

Battonya–Pusztaföldvári-hát térségének nagy entalpiájú geotermikusenergia-vagyona (I. rész): hidrodinamikai és hőtranszportmodell

KUN Éva¹; ZILAHÍ-SEBESS László¹, SZANYI János²

¹Szabályozott Tevékenységek Felügyeleti Hatósága (SZTFH) Földtani Igazgatóság

²Szegedi Tudományegyetem

The high enthalpy geothermal energy resource of the Battonya–Pusztaföldvár High (Part I): hydrodynamic and heat transport model

Abstract

Hungary's largely unexploited high enthalpy geothermal energy resources are permissive for the installation of geothermal power generation systems. The deep geothermal potential and the rate of exploitation have considerable uncertainties. These uncertainties can be reduced by numerical modelling based on extant data available from previous research. Geothermal developments in Hungary focus on basement ridges previously revealed by hydrocarbon exploration and structural geology research.

In our study, 3D hydrodynamic and heat transport cross-border model of the Battonya–Pusztaföldvár High was developed on a subregional scale using the equivalent porous method, with the aim of mapping the thermal anomaly and flow space that resulted from the geometry of the area. The suitability of the area is implied by recent research projects, and the special position of the basement high and deep basins. In the simulation, anomalous temperature condition of the basement high detected by the measurements was modelled as the result of the difference in rock quality between the trough and the high and the intense fluid flow in the weathered, loosened zone of the basement. Our regional numerical simulation provides a good basis for predicting the interactions between different pore space usages, for determining the production yields to be protected, and can also be a useful tool for delineating geothermal protection zones.

Keywords: hydrodynamic and heat transport modelling, geothermal potential, basement highs, UNFC-2009 method, FEFLOW® modelling software, pore space utilization

Összefoglalás

Magyarország jórészt kiaknázatlan nagy entalpiájú geotermikusenergia-készlete lehetővé teszi áramtermelő geotermikus rendszerek létesítését. A mélységi geotermikus potenciál meghatározása, hasznosíthatóságának mértéke jelentős bizonytalansággal terhelt, melynek mértékét archív kutatási eredmények alapján készülő numerikus modellvizsgálatokkal csökkenthetjük. A nagy entalpiájú geotermikus energiahasznosítás, a hazai szerkezet- és szénhidrogén-kutatások során feltárt aljzati kiemelkedésekre fókuszál.

Vizsgálatunk célterülete, a Battonya–Pusztaföldvári-hát is mély árkokkal szegélyezett aljzati magaslat. Jelentőségét az elmúlt időszak geotermikus hasznosítást célzó kutatásai adják. Tanulmányunkban ismertetjük a Battonya–Pusztaföldvári-hát határon átnyúló 3D-s hidrodinamikai és hőtranszport modelljét, melyet szubregionális léptékben ekviporózus megközelítéssel készítettünk el. Alapvető célünk volt, hogy modellünkkel egyaránt leképezzük a hátság okozta hőanomáliát és az áramlási tér komplexitását. A szimuláció során az aljzati hátság mérésekkel detektált felfűtöttebb állapotát az árok és hátság közötti kőzetminőségi eltérése, illetve az alaphegység mállott, fellazult zónájának intenzívebb fluidum-áramlása eredőjeként állítottuk elő. Az általunk készített regionális numerikus szimuláció jó támpontot nyújt a különböző célú pórusterhasznosítások egymásra gyakorolt hatásainak előrejelzéséhez, védendő termelési hozamok meghatározásához, valamint hasznos eszköz lehet a geotermikus védőidom kijelöléséhez is.

Kulcsszavak: hidrodinamikai és hőtranszport modellezés, geotermikus potenciál, aljzati magaslat, UNFC-2009 módszer, FEFLOW® modellező szoftver, póruster használat

Bevezetés

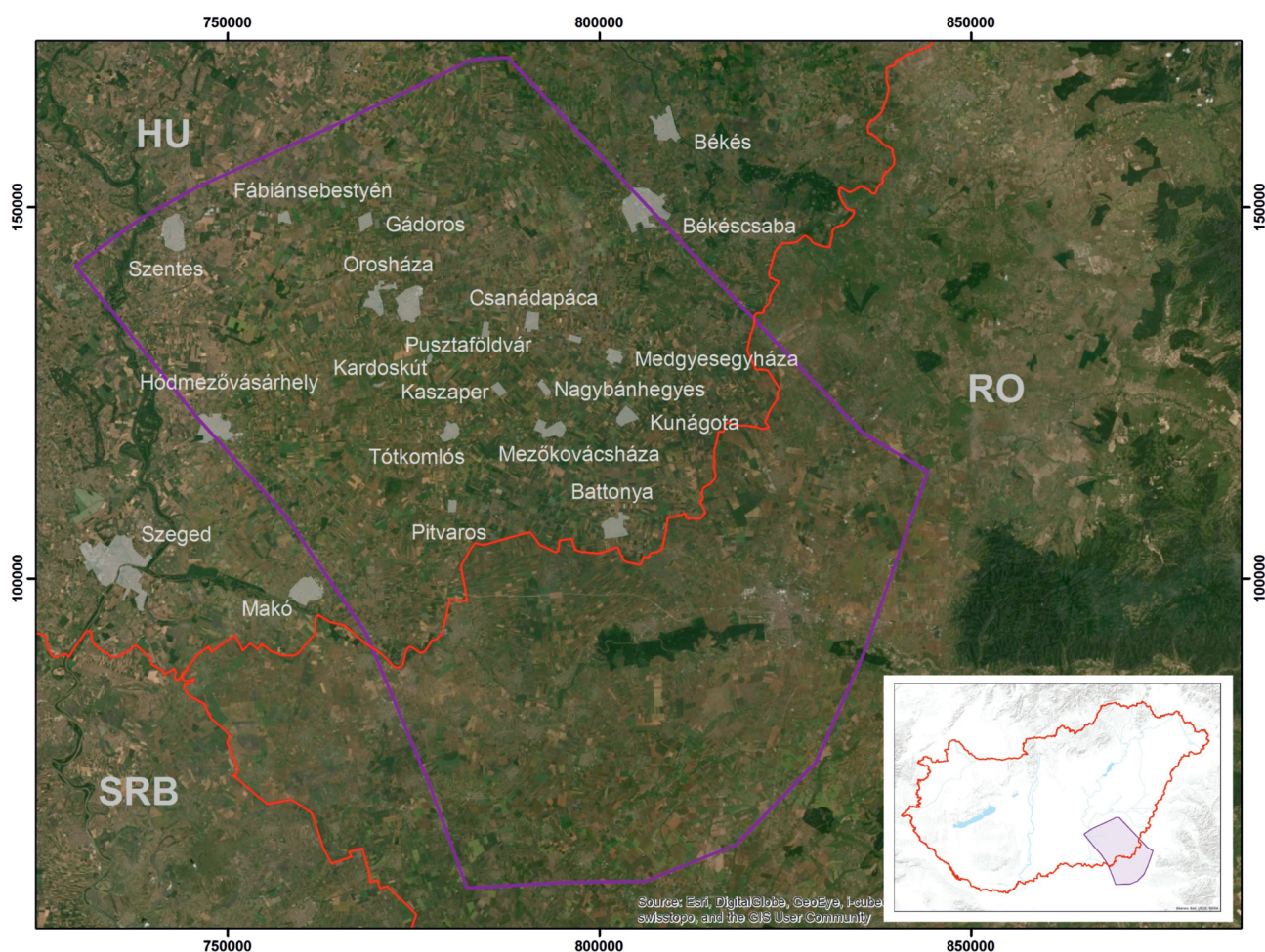
A társadalom és a gazdaság figyelme a karbonsemleges, fenntartható módon előállítható energiafajták kutatása és hasznosítása irányába fordult. A különböző energiafajták versenyeznek, melyikük adja a legnagyobb hasznot az okozott káros hatásokat (externáliákat) is figyelembe véve. A geotermikus energia zárt rendszerű hasznosítása lehet az egyik nyertese a karbonsemleges energiatermelésre való átállásnak. Bár Magyarországon a geotermikus energia részaránya az energiaellátásban – az ország potenciáljához képest – alacsony, lassú növekedésnek lehetünk tanúi (SZANYI et al. 2021). Az utóbbi évek technológiai fejlődése ellenére a geotermikusenergia-szektor növekedése nemzetközi szinten is elmarad más megújuló energiafajták hasznosításának mértékétől, különösen a nap- és szélenergia tekintetében (RYBACH 2010). A földhő ugyanakkor helyben található, időjárásfüggetlen energiaforrás, így egységnyi beépített teljesítmény hatékonyabban hasznosítható (REN21 2019, SZANYI 2019). Ez az energiátípus a földkéreg minden pontján jelen van, kinyerése fluidumhoz kötött. Bár a geotermikus energia kimeríthetetlennek tűnik – a Földön kitermelhető nem fosszilis energiafajták mintegy kétharmadát

képviseli (WEA 2000) – csak részlegesen tekinthető megújulóknak.

A geotermikus energia hasznosítása a pórusterrel való gazdálkodás egyik fontos formája. A pórusteret hasznosítjuk a termálvíz termelés-visszasajtolás, a CH-tárolás, CO₂ elhelyezés által, de a felszín közeli bányáüregek, bányák másodlagos hasznosítása is ebbe a témakörbe tartozik. A póruster mint hasznosítható véges térfogat a jövőben várhatóan jelentősen fel fog értékelődni.

A numerikus szimulációk nagyban segítik a geotermális folyamatok jobb megértését. Emellett a hidrodinamikai és hőtranszport modulok lehetővé teszik a dinamikus készletek becslését akár többféle forgatókönyv szerint. Ehhez mintaterületként a hazai EGS-kialakítás egyik célterületének tartott Battonya–Pusztaföldvári-hátat (1. ábra) választottuk (DÖVÉNYI et al. 2005, MÁDLNÉ SZÓNYI et al. 2008). A modellezett terület peremfeltételei okból átnyúlik Romániába is. Mivel a román területről kevés információval rendelkezünk, a magyar területrészen megismert szerkezeti és közzettani elemek folytonosságát tételeztük fel.

A hátságoknak, aljzati kiemelkedéseknek – köztük a Battonya–Pusztaföldvári-hátnak – már évtizedek óta kiemelt szerepe van a szénhidrogén-bányászatban, és a tenden-



1. ábra. A tanulmányozott terület műholdfelvételen ábrázolva ([m] EOVS-koordináta rendszerben)

Figure 1. Satellite image of the study area ([m] in EOVS coordinate system)

ciák is azt mutatják, hogy a geotermikus kutatások (HORVÁTH et al. 2015, VASS et al. 2018), illetve koncessziók is előszeretettel fókuszálnak ezekre a térségekre, pl. az EU-FIRE Battonya-projektje (<http://www.eu-fire.hu/pages/egshungary>) vagy Tótkomlóson a mezozoos aljzatra újonnan telepített kutakra épülő hőhasznosítás (<https://www.totkomlos.hu/palyazatok/KEHOP-5.3.2-17-2017-00013/>).

Örvendetes tény, hogy az Alföld aljzati képződményeiről alkotott ismeretanyag jelentősen bővült az utóbbi évtizedben (M. TÓTH et al. 2021), ugyanakkor a Battonya–Pusztaföldvári-hát kapcsán leginkább közvetett bizonyítékokra hagyatkozhatunk. Analógiaként hivatkozunk a bátaapáti kutatásra, ahol egy sekély mélységű eltemetett paleozoos rögnék a nagyon részletes és széles méretskálán végzett hidrogeológiai célú vizsgálatsorozata történt meg (BALLA et al. 2004). Tanulmányunk célja, hogy két részesre tervezett cikkünk első részében bemutassuk egy jó ismerettségű aljzati hát hidrodinamikai és hőtranszport modellezéséhez vezető utat, a megoldandó problémák körét, ami magába foglalja a hidrosztratigráfiai egységek megalkotását, valamint az adathiányok pótlását és a mérési (in situ, laboratóriumi) eredmények értelmezését is.

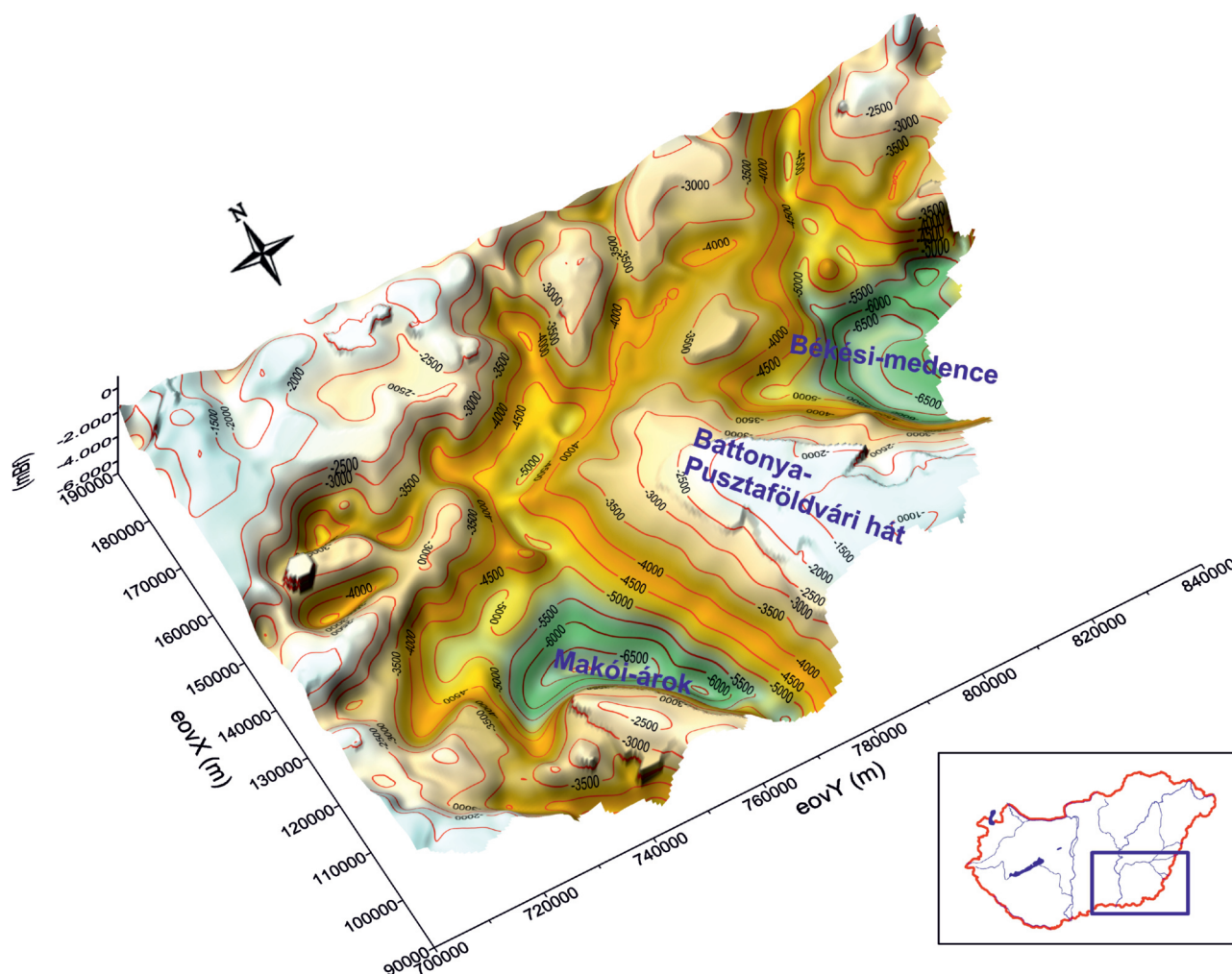
Geológiai adottságok

Földtani viszonyok

A tanulmányunkban vizsgált terület, a Battonya–Pusztaföldvári-hát pannóniaiánál idősebb képződményei a Tiszai-Főegységhez (FÜLÖP 1994), Magyarország nagyszerkezeti pásztái közül a takarós felépítésű Békés–Kodru nagyszerkezeti egységbe tartoznak (HAAS et al. 2010).

Az aljzat DK felé enyhén emelkedő gerince az országhatár mentén a tengerszint alatt 1000 méteres magasságba emelkedik ki a környezetéből (2. ábra), ÉK-i és DNY-i szomszédságában Magyarország két legmélyebb, –6500, illetve –7000 m-es mélységet is meghaladó neogén süllyedéke, a Békési-medence és a Makói-árok helyezkedik el. (HAAS et al. 2010). DANK & BÁN (1966) hívták fel a figyelmet a metamorf képződményekből és gránitból álló alaphegységi maximum ÉNy–DK-i morfológiai csapásirányára.

A prekainozoos aljzatot egymással ismeretlen genetikai kapcsolatban álló, közepes fokú metamorfitek és variszkuszi granitoid (Battonyai Komplexum) építik fel, melyet K-ről és Ny-ról a Makói-árok, illetve a Békési-medence fog

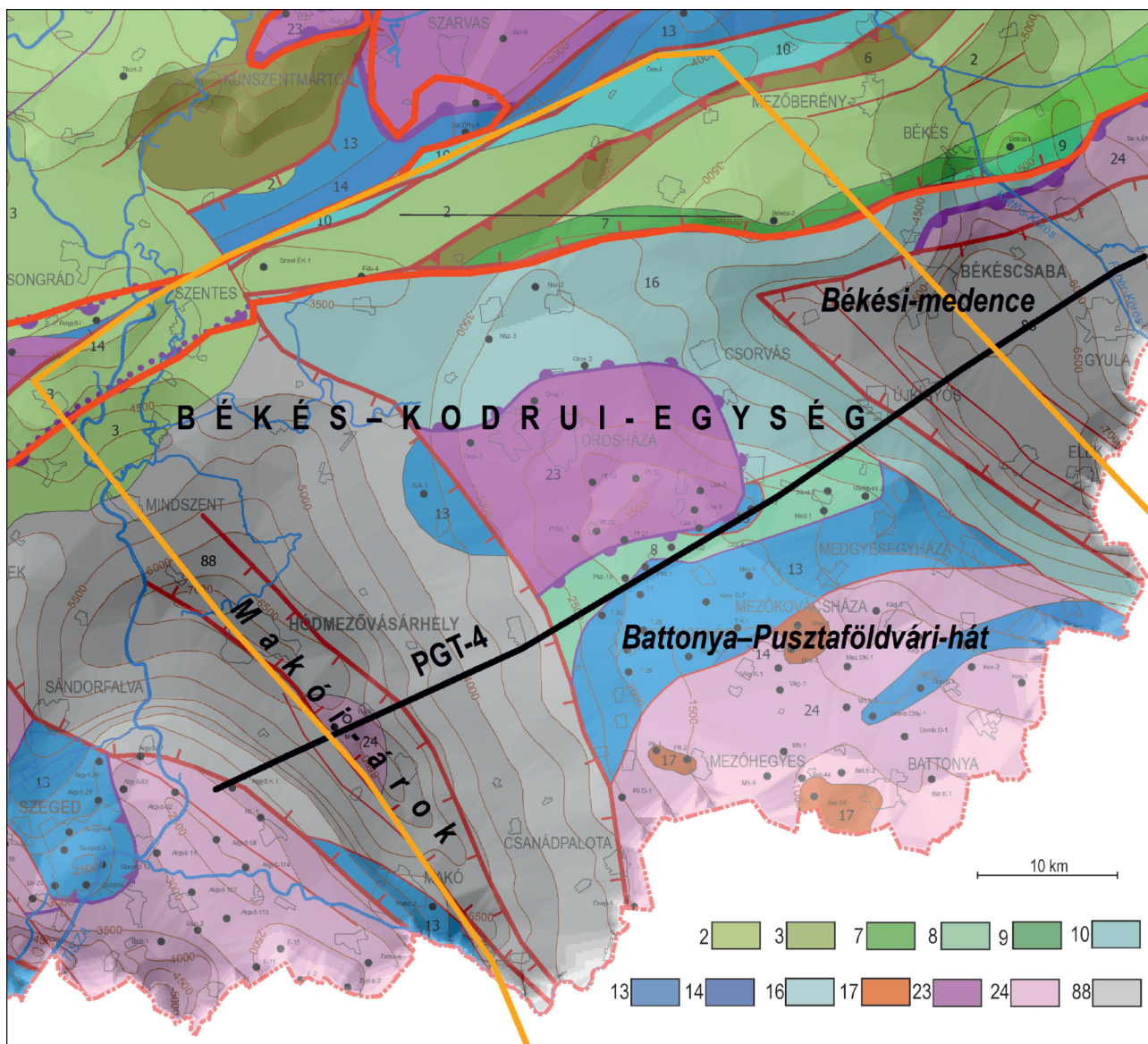


2. ábra. A prekainozoos aljzat tetőszint térképe a Battonya–Pusztaföldvári-hát térségében [mBf] SZANYI et al. 2015 alapján

Figure 2. The topography of the Pre-Cenozoic basement surroundings of Battonya–Pusztaföldvár High [masl] after SZANYI et al. 2015

közre (3. ábra). Pusztaföldvár környékén az üledékes eredetű metamorfitek dominálnak (Pusztaföldvári Csillámpala F.). A formációt csillámpala, kvarccsillámpala, csillámos kvarcit alkotja, uralkodó kőzettípus a kvarccsillámpala. A földpátok helyenkénti erősebb felszaporodásával, a csillám-tartalom csökkenésével gneisz jellegű kőzetsávok, lencsék is előfordulnak (NUSSZER 1985). Szerkezetileg határolódik el a Battonyai Komplexum tömege, melyre uralkodóan a migmatitok, granitoidok, valamint a mikroklin – blasztézi-ses kőzetek jellemzők (NUSSZER 1985).

