

A Pannon-tó só- és vízháztartásának számítása

UHRIN András

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1143 Budapest, Stefánia út 14. E-mail: uhrin@mafi.hu

Salt and water budget calculations for the Late Miocene Lake Pannon

Abstract

The water body which once covered a large area of the Pannonian Basin in the Late Miocene is commonly referred to as 'Lake Pannon'. However, up until now it has never been proved that it had any direct connection with the sea. Although the high level of faunal endemism suggests a long-lived lake (GEARY et al. 2000, MAGYAR 2009), some of its described features are difficult to explain if the environment was nothing other than lacustrine. Besides the occurrence of marine microfossils and some (albeit debated) seismic stratigraphic results, the most important sign of a possible marine connection is the fact that the salinity of the water body appears to have remained permanently within a narrow interval (8–15‰).

Given the above, the modelling of the water and salt budget of the ancient water body could contribute to providing an answer as to whether the environment was lacustrine or marine. In the current study, such a model is introduced after assembling the necessary parameters: (i) extent of the lake surface and the discharge area, (ii) run-off factor, (iii) precipitation and salinity of the lake and (iv) the inflowing water. The results of the calculations show that the known salinity could have remained steady and without a marine connection if the lake had an outflow of a few 10 m³/s. However, the variability of the level of Lake Pannon would have caused large fluctuations in the discharge of an outflowing river; given this fact, the effects of a temporary cessation and an increase of the outflow on the salinity were also tested. Based on the model, a period with no outflow would cause the salinity to exceed 15‰ after about 100 kyr. However, the presence of a major outflowing river (with a discharge of a few 1000 m³/s, like the modern Danube) would reduce the salinity to below a level of 8‰ within several hundred years. Therefore the outflow of Lake Pannon probably did not occur in a river, but through subsurface water. This possibility is also supported by some modern analogues.

The uncertainty of the numerical results was assessed using the Monte Carlo simulation; the uncertainty proved to be small enough to show that there had been no weakening or anything to affect the palaeogeographical implications. Overall, the model of the water and salt budget confirms that the known brackish salinity of Lake Pannon could have been stable even if the water body remained continuously lacustrine with no seawater inflow.

Keywords: Lake Pannon, Late Miocene, water budget, salinity, outflow, marine connection

Összefoglalás

A késő-miocénben a Pannon-medence nagy részét elborító víztömeget általában Pannon-tó néven említi a szakirodalom, azonban máig nem tekinthető bizonyítottnak, hogy ez a képződmény fennállása során nem állt közvetlen kapcsolatban a világtengerrel. Habár élővilágának nagyfokú endemizmus miatt valószínűleg hosszú életű tóról van szó (GEARY et al. 2000, MAGYAR 2009), bizonyos jelenségek ebben az esetben nehezen magyarázhatók. A tengeri mikroszervezetek pannon-medencebeli előfordulása és egyes (bár vitatott) szeizmikus rétegtani eredmények mellett elsősorban az utal tengeri kapcsolatra, hogy a víztömeg sótartalma mintegy 6 millió éven keresztül egy szűk tartományon (8–15‰) belül maradt.

A „tó vagy tenger” kérdés megválaszolását nagyban segíthetné az egykori víztömeg só- és vízháztartásának modellezése. Ez a tanulmány erre tesz kísérletet: a szükséges paraméterek — a tó és a vízgyűjtő kiterjedése, a lefolyási tényező, a csapadékmennyiség, valamint a tó és a beömlő vizek sótartalma — összegyűjtése, ill. ősföldrajzi adatokra támaszkodó becslése után bemutatásra kerül a Pannon-tóra felállított só- és vízmérleg. A számítások szerint az ismert sótartalom tengeri összeköttetés nélkül is tartósan állandó maradhatott abban az esetben, ha a tó néhány tíz m³/s vízhozamú (a térség mai folyói közül pl. az Ipoly vagy a Hernád középvízi hozamának megfelelő) lefolyással rendelkezett. A Pannon-tóból kivezető folyó vízhozama a tó vízszintjének ingadozása miatt nem maradhatott stabil, ezért megvizsgáltam, miként reagált volna a sótartalom a lefolyás átmeneti megszűnésére, ill. fokozódására. A

modellszámítás alapján az esetleges lefolyástalan időszakok mintegy százezer év után növelték volna az ismert értékek fölé a sókoncentrációt, a mai Duna vízhozamát elérő lefolyás viszont már néhány száz év alatt 8‰ alatti sótartalomhoz vezetett volna. Ezért valószínűbb, hogy a Pannon-tó lefolyása valószínűleg nem kiömlő folyón, hanem a felszín alatti vizeken keresztül valósult meg; ennek lehetőségét mai analógiák is tanúsítják.

A modellszámítások eredményében fennálló, a felhasznált paraméterek becslési hibájából eredő bizonytalanság mértékét Monte Carlo-szimulációval állapítottam meg. Ez alapján kiderül, hogy a számszerű értékek bizonytalansága nem éri el azt a mértéket, ami az ősföldrajzi következtetésekre kihatással lenne. A só- és vízháztartás bemutatott modellje tehát igazolja, hogy a Pannon-tó sótartalma akkor is stabil maradhatott, ha a víztömeg fennállása alatt egyszer sem vált beltengerré, vagyis nem jutott be tengervíz a Pannon-medencébe.

Tárgyszavak: Pannon-tó, késő-miocén, vízmérleg, sótartalom, kifolyás, tengeri kapcsolat

Bevezetés

Habár a késő-miocén (11,6–5,3 millió év) folyamán a Pannon-medence nagy részét kitöltő víztömeget általánosan Pannon-tóként nevezi meg a szakirodalom, máig vitatott annak kérdése, hogy ez a víztömeg tó vagy beltenger volt. A kérdés jelentőségét az adja, hogy amennyiben létezett a világtengerrel annak szintjén megvalósuló összeköttetés, akkor a mindenkori vízszint az euszatikus változásokat követte — ezt a jól ismert tényezőt figyelembe véve pedig viszonylag könnyen rekonstruálhatóvá válnak a medencében lezajlott tektonikus emelkedések és süllyedések. Ha viszont valóban tóról volt szó, akkor vízszintjét az euszázia helyett a térség éghajlata befolyásolta. Természetesen az is elképzelhető, hogy a késő-miocén során az ősföldrajzi helyzet akár többször is megváltozott, és a medence egyes szakaszokban tóként, máskor tengerként viselkedett.

A világtenger szintjén megvalósuló összeköttetésre elsősorban őslénytani megfigyelések alapján, így a tengeri mikroszervezetek pannon-medencebeli előfordulásából (ANDREEVA-GRIGOROVICH et al. 2007, BAKRAČ 2007) vagy a Keleti-Paratethys pontusi emeletbeli puhatestű-faunájának a Pannon-medence faunájához való hasonlóságából (NEVESSKAJA et al. 1987) következtettek. Több szeizmikus rétegtani munkában is megjelenik az az elképzelés, mely szerint egyes, harmadrendű ciklushatároknak tekintett üledékhézagok kora jó egyezést mutat a világméretű euszatikus vízszintesések idejével (POGÁCSÁS et al. 1989, 1992, VAKARCS & VÁRNAI 1991, UJSZÁSI & VAKARCS 1993, VAKARCS 1997), bár ez nem feltétlenül jelenti a tengeri összeköttetés közvetlen bizonyítékát, hiszen a ciklusok korrelációját áttételes hatások (a tengerszintet is alakító globális éghajlatingadozások helyi hatása, vagy a tóból kiömlő folyó hátravágódása, lásd TARI et al. 1992) is előidézhették. A közvetlen tengeri kapcsolat arra is magyarázatot adna, miként maradhatott több millió éven keresztül közel állandó, 8–15 ezrelék körüli értéken (KLEB 1971, KÖRÖSI-HÓDI 1983, KÖRECS 1985) a medence vízének sótartalma.

