegeofizika területén.

Galsa, A., Herein, M., Szijártó, M., Süle, B., Lenkey, L.: From mantle convection to groundwater flow modelling: In memoriam Prof. László Cserepes (1952–2002)

This study pays tribute to Professor László Cserepes, who through his pioneering and internationally respected scientific work established and developed the geohydrodynamics group at the Department of Geophysics and Space Science of Eötvös Loránd University. Although he has passed away for 20 years, his legacy, his numerical investigational techniques and his research directions have had and continue to have an indelible impact on the research in both mantle convection and hydrogeophysics which are still being carried out at the Department.

Beérkezett: 2023. február 24.

1. Cserepes László tudományos munkássága

Cserepes László professzor (1. ábra) úttörő tevékenységet végzett a földköpenyben zajló termikus konvekció numerikus modellezésében. 1952-ben született Budapesten, 1975-ben szerzett geofizikus, majd 1978-ban fizikus diplomát az Eötvös Loránd Tudományegyetemen. Az évek során számos saját numerikus kódot írt a köpenykonvekció numerikus modellezésére. Első lépésben a newtoni és a nemnewtoni viszkozitás hatását tanulmányozta az áramlás szerkezetére nézve, és arra a következtetésre jutott, hogy nemnewtoni reológia alkalmazásával a földköpenykonvekció jellegzetességei jobban magyarázhatóak (Cserepes 1982). Később Cserepes és Rabinowitz (1985), majd Cserepes et al. (1988) vizsgálták a 700 km-es ásványtani fázishatár által elválasztott áramlási rendszer szerkezetét. Megállapította, hogy az alsó köpeny viszkozitásának növe-

lése a kettős áramlási rendszert a viszkozus csatolás helyett mindinkább a termikus csatolás felé mozdítja. Ugyanis a termikus csatolás elsődlegessé válik, mikor az alsó és felső köpeny viszkozitásának aránya eléri a százat. Kiszámította az áramlás gravitációs terét, s arra a következtetésre jutott, hogy a gravitáció és a tengerfenék topográfija között nincs negatív korreláció. Ezt a kutatási irányt Süle Bálint folytatta, aki részletesen analizálta az egyedi hőoszlopok által okozott felszíni hőfluxus-, topográfia- és geoidanomáliákat a köpenybeli viszkozitáseloszlás függvényében (Süle 2005, 2015).

Vizsgálta a köpeny fűtési módjának (radioaktív eredetű belső, illetve a mag felől érkező külső hő) és a mélységfüggő viszkozitásnak együttes hatását a köpenykonvekció szerkezetére (Cserepes 1993). Egyszerű viszkozitás–mélység profilok esetén, amikor a Rayleigh-szám a 10^5 – 10^6 nagyságrendbe esett, az áramlási kép zárt cellás hálózatot



1. ábra | Cserepes László (1952–2002)
Figure 1 | László Cserepes (1952–2002)

eredményezett, melyben a termikus konvekció leszálló ágait lepelszerű leáramlások, míg a felszállókat hengereszerű feláramlások reprezentálták. Mindez hasonlatos a szubdukáló lemezek és a forrófoltok (hotspots) alatt elhelyezkedő köpenyoszlopok (mantle plumes) áramlási formáihoz. Ezt a kutatási irányt később Galsa és Cserepes (2003), illetve Galsa és Lenkey (2007) folytatták, akik a forrófoltok számát, valamint a hőoszlopok fizikai tulajdonságait tanulmányozták háromdimenziós numerikus modellekben.

A 90-es évek második felében gyümölcsöző együttműködés alakult ki Cserepes László és David Yuen (University of Minneapolis) között, amely során rámutattak a 660 km és 1000 km mélységben lévő alacsony viszkozitású közép-köpenyréteg fontosságára (Cserepes, Yuen 1997). Bevezették a közép-köpenyoszlop (mid-mantle plume) fogalmát, melynek forrástartomány a 660 km-es endoterm ásványtani fázishatár alatti csökkent viszkozitású zóna (Cserepes, Yuen 2000). Létük feltétele, hogy a fázishatár kellően „erős” legyen, mégsem tökéletesen impermeábilis. Az ilyen közép-köpenyoszlopok intenzív és eruptív módon fejlődnek, jóval gyorsabban, mint a határregrégről származó köpenyoszlopok, nagy fejet létrehozva, melyek sugara akár az 1000 km-t is elérheti. A kódok párhuzamosításával és továbbfejlesztésével Herein Mátyás tanulmányozta az endoterm ásványtani fázishatár szemipermeábilis jellegét, a kialakuló köpenylavinák (mantle avalanches) dinamikáját (Herein et al. 2013).

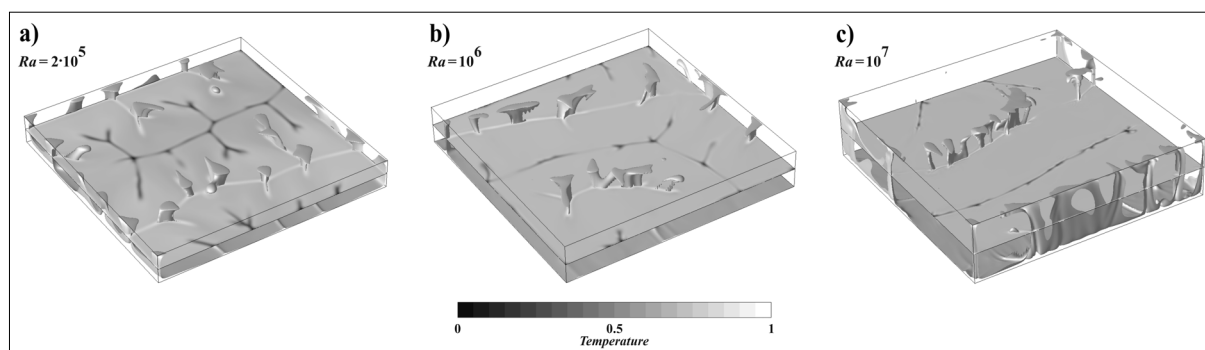
A köpenykonvekció modellezésén túlmenően aktív kutatást végzett a felszín alatti vízáramlás területén is. Egy alföldi szelvény mentén szimulálta az advekció, a diffúzió és a diszperzió által előidézett ^4He -transzportot úgy, hogy minimalizálja a mért és számított adatok (^4He -koncentráció, hőfluxus, vízszint) közötti eltérést. Az inverzió során mód nyílt kevésbé ismert paraméterek, mint a hidraulikus vezetőképesség, annak anizotrópiájának, illetve mechanikai diszperzivitásának meghatározására (Cserepes, Lenkey 1999). Kutatta a porózus közegben kialakuló termikus konvekció és a víztükör lejtése miatt fellépő komplex áramlási formákat izotróp és anizotróp közegben egyaránt (Cserepes, Lenkey 2004). A felszín alatti vízáramlás mo-

dellezésével foglalkozó iskola jelenleg is aktív az ELTE Geofizikai és Űrtudományi Tanszékén. Ehelyt csak megemlítjük, hogy Cserepes professzor a köpenykonvekció és a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezésén túlmenően a geofizika számos tudományterületén ért el fontos eredményeket. A teljesség igénye nélkül idézzük fel a whistlerhullámok iránymeghatározásában (Lichtenberger et al. 1987), vagy a külső magban zajló termomágneses konvekció modellezésében (Cserepes 1988) elért eredményeit.

Sajnálatos módon Cserepes László 20 évvel ezelőtt el távozott az élők sorából. Megkezdett munkáját Lenkey László, Galsa Attila, Süle Bálint és Herein Mátyás folytatták. Cserepes László professzor korai halálával nem csupán egy kiváló szakembert és egy széles látókörű tudóst veszített el a hazai geofizikus társadalom, hanem személyében felkészült, alapos oktatóra, megbízható, megfontolt kollégára és segítőkész, szelíd barátira is emlékezik a Geofizikai és Űrtudományi Tanszék. „He was a gentleman” – ahogy szerzőtársai búcsúztak tőle.

2. Fejezetek a köpenykonvekció numerikus modellezéséből

A Cserepes et al. (1988) tanulmány egy hibrid, részben véges differenciás, részben spektrális elven működő kódot publikált, amely lehetőséget nyújtott arra, hogy háromdimenziós modellkörnyezetben vizsgáljuk a köpenyhőoszlopok fejlődését, tulajdonságaik időbeli változását a Rayleigh-szám (Ra) függvényében. (A Rayleigh-szám a termikus konvekciót hajtó termikus felhajtóerő és az azt fékező, gátolni igyekvő viszkózus erő hányadosát kifejező dimenziótlan szám.) Felismertük, hogy a Rayleigh-szám növekedésével az egyes hőoszlopok elvékonyodnak, keresztmetszetük csökken ($\sim Ra^{-2/3}$), bennük az áramlás intenzívebbé válik, azaz a vertikális áramlás felgyorsul ($\sim Ra^{2/3}$), míg a hőoszlopok átlagos hőmérséklete változatlan maradt a Rayleigh-számtól függetlenül. A 2. ábra a háromdimenziós modelltartományon kifejlődő termikus feláramlásokat érzékelteti különböző Rayleigh-számok esetén. Mindez azt mutatja, hogy az egyes hőoszlopok tömeg- és hőtranszportja független Ra értékétől.