A Pitvaros–Mezőkovácsháza–Kunágota települések vonalától D-re, az országhatárig terjedő terület aljzatát a Battonyai Komplexum kőzetei alkotják (FÜLÖP 1994): a fúrások intruzív granitoidot tártak fel. A granitoidból szeparált monacit Th–Pb kora 306–336 millió év, cirkon U–Pb kora 356 M év (lényegében egyidős a Mórággyi röggel [340 M év]), azaz variszkuszi (STEGENA & KISS 1967). A komplexum tömegében keskeny sávként megjelenő alsó triász rétegsor (Jakabhegyi Homokkő F.) É-i vergenciájú takarók közé csíródott be.



3. ábra. A vizsgált terület magyarországi részének prekainozoos térképvégata (HAAS et al. 2010)

Jelkulcs: narancssárga vonal, modellhatár magyarországi képe; fekete vonal: PGT-4 Pannon Geotraverz mélyreflexió szelvény nyomvonal; 2: Senon flis; 3: Senon szárazföldi, sekély- és mélytengeri képződmények; 7: Alsó kréta pelágikus márga, mészkő; 8: Jura – alsó kréta pelágikus mészkő, márga; 9: Középső jura – alsó kréta pelágikus mészkő, tűzköves mészkő; 10: Alsó, középső jura pelágikus, finom sziliciklasztos öszlet; 13: Középső triász sekélytengeri, sziliciklasztos és karbonátos öszlet; 14: Alsó triász folyóvízi és delta fáciesű, sziliciklasztos képződmények; 16: Mezozoos képződmények tagolás nélkül; 17: Permi riolit; 23: Variszkuszi metamorf öszlet (gneisz, csillámpala, amfibolit); 24: Variszkuszi kristályos kőzetek tagolás nélkül; 88: ismeretlen medencealjzat

Figure 3. Pre-Cenozoic map of the study area – Hungarian part (HAAS et al. 2010)

Legend: orange line, Hungarian part of the model boundary; black line: location of the PGT-4 Pannon Geotraverse deep reflection line; 2: Senonian flysch; 3: Senonian continental, shallow and deep marine formations; 7: Lower Cretaceous pelagic marls, limestones; 8: Jurassic to Lower Cretaceous pelagic limestones, marl; 9: Middle Jurassic to Lower Cretaceous pelagic limestone, cherty limestone; 10: Lower and Middle Jurassic pelagic, fine-grained siliciclastic and carbonate formations; 13: Middle Triassic shallow marine siliciclastic and carbonate formations; 14: Lower Triassic siliciclastic formation of fluvial and delta facies; 16: Mesozoic rocks in general; 17: Permian rhyolite; 23: Variscan metamorphites (gneiss-micaschist-amphibolite); 24: variscan crystalline rocks in general; 88: unknown basement.

A Tótkomlós–Kaszaper–Nagybánhegyes–Medgyesbodzás–Medgyesegyháza települések mentén, 10–15 km széles vonulatban kora és középső triász, illetve jura korú kifejlődések (homokkő, mészkő, pelágikus mészkő, márgaképződmények és dolomit) alkotják az aljzat felszínét, melyek felnyúlnak az alsó krétáig. Csanádapáca–Kardoskút–Oroszáza térségében újra a metamorf aljzatkomplexum (tektonikusan erősen igénybevett, gyüredezett, milonitosodott gneisz és csillámpala – magkomplexum, melyről a Pannon-medence kialakulása során takarók csúsztak le), majd tovább ÉÉNy felé újra mezozoos képződmények alkotják az aljzatot (HAAS & BUDAI 2014).

A Szentes–Békés településektől északra már a Villány–Bihari-egység mezozoos képződményei adják az aljzat fő alkotóit.

A vizsgált területen a permet elsősorban a Gyűrűfői Lappilitufa (korábban Riolit) Formáció képviseli, amely sok helyen áttöri a gránitot, kora ~ 260 M év (RAUCSIK et al. 2019). Ennek kialakulása az alpi ciklus kezdetéhez, a Neotethys-óceán felnyúlását megelőző kontinentális riftesedéshez kapcsolódik. SZEMERÉDI (2020) megállapította, hogy a variszku-szi battonyai gránit és a battonyai permisavanyú vulkanitok nem állhatnak egymással plutoni–vulkáni kapcsolatban. A riolit repedezett, tetőzónája mállott; a területen általában a pannóniai bázisképződmények fekéjében található.

Az alsó triász Jakabhegyi Homokkő Formáció folyóvízi és deltaüledékekből felépülő, sziliciklasztos összlete helyenként bizonyítottan diszkordánsan települ a gránitos aljzatkomplexumra. A medence további süllyedésének köszönhetően a középső triász anisusi emeletét már a sekélytengeri lagúnakörnyezetben lerakódott, sötétszürke vagy fekete, erősen breccsás Szegedi Dolomit Formáció képviseli (BÉRCZINÉ MAKK 1993a; 1998). A ladin–karni emeletet a szintén lagúnakörnyezetben képződött Csanádapácai Dolomit Formáció képviseli BÉRCZINÉ MAKK, 1993b, alsó részén barnásszürke breccsás dolomit, e fölött világosszürke dolomit. A Csanádalberti–Tótkomlós–Pusztaszőlős–Kaszaper, Csanádapáca–Medgyesbodzás településeken keresztül húzott vonalban a Kodruai kifejlődésű mezozoikum minden tagja megtalálható. (SZEPESHÁZY 1978 IN BÉRCZINÉ MAKK 1985).

A jura kifejlődést a triász dolomit rétegsor fedőjében helyenként crinoideás „menyházi mészkő” (Moneasai Formáció) nagy vastagságú, alsó jura mészmárgaösszet alkotja. Ismert a területen a felső jura – alsó kréta calpionellás, radioláriás Pusztaszőlősi Márga Formáció, valamint a Pusztaföldvári Márga Formáció is.

A vizsgálatba vont terület északi részén a Villány–Bihari-egység mezozoos képződményei találhatók az aljzatban: a törmelékes alsó triász (Jakabhegyi Homokkő Formáció), a sekélytengeri sziliciklasztos és karbonátos középső triász (Csanádapácai Dolomit Formáció) és az alsó–középső jura pelágikus képződmények mellett alsó kréta pelágikus márga és platform mészkő is megjelenik egy vékony pásztában.

A prekainozoos aljzat eróziós felszínére jelentős üledék-hézaggal települnek a miocén képződmények. Kifejlődési

jellegüket, elterjedésüket és vastagságukat az aljzat miocén szerkezetalakulása, morfológiája határozta meg.

A magmás és metamorf komplexumokból felépülő medencealjzat felszínén a szerkezeti zónákhoz kapcsolódóan felszíni egyenetlenségek alakultak ki. A kora badeni szerkezeti mozgásokra a badeni rétegsor bázisán megjelenő breccsa-konglomerátum, illetve durva törmelékek jelenléte utalhat és a badeniben újrarendülő üledékképződés.

A badeni rétegsor bázisképződményét durvatörmelékes konglomerátum képezi, amely a szétcsúszó aljzatblokkok közötti árkokban rakódott le (BALÁZS et al. 2016). Települési helyzete változatos, többnyire alaphegységi kőzetek törmelékanyagát tartalmazza, kötőanyaga rendszerint vörösgyag. A badeni tengeri üledékképződés szigettengeri környezetben zajlott, amelyet változatos litofáciesek képviselnek.

A transzgressziós rétegsor bázisán konglomerátum, karbonátos homokkő, aleurit jelenik meg. Néhány fúrás biogén mészkövet is feltárt. A badeni képződmények szerkezetföldtani szempontból lényeges tulajdonsága a rendkívül változatos kifejlődési vastagság és települési mélység. A Battonya–Pusztaföldvári-háton a színrift süllyedés során képződött üledékek közül a szarmata durvatörmelékes kőzetek kevés fúrásból ismertek, és mélységintervallumukat tekintve is rendkívül szórta az előfordulásuk.

A pannóniai üledékképződés kezdetén a Battonya–Pusztaföldvári-hát szárazulat volt (MAGYAR et al. 2004). A pannóniai üledékek vagy közvetlenül a paleozoos-mezozoos alaphegységre települtek vagy a foltokban előforduló prepannóniai miocén képződményekre transzgregáltak.

Az alaphegységi kiemelkedések fölött általában, így a Battonya–Pusztaföldvári-hátságon is, az első pannóniai képződmény a Békési Konglomerátum Formáció (JUHÁSZ et al. 2006). Távol a behordási területektől, a medence legbelső részén kondenzált rétegsorok (mészmárga, márga, agyagmárga települtek. A medencékben ezek alkotják az Endrődi Márga Formációt (JUHÁSZ et al. 2006). A Tótkomlói Mészmárga Tagozat mészmárga-, márgarétegeivel indul, majd fölfelé fokozatosan nyílt vízi agyagmárgába megy át (JUHÁSZ 1994). A mészmárgaösszletre egyedül a Magyarbánhegyes Mbh–1 fúrásban (2431–2443 m) települ vékony bazaltglomerátum (Keceli Bazalt Formáció), amely a pannóniai vulkanizmus jele a Battonya–Pusztaföldvári-háton (SZENTGYÖRGYI et al. 2010). A mélyvízi márgák fölött a finomszemcsés homokkő és agyagmárga váltakozásából álló turbiditösszlet települ. A formáció a kiemelt háton kiemelkedik, de a környező árkok területén igen jelentős, több mint 1000 m-es vastagságban is megjelenik. A turbiditokra a körülbelül 3–7° lejtésű selflejtőn lerakódott Algyői Formáció települ.

Összességében a korábban „alsó-pannóniainak”, jelenleg Alföldi Formációcsoporthoz nevezett képződményegyüttes, mely az alábbi formációkra tagolható: Békési Konglomerátum, Endrődi Márga, Szolnoki Homokkő és Algyői Formáció. Ezen összlet a Battonya–Pusztaföldvári-hát területén mintegy 600–800 méter vastag, míg a Makói-árok irányában a 2500–3500 métert, a Békési-medence felé pedig a 3000 méter vastagságot is eléri.

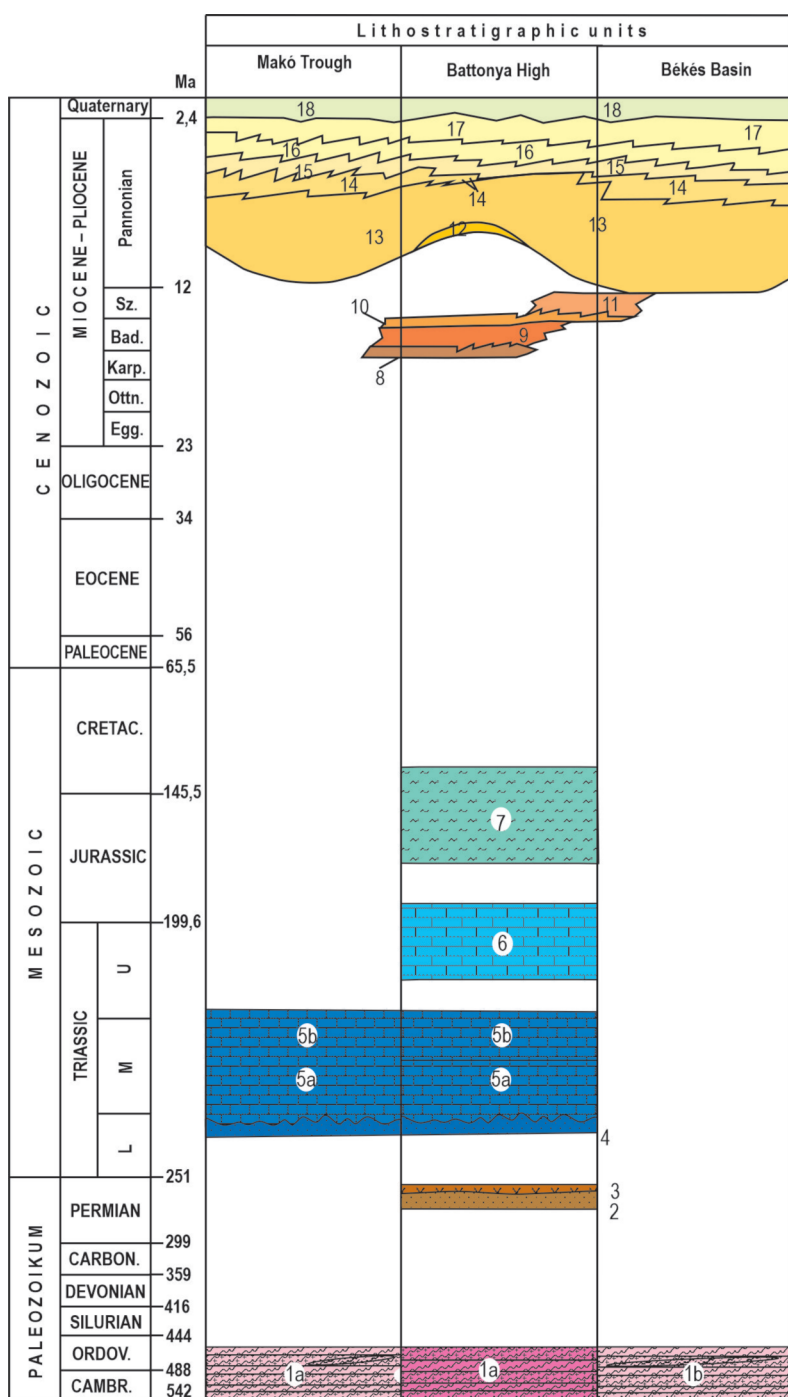
A pannoniai üledékgyűjtő fokozatos feltöltődésével a Pannon-tó peremei mentén part közeli környezetben zajlott az üledékképződés. Ennek során uralkodóan deltaüledékek, majd ezt követően folyóísi üledékek rakódtak le. Az Újfalui és Zagyvai Formációk mint a Dunántúli Formációcsoport tagjai együttesen a Battonya–Pusztaföldvári-hát területén mintegy 600–800 m vastagságúak, a medencék irányában azonban elérhetik a 2000 métert is.

Ezen rétegek általánosságban jó vízvezető és víztároló képességgel jellemezhetők, a termálkutak többsége is ezeket szűrőzi. A pliocénban és a negyedidőszakban a területen folytatódott a folyóísi, tavi, mocsári üledékképződés. A mélymedencékben az üledékképződés folyamatos volt, a

negyedidőszaki üledékek vastagsága a 600–800 métert is elérheti, míg a kiemelt hátságon a rétegsor a kisebb süllyedés okán sokkal vékonyabb (alig 150 méter). A késő pleisztocén során a Maros épített hordalékkúpot a területen (SÜMEGHY et al. 2013). A würm folyamán lösz, löszös homok halmozódott fel (URBANCSEK 1977). A holocénben a folyóísi üledékképződés mellett a lösz áthalmozódása zajlik.

A Makói-árok – Battonya–Pusztaföldvári-hát – Békési-medence összesített földtani felépítése három külön oszlopba tagolva látható (4. ábra).

