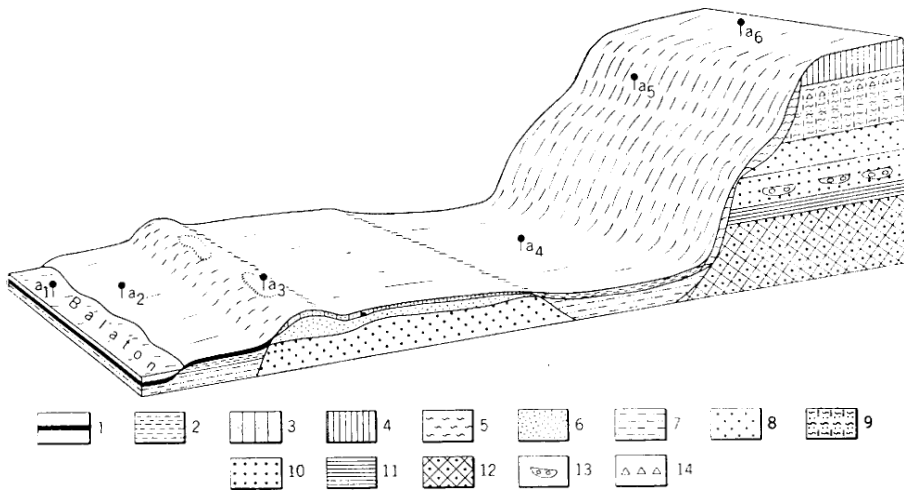


## Adatok a Balaton déli partvidékének mikroklimatikus sajátosságaihoz

DR. JAKUCS PÁL—DR. MAROSI SÁNDOR—DR. SZILÁRD JENŐ

Az 1960-as években különböző — főként dombsági — típusterületeken végzett mikroklíma-vizsgálatainkkal (JAKUCS P.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963, 1964, 1967, 1968) párhuzamosan több éven keresztül, különböző nyári időjárási helyzetekben, de mindig az üdülési idényben ismételten folytattunk hasonló mérésorozatot a Balaton D-i parti sávjában. Erre a célra olyan partszakaszt választottunk ki, ahol a domborzati adottságok a D-i part átlagára jellemzőek, hogy ezáltal a mérési eredmények és az azokból levonható következtetések bizonyos mértékig általánosíthatók legyenek. Ilyen jellegűnek ítéltük Balatonszárszó üdülőtelep K-i részét (1. ábra, 1. kép), ahol a jellemző domborzati adottságok mellett a természetes növényzet és a genetikai talajtípusok viszonylag a legkevesebb átalakuláson mentek át a kultúrhatás következtében.

Mikroklíma-méréseinket kiegészítettük részletes litológiai, geomorfológiai, talajtani és fitocönológiai felvételezéssel, valamint térképezéssel. Ezáltal munkánkat komplexebbé tettük, és a *tájökológiai* vizsgálatok elvi-módszertani megalapozását, valamint gyakorlati megvalósítását is elősegítettük.



1. ábra. A vizsgált terület tömbszelvénye. — 1 = nádkotu; 2 = réti talaj; 3 = gyengén humuszos homoktalaj; 4 = barna erdőtalaj; 5 = fiatallejtőüledék, felszínlejtőhordalék-talaj; 6 = futóhomok; 7 = iszapos homok; 8 = turzashomok; 9 = idősebb löszös-homokos lejtőüledék; 10 = folyóvízi homok; 11 = felsőpliocén agyagfedő; 12 = felsőpliocén keresztretegzett homok; 13 = murvalencsék; 14 = dolomit-zsinór; a<sub>1</sub>–a<sub>6</sub> = mérőállomások

Blockdiagramm des Untersuchungsgebiets. — 1 = Schilf-kotu; 2 = Wiesenboden; 3 = schwach humoser Sandboden; 4 = brauner Waldboden; 5 = junges Hangsediment, an der Oberfläche mit Kolluvialboden; 6 = Flugsand; 7 = schlammiger Sand; 8 = Nehrungssand; 9 = älteres lösig-sandiges Hangsediment; 10 = fluviatiler Sand; 11 = oberpliozäne Tondecke; 12 = oberpliozäner quergeschichteter Sand; 13 = Schotterlinsen; 14 = Dolomittänder; a<sub>1</sub>–a<sub>6</sub> = Messstationen

Fenti törekvésünk mellett az is célunk volt, hogy újabb mért adatokkal egészítsük ki a tó sajátos *helyi klíma* módosító szerepéről eddig alkotott képet (ENDRŐDI G. — GÖTZ G. 1964, KAKAS J. 1949, 1958, KOVÁCS Zs. 1965, PÉCZELY Gy. 1958, 1962a, 1962b, TÁRKÁNYI Zs. 1959), különös tekintettel a vízszegély és a parti sáv fölötti légrétegek napi cirkulációjára. Főként a mérésre kiválasztott szelvényhez hasonló partszakaszok üdülőkkel, nyaralókkal sűrűbben beépített részein igen nagy fontosságú a nyári időnyben ott tartózkodó százazrek számára a mindenkori makroklimatikus légköri helyzettől eltérő mikroklímák napi menetének és a különböző biotér-típusok között mutatkozó különbségeknak az ismerete.

