

Az 1970. évi dunaföldvári földcsuszamlás

DR. PÉCSI MÁRTON

akad. lev. tag

1. A csuszamlás körülményei

a) A dunaföldvári földcsuszamlás a szeletes földcsuszamlások típusához tartozik. Meghatározott *morfo-litogén* feltételek mellett alakult ki. A Mezőföld vastag lösztakarója a Duna jobb partján meredek, magas partfalakban végződik. A közel horizontálisan települt, mintegy 50 m vastag löszösszet különböző típusos, homokos és vályogos rétegei ugyancsak közel horizontálisan ülnek a víz át nem eresztő pannóniai agyagos fekvőn. Az agyagos fekvő térbeli helyzete lényegében megegyezik a meredek partfal előtt a Duna szintjével (1. ábra). A csúszási felület kialakulására kedvező feltételeket adó pannóniai agyag dőlése igen csekély vagy éppen horizontális, csupán a felülete kissé egyenlőtlen.

b) A szeletes földcsuszamlást elősegítő *hidrogeológiai feltétel*, hogy a felszín alatti vízszivárgás közvetlenül a víz át nem eresztő agyag és a löszösszet érintkezési zónájában helyezkedik el. Ahol és amikor a szivárgó vizet a meredek partfal tövében eredő források nem képesek kellően megcsapolni, a löszösszet alsó rétegekötege is jelentősen átnedvesedik. Ezt a folyamatot a dunaföldvári földcsuszamlás helyén az segítette elő, hogy a víz át nem eresztő agyag felszínén teknőszerűen enyhe bemélyedés, ill. eltemetett lapos völgy ÉNy-i irányból húzódik a Duna felé. Az érintkezési zónában a felszín alatt szivárgó vizek szélsőséges feldúsulása természetesen a csapadékos évszakokat, évjáratokat követően áll elő.

Az 1970. év nyara erősen csapadékos volt, és a csuszamlást megelőző 12 hónap csapadékösszege a 600 mm-t is felülmúlta. Dunaföldvár és közvetlen környéke évi átlagban 500–550 mm csapadékot kap. A dunaföldvári Óreg-hegy, amelynek oldalában — az 1560 fkm táblától D-re — a mintegy 700 m hosszúságú földcsuszamlás végbement, aránylag kis kiterjedésű, tagolt felszínű, izolált löszdomb (2. ábra), ahonnan a záporvizek a löszmélyutak mentén jórészt lefolyanak. A felszínre hulló, az átlagosnál bővebb csapadék sem elegendő a 40–50 m vastag löszösszet átnedvesítésére, még kevésbé a csuszamlásos szakaszokon előtörő gyenge források táplálására. A források rétegvizet csapolnak meg a Duna-menti meredek löszfal alján.

A rétegvíz-utánpótlás a löszhalomtól Ny-ra, a Mezőföld felől érkező völgyből származhat, melynek talp-magassága a dunaföldvári Felső-tónál 100 m a tszf., majd D-re 98 m-re csökken. Ez a szint, mint a szelvényből feltételezhető, a pannóniai agyagra települő vörösagyag és a sötétszürke vályogos talaj fölött helyezkedik el (3. ábra). Nagyon egyezik a dunaföldvári löszfal legalsó 4–5 m vastag, egyhén rózsaszínű, homokos, lösszerű rétegeinek magassági helyzetével. A vízszivárgás valószínűleg a rétegeköteg alján, hajdani eltemetett kisvölgyek csapásában megy végbe. Vagyis a löszréteg-

sor nem felülről ázik át, hanem éppen fordítva, a bázison fekvő vizet vezető löszös rétegben emelkedik felfelé a nedvesség, a kőzet tulajdonságától, a szivárgás intenzitásától, a rétegyomástól függően.