Más őslénytani érvek ugyanakkor cáfolják a közvetlen tengeri összeköttetést. A késő-miocén Pannon-medence faunájának magas fokú endemizmusa szárazföldi környezetben kizárólag szigetekre, vízi környezetben pedig az azoknak megfelelő hosszú életű tavakra jellemző (MAGYAR 2009). A Dáciai-medence pontusi emeletéből és a Pannon-tóból ismert fauna hasonlóságát MÜLLER &

MAGYAR (1992) a Pannon-medence endemikus fajainak folyóvízi összeköttetésen keresztül történő migrációjával magyarázták, a legfrissebb rétegtani eredmények — a pontusi emelet korának meghatározása VASILIEV et al. (2004) és SNEL et al. (2006) munkájában — pedig arra világítanak rá, hogy ez a faunakapcsolat is csupán a késő-miocén legvégén, mintegy 6 millió éve jött létre. A Pannon-medence beltenger volta ellen szól az is, hogy újabb szeizmikus rétegtani kutatások eredményeként a korábban euszatikus vízszinteséseknek megfelelően harmadrendű ciklushatárok kora, sőt több esetben léte is kérdésessé vált (JUHÁSZ E. et al. 1996, SZTANÓ et al. 2007)

Amennyiben a víztömeg tónak bizonyul, további kérdésként merül fel, hogy ez a tó lefolyástalan volt, vagy folyóvízi kapcsolatban állt a tengerrel, amint azt MÜLLER & MAGYAR (1992) felvetették. A Pannon-medencéből kiömlő folyó meglétére a pliocén elejéről már közvetlen bizonyítékot szolgáltat a Dáciai-medencében azonosított, a Pannon-medence irányából épülő, tehát onnan érkező folyó által táplált Gilbert-delta (CLAUZON 2005). A késő-miocén folyamán viszont csupán az teszi valószínűvé ilyen vízfolyás létét, hogy ennek hiányában a Pannon-tó sótartalma növekedésnek indult volna (KÁZMÉR 1990). MENKOVIĆ & KOSCAL (1997) elképzelése szerint ugyanakkor felszín alatti, karsztos üregrendszereken keresztül is jelentős mennyiségű víz távozhatott a tóból.

A „tó vagy tenger” kérdésének megbízható eldöntése elsősorban a Pannon-medence késő-miocén víz- és sóháztartásának leírásától lenne várható (MAGYAR 2009), ám erre még csak elvétve történtek próbálkozások. GEARY et al. (1989) aragonitvázú puhatestűek héjainak izotóparányai alapján kívánták pontosítani az egykori sótartalomra vonatkozó adatokat, megállapítva, hogy a késő-miocén elején közel állandó $\delta^{18}\text{O}$ - és $\delta^{13}\text{C}$ -értékek később negatív irányban tolódtak el. E változásból a szerzők az előzőleg stabil sótartalom hirtelen csökkenésére következtettek. Modelljük azonban tenger- és édesvíz keveredésére vonatkozott, tehát nem érvényes akkor, ha a Pannon-tó elzárt víztömeg volt, amely nem tengervíz-beáramlás, hanem a párolgás miatt vált sóssá. A tanulmány nem indokolta meg azt sem, hogy az izotóparányok miért nem jelzik a szarmatá-pannóniai határon bekövetkezett sótartalom-csökkenést. E problémákra MÁTYÁS et al. (1996) hívták fel a figyelmet, számításokkal igazolva, hogy a viszonylag elzárt tómedencék esetében az onnan elpárolgó és elfolyó vízmennyiség arányának igen csekély változása — ami az izotóparányokra

még nem gyakorol kimutatható hatást — is nagymértékben módosítja a sótartalmat. MÁTYÁS et al. (1996) munkája emiatt a megfigyelt izotóparány-változásokat nem a vízmérleg, hanem az éghajlat ingadozásával magyarázza: a bemutatott modellszámítások szerint elsősorban a levegő páratartalma az a tényező, aminek változása szorosan összefügg a $\delta^{18}\text{O}$ - és $\delta^{13}\text{C}$ -értékekkel.

MÁTYÁS et al. (1996) megállapításai a fenti szempontból is fontosak. Számításaikból ugyanis kiderül, hogy közvetlen tengeri kapcsolat hiánya esetén a Pannon-tóban feltételezett brakkvízi (8–15‰ körüli) sókoncentráció akkor maradhatott fenn tartósan, ha a tó mindenkori vízvesztésének 90–95 százalékát a párolgás tette ki, és csupán a hiányzó 5–10 százalékért voltak felelősek az onnan kiömlő vizek. LEEVER et al. (2010) szerint ugyanakkor kétséges, hogy a Pannon-tó felülete elég nagy volt-e ahhoz, hogy számottevő lefolyás hiányában a beömlő vízmennyiséget elpárologtassa: az általuk közölt vízmérlegszámítások azt mutatják, hogy ez sem a medence jelenlegi éghajlati viszonyai és a beömlő folyók jelenlegi vízhozamai mellett, sem a késő-miocénre BÖHME et al. (2006) által feltételezett, a mainál csapadékosabb klíma esetén nem lenne lehetséges. Emellett — MÁTYÁS et al. (1996) eredményeivel ellentétben, bár saját számításokkal nem igazolva — a Pannon-tó brakkvízi sótartalmát is a kiömlő folyó melletti érvnek tekintik.

E tanulmány célja a Pannon-medence késő-miocén vízhiánytartásával kapcsolatba hozható adatok összefoglalása, és felhasználásával az eddig hiányzó vízhiánytartási modell felállítására. Az eredmények újszerű ösföldrajzi következtetések levonására is lehetőséget adnak a medence lefolyásának és esetleges tengeri kapcsolatának kérdésében. A modell felállításakor abból a lehetőségéből indultam ki, hogy a Pannon-medencét tó töltötte ki; a tengeri összeköttetést így az jelezheti, ha a feltételezett tó az eredmények alapján instabilnak bizonyul, ahogyan az LEEVER et al. (2010) munkájában is felmerült. A számítások leírása során ezért a „Pannon-tó” megnevezést használom.

A vízmérleg elemei

Mivel a magyar földtani irodalomban korábban nem jelentek meg egykori felszíni víztömegek vízhiánytartására vonatkozó számítások, a Pannon-tóra vonatkozó modellezés bemutatása előtt célszerű áttekinteni, hogyan épül fel általánosságban egy tó vízmérlege.

A számítások általában azon a feltételezésen alapulnak, miszerint a vízmérleg egyensúlyban van, tehát egységnyi idő alatt a víztömeghez hozzáadódó és az onnan távozó térfogat egyenlő. Természetesen ez a valóságban nem valósul meg, hiszen a tavak vízszintje kisebb-nagyobb mértékben ingadozik. Hosszabb időtávon azonban a különbségek jellemzően kiegyenlítődnek, így a vízbevitel és a vízvesztés közötti átmeneti eltéréseket a számítások során elhanyagolhatjuk. Ez a helyzet a Pannon-tóra vonatkozó modellezésnél is. Habár tudjuk, hogy a Pannon-tó felülete, vízszintje, így vélhetően víztömegének nagysága is jelentős változásokon

ment át a késő-miocén során, az ismert és jelen munkában tárgyalt változások több százezer vagy több millió éves skálán zajlottak le. Látni fogjuk viszont, hogy a vízbevitel, ill. a vízvesztés mennyisége mindössze néhány száz év alatt elérhette a Pannon-tó teljes térfogatát, tehát a vízmérlegnek az egyensúlytól való számottevő eltérése már hasonlóan rövid időtávon előidézte volna a tó jelentős zsugorodását vagy terjeszkedését.