### A környezet természetföldrajzi jellemzése

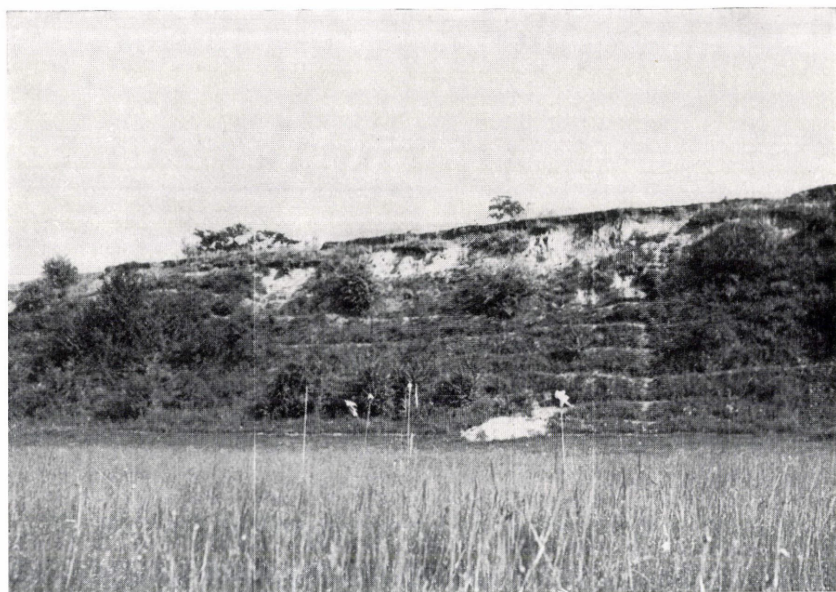
A Balaton D-i partvidéke *geomorfológiai képe*re jellemző, hogy a Somogyi-domság völgyekkel tagolt, helyenként 200–300 m tszf-i magasságot elérő felszíne általában a mai vízparttól 1–3 km-re meredek lépcsős peremekkel szakad le a Balaton árkára; csak helyenként futnak ki keskenyebb gerincek a tópartig. Az említett 1–3 km-es sáv többnyire széles öblözetekkel (berkek) és lapos völgyekkel tagolt, a tó felé menedékesen lejtő felszín. Ez a szint hozzátartozik a Balaton-árok süllyedékéhez. Alapzata homokos-agyagos pannóniai üledék, amely a Balaton szakaszos süllyedése során a fedő üledékekkel együtt a medence belseje felé lépcsőzetesen mélyebbre került. A fedő üledékek zöme annak a hordalékkúpnak a murvás-homokos, kisebb részben iszapos anyaga, amelyet a Balaton-árok kialakulása előtt É-ről érkező, a Somogyi-domságon át D-nek tartó vízfolyások építettek. Az említett hordalékkúp anyaga ebben a parti sávban regionális elterjedésű, délebbre viszont egyre inkább meridionális sávokhoz, az egykori vízfolyások völgyeihez, részben ma is létező meridionális völgyek vonalaihoz kapcsolódik (SZILÁRD J. 1960, 1963, 1967, MARÓSI S. 1960, 1965).

A Balaton-árok kialakulásával párhuzamosan a vízfolyások É-i része sorra fokozatosan lefejeződött, és a völgyek lefolyása a Balaton felé fordult. Vagyis a völgyekben új fejlődésszakasz kezdődött. A Balaton-árokhoz tartozó megsüllyedt szegélyen pedig ugyancsak a tó mint erózióbázis felé indult meg a felszín formálódása. Ez a meridionális völgyek szakaszos kimélyítésében, a megsüllyedt szegélyen pedig a déli magasabb felszínekről történő anyagáttelepítésben és delleképződésben, végeredményben a meridionális hátaik É-i végét keretező felszín elegyengetésében, félsíkká való kiformalásában nyilvánult meg. Ezzel egyértelmű nivellálási tevékenységet végzett e felszín peremén a mainál magasabb vízállású tó. Az eredmény annak az átlagosan 115–120 m tszf-i magasságú, D felé egyenletesen és fokozatosan magasodó szintnek a létrejötté, amely a D-i Balaton-partot — az egészen a tóig kifutó magas gerincektől és a berkektől eltekintve — jellemzi. E felszín morfológiai jellegét élesen rajzolja ki az alluviális tóparti szegéllyel érintkező 6–10 m relatív magasságú meredek pereme, amely a jelenkori tó abráziós tevékenységének az eredménye (1., 2. ábra, 1., 2. kép).

Utóbbi tevékenységével a tó nemcsak az említett szint peremét mosta alá és formálta meredékké, hanem a meridionális hátaik tó felé meghosszabbított zónájában részben fiatalabb süllyedéssel alacsonyabbra került alluviális felszínrészek lenyesésében is döntő szerepet játszott. Így jött létre az üdülőkkel jórészt már beépített 106–108 m tszf-i magasságú partmenti alluviális szegély (1., 2. ábra). Ezt az egyébként sem egészen azonos magasságú felszínt fiatal turzágátak tagolják, és teszik még változatosabbá.



