

A csuszamlásos folyamatok geomorfológiai kutatása Magyarországon különös tekintettel a sebesség kérdésére

Szabó József

A tömegmozgások a külső erők azon csoportját képezik, amelyeknek ún. „gyors” típusai (csuszamlások, omlások, folyások) kioldódásuk alkalmával hirtelen, és látványosan változtatják meg a felszín domborzatát. Ezt a hatást a csuszamlások és omlások esetében még fokozza, hogy térben és időben diszkontinuus megjelenésük miatt akár a mozgások megszűnésének benyomását keltő hosszabb nyugalmi szakasz(ok) után sokszor teljesen váratlanul és nagy intenzitással újulnak ki. Következményük ezért rendszerint katasztrófális, de hatásterületükön mindenképpen veszélyt jelentő. Mivel veszélyességük a társadalom számára működésük felszíninformáló hatása útján érvényesül, működésük menetének (*sebességének*) ismerete mind a geomorfológia, mind az azok káros hatásait viselő társadalom számára elméleti és gyakorlati okokból is szükséges.

Kérdés, hogy mit értsünk e folyamatok sebességén?

Első megközelítésben nyilván azt, hogy kioldódásuk alkalmával a mozgásba lendült anyagok milyen gyorsan mozognak a lejtőn. A gyors tömegmozgások között ez az omlások esetében a legegységelműbb, hiszen definíciójuk szerint esetükben a mozgó anyag útjának legalább egy részét szabadeséssel teszi meg. A csuszamlásoknál azonban a csúszási felszínen való elmozdulás lényegesen szélesebb sebességintervallumokban történhet. A sebességértékek a mm/nap és a több m/s nagyságrendű tartományokba is eshetnek. Előbbi semmiképpen sem mondható gyorsnak, de általában nem is tekinthető egyértelműen csuszamlásnak (vö. „progresszív kúszás”). A tipikus csuszamlásokban sokkal inkább a második nagyságrendhez közelálló sebességgel mozog az anyag.

Második megközelítésben a csuszamlások sebessége a gyorsmozgású periódusok és az olykor egyáltalán nem rövid nyugalmi szakaszok akár többszörösen ismétlődő együtteséből számítható. (Vagyis a számolható átlagsebességet ez esetben a meghosszabbodott idő csökkenti.) E folyamatok hatásai hosszabb távon nyilvánvalóan a második módon meghatározott sebességek eredményei. Geomorfológiai szempontból sokkal inkább a hosszabbidejű hatás a fontos. Egy táj geomorfológiai képének összetevőiként rendszerint a hosszabb idő alatt, akár

többszörös megszakítással alakult csuszamlásos formák jelennek meg. A csuszamlások veszélyelvű megközelítésénél viszont többnyire az éppen kioldódott mozgás sebessége a mérvadó.

A konkrét mozgások sebességének vizsgálata az aktív állapotú, még mozgó csuszamlásokon a fenyegető következmények prognosztizálását, vagy azok lehetőség szerinti elkerülését szolgálja, s kivitelezését elsősorban a geotechnika, talajmechanika, földmérés körében működő cégek intézmények végzik, de ezek az eljárások a geomorfológiától sem idegenek. A hosszabb idő alatt létrejött felszínváltozások értelmezése és értékelése viszont inkább a geomorfológiát jellemezte és jellemzi. A választóvonal természetesen nem húzható meg mereven, már csak azért sem, mert a konkrét kutatások mindkét nagy területen belül is sokféle indítatásúak voltak. A mozgások materiális alapjaira és mechanizmusára koncentráló kutatók és kutatások elsősorban a földtannak a műszaki tudományokhoz közelálló vagy éppen annak kereteibe tartozó intézményeiben folytak, de szép számmal résztvettek és résztvesznek benne a kvartergeológia területén is működő geográfus geomorfológusok. Az összehasonlító formaanalízisre alapozó csuszamlásvizsgálatok viszont döntően geográfus szemléletű geomorfológusok munkái. A különböző nézőpontok, módszerek és célok azonban gyakorta egy konkrét kutatáson belül is megjelentek és megjelennek.