A Battonya–Pusztaföldvári-hát aljzati kiemelkedésének morfológiáját a Pannon-medence neogén riftesedésében is döntő szerepet játszó ÉNy–DK-i csapású, többségében nor-



4. ábra. A Makói-árok, a Battonya–Pusztaföldvári-hát és a Békési-medence elvi rétegszlopa (HAAS & BUDAI 2014 alapján módosítva SELMECZI, PIROS, KUN in RMAN et al. 2021)

Jelmagyarázat: V V V - vulkáni tevékenység nyomai. A szelvényen szereplő képződmények: 1. a, b, Variszki metamorfit és kristályos összlet (gneisz, csillámpala, amfibolit, gránit) [Battonyai Komplexum]; 2. Permi szárazföldi törmelék összlet [Korpádi Homokkő F.]; 3. Permi riolit [Gyűrűfői Lapillitufa F.]; 4. Alsó triász folyóísi és delta eredetű, sziliciklasztos képződmények [Jakabhegyi Homokkő F.]; 5a, 5b. Középső triász sekélytengeri, sziliciklasztos és karbonátos összlet [Csanádapácai Dolomit F. és Szegedi Dolomit F.]; 6. Jura sekélytengeri és kondenzált pelágikus mészkőösszlet; 7. Jura - alsó kréta pelágikus mészkő, márga [Pusztaszőlősi Márga F.]; 8. Alsó badeni breccsa-konglomerátum [Lajtai Mészkő F., Abonyi T.]; 9. Badeni sekélytengeri biogén mészkő [Lajtai Mészkő Formáció]; 10. Szarmata bázistörmelék [Tinnyei Mészkő Formáció Dombegyházi Tagozat]; 11. Szarmata sekélytengeri karbonátos és sziliciklasztos összlet [Tinnyei Mészkő Formáció és Kozárdi Formáció]; 12. Pannóniai litorális konglomerátum, homokkő [Békési Konglomerátum F.]; 13. Pannóniai nyílt tavi mészmárga, márga, agyagmárga [Endródi Márga F., Tötömlősi Mészmárga T.]; 14. Pannóniai mélyvízi turbidit eredetű összlet [Szolnoki F.]; 15. Pannóniai víz alatti lejtőkörnyezetben lerakódott üledékek [Újfalui F.]; 16. Pannóniai folyóísi és ártéri eredetű sziliciklasztos összlet [Zagyvai F.]; 17. Negyedidőszaki ártéri és meder üledékek

Figure 4. Lithostratigraphic column of the Makó Trough, Battonya-Pusztaföldvár High and the Békés Basin (Modified based on HAAS & BUDAI 2014, SELMECZI, PIROS, KUN in RMAN et al. 2021)

Legend: V V V - traces of volcanic activity. Formations seen in the profile: 1. Variscan crystalline rocks without subdivision and metamorphites (gneiss, mica, amphibolite); 2. Permian continental clastic formations; 3. Permian rhyolite; 4. Lower Triassic siliciclastic formations of fluvial and delta facies; 5 a, 5 b. Middle Triassic shallow-marine, siliciclastic and carbonate formations; 6. Jurassic shallow-marine and condensed pelagic limestone formations; 7. Jurassic - Lower Cretaceous pelagic limestones, marls; 8. Lower Badenian breccia-conglomerate; 9. Badenian shallow-marine biogenic limestones; 10. Sarmatian basal debris; 11. Sarmatian shallow-marine carbonate and siliciclastic beds; 12. Pannonian littoral conglomerates, sandstones; 13. Pannonian open-lake calcareous marls, marls, argillaceous marls; 14. Pannonian deep-water succession of turbidite origin; 15. Pannonian sediments of delta-slope facies; 16. Pannonian siliciclastic succession of littoral facies; 17. Pannonian siliciclastic succession of fluvial and lacustrine facies; 18. Quaternary sediments

márvetőként működő szerkezeti elemek határozzák meg (5. ábra). Az átlagos hőáramgörbe maximumot jelez a Battyonya–Pusztaföldvári-hát felett, ahol a gravitációs anomália negatív (5. ábra). A kora miocén szinrift fázis nagymértékű tágulást eredményezett, minek következtében az alaphegység kőzettömegei laposszögű normál vetők mentén gravitációsan lecsúsztak egymásról (TARI et al. 1999).

Az így képződött mély medencék a PGT-4 mélyszeizmikus szelvény tanúsága szerint (POSGAY et al. 1996, HAJNAL et al. 1996) félárkoszerkezetek (BALÁZS et al 2016), mint pl. a Makói-árok és a Békési-medence. Ez a szerkezet hatással van a süllyedékek közötti hátaik szerkezetére is, így a Battyonya–Pusztaföldvári-hát DNy-i lejtői több kisebb vetővel szakadnak le a Makó-árok felé. Lehetnek azonban a szinrift tágulásra merőleges (ÉK–DNy) félárkok, árkok is, ezekben a szinrift üledékek akár nagyobb vastagságban is megőrződhetnek.

Hidrogeológiai és hévíztermelési szempontból célszerű különválasztani a medence aljzatát adó repedezett, olykor karszosodott kőzeteket a medencét kitöltő regionális áramlási rendszerrel jellemezhető üledékösszletektől (SZANYI & KOVÁCS 2010, HORVÁTH et al. 2015, VASS et al. 2018). Az aljzathoz tartozó képződmények gyakran a felszínen is megtalálhatók (vagy földtani, hidrodinamikai analógiák alapján

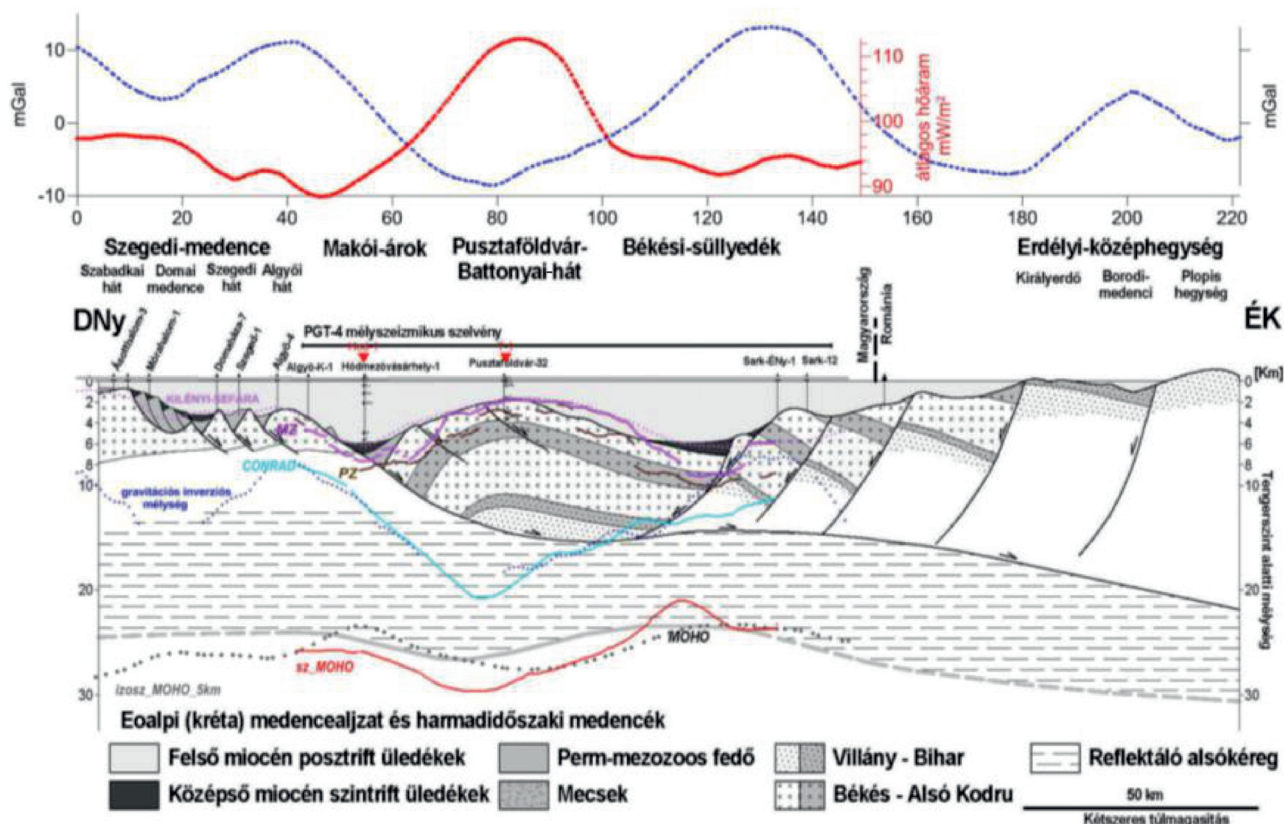
megismerhetők), tanulmányozásuk ezért nem csak mélyfúrásokban lehetséges. Az aljzat fő tömegét alkotó metamorfizálódott paleozoos kőzetek mellett helyenként mezozoos karbonátos képződmények is előfordulnak, melyek jó vízádók is lehetnek.

Vízföldtani és áramlási viszonyok

A felszín alatti vizek mozgását alapvetően három hajtóerő határozza meg: a gravitáció, a fluidum sűrűségkülönbsége, valamint a medence összepréselődését kiváltó kompresszió és kompaktáció.

A Pannon-medencében alapvetően két, függőlegesen egymásra épülő áramlási rendszer definiálható: egy felső, „gravitáció által vezérelt” áramlási rendszer és egy alsó, többnyire „túlnyomásos” áramlási rendszer, melyeket a késő miocén mélyvízi, tavi agyagos képződmények választják el (ERDÉLYI 1979, MARTON 1982, ALMÁSI 2001, TÓTH & ALMÁSI 2001).

A „gravitáció által vezérelt áramlási rendszer” általában a felszíntől a pannóniai korú turbidites homokkövek aljáig terjed. A felső áramlási rendszerhez tartozó, jellemzően jó áramlási adottságú összletek közé települő agyagos rétegek lassítják a vízádó rétegek közötti szivárgást, de nem gátolják meg.



5. ábra. A.) Neogén szerkezetek csapásirányára merőleges, regionális földtani szelvényvázlat a Pannon-medence DK-i részén (TARI et al. 1999), a PGT-4 mélyszeizmikus szelvény nyomvonalán (2. ábra), kiegészítve KILÉNYI & SEFARA (1991) által meghatározott medencealjzat mélységével (lila vonal) illetve KISS és szerzőtársai (2015) által értelmezett szeizmikus szintekkel (kék vonal: Conrad-felület, piros vonal: Moho-felület); B.) A Bouguer-anomália görbe (kék) és az átlagos hőáram (piros) érték a szelvény mentén (KISS et al. 2015)

Figure 5. A.) Geological sketch, perpendicular to the strike direction of the Neogene structures, along the PGT-4 seismic section (Figure 2) at the SW part of Pannonian Basin (TARI et al. 1999), supplemented by the basin depth (purple line; KILÉNYI & SEFARA 1991) and seismic levels (blue line: Conrad surface, red line: Moho surface) interpreted by KISS et al. 2015; B.) The Bouguer anomaly curve (blue) and the mean heat flux (red) along the section (KISS et al. 2015)

A vizsgált terület K-i és Ny-i peremeit adó mély árkokban az alsó áramlási rendszerhez tartozó mélyvízi (tavi) üledékekben extrém túlnyomás tapasztalható, mely érték elérheti a 40 MPa-t is, pl. a Makó-7 fúrásban 6000 m-es mélységben több mint 1000 bar és 250 °C-nál nagyobb hőmérséklet van (LAW et al. 2009, BADICS et al. 2011). Ugyanakkor az alsó áramlási rendszerhez tartozó, magasabb helyzetű aljzati képződményekben is előfordulhat hidrosztatikus közeli nyomás, mint a Battonya–Pusztaföldvári-hát esetében. A vizsgált területen korábban végzett szénhidrogén-kutatások (BALÁZS et al. 1999, TÓTHNÉ MEDVEI et al. 1999, ALMÁSI 2001, SZENTGYÖRGYI et al. 2010) alapján az alsó mezozoos–paleozoos zóna képződményeiben a tárolóképességet leginkább a tektonika alakította ki, ahol az aljzat felső mállott zónája is tárolóvá válhatott. Karbonátos aljzat esetén a paleokarsztos, hipogén karsztos (GOLDSCHIEDER et al. 2010) folyamatok következtében kitágult repedeshálózat, üreg-járat rendszer mérete, állapota határozza meg a víztároló képességet. A lemélyült szénhidrogén kutató fúrások adatai alapján a rétegnomás hidrosztatikus közeli vagy a hidrosztatikusnál kisebb, pl. Medgyesbodzás Med-4 jelű fúrás 2730 m-es mélységében az egyensúlyi telepnomás $P_{wst}=25,1$ MPa volt, és a sótartalom meghaladta a 10 g/l értéket (ZILÁHI-SEBESS & GYURICZA 2013), ami az üledéssel közel egyidős eredetre utal. Az alsó áramlási rendszeren belül is vannak köztes (oldalirányban 1–10 km) és kis helyi áramlási rendszerek, melyek kapcsolatban lehetnek egymással, általában kis fluxussal.

Az aljzati képződmények repedezettsége a vízáramlás mellett a szénhidrogének migrációjában és csapdázódásában is fontos szerepet játszott. Ezért egy esetleges geotermikus kutatás és víztermelés esetén a szénhidrogén-kitermelés zavaró interferenciát okozhat. Az alaphegységben tektonikai folyamatok következtében repedezett, mállott, tárolóként értelmezhető térrészek jöttek létre, valamint az „üde” karbonátos, repedezett sziliciklasztos, vagy granitoid és metamorf képződmények is rendelkezhetnek lokálisan magasabb porozitás- és permeabilitásértékekkel, és válhattak ezáltal potenciális rezervoárokká (VASS et al. 2018).

Felfelé haladva rossz vízvezetőnek minősülő mélyvízi tavi képződményeket a regionális elterjedésű sekélyvízi tavi delta homokos termálvíztartó, majd folyóvízi, ártéri üledékek követik, melyek vastagsága a hát területétől a medencék felé fokozatosan növekszik. Hévízbeszerzés szempontjából legjelentősebb regionális rétegvízadó a delta üledékeket képviselő Újfalui Formáció, annak is a homokosabb rétegei.

A térség talajvíztartó képződményei a holocén és felső pleisztocén korú folyóvízi homokos, illetve infúziós löszös rétegeiben alakultak ki, vastagságuk a néhány méterestől a több tíz m-ig terjed. A domborzatkövető talajvíz zömmel a felszín alatt 3–4 méterre húzódik.

A vizsgálatba vont területen nagyjából két hideg porózus (p.2.13.1 és p.2.13.2), és két termál porózus (pt.2.1 és pt.2.3) víztest (a vízgyűjtő-gazdálkodási tervezés legkisebb alapeleme, vizeink.hu) azonosítható, melyek hidraulikailag szoros kapcsolatban állnak egymással. A VGT2 (Magyarország vízgyűjtő-gazdálkodási terve első felülvizsgálat) mi-

nősítése alapján mennyiségi szempontból három víztest jó minősítést kapott, de a pt.2.1 termál víztest esetében fennáll a gyenge állapotba sorolás kockázata, ugyanis a víztestben túltermelés jelei mutatkoztak.

Potenciális termálvízadók jellemzése

A korábbi szerkezetalakulási folyamatok szükségszerűen hatást gyakoroltak a termálvíztartó összetételek horizontális és vertikális szivárgáshidraulikai jellemzőire. A földtani eredetű áramlási kényszerpályák alapvetően meghatározzák az utánpótlódási útvonalakat, a jelen lévő vizek összetételét, korát, sok esetben a mélyebb régiók sós vizének sekélyebb szintekbe jutását.

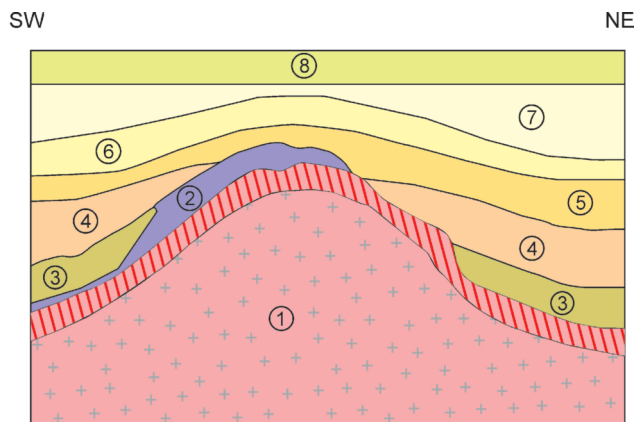
A potenciális rezervoárok kijelölése elsősorban szénhidrogén-kutatások adatain alapul, termálvíz kutató porózus sekélytengeri formációkon kívül alig mélyültek, kivételként jelentenek a mezozoos karbonátos aljzatot elérő tótkomlói fúrások (TK-T-1, TK-T-2; <https://www.totkomlos.hu/palyazatok/KEHOP-5.3.2-17-2017-00013/>). Ennek oka általában a várható alacsony vízhozam és nagy sótartalom.

A pilletterületen a szénhidrogén-ipari adatok alapján (TATÁR et al. 1999, SZENTGYÖRGYI et al. 2010) meghatározott legfontosabb tárolókőzeteket – melyek a geotermikus hasznosítás szempontjából vízadó összetételnek tekintendők – és az általában nem vízvezetőként jellemezhető hidrosztratigráfiai egységeket a 6. ábra szemlélteti.

1. Alaphegységi paleozoos metamorfitek, gránit (Battonyai Komplexum), permi riolit, riolittufa (Gyűrűfüi Riolit Formáció) felső, repedezett zónája és töredezett, mállott felszíne; a sraffozott rész a mállott zónát szimbolizálja (geotermikus hasznosítás lehetséges célrétege);

2. Alsó triász repedezett homokkő (Jakabhegyi Homokkő Formáció), középső triász repedezett, breccsásodott dolomit (Szegedi és Csanádapácai Dolomit Formáció);

3. Középső miocén, badeni és szarmata konglomerátum, homokkő, biogén mészkő (Abonyi T., Lajtai Mészkő Formáció, Tinnye Mészkő F, Kozárdi F.);



6. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát releváns hidrosztratigráfiai egységei elvi szelvényen ábrázolva (Horizontális kiterjedés: 70 km, vertikális kiterjedés: 10 km, a rétegek vastagsága nem léptékhelyes)

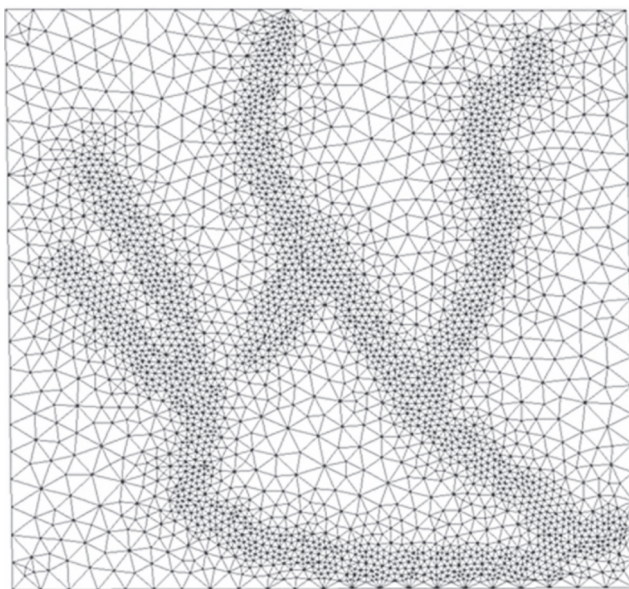
Figure 6. Hydrostratigraphic units of the Battonya–Pusztaföldvár High (Horizontal extent: 70 km, vertical extent: 10 km; the thickness of the layers is not to scale)

4. Pannóniai konglomerátum, homokkő (Békési Konglomerátum Formáció);
5. Pannóniai aleuritos mészmárga repedezett zónái (Endrődi Márga Formáció, Tótkomlói Mészmárga Tagozat);
6. Pannóniai lejtőelőteri turbidites homokkőösszetétel homokos részei (Algyői Formáció, az árok felett Szolnoki F. is);
7. Pannóniai delta kifejlődésű, különböző típusú zátony- és mederhomokkőtestek, (Újfalui F.);
8. Kvarter képződmények.

A hidrodinamikai és hőtranszport szimuláció módszertana

Hidrodinamikai és hőtranszport folyamatok vizsgálatánál mind a véges differencia, mind a véges elem módszert alkalmazó numerikus szoftverek használata elterjedt. Jelen feladat megoldásához a véges elemes FEFLOW® szoftvert választottuk, mely esetében a térbeli diszkrétizációnak (hálógenerálásnak) hangsúlyos szerep jut. A véges elem módszer lehetővé teszi a modellezett tér tetszőleges csomópontú felosztását, ezáltal a fontos térrészeket nagy, míg a kevésbé lényeges területeket kis hálósűrűséggel fedhetjük le (7. ábra). Számolás során az egyes elemek mentén az adott attribútum értékét előre felvett paramétereket tartalmazó függvényekkel közelíti, majd ezt a szomszédos elemek határai mentén valamilyen hibaelv alapján illeszti (lokális approximáció elve) (KOVÁCS & SZANYI 2004).