1. kép. Balatonszárszó mellett az újpleisztocén szint, meredek lejtőpereme és a jelenkori tavi ártéri felszín (rét); a mikroklíma-mérések 6., 5. és 4. állomásainak helyei. Foto: MARÓSI S.  
 Jungpleistozäner Horizont und sein steiler Hangrand bei Balatonszárszó und gegenwärtige Oberfläche des See-Überschwemmungsgebiets (Wiese); Stellen der Messstation Nr. 6, 5 und 4



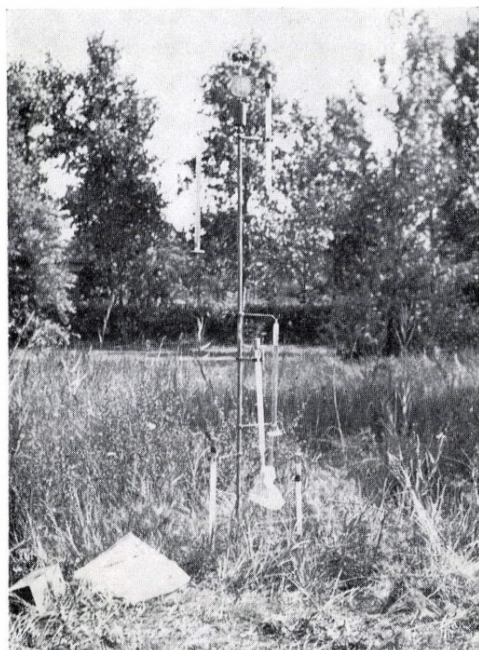
2. kép. Az alluviális tóparti szegélyre ( $a_1$ ) leszakadó újpleisztocén felszín ( $a_6$ ) meredek, abrázióval alácsott pereme ( $a_5$ ); utóbbi teraszírozott fenyevesítéssel. Foto: JAKUCS P.  
 Durch Abrasion unterwaschener Steilhang ( $a_1$ ) der am Seeuferand ( $a_6$ ) einstürzenden jungpleistozänen Oberfläche ( $a_5$ ). (Steilhang mit Kiefernforstung)



3. kép. A nádasban (a<sub>1</sub>) elhelyezett mérőállomás.  
Foto: JAKUCS P.  
Messstation im Röhrichtbestand (a<sub>1</sub>)

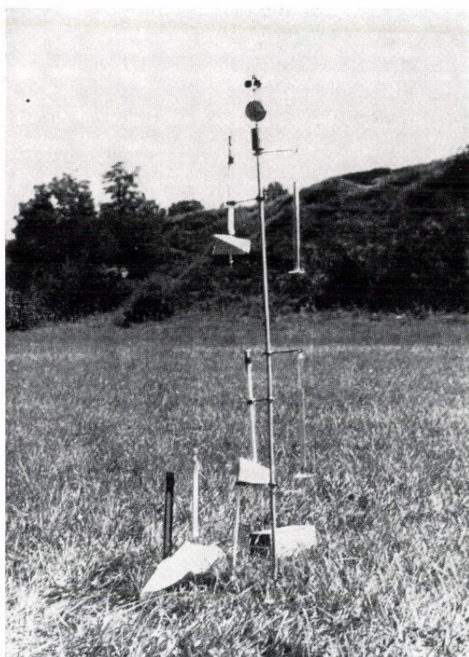
4. kép. A nádasszegélyben (a<sub>2</sub>), időszakosan vízállásos  
helyen elhelyezett mérőállomás. Foto: JAKUCS P.  
Messstation im Röhrichtsaum (a<sub>2</sub>), mit periodischem  
Wasserstand

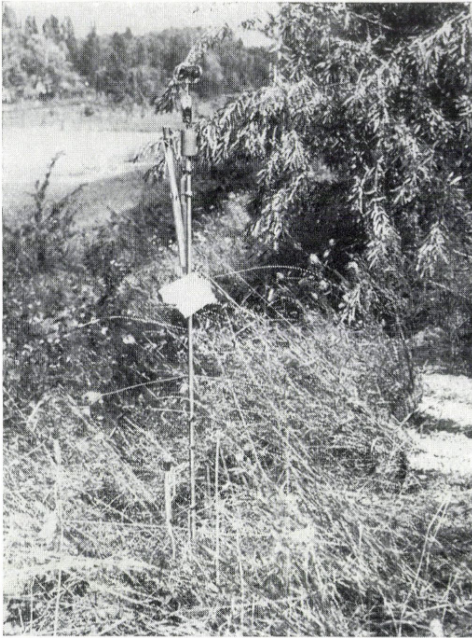




5. kép. A homoktúrzáson (a<sub>2</sub>) elhelyezett mérőállomás. Foto: JAKUCS P.  
Messstation, aufgestellt auf einer Sandnehrung (a<sub>2</sub>)

6. kép. A kaszálórétten (a<sub>1</sub>) elhelyezett mérőállomás.  
Foto: MAROSI S.  
Messstation auf der Mähwiese (a<sub>1</sub>)