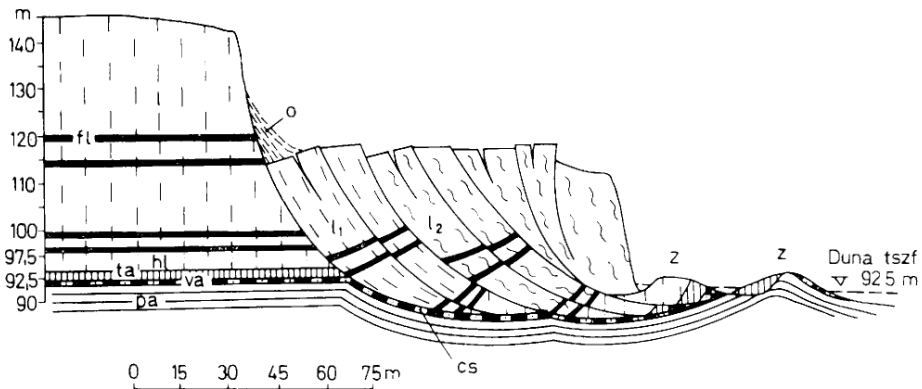
c) *A régebbi és az újabb csuszamlás.* A dunaföldvári magas löszpartfalban az 1970. szept. 15-i földcsuszamlást megelőzően, ugyanazon a helyen, több ízben is volt mozgás. A megelőző csuszamlások eredményeként a kb. 150 m tszf-i magasságú meredek löszpart mintegy 50–70 m-nyi szélességben hátrált. A korábban megcsuszamlott földhalmaz 115–120 m tszf-i magasságú lépcsőt eredményezett (2. ábra), amely a Duna mederpartján (92,5 m a tszf.) ugyancsak meredek fallal végződik. Ez a korábbi csuszamlási halmaz látszólag stabilizálódott, két kisebb ház is épült rajta.

Az 1970. évi csuszamlást hónapokkal megelőzően is repedéseket lehetett megfigyelni a löszfennsíkon, a meredek peremmel párhuzamosan. A repedéshálózatok helybeliek szerint — fokozatosan táultak, és egyre mélyebbre hatoltak. A környék lakói a csuszamlást megelőző napokban is észleltek kisebb földmozgásokat. A szóban forgó földcsuszamlás a magaspartból ívesen kiszakadó, középerértékben 30 m széles és mintegy 700 m hosszú földszeletet rántott magával, melynek vastagsága 45–50 m lehetett. A kerekén 1 millió m³ földtömeg vertikálisan mintegy 30 m-t zökkent le eredeti szintjéhez viszonyítva (1., 2. kép). A földcsuszamlás pillanatát hatalmas zöreje és porfelhő-képződés kísérte. A Duna medréből, közel a parthoz, a csuszamlási front előterében, egymással majdnem párhuzamosan két szigetív emelkedett ki, 2–5 m magasra a víz szintje fölé (3., 4. kép). A szemtanúk szerint a Duna vizén 1 m-nél magasabb hullámok keletkeztek, melyek nagy erővel haladtak és csapódtak ki az átellenes partra. A megcsuszamlott földszelének felszínét a meredek fal fölől földomladék borította el (2. kép), a Duna felé részén 3–5 m széles árok és közöttük 2–4 m magas, egymással párhuzamos földhátak keletkeztek (1. ábra). Tágas repedések és kiemelkedett, ill. besüllyedt, 2–4 m széles földhátak tagolták fel a korábbi földcsuszamlásból visszamaradt lépcsőt is (5. kép). Ennek a Duna felé eső peremén volt a vertikális elmozdulás a legkisebb. A csúszási halmaznak horizontális eltolódása a Duna-part felé a csuszamlás É-i részén volt feltűnő, délebbre jelentéktelenebbnek látszott. Ennek az oka az, hogy a csuszamlás íve alaprajzilag csak az É-i felén fut ki a jelenlegi Duna-parthoz. E kiszögélésen pedig, az új csuszamlás előterében a régi csúszás halmaza jelentéktelen ellensúlyt képviselt. A korábbi csuszamláshalmaz az új csuszamlás felőli részen erősen remobilizálódott, összeroppedezett, helyenként szeletekben besüllyedt, kitüremlett. A repedéses árok és kiemelt földszelletek helyzetéből arra lehet következtetni, hogy az új csuszamlás szeletei részben a régi csuszamláshalmaz alá ékelődtek be.