2. ábra A köpenyhőoszlopok dimenziótlan hőmérsékletének izofelületei különböző Rayleigh-számok esetén. A modelldoboz félmélyiségében kontúrtérkép illusztrálja a hőmérsékletet

Figure 2 Snapshots of a non-dimensional temperature isosurfaces for hot plumes at different values of the Rayleigh number. The contour plot of the temperature field is shown at the mid-depth

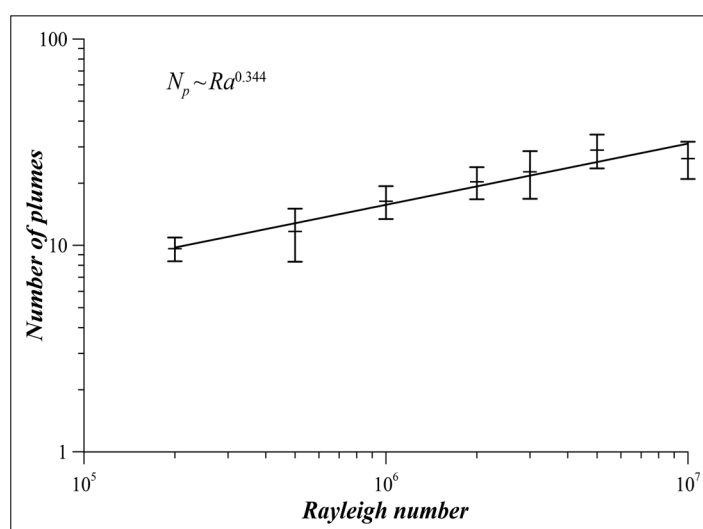
Azonban a háromdimenziós modelldobozban kialakuló hőoszlopok száma növekszik ($N_p \sim Ra^{1/3}$), ami a felszíni hőáram hasonló mértékű emelkedését eredményezi (3. ábra). A numerikus szimulációk eredményeit mind az energiamegmaradást, mind az impulzusmegmaradást (Navier–Stokes-egyenlet) biztosító egyenletek skálaanalízisével sikerült alátámasztani (Galsa, Lenkey 2007).

Cserepes László későbbi, 3D-s kódjai lehetővé tették a probléma párhuzamosított programozását, melynek segítségével szisztematikus vizsgálatot végeztünk, hogy analizáljuk a 660 km mélységben lévő endoterm fázisátmenet szerepét a két- és háromdimenziós numerikus modellekben kifejlődő ún. köpenylavinák (mantle avalanches) esetében. A fázisátmenet hatásának bevezetése az impulzus- és energiamegmaradást leíró egyenletekbe az effektív hőtágulási tényezőn és kompresszibilitáson keresztül történt (Cserepes et al. 2000). Azt találtuk, hogy mind a Rayleigh-szám, mind az ásványtani fázisátmenet erősségét jellemző Clapeyron-görbe meredeksége (Γ) hatékonyan befolyásolja a fázisátmenet impermeábilis voltát s ezen keresztül a

köpenykonvekció dinamikáját. Háromféle áramlási rendszert különítettünk el a 660 km mélységben vizsgált vertikális tömegfluxus, valamint a megfigyelt idősorok elemzése által:

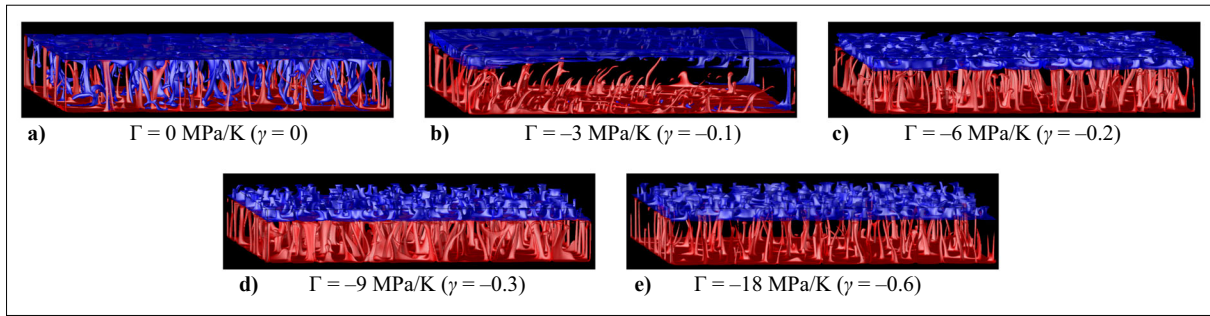
- 1) egyréteges konvekciós rendszer (4a ábra),
- 2) részben rétegzett konvekció (4b ábra),
- 3) kétréteges konvekciós rendszer (4c–e ábra).

Az 1) egyréteges rendszerben a teljes köpeny együtt konvektál, sem a Nusselt-számot, sem a vertikális tömegfluxust nem befolyásolja a fázisátmenet (5a ábra). A Nusselt-szám a felszíni teljes hőfluxus és a konduktió által előidézett hőfluxus hányadosa, s így a konvektív hőtranszport hatékonyságára jellemző dimenziótlan szám. A 3) kétréteges rendszerben a felső és az alsó köpeny külön konvektál, a termikus konvekció szeparált módon zajlik, mivel az endoterm fázisátmenet impermeábilissá válik ($\Gamma \leq -6$ MPa/K, 5c ábra). A 2) átmeneti rendszerben a konvekció főként rétegzett, de epizodikusan jelentős tömegtranszport lép fel a felső és alsó köpeny között (5b ábra).



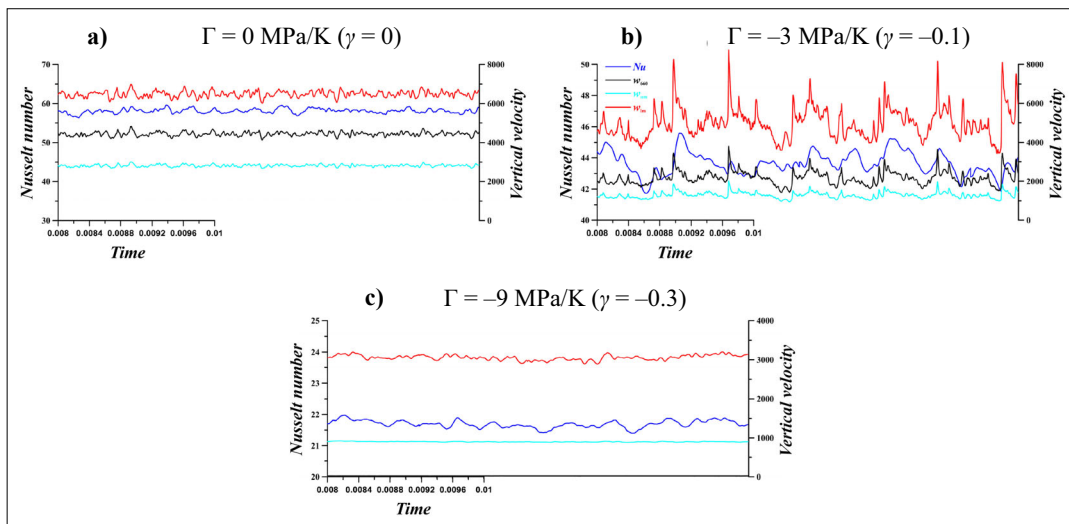
3. ábra A $6 \times 6 \times 1$ méretű modelldobozban kifejlődő hőoszlopok száma (N_p) a Rayleigh-szám (Ra) függvényében. A szimuláció a Boussinesq-approximációt feltételezi, a szórás a hőoszlopok számának időbeli változásából lett meghatározva

Figure 3 The number of plumes (N_p) formed in a $6 \times 6 \times 1$ model domain filled with Boussinesq fluid plotted against the Rayleigh number (Ra). Standard deviation is calculated from the time-variation of the plume number