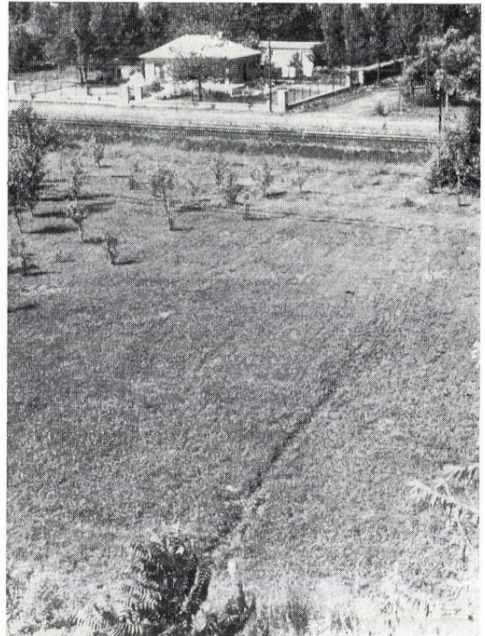




7. kép. Az újpleisztocén felszín meredek lejtőjén (a<sub>2</sub>)  
 elhelyezett mérőállomás. Foto: MAROSI S.  
 Messtation auf dem Steilhang der jungpleistozänen  
 Oberfläche (a<sub>2</sub>)

8. kép. Az időszakosan nedves rét (a<sub>1</sub>) felülnézeti képe  
 az újpleisztocén peremről. A vasúton túli épület már a  
 tópartot kísérő homoktúrzás (a<sub>3</sub>) relatíve magasabb  
 felszínén áll. Foto: MAROSI S.

Aufsichtsbild der periodisch feuchten Wiese (a<sub>1</sub>)  
 von der jungpleistozänen Kante. Das Gebäude jenseits der  
 Eisenbahn steht bereits auf einer verhältnismäßig  
 höheren Oberfläche der das Seeufer begleitenden  
 Sandnehrung (a<sub>3</sub>)



Nagy vonalakban vázoltuk azokat a *felszíntípusokat és kialakulásuk menétét*, amelyek csupán geomorfológiai jellegüknel fogva is különböző ökológiai viszonyokat tükröznek, amik mikroklímatis sajátosságaikban is megmutatkoznak. Részletesebb tárgyalásukra az egyes mikroklíma-állomások jellemzésénél még visszatérünk.

A fentiekből is következik, hogy mérőhelyünk környezetében *litológiai* szempontból az egyes állomások között jelentős különbségek nem mutatkoznak: zömmel homok, részben iszapos-lössös homok a *talajképző kőzet*.

A talajképződés az említett talajképző kőzeteken ment végbe. Döntő talajképző tényező volt a mindenkori növénytakaró mellett a geomorfológiai helyzetből fakadó *vízföldrajzi* tényező és a *kor*.

A zonális makroklíma és vele kapcsolatban a zonális növénytakaró hatása zavartalanul csak a magasabb újpleisztocén felszínen képződött *talajok* kialakulásában jutott érvényre: a Balaton somogyi partvidékének K-i részein jellegzetes mészlepedékes csernozjomoktól Ny felé haladva fokozatosan a csernozjom barna erdőtalajok, a barnaföldek, homokon a rozsdabarna erdőtalajok jelentik az átmenetet a Somogyi-dombságon legelterjedtebb agyagbemosódásos barna erdőtalajok felé. Ez az övezetesség nemcsak K Ny-i irányban, hanem vertikálisan is, a különbségek pedig expozíció szerint is erősen megmutatkoznak. További helyi hatásként tükröződik a Dunántúli-középhegység tagolt vonulatai mögötti szélárnyékban való fekvés. Mérőhelyünkön a pleisztocén szint a barna erdőtalaj övezetébe tartozik, amely a később kifejtendő sajátos litomorf változatok kialakulását eredményezte, s ma már magán viseli az antropogén hatás nyomait is.

A holocén parti sáv legnagyobb részét a hidromorf hatásra, és ezzel összefüggésben a dús mocsári azonális növényzet bomlása következtében kialakult talajok jellemzik, a fiatal turzágátak gyakran deflációval is átformált homlokfelszínén pedig csak gyenge humuszosodás nyomai figyelhetők meg.

A terület egykori *zonális erdőtakarója* szubmediterrán elemekben gazdag melegkedvelő tölgyes volt (*Orno-Quercetum*), amelynek maradványai ma már csak Balatonföldvár mellett és a meridionális hátaik magasabban fekvő részein tanulmányozhatók. A *jelenkori növényzet* az egykori zonális vegetáció helyét elfoglaló kultúrvetések és azok gyomvegetációja, valamint a vízpart és a meredek lejtőoldal azonális vegetációja. 1 4. mérőállomásunk egyébként a vízi vegetációsukcesszió parttal párhuzamosan kifejlődő különböző zonációtágjaiban került felállításra.