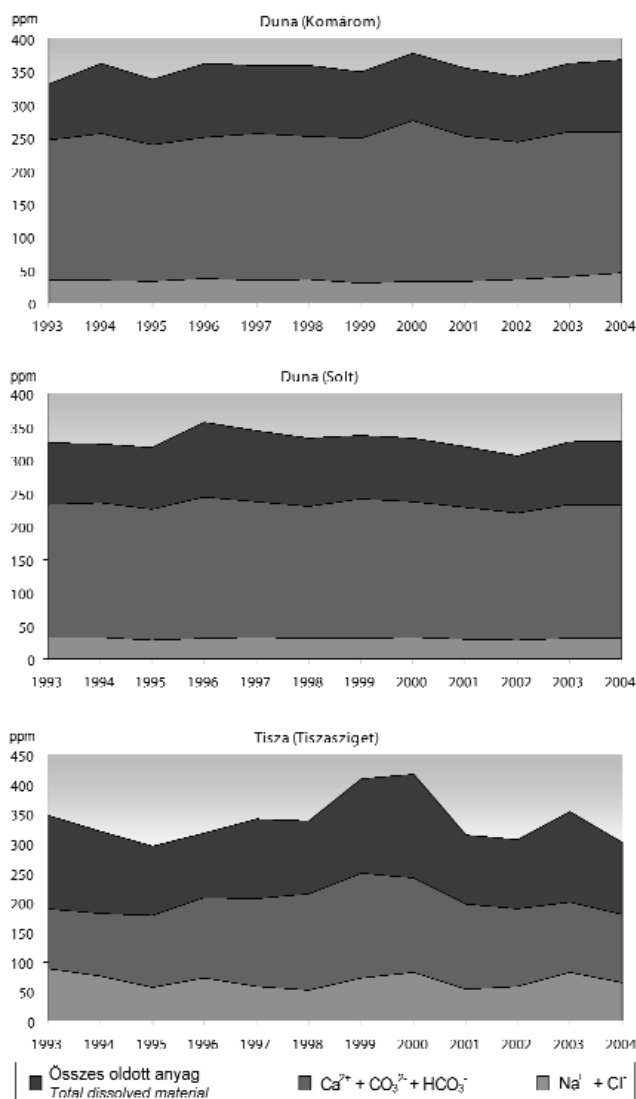
Vegyük sorra, milyen tényezők adódnak össze egy tó vízmérlegének két oldalán! A vízbevitel egyik összetevője a tó felületére hulló csapadék: ennek éves térfogata a felület és az évi csapadékmennyiség szorzata. A vízbevitelhez járul hozzá a tó vízgyűjtőjén lehulló csapadék is, melynek éves térfogata a vízgyűjtő területe és az ottani átlagos évi csapadékmennyiség szorzataként határozható meg. E mennyiségnek azonban egy része még a vízgyűjtőn elpárolog (részben közvetlenül, részben a növényzet által); hogy mekkora hányada jut be a tóba, azt az ún. lefolyási tényező mutatja meg, ami minden esetben 0 és 1 közötti érték. (0,4-es értéknél pl. a lehulló csapadékvíz 40%-ának bejutásával számolhatunk a tó vízmérlegében.)

A vízvesztés egy részéért a tó felületének párolgása felelős. Ennek mértékét a csapadékhoz hasonlóan milliméterben szokás megadni, jelezve, hogy a párolgás mennyivel csökkenti egy év alatt a kitett vízszint magasságát. Az elpárologó térfogat tehát a párolgás értékének és a vízfelszín nagyságának szorzata. A vízvesztés másik eleme a tóból elfolyó vízmennyiség, ami a kivezető vízfolyások összesített vízhozamából számítható ki. Mivel a tavak a környező felszín alatti vizekkel is kapcsolatban állnak, elfolyás ezeken keresztül is lehetséges, bár ez csak kevés esetben lép elő a vízmérleg számottevő elemévé (pl. ISIORHO et al. 1996, YAN et al. 2002). Hasonlóképpen előfordul felszín alatti hozzáfolyás is, ami végső soron jórészt a vízgyűjtőre hulló csapadékból ered, mértéke tehát része a lefolyási tényezőnek.

A stabil sókoncentráció feltételei

Ha elfogadjuk a Pannon-tó tengerektől való elzártága mellett szóló érveket, különös hangsúlyt kap a már mások által is felvetett kérdés: miként maradhatott mintegy 6 millió éven keresztül állandó a tó vizének sókoncentrációja? A választ a sóhiánytartás modellezése adhatja meg, amit MÁTYÁS et al. (1996) elvégeztek ugyan, eredményeik azonban nem váltak általánosan elfogadottá (lásd LEEVER 2007, MAGYAR 2009, LEEVER et al. 2010). Ez valószínűleg annak tudható be, hogy a munka fő célja nem a fenti kérdés megválaszolása volt, így a sóhiánytartásra vonatkozó modellszámítások részletes bemutatása nem történt meg. Emellett a modell fontos bemenő adatának, a tóba beömlő vizek sótartalmának becslése vitatható módon történt: a szerzők a térség jelenlegi nagy folyóinak (Duna, Don) általuk 800 ppm-nek tekintett sókoncentrációjával számoltak. Valójában ugyanakkor a Duna és a Tisza teljes oldottanyag-tartalma magyarországi szakaszokon csupán 300–400 ppm között alakul (OKIR, 2010), és

ennek nagy részét is kalcium- és hidrogénkarbonát-, ill. karbonátionok teszik ki (1. ábra), melyek felhalmozódásával a Pannon-tó vízében a karbonátkiválasztó élőlények tevékenysége miatt még lefolyástalan víztömeget feltételezve sem kell számolnunk. A modellszámításokban sótár-



1. ábra. Oldott anyagok átlagos koncentrációja a Dunában és a Tiszában az 1993 és 2006 közötti évek során, az Országos Környezetvédelmi Információs rendszer adatai alapján (<http://okir.kvvm.hu/fevi/>)

Figure 1. Annual average concentration of dissolved material in rivers Danube and Tisza between 1993 and 2006, from the data of National Environmental Information System (<http://okir.kvvm.hu/fevi/>)

talomként célszerűbb a nátrium- és kloridionok együttes koncentrációját alkalmazni, hiszen a fauna összetételét (ami alapján a Pannon-tó sótartalmának legtöbb becslése készült) elsősorban ez az érték szabja meg. A faunán alapuló vizsgálatok során analógiaként gyakorta használt csökkent sós vízű Fekete-tenger és Kaszpi-tó oldottanyag-tartalmának is több mint 80 százaléka NaCl, hasonlóan a világtengerhez (DREVER 2005). A Duna NaCl-tartalma napjainkban jellemzően 30–45 ppm körüli, a Tiszáé 50–90 ppm (1. ábra).

A sóháztartás modellje a vízmérleghez hasonlóan építhető fel, abból a feltevésből kiindulva, hogy a vizsgált

víztömeg sótartalma állandó volt. A Pannon-tó esetében ezt mind őslénytani (KORPÁS-HÓDI 1983, KORECZ 1985), mind a porúsvizek összetételén alapuló (KLEB 1971) érvek alátámasztják, az egykori sótartalmat 8–15% közé helyezve. A vízbevitel elemei közül a tó felületére hulló csapadék sótartalma elhanyagolhatóan csekély, a betorkolló folyókból érkező vízé pedig a mai Duna és Tisza összetétele alapján legfeljebb 60 ppm-nek becsülhető. A Tisza sótartalmát napjainkban az Erdély területén erózió alatt álló evaporitok növelik, melyek azonban csak a pliocén–kvarter medenceinverzió nyomán kerültek kiemelt helyzetbe. A vízvesztésen belül az elpárolgó és a kifolyással távozó vizet kell megkülönböztetnünk. A párologással só egyáltalán nem hagyja el a tavat, a kifolyó víz sótartalma pedig megfelel a tóra jellemző átlagos értéknek, feltéve, hogy a víztömegben nem állt fenn tartósan a sótartalom szerinti rétegzettség. Ez utóbbi feltételezést az teszi valószínűvé, hogy a fauna alapján végzett sótartalom-becslésekben nem különböztek el a sekély- és a mélyvízi taxonok segítségével meghatározott értékek (KORECZ 1985), emellett — ellentétben például a sótartalom szerint rétegzett mai Fekete-tengerrel — a Pannon-tó mély régiójának aljzatán képződött üledékek sem jeleznek teljesen anoxikus képződési környezetet, legfeljebb időszakosan csökkent oxigéntartalmat. A teljes anoxia lehetőségét a mélyvízi eredetű Endrődi Formációban tapasztalható, valódi anoxikus üledékekhez viszonyítva mérsékelt szervesanyag-dúsulás mellett a mélyvízi endemikus puhatestű-fauna folyamatos jelenléte is kizárja.