2. A szeletes földcsuszamlás folyamata

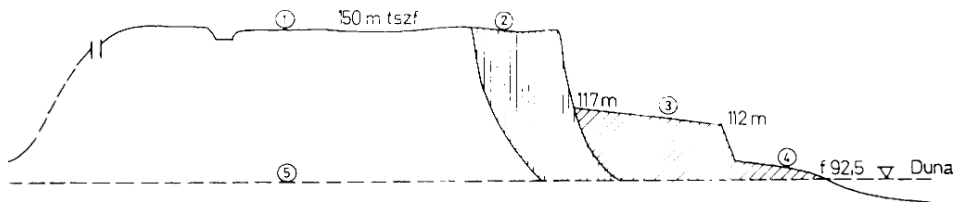
A dunaföldvári magas löszpartban a függőleges, de a parttal párhuzamos ropedezettség akkor jelent meg, amikor az egyébként száraz löszösszlet alsó rétegekötege — a vöröstasyag fölött — annyira átnedvesedett, hogy a szemcsék kohéziós szilárdsága meggyengült. Kezdetben a roskadás¹

¹ A löszréteg roskadásának sebessége (Vi), „H” vastagságú löszben a szivárgási együtthatóval (K = cm/sec), ill. a vízzel való átázás idejével (t/sec) áll szoros összefüggésben. Az átázott löszrétegre a felette levő kötegek nyomása is hat (p kg/cm²).



1. ábra. A dunaföldvári földcsuszamlás az 1560 fkm-től D-re. — 1 = szilban álló löszösszet; 1₁ = frissen megcsuszamlott lösz; 1₂ = korábbi csuszamlás halmaza; hl = halvány rózsaszínű homokos lösz; o = omladék; z = a Duna medréből kitüremlett földhalmaz és pannóniai agyag; ft = fosszilis talajok; ta = sötétzürke agyagos vályog talaj; pa = pannóniai agyag; va = vörösagyag; cs = csúszólap

The Dunaföldvár river-bank landslide to the S of the Danube's 1560 kilometre mark. — 1 = loess sequence in primary position (autochthonous); 1₁ = loess recently displaced by sliding; 1₂ = waste of earlier slides; hl = pale pink sandy loess; o = talus; z = earth mound and Pannonian clay upward from the Danube's streambed; ft = fossil soils; ta = dark-grey clayey loam soil; pa = Pannonian clay; va = red clay; cs = sliding plane



2. ábra. A dunaföldvári Óreg-hegy metszete az 1970. szept. 15-i földcsuszamlást megelőzően, az 1560 fkm-től kb. 100 m-rel D-re. — 1 = Óreg-hegy löszdomb felszíne; 2 = az 1970. szept. 15-én megcsuszamlott földszelvények; 3 = régebbi csuszamlás; 4 = Duna-parti sáv; 5 = pannóniai agyag felszíne

Cross-section of the Óreg-hegy at Dunaföldvár prior to the river-bank landslide of September 15, 1970, about 100 m to the south of the river's 1560 kilometre mark. — 1 = surface of the Óreg-hegy loess hill; 2 = earth slices displaced by sliding on September 15, 1970; 3 = earlier slide; 4 = the Danube bank zone; 5 = surface of the Pannonian clay



1. kép. A dunaföldvári csuszamlás és környezete. Foto: PÉCSI M.
The Dunaföldvár river-bank landslide and its surroundings



2. kép. A dunaföldvári csuszamlás frontszakadéka (1), előtérben omladékhalmoz (1a); a régi csuszamlás halmaza (2).
Foto: PÉCSI M.
The bluff (1) of the Dunaföldvár landslide with the rock-waste in its foreground (1a); the rock-waste of earlier landslides (2)



3. kép. A csuszamlás hatására a Duna medréből kitüremlett „szigetek” pannóniai agyagból, rajta vörösgyag telep-
szik. Foto: MAROSI S.
Inner „island” which was formed as a result of the slide-induced up-warping of Pannonian clays of the streambed
overlain by red clays



4. kép. A Duna medréből a partközében kiemelkedett „sziget” a löszpart alsó két rétegének anyaga. Foto: MAROSI S.
The outer „island” which has emerged from the streambed close to the banks constituted by the material of the two
basal layers of the loess bluff



5. kép. A régebbi eszszamlálshalmazon képződött repedés, árok. Foto: PÉCSI M.
Fissures and trench formed in the rock-waste of earlier landslides