Az éppen aktív folyamatok konkrét sebességének vizsgálata a felszínformák magyarázatára és az azokat létrehozó jelenségek értelmezésére koncentráló geomorfológiától sem idegen ugyan, s ez a földcsuszamlásokra is igaz, hiszen pl. egy, már nyugalomba került csuszamlás lefolyásának rekonstruálásakor a konkrét sebességek kérdése is felmerül, *de a geomorfológiában céljának megfelelően a csuszamlások esetében is gyakoribb a sebességnek, mint a felszínfejlődés ütemének az értelmezése és megragadása. Ez pedig azt (is) jelenti, hogy a geomorfológus időlegesen nyugalomban lévő, de még recens, sőt már lezárult (esetleg fosszilis) csuszamlások formai és anyagelemzéséből azok keletkezési korára (vagy fejlődési szakaszaira) következtet, és geomorfológiai helyzetükkel összevetve határozza meg a felszín általuk előidézett változásának sebességét.* Vagyis a sebesség itt voltaképpen a csúszásban résztvevő anyag elmozdulásának (megtett út) és a keletkezés korának (idő) hányadosa.

Az alábbiakban ennek a kutatási elvnek a magyarországi csuszamlás vizsgálatokban való megjelenéséről, érvényesüléséről és fejlődéséről adunk rövid áttekintést.

A földcsuszamlások felszínalakító sebességének megállapításához a fentiek értelmében mindenekelőtt a *formaazonosításra* volt szükség, hiszen a csuszamlásos formák felismerése az első feltétele annak, hogy azok anyagának származási helyére és a forma korára (út/idő) következtetni lehessen. Ilyen értelemben a

magyar morfológiai csuszamláskutatás magasszinvonalú kiindulópontja Cholnoky Jenőnek kolozsvári professzorsága (1908–18) idején az erdélyi Mezőségen folytatott munkája, amelyek alapján valamivel később a magyar csuszamláskutatás kiemelkedő jelentőségű tanulmányait írta (Cholnoky 1919, 1922, 1926). E viszonylag jól ismert és sokat idézett munkák legfőbb jelentősége abban van, hogy azokban a szerző a csuszamlásokhoz, mint olyan geomorfológiai hatótényezőkhöz közelített, amelyek egy táj morfológiai fejlődéstörténetének, jelenlegi morfológiai arculatának, és így a benne élő ember tevékenységének a jelenben is sok vonatkozásban irányítói és meghatározói lehetnek. Világosan felismerte a csuszamlások egyik fontos típusának (suvadás) feltételeit, mechanizmusát és *jellegzetes formaelemeit*. Közel egy évszázad után elmondható, hogy formamegnevezéseinek jó része (pl. suvadás, hepe-hupa, stb.) későbbi, olykor negatív vélemények ellenére is, bekerült a szakma magyar szótárába. Mivel e csuszamlások formái a medence laza üledékanyagán viszonylag gyorsan pusztulnak, a vizsgált területen a morfológiai képet sok helyen uraló jelenlétük recens voltukat, ismétlődő gyors mozgásukat is igazolja.²

A kormeghatározáshoz, és így a felszínformálás sebességének meghatározásához fontos differenciált csuszamlásos formaanalízis előrelépésében nagyjelentőségű volt Peja Győzőnek főként az 1950-es években kifejtett munkássága (pl. Peja 1956), amely a korábbi folyamatok azonosítását segítő csuszamlásos formák olyan széles körét mutatta be, hogy azok alapján a magyar morfológiában először tehetett kísérletet a csuszamlások tipizálására³. A Peja nyelvhasználatában megjelent iker-, testvér-, fióksuvadás kifejezések már önmagukban is a keletkezés relatív korára, s így áttételesen azok sebességére utalnak. Mivel kutatási területe jelentős részben a Bükk É-i oldalának harmadkori dombsági előtere volt, az ott folyó szénbányászat konkrét tömegmozgás generáló hatásával is szembesült, és a fiatal, antropogén hatásra kialakult formák (montanogén csuszamlások) esetében a keletkezési idő pontos datálása a csuszamlások felszínformáló sebességének konkrét meghatározását segítette (vö. pl. az Arló-i-tó kialakulása).

Az aktív, gyakran súlyos gazdasági károkat sőt katasztrófákat okozó csuszamlások tanulmányozására különösen a balatoni és dunai magaspartok, valamint a főváros budai oldalának (Óbuda, Várhegy) földmozgásai nyújtottak jó példákat. A magyar csuszamlásvizsgálatok zöme – nem véletlenül – ezekre a területekre

² A földcsuszamlásokat tárgyaló első magyarországi tudományos munkák (Inkey 1877, Bernáth 1881, Schafarzik 1882) konkrét „földmozgásokat” ismertetnek a Somogy megyei Döröcskéről, a Balaton mellől illetve Budáról, s ilyen értelemben az aktív mozgások sebességét is érintik.