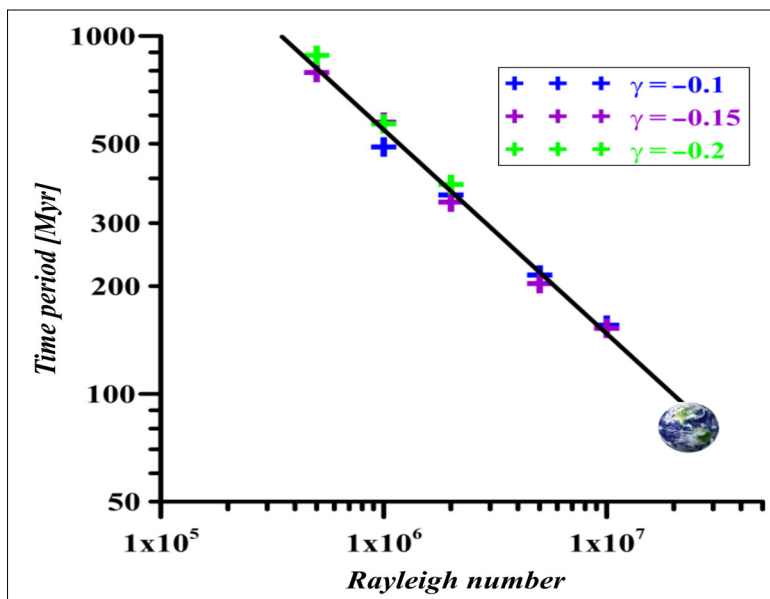
4. ábra A hideg (kék) és meleg (piros) hőmérséklet-izofelületek pillanatképei háromdimenziós modelltartományon $Ra = 10^7$ mellett különböző Clapeyron-görbe-merekség ($\Gamma = 0 \div -18$ MPa/K) esetén

Figure 4 Snapshots of cold (blue) and hot (red) temperature isosurfaces for different values of the Clapeyron slope ($\Gamma = 0$ to -18 MPa/K) at $Ra = 10^7$ in a 3D model domain



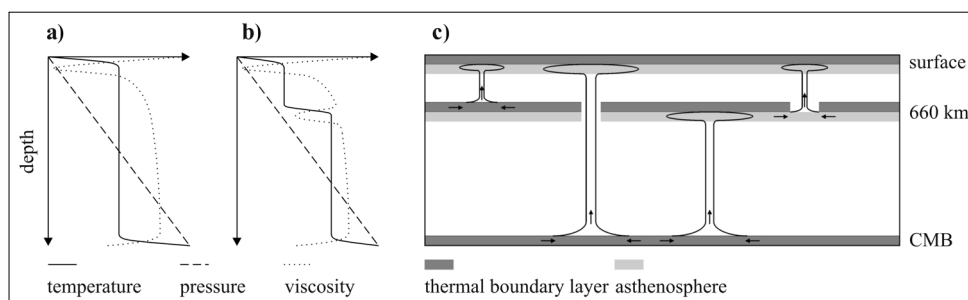
5. ábra A Nusselt-szám (kék), a 660 km mélységben észlelt (fekete), valamint a felső (cián) és alsó (piros) köpenyben megfigyelt átlagos vertikális sebesség idősorai különböző Clapeyron-görbe-merekség esetén. (a) Egyréteges konvekciós rendszer, (b) részben rétegzett áramlási rendszer és (c) kétréteges, szeparált áramlási rezsim

Figure 5 Time-series of the Nusselt number (blue) as well as the average vertical velocity at 660 km (black), in the upper mantle (cyan) and the lower mantle (red) for different values of the Clapeyron slope representing the one-layered (system 1), the partially layered (system 2) and the two-layered (system 3) convection regimes



6. ábra A kétdimenziós modellkörnyezetben kifejlődő köpenylavinák periódusideje a Rayleigh-szám függvényében különböző dimenziótlan Clapeyron-görbe-merekség (γ) esetén. $\gamma = -0,1$ megfelel a $\Gamma = -3$ MPa/K értéknek. A Föld szimbóluma a földszerű köpeny esetét jelképezi

Figure 6 Time period of mantle avalanches in 2D models as a function of the Rayleigh number for different values of non-dimensional Clapeyron slopes ($\gamma = -0.1$ corresponds to $\Gamma = -3$ MPa/K). Symbol of the Earth illustrates the earth-like mantle



7. ábra A hőmérséklet-, a nyomás- és a viszkozitásprofilok illusztrációja a 660 km-es endoterm ásványtani fázisátmenet (a) hiányában és (b) jelenlétében. (c) A köpenyoszlopok lehetséges típusai: felső köpenyoszlop, teljes köpenyoszlop, alsó köpenyoszlop, valamint közép-köpenyoszlop

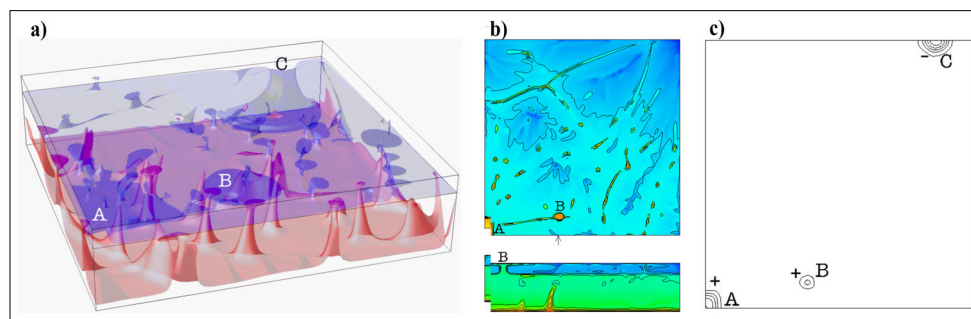
Figure 7 Illustration of the temperature, pressure and viscosity profiles (a) in the absence and (b) in the presence of the endothermic phase change at 660 km. (c) Possible types of mantle plumes: upper mantle plume, whole mantle plume, lower mantle plume and mid-mantle plume

Másképp fogalmazva, az endoterm fázishatár időlegesen felszakad, és hideg, leáramló köpenylavinák jelennek meg az alsó köpenyben – a tömegmegmaradás okán – meleg, „feláramló köpenylavinák” a felső köpenyben. A vertikális áramlási sebesség idősorainak amplitúdóspektruma szerint két típusú köpenylavina különíthető el azok karakterisztikus ideje alapján. A hosszabb periódusú köpenylavina-tevékenység (karakterisztikus idő ~580 Mév) megfeleltethető a nagy köpenyátfordulásoknak, s így kapcsolatba hozható a Wilson-ciklussal. Míg a rövidebb periódusú a gyakoribb lavinatevékenységeket reprezentálja. Utóbbi lavinatevékenység karakterisztikus ideje függ a Rayleigh-számtól, ugyanakkor független a fázishatár erősségétől, vagyis a Clapeyron-görbe meredekségétől (6. ábra). Amint Ra nő, úgy csökken a periódusidő hatványtörvényszerű összefüggést követve. A valós földköpenyt közelítő paraméterek esetén ($Ra \sim 10^7$, $\Gamma = -3$ MPa/K) e kisebb lavinák periódusideje 80–150 Mév, mely összevethető az epizodikus kiömlési bazaltok aktivitásával (Herein et al. 2013).

A szeizmikus tomográfia számos felszíni forrófolt alatt mutatott ki negatív szeizmikus anomáliát, melyek köpenyoszlopként azonosíthatók. A jelenleg elfogadott tudományos feltételezés szerint a köpenyoszlopok forrástartománya vagy a 660 km mélységben lévő ásványtani fázishatár-

hoz (felső köpenyoszlop, upper mantle plume), vagy a 2900 km mélységben lévő köpeny-mag határhoz (teljes köpenyoszlop, whole mantle plume) köthető termikus határréteg (7c ábra). Mivel a 660 km mélységben lévő endoterm fázisátmenet gátolja a vertikális tömegtranszportot, s ezzel együtt az advektív hőtranszportot is, ezért itt egy belső termikus határréteg fejlődik, mely erőteljes viszkozitáscsökkenést, egy második asztenoszféra eredményez (7b ábra). A köpeny kompresszibilitását is figyelembe vevő két- és háromdimenziós numerikus modellek alapján először Cserepes és Yuen (2000) vetette fel a közép-köpenyoszlopok létét, melyeket a 660 km-es fázisátmenet alatti csökkent viszkozitású tartomány „táplál” (8a ábra). Ezek a közép-köpenyoszlopok képesek áthatolni a fázishatáron (8c ábra), és intenzív, eruptív jelleggel bírnak. Lényegesen gyorsabban emelkednek, mint a termikus határrétegről származó társaik, és akár 1000 km sugarú köpenyoszlopfejeket növesztenek. Ezek a feláramlások képesek magyarázni a felszínen észlelt nagy kiterjedésű, epizodikus kiömlési bazaltok – geológiai értelemben – pillanatszerű megjelenését.