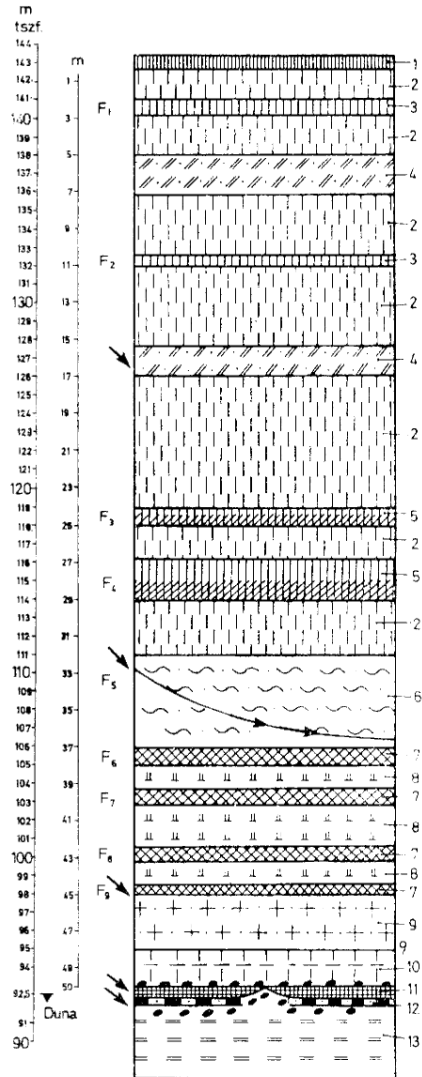


6. kép. A dunaföldvári eszszamlálás függőleges szegélypereme. — 1 = lejtőlősz; 2 = fosszilis talaj; 3 = fosszilislejtőhordalék-talaj; 4 = homokos lejtőlősz; 5 = idősebb lősz; 6 = lecsúszott házrész. Foto: MAROSI S.
Right scarpe of the landslide at Dunaföldvár. — 1 = slope loess; 2 = fossil soil; 3 = fossil slope deposit; 4 = sandy slope loess; 5 = older loess; 6 = slid part of a house

jelentéktelen volt, de elégséges ahhoz, hogy a meredek löszfal kb. 75–85°-os rostos töréshálózat mentén, a parttal párhuzamos szeletekben, mélyrehatóan megrepedezzen vagy elkülönüljön. Az elkülönülés azonban akkor még nem volt teljes, mert az elvált földszelvények rátámaszkodtak a szilárd kontinuumként helyben maradó partfalra. Ez az állapot – hetekig-hónapokig – megmaradhatott, addig, amíg a fokozódó mértékben átnedvesedő alsó löszrétegben, a földszelvények nyomásának hatására, a kohéziós stabilitás hirtelen meg nem szűnt. Ez a jelenség a nedvesség és a nyomás egy kritikus mennyiségi értékénél következett be. Amikor az alsó rétegben ez a hirtelen nyíródás előállt, akkor az egész felette levő földszelvény nagy erővel lezökkent az átnedvesedett rugalmas agyagos alaplazatra. A dunaföldvári (szeletes) földcsuszamlás esetén a potenciális csúszólapon preformált, a csaknem horizontális településű fekvő pannóniai agyag és a löszösszlet érintkezési zónájában képződött ki. A földszelvény hatalmas tömegüknél fogva óriási nyomást (ütést), bonyolult feszültségeket eredményeznek, s ennek következtében preformált csúszólapon bemélyülő lapos ívben megcsuszamlanak. A megcsuszamlott földhalmaz előterében a csúszás alaplazata, az agyag rugalmassága következtében – komplex pikelyes és felbotozódásos szerkezettel kitüremlik. Esetünkben ennek eredménye a Duna medrétől kiemelt két sziget.

3. ábra. A dunaföldvári löszös magaspart szelvénye a híd-tól kb. 500 m-re D-re. — 1 = csernozjom talaj; 2 = lösz; 3 = eltemetett csernozjom talaj; 4 = homokos, rétegzett lösz; 5 = fosszilis erdő-sztyep talaj; 6 = homokos lösz, rétegzett, eltemetett derázis völgykitöltés; 7 = fosszilis barnászörös erdőtalajok; 8 = idősebb tömött löszök, mészkonkréciókkal, löszbabákkal; 9 = enyhén rózsaszínű, homokos lösz, rétegzett; 10 = sötétszürke, vályogos talaj (hidromorf); 11 = vörösbagyag; 12 = mészkonkréciós réteg; 13 = pannóniai agyag; F₁–F₅ = fosszilis talajok; → = jelentősebb eróziós-derázis periódusok; Q = forrás