A modellezéshez szükséges hidrodinamikai paraméterek jól ismertek (porozitás, szivárgási tényező, permeabilitás, tárolási tényező), ezért itt elsősorban a hőtranszportszámítások adatfajtaikat részletezzük. A hőtranszportfolyamat egyenleteinek megoldásához az I. táblázat szerinti paraméterek szükségesek a modell által kívánt mértékegységben.



7. ábra. Vonalas elem (pl. töréshálózat) hatása a hálókiosztásra (erőteljes sűrítés esetében)

Figure 7. Effect of a linear element (eg fracture network) on mesh distribution (in the case of high refinement)

I. táblázat. A FEFLOW® szoftverben figyelembe vett input hőtranszport-paraméterek alapértelmezett mértékegységükkel feltüntetve

Table I. Input heat transport parameters taken into account in the FEFLOW® software indicated in their default units

Input hőtranszport-paraméterek
rétegvastagság
porozitás
fajhő / fajlagos hőkapacitás (áramló folyadék és kőzet) [J/m ³ K]
hővezetőképesség (áramló folyadék és kőzet) [J/m s K]
hővezetőképesség anizotrópia faktora: $\lambda_{xx,yy} / \lambda_{zz}$
longitudinális diszperzivitás [m]
transzverzális diszperzivitás [m]
források és nyelők (áramló folyadék, ill. kőzet) [J/m ³ K d]
rekesztő réteg hóáteresztő képessége [J/m ² d K]

A hőtranszportfolyamat szimulációja a szoftver eszközkészletében többféle módon megvalósulhat: a legegyszerűbb, mikor a sűrűségkülönbség nem játszik szerepet az áramlás alakulásában. Következő lépcsőben a sűrűség–hőmérséklet függvényt konstanssal vagy hatodfokú polinommal lehet közelíteni. Végül a viszkozitás hőmérsékletfüggő változását is beépíthetjük a hőtranszportmodellbe. Jelen tanulmányban a sűrűségfüggés nélküli hőtranszport-szimulációt választottuk.

Hidrodinamikai és hőtranszportszámítás alapadatai

A hidrodinamikai és hőtranszport-modellezési vizsgálatokban számos, a modellezett kőzetekre, illetve az áramló fluidumra jellemző paramétert kell megadni.

A Battonya–Pusztaföldvár-hát térségéről az információink zömmel a fúrások és kutak adataira épülnek, melyek a már említett battonyai, gádorosi koncessziós jelentésekben (HORVÁTH & MAROS 2012, ZILÁHI-SEBESS & GYURICZA 2013) és kútkönyvekben lettek publikálva. Ismert tény a hártság hőáramanomáliája a peremi árkokhoz képest: átlag hőáramérték Tótkomlós T–I fúrásban $106 \pm 15\%$ mW/m², míg a Makói-árokban mélyített Hód–I fúrásban mintegy 30%-kal kisebb $82 \pm 10\%$ mW/m² (DÖVÉNYI & HORVÁTH 1988, LENKEY et al. 2021).

Ahol nem állt rendelkezésünkre konkrét adat, ott kiindulásként olyan enciklopédikus tanulmányokban megjelent adatokat alkalmaztunk, mint FREEZE & CHERRY „Groundwater” (1979) vagy a magyarországi vízföldtani helyzetet átfogóan bemutató, MARTON Lajos által írt *Alkalmazott hidrogeológia* (2009) című könyvek. TÓTH et al. (2013) által közreadott „Pannon-XL medence léptékű modellje” című munkából a magyarországi térrész porózus összeleteire kaptunk kiindulási adatokat a pannóniai rétegek fekvésintéjével bezárólag.

A repedezett, karsztosodott aljzati kőzetek szivárgáshidraulikai paramétereit többek között magvizsgálattal, szivattyútesztel vagy geofizikai mérések transzponálásával lehet meghatározni. Analógia szempontjából kiemelendő a bátaapáti kutatás jelentősége, ahol a legszélesebb méretskálán történtek vizsgálatok pl. pakkeres kútesztek, kút-geofizikai vizsgálatok, in-situ és magvizsgálattal stb. (ZILÁHI-SEBESS et al. 2007)

Fontos megjegyezni azonban, hogy a modellparaméterek szervesen összetartoznak a modellter szerkezeti felépítésével, rétegekiosztásával, peremfeltételeivel. A futtatások során kalibrációs céllal iteratív (trial and error) módon szükséges a kezdő paramétereket módosítani. Ugyanez vonatkozik a hőtranszport-paraméterekre is, bár léteznek nemzetközi és hazai adatbázisok, ezek esetenként lényegesen nehezebben hozzáférhetők.

Szivárgáshidraulikai paraméterek

A pannóniai és negyedidőszaki összletek szivárgási tényező értékeinek definiálása analóg területek és szakirodalmi adatok révén történt. Mint az alábbi irodalmi adatok táblázatából látszik (II. táblázat) a szivárgási tényező értékek nagyon tág határok között mozognak.

Az SZTFH és elődintézményeiben fejlesztett Pannon XL modellben a pannóniai üledékes összletek szivárgási tényezőinek vertikális komponensét (K_v) három nagyságrenddel csökkentették a horizontálishoz (K_h) képest (TÓTH et al. 2013). Kivétel volt ez alól az Endrődi Marga Formáció – amely a termálvizes rendszer fekélyeként kiemelt jelentőségű – ahol a horizontális szivárgási tényező értéke: $K_h = 1,0E-09$ m/s és az anizotrópia (K_v/K_h) mindössze egy nagyságrend. Ehhez képest, az említett robusztus modellben a vízadó rétegek medence léptékű horizontális szivárgási tényező értékei nagyságrendileg $K_h = 6,0E-06 - 10,0E-06$ m/s közötti értékűek.

A medenceösszletek fekélyében található repedezett vagy karsztosodott kőzetkifejlődések legjellemzőbb vonása, hogy eltűnik a nagyfokú anizotrópia, azaz a vertikális és horizontális szivárgási tényezők nagyságrendje azonos, sőt a vertikális irányú repedések gyakorisága nő meg, amely a z-irányú szivárgási tényezőt növeli meg.

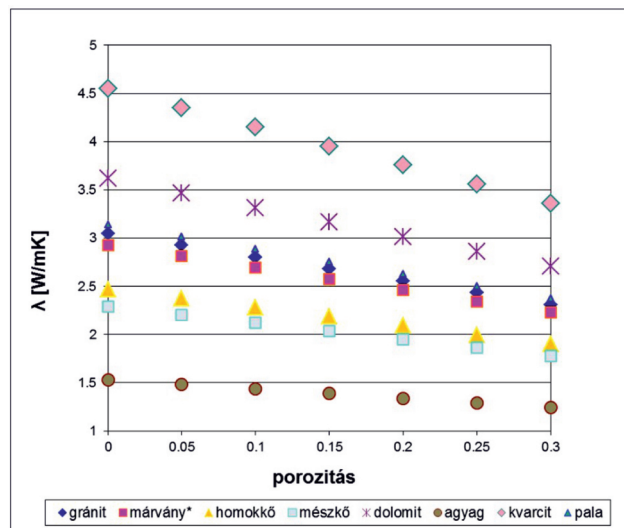
TAKÁCS et al. (2002) in BALLA et al. (2004) Bábaapátira fókuszáló munkájában megállapította, hogy a mállott gránit szivárgási tényezője 2–3 nagyságrenddel múlja felül a mélyebben települő üde gránit vízvezető képességét.

BALLA et al. (2004) Bábaapáti térségében, kalibrálást követően a dombtetőkre $1,5E-07$, domboldalakra $2,5E-07$ és völgyekre $1,0E-06$ m/s horizontális szivárgási tényezőt kaptak (ez utóbbira ennél magasabb, pl. $1,0E-5$ m/s érték is elfogadható volt).

KUN et al. (2011) a Mezősas-Nyugat metamorf rezervoár példáján a különböző kifejlődésű, rezervoárnak tekinthető törésekkel átjárt térrészekben („zsebekben”) $4,4E-07 - 8,41E-06$ m/s közötti szivárgási tényezőkkel számolt. A mátrix szivárgási tényezője ettől több nagyságrenddel elmaradt.

A pórusok, függetlenül attól, hogy összeköttetésben állnak-e egymással, együttesen jelentik a teljes vagy totál porozitást. Az egymással kapcsolatban lévő, tehát a folyadékáramlás számára nyitott pórusok a rendszer hatékony (effektív) porozitás értékét határozzák meg. A teljes és hatékony porozitás paraméterének a hidrodinamikai és a hőtranszport-számításokban egyaránt jelentős szerepe van. A hatékony porozitás áramlástani szempontból egyfajta szűkítő funkcióként lényegében definiálja magát az áramlási teret, míg a teljes porozitás a hőterjedés tekintetében – a víz és a kőzetek jelentősen eltérő fajhő és hővezetőképességeik okán – a folyamatok időbeliségére hat számottevő mértékben. A 8. ábra a hővezetőképesség porozitásfüggését szemlélteti az egyes tiszta anyagi minőségű nagy kőzetek kategóriái és tiszta víz esetén.

Az üledékekben első közelítésben az ásványok átlagos



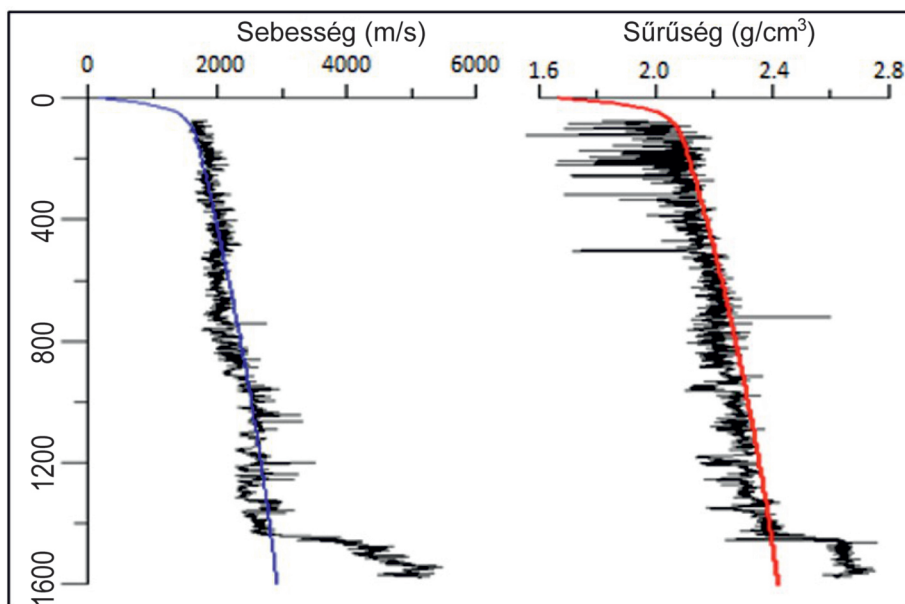
8. ábra. A hővezetőképesség [λ] változása a porozitás függvényében kőzetek kategóriánként (CERMAK & RYBACH 1982; * BALKAN et al. 2017 publikált értékei alapján)

Figure 8. Change in thermal conductivity [λ] as a function of porosity by rock category (based on the published values of CERMAK & RYBACH 1982; * BALKAN et al. 2017)

II. táblázat. Szivárgási tényező értékei kőzettípusonként irodalmi adatok alapján

Table II. Hydraulic conductivity values by rock type based on literature data

Kőzettípusok (főbb kategóriáinként összevonva)	Szivárgási tényező (FREEZE & CHERRY 1979)	Szivárgási tényező (SZILIN-BEKCSURIN 1965 in MARTON 2009)	Szivárgási tényező (BOUWER 2002 in MARTON 2009)
Kavics	1,0E-03–1,0E m/s	>1,2E-03 m/s	–
Homok	1,0E-06–1,0E-02 m/s	5,8E-06–5,8E-04m/s	3,5E-06–1,2E-04 m/s
Aleurolit, kőzetliszt, iszap	5,0E-08–5,0E-05 m/s	1,2E-07–5,8E-06 m/s	2,3E-06–3,5E-06 m/s
Agyag	<1,0E-09 m/s	<1,2E-08 m/s	<1,2E-07 m/s



9. ábra. Sűrűség és sebesség mélységtömörödési trendek (kék, piros színnel) (ZILÁHI-SEBESS 2013)

Figure 9. Density and speed depth compaction trends (blue, red colours) (ZILÁHI-SEBESS 2013)

sűrűsége és a rájuk jellemző akusztikus terjedési sebesség nem függvénye a mélységnek (statistikailag azonos), ezért az üledékek sűrűsége csak a totál porozitástól függ (100%-os víztelítettség mellett). Az üledék tömörödése miatt mélységgel növekvő sűrűség és akusztikus sebesség (9. ábra) alapján számított totál porozitás a mélységgel csökken. A totál porozitás becslését 100 m mélységtől lefelé a Magyar Alföld esetében, MÉSZÁROS & ZILÁHI-SEBESS (2001) a $46,5 \times \exp(-0,00068H)$ függvénnyel írta le. A tömörödési trendek csak a medenceüledékekre érvényesek; az aljzatnál a fizikai paraméterek általában mélységgel a trendtől eltérően is változnak. Hidrogeológiai szempontból azonban csak az effektív porozitás a lényeges, amelyet a totál porozitás és az agyagosság ismeretében lehet kiszámítani (10. ábra).

A repedezett kristályos-metamorf rezervoárookban lokálisan igen magas porozitásértéket is tapasztalhatunk, de a repedések eloszlása és összeköttetése, azaz a tortuozitása okán a REV (reprezentatív elemi térfogat) méretének elérésekor már leggyakrabban csak pár százalék. A Mezősas-Furta modellvizsgálatban a mátrix 0.2%, míg a rezervoárok (zsebek) 2% porozitás értékkel voltak definiálva (KUN et al. 2011).

A hőtranszportfolyamat paraméterei

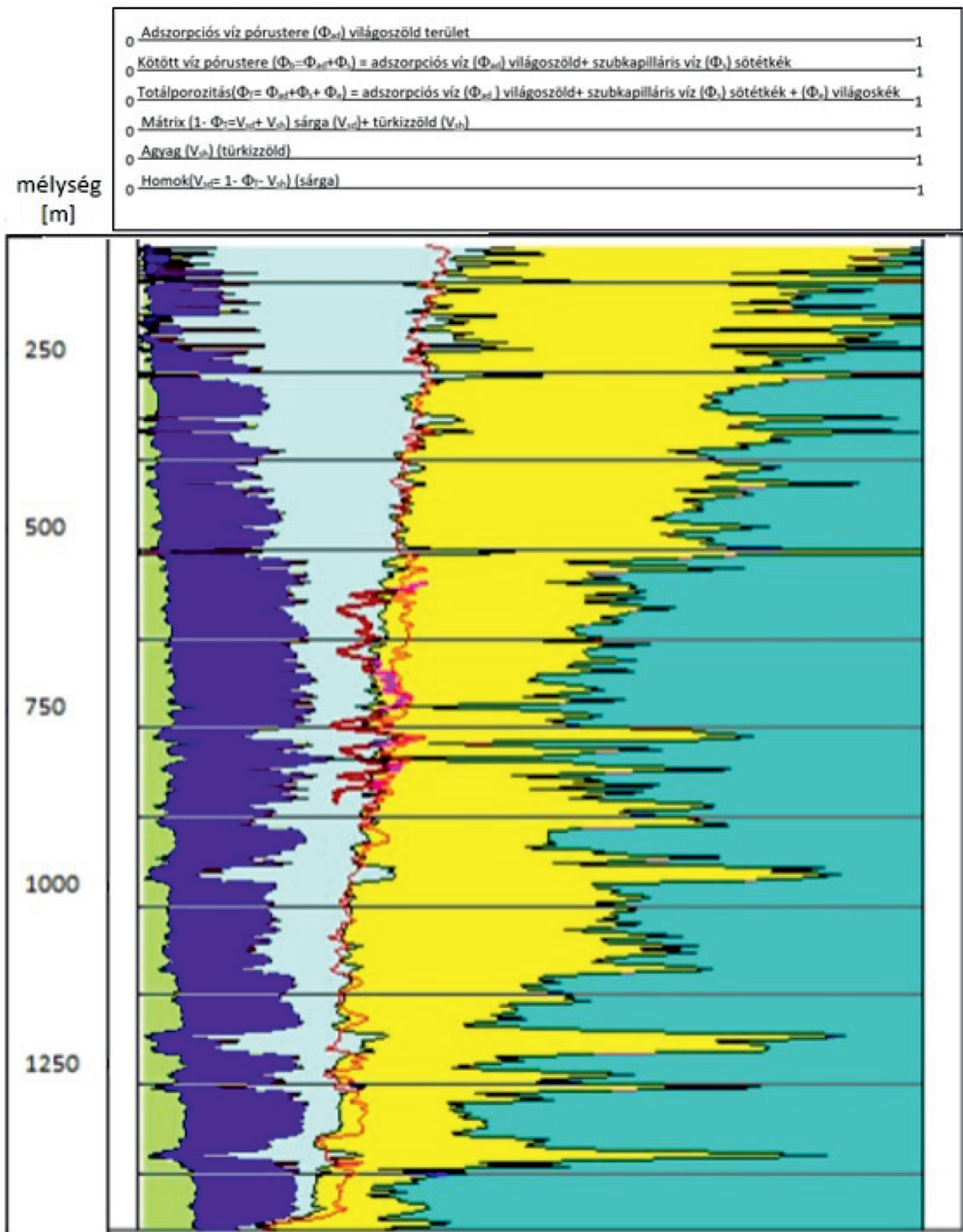
A telített kőzet hővezető képessége a kőzetmátrix hővezető képességétől és a porozitásától is függ (8. ábra). A víz hővezető képessége lényegesen kisebb, mint a kőzetmátrixé, ezért azonos anyagú vízzel telített kőzet esetén a nagyobb porozitású kőzet hővezető képessége alacsonyabb. A szerkezeti árkokban, mély medencékben a kompaktió miatt az üledékek porozitása csökken, így a vízzel telített kőzet hővezető képessége a mélységgel nő. A porozitás csökkenéséből adódó hővezető képesség változása a mély árkokban számottevő, de a valóságban a konduktív hőáram „hatásossága” messze elmarad a konvektív, azaz a fluidum áramlásá-

hoz köthető hőtranszporttól, tehát az áramló fluidum felfűtheti vagy lehűtheti az adott összetételt a fluidum hőmérsékletétől függően.

A hővezetőképesség alakulásában a következő tendenciák figyelhetők meg: a pélites kőzetek hővezetőképessége kisebb, mint a pszammitosoké. Az üledékes összetételekben ennek elsőszámú oka, hogy a pszammitos kőzetek kötött víztartalma kisebb, miközben a teljes porozitás alig különbözik. A hőmérséklet kezdőértékeinek meghatározása a korábbi hőtranszport-modellzés tapasztalataira támaszkodva GONDÁRNÉ et al. (2004) egerszalóki példája, valamint a Mezősas-Furta (KUN et al. 2011) hőtranszportvizsgálata alapján történt, mivel a vizsgált területen erre vonatkozó adat nagyobb mélységekre nem állt rendelkezésre. Robosztus megközelítésben a konduktív hővezetési tényező a porozitásból levezethető, ekkor a szilárd anyag és a fluidum hővezetési tényezője (λ) külön-külön konstans.