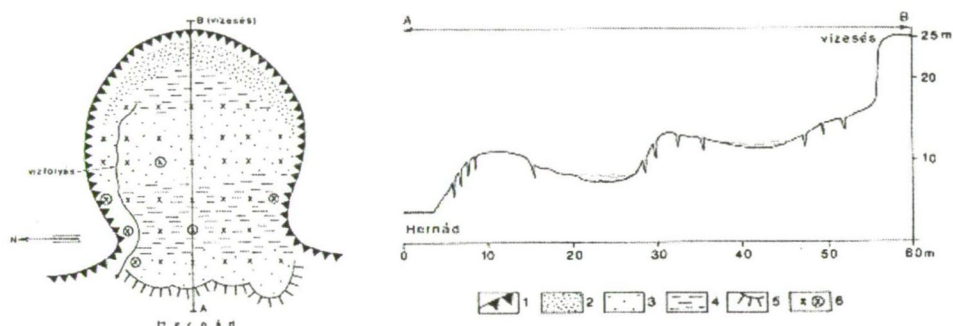
³ Ebben az időben műszaki oldalról is készült már csuszamlásosztályozás (Galli 1952), amely a mozgás mechanizmusának differenciáin alapult, s benne főként Sharpe (1938) gondolatai tükröződtek.

koncentrált. A csuszamlások sebességére is adatokkal szolgáló feldolgozások zöme a tágabb értelemben vett műszaki földtanból származott. A balatoni csuszamlások főleg a kenesei magaspart alatti vasútvonal megépülése (1908) után, a budaiak pedig a kiscelli agyagon bekövetkezett mozgások sorozatos kárai miatt kerültek a figyelem előterébe (Vendl 1929). E kutatási irány későbbi szakaszába tartoznak a Duna menti magaspartok csuszamlásainak, omlásainak, rogyásainak Sztálinváros (Dunaújváros) alapítását követő részletes elemzései. Jól jellemzi ezt a helyzetet a Hidrológiai Közlöny 1952/11–12. száma, ahol egyszerre négy, a dunai és balatoni mozgásokat elemző tanulmány jelent meg (Kézdi, Galli, Domján, Papp). A dunai magaspartok, mivel mozgásaik más jelentős létesítményeket ill. településeket (Dunaföldvár, Paks, Ercsi, Dunaszekcső, stb.) is veszélyeztetnek, szinte folyamatosan intenzív mérnök-geológiai és geomorfológiai kutatások színterei lettek (Horváth és Scheuer 1976, Pécsi et al. 1979, Scheuer 1979, Pécsi és Scheuer 1980, Fodor et al. 1981 és 1983, Pécsi et al. 1987. stb.). E vizsgálatok körébe illeszkedik Pécsi Márton csuszamlásvizsgálatainak jelentős része is. Az 1970. évi nagy dunaföldvári csuszamlás részletes elemzése hozzájárult a formák és folyamat-típusok közti korreláció pontosabb leírásához (pl. a szeletes csuszamlások esetében Pécsi 1971b), és egy modern, a csúszópálya jellegére alapozott csuszamlás-klasszifikációt is eredményezett (Pécsi 1971a).

A csuszamlásoknak a tájformálásban játszott szerepére és folyamatok ütemére (sebességére) a lazaüledékes dombságok részletes geomorfológiai vizsgálata szolgált sok adalékkal. E vonatkozásban a Dunántúlon főként a Tolna-Baranyai-dombságról készült munkákat (Ádám 1969, Juhász. 1972, 1974, később Lovász 1985) kell említeni. Észak-Magyarország medencedombságainak csuszamlásai hosszú ideig szinte csak az említés szintjén jelentek meg a velük foglalkozó morfológiai munkákban, sőt a K-i rész (Sajó-Bódva köze, Cserehát) csuszamlásos folyamatai még Peja munkássága ellenére is teljesen ismeretlenek maradtak. Ez azért is különös, mert a legrosszabb állékonyságú pannóniai üledékek ott fordulnak elő a legnagyobb kiterjedésben, és elsősorban a szerző munkái (Szabó 1971, 1978, 1985a, stb.) alapján vált világossá, hogy e dombságokon nemcsak az aktív mozgások igen elterjedtek, hanem a völgylejtők morfológiai képeinek alakításában a pleisztocén óta kiemelkedő jelentőségűek.⁴ A dombsági csuszamlások részletes

⁴ Részletes felvételük hozzájárult egy olyan csuszamlásosztályozási rendszer kidolgozásához, amely a korábbi magyar eredmények mellett a nemzetközi tendenciákra is tekintettel a csúszópálya kialakulási körülményei, az erózióbázishoz és a lejtő felszínéhez viszonyított helyzete valamint anyagi minősége alapján a formai megjelenés sajátosságainak figyelembevételével ad világos áttekintést a csuszamlásos jelenségekről (Szabó 1983, 1985b).