Cross-section of the loess bluff of Dunaföldvár some 500 m to the S. — 1 = chernozem soil; 2 = loesses; 3 = buried chernozem soil; 4 = sandy, stratified loess; 5 = fossil forest-steppe soil; 6 = sandy loess, stratified, buried derasion valley fill; 7 = fossil brownish-red forest soils; 8 = older compact loesses with calcareous concretions and loess „puppen”; 9 = slightly pink, sandy, loess, stratified; 10 = dark grey, loamy soil (hydromorphous); 11 = red clay; 12 = layer with calcareous concretions; 13 = Pannonian clay; F₁–F₅ = fossil soils; → = major erosion-derasion periods; Q = spring



A parttól távolabbi szigetszerű földnyelv pannóniai agyagból és az arra települő vörösagyagból áll (3. kép), a parthoz közelebb fekvő pedig a löszpart alsó két rétegének korábbi csúszások során a Duna medrébe került tömbjeiből (1. ábra, 4. kép) emelkedett ki.

A dunaföldvári szeletes földcsuszamlás a suvadásos földmozgástól különböző csuszamlás-típus (PÉCSI M. 1968, 1971).

A szeletes földcsuszamlásra jellemző bélyegek:

a) a *potenciális csúszólap* kialakulása a geomorfológiai és a geológiai felépítés következtében *preformált*;

b) a szeletes földcsuszamlás és csúszólapja rendszerint az *erózióbázis szintjében horizontálisan fekvő víz át nem eresztő agyagon* enyhén ívelő alámetszéssel alakul ki meredek, magas löszpartfalak permén;

c) az agyag felett *szivárgó vizet vezető réteg nedvesítő hatása*;

d) a löszösszet alsó átnedvesedett kötege elveszti nyomó-*szilárdságát*, a nyomás és nedvesség egy kritikus állapotában *nyíródás következik be*;

e) a lezökkenő, vastag földszeltek a preformált csúszólapon rotációs csuszamlómozgást végeznek, a tömeg horizontális elmozdulása csekély.

Ezzel szemben a suvadás esetében a csúszólap magában a nyíródást szenvedett agyagtömbben alakul ki, és a félhenger felületű nyírási felszín válik csúszólappá. A potenciális csúszólap tehát geológiailag nem előrejelzett. A két tömegmozgás-típus között ezenkívül a hidrogeológiai és a hidrometeorológiai feltételek között is lényeges különbségek adódnak. A suvadás kiváltódásában pl. a felületi átnedvesedés játszik döntő szerepet. A szeletes földcsuszamlás pedig — egyéb feltételek fennállása esetén — a szeizmikus mozgásokra reagál érzékenyen.

A dunaföldvári szeletes földcsuszamlás mechanizmusának fentebbi magyarázata természetesen nem terjedhetett ki minden részletre, mivel a megfigyelési adatokat fúrásokkal és folyamatos mérésekkel kellene kiegészíteni. A ma lehetséges magyarázatot a geológiai, geomorfológiai, hidrogeológiai feltételek elemzésére és a csuszamlás lejátszódása után kiformalódott domborzati és litológiai, szerkezeti jelenségek tüzetes megfigyelésére alapoztuk.

Kívánatos lenne a megfigyeléseket és méréseket a talajmechanika, a mérnökgeológia szempontjaival, módszereivel is kiegészíteni és a csuszamlások mechanizmusát, genetikai típusainak kidolgozását komplex alapkutatásként folytatni. Ez azért is nélkülözhetetlen, mert a lejtőállandóság mennyiségi meghatározása csak akkor lehet kielégítően biztonságos, ha az értékelést a vizsgált terület geológiai felépítésére és a domborzat geomorfológiai fejlődéstörténetének részletes ismeretére alapozták.

A megfigyelés alapján csuszamlás veszélyesek a Duna-parti magas, meredek löszfalban azok a szakaszok, ahol a pannóniai agyag fölött erőteljes a rétegvíz-szivárgás vagy forrásvíz-tevékenység. Az ilyen partszakaszok egyrészt haránttörésvonalak mentén, másrészt lösz alatti eltemetett völgykeresztmetszetekben fordulnak elő. A periodikus csuszamlások kipattanása több kedvező tényező konstellációja esetén következik be. Ezek közé soroljuk: csapadékosabb évjáratok, jelentős dunai vízszintingadozások, apró szeizmikus mozgások és mesterséges vízduzzasztások integrálódását.