Köztudott, hogy a földköpeny kémiai összetételét tekintve inhomogén. A szeizmológia két nagyméretű, alacsony szeizmikus nyíróhullám-sebességgel bíró tartományt (LLSVP: large low shear velocity provinces) fede-



8. ábra (a) Egy hideg (kék) és egy meleg (piros) izotermfelület pillanatképe, mely két felsőköpeny-feláramlást (A és B), valamint egy alsóköpeny-leáramlást (C) mutat be. (b) A B jelű közép-köpenyoszlopot metsző horizontális ($z = 435$ km) és vertikális szelvénye a hőmérsékletértéknek. (c) A 660 km mélységben lévő vertikális tömegfluxus kontúrtérképe

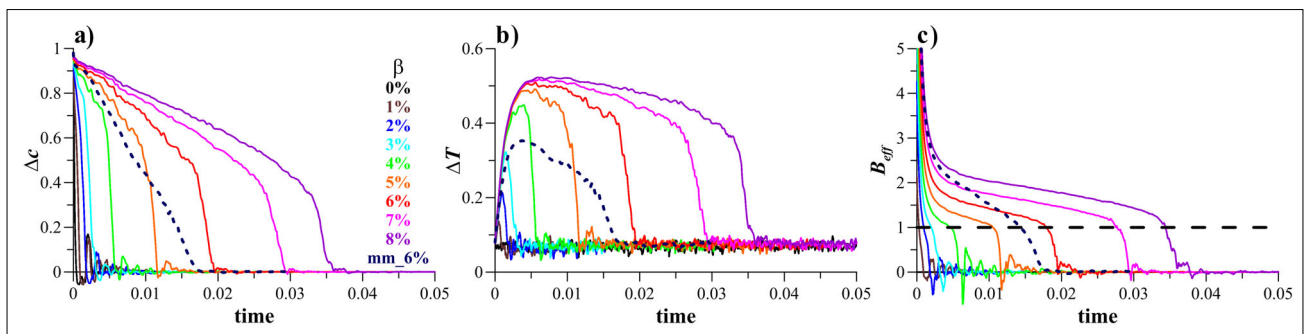
Figure 8 (a) Snapshot of a cold (blue) and a hot (red) temperature isosurface representing two upper mantle upwellings- (A and B) and a lower mantle downwelling (C). (b) Horizontal ($z = 435$ km) and vertical section of the temperature field crossing the mid-mantle plume marked B. (c) Contour map of the vertical mass flux at a depth of 660 km

zett fel a köpeny–mag határ felett, Afrika és a Pacifikum alatt. Ezek a közel antipodálisan elhelyezkedő anomáliák – a vizsgálatok alapján – több százmillió éve stabil képződményei a mélyköpenynek, és kémiai összetételük miatt sűrűbbek a felettük elterülő köpenyanyagnál. Ugyanakkor hőmérsékletük magasabb, ami kisebb sűrűséget eredményez. A felhajtóerő-arány (Buoyancy ratio) kifejezi a stabilizáló kémiai sűrűségnövekmény és a destabilizáló termikus sűrűségcsökkenés arányát. Munkánk során egy új paramétert, az ún. effektív felhajtóerő-arányt (B_{eff}) definiáltunk (Galsa et al. 2015), hogy jellemezzük a kétréteges termokémiai köpenykonvekció időbeli fejlődését,

$$B_{\text{eff}}(t) = \frac{\beta \Delta c(t)}{\alpha \Delta T(t)}, \quad (1)$$

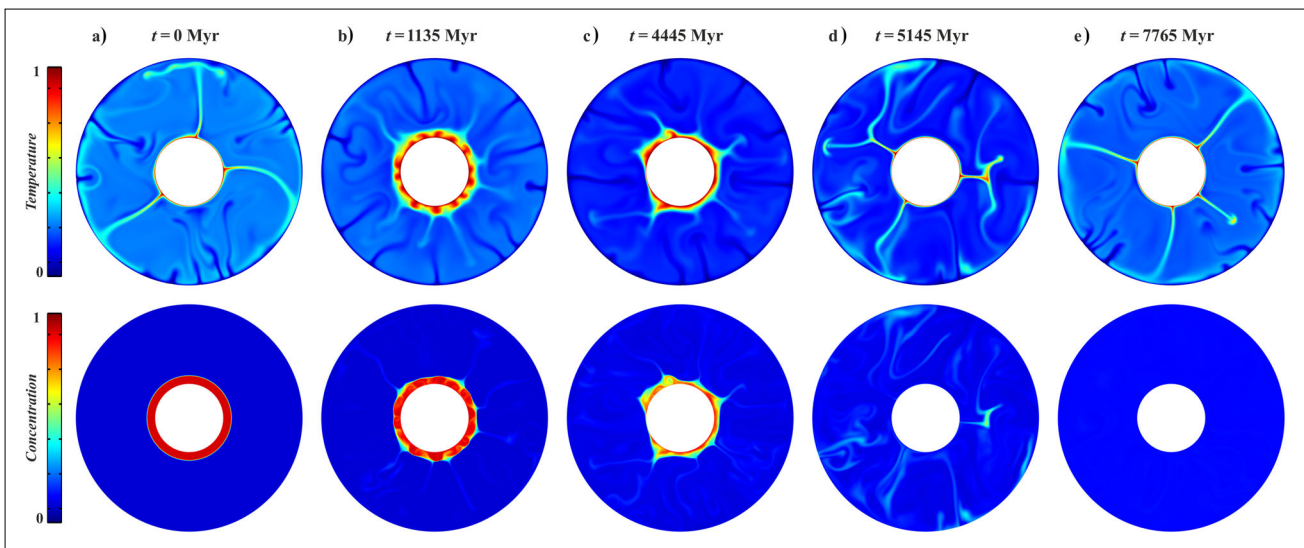
ahol Δc és ΔT mutatja a mélyebb, kémiai összetételénél fogva sűrűbb réteg és a felette elhelyezkedő köpeny közötti koncentráció- és hőmérséklet-különbség t időbeli változását, míg α és β jelöli a hőtágulási tényezőt, valamint a

kezdeti relatív sűrűségkülönbséget a két réteg között (9a,b ábra). Azt tapasztaltuk, hogy a kétréteges termokémiai konvekció előbb-utóbb minden esetben kémiailag homogén köpenyt eredményezett a vizsgált $\beta = 0\text{--}8\%$ kémiai sűrűségkülönbség-tartományon. Először kétréteges konvekció alakult ki elkülönülve a kezdetben 300 km vastag, sűrű rétegben és a felette fekvő köpenyben (10b ábra). Majd a sűrű réteg anyagának eróziója, valamint a kisebb sűrűségű anyag bemosódása és hígulása miatt megkezdődött a réteg feldarabolódása a $B_{\text{eff}} = 1$ instabilitási pontban, mikor a kémiai és a termikus sűrűségkülönbség kiegyenlítette egymást (10c ábra). Ezután – geológiai értelemben – rövid idő alatt az alsó, sűrű réteg megszűnt ($B_{\text{eff}} = 0$, 10d ábra), de a homogenizáció még évmilliárdokig folytatódott (10e ábra). A szimulációk feltárták, hogy minél nagyobb β értéke, a sűrű réteg feldarabolódása és megszűnése annál később következik be, a réteg annál ellenállóbb a köpenyben zajló termikus konvekcióval szemben. A réteg feldarabolódása és megszűnése, vala-



9. ábra | A két réteg közötti (a) koncentráció- és (b) hőmérséklet-különbség idősorai, valamint (c) a számított effektív felhajtóerő-arány különböző kezdeti relatív kémiai sűrűségkülönbség esetén ($\beta = 0\text{--}8\%$)

Figure 9 | Time-series of (a) the concentration and (b) the temperature difference between the two layers, and (c) the calculated effective buoyancy ratio at different values of the initial relative density difference ($\beta = 0\text{--}8\%$)



10. ábra | A kezdeti, 300 km vastag sűrű réteg hőmérsékletének (felül) és koncentrációjának (alul) evolúciója $\beta = 6\%$ relatív sűrűségkülönbség esetén. (c) A sűrű réteg feldarabolódásához szükséges idő hozzávetőlegesen 4,5 milliárd év