megismerése lényegesen hozzájárult ahhoz, hogy e folyamatoknak a geomorfológiai fejlődéstörténetben játszott szerepét reálisabban lehessen látni. A dombságok ismétlődően kiújuló aktív mozgásai ugyanis alkalmat adnak arra, hogy néhány évtized csuszamlásos lejtőváltozását világosan észlelni lehessen. Hasonló jelentőségűek voltak a Hernád magyarországi szakaszán az 1980-as évek közepétől végzett vizsgálatok, amelyek alapján kimondható, hogy napjainkban Magyarországon a csuszamlásos lejtőformálás itt folyik a legintenzívebben (Szabó 1997). A magaspartot alámosó folyó általános csuszamlásgeneráló hatásához hozzáadódik az időnkénti extrém időjárási körülmények (pl. a kiugróan csapadékos téli félévek), s olyankor a magasparti sáv tekintélyes részén több tíz méteres szezonális anyagáthalmozás regisztrálható (1. ábra).



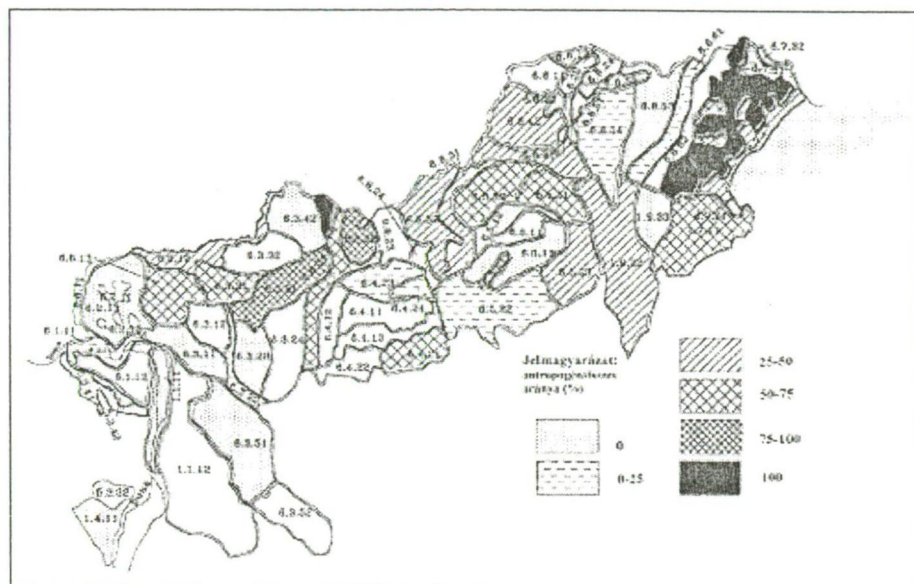
1. ábra: Aktív folyásos csuszamlás a Hernád balpartján
Sóstófalva vonalában a Veresmart alatt.

1= fő szakadással, 2= a szakadássalról leomlott, lemosott üledék, 3= a csuszamlás akkumulációs zónái, 4= túlmélyített részek (hepék), 5= a lecsúszott anyag folyóba nyomuló pereme, 6= elhelyezett helyzetmérő cövekek (bekarikázva a kihelyezés után másfél évvel még megtalált cövekek) – 1994. évi állapot

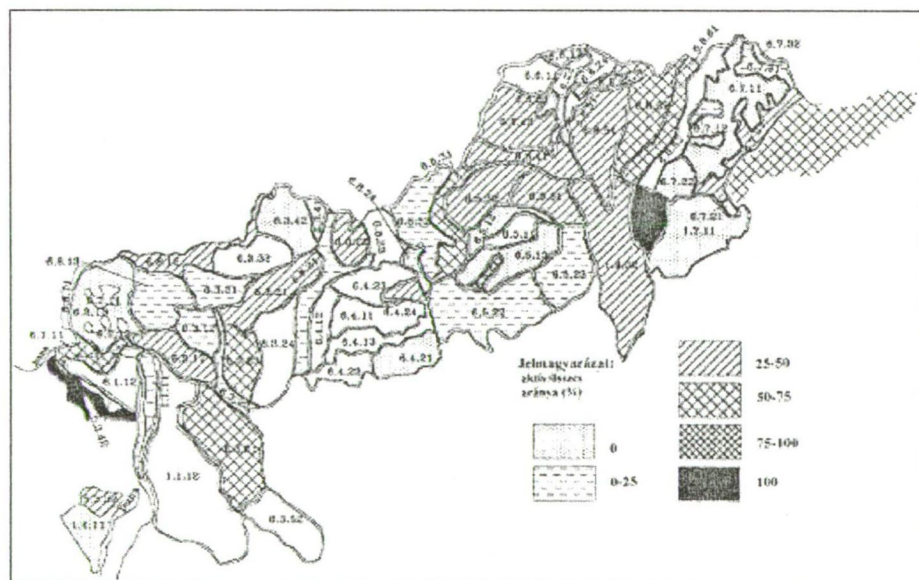
A tömegmozgásos folyamatok – elsősorban a csuszamlások és rokonjelenségek – mind nyilvánvalóbbá váló és növekvő gazdasági veszélyessége, valamint országos elterjedtségük mértékének még mindig meglehetősen hiányos ismerete érlelte meg az 1970-es évek elejére azt a gondolatot, hogy a föld- és műszaki tudományok összefogásával egy nagyvolumenű felvételező program valósuljon meg az ország „felszínmozgásainak”⁵ kataszterezésére. Az 1972-ben induló és az ellenőrző felvételekkel több mint egy évtizedig tartó munkákat a Központi Föld-