IRODALOM

- ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. — Akadémiai Kiadó, Budapest, p. 514.
- ÁDÁM L. 1957. Suvadásos formák a Tolnai-dombság löszös területein. — Földr. Ért. 16. p. 133—150.
- CHOLNOKY J. 1926. A földfelszíni formák ismerete (Morfológia). — Egyetemi Nyomda, Budapest. p. 296.
- DOMJÁN J. 1952. A Közép-dunai magas partok csúszásai. — Hidr. Közl. 32. p. 416—422.
- GALLI L. 1952. A dunai és balatoni magaspártok állékonyságának törvényszerűségei. — Hidr. Közl. 32. p. 409—415.
- KÉZDI Á. 1970. Talajmechanika II. — Tankönyvkiadó Váll. Budapest. p. 515.
- LÁNGNÉ BUCZKÓ E. 1969. A csuszamlások genetikai típusai. — Földr. Ért. 8. p. 241—245.
- PÉCSI M. 1967. Összefüggések a lejtőmorfológia és a negyedkori lejtőüledékek között. — MTA X. Osztály Közleményei I. p. 219—250.
- PÉCSI M. 1968. A lejtőüledékek fő típusai és felhalmozódásuk dinamikája. — Földr. Ért. 17. p. 1—15.
- POPOV, I. V. 1959. Inzsinjernaja geologija. — Izd. M. G. U. Moszkva.
- SCHMIDT E. R. 1966. A dunaújvárosi 1964. évi partomlás. — Földt. Int. Évi Jel. p. 579—582.
- VARNES, D. J. 1958. Landslide Types and Processes „Landslides and Engeneering Practice”. — Highway Research Board Special Report 29. Washington, D. C.
- ZARUBA, Q.—MENZL, M. 1969. Landslides and their Control. — Acad. Praha. p. 205.

ON THE RIVER-BANK LANDSLIDE AT DUNAFÖLDVÁR IN 1970

by

Dr. M. Pécsi

S u m m a r y

1. The Dunaföldvár river-bank slide belongs to the type of imbricated slumps. It was formed under specific morphological-lithological conditions: On the right bank of the Danube a loess sequence of about 50 m thickness ends in bluff. The sequence is constituted by typical and sandy loess layers and by some 10 interbedded fossile soil layers, showing a subhorizontal position (*Fig. 1., 3.*). Its impermeable underlying stratus is represented by Pannonian clays having a red clay layer at their top. This layer runs at about the low water level of the river, to reach its bank at the same level and to continue in its channel bed. It is this clay layer that has controlled the sliding plane of the river-bank slide (*Fig. 1.*).

2. A hydrogeological prerequisite of the Dunaföldvár landslide was the occurrence of subsurface water filtration (see pages 236—237) in the contact zone between the impermeable clays and the permeable loess sequence. The aquifer seems to have been recharged by waters coming from the valley and entering the area to the west of this isolated loess butte (*Fig. 2.*) from the direction of the Mezőföld (tableland to the west of the Danube). Although the year that preceded the landslide was somewhat more humid than usual (600 mm of annual rainfall), the loess sequence was not soaked from above.

3. Before the slide which took place on September 15, 1970, slides had occurred several times in the same place. As a result of the earlier slides the loess bluff of the river bank has retreated some 50 to 70 m. The loess accumulation removed by the earlier slides formed a bench which had its surface 35 m below that of the loess plateau and which was apparently stabilized there.

A few months before the slide of 1970 a number of fissures could be observed running parallel to the bluff on the loess plateau. These grew gradually wider. The slide under consideration sheared a semi-circular slice of loess, 30 m wide and about 700 m long and some 45 to 50 m thick, away from the bluff. Having a volume of round 1 million cubic metres, the loess mass has dropped down about 30 m as compared to its original level.