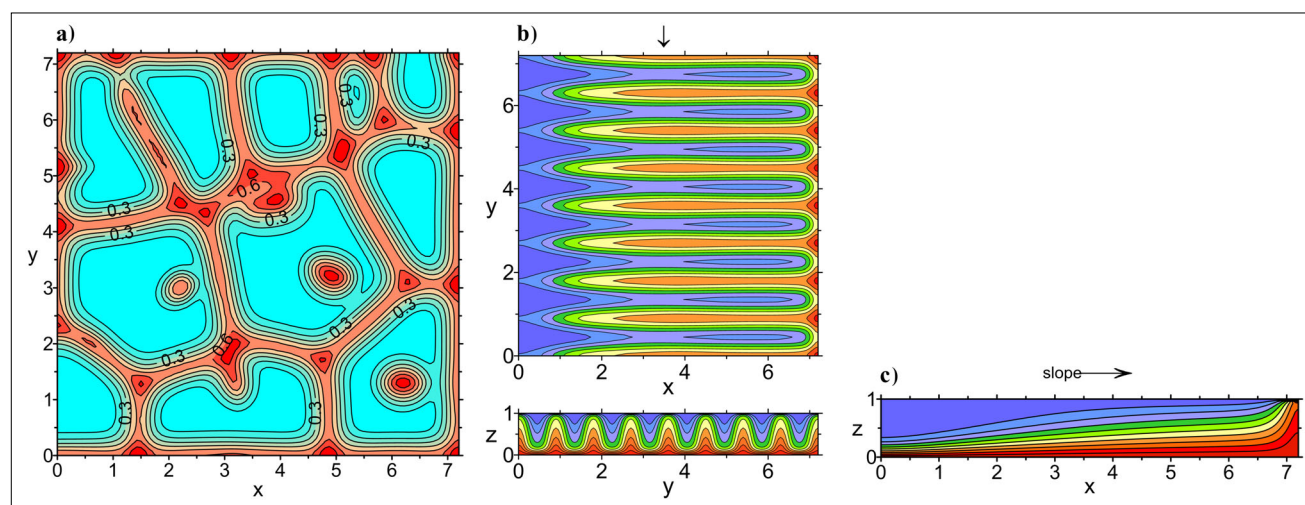
Figure 10 | Evolution of the temperature (upper) and the concentration (lower) of the dense layer with an initial thickness of 300 km at $\beta = 6\%$. (c) The time needed for the disintegration of the dense layer is approx. 4.5 Gyr

mint a β relatív kémiai sűrűségkülönbség között másodfokú kapcsolatot tártunk fel. Az LLSVP morfológiája, valamint a szeizmikus tomográfia eredményei azt sejtetik, hogy a jelenlegi földképenyre $B_{\text{eff}} \lesssim 1$.

3. Fejezetek a felszín alatti vízáramlás numerikus modellezéséből

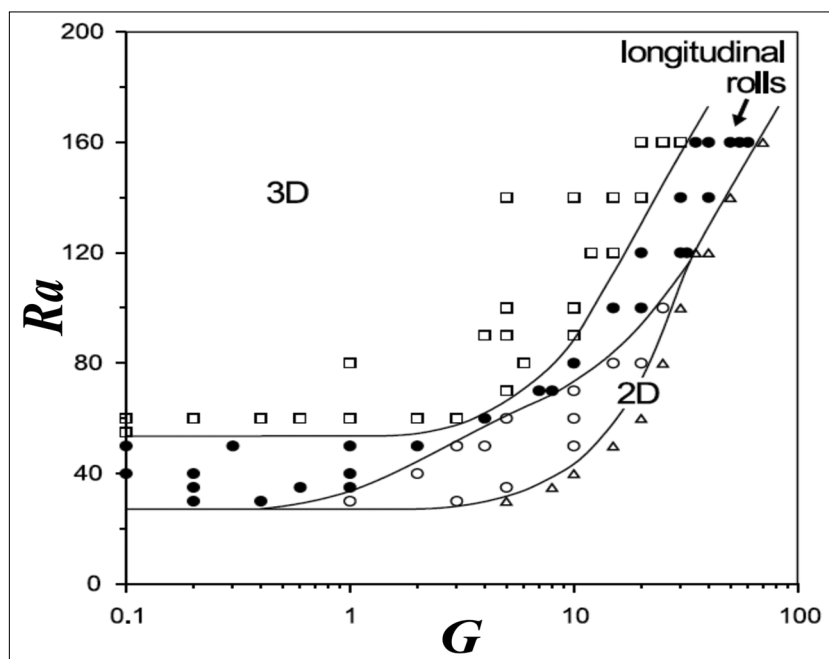
A felszín alatti vizeket fedetlen tározóban a hidraulikai erők (pl. a víztükör gradiense) és a pórusvíz sűrűségkülönbségéből fakadó felhajtóerő irányítja. Utóbbit okoz-

hatja akár a hőtágulás, akár az oldott anyag tartalmában – tipikusan a sótartalomban – bekövetkező változás. Jelen tanulmányban állandó sótartalmat feltételezve megvizsgáltuk a háromdimenziós modelltartományon kialakuló hidrotermális áramlás formáit. Amikor a felszíni hidraulikus gradiens zérus ($G = 0$) – azaz a víztükör vízszintes –, időfüggő, szabálytalan, poligonális cellaszerkezetű szabad termikus konvekció alakul ki, ha a Rayleigh-szám (Ra) kellően meghaladja a kritikus értéket (11a ábra). Amikor hidraulikus (kényszer-)erők is fellépnek a termikus felhajtóerő mellett, a poligonok helyett longitudinális áramlási hengerek fejlődnek, azaz a hengerek tengelye párhuz-



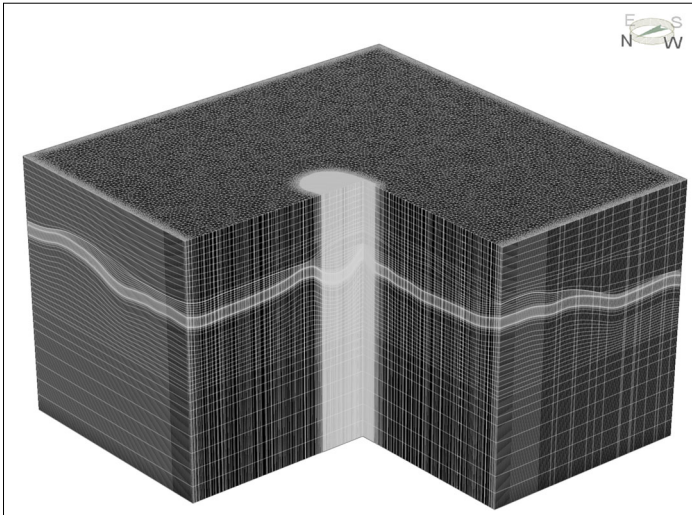
11. ábra (a) Szabad termikus konvekció szabálytalan, poligonális cellaszerkezete a modelltartomány félmélyiségében, $Ra = 140$ és $G = 0$. (b) Stacionárius longitudinális hengerek a modelldoboz félmélyiségében (felül) és a nyíllal jelzett vertikális metszet mentén (alul), $Ra = 120$ és $G = 20$. A horizontális metszetben a víztükör jobbra lejt. (c) Stacionárius egycellás áramlás $Ra = 60$ és $G = 20$ esetén

Figure 11 (a) Irregular polygonal cells of free thermal convection in the mid-plane, $Ra = 140$ and $G = 0$. The cell interiors are cold. (b) Steady-state longitudinal rolls in the mid-plane (upper) and vertical section at the position of the arrow (lower), $Ra = 120$ and $G = 20$. In the horizontal section the water table dips to the right. (c) Steady-state unicell flow for $Ra = 60$ and $G = 20$



12. ábra A kialakuló áramlási szerkezeteket összszegző diagram G és Ra függvényében. Jelölések: négyzet – időfüggő, poligonális cellaszerkezet; tömör kör – szabályos, stacionárius longitudinális hengerek; üres kör – sodródó transzverzális hengerek; háromszög – stacionárius, egycellás kétdimenziós áramlás

Figure 12 Domain diagram (G, Ra) for the different flow patterns. Symbols: squares – time-dependent polygonal cells; solid circles – regular steady-state longitudinal rolls; open circles – drifting transverse rolls; triangles – steady-state 2D unicell flow



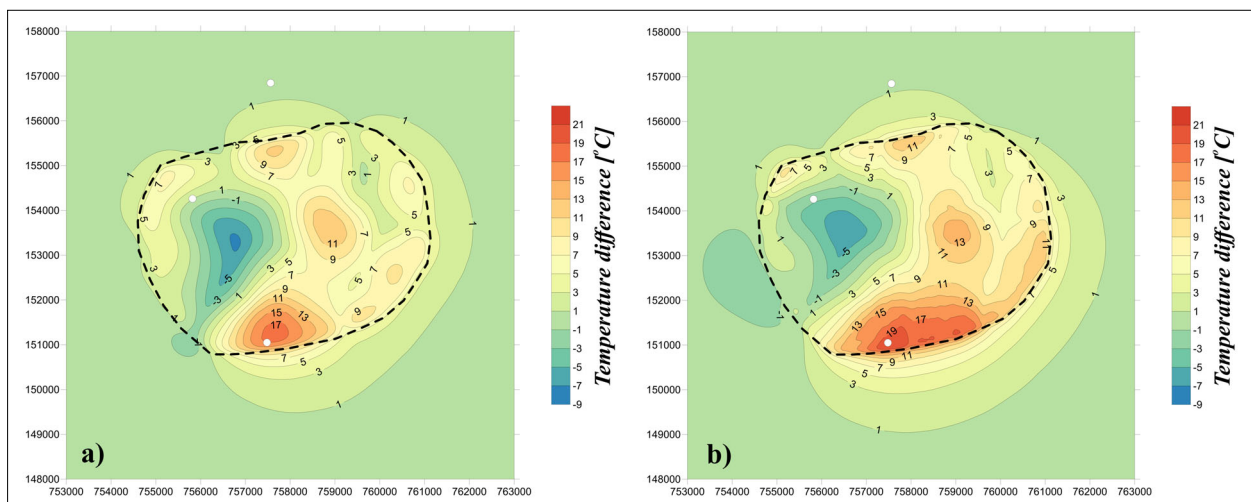
13. ábra Modellgeometria 40 km-es horizontális és 15 km-es vertikális kiterjedéssel. *Vizsgált modellparaméterek:* hővezető-képesség, permeabilitás, hőtermelés és tározóvastagság. *Termikus határfeltételek:* izotermikus felső határ, állandó hőfluxus az alsó határon, valamint szigetelő oldalsó határok