A III. táblázatban megadtuk a leggyakoribb kőzetek hővezetést meghatározó paramétereit, melyek a hővezetőképesség és a fajhő hőmérsékletfüggő tulajdonsága miatt 20 °C-os referencia hőmérsékletre értendők (DOMENICO & SCHWARTZ 1990 és HELLSTRÖM 1991 in CHIASSON 1999, CERMAK & RYBACH 1982).

A laboratóriumi mérések sok esetben eltérhetnek az in situ mérésektől. Ennek oka a nagy nyomásról felhozott magok relaxációs effektusa, aminek hatására térfogatnövekedés következik be, lecsökkentve a repedésrendszer tortuozitását. Ennek következtében a magon mért mechanikai tulajdonságokon alapuló paraméterek megváltoznak, pl. akusztikus sebesség és az abból számolt további paraméterek (nyírási, kompressziós modulus, Lamé-állandó stb.) Ugyanezen okból a hővezetőképesség mérésekor a mikrorepedésekben konvekció, azaz anyagáram jelenik meg, megemelve a mért hővezetőképesség értékét. Ezt szemlélteti az 11. ábra, melyen a laboratóriumban mért hővezetőképesség értékek



10. ábra. Porozitás és litológiai komponensek a mélység függvényében (ZILÁHI-SEBESS et al. 2017). Litológiai komponensek: sárga szín: homokkomponens, türkizzöld szín: agyagkomponens, a piros görbék szomszédos referenciafúrások totalporozitása

A porozitáskomponensek az ábrán balról jobbra: adszorpciósan kötött víz (zöld), amely általában az agyag térfogati mennyiségével, ha eltekintünk a hőmérsékletváltozás okozta hatásoktól a mélységtől független, szubkapilláris kötött víz (sötétkék), ami lényegében az agyaghoz kapcsolódó kiszárítható rész, effektív porozitás (világoskék), amely a mozgatható vizet tartalmazza

Figure 10. Porosity and lithological components as a function of depth (ZILÁHI-SEBESS et al. 2017). Lithological components: yellow color: sand component, green colour: clay component, red curves: totalporosity of the neighbouring reference boreholes

The porosity components in the figure are from left to right: adsorption-bound water (green) which is usually the volume of the clay apart from the effects of temperature change, depth-independent subcapillary bound water (dark blue) which is essentially the dewaterable part associated with the clay, effective porosity (light blue) containing the movable water

III. táblázat. A leggyakoribb kőzetek hővezetését meghatározó paraméterek (λ = hővezetőképesség, n = teljes hézagterfogat, c_m (moláris) és c_p (fajlagos) = fajhő) értékei (*szárazon mért)

Table III. Values of parameters determining the heat conductivity (λ = heat conductivity, n = total porosity, c_m = molar heat capacity, c_p = specific heat capacity) of the most rocks (*dried samples)

Kőzet	λ [$\frac{W}{m \cdot K}$] HELLSTRÖM 1991*	λ [$\frac{W}{m \cdot K}$] CERMAK & RYBACH 1982	n [-] DOMENICO & SCHWARTZ 1990	c_m [$\frac{kJ}{m^3 \cdot K}$] HELLSTRÖM 1991*	c_p [$\frac{kJ}{kg \cdot K}$] CERMAK & RYBACH 1982
Kavics	0,70-0,90	-	0,24-0,38	1,4E+03	1,97-3,18
Durva homok	0,70-0,90	0,1-2,8	0,31-0,46	1,4E+03	1,97-3,18
Finomhomok	0,70-0,90		0,26-0,53	1,4E+03	
Kőzetliszt, iszap	1,20-2,40	-	0,34-0,61	(2,4-3,30) E+03	-
Agyag	0,85-1,10	0,6-2,7	0,34-0,60	(3,00-3,60) E+03	0,89-3,56
Mészkö, dolomit	1,5-3,30	1,3-4,5	0-0,20	5,50E+03 - 2,13E+04	0,82-1,72
Karsztosodott mészkő	2,50-4,30	-	0,05-0,50	5,50E+03 - 2,13E+04	-
Homokkő	2,30-6,50	1,3-5,5	0,05-0,30	(2,13-5,00) E+03	0,75-3,35
Agyagpala	1,50-3,50	1,7-3,4	0-0,10	(2,38-5,50) E+03	0,82-0,93
Repedezett magmás és metamorf kőzetek	2,50-6,60	1,4-6,9	0-0,10	2,2 E+03	0,67-1,38
Tömör magmás és metamorf kőzetek	2,50-6,60		0-0,05	2,2 E+03	

nagyfokú korrelációt mutatnak a mélységgel, különösen sziliciklasztos kőzetek (homokkő) esetében. Ezzel szemben a tömörödési trend szerinti porozitás (kék vonal) mélység-beli növekedése jóval kisebb. Fenti okok miatt az irodalom-

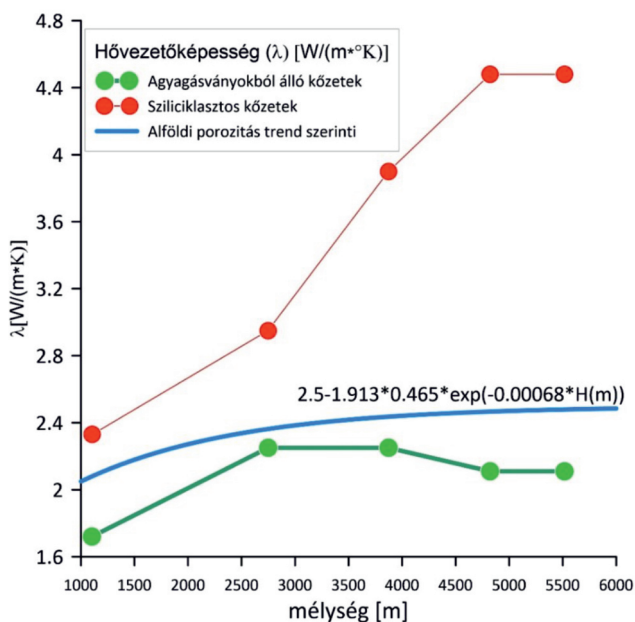
ban található mért értékek alsó tartományát vettük figyelembe a modell paraméterezése során.

A modellvizsgálat folyamata

A hidrodinamikai és hőtranszportmodell egyes elemei a SZTFH és elődszervezeti belső munkái során fejlesztett modellekből származnak, pl. a hőtranszport modellezés paramétereinek finomítása, a termálvizes rétegek monitoring javaslatainak kidolgozása, illetve a geomanifestációk vizsgálata (aljzati kiemelkedés okozta áramlási és hőmérsékleti anomáliák) (GeoERA-GeoConnect^{3d} projekt; <https://geoera.eu/projects/geoconnect3d6/>).

Konceptcionális modell

A Battonya–Pusztaföldvári-hát környezete magasabb geotermikus gradienssel jellemezhető, miután az aljzati kiemelkedés, kiváltképp annak fellazult zónája közvetítő közegként működik. Medenceméretben általában igaz, hogy a vékonyabb litoszférahoz nagyobb hőáram társul (HORVÁTH & ROYDEN 1981) – az asztenoszféra közelsége miatt – azonban, ha kisebb részmedencéket nézünk, akkor ez nem mindig teljesül. Például a Battonya–Pusztaföldvári-hát felett nagyobb hőáramok mérhetők, mint a mellette levő árkok felett. LENKEY et al. (2021) szerint a jelenség azzal magyarázható, hogy a medenceüledékeknek még nem volt ideje átmelegedni. Véleményünk szerint a jelenség kialakulásában nagyobb szerepe van annak, hogy az árokban lévő üledék hőellenállása nagyobb, mint a hátat felépítő gránit hőellenállá-



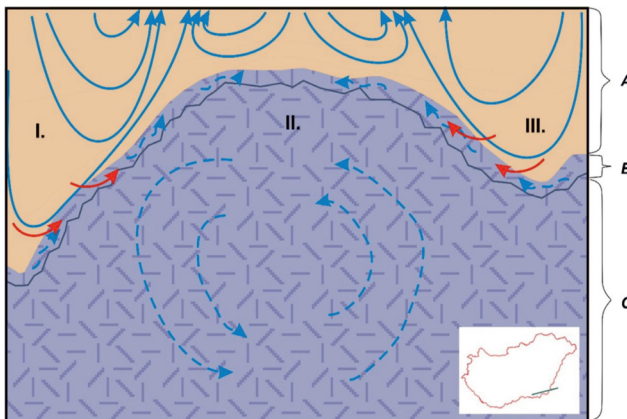
11. ábra. Relaxációs effektus szemléltetése a laboratóriumban mért hővezetőképesség Hód-1 fúrás magmintáinak esetében (DÖVÉNYI et al. 1988 adatai alapján), kék vonal: tömörödési trendből (MUFFLER - CATALDI 1987 alapján) számított hővezetőképesség

Figure 11. Relaxation effect illustration of thermal conductivity measured in the laboratory for core samples from the Hód-1 borehole (DÖVÉNYI et al. 1988), blue line: thermal conductivity calculated from compression trend (based on MUFFLER - CATALDI 1987)

sa, amihez még az áramló fluidum hatása is hozzátesz (lásd *A modell adatrendszere, eredmények* fejezet).

Az Alföld DK-i részén, ÉNy–DK irányban, nagyjából egymással párhuzamosan húzódik két, nagymélységű üledékgyűjtő medence: a Makói-árok és a Békési-süllyedék. Ezekben az üledékes közettömeg vastagsága meghaladja a 6000 m-t. A rögvonalat és a két oldalán elhelyezkedő árok geometriai változatossága önmagában is különleges. Mivel az aljzati kiemelkedések jobb hővezető képességgel rendelkeznek, jelentős pozitív hőmérséklet anomáliát okoznak a környezetükben (VASS et al. 2018).

Szénhidrogén-termelési adatokból ismert (LEMBERKOVICS et al. 2020), hogy az árokban áramló nagy nyomású fluidum benyomulhat a paleo-mezozoos rög fellazult, mállott zónájába, majd onnan tovább szivároghat a rög alacsonyabb nyomású felső, apikális térsége felé. A mállott zóna (jelenléte és vastagsága Bábaapáti példájára alapul) mint egyfajta szállítószalag lehetővé teszi magasabb hőmérsékletű és nagyobb mélységre jellemző ásványos összetételű fluidumok sekélyebb mélységbe áramlását. Ezen áramlási pályán megvalósulhat mind a termálvíz áramlása, mind a szénhidrogén migrációja a nyomásgradienstől (permeabilitástól) függő sebességgel. Eszerint az önálló áramlási rendszerrel rendelkező üledékes összletek és repedezett-hasadozott aljzati képződmények, a hátság kémiai és mechanikailag egyaránt bontott, mállott és valószínűsíthetően erősen repedezett zónáján keresztül hidraulikusan csatlakoznak egymáshoz (12. ábra). A mállott zóna vastagságára Bábaapáti analógia alapján tettünk becslést, amely szerint hozzávetőleg 40 m a teljesen fellazult, míg a szeizmikus nyíróhullámokat vezető, de erőteljesen repedezett zóna 200 m vastag (ZILÁHI-SEBESS 2003).



12. ábra. A Battonya–Pusztaföldvári-hát és árokrendszerének elvi áramlási modellje vertikális szelvényen a koncepcionális modellalkotás részeként / (Horizontális kiterjedés 70 km, vertikális kiterjedés: 10 km, a rétegek vastagsága nem léptékhelyes)

Jelmagyarázat: I.: Makói-árok, II.: Battonya–Pusztaföldvári-hát, III.: Békési-medence; A: medencekitöltő üledéksorozat, B: Aljzati hátság fellazult zónája, C: Mezozoos, paleozoos aljzat, piros nyíl: a kristályos aljzatba belépő áramvonalak.

Figure 12. Theoretical flow scheme of the Battonya–Pusztaföldvár High and its troughs as the part of conceptualisation (Horizontal extent: 70 km, vertical extent: 10 km; the thickness of the layers

Legend: I.: Makói Trough, II.: Battonya–Pusztaföldvár High, III.: Békés Basin; A: basin-filling sediment series, B: Weathered zone of basement high, C: Mesozoic, paleozoic basement, red arrow: flowlines entering the crystalline basement.

A rög tetőrésze fölött lévő üledékes átmeneti zónában, a vertikális szivárgás irányára, illetve sebességére csak becsléseink lehetnek. Repedésdús, átjárhatóbb (porózus, vetőzőna, virágszerkezet stb.) és kompakt zónákat egyaránt valószínűsíthetünk; így a rögben mozgó víz továbbszivároghat a felszín irányába (VASS et al. 2018). CZAUNER & MÁDLNÉ SZŐNYI (2013) ugyanerre a térségre végzett tanulmányukban az adatok alapján arra a megállapításra jutottak, hogy mind a folyadékáramlási mintázatokat, mind a szénhidrogén-csapdázódás lehetőségét túlnyomórészt a túlnyomás disszipációs útjai irányítják.

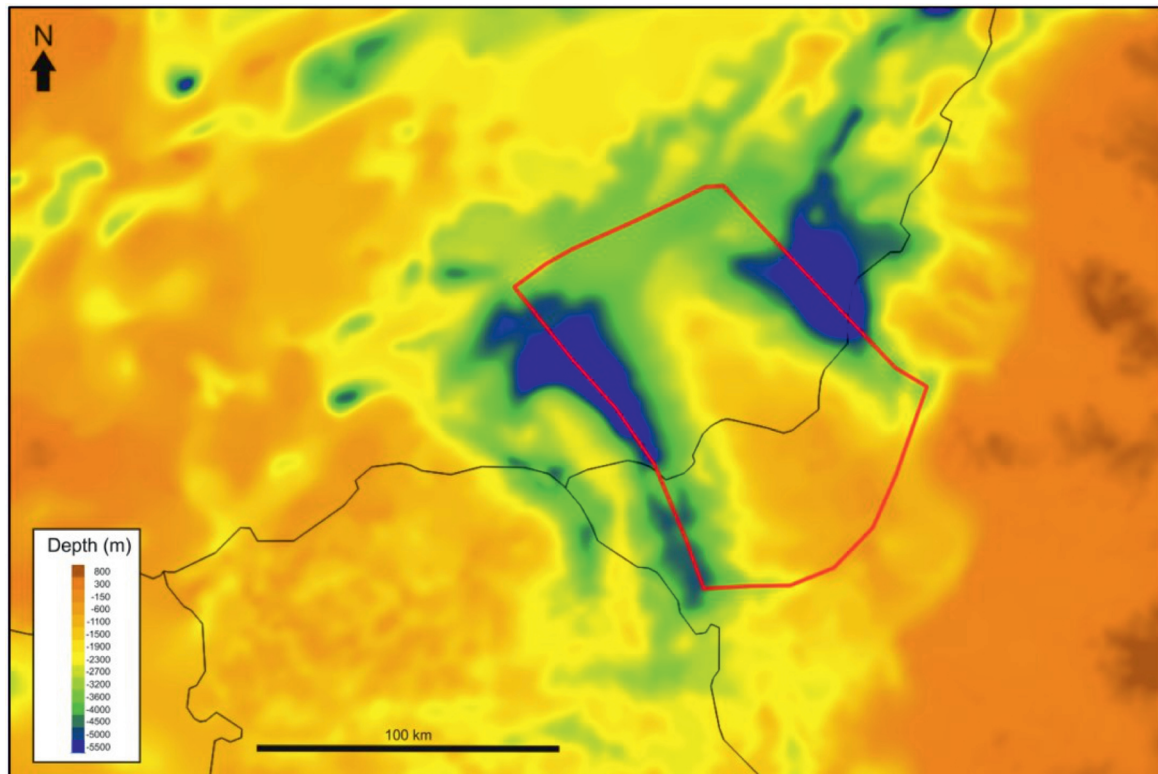
Modellgeometria leírása

A Battonya–Pusztaföldvári-hát modellterületének lehatárolásakor arra törekedtünk, hogy a peremeken lehetőleg minimális legyen a vízforgalom, és kellő távolság legyen a vizsgált területtől (peremhatás minimalizálása). A központi hátságot két oldalról körülvevő, mély helyzetű árkok tengelyeinek vonalában húztuk meg a K-i és Ny-i modellhatárt, északon a nagyszerkezeti vonal mentén, míg a romániai területrezen a modellezett területtől kellően távol, némiképp önkényesen lett a határ kijelölve. A lehatárolt kb. 107×67 km-es, viszonylag kiterjedt modellterület (7 160,08 km²) a nagy mélységű (~10 km) áramlások szimulációja szempontjából is előnyös volt. (13. ábra). A modellterület geometriai kialakítását a 14. ábra szemlélteti.

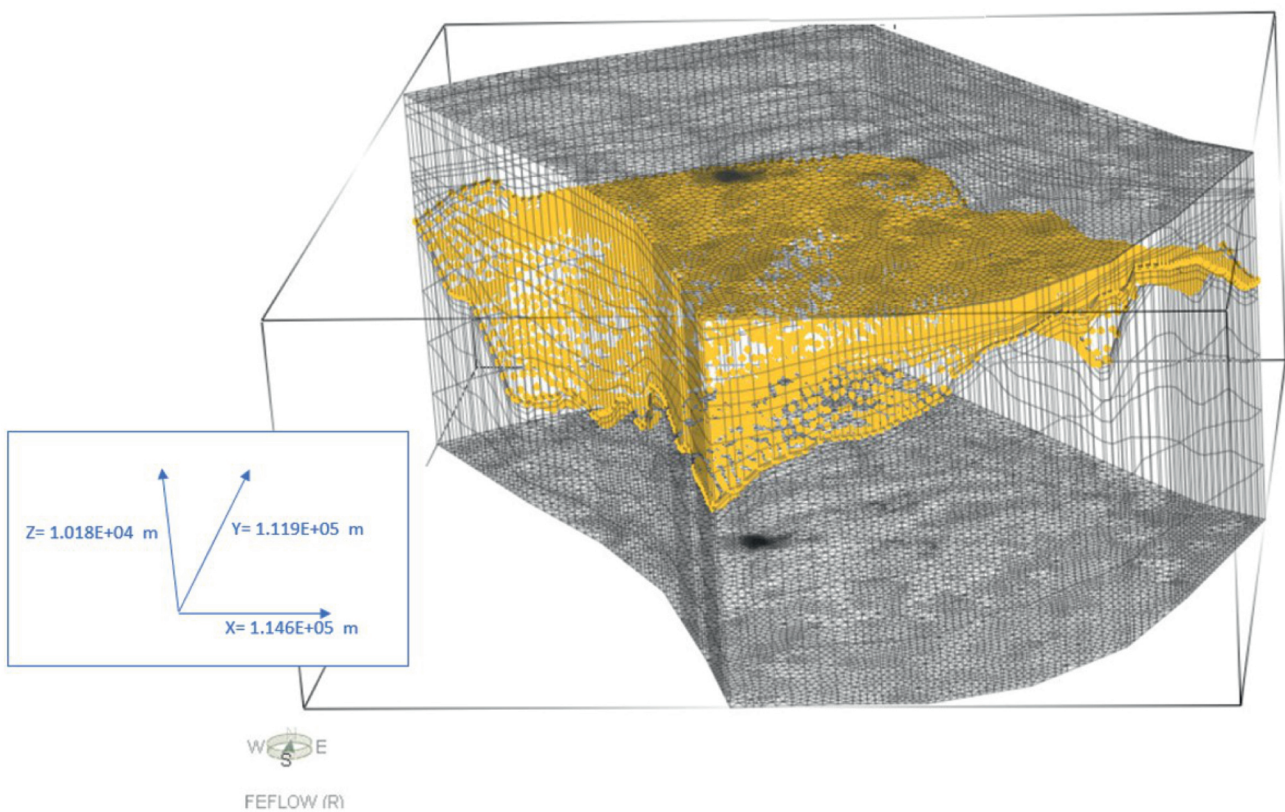
A modell főbb hidrosztratigráfiai felületeit az SZTFH és elődintézményei kapcsolódó hatósági és pályázati feladatainak végrehajtása során készült regionális térképekből és modellekből vettük át (14. és 15. ábra). A modell főegységeinek (6. ábra) további bontása eredményeként 19 felület határol 18 réteget, melyből a felső 9 réteg a porózus üledékes, illetve prepannóniai képződményeket, a következő 5 réteg a kristályos, karbonátos (prekainozoos) alaphegység mállott, repedezett zónáit, míg az alsó 4 réteg a kevésbé repedezett kifejlődését reprezentálja. Üledékes rétegek esetében a valós földtani rétegek voltak az irányadók (változatos vastagsággal esetenként több részre bontva, kiékelődés nélkül), míg az aljzat leképzésében segédretekre bontással lehetett a vertikális változatosságot visszaadni.