⁵ A kataszterező program során ezt, a résztvevő tudományterületek konszenzusával kialakított kifejezést használták, s az lényegében a geomorfológiában már általánosan használt tömegmozgás fogalom szinonímája.

tani Hivatal (KFH.) fogta össze, s benne a földtani és műszaki szakemberek mellett több mint egy tucat geográfus is részt vett. Ezt a vállalkozást, amelynek keretében 1980-ig 987 felszínmozgás részletes felvétele készült el, joggal tekinthetjük az eddigi csúcspontnak a magyarországi csuszamlásos folyamatok *extenzív* kutatásában. Sajnos a felvételek kiértékelésére mindmáig csak töredékesen került sor (v.ö. Józsa 1985, Fodor és Kleb 1986, majd később Szabó 1996a, 1996b). Ez a nagylélegzetű program a geográfián belül is kétségtelenül fellendítette a felszínmozgások vizsgálatát, és új csuszamlásos formák váltak ismertté. (pl. Pécsi 1971a, Juhász 1972, Pécsi és Juhász 1974, Pécsi et al. 1976, később Lovász 1985, Ádám és Schweitzer 1985, stb.). Másrészt nyilvánvaló lett, hogy e témában nagyon eredményes tudományközi együttműködésre van lehetőség és szükség. Dolgozatunk tárgya szempontjából kiemelendő, hogy a katasztrozés elismerést érdemlő eredményei ellenére sem volt teljes. A különböző tájegységekben nem volt azonos a feldolgozás mélysége, és fehér foltok is maradtak. Általánosnak mondható, hogy benne a konkrét gazdasági károkat okozó mozgások hangsúlyos szerepet kaptak, ezek pedig a felvételek idején is jobbra aktívak voltak, és jelentős részük kiváltásában döntő szerepe volt a társadalomnak. A felvételi adatok összegyűjtésével így lehetett megszerkeszteni pl. az Északi középhegység mint nagytáj területén az aktív és az antropogén hatásra bekövetkezett felszínmozgások viszonylagos arányát bemutató kartogramokat (2 és 3. ábra). Az antropogén eredetű mozgások aránya a nagytáj egészén mintegy 29%, de részesedésük 14 kistájban az 50%-ot is eléri. Ezek elsősorban a hagyományos ipari és bányászati területeken vannak többségben. A mozgások 15%-a vegyes eredetűként került felvételre. Az is tanulságos, hogy a felvételek idején a katasztrozés mozgások ugyancsak 29%-át minősítették aktívnak. Ezek az adatok világossá teszik, hogy a csuszamlások (a felvételezett felszínmozgások több, mint 90%-a a csuszamlások kategóriájába tartozott!) felszínalakítást is eredményező (és egyúttal természetesen károkat is okozó) „sebessége” a társadalom által erősen átformált területeken növekvőben van, és a sebesség értéke e gyakran kioldódó mozgások vizsgálata alapján a jövőben egyre pontosabban meghatározható lesz.