Figure 13 Model geometry having horizontal length of 40 km and thickness of 15 km. *Studied model parameters:* thermal and hydraulic conductivity, heat production and reservoir thickness. *Thermal boundary conditions:* isothermal (top), prescribed heat flux (bottom) and no flux (sidewalls)

zamos a hidraulikus lejtés irányával (11b ábra). Ilyen tipikus áramlási kép formálódik, amennyiben a hidraulikus és hidrotermális erők hozzávetőlegesen egyensúlyban vannak. Ahogy a hidraulikus gradiens értéke tovább növekszik, úgy az áramlási kép hirtelen megváltozik, s transzverzális hengerek alakulnak ki, melyek lefelé sodródnak a hidraulikus lejtőn. Végül, nagy hidraulikus gradiens esetén, a termikus konvekció celláit az intenzív hidraulikus áramlás elnyomja egycellás áramlási szerkezetet kialakítva (11c ábra). A modelldobozban kifejlődő felszín alatti áramlási formák igen érzékenyek mind a Rayleigh-szám, mind a hidraulikus gradiens értékére (12. ábra) (Cserepes, Lenkey 2004).

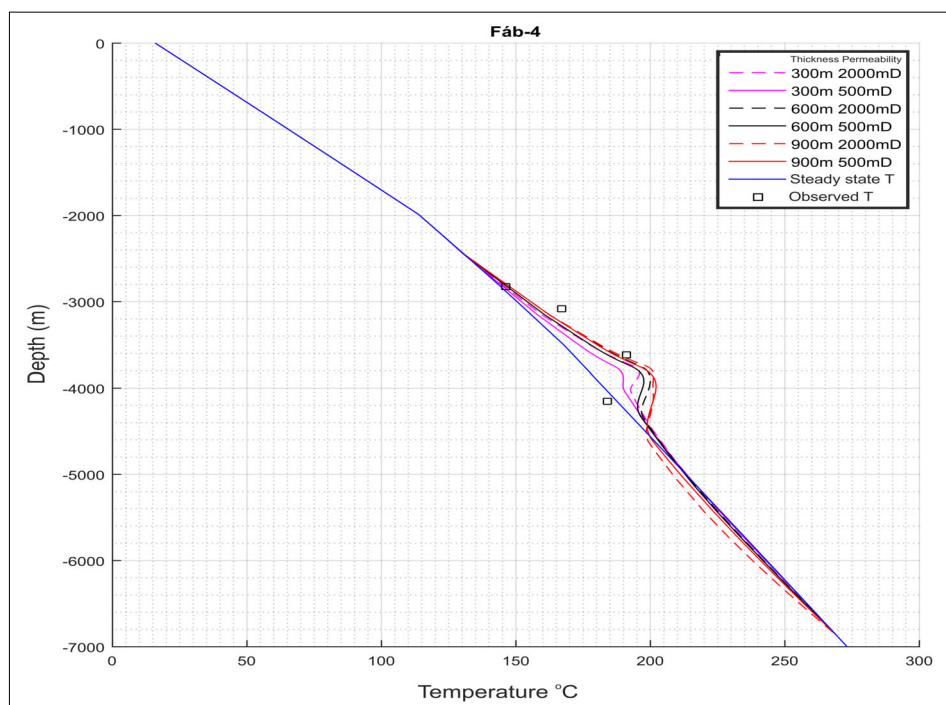
A teoretikus modellszámítások mellett alkalmazott felszín alatti vízáramlás-szimulációkat is végeztünk, hogy támogassuk a hazai geotermikus kutatások sikerességét. Magyarországon több olyan repedezett és/vagy karsztosodott karbonátos geotermikus rezervoár létezik, melyek fiatal impermeábilis üledékekkel fedettek. Ezek egyike

Fábiánsebestyén, mely híressé vált a forró, 170 °C-os gőzkitöréséről. A hőmérsékletadatok azt sejtetik, hogy a tározóban termikus konvekció zajlik. A problémát a FEFLOW véges elemes numerikus szoftver segítségével vizsgáltuk (13. ábra), melyben a modellgeometriát kútadatok és szeizmikus szelvények alapján állítottuk fel. A tározóközet vastagságát és permeabilitását állandónak tekintettük, és a vizsgálat során szisztematikusan változtattuk. Összhangban a teoretikus szimulációk eredményeivel a tározóban kvázistacionárius termikus konvekció alakult ki (14. ábra), melynek formáját elsősorban a rezervoár geometriája, azaz vastagsága befolyásolta. Megállapítottuk, hogy a konvekció által előidézett hőmérsékleti anomália a rezervoár felett és alatt gyorsan lecseng a hővezetés következtében (15. ábra). Így felszínközeli hőmérsékleti megfigyeléssel nem lehetséges bizonyítani a konvekció jelenlétét, csupán mélységi hőmérsékletmérések hasznosak az alapközetet érintő geotermikus kutatásban (Lenkey et al. 2019).



14. ábra Hőmérséklet-különbség a konvekciót is tartalmazó és tisztán konduktív megoldások között a rezervoár felszínén. A rezervoár vastagsága 600 m, míg permeabilitása (a) 500 mD, illetve (b) 2000 mD

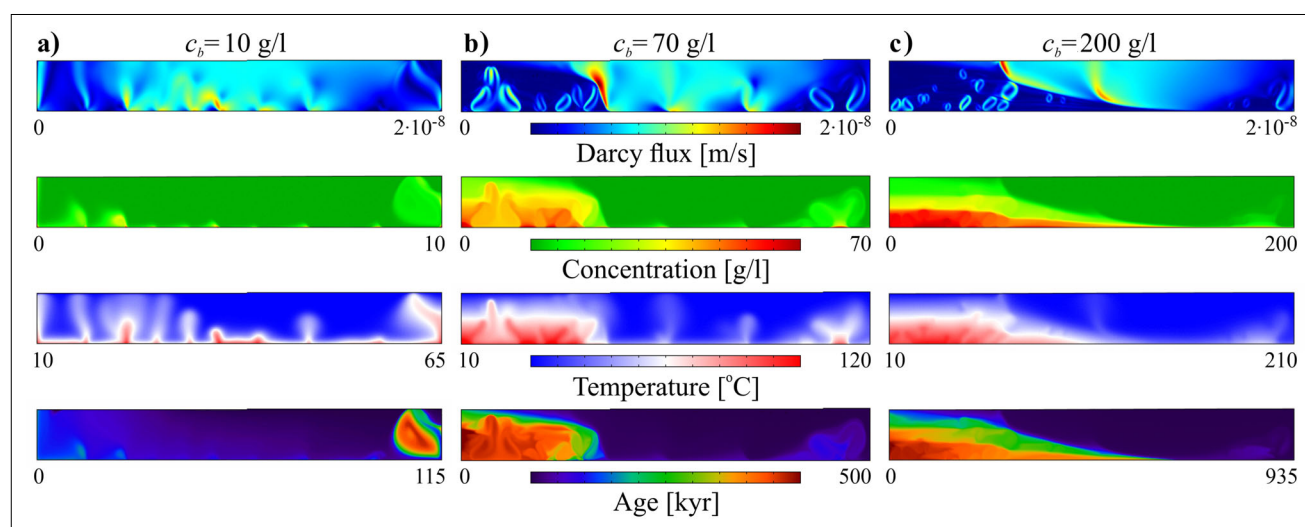
Figure 14 Temperature difference between convective and conductive model calculations at the top of the reservoir. The reservoir thickness is 600 m, the permeability of the reservoir is (a) 500 mD and (b) 2000 mD



15. ábra A Fab-4 kútban mért hőmérsékletadatok (négyzet) és a modellezett hőmérsékletprofil összehasonlítása különböző tározóvastagság (300–900 m) és permeabilitásértékek (500–2000 mD) esetén
Figure 15 Comparison of temperature data observed in well Fab-4 (squares) and modelled temperature profiles at different reservoir thicknesses (300–900 m) and permeabilities (500–2000 mD)