### A mérőállomások ökológiai jellemzése

1. *Nádas (3. kép)*. A tómedencének általában csekély (méréseink idején 10–20 cm) vízzel fedett szegélye (1., 2. ábra). Alacsonyabb vízálláskor (pl. 1964. évi mérésünk alkalmával) szárazra kerülhet. A f. magassága 104,9 m. Alapkőzete kékesszürke, helyenként sötétszürke iszapos, középszemű balatoni homok. Felszínén a tó hullámai által mozgatott, 2–8 cm vastagságú nádkotu van. Vegetációját a nád zárt állománya jellemzi (*Scirpo-Phragmitetum phragmitetosum*).

2. *Nádasszegély (4. kép)*. Előbbinél 70 cm-rel magasabb helyzetű (105,6 m A. f.), csak a tó magas vízállásai alkalmával víz alá kerülő sík felszín. Mérésorozataink idején csupán egy alkalommal közelítette meg a talajvízszint 10 cm-re a felszínt. A talajvizet legmélyebben 1964. évi mérésünk idején 70 cm-en észleltük. A nádasszegély szárazabb jellege az előbbivel összevetve mind talajában, mind növényzetében, ezek következtében mikroökológiai viszonyaiban is megmutatkozik: alapkőzete az 1. állomással azonos. Rajta 20 cm vastagságban gyenge humuszosodás mutatkozik. Felszínét 5 cm vastag kotu fedi.

Vegetációjára jellemző a magassásrétek, mocsársrétek és a közeli nádas elemeinek nagyfokú keveredése. Maga a *Phragmites* konstans jelenléte (A-D : 2-3) jelzi a tó időszakosan magasabb vízállását. A kb. 40-50 cm magasságú zárt növényzet, amelynek összetétele lényegében megegyezik a Kovács M. (1955, p. 139) által közölt *Agrostetum albatársulással*, több helyen antropogén hatástól zavart. Ezt jelzi pl. a mérőhely környezetében egyes években a *Pulicaria dysenterica* tömeges elszaporodása is.

3. *Homokturzás* (5. kép). A 2. állomásnál egy méterrel magasabb turzás síkjából 70 cm-re kiemelkedő, felül deflációval is átformált, keskeny turzásgát sík felszíne (107,3 m A. f.). Alapja murvazsinóros, csigahéjtöredékekben gazdag, szürke, érdes, csillámos, középszemű balatoni homok, felső 50 cm-es vastagságában száraz, barnássárga futóhomok. Rajta mindössze 20 cm vastagságban figyelhető meg gyenge fiatal humuszosodás. A környezetéből kiemelkedő, viszonylag száraz homokturzás növényzete jellegzetes homokpusztagyep. Már BORBÁS V. és BERNÁTSKY J. (1900, 1907) leírta a Balaton D-i partjának e száraz homoki vegetációját, amelyről Soó R. (1932) tabelláris fajlistát is közöl *Festucetum vaginatae* névvel. Mérőállomásunk környezetében a *Festuca vaginata* mellett *Euphorbia seguieriana*, *Asparagus officinalis*, *Silene pseudotites*, *Tunica saxifraga*, *Potentilla arenaria*, *Thymus serpyllus* stb. jelent meg tömegesebben; az *Ononis spinosa* itt is kultúrhatást jelez. A turzásgátat kb. 70-75%-ban fedő gyepnövényzet között a szabad homokfelületek gyakoriak a xerotherm mohafajok is (*Syntrichia ruralis*, *Tortella inclinata* stb.).

4. *Rét* (6. kép). A turzásfelszín és a D-i magasabb újpleisztocén felszín pereme között elhelyezkedő, abrázióval lenyesett, az előbb említett turzásgáttal a tótól elrekesztett és feltöltődött berekszint. Felszíne részben az egyenetlen feltöltődés, a magasabb szintről lemosott hordalékanyag váltakozó felhalmozódása miatt, másrészt zsombékosodás következtében nem teljesen sík, amihez alapvetően hozzájárult maga a tó hullámtevékenységével, amikor még uralta ezt a felszínt. Mindezek miatt maximálisan 50 cm-es szintkülönbségek mutatkoznak ezen a szinten belül a mérőállomás körzetében, ami a talajvíz felszín alatti elhelyezkedésében, a növényzet és a talajok jellegében jut kifejezésre. Egészében ez a felszín csak az év csapadékban legszegényebb periódusaiiban száraz. Azonban csapadékosabb időszakokban sem elsősorban csak a talajvízszint megemelkedése miatt kerülnek mélyebb részei víz alá, hanem a magas pleisztocén szintről lefutó és részben a vasúti töltés miatt megrekedő vizek miatt is. A mérőállomást 106,3 m A. f. szinten állítottuk fel. Ezen a helyen már — ha csupán vékony rétegben is — erősen humuszos (0-17 cm-ig 5,16%) sötétszürke réti talaj alakult ki. 17 cm alatt a humusztartalom hirtelen 0,3-0,4%-ra csökken. Már a vékony humuszos szintben is, még inkább a középszemű érdes, csillámos, szürkés, 85 cm-től lefelé kékes árnyalatú homokokban glejes és vaszrostdafoltos elszíneződés mutatja a közvetlen hidromorf hatást. A CaCO<sub>3</sub> tartalom az ásott szelvény aljág (100 cm) egyenetlen eloszlású (17,20-18,84%), lefelé igen enyhén csökkenő. A *hy* értéke 0-17 cm-ig a nagy humusztartalom miatt viszonylag magas (1,64%). A homokfrakció aránya a 80%-ot csaknem minden rétegben meghaladja, csupán 55-85 cm között csökken, 51,8%-ra, ahol viszont az agyag- és iszapfrakció lép előtérbe. Ezzel kapcsolatos a réteg magasabb A<sub>K</sub> (42), ill. *hy* százalék értéke (1,25).