A modell adatrendszere, eredmények

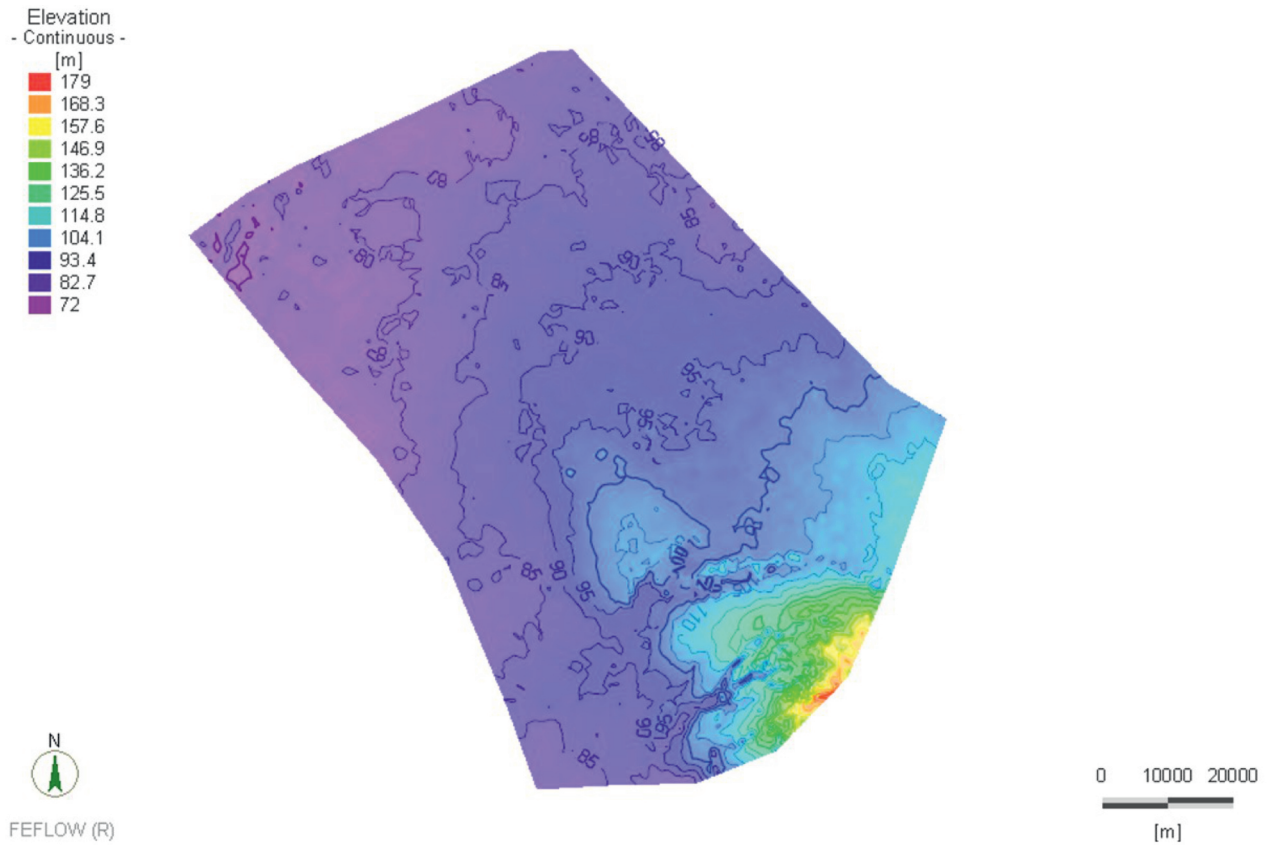
Az előző fejezetben ismertetett korábbi tanulmányok és irodalmi hivatkozások alapján meghatározott kiindulási modellparamétereket a hidrodinamikai és hőtranszport-futtatások során finomhangoltuk, majd kalibráltuk. A hidrodinamikai peremfeltételeket mért értékekre alapoztuk, bár ezek mérési körülményei sok esetben nem voltak ismertek. A kiugró értékek miatt sok esetben modellezési szempontból lekövetethetetlen változatosságot kellett volna visszaadnunk. Tekintve a modellvizsgálat félszintetikus jellegét, a modell 40 ezer éves futtatásával előállítottunk egy közel stacionárius vízszinteloszlást, mely kiinduló pontjául szolgált a további számításoknak. A modell alján (10 km-es mélységben) 3000 mBf vízszint (az árkok alján ez megfelel 30



13. ábra. A Battonya-Pusztaföldvári-hát hidrodinamikai modelljének (piros vonal) határa a prekainozoos aljzattérképen ábrázolva
 Figure 13. The boundary of the pilot model (red line) presented on pre Cenozoic maps

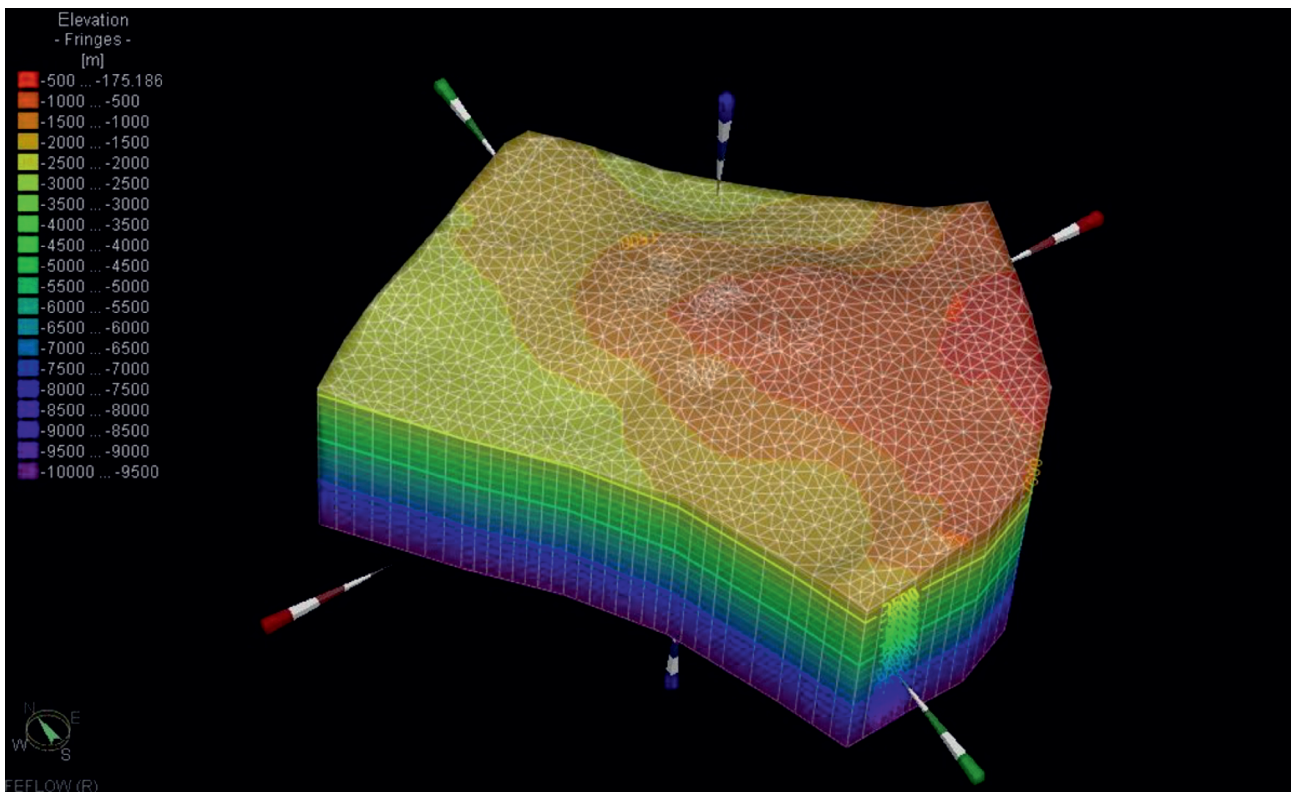


14. ábra. A modellezett tér hálókiosztása D-i nézetből (feltüntetve a prekainozoos aljzat felületének csomópontjait [sárga] és az az x, y és z irányú kiterjedést [m])
 Figure 14. Mesh distribution of the modelled space in southern view (showing the nodes of the pre-Cenozoic basement surface [yellow] and the x, y and z extents [m])



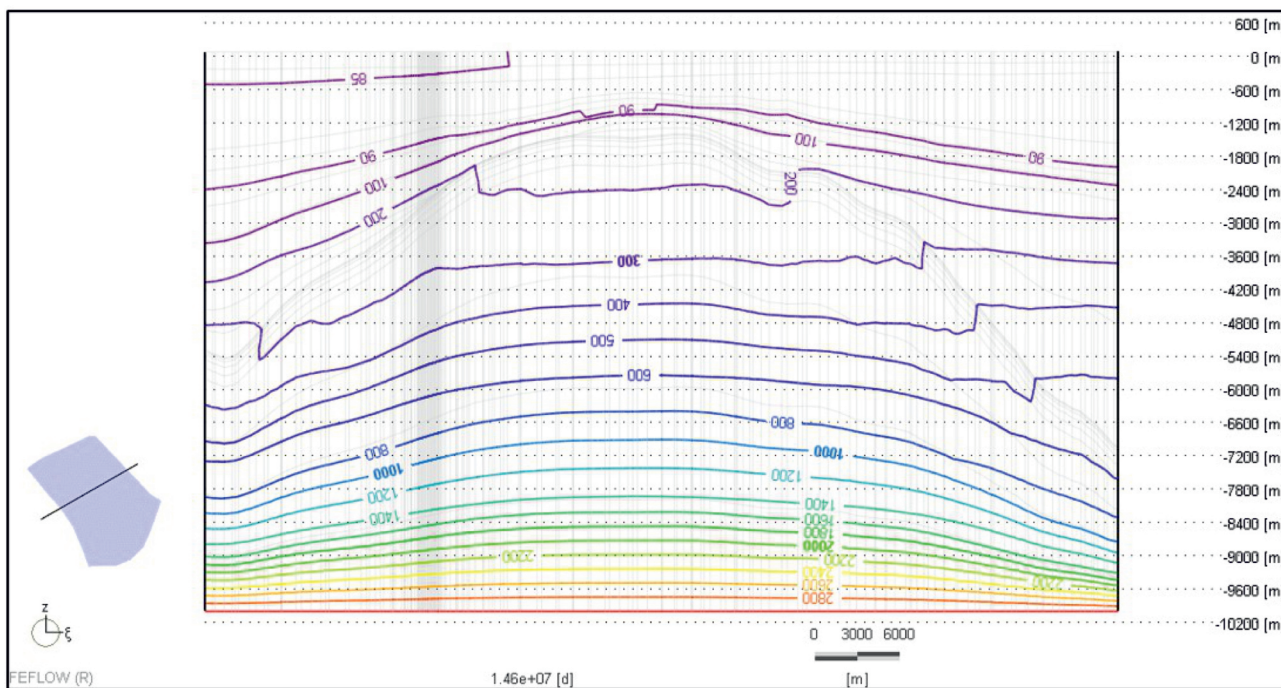
15. ábra. Az első modellréteg (terep) felszíne [mBf]

Figure 15. Surface of the first model layer [masl]



16. ábra. A pannóniai rétegösszlet modellfelszíne [mBf]

Figure 16. The top of the Pannonian layer [mBf]



17. ábra. Modellezett vízszinteloszlás (40 ezer év futtatási idő, termelés nélküli állapot) vertikális szelvényen [mBf]

Figure 17. Modelled water level distribution (40 thousand years of run, no production) on vertical section [masl]

MPa túlnyomásnak), míg az első réteg esetében a terepszintből 3 m-t levonva lett a talajvízszint definiálva, valamint oldalsó irányokból nincs ki és beáramlás (17. ábra).

A vizsgált térrészt felépítő összetek szivárgási tényező értékei széles skálán, kb. 5 nagyságrend tartományban mozognak. Míg az üledékes összetekben a kavicsos, durva törmelékes kifejlődések, addig az alaphegységi kőzetekben a nagy repedezetszerű vagy karsztosodott térrészek alkotják a maximumot (IV. táblázat).

A porózus üledékek szivárgási tényező minimumát a regionális vízzárónak tekinthető Endrődi Márga testesíti meg, míg a legjobb vízvezető képességgel a pleisztocén homokos (hideg vizes) rétegösszetek jellemezhető, ezeket a pannóniai korú, delta eredetű homokkövek követik.

Az alaphegységi repedezett kőzetek esetében is van anizotropia. Sokszor éppen a vertikális irányú repedések okán a z irányú szivárgási tényező akár több nagyságrenddel is

nagyobb lehet a horizontálisnál. Mivel az aljzati kifejlődés meglehetősen heterogén, és a feszültségter eltérő lehet, ezért tartva magunkat a robosztus megközelítéshez, az aljzat közeire izotróp megközelítést alkalmaztunk.

A terepszinten alkalmazott (kötött) hőmérsékleti peremfeltétel 11,5 °C, ami megfelel a térség éves középhőmérsékletének. Alsó peremfeltételként (–10 000 mBf) a végleges változatokban szintén kötött hőmérsékleti peremet alkalmaztunk a modell alján is (420 °C). Oldalsó kötött hőmérséklet peremre nem volt szükség, kezdeti hőmérsékleti eloszlásnak minden egyes csomópontra a fent említett két érték között, a térségre jellemző geotermikus gradiens (~ 6,5 °C /100 m) által meghatározott hőmérsékletet definiáltuk.

A FEFLOW® szoftver, más modellező programoktól eltérően, külön inputként igényli a kőzetmátrix és az áramló fluidum hőtranszport-paramétereit, mert azokat a porozitás függvényében módosítja. A konduktív hővezetőképesség

IV. táblázat. A modellben alkalmazott szivárgási tényező értékek tartományai (fejezetben adott paraméterek és modellkalibráció alapján)

Table IV. Range of hydraulic conductivity values applied in the model

Modellrétegek	Kőzettani háttér	Szivárgási tényező (tartomány, nagyságrend)
1-10.	lefelé finomodó zömmel homok, homokos agyag, agyag	$K_{xx} = K_{yy} = 1,0 \times E^{-9} - 1,0 \times E^{-4} \text{ m/s}$ $K_{zz} = 1,0 \times E^{-106} - 1,0 \times E^{-6} \text{ m/s}$
11-18	különböző repedezetszerű kristályos, sziliklasztos és karbonátos kőzetek	$K_{xx} = K_{yy} = K_{zz} = 1,6 \times E^{-107} - 1,0 \times E^{-6} \text{ m/s}$

V. táblázat. Hőtranszport-modellezés bemeneti paramétere

Table V. Input parameters of heat transport modeling

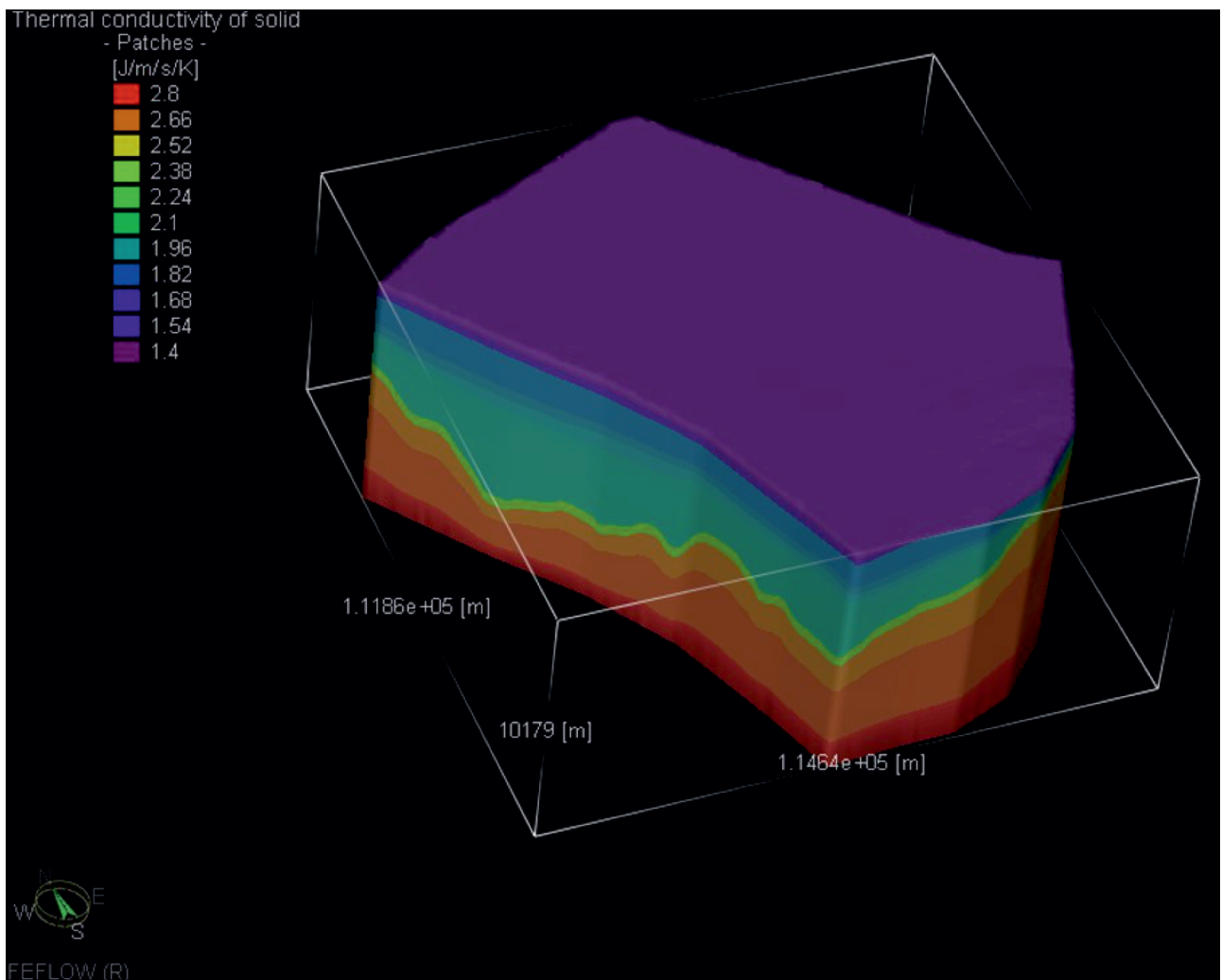
Kezdeti hőmérséklet (rétegenként):	11,5–420 °C
Porozitás:	0,005–0,3
Áramló folyadék térfogati fajhője:	4,2 MJ/m ³ K
Kőzetmátrix térfogati fajhője:	2,52 MJ/m ³ K
Áramló folyadék hővezető képessége:	0,65 J/m/s/K
Kőzetmátrix hővezető képessége:	1,4–2,8 J/m/s/K
Longitudinális diszperzitás:	5 m
Transzverzális diszperzitás:	0,5 m
Hőmérsékleti peremfeltétel:	
Hőmérséklet (1. típus) – terep felszín	11,5 °C
Hőmérséklet (1. típus) – modell alja: -10 000 mBf	420 °C

értékek meghatározásakor nagyrészt irodalmi adatokra támaszkodtunk, melynek értéke szűk skálán mozog. A modellben alkalmazott kezdeti paraméterek értékeit, ill. érték-tartományait az V. táblázat mutatja be, míg a véglegesített modellváltozatban alkalmazott hővezető-képesség térbeli eloszlását a 18. ábra szemlélteti.