A felszín alatti vízáramlást általánosan a víztükör gradiense, valamint a hőmérséklet és a sótartalom változásából fakadó felhajtóerő együttesen irányítja. Visszatérve a felszín alatti vízáramlást okozó hajtóerők teoretikus vizsgálatához, kétdimenziós numerikus modellszámításokat haj-

tottunk végre a COMSOL Multiphysics véges elemes szoftvercsomag segítségével. Első lépésben a topográfia és a termikus felhajtóerő (Szijártó et al. 2019, 2021), második lépésben a hőmérséklet és a sótartalom okozta felhajtóerő (Szijártó, Galsa 2020), végül a topográfia és a sótartalom

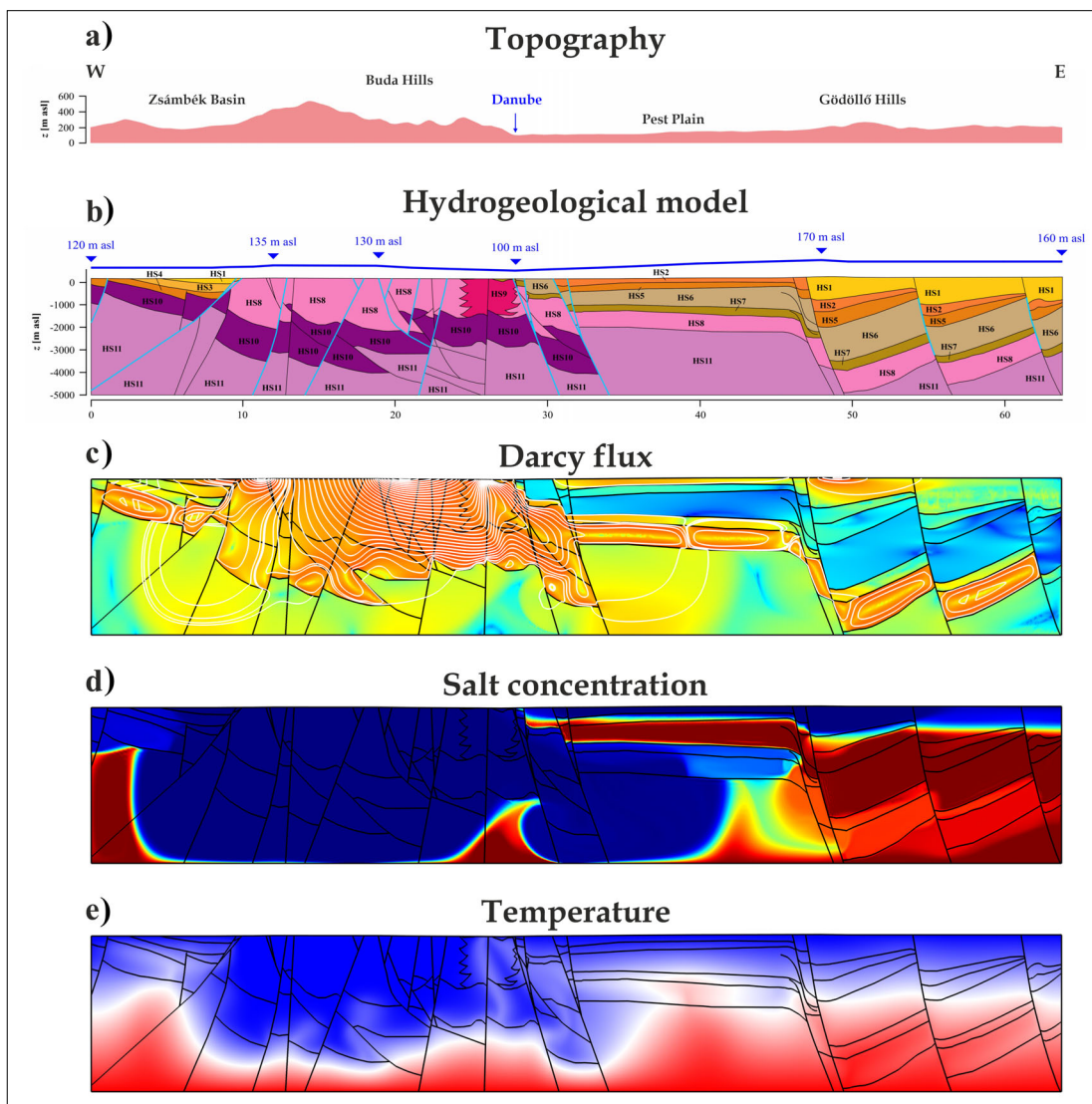


16. ábra A Darcy-fluxusnak, a sókoncentrációnak, a hőmérsékletnek és a vízkornak kvázistacionárius megoldásai a topotermohalin modellben különböző, alsó határfeltételként előírt sótartalom esetén: (a) $c_b = 10$ g/l, (b) $c_b = 70$ g/l és (c) $c_b = 200$ g/l. A regionális vízáramlás jobbról balra történik, míg a modelltartomány alsó határán 90 mW/m^2 hőfluxus van előírva

Figure 16 Quasi-stationary solution for the Darcy flux, the salt concentration, the temperature and the water age of the topotermohaline models at different bottom salt concentrations: (a) $c_b = 10$ g/l, (b) $c_b = 70$ g/l and (c) $c_b = 200$ g/l. Regional groundwater flow is driven from right to left, bottom heat flux is 90 mW/m^2

(Galsa et al. 2022) által kialakított komplex áramlási rendszereket vizsgáltuk. Ezt követően, a korábbi vizsgálatok szintéziseként szintetikus szimulációsorozatot végeztünk, hogy megismerjük a víztükör térbeli változása (topográfiája), valamint a termikus és halin felhajtóerő (topotermohalin konvekció) által indukált vízáramlás dinamikáját. A topotermohalin konvekciós modellekben részletes érzékenységvizsgálatot hajtottunk végre, hogy feltérképezzük a sótartalom, a víztükör topográfiájának, illetve az alsó hőfluxus szerepét a kialakuló áramlásra, hőmérsékletre, vízkorra stb. A kétdimenziós modelltartomány mérete $40 \text{ km} \times 5 \text{ km}$, a közeg homogén és $0,1 D = 10^{-13} \text{ m}^2$ permeabilitású volt. A regionális vízáramlást a felszínen előírt 50 m amplitúdójú félkoszinuszos víztükör hajtja jobbról balra, a medence alsó határán 90 mW/m^2

hőfluxus van előírva, míg a só a medence alsó határán keresztül diffúzióval képes utánpótlódni az előírt c_b állandó sókoncentráció révén. Csupán a sótartalom hatására fókuszálva megállapíthatjuk, hogy az alkalmazott modellparaméterek esetén alacsony sótartalom mellett a topográfia által vezérelt regionális vízáramlás kellően erősnek bizonyul ahhoz, hogy a felszínen belépő csapadék-víz kisöpörje a medencéből a sós vizet (16a ábra). A 90 mW/m^2 alsó hőfluxus elegendő ahhoz, hogy a medence aljáról meleg vízoszlopok emelkedjenek fel, melyek a regionális áramlással a kiszivárgási zóna felé, esetünkben balra mozognak. Növelve a medence alján az oldott só koncentrációját (c_b), egy sós dóm alakul ki a kiszivárgási zóna alatt, melyben élénk termohalin konvekció formálódik, benne versenyre kelve a pozitív termikus és negatív



17. ábra Topotermohalin modell a Budai Termálkarsztot keresztelő kétdimenziós hidrogeológiai szelvény mentén. (a) Topográfia, (b) hidrogeológiai szelvény víztükörrel (kék), (c) a Darcy-fluxus, (d) az oldott anyag koncentrációja és (e) a hőmérséklet eloszlása 500 000 évvel a szimuláció kezdete után. A kezdeti feltétel a konduktív hőmérséklet-eloszlás és a tengervíznek megfelelő sós pórúsvíz volt

Figure 17 Topotermohaline model along a 2D hydrogeological section crossing the Buda Thermal Karst system. (a) Topography, (b) hydrogeological section with water level (blue), (c) the Darcy flux, (d) the dissolved salt concentration and (e) the temperature field after the initial condition by 500 kyr. Initial stage was conductive temperature distribution and salinity corresponding to marine pore water

halin felhajtóerő (*16b ábra*). A sós dómon belül a víz jelentősen felmelegszik, míg a vízkor érdemben megnő. Magas sótartalom esetén a sós, nagy sűrűségű víz már nemcsak a kiszivárgási zónát, hanem a medence mélyebb rétegeit is elárasztja, kialakítva egy többréteges, spontán rétegződő termohalin konvekciós áramlási rendszert (*16c ábra*). Az alsó hőáramnak köszönhetően ez a tartomány jelentősen felmelegszik, s a víz kora erőteljesen megnő, hiszen a magas sótartalom miatt ellenáll a topográfia által vezérelt regionális vízáramlásnak. Mindeközben az édesvíz által dominált tartományban hőoszlopok fejlődnek, melyeket a regionális vízáramlás balra, a kiszivárgási zóna felé sodor (Galsa et al. 2019).