2. ábra: Az antropogén eredetű felszínmozgások részaránya az Északi középhegység kistájaiban – a KFH kataszterező programjának eredményei alapján (Szabó 1996b)



3. ábra: Az aktív felszínmozgások részaránya az Északi középhegység kistájaiban a KFH kataszterező programjának eredményei alapján (Szabó 1996b)

A kataszterező program utáni időszak vizsgálatai mutatták ki, hogy a magyarországi vulkáni hegységekből korábban csak hézagosan és esetlegesen leírt csuszamlásos formák (pl. Láng 1953, 1955a, 1955b, 1967, Székely 1961) e hegységek morfológiai képének nem lényegtelen, sőt bizonyos peremi lejtőzónákban, fosszilis kalderaperemeken, a feüközetig bevágódott völgyek oldalain meghatározó összetevői (Szabó 1991, 1996b). Bár ezek a kemény lávarétegek közötti elmállott tufarétegeken vagy a vulkanitok laza feküin lejátszódott csuszamlások jórészt már lezárult folyamatok, s a formáik is jelentős részben fosszilizálódtak, a korábbi felszínfejlődésben elhanyagolhatatlan szerepet játszottak. Az is kiemelendő, hogy a vulkáni hegységek területén nem jelentéktelen számú recens csuszamlás is előfordul. Ezek a mozgások rendszerint antropogén háttérrel rendelkeznek – útbevágások, bányászat vagy éppen a nem kellően átgondolt településfejlesztéssel kapcsolatos felszínváltozások következményei, mint pl. a közelmúltban (1999. tavaszán) lezajlott hollóházai katasztrófális következményű mozgások, amelyek a falu három különböző körzetében rongáltak meg, részben az előzetes felmérések ellenére veszélyeztetett lejtőkön emelt viszonylag új épületeket. (Zelenka és Trauer 1999, Szabó 2004).

Az elsősorban geomorfológiai szempontból érdekes idős csuszamlások korának meghatározása a csuszamlásoknak a természetes felszínfejlődésben játszott szerepét idősíkhöz kötve pontosítja, s ezáltal a felszín általános formálódásának sebességéhez is hasznos adalékokat nyújt. Ilyen kormeghatározására már évtizedekkel ezelőtt eredményes kísérletek történtek sztratigráfiai alapon (pl. Ádám 1967, Juhász 1972). A fiatal üledékekkel, pl. lösszel befedett, tehát mindenképpen fosszilis csuszamlások keletkezési idejét a fedő anyagok kora viszonylag szűk időintervallumba szorítja, s ezért az ilyen felvételek az adott időszak csuszamlásos folyamatainak felszínformálási sebességét is jelzik (Ádám 1967, 1969).

A csuszamlások datálására (azok minimum korának meghatározására) a hepetavak üledékeinek vizsgálata is lehetőséget nyújt. Erre pollenanalitikai elemzés segítségével már Zólyomi (1931) sikeres kísérletet tett a keleméri Mohostavakon. Az utóbbi két évtizedben a pollenanalízist radiokarbon adatokkal kiegészítve több esetben (pl. Szabó 1997, Szabó és Félegyházi 1997, Magyar et al. 2000) sikerült holocén csuszamlások korának pontosítása, s azok arra mutatnak, hogy a késő pleisztocénból a preboreálisba átmenő időszaknak a fagyott talaj felengedésével járó klímajavulása különösen megnövelte a csuszamlásaktivitást.

A recens csuszamlások kioldódási idejének tisztázása nemcsak a folyamatok lezajlásának rekonstruálását szolgálja, hanem a prognosztizálás szempontjából is lényeges. Az ilyen kutatások során a szerzők az írott források mellett a (véges) emberi emlékezés nem lebecsülhető segítségét is igénybe vették. E munkák során

részletes felvételre kerültek a balatoni és a dunai csuszamlásos folyamatok, s róluk, a magaspартok hátrálása alapján részletes kronológiai összeállítások készültek (pl. Fodor és Kleb 1986, Lóczy et al. 1989). Különösen fontos e csuszamlásos területek mozgásainak a csapadékjárással és a száraz-nedves klimaperiódusokkal való összevetése (Juhász 1999, Juhász és Schweitzer 1989). Hasonló Hernád-völgyi és dombsági vizsgálatok (Szabó 2003) alapján megállapítható, hogy *Magyarországon a kiemelkedő csapadékú téli félévek a csuszamlások legfőbb generálói. A mozgások túlnyomó többsége ilyenkor következik be, és rövidebb-hosszabb szünetek után ilyenkor érvényesül – rendszerint néhány hetes (max. hónapos) intervallumban – a mozgások felszínalakító hatása.* Ezért bár a globális klímaváltozás Magyarországra vonatkozó legvalószínűbb scenáriója szerint éghajlatunk a mediterrán jelleghez közelít, várható szárazodása a növekvő téli félévi csapadék miatt a földcsuszamlások veszélyét érdemben nem csökkenti majd (Szabó 2003).