Mérőállomásunk növényzete: talajvízhez alkalmazkodó magassásosok és *Agrostion*-társulások. A 90-100% borítású füvekből, sásokból álló növényzetet évente többször lekaszálják. A mérőhely közelében a domináns *Carex acutiformis*, *Agrostis alba*, *Juncus articulatus* mellett gyakori elem még a *Potentilla anserina*, *Convolvulus arvensis*, *Lycopus europaeus*, *Galium uliginosum*, *Ranunculus repens* stb. A talajfelszínen kialakuló összefüggő 1-3 cm vastag mohatakaró (*Funaria hygrometrica*, *Bryum* sp. stb.) nedves időszakokban a talaj nedvességtartalmát védi, tehát a felmelegedést gátolja, kiszáradva viszont az éjszakai kisugárzásokat szigetelő réteggént csökkenti, így a talaj melegtartalékának válik védőjévé.

5. *Újpleisztocén felszín lejtője* (7. kép). Az előbbi alluviális szint fölé 9 m-rel emelkedő magaspárt meredek lejtőjén, az éles perem alatt 3,5 m-rel, 111,8 m A. f. magasságban helyeztük el a mérőállomást (1. ábra). A lejtő kitettsége ÉNy-i, a lejtőszög 42°. Alapközete: sárgás világosbarna löszös homokból álló lejtőüledék, amelyet 40 cm vastagságú bolygatott, törmelékes, gyengén elhumuszosodott barna lejtőhordalék-talaj fed. A meredek lejtőn igen erős a talajlepusztulás, amit sáncolással és telepített növényzettel igyekeznek meggátolni. A sáncolás is hozzájárult az egyébként áthalmozás alatt álló talaj további bolygatásához.

A lejtő egykori erdőtakarójának néhány emléke (*Quercus pubescens*, *Ulmus campestris*, *Euonymus europaeus*) ma már inkább cserjealakban tengődik itt-ott. Közöttük elsősorban az *Artemisia campestris* (A-D : 4) csomói, továbbá *Achillea pannonica*, *Linaria genistifolia*, *Salvia pratensis*, *Centaurea sadleriana*, *Melandrium album* jelzik



a sztyepre másodlagos kiterjedését. A bolygatás miatt elsősorban *Calamagrostis epigeios*, *Melilotus officinalis* szaporodik el tömegesebben. A meredek lejtők felső harmada, ahol a mérőállomást elhelyeztük, viszonylag érintetlenebb kifejlődésű sztyeppetvegetációval fedett, amelynek borítása 70–80%-os, magassága pedig mérési időnkben átlagosan 70–80 cm.

6. *Újpleisztocén tetőszint*. A mérőhely 115,3 m A. f. magasságú sík felszín, a magaspart szegélyétől 10 m-re (1., 2. ábra). Alapköze gyengén agyagos-lössös, sárga, középszemű homok, lejtőüledék. Rajta sajátos talajszelvény alakult ki: a zonális erdőtalajok litomorf változatát, a rozsdabarna erdőtalajt erősen megközelítő, de az alárendelt löszfrakció miatt a Ramann-féle barna erdőtalajjal még rokonságot mutató átmeneti ún. barnás-rozsdabarna erdőtalaj (MAROSI S. 1968, MAROSI S.—SZILÁRD J. 1969). Az erdőirtást követően legfeljebb rövid ideig lehetett a felszín mezőgazdasági művelés alatt, mert a tó jelenkori abráziós tevékenysége révén hátráló magaspart szegélyzónájává válva művelését felhagyták, s rajta gyeptakaró kapott lábra. Ez sűrű gyökérszétével és elbomló növényi részeivel az adott ökológiai viszonyok között igen erős humuszosodást eredményezett a felső rétegben (0–8 cm között 6,45%; 8–18 cm között 5,59%). Ezzel egyértelműen magas a hy értéke is (2,13, ill. 1,90%). A 0–8 cm-ig vályog, 8–18 cm-ig iszapos vályog fizikai összetételű A szint alatti eredeti B szint már jóval csökkenőbb mennyiségű humuszt tartalmaz (18–34 cm-ig 2,83, 34–49 cm-ig 1,89%, a 49–60 cm közötti B<sub>2</sub> szintben csupán 0,86%). A homokfrakció aránya az egész talajszelvényben 61,3–51,8%-ig fokozatosan csökkenő, s csak a BC szint (60–85 cm) alatt ugrik hirtelen 92,4%-ra. Nagyon jellemző az agyagfrakció igen egyenletes növekedése a felszíntől (10,1%) a BC szintig, ahol 23,2%-kal éri el maximumát, majd hirtelen, 85 cm-től 3,7%-ra csökken. A hy értéke a BC szintig fokozatosan csökken, 1,46%-ra, majd a C szintben 0,95%. Az A<sub>K</sub> érték ugyancsak fokozatosan csökken fentről lefelé 78-ról 36-ra.