A sótartalom állandósulásának feltétele az, hogy a tóba beérkező és onnan távozó sómennyiség — csakúgy, mint a vízmérleg esetében a vízmennyiség — egyenlő legyen. Tehát (a jelölések magyarázatát lásd az I. táblázatban):

$$Q_{\text{hozzáfolyás}} \cdot c_{\text{hozzáfolyás}} = Q_{\text{kifolyás}} \cdot c_{\text{tó}}$$

A fenti egyenletet átrendezve:

$$Q_{\text{hozzáfolyás}} / Q_{\text{kifolyás}} = c_{\text{tó}} / c_{\text{hozzáfolyás}}$$

vagyis a vízgyűjtőről befolyó és a tóból kifolyó vízmennyiség aránya megfelel a tóban uralkodó, ill. a hozzáfolyó vízre jellemző sótartalom arányának. A tavi sótartalom-értékekre vonatkozó becslések középértékét (12‰) és a befolyó vizekre fentebb becsült sókoncentrációt (60 ppm) felhasználva:

$$Q_{\text{hozzáfolyás}} / Q_{\text{kifolyás}} = 0,012 / 0,000060 = 200,$$

vagyis a Pannon-tó sótartalmának állandósulásához a vízgyűjtőről érkező vízmennyiségnek csupán 1/200-ad része (0,5 százaléka) távozhatott a lefolyás révén, 99,5 százalékának a tó felületéről kellett elpárolognia. A teljes vízvesztésen belül (ami a vízmérleg egyensúlya miatt a tófelületre hulló csapadék és a vízgyűjtőről beérkező mennyiség összegével egyenlő) még kisebb lehetett a lefolyás aránya. Érdekes azt is megvizsgálni, hogy ez mekkora lefolyó vízhozamot jelent, hiszen a vízhozam értékét recens

I. táblázat. A só- és vízháztartási egyenletekben használt jelölések
 Table I. List of labels used in the equations of salt and water budget

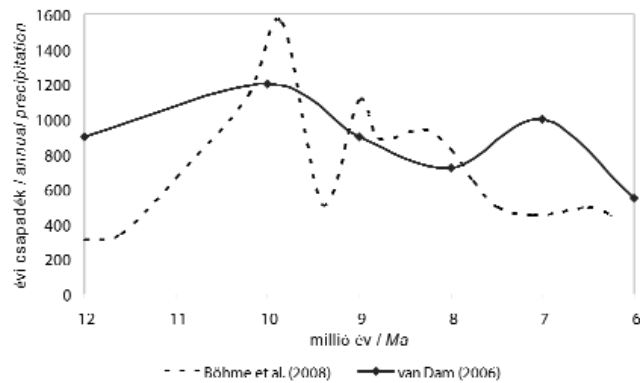
$A_{\text{vízgyűjtő}}$	teljes vízgyűjtő terület (szárazulat és tófelszín együttvéve) total discharge area (land + lake surface)
$A_{\text{tó}}$	a Pannon-tó vízfelülete surface of Lake Pannon
Q	Vízhozam discharge
c	sókonzentráció salinity
C	lefolási tényező runoff coefficient
$h_{\text{csapadék}}$	évi csapadékmennyiség (vízszlop-magasságként) annual precipitation
$h_{\text{párolgás}}$	évi párolgás (vízszlop-magasságként) annual evaporation

folyókéval összevetve képet kaphatnánk arról, mekkora vízfolyás léphetett ki a Pannon-tóból. A lefolyó vízhozam számszerűsítéséhez először a vízgyűjtőről érkező hozam nagyságát kell megbecsülnünk. Az alábbiakban vegyük sorra az ezt alakító tényezőket!

A Pannon-tó vízgyűjtőjét LEEVER (2007) és LEEVER et al. (2010) a mai Duna Vaskapu feletti — tehát a Pannon-medencéből való kilépésig tartó — szakaszának vízgyűjtőjével tekintették azonosnak. A késő-miocénre ősföldrajzról alkotott képünk alapján ez a becslés részben megalapozottnak tekinthető, hiszen a mai vízváltakozók közül az Alpok és a Kárpátok vonulata már kiemelt helyzetben volt környezetéhez képest, legfeljebb egykori magasságuk kérdéses (FRISCH et al. 1999, SPIEGEL et al. 2001, KVAČEK et al. 2006). Az Alpoktól északra eső területen azonban valószínű, hogy az Északi-tenger (vagyis az „Ős-Rajna”) vízgyűjtője a késő-miocén óta jelentősen bővült a Pannon-medence felé irányuló „Ős-Duna” vízgyűjtőjének rovására (BERENDSEN & STOUTHAMER 2001). Jelen munkában emiatt a Vaskapu feletti Duna-szakaszra érvényes 571 721 km² (DOMOKOS & SASS 1985) helyett 700 000 km²-nek becsüljük a Pannon-tó vízgyűjtő területét. Ez az érték ugyanakkor magában foglalja a tó területét is, ami a MAGYAR et al. (1999, 2007) és MAGYAR (2009) térképei és ősföldrajzi leírásai alapján a késő-miocén elején 100 000 km² körül alakult, 9,8 millió éve elérte 240 000 km²-es maximumát, majd a késő-miocén legvégéig 80 000 km²-re zsugorodott. Mivel azonban a hivatkozott térképek a rendszeres, a tavat szegélyező self széles sávjára kiterjedő elöntéseket nem jelölik, közelítő becslésként a szélsőértékek átlaga helyett 200 000 km²-rel számolhatunk.

A vízgyűjtőre jellemző lefolási tényező becslése már jóval bizonytalanabb alapokon nyugszik. A mai Duna vízgyűjtőjének magashegyi részein ez az érték 0,4–0,7 között alakul (DOMOKOS & SASS 1985), ám az ilyen arányú lefoláshoz számos tényezőre van szükség, így meredek lejtőkre, csekély növényborítottságra (KENESSEY 1930) és

arra, hogy az évi csapadék jelentős része hó formájában hulljon — hiszen a hó víztartalma olvadáskor számottevő párolgási veszteség nélkül jut a befogadó folyóba. Ismert azonban, hogy az Alpok és a Kárpátok emelkedése a pliocén és a kvarter során is folytatódott (KVITKOVIČ 1975, CEDERBOM et al. 2004), a hegylancok morfológiáját pedig sok helyütt a pleisztocén eljegesedések tették tagoltabbá, meredekebbé. A késő-miocénben tehát a mainál kisebb magasságokkal, lankásabb morfológiával, a mainál enyhébb éghajlat (pl BÖHME 2003, NAGY 2005) miatt pedig dúsabb növénytakaróval, kevesebb hóval és erőteljesebb párolgással kell számolnunk a környező területeken. Mindezek a tényezők együttesen inkább a mai Duna és Tisza dombvidéki részvízgyűjtőihez hasonló, 0,25 körüli lefolási tényezőt (lásd PÉCSI 1969, DOMOKOS & SASS 1985) tesznek valószínűvé. A vízgyűjtő évi átlagos csapadékmennyiségére vonatkozó rekonstrukciók olykor egymásnak is ellentmondanak, emellett a késő-miocén során jelentős időbeli változások is történhettek, ám a publikált adatok (2. ábra) középértéke 800 mm közelében van.