Felhasznált irodalom

- Ádám L. 1967: Suvadásos formák a Tolnai-dombság löszös területein. *Földrajzi Értesítő*, 16, 133–149.
- Ádám L. 1969: A Tolnai-dombság kialakulása és felszínalakítása. Budapest. 186.
- Ádám L. – Schweitzer F.: 1985: Magyarázó Dunaalmás-Neszmély-Dunaszentmiklós közötti terület felszínmozgásos térképéhez. *MTA-FKI. Elmélet-Módszer-Gyakorlat* 33, 108–169.
- Bernáth J. 1881: Egy Balaton-parti földcsúszásról. *Földtani közlöny* 7, 137–140.
- Cholnoky J. 1919: A kolozsvári Feleki-hegy. *Földrajzi Közlemények*, 32–40.
- Cholnoky J. 1922: Néhány vonás az Erdélyi-medence képéhez. *Földrajzi Közlemények*, 107–122.
- Cholnoky J. 1926: A földfelszín formáinak ismerete (morfológia). Budapest, 295.
- Domján J. 1952: Közép-dunai magaspартok csúszásai. *Hidrológiai Közöny* 32, 416–423.
- Fodor T.-né 1985: Észak-Magyarország nyugati részének felszínmozgásai. *Mémökgeol. Szemle* 34, 31–44.
- Fodor T.-né – Horváth Zs. – Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1981: A Dunakömlöd-Paks közötti magaspарт mérnökgeológiai térképezése és vizsgálata. *Földtani Közöny* 111, 258–280.
- Fodor T.-né. – Horváth Zs. – Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1983: A Rácalmás-kulcsi magaspартok mérnökgeológiai térképezése. *Földtani Közöny* 113, 313–332.
- Fodor T.-né – Kleb B. 1986: Magyarország mérnökgeológiai áttekintése. Budapest, 199.
- Galli L. 1952: A dunai és balatoni magaspартok állékonyságának törvényszerűségei. *Hidrológiai Közöny* 32, 409–415.
- Horváth Zs. – Scheuer Gy. 1976: A dunaföldvári partrogyás mérnökgeológiai vizsgálata. *Földtani Közöny* 106/4, 425–440.
- Inkey B. 1877: Földcsuszamlás Somogy megyében. *Földtani Közöny* 7.
- Józsa G. 1985: A felszínmozgásos kataszterezés tapasztalatai Bordod-Abaúj-Zemplén megyében. *Mérnökgeológiai Szemle* 34, 213–220
- Juhász Á. 1972: Sásd környékének csuszamlásos tömegmozgásos jelenségei. *Földr. Értesítő* 21, 471–474.
- Juhász Á. 1974: Anthropogene Einwirkungen und Geoprosesse in der Umgebung von Kömlő. *Földrajzi Értesítő* 23, 223–225.