A modellben definiált alsó és felső hőmérsékleti perem-

feltétel ($T_{\text{alsó}} = 420 \text{ °C}$ és $T_{\text{felső}} = 11.5 \text{ °C}$) és a rétegvastagságokkal súlyozott hővezetőképesség alapján a konduktív hővezetésből származó hőáram kiszámítható. A modellterület két pontjában a konduktív hőáram értékei uniform hővezetőképességgel számolva:

a hátsági terület fölött ($\lambda_{\text{uniform}} = 2.53 \text{ W/mK}$): $102,56 \text{ mW/m}^2$, az árok fölött pedig ($\lambda_{\text{uniform}} = 2.08 \text{ W/mK}$): $84,11 \text{ mW/m}^2$.



18. ábra. A modellben alkalmazott hővezető-képesség értékei a mátrixban 3D tömbszelvényen ábrázolva

Figure 18. Values of thermal conductivity applied in the model represented on a 3d block section

Fontos hangsúlyozni, hogy ezt az értéket a fluidum-áramlással közvetített konvektív hőáram módosítja.

A hővezetőképesség értékénél figyelembe kell venni, hogy a szilárd mátrixba beleértjük a redukálhatatlan víztartalmat is, így ezáltal ez is egyfajta „bulk” érték.

A felszín alatti természetes hőtranszportfolyamatok által generált hőmérsékleti változások meglehetősen lassú sebességéből adódóan a hőtranszportmodellt is először 40 ezer évig futtattuk, hogy stacionáriushoz közeli állapotot érjünk el. Ez idő alatt a kezdeti peremfeltételi szabályossága kismértékben felülíródott, megjelent az áramló fluidum hőszállító hatása (konvektív hőtranszport) is (19. ábra).

A hőmérsékleti keresztmetszvényen kivehető, hogy az aljzati hátság mállott, repedezett felső zónája az árkok mélyéről mintegy meghúzza a hátság tetejének irányába a felmelegedett fluidumot. Hangsúlyozzuk, mindez diszkrét vetők alkalmazása nélkül jött létre, pusztán a geometriai és szivárgási tényezők kombinációjaként. Ez a hőmérséklet-eloszlás a kalibrációs diagram alapján megfelel a területen mélyült szénhidrogén-termelő kutakban mért hőmérsékletadatoknak (20. ábra).

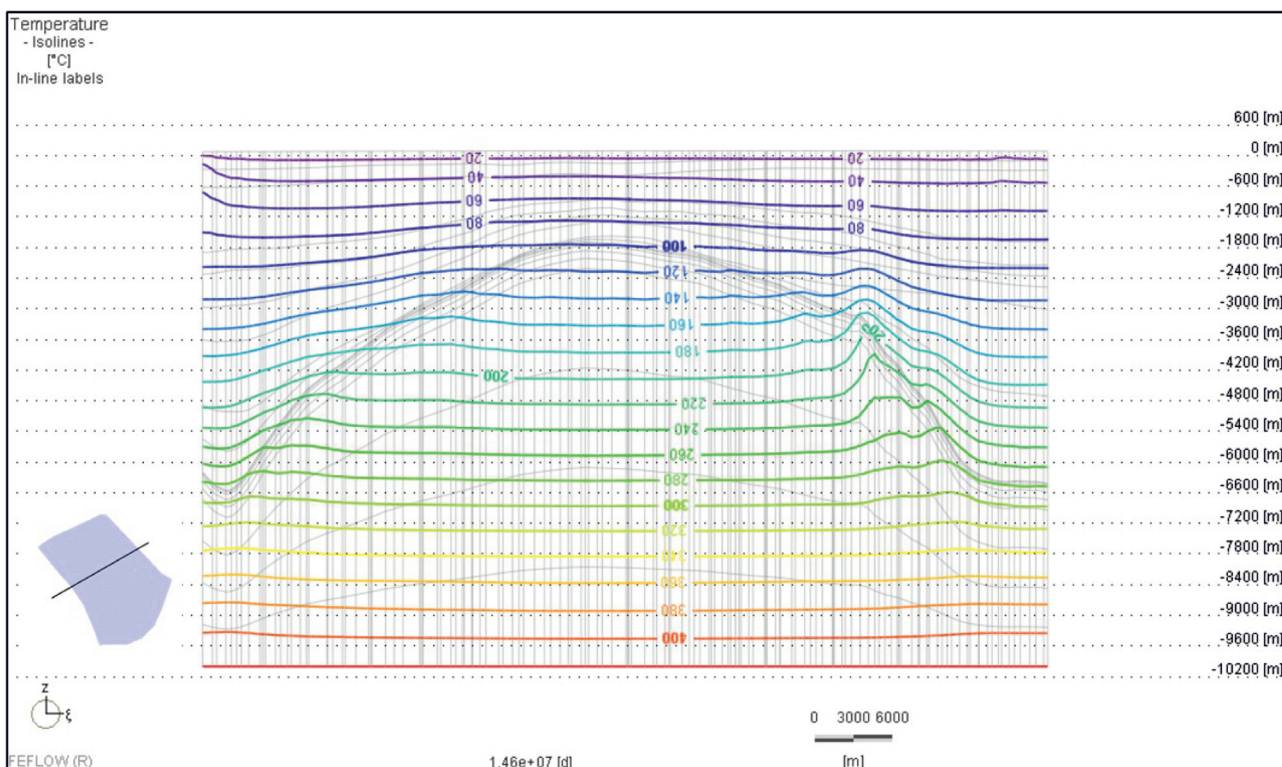
Két fúrás tengelyében a mért és modellezett hőmérséklet-értékek a 21. ábra szerint alakulnak. Ezen értékeket összevetve az alföldi tömörödési trend alapján számított hőmérséklet-mélység függvényvel ($T (^{\circ}\text{C}) = 11 + 0,00094 \times [mW/m^2] \times H [m]$, 0,915 MÉSZÁROS & ZILÁHI-SEBESS 2001) akkor kapjuk a legjobb illeszkedést, ha a Tótkomlós–1 fúrás eseté-

ben 103 mW/m^2 , míg a Makói-árok területére eső Makó–1 fúrásnál pedig 85 mW/m^2 hőáramot feltételezünk.

Konklúzió

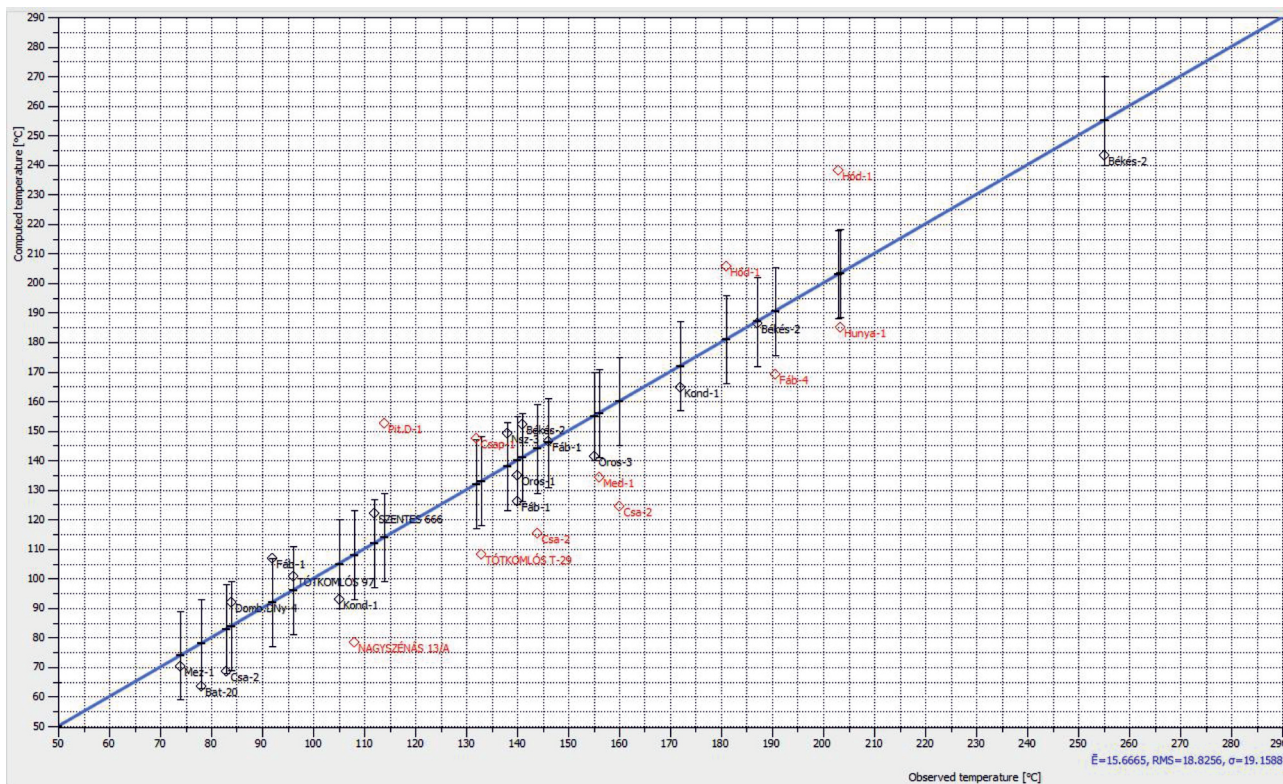
A Battonya–Pusztaföldvári-hát folyadék- és hőáramlási viszonyainak szimulációja során kimutattuk, hogy a hátat alkotó metamorf, kristályos, illetve mészköves–dolomitos kőzettestek nagyobb hőáramot közvetítenek a medencekitöltő porózus üledékeknek. A rétegek geometriája alapvetően határozza meg az áramlási és hőmérsékleti képet. Az aljzati hátság a környezetéhez képest felfűtöttebb állapotban van, ehhez hozzájárul még a fluidum áramlása is. A markáns aljzati kiemelkedés okozta anomália és az alaphegység mállott, fellazult zónájának magasabb permeabilitása diszkrét vetők alkalmazása nélkül is nagyobb fluxusú áramlást biztosít a fluidum számára. Az esetleges vízvezető törések a fluxus nagyságát, illetve az áramlási sebességet növelik, de alapvetően nem írják felül az áramlási irányokat, ahogy azt TÓTH (2009) valamint VASS és szerzőtársai (2018) is kimutatták.

A hidrodinamikai és hőtranszportmodell a kutatás során szerzett pontszerű vagy kis térrészről származó ismeretek térbeli kiterjesztésének egy lehetséges realizációját szolgáltatja adott hibahatáron belül. A robusztus hidrodinamikai és hőtranszport modellvizsgálatok lehetővé teszik viszonylag



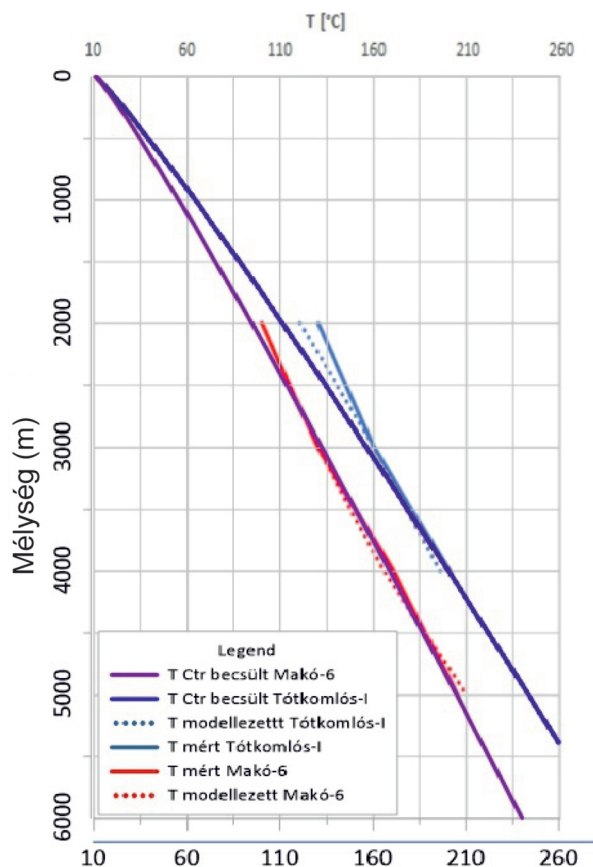
19. ábra. Modellezett hőmérséklet ($^{\circ}\text{C}$, $T = 40000$ év) eloszlása DNy–ÉK-i szelvény mentén / szürke vonal: réteghatár, illetve hálókiosztás, színes vonal: izoterma (magassági torzítás: $4\times$)

Figure 19. Modeled temperature ($^{\circ}\text{C}$, $T = 40000$ yr) distribution along north-north section / gray line: layer border or network edge, coloured lines: isotherms (height distortion: $4\times$)



20. ábra. Mért-modellezett hőmérsékleti kalibrációs diagram (29 talphőmérsékleti adatból, statisztikai eredmény: $\bar{E} = 15,66$, $RMS = 18,82$, $\sigma = 19,15$)

Figure 20. Measured-modelled temperature calibration diagram (from 29 records of bottom-hole temperature, statistic result: $\bar{E} = 15.66$, $RMS = 18.82$, $\sigma = 19.15$)



nagyszámú scenárió kidolgozását, elősegítve a geotermikus rezervoárok működési mechanizmusának jobb megértését. Továbbá rámutathat területi információhiányokra, meghatározva a továbbkutatás irányát. Az általunk készített regionális áramlási modellvizsgálat jó támpontot nyújthat a különböző célú pórusterhasznosítások meglévő és jövőbeni egymásra gyakorolt hatásainak előrejelzéséhez, védendő termelési hozamok meghatározásához, valamint hasznos eszköz lehet a geotermikus védőidom kijelöléséhez is.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki RYBACH László, HAAS János, LENKEY László lektoroknak és SZTANÓ Orsolya főszerkesztőnek értékes tanácsaikért, valamint SELMECZI Ildikónak szakmai segítségéért.

← 21. ábra. Mért-modellezett hőmérsékleti értékek (Tótkomlós-I és Makó-6 esetében); Az alföldi tömörödési trend alapján számított és a mért hőmérséklethez illeszkedő függvény: Tótkomlós-I: $T = 11 + 0,00094 \times 103 \times H$ [m] 0,915, Makó-6: $T = 11 + 0,00094 \times 85 \times H$ [m] 0,915

← Figure 21. Measured-modeled temperature values (for Tótkomlós-I and Makó-6); Function calculated from the compaction trend of Alföld and fitted to the measured temperature: Tótkomlós-I: $T = 11 + 0,00094 \times 103 \times H$ [m] 0,915; Makó-6: $T = 11 + 0,00094 \times 85 \times H$ [m] 0,915