4. The process of landslide. When the basal layer of the loess sequence—above the red clays—was soaked so heavily that the cohesion strength of the grains was weakened, the loess bluff was deeply ruptured along a network of fissures of 75 to 85°, a process which brought about slices parallel to the river bank. However, disjunction was not yet complete that time, as the disrupted slices of earth still rested on the bluff and still remained in situ. This state persisted for weeks, indeed for several months, until the moment when the stability of cohesion was upset abruptly in the basal loess layer which had been moistened at a gradually increasing rate. This phenomenon took place at a critical value of moisture and pressure. At the moment of this shearing in the basal layer, the overburden dropped with great violence down into the moistened, flexible clays underneath. In the case of the Dunaföldvár river-bank landslide the potential planes of sliding were pre-formed in the contact zone between the subhorizontal Pannonian clays and the loess sequence. The loess slices sheared off slumped with their huge masses along the pre-formed spoon-shaped surface of rupture. Under the stress of the slide the surface of the Pannonian clays was down-warped in a flat arch. In front of the slumped loess masses the plastic Pannonian clays protruded, exhibiting an up-warped and imbricated structure. At Dunaföldvár this has resulted in the formation of two island arches arisen from the river bed.

As shown by observations, liable to sliding in the Danube bluff are those stretches of the loess sequence, where a copious filtration of groundwaters takes place above the Pannonian clays or springs of high yield are active there. River bank stretches of this kind occur, on the one hand, along transversal fractures, on the other hand, in valley cross-section buried by loess. The periodical landslides are brought about in the case of constellation of several favourable factors such as comparatively more humid years, considerable fluctuations of the Danube water level, minor seismic movements and artificial barrage developments combined all together.

Rubinstejn, E. Sz.—Polozova, L. G.: Szovremennoje izmenenyie klimata (A mai klímaváltozások). Gidrometizdat, Leningrád 1966. 268 old., 200 ábra, 3 színes térkép-melléklet, 20 táblázat, 190 irod. UDK 551.583

A gazdag tartalmú monográfia a klímaingadozásokra és változásokra vonatkozó főbb szovjet és nemzetközi kutatáseredményeket határozza meg, első renden a léghőmérséklet változásai alapján, mivel utóbbi a legfontosabb klímaelem. A léghőmérséklet ingadozásait és mindenkori értékeit a ma is használatos hagyományos műszerekkel már 150—200 éve mérik a legfejlettebb országokban.

A könyv első fejezete a klímaváltozásokra vonatkozó kutatások legfőbb eredményeit foglalja össze (6—24. o.). A második (25—45. o.) a ma használatos kutatásmódszerekről szól (átkaroló középértékek, integrálgörbék különbségei stb.). A harmadik részben (45—138. o.) a hőmérséklet 10—10 évi járását elemzik a földkerekség különböző állomásain, havi és évi bontásban. Nagyon szemléletesek az utóbbi évtizedekre vonatkozó hőmérséklet-ingadozások, amelyek nem egészen egyértelműek az egész földkerekségen, csak egyes kontinensrészekben. A görbéket az északi félteke 30 állomására szerkesztették meg. Ugyanez a megállapítás a déli félteke 19 feldolgozott állomására is. A negyedik részben a léghőmérséklet-változás és a légközés menete közötti kapcsolatokat keresik (139—174. o.). Elsősorban a zonális vagy a meridionális légközés uralkodó szerepében találják meg a fő okot és az összefüggéseket a klímaingadozások vonatkozásában. Az ötödik rész a léghőmérsékleti ingadozás ciklusosságát ismerteti (175—198. o.) többféle elemző módszerrel (a Wolff-féle számok ingadozásaival való összehasonlítás, periódus-elemzés stb.). A hatodik fejezetben a léghőmérséklet-változás kiszámítását kísérlik meg a szerzők planetáris mértékben, tendenciákkal.

Itt talán a legérdekesebb az 1921—1940. évi meleg periódusra következő hűvösebb szakasz fellépésének kérdése. A lehűlés főleg a magasabb és a közepes szélességeken 1941—1960 között, az előző 20 éves periódushoz képest nyilvánvaló, és ábrásorozaton is bemutatják. A változás alapvető tendenciája azonban — pl. a 98. ábra Leningrádra vonatkozó 35 éves léghőmérsékleti középértékei alapján — 1806—1964 között általában emelkedő irányzatú (3,5°-ról 4,5°-ra). Ugyanazt jelzi további 20—25 állomás is, míg néhány (Jakutszk, Adelaide stb.) süllyedő évi középhőmérsékletű a legutóbbi években. Az éghajlatváltozás irányzatát a már elért sok kutatáseredmény ellenére hosszabb időre előre megjósolni azonban a szerzők szerint még nem lehet.

DR. LÁNG SÁNDOR