2. ábra. Őslénytani adatok alapján készült csapadékbecslések a Pannon-medence késő-miocénjére (VAN DAM 2006 és BÖHME et al. 2008 nyomán)

Figure 2. Different estimations of the annual precipitation of Pannonian Basin during Late Miocene, based on palaeontological data (after VAN DAM 2006 and BÖHME et al. 2008)

A fentiek alapján a vízgyűjtőről a Pannon-tóba érkező vízhozam becslése:

$$\begin{aligned}
 & (A_{\text{vízgyűjtő}} - A_{\text{tó}}) \cdot h_{\text{csapadék}} \cdot C = \\
 & = (700\,000 \text{ km}^2 - 200\,000 \text{ km}^2) \cdot 800 \text{ mm/év} \cdot 0,25 = \\
 & = 10^{11} \text{ m}^3/\text{év} = 3167 \text{ m}^3/\text{s}.
 \end{aligned}$$

A sóháztartás modellje alapján a tóból kifolyó vízhozam ennek 0,5 százaléka, vagyis mintegy 16 m³/s. Ezt az eredményt természetesen jelentős hiba terhelheti, hiszen a számítás viszonylag csekély pontossággal meghatározható adatok alapján készült.

A lehetséges hiba mértékének megállapítását Monte Carlo-szimulációval végeztem. E módszer lényege, hogy az eredményt befolyásoló tényezőket valószínűségi változóknak tekintjük, és ezek eloszlásgörbéit véletlenszerűen megmintázva kellően sokszor megismételjük a számítást.

Végeredményként egy újabb eloszlásgörbét kapunk, melyből megállapítható, hogy meghatározott valószínűségek mellett milyen határok között alakul a keresett mennyiség, esetünkben a kifolyó vízhozam. A szimuláció során a sóháztartási modell bemenő adatait az ösföldrajzi ismereteink alapján reálisnak tekinthető tartományokon belül (II. táblázat) egyenletes eloszlásúként kezeltem. A 3. ábra bemutatja a kapott eredmények gyakorisági görbéjét a számítás 10 000 alkalommal, különböző paraméterértékek mellett történő elvégzése nyomán. A kapott eredmények $3,1 \text{ m}^3/\text{s}$ és $98,7 \text{ m}^3/\text{s}$ között változnak, 95 százaléuk pedig $7,1 \text{ m}^3/\text{s}$ és $56,8 \text{ m}^3/\text{s}$ közé esik. Tehát a bemutatott modell szerint a Pannon-tóból kifolyó vízhozam 95 százalékos valószínűséggel az utóbbi határok között lehetett. Ezek az értékek nagyságrendekkel elmaradnak a jelenlegi nagy európai

folyók több ezer m^3/s -es vízhozamától, inkább a jóval kisebb vízfolyások, mint a Zagyva ($8 \text{ m}^3/\text{s}$), az Ipoly ($19 \text{ m}^3/\text{s}$) vagy a Hernád ($29 \text{ m}^3/\text{s}$), legfeljebb a Rába ($53 \text{ m}^3/\text{s}$) középvízi hozamaihoz (BULLA 1964) hasonlíthatók.

A kifolyás módja és időbeli változékonysága

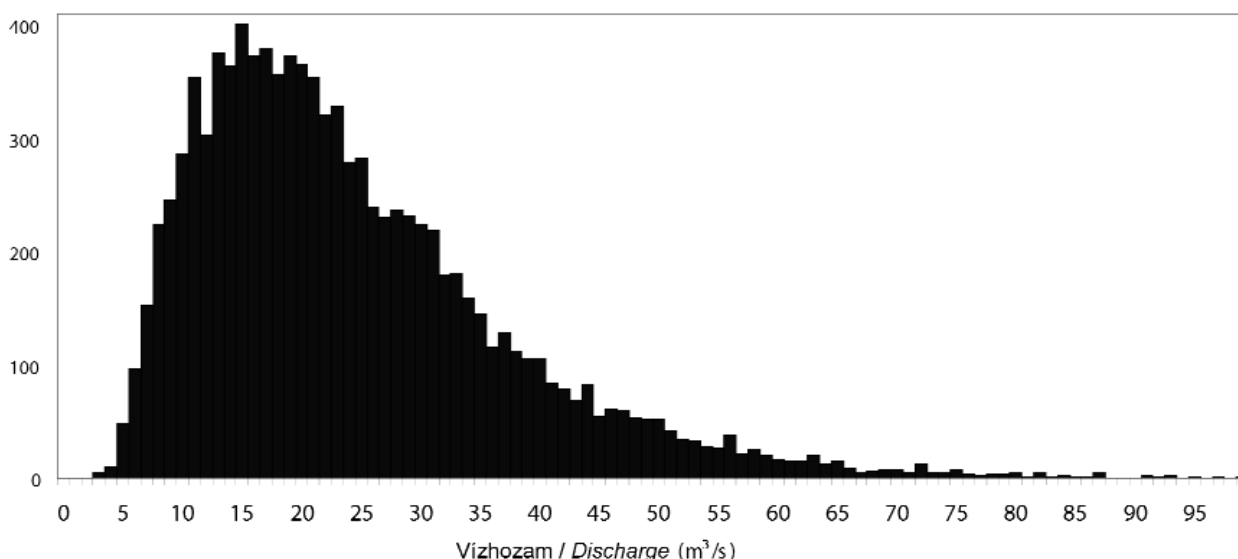
Valószínűtlen azonban, hogy a Pannon-tó több millió éven át hasonlóan kis méretű folyón keresztül kapcsolódott volna a világtengerhez. Ilyen esetben ugyanis már a tó néhány méteres (a folyómeder mélységét elérő) vízszintcsökkenése is az összeköttetés megszűnéséhez vezetne, míg hasonló mértékű vízszintemelkedés nagyságrendekkel növelné a vízhozamot — miközben ismert, hogy a Pannon-tóban ennél jóval nagyobb vízszintingadozások is rendszeresen történtek (pl. JUHÁSZ Gy. et al. 2007, UHRIN et al. 2007, 2009). Hasonlóképp igen érzékenyen reagálna a vízhozam a meder bevágódására vagy feltöltődésére, ami a folyófejlődés természetes velejárója. Felmerül tehát annak lehetősége, hogy a kapott kifolyó vízhozam nem tartósan fennálló állapotként, hanem kifolyás nélküli és jelentős kifolyású időszakok váltakozásából eredő átlagként értékelendő. Egy ilyen forgatókönyv viszont csak akkor reális, ha a kifolyás nélküli periódusok hossza nem elegendő ahhoz, hogy a sótartalom a brakkvízi értékek fölé emelkedjen — mint ahogy a számítottnál jelentősebb kifolyás is csak korlátozott ideig állhat fenn a tó túlzott kiédesedése nélkül.