Irodalom – References

- ALMÁSI, I. 2001: Petroleum Hydrogeology of the Great Hungarian Plain, Eastern Pannonian Basin, Hungary. – *PhD thesis*, University of Alberta, Canada, 312 p. <https://www.collectionscanada.gc.ca/obj/s4/f2/dsk3/ftp04/NQ60365.pdf>
- BADICS B., UHRIN A., VETŐ I., BARTHA A. & SAJGÓ Cs. 2011: Medenceközponti földgáz-előfordulás elemzése a Makói-árokban. – *Földtani Közlöny* **141/1**, 23–40.
- BALÁZS, A., MATENCO, L., MAGYAR, I., HORVÁTH, F. & CLOETINGH, S. 2016 The link between tectonics and sedimentation in back-arc basins: New genetic constraints from the analysis of the Pannonian Basin. – *Tectonics* **35/6**, 1526–1559. <https://doi.org/10.1002/2015TC004109>
- BALÁZS E.-né, TIRPÁK I., GOMBOS Cs., NAGY Gy.-né, NAGY L., PUSZTAI J., SZENTGYÖRGYI K.-né, TATÁR A.-né, TÖRÖK J.-né, VADÁSZ Gy.-né, TÓTH Z., TÓTHNÉ MEDVEI Zs. & VARGÁNÉ TÓTH I. 1999: Zárójelentés A 4. sz. Battonya–Pusztaföldvári gerinc K-I szárny kutatási területen végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről (Medgyesegyháza, Medgyesbodzás, Nagyegyháza) I–II. – *Kézirat*, MOL 1999. T.19938
- BALKAN, E., ERKAN, K. & ŞALK, M. 2017: Thermal conductivity of major rock types in western and central Anatolia regions, Turkey. – *Journal of Geophysics and Engineering* **14/4**, 909–919, <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aa5831>
- BALLA Z., HORVÁTH I., TÓTH Gy., BENEDEK K., MEZŐ Gy. & MOLNÁR P. 2004: A Bataapáti (Üveghutai)–telephely vízföldtani képe. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 2003*, 465–472.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1985: A Nagyalföld mezozoos kifejlődési típusai. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 3–47.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1993a: Szegedi Dolomit Formáció. – In: HAAS J. (szerk.) 1993: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Triász*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 265–267.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1993b: Csanádapácai Dolomit Formáció. – In: HAAS J. (szerk.) 1993: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Triász*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 268–269.
- BÉRCZINÉ MAKK A. 1998: Az Alföld és a Tokaji-hegység triász és jura képződményeinek rétegtana. (Stratigraphy of the Triassic and Jurassic formations of the Great Plain and the Tokaj Mountains.) – In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MÁFI–Mol kiadvány, 281–298.
- CERMAK, V. & RYBACH, L. 1982: Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. – In: ANGENHEISTER, G. (ed.): *Landolt-Börnstein: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*. New Series, Group V (Geophysics and Space Research), Vol. 1a (Physical Properties of Rocks), Springer, Berlin, 305–343.
- CHIASSON, A. D. 1999: Advances in modeling of ground-source heat pump systems. – *Master thesis*, School of Aerospace and Mechanical Engineering, Oklahoma State University, USA.
- CZAUNER, B. & MÁDLNÉ SZÓNYI, J. 2013: Regional hydraulic behavior of structural zones and sedimentological heterogeneities in an overpressured sedimentary basin. – *Marine and Petroleum Geology* **48**, 260–274. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.016>
- DANK V. & BÁN J. 1966: Az algyői kőolaj és földgáz-előfordulás földtani viszonyai és termeltetésének elvei. – *Földtani Kutatás 1966/Különszám*, 1–25.
- DOMENICO, P. A. & SCHWARTZ, F. W. 1990: *Physical and Chemical Hydrogeology*. – New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley & Sons, 681–682, <https://doi.org/10.1017/S0016756800019890>
- DÖVÉNYI, P. & HORVÁTH, F. 1988: A review of temperature, thermal conductivity, and heat flow data for the Pannonian Basin. – In: ROYDEN, L. H. & HORVÁTH, F. (eds): *The Pannonian Basin; a study in basin evolution*. – *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **45**, 195–233. <https://doi.org/10.1306/M45474C16>
- DÖVÉNYI, P., HOMOLA, V., HORVÁTH, F., KOHL, T. & RYBACH, L. 2005: European HDR/EGS resources: Future potential development in Hungary. Order no: G109/05-22.13. – Final Report, GEOWATT AG (May 26, 2005), 1–41.
- ERDÉLYI M. 1979: A magyar medence hidrodinamikája. – *VITUKI közlemények* **18**, 82 p.
- FÜLÖP J. (szerk.) 1994: *Magyarország geológiája, Paleozoikum II.* – Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- FREEZE, R. A. & CHERRY, J. A. 1979: *Groundwater: Englewood Cliffs*. – NJ, Prentice-Hall, 604 p.,
- GOLDSCHIEDER, N., MÁDL-SZÓNYI, J., ERŐSS, A. & SCHILL, É. 2010: Review: Thermal water resources in carbonate rock aquifers. – *Hydrogeology Journal* **18**, 1303–1318. <https://doi.org/10.1007/s10040-010-0611-3>.
- GONDÁRNÉ SÓREGI K., GONDÁR K., KUN É. & SZÉKVÖLGYI K. 2004: A DNy-Bükk felszín alatti vízrendszerének modellezése. – „A felszín alatti víz, mint földtani tényező.” *Földtani Társulat Vándorgyűlés. Egerszalók, 2004, október 1–3, absztraktkötet* p. 5.
- HAAS J., BUDAI T., CSONTOS L., FODOR L. & KONRÁD Gy. 2010: *Magyarország pre-kainozoos földtani térképe 1:500 000*. – Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.
- HAAS J. & BUDAI T. (szerk.), CSONTOS L., FODOR L., KONRÁD Gy. & KOROKNAI B. 2014: *Magyarország prekainozoos medencealjzatának földtana. Magyarózó „Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez” (1:500 000)*. – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.
- HAJNAL, Z., REILKOFF, B., POSGAY, K., HEGEDŰS, E., TAKÁCS, E., ASUDEH, I., MUELLER, S., ANSORGE, J. & DEIACO, R. 1996: Crustal scale extension in the Central Pannonian Basin. – *Tectonophysics* **264/1–4**, 191–204, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00126-6)
- HELLSTRÖM, G. 1991: *Ground Heat Storage. Thermal Analyses of Duct Storage Systems*. – Lund, Sweden: University of Lund, Department of Mathematical Physics 250 p. <https://portal.research.lu.se/portal/files/6178678/8161230.pdf>
- HORVÁTH, F. & ROYDEN, L. H. 1981: Mechanism for formation of the intra-Carpathian basins: A review. – *Earth Evolutionary Sciences* **1**, 307–316.
- HORVÁTH, F., MUSITZ, B., BALÁZS, A., VÉGH, A., UHRIN, A., NÁDOR, A., KOROKNAI, B., PAP, N., TÓTH, T. & WÓRUM, G. 2015: Evolution of the Pannonian basin and its geothermal resources. – *Geothermics* **53**, 328–352, <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.07.009>
- HORVÁTH Z. & MAROS Gy. (szerk.) 2012: Battonya–Pusztaföldvár terület szénhidrogén koncessziós jelentése. – *Kézirat*, Magyar Földtani,

- Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, 163 p. https://mbfsz.gov.hu/sites/default/files/file/2018/03/14/ch_battonya_103_2011_jelentes_jav130131.pdf
- JUHÁSZ Gy. 1994: Magyarország neogén medencerészek pannóniai s.l. üledéksorának összehasonlító elemzése. – *Földtani Közlöny* **124**, 341–365. http://epa.oszk.hu/01600/01635/00277/pdf/EPA01635_foldtani_kozlony_1994_124_3_341-365.pdf
- JUHÁSZ Gy., POGÁCSÁS Gy., MAGYAR I. & VAKARCS G. 2006: Integrált-sztratigráfiai és fejlődéstörténeti vizsgálatok az Alföld pannóniai s.l. rétegsorában. – *Földtani Közlöny* **136/1**, 51–86. http://epa.oszk.hu/01600/01635/00315/pdf/EPA01635_foldtani_kozlony_2006_136_1_051-086.pdf
- KILÉNYI, É. & SEFARA, J. 1991: Pre-Tertiary Basement Contour Map of Carpathian Basin Beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. – *Geophysical Transactions* **36**, 1–2
- KISS J., GÚTHY T. & ZILAHÍ-SEBESS L. (2015): A Mohorovičić határfelület magyarországi kutatása – módszerek, mérések, eredmények. – *Magyar Geofizika* **56/3**, 152–178
- KOVÁCS B. & SZANYI J. 2004: *Hidrodinamikai és transzportmodellezés (Processing MODFLOW és Surfer for Windows környezetben)*. – Páskum Kiadó, Szekszárd, 159 p.
- KUN É, M. TÓTH T., FÖLDES T. & VISZKOK J. 2011: Geotermális vízáram és hőtranszport modellezés repedezett kőzetekben a Mezősas-Nyugat metamorf rezervoár példáján. – *Projekt jelentés*, https://www.researchgate.net/publication/286923181_Geotermalis_vizarom_es_hotranszport_modellezes_repedezett_kozetekben_a_Mezosas-Nyugat_metamorf_rezervoar_peldajan.
- LAW, B., EDWARDS J., WALLIS, R., SUMPTER, M., HOYER, D., BADA, G. & HORVÁTH, A. 2009: Development of Abnormally High Pore Pressures in a Geologically Young, Basin-Centered Oil and Gas Accumulation, Mako Trough, Hungary. Abstract. – *AAPG Annual Convention*, Denver, Colorado, June 7–10, 2009 (https://www.searchanddiscovery.com/documents/2009/110104law/ndx_law.pdf)
- LENKEY, L. MIHÁLYKA, J. & PARÓCZI, P. 2021: Review of geothermal conditions of Hungary. – *Földtani Közlöny* **151/1**, 65–78. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.65>
- LEMBERKOVICS V., KISS K., VÁRY M., KISS B. & KOVÁCS G. 2020: A jó, a rossz és a csúf? – avagy a szénhidrogén-kutatás dicső múltja, (még) létező jelene és bizonytalan jövője a Pannon-medencében – Szemle. – *Földtani Közlöny* **150/4**, 571–610. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2020.150.4.571>
- M. TÓTH T., FISHER-NAGY Á., KONDOR H., MOLNÁR L., SCHUBERT F., VARGÁNÉ TÓTH I. & ZACHAR J. 2021: Az Alföld metamorf aljzata: a kőztes tömegetől a tarka mozaikig. – *Földtani Közlöny* **151/1**, 3–26. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.3>
- MÁDLNÉ SZÓNYI J., RYBACH L., LENKEY L. & HÁMOR T. 2008: *A geotermikus energiahasznosítás nemzetközi és hazai helyzete, jövőbeni lehetőségei Magyarországon*. – MTA, Budapest, 105 p.
- MAGYAR I., JUHÁSZ Gy., SZUROMI-KOPECZ A. & SÜTŐ-SZENTAI M. 2004: A pannóniai Tótkomlói Mészmarga Tagozat kifejlődése és kora a Battonya–Pusztaföldvári-hátság környezetében. The Tótkomlós Calcareous Marl Member of the Lake Pannon sedimentary sequence in the Battonya-Pusztaföldvár region, SE Hungary. – *Földtani Közlöny* **133**, 521–540. http://epa.niif.hu/01600/01635/00310/pdf/EPA01635_foldtani_kozlony_2004_134_4_521-540.pdf
- MARTON L. 1982: Izotóphidrológiai modellek és számítási eljárások a felszín alatti vizek mozgásának tanulmányozásához. – *Hidrológiai Közlöny* **12**, 525–533.
- MARTON L. 2009: *Alkalmazott hidrogeológia*. – ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, 626 p.
- MÉSZÁROS, F. & ZILAHÍ-SEBESS, L. 2001: Compaction of the sediments with great thickness in the Pannonian Basin (Nagyvastagságú üledékek kompakciója a Pannon medencében). – *Geophysical Transaction* **44/1**, 21–48.
- MUFFLER, L. J. P. & CATALDI, R. 1978: Methods for Regional Assessment of Geothermal Resources. – *Geothermics* **7**, 53–89. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(78\)90002-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(78)90002-0)
- NUSSZER A. 1985: Pusztaföldvári metamorf területi egység képződményei. – *Általános Földtani Szemle* **21**, 49–78. http://epa.oszk.hu/02700/02751/00021/pdf/EPA02751_alt_foldt_szemle_1985_21_049-078.pdf
- POSGAY, K., TAKÁCS, E., SZALAY, I., BODOKY, T., HEGEDŰS, E., KÁNTOR, I., TÍMÁR, Z., VARGA, G., BÉRCZI, I., SZALAY, Á., NAGY, Z., PÁPA, A., HAJNAL, Z., REILKOFF, B., MUELLER, S., ANSORGE, J., DEIACO, R. & ASUDEH, I. 1996: International deep reflection survey along the Hungarian Geotraverse. – *Geophysical Transactions* **40/1–2**, 1–44. http://real-j.mtak.hu/12586/1/EPA02941_geofizikai_kozlomenyek_1996_40_1-2.pdf
- RAUCSIK B., SZEMERÉDI M., MÉSZÁROS E., VARGA A., DUNKL I., LUKÁCS R., PÁL-MOLNÁR E. & HARANGI Sz. 2019: Kisfokú metamorfózis nyomai permii aljzati képződményekben (Kelebia, Békés–Codruí Egység). – *Absztraktkötet, 10. Közletani és Geokémiai Vándorgyűlés 2019. szeptember 5–7*. http://10kgvgy.elte.hu/wp-content/uploads/10KGVGY_AbstractBook.pdf
- REN21 2019: Renewables 2019 Global Status Report. – Paris: REN21 Secretariat, p. 336. ISBN 978-3-9818911-7-1, https://www.ren21.net/wp-content/uploads/2019/05/gsr_2019_full_report_en.pdf
- RMAN, N., KUN, É., SAMARDŽIĆ, N., ŠRAM, D., ATANACKOV, J., MARKIĆ, M., LAPANJE, A., RAJVER, D., SELMECZI, I. S., MAROS, Gy., MARKOVIĆ, T., BUDAI, T. & BABINSZKI, E. 2021 A joint report on geomanifestations in the Pannonian Basin (Deliverable 4.2). – https://geoera.eu/wp-content/uploads/2021/07/GeoConnect3d_D4.2_Joint-report-on-geomanifestations-in-the-Pannonian-Basin.pdf
- RYBACH, L. 2010: The future of Geothermal Energy and Its Challenges. – *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia 2010*, 1–4. <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2010/3109.pdf>
- SÜMEGHY B., KISS T., SIPOS Gy. & TÓTH O. 2013: A Maros hordalékkúp felső-pleisztocén–holocén fluvialis képződményei. – *Földtani Közlöny* **143/3**, 265–278.
- STEGENA L. & KISS J. 1967: A kálium-argon módszer és néhány hazai alkalmazása. – *Geophysical Transactions* **16**, 101–107. http://epa.oszk.hu/02900/02941/00030/pdf/EPA02941_geofizikai_kozlomenyek_1967_1-2_101-108.pdf
- SZANYI J. 2019: Geotermikus energia komplex hasznosítása – *Habilitációs dolgozat*, SZTE, Szeged, 20 p.
- SZANYI, J. & KOVÁCS, B. 2010: Utilization of geothermal systems in South-East Hungary. – *Geothermics* **39**, 357–364. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2010.09.004>

- SZANYI, J., MEDGYES, T., KÓBOR, B. & PÁL-MOLNÁR, E. (eds) 2015: *Technologies of injection into sandstone reservoirs: best practices, case studies*. – GeoLitera; Institute of Geosciences, University of Szeged 156 p. <http://publicatio.bibl.u-szeged.hu/13471/>
- SZANYI J., NÁDOR A. & MADARÁSZ T. 2021: A geotermikus energia kutatása és hasznosítása Magyarországon az elmúlt 150 év tükrében. – *Földtani Közlöny* **151/1**, 79–102. <https://doi.org/10.23928/foldt.kozl.2021.151.1.79>
- SZEMERÉDI M. 2020: A Gyűrűfői Riolit Formáció komplex vizsgálati eredményei a Tiszai-Főegységben. – *PhD értekezés*, Szegedi Tudományegyetem, http://doktori.bibl.uszeged.hu/id/eprint/10580/2/Szemeredi_Mate_tezisfuzet_magyar.pdf
- SZENTGYÖRGYI K.-NÉ, AMRAN A., ÁRVAI L., BALÁZS E.-NÉ, BELOVAI I.-NÉ, BEREZ F., ESZES I.-NÉ, GYERGYÓI L., KISS B., KISS K., MAGYAR I., MÉSZÁROS VINCE CS., MILOTA K., PAPP I., PÓCSIK M., PUSZTAI J., SPITZMÜLLER Á., SÓREG V., SZABÓ I., SZALAINÉ BÁNLAKI E., SZÁSZFAI J., TATÁR A.-NÉ., TÓTH D., TÖRÖK J.-NÉ., UJSZÁSI K., VARGÁNÉ TÓTH I., VERPECZ A., VINCZE M., VINCZÉNÉ TÓTH M., ZAHUCZKI P. & ZSUPPÁN GY. 2010: Zárójelentés a 101. Battonya–Pusztaföldvár kutatási területen végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről I–V. MOL Nyrt. – *Kézirat*, MOL, MÁFGBA Budapest, SZBK.3406
- TARI, G., DÖVÉNYI, P., DUNKL, I., HORVÁTH, F., LENKEY, L., STEFANESCU, M., SZAFIÁN, P. & TÓTH, T. 1999: Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. – In: DURAND, B., JOLIVET, L., HORVÁTH, F. & SÉRANNE, M. (eds): *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen*. – *Geological Society, London, Special Publications* **156**, 215–250.
- TATÁR A.-NÉ, BALÁZS E.-NÉ, TIRPÁK I., GOMBOS CS., NAGY GY.-NÉ, NAGY L., PUSZTAI J., SZENTGYÖRGYI K.-NÉ, TÖRÖK J.-NÉ, VADÁSZ GY.-NÉ, TÓTH Z., TÓTHNÉ MEDVEI ZS. & VARGÁNÉ TÓTH I. 1999: Zárójelentés a 4. Battonya–pusztaföldvári gerinc K-i szárny területen végzett szénhidrogén-kutatási tevékenységről, I–II. Mol Rt. – *Kézirat*, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, Budapest, T.19938.
- TÓTH J. 2009: *Gravitational Systems of Groundwater Flow – Theory, Evaluation, Utilization*. – Cambridge University Press, 297 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511576546>
- TÓTH GY., SZÓCS T., NÁDOR A., ZILAHÍ-SEBESS L., MERÉNYI L., ROTÁRNÉ SZALKAI Á., GÁSPÁR E. & KOVÁCS A. 2013: MFGI: Fenntartható hévíz- és geotermikus energia-gazdálkodást támogató kutatások – Új utak a földtudományban: Fenntartható hévíz- és geotermikus energia-gazdálkodást támogató kutatások, 2013. október 16., <https://docplayer.hu/1034946-Fenntarthato-heviz-es-geotermikus-energia-gazdalkodast-tamogato-kutatasok.html>
- TÓTH, J. & ALMÁSI, I. 2001: Interpretation of observed fluid potential patterns in a deep sedimentary basin under tectonic compression: Hungarian Great Plain, Pannonian Basin. – *Geofluids* **1/1**, 11–36. [HTTPS://DOI.ORG/10.1046/J.1468-8123.2001.11004.X](https://doi.org/10.1046/J.1468-8123.2001.11004.X)
- TÓTHNÉ MEDVEI ZS., NAGY GY.-NÉ, SZENTGYÖRGYI K.-NÉ, TATÁR A.-NÉ 1999: Zárójelentés a 7.sz. Battonya–pusztaföldvári gerinc DNy-i szárnya területen végzett szénhidrogénkutatási tevékenységről. 1999. január. I–II. – *Kézirat*, MOL, MÁFGBA T.19940.
- URBANCSEK J. 1977: A pannoniai medence mélységi víztározói. – In: *Magyarország mélyfűrésű kútjainak katasztere, VII. kötet*, 102–115.
- VASS, I., M. TÓTH, T., SZANYI, J. & KOVÁCS, B. 2018: Hybrid numerical modelling of fluid and heat transport between the overpressured and gravitational flow systems of the Pannonian Basin. – *Geothermics* **72**, 268–276. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.11.013>
- World Energy Assessment (WEA) 2020: *Energy and the challenge of sustainability*. – United Nations Development Programme Bureau for Development Policy One United Nations Plaza New York, NY 10017, 506 p. <https://www.undp.org/publications/world-energy-assessmentenergy-and-challengesustainability>
- ZILAHÍ-SEBESS, L. 2003: Well-logging methods to investigate a granitic site for radioactive waste deposition. – *Geophysical Transactions* **44/2**, 51–93
- ZILAHÍ-SEBESS L. 2013: Geothermal potential estimation. – *5th HR–HU and 16th HU geomathematical congress “Geomathematics as Geoscience”, 30 May – 01 June, 2013, Mórahalom, extended abstract* 4 p.
- ZILAHÍ-SEBESS L. & GYURICZA GY. (szerk.) 2013: Battonya geotermikus koncesszióra javasolt terület komplex érzékenységi és terhelhetőségi vizsgálati jelentése. – *Kézirat*, MÁFGBA, Budapest, 173 p.
- ZILAHÍ-SEBESS L., FANCSIK T., TÖRÖK I. & KOVÁCS A. CS. 2007: Szivárgási tényező becslés lehetőségei geofizikai mérések alapján. – *Magyar Geofizika* **48/3**, 99–111.
- ZILAHÍ-SEBESS L., GULYÁS Á., JENCSEL H., KISS J., MERÉNYI L., NÁDOR A. & SZABÓ K. 2017 Geotermikus potenciál-felmérés, koncessziós pályázatokat előkészítő földtani-geofizikai feladatok végzése jelentés az MBFH megbízásából. – *Kézirat*, MÁFGBA, Budapest, 83 p.
- Kézirat beérkezett: 2021. 04. 23.