Rendkívül tanulságos a talajszelvény CaCO<sub>3</sub> állapota: az A szintben 2,46%-ot ér el, majd a B szint aláig 1,23%-ra csökken. A BC szintben hirtelen 11,88%-ra emelkedik, a C szintben pedig 31,13%-ra ugrik, erősen fejlett mészkumulációs szintet jelezve. Az adatok arra utalnak, hogy eredetileg kilúgozott erdőtalaj szelvényvel állunk szemben, s az egész szelvényben kimutatható szénsavas mésztartalom másodlagos átmeszeződés eredménye. A D felől a tó irányába ható felületi lemosás eredményeként a lejtőn lefolyó csapadékvizek a magasabb, C szintig erodált felszínsávokról oldott állapotban karbonátot telepítenek át és juttatnak az itteni talajba is. Ez a lejtőhatásra létrejövő másodlagos átmeszeződés (GÓCZÁN L. 1971) adja az említett talajnak másik sajátosságát, litomorf jellege mellett. A talajszelvény vastagsága — a környező területek talajainak ismerete alapján közepes erodáltságra utal (az azonos változatú teljes talajszelvény adataink alapján 120 cm körüli).

Az újpleisztocén tetőszinten elhelyezett mikroklímamérő-állomás körül a vegetáció teljesen a kultúra által befolyásolt képet mutat. A taposás, legeltetés stb. hatására a 10–15 cm magasságú, 80–90%-os borítású, nyáron teljesen kiszáradó másodlagos gyeppen uralkodó fajok: *Setaria glauca*, *Erigeron acer*, *Lolium perenne*, *Medicago falcata*, *Tragopogon dubius* stb.

### A terület éghajlati jellemzése

A Balaton D-i partvidékének középső része, ahol mikroklímamérő helyünk volt, a KAKAS J.-féle éghajlati beosztás szerint a mérsékelt meleg, mérsékelt száraz, enyhe telű (B<sub>3</sub>) körzethe tartozik.

A mérőhely közelében Siófokon meteorológiai obszervatórium működik, Balatonszemesről pedig csapadékatatok állnak rendelkezésre. Az éghajlati jellemzést főleg a siófoki adatok és Magyarország éghajlati atlasza (szerk.: KAKAS J. 1960) alapján állíthatjuk össze.

A napsütés évi összege 1900–2000 óra. A derült napok évi száma (felhőzet <20%) 50–70, a borult napoké (felhőzet >80%) pedig 100–120 között mozog. A napsütés átlagos összege (Siófok) júliusban éri el maximumát 291 óra értékkel. Augusztus a júniussal azonos összeggel (269 óra) tűnik ki. A derült napok átlagos száma Siófokon a legmagasabb augusztusban (9,3). Bár a júliusi érték valamivel alatta marad az itt az év

második legderültebb hónapjának, a szeptembernek az értéke mögött (7,9), de így is a 3. helyen áll a hónapok között. A borult napok átlagos száma júliusban a legkevesebb (3,4), augusztusban már valamivel több (3,8).

Az évi középhőmérséklet  $10,0-10,5^{\circ}$  (Siófok  $10,3^{\circ}$ ), az évi közepes ingás  $22,1^{\circ}$  (Siófok). A július középhőmérséklete Siófokon  $21^{\circ}$ , az augusztusé  $20,1^{\circ}$ . A legmagasabb évi középhőmérséklet itt  $11,8^{\circ}$ , a júliusé  $23,5^{\circ}$ , az augusztusé  $22,7^{\circ}$ .

A hőmérséklet közepes napi maximuma júliusban  $26,3^{\circ}$ , augusztusban  $25,5^{\circ}$ ; minimuma júliusban  $15,7^{\circ}$ , augusztusban  $14,9^{\circ}$ .

A nyári napok (max.  $\geq 25^{\circ}$ ) átlagos száma évente 73,2, a hőségnapoké (max.  $\geq 30^{\circ}$ ) 16,9. Júliusban átlagosan 21,5, augusztusban 18,8, nyári, ill. 7,0 és 5,3 hőségnap fordul elő. Átlagos évi legmagasabb hőmérséklet  $34,0-35,0^{\circ}$ .

Legcsapadékosabb hónap Siófokon a május (65 mm; Balatonszemesen 64 mm), a július értéke valamivel kevesebb (58 mm), az augusztusé pedig a júniuséval azonos (63 mm).

Az uralkodó szél NyÉNy-i. Ha a különböző sebességű szelek irányának gyakoriságát vizsgáljuk, a siófoki mérések szerint kiténik, hogy (1958-1962 átlagában) nyáron (VI-VIII.) a kis sebességű ( $1\text{ B}^{\circ}-2\text{ B}^{\circ}$ ) szelek között a délies, míg az erősebbek ( $3\text{ B}^{\circ}-5\text{ B}^{\circ}$ ) között az É-i és ÉNy-i irányúak az uralkodók.