- Juhász Á. 1999: A klimatikus hatások szerepe a magaspartok fejlődésében. *Földtani Kutatás* 36/3, 14–20.
- Juhász Á. – Schweitzer F. 1989: A Balatonkenese és Balatonvilágos közötti magaspartok felszínmozgásos formatípusa. *Földrajzi Értesítő* 38, 305–318.
- Kézdi Á. 1952: A Balaton északkeleti peremén bekövetkező mozgások vizsgálata. *Hidrológiai Közöny* 32, 403–408.
- Láng S. 1953: A Szentendre-Visegrádi-hegység felszíne. *Földrajzi Értesítő*, 447–469.
- Láng S. 1955a: Geomorfológiai megfigyelések a Szekszárdi-dombvidéken. *Földr. Közlemények* 79, 151–156.
- Láng S. 1955b: A Mátra és a Börzsöny természeti földrajza. Budapest, 512.
- Láng S. 1967: A Cserhát természeti földrajza. Budapest, 376.
- Lóczy D. – Balogh J. – Ringer, Á. 1989: Landslide hazard induced by river undercutting along the Danube. *Supp. Geogr. Fis. Dinam. Quat.* II, 5–11.
- Lovász Gy. 1985: Csuszamlásos folyamatok Orfű térségében. in: Ádám L. – Pécsi M. (szerk): *Mémökgeomorfológiai térképezés*. Budapest. MTA FKI, 95–107.
- Magyari E. – Jakab G. – Sümei P. – Rudner E. – Molnár M. 2000: Paleobotanikai vizsgálatok a keleméri Mohos-tavakon. In: *Tözegmohás élőhelyek Magyarországon*. Budapest, 101–131.
- Papp F. 1952: Észrevételek a magaspartok mozgása kérdésében. *Hidrológiai Közöny* 32, 422–423.
- Peja Gy. 1956: Suvadástípusok a Bükk északi (harmadkori) előterében. *Földr. Közlemények* 80, 217–240.
- Pécsi M. 1971a: A földcsuszamlások főbb típusai. *Földrajzi Közlemények* 19, 125–143.
- Pécsi M. 1971b: Az 1970. évi dunaföldvári földcsuszamlás. *Földrajzi Értesítő* 20, 233–238.
- Pécsi M. – Juhász Á. 1974: Kataster der Rutschungsgebiete in Ungarn und ihre kartographische Darstellung. *Földrajzi Értesítő* 23, 192–202.
- Pécsi M. – Juhász Á. – Schweitzer F. 1976: A magyarországi felszínmozgásos területek térképezése. *Földrajzi Értesítő* 25, 223–238.
- Pécsi M. – Scheuer Gy. 1979: Engineering geological problems of the Dunaújváros loess bluff. *Acta Geologica* 22/ 1–4, 345–353.
- Pécsi M. – Scheuer Gy. – Schweitzer F. 1979: Engineering geological and geomorphological investigation of landslides in the loess bluff along the Danube in the Great Hungarian Plain. *Acta Geologica Hungarica* 22, 327–343.
- Pécsi M. – Schweitzer F. – Scheuer Gy. 1987: Landslide control at Dunaújváros. In: *Hillslope experiments and geomorphological problems of big rivers. Guide*, Budapest MTA FKI 43, 93–98.
- Schafarzik F. 1882: Földcsuszamlás Buda határában. *Földtani Értesítő* 3, 123.
- Scheuer Gy. 1979: A dunai magaspartok mémökgeológiai vizsgálata. *Földtani Közöny* 109, 230–254.
- Szabó J. 1971: Geomorphology of the Region between the Rivers Sajó and Bódva. *Acta Geogr. Debr. Debrecen*, 179–196.
- Szabó J. 1978: A Cserhát felszínfejlődésének fő vonásai. *Földrajzi Közlemények*, 246–268.
- Szabó J. 1983: Gondolatok a csuszamlásos folyamatok általános jellemzéséhez különös tekintettel az osztályozás kérdéseire. *Acta Geogr. Debrecina*, 83–114.
- Szabó J. 1985a: Csuszamlásvizsgálatok a Cserháton. *Földrajzi Értesítő*, 409–429.
- Szabó J. 1985b: Landslide typology in hilly regions of Northern Hungary. In: Pécsi M. (szerk): *Environmental and Dynamic Geomorphology*, Budapest, 171–180.
- Szabó J. 1991: Landslide processes and forms in the Hungarian mountains of volcanic origin. In: Kertész Á. – Kovács Z. (szerk): *New perspectives in Hungarian Geography*, Budapest, 63–75.

- Szabó J. 1995: Stellenwert der Rutschungsprozesse bei der morphologischen Entwicklung der Hochuferstrecken von Flüssen – dargelegt am Beispiel des Hernad-Tales in Ungarn. Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft. 137. Jg. Wien, 141–160.
- Szabó J. 1996a: Results and problems of cadastral survey of slides in Hungary. In: Chacon – Irigaray – Fernandez (szerk): Landslides, Balkema, Rotterdam/Brookfield, 71–78.
- Szabó J. 1996b: Csuszamlásos folyamatok szerepe a magyarországi tájak geomorfológiai fejlődésében. Debrecen, Kossuth Egyetemi Kiadó, 223.
- Szabó J. 1997: Magaspartok csuszamlásos lejtőfejlődése a Hernád-völgyben. Földr. Közlemények 45, 17–46.
- Szabó J. – Félegyházi E. 1997: Problems of landslide chronology in the Mátra mountains in Hungary. Eiszeitalter und Gegenwart, Hannover 47, 120–128.
- Szabó J. 2003: The relationship between landslide activity and weather: examples from Hungary. Natural Hazards and Earth System Sciences (European Geosciences Union) 3, 43–52.
- Szabó J. 2004: A hollóházi földcsuszamlások (1999) az időjárás és a társadalmi felelősség tükrében. In: Tar K. (szerk): Földtudományi tanulmányok, Tiszteletkötet Dr. Justyák János 75. születésnapjára. Debrecen, 173–180.
- Székely A. 1961: A Mátra és környezetének kialakulása és felszíni formái. Kandidátusi értekezés. Budapest, 331.
- Vendl A. 1929: A talajvíz az óbudai suvadásos területen. Hidrológiai Közöny 9, 60–74.
- Zelenka T. – Trauer N. 1999: A hollóházi földmozgások földtani okai. Földtani Kutatás 36, 27–33.
- Zólyomi B. 1931: A Bükk-hegység Sphagnumlápjai. Botanikai Közlemények 28, 93–121.