Ezek az időkorlátok a kifolyás megszűnésével, ill. annak intenzívebbé válásával jellemzett időszakokra egyaránt kiszámíthatók. Megvizsgálhatjuk például, hogy a kifolyás teljes leállása esetén mennyi idő alatt növekedne 8‰ -ról 15‰ -re (a becslések szerint előforduló tartomány alsó határáról annak felső határára) a Pannon-tó sótartalma. A Pannon-tó vizének térfogata $200\,000 \text{ km}^2$ területet és 500 m átlagos mélységet feltételezve (utóbbira a többek közt

II. táblázat. A só- és vízháztartással kapcsolatos számítások során felhasznált egyenletes eloszlású valószínűségi változók szélsőértékei

Table II. Minimum and maximum values of the uniform distributed probability variables used as parameters for calculating the salt and water budget

Paraméter Parameter	Minimális érték Minimum value	Maximális érték Maximum value
A Pannon-tó felülete Surface of Lake Pannon	$80\,000 \text{ km}^2$	$240\,000 \text{ km}^2$
A vízgyűjtő összterülete Total discharge area	$570\,000 \text{ km}^2$	$900\,000 \text{ km}^2$
Lefolyási tényező Runoff coefficient	0,15	0,4
Évi csapadékmennyiség Annual precipitation	550 mm	1400 mm
A Pannon-tó sótartalma Salinity of Lake Pannon	8‰	15‰
A befolyó vizek sótartalma Salinity of the inflowing water	30 ppm	80 ppm



3. ábra. A Pannon-tóból kifolyó vízhozamra vonatkozó Monte Carlo-szimuláció eredménye: a vízhozam gyakorisági eloszlása 10 000 különböző megoldás alapján
Figure 3. Histogram showing the results of Monte Carlo simulation (10,000 runs) of the discharge outflowing from Lake Pannon

MAGYAR [2009] által bemutatott, néhány száz méter mély vízbe épülő selfperemi lejtők adnak alapot) közelítőleg 10^{14} m³ lehetett. A befolyó víz hozamát a már felvázolt becslés szerint tekintjük 3167 m³/s-nak ($=10^{11}$ m³/év), sótartalmát 60 ppm-nek. Ebben az esetben a Pannon-tóba évente $6 \cdot 10^6$ tonna só jut be ($10^{11} \cdot 0,00006$), ami a tó vízmennyiségének 0,00006%-ét teszi ki — tehát az elzáródás tartama alatt, amíg sóvesztés gyakorlatilag nem lép fel, évente körülbelül ennyivel növekszik a tó sókoncentrációja. Ez alapján belátható, hogy a 8%-ról 15%-re való töményedéshez a fenti peremfeltételek mellett 117 000 évig tartó elzáródásra van szükség. Monte Carlo-szimuláció alkalmazásával (melynek eredményét a 4. ábra mutatja be) az is megállapítható, hogy ezen érték nagyságrendje akkor sem módosul, ha a tó méretét és a befolyó víz mennyiségét, ill. sótartalmát bizonytalanságuk miatt az előző számításokban reálisnak tekintett határok (II. táblázat) között megváltoztatjuk. A tó esetleges teljes elzáródásai tehát nagy valószínűséggel legfeljebb 100–150 ezer évig állhattak fenn.

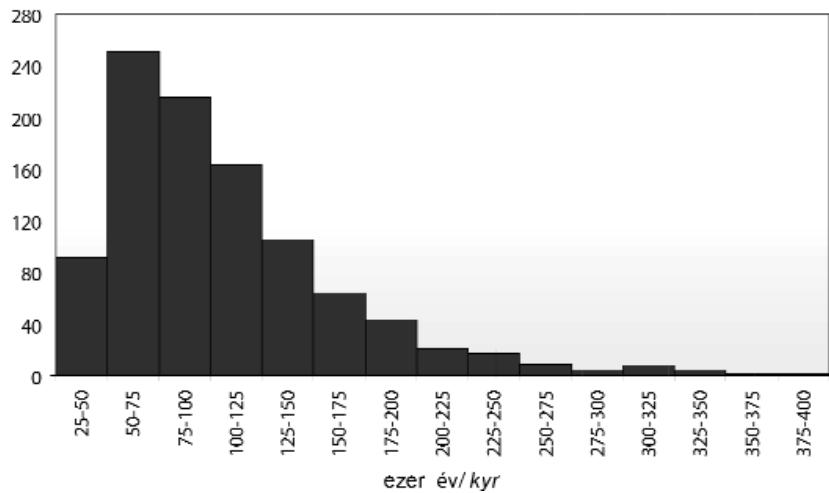
Az intenzívebb kifolyás sótartalom-csökkentő hatásának vizsgálatához tételezzük fel, hogy a 10^{14} m³ térfogatú, kezdetben 15% sótartalmú Pannon-tóból 2500 m³/s vízhozamú (azaz a Duna magyarországi szakaszának meg-

felelő nagyságú) folyó lép ki. Ez évente $7,9 \cdot 10^{10}$ m³ vizet, ezzel együtt 1,183·10⁹ tonna sót ($7,9 \cdot 10^{10} \cdot 0,015$) vezetne el a tóból, miközben a befolyó vízzel csupán a fentebb is kiszámított kb. $6 \cdot 10^6$ tonna érkezne be oda. Az éves sóvesztés tehát 1,177·10⁹ tonnát tenne ki, ami a tó egészére vetítve a sókoncentráció 0,0118%-nyi csökkenését jelenti. Természetesen ahogy a tó, úgy a kifolyó víz sótartalma egyre kisebb lesz, ezáltal a sóvesztés évről évre mérséklődik, de a 8%-re való felhíguláshoz ennek figyelembevételével is mindössze 802 évre(!) van szükség (5. ábra). Ezt az eredményt a befolyó víz sótartalmának és mennyiségének a bizonytalansági tartományon belül történő változtatása sem befolyásolja számottevően, hiszen az évente a tóba jutó sómennyiség (mely az említett paraméterek függvényében változhat) mindenképp eltörpül a feltételezett kifolyással távozó sótételekhez képest.

Mivel a fenti számítással kapott kb. 800 évnél a Pannon-tóból ismert negyedrendű ciklusok nagyvízi időszakai is jóval hosszabb ideig tartottak, valószínű, hogy jelentősebb folyó ilyenkor sem alakult ki. A nagy vízhozamú kifolyás rövid időszakokra való megjelenését még inkább valószínűtlenné teszik GARCÍA-CASTELLANOS (2006) számításai, melyek szerint a korábban lefolyástalan tavakból kivezető

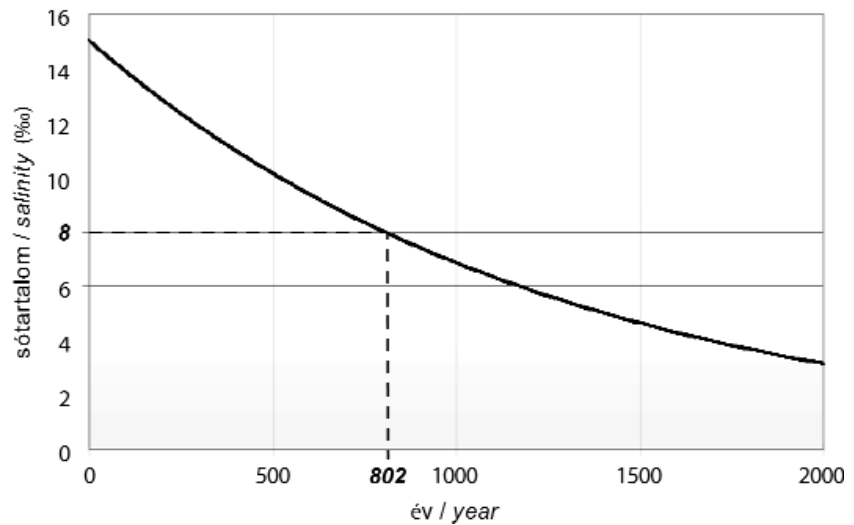
4. ábra. A lefolyástalan Pannon-tó sótartalmának 8%-ról 15%-re való növekedéséhez szükséges időtartam gyakorisági eloszlása a számítás 1000 alkalommal, a bizonytalanul ismert peremfeltételek (II. táblázat) különböző értékei mellett történő elvégzése alapján

Figure 4. Frequency distribution of the time span needed for the salinity of Lake Pannon to increase from 8% to 15% after a hypothetical cessation of all outflow. The calculation was done 1000 times, using random values of the parameters listed in Table II



5. ábra. A Pannon-tó sótartalmának változása 15% kiindulási értékről, 2500 m³/s vízhozamú folyó kilépését feltételezve, figyelembe véve a kifolyó víz sótartalmának évről évre bekövetkező csökkenését

Figure 5. Decrease of the salinity of Lake Pannon from an initial value of 15%, assuming the presence of an outflowing river with discharge of 2500 m³/s, considering the permanent decrease of salinity in the outflowing water



folyók kialakulásuk után elég gyorsan bevágódnak ahhoz, hogy ezzel lehetetlenné tegyék a tó újbóli elzáródását.