A kifejlesztett topotermohalin modellt alkalmaztuk egy valós hidrogeológiai szelvény mentén, mely nyugat–keleti irányban keresztezi a Budai Termálkarszt rendszert (Fodor 2013). A rendszer legfontosabb sajátossága, hogy a Duna nyugati, budai oldalán a nagy hidraulikus vezetőképességű karsztosodott karbonát részben fedetlen formában van jelen, míg a keleti, pesti oldalon az oligocén agyagos vízzáró által fedett (*17b ábra*). A szimulációk elsődleges tanulsága, hogy a budai oldalon beszivárgó csapadék, tehát a topográfia által vezérelt vízáramlás mindössze néhány tízezer év alatt kisöpri a meleg és sós póruszvizet (*17d,e ábra*). Ezzel szemben a pesti oldalon lévő agyagos vízfogó magas sótartalma geológiai időközön keresztül is képes konzerválódni. Az agyagos réteg feletti neogén üledékekben a topográfia által vezérelt vízáramlás uralkodik alacsony hőmérsékletet és sótartalmat idézve elő. Azonban termohalin konvekció formálódik a Pesti-síkság alatti fedett és – feltételezhetően – karsztosodott karbonátos tározóban (*17c ábra*). A nyugati fedetlen oldalról származó hideg édesvíz hatékonyan keveredik a keleti fedett oldalról származó melegebb, nagyobb sótartalmú vízzel, mely a Duna környezetében mint a terület fő kiszivárgási zónájában éri el a felszínt.

4. Jelenlegi kutatási irány

A felszín alatti vízáramlást számos tényező befolyásolja a fentebb említettek kivül. A közeg mikroszkopikus és makroszkopikus heterogenitása a vízáramlás irányán és nagyságán kívül hatással van mind a hőtranszportra (Molnár, Galsa 2022), mind az oldott anyag transzportra. Habár a jelenség régóta ismert, és a probléma a hő- vagy mechanikai diszperzió figyelembevételével numerikusan kezelhető (legalábbis átfogó módon), mégis a permeabilitás-heterogenitások statisztikai tulajdonságai és a diszperzivitás közötti kapcsolat kevésbé kutatott. Habár meglehetősen elméleti, tudományos értelemben mégis érdekes feladat a heterogén közegben létrejövő termikus konvekció kialakulási feltételeinek vizsgálata. Az eredmények pontosíthatják mind a geotermikus rendszerek viselkedésének előrejelzését, mind a regionális vízáramlási modelleket.

A numerikus modellek szintjén a határfeltételeket időben állandónak szokás feltételezni, noha azok különböző

időskálán is változhatnak. Hosszú idejű változást okozhat magának a geológiai rendszernek a fejlődése (kiemelkedés, erózió stb.), s az ezzel együtt járó hidrogeológiai (talajvíztükör), hidraulikai (permeabilitás, rétegnyomás) vagy geofizikai (porozitás-) paraméterek módosulása. Ennél jóval rövidebb időskálán – természetes, illetve mesterséges folyamatoknak köszönhetően – változik az éghajlat, ami a csapadék mennyiségén, eloszlásán, a hőmérsékleten stb. keresztül befolyásolja a felszín alatti vízáramlási rendszereket is. Tehát a klíma és a felszín alatti vízáramlási rendszerek közvetlen és közvetett kapcsolatainak feltárása, illetve vizsgálata különösen perspektivikus kutatási iránynak tekinthető.

Köszönetnyilvánítás

Jelen kutatást a Nemzeti Kutatási, Fejlesztési és Innovációs Hivatal az OTKA K-129279, PD-142660, FK-135115 és K-125171 sz. pályázatán keresztül támogatta. A kutatás az Éghajlatváltozás Nemzeti Multidiszciplináris Laboratórium RRF-2.3.1-21-2021 számú projekt keretében valósult meg. Herein Mátyást az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj támogatta.

A tanulmány szerzői

Galsa Attila, Herein Mátyás, Szijártó Márk, Süle Bálint, Lenkey László

Hivatkozások

- Cserepes L. (1982): Numerical studies of non-Newtonian mantle convection. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 30/1, 49–61.
- Cserepes L. (1993): Effect of depth-dependent viscosity on the pattern of mantle convection. *Geophysical Research Letters*, 20/19, 2091–2094.
- Cserepes L. (1998): High-amplitude magnetoconvection in a horizontal external magnetic field. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 33/2–4, 365–375.
- Cserepes L., Christensen U. R., Ribe N. M. (2000): Geoid height versus topography for a plume model of the Hawaiian swell. *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 29–38.
- Cserepes L., Lenkey L. (1999): Modelling of helium transport in groundwater along a section in the Pannonian basin. *Journal of Hydrology*, 225, 185–195.
- Cserepes L., Lenkey L. (2004): Forms of hydrothermal and hydraulic flow in a homogeneous unconfined aquifer. *Geophysical Journal International*, 158, 785–797.
- Cserepes L., Rabinowitz M. (1985): Gravity and convection in a two-layer mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 193–207.
- Cserepes L., Rabinowicz M., Rosemberg-Borot C. (1988): Three-dimensional infinite Prandtl number convection in one and two layers with implications for the Earth's gravity field. *Journal of Geophysical Research*, 93/B10, 12009–120025.
- Cserepes L., Yuen D. A. (1997): Dynamical consequences of mid-mantle viscosity stratification on mantle flows with an endothermic phase transition. *Geophysical Research Letters*, 24/2, 181–184.

- Cserepes L., Yuen D. A. (2000): On the possibility of a second kind of mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, 183, 61–71.
- Cserepes L., Yuen D. A., Schroeder B. (2000): Effect of the mid-mantle viscosity and phase-transition structure on 3D mantle convection. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 118/1–2, 135–148.
- Fodor L. (2013): A Budai-hegység felépítését szemléltető K–Ny irányú szelvények. In: Mindszenty A. (ed.) Budapest: földtani értékek és az ember – városgeológiai tanulmányok. Etövs Loránd University Press, pp. 20.
- Galsa A., Cserepes L. (2003): The number of hotspots in three-dimensional numerical models of mantle convection. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 38/1, 103–109.
- Galsa A., Herein M., Lenkey L., Farkas M. P., Taller G. (2015): Effective buoyancy ratio: a new parameter for characterizing thermo-chemical mixing in the Earth's mantle. *Solid Earth*, 6, 93–102.
- Galsa A., Lenkey L. (2007): Quantitative investigation of physical properties of mantle plumes in three-dimensional numerical models. *Physics of Fluids*, 19, paper: 116601.
- Galsa A., Szijártó M., Tóth Á., Havril T., Mádl-Szőnyi J. (2019): Interaction of topography-, salinity- and temperature-driven groundwater flow in synthetic numerical models and along a hydrogeological section. In: 14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basin, Hévíz, Hungary.
- Galsa A., Tóth Á., Szijártó M., Pedretti D., Mádl-Szőnyi J. (2022): Interaction of basin-scale topography- and salinity-driven groundwater flow in synthetic and real hydrogeological systems. *Journal of Hydrology*, 609, paper: 127695.
- Herein M., Galsa A., Lenkey L. (2013): Impact of the Rayleigh number and endothermic phase transition on the time behaviour of mantle avalanches. *Journal of Geodynamics*, 66, 103–113.
- Lenkey L., Hutka G., Balázs A. (2019): Modelling of thermal convection in the Fábiansébestyén geothermal reservoir. In: 14th Workshop of the International Lithosphere Program Task Force Sedimentary Basin, Hévíz, Hungary.
- Lichtenberger J., Hamar D., Cserepes L. (1987): Computation of whistler wave normals using a combined matched filtering and parameter estimation technique. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 49/11–12, 1075–1079.
- Molnár B., Galsa A. (2022): Felszín alatti vízáramlás és hőtranszport sztochasztikus permeabilitású közegekben. *Magyar Geofizika*, 63/1, 22–33.
- Süle B. (2005): The structure and the surface manifestation of mantle plumes in depth-dependent three-dimensional models. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, 40/1, 89–104.
- Süle B. (2015): Mantle plume characteristics in three-dimensional depth- and temperature-dependent models. *Acta Geodaetica et Geophysica*, 50, 403–417.
- Szijártó M., Galsa A. (2020): Termohalin konvekció numerikus vizsgálata porózus közegmodellben. *Magyar Geofizika*, 61/4, 177–190.
- Szijártó M., Galsa A., Tóth Á., Mádl-Szőnyi J. (2019): Numerical investigation of the combined effect of forced and free thermal convection in synthetic groundwater basins. *Journal of Hydrology*, 572, 364–379.
- Szijártó M., Galsa A., Tóth Á., Mádl-Szőnyi J. (2021): Numerical analysis of the potential for mixed thermal convection in the Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 34, paper: 100783.