A lehetséges évi *evapotranspiráció* 660-680 mm.

A több éven át végzett és értékelhető mikroklíma-méréseink során általában csendes, derült időjárás uralkodott. Csapadék a talaj nedvességállapotát lényegesen nem befolyásolta. Sem a szél, sem a felhőzet a mikroklímák kialakulását tartósan nem akadályozta. Ahol viszont e tényezők rövidebb időre felléptek, ott az adatok értékelése során ezt figyelembe vettük. (A mérési időszakok időjárási helyzeteit részletesen l. az OMI Időjárási Napi Jelentéseiben.)

### A mikroklímamérés és feldolgozásának módszere

A típusterületen 1962-1968 között 5 alkalommal végeztünk mikroklíma-méréseket: 1962. VIII. 16-17-én; 1964. VIII. 27-28-án; 1966. IX. 7-8-án; 1968. VII. 17-18-án; 1968. VII. 31-VIII. 1-2-án. Méréseink nyomán az értékeléshez több mint 10 000 észlelési adat állt rendelkezésre. Ebből azonban elhagytuk mindazokat a mért töredék adatsorokat, amelyek nem feleltek meg a típusos, derült, magas nyomású, nyári nap alapkövetelménynek. Alábbi értékelésünkhöz végül is 6 folyamatos 24 órás mérési sor 6380 észlelési adatát használtuk fel. Közülük 3556 a hőmérsékletre, 1824 a párolgásra és 1000 a szélviszonyokra vonatkozik.

Méréseink során az előző tanulmányainkban (JAKUCS P. - MAROSI S. - SZILÁRD J. 1963, 1964, 1967) körvonalazott mérési módszereket alkalmaztuk, és a már ismertetett műszereket használtuk.

A több alkalommal végrehajtott mérésekben közreműködő segítőtársainknak (DR. BARÁTH Z., DR. BATANONI H. (Kairó), DR. DEBRECZY Zs., JÁRAI É., KAISER M., SCHÖNER I., SCHWEITZER F., SZABÓ I., TIMÁR E.), valamint a talajok laboratóriumi vizsgálatában közreműködő DR. SZEBÉNYI L.-NÉNNAK és munkatársainak ezúton mondunk hálás köszönetet.

Az észlelési adatok belső feldolgozása értékelésénél kettős módszert követtünk. Először a hagyományos összehasonlító módszerrel messzemenően figyelembe vettük a mikroklímák egyes faktorain belül különösen a szélső értékeket és a közöttük kialakult eltérések adatait, s ezekre alapítva, megadtuk mikroklímatercink alapjellemzését. Ezen túlmenően azonban adataink

objektív értékeléséhez a matematikai-statisztika módszereivel is végeztünk számításokat, keresve a mikroklímaterék, ill. azok egyes szintjei között a hasonlóságot, ill. a szignifikáns differenciát.

Miután az érintkező, de eltérő mikroklímaterék matematikai összehasonlításának a magyar szakirodalomban még csak elvétve találhatók nyomai (JAKUCS P. 1968), e helyen ismertetjük számítási meneteinek legfontosabb részeit. Analíziseink során módszertani kézikönyvként elsősorban SVÁB J. (1967) munkáját használtuk fel.

Legelső munkafázisként a 6 mikroklímater 6 × 24 órás adatainak középértékét számítottuk ki, s ebből 24 órás (napi) alaptáblázatokat készítettünk (a hőmérsékletre vonatkozó alaptáblázat az *I. táblázat*). Az alaptáblázat adatai közül varianciaanalízis számításainkhoz a hőmérsékletnél a nappali legmelegebb hőmérsékleteket (maximumértékeket) és az éjszakai leghidegebb hőmérsékleteket (minimumértékeket) tartalmazó 5–5 órát választottuk ki ( $b_1$ – $b_2$  megosztás). Ezeknek az óráknak hőmérsékleti adatait ismétléseknek felfogva ( $r = 5$ ) állítottuk össze varianciaanalízisünk alaptáblázatát külön a két napszaki (B) – vagyis a nappali maximum- ( $b_1$ ) és az éjjeli minimum- ( $b_2$ ) helyzet, valamint a kettő együttes ( $b_1$ – $b_2$ ) értékeléséhez.

A párolgási adatok varianciaanalízisének a 6-szor 24 órás elpárologtatott vízmennyiség összegei (20 cm és 1 m magasban mérve, majd összeítve), a szélességnél szintén a 24 órás szélátlagok összegei voltak az ismétlések adatai.

Számításaink során még az alábbi jelzésekkel dolgoztunk: A mikroklímaterék, mint „A”-tényezők szerepeltek:  $a_1$  = nádas,  $a_2$  = nádasszegély,  $a_3$  = homokturzás,  $a_4$  = rét,  $a_5$  = újpleisztocén felszín lejtője,  $a_6$  = újpleisztocén tetőfelszín. Az egyes mért mikroklímaszintek képezték a „C”-tényező adatait:  $c_1$  = talajban 5 cm mélyen,  $c_2$  = talajfelszínen,  $c_3$  = 20 cm magasban,  $c