Kiömlő folyó hiányában a Pannon-tónak a vízmérleg alapján adódó, néhányszor 10 m³/s nagyságrendű vízvesztését a felszín alatti vizekbe történő kiáramlással kell magyaráznunk. MENKOVIĆ & KOSCAL (1997) felvetése alapján karsztos üreghálózatokon keresztül is jelentős mennyiségű víz távozhatott a tóból mai Vaskapu térségében, de az így lehetséges kifolyás nagyságrendjét korábban nem vizsgálták. A Pannon-tónál jóval kisebb méretű mai Csád-tó 315 m³/s-re becsült felszín alatti vízvesztése (ISIORHO et al. 1996) azonban jelzi, hogy a Pannon-tó esetében a számítással kapott veszteség felszín alatti távozása reálisnak tekinthető. Ezt támasztja alá az is, hogy a Kaszpi-tó vízmérlegében szintén jelentős a felszín alatti vízből való beáramlás szerepe: feltételezések szerint ott a vízbevitel 2–9%-a származik ebből a forrásból (CLAUER et al. 2000). A fenti példák alapján a Pannon-tó esetében számított mértékű felszín alatti elfolyás akár közepes vízvezető képességű kőzeteken keresztül is létrejöhet, vagyis még a karsztos perem egyébként nehezen igazolható megléte sem szükségszerű feltétel. Fontos leszögezni azt is, hogy a tóban felhalmozódó üledék pórusterébe bezáródó vízmennyiség nem elegendő ahhoz, hogy a sótartalom egyensúlyban tartásához számottevően hozzájáruljon. A 6 millió év alatt lerakódott üledék teljes tömege ugyanis a Pannon-medence 250 000 km²-es területén átlagosan 2 km vastagsággal számolva 5·10⁸ km³-re tehető, ami évente 80–90 km³, másodpercenként csupán 2–3 m³ üledék képződését jelenti. Az ennek pórusterébe kerülő víz tehát a tó számára mindössze 1 m³/s körüli vízvesztéséget jelenthetett.

Következtetések

Habár néhány korábbi munkában (MÁTYÁS et al. 1996, LEEVER 2007, LEEVER et al. 2010) már történtek próbálkozások annak meghatározására, milyen vízháztartási paraméterekkel rendelkezett a Pannon-tó (esetleg „Pannon-tenger”), és miként maradhatott hosszú ideig szűk tartományon belül a víz sótartalma, a jelen tanulmányban bemutatott modellt az első, amely ősföldrajzi érvekkel alátámasztott adatokból kiindulva, az ezek becslésében rejlő hibalehetőségeket felmérve és lehetséges hatásukat számításba véve rekonstruálta az egykori só- és vízháztartást. A bemutatott modellszámítások eredménye azt támasztja alá, hogy a Pannon-tó a késő-miocén során a világtengerrel sem közvetlen, sem folyóvízi összeköttetésen át megvalósuló kapcsolatban nem állt; a sótartalom brakkvízi értékének állandósulásához szükséges, mindössze néhány 10 m³/s vízhozamú lefolyás valószínűleg a felszín alatti vizeken keresztül valósult meg.

Köszönetnyilvánítás

A munka a szerzőnek az Eötvös Loránd Tudományegyetem Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén végzett doktori kutatómunkája keretében készült. A tanulmányban megvizsgált problémák felvetéséért, valamint az eredmények eléréséhez nagyban hozzájáruló konzultációkért MAGYAR Imrét (Mol Nyrt.) és SZTANÓ Orsolyát (ELTE) illeti köszönet.

Irodalom — References

- ANDREEVA-GRIGOROVICH, A. S., KOVÁČ, M., HALÁSOVÁ, E. J., HUDÁČKOVÁ, N. J. & ZLINSKA, A. J. 2007: Nannoplankton and foraminifera of Miocene (Badenian-Pannonian) sediments of Intracarpethian Neogene basins of Slovakia and Ukraine (biostratigraphy and paleoecology). — *Geological Journal* **2007**, 77–91.
- BAKRAČ, K. 2007: Middle and Upper Miocene palynology from the south-western parts of the Pannonian basin. — *Joansea Geologie und Paläontologie* **9**, 11–13.
- BERENDSEN, H. J. A. & STOUTHAMER, E. 2001: Palaeogeographic development of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. — Assen: Koninklijke Van Gorcum, 286 p.
- BÖHME, M. 2003: Miocene climatic optimum: Evidence from lower vertebrates of Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **195**, 389–401.
- BÖHME, M., ILG, A., OSSIG, A. & KÜCHENHOFF, H. 2006: New method to estimate paleoprecipitation using fossil amphibians and reptiles and the middle and late Miocene precipitation gradients in Europe. — *Geology* **34**, 425–428.
- BÖHME, M., ILG, A. & WINKLHOFFER, M. 2008: Late Miocene „washhouse” climate in Europe. — *Earth and Planetary Science Letters* **275**, 393–401.
- BULLA B. 1964: *Magyarország természeti földrajza*. — Tankönyvkiadó, Budapest. 420 p.
- CEDERBOM, C., SINCLAIR, H. D., SCHLUNEGGER, F. & RAHN, M. 2004: Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* **32**, 709–712.
- CLAUER, N., CHAUDHURI, S., TOULKERIDIS, T. & BLANC, G. 2000: Fluctuations of Caspian Sea level: beyond climatic variations? — *Geology* **28**, 1015–1018
- CLAUZON, G., SUC, J-P., POPESCU, S-M., MARUNTEANU, M., RUBINO, J-L., MARINESCU, F. & MELINTE, M-C. 2005: Influence of Mediterranean sea-level changes on the Dacic Basin (Eastern Paratethys) during the late Neogene: the Mediterranean Lago Mare facies deciphered. — *Basin Research* **17**, 437–462.

- DREVER, J. I. 2005: *Surface and ground water, weathering and soils*. — Elsevier, 626 p.
- DOMOKOS M. & SASS J. 1985: A Duna-medence sokévi átlagos vízmérlege. — *Vízügyi Közlemények* **67**, 440–453.
- FRISCH, W., BRÜGEL, A., DUNKL, J., KUHLEMANN, I. & SATIR, J. 1999: Postcollisional large-scale extension and mountain uplift in the Eastern Alps. — *Memorie di Scienze Geologiche (Padova)* **51**, 3–23.
- GARCIA-CASTELLANOS, D. 2006: Long-term evolution of tectonic lakes: Climatic controls on the development of internally drained basins. — In: WILLETT, S.D., HOVIUS, N., BRANDON, M.T. & FISHER, D.M. (szerk.): *Tectonics, Climate and Landscape Evolution. Geological Society of America Special Paper* **398**, 283–294.
- GEARY, D. H., RICH, J., VALLEY, J. W. & BAKER, K. 1989: Stable isotopic evidence of salinity change: Influence on evolution of melanopsid gastropods in the Late Miocene Pannonian Basin. — *Geology* **17**, 981–985.
- GEARY, D. H., MAGYAR, I. & MÜLLER, P. 2000: Ancient Lake Pannon and its Endemic Molluscan Fauna (Central Europe; Mio-Pliocene). — In: ROSSITER, A. & KAWANABE, H. (eds): *Ancient Lakes: Biodiversity, Ecology, and Evolution*. — Academic Press, *Advances in Ecological Research* **31**, 463–482.
- ISIORHO, S. A., MATISOFF, G. & WEHN, K. S. 1996: Seepage relationships between Lake Chad and the Chad aquifers. — *Ground Water* **34**, 819–826.
- JUHÁSZ, E., MÜLLER, P., RICKETTS, B., TÓTH-MAKK, Á., HÁMOR, T., FARKAS-BULLA, J. & SÜTŐ-SZENTAI, M. 1996: High resolution sedimentological and subsidence analysis of the Late Neogene in the Pannonian Basin, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **39**, 129–152.
- JUHÁSZ, GY., POGÁCSÁS, Gy. MAGYAR, I. & VAKARCS, G. 2007: Tectonic versus climatic control on the evolution of fluvio-deltaic systems in a lake basin, Eastern Pannonian Basin. — *Sedimentary Geology* **202**, 72–95.
- KÁZMÉR, M. 1990: Birth, life and death of the Pannonian Lake. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **79**, 171–188.
- KENESSEY B. 1930: Lefolyási tényezők és retenciók. — *Vízügyi Közlemények* **12**, 55–76
- KLEB B. 1971: A pannon emeletbeli kiédesedés üledékföldtani és geokémiai vizsgálata. — In: BARTHA F., KLEB B., KÖRÖSSY L., KILÉNYI É., SZATMÁRI P., SZÉLES M., SZÉNÁS G. & TÓTH K. (szerk.): *A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 173–197.
- KVITKOVIĆ, J. 1975: Movement tendencies of the West Carpathians in the Quaternary. — *Tectonophysics* **29**, 369–375.
- KORECZ, A. 1985: Die Ostracodenfauna des Zsámbéker Beckens. — In: PAPP, A., JÁMBOR, Á., STEININGER, F. F. (szerk.): *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän der Zentralen Paratethys VII, M6, Pannonien*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 173–177.
- KORPÁS-HÓDI M. 1983: A Dunántúli-középhegység északi előtere pannóniai molluszkafaunájának paleoökológiai és biosztratigráfiai vizsgálata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **66**, 1–141.
- KVAČEK, Z., KOVÁČ, M., KOVAR-EDER, J., DOLÁKOVÁ, N., JECHOREK, H., PARASHIV, V., KOVÁČOVÁ, M. & SLIVA, L. 2006: Miocene evolution of landscape and vegetation in the Central Paratethys. — *Geologica Carpathica* **57**, 295–310.
- LEEVEER, K. A. 2007: Foreland of the Romanian Carpathians: controls on late orogenic sedimentary basin evolution and Paratethys paleogeography. — PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam. 180 p.
- LEEVEER, K. A., MATENCO, L., GARCIA-CASTELLANOS, D. & CLOETINGH, S. A. P. L. 2010: The evolution of the Danube gateway between Central and Eastern Paratethys (SE Europe): Insight from numerical modelling of the causes and effects of connectivity between basins and its expression in the sedimentary record. — *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2010.01.003
- MAGYAR I. 2009: A Pannon-medence ősföldrajza és környezeti viszonyai a késő-miocénben őslénytani és szejzmikus rétegtani adatok alapján. — MTA doktori értekezés, Budapest, 132 p.
- MAGYAR, I., GEARY, D. H. & MÜLLER, P. 1999: Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147**, 151–167.
- MAGYAR, I., LANTOS, M., UJSZÁSI, K. & KORDOS, L. 2007: Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlations of the Upper Miocene sediments in the northwestern Pannonian Basin System. — *Geologica Carpathica* **58**, 277–290.
- MÁTYÁS, J., BURNS, S. J., MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1996: What can stable isotopes say about salinity? An example from the Late Miocene Pannonian Lake. — *Palaios* **11**, 31–39.
- MENKOVIĆ, L. & KOSCAL, M. 1997: Geomorphological features and morphogenesis of Djerdap gorge. — In: GRUBIC, A. & BERZA, T. (eds): *International Symposium on Geology in the Danube Gorges 25. Geoinstitut, Donji Milanovac/Orsova*, 89–98.
- MÜLLER, P. & MAGYAR, I. 1992: Continuous record of lacustrine cardiid bivalves in the Late Miocene Pannonian Lake. — *Acta Palaeontologica Polonica* **36**, 353–372.
- NAGY, E. 2005: Palynological evidence for Neogene climatic change in Hungary. — *Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary* **205**, 120 p.
- NEVESSKAJA, L. A., GONCHAROVA, I. A., ILJINA, L. B., PARAMONOVA, N. P., POPOV, S. V., VORONINA, A. A., CHEPALYGA, A. L. & BABAK, E. V. 1987: History of Paratethys. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **70**, 337–342
- OKIR (Országos Környezetvédelmi Információs Rendszer) 2010: <http://okir.kvvm.hu/index.php?content=fevi> (2010. november 11.)
- PÉCSI M. 1969: *A tiszai Alföld. Magyarország tájfeldrajza, 2. kötet*. — Akadémiai Kiadó, Budapest, 381 p.
- POGÁCSÁS Gy., JÁMBOR Á., MATTICK, R. E., ELSTON, P., HÁMOR T., LAKATOS L., LANTOS M., SIMON E., VAKARCS G., VÁRKONYI L. & VÁRNAI P. 1989: A nagyalföldi neogén képződmények kronosztratigráfiai viszonyai szejzmikus és paleomágneses adatok összevetése alapján. — *Magyar Geofizika* **30**, 41–62.
- POGÁCSÁS, Gy., SZABÓ, A. & SZALAY, J. 1992: Chronostratigraphic relations of the progradational delta sequence of the Great Hungarian Plain. — *Acta Geologica Hungarica* **35**, 311–327.
- SNEL, E., MÁRUNȚEANU, M., MACALEȚ, R., MEULENKAMP, J. E. & VAN VUGT, N. 2006: Late Miocene to Early Pliocene chronostratigraphic framework for the Dacic Basin, Romania. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 107–124.

- SPIEGEL, C., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & FRISCH, W., 2001: Paleogeography and catchment evolution in a mobile orogenic belt: the Central Alps in Oligo-Miocene times. — *Tectonophysics* **341**, 33–47.
- SZTANÓ, O., MAGYAR, I. & HORVÁTH, F. 2007: Changes of water depth in Late Miocene Lake Pannon revisited: the end of an old legend. — European Geosciences Union, General Assembly, Vienna. *Geophysical Research Abstracts* **9**, p. 05425
- TARI, G., HORVÁTH, F. & RUMPLER, J. 1992: Styles of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208**, 203–219.
- UHRIN, A., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2007: Sediment supply as the controlling factor of sequences in the Late Miocene Lake Pannon (Hungary) — *25th IAS Meeting of Sedimentology, Patras, Greece. Abstracts Book*, p. 177.
- UHRIN, A., MAGYAR, I. & SZTANÓ, O. 2009: Shelf margin evolution and lake level changes in the Late Miocene Lake Pannon. — *6th Annual Conference of SEPM-CES, Kraków, Poland. Abstracts and Field Guide*, 40–41.
- UJSZÁSZI, K. & VAKARCS, G. 1993: Sequence stratigraphic analysis in the South Transdanubian region, Hungary. — *Geofizikai Közlemények* **38**, 69–87.
- VAKARCS G. & VÁRNAI P. 1991: A Derecskei-árok környezetének szeizmosztratigráfiai modellje. — *Magyar Geofizika* **32**, 38–51.
- VAKARCS, G. 1997: Sequence stratigraphy of the Cenozoic Pannonian Basin, Hungary. — Manuscript, PhD Thesis, Rice University, Houston (Texas), 386 p.
- VAN DAM, J. A. 2006: Geographic and temporal patterns in the Late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: the use of small mammals as paleoprecipitation proxies. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **238**, 190–218.
- VASILIEV, I., KRIJGSMAN, W., LANGEREIS, C. G., PANAIOTU, C. E., MATENCO, L., BERTOTTI, G. 2004: Towards an astrochronological framework for the eastern Paratethys Mio–Pliocene sedimentary sequences of the Focșani basin (Romania). — *Earth and Planetary Science Letters* **227**, 231–247.
- YAN, J. P., HINDERER, M., EINSELE, G. 2002: Geochemical evolution of closed-basin lakes: general model and application to Lakes Qinghai and Turkana. — *Sedimentary Geology* **148**, 105–122.
- Kézirat beérkezett: 2010. 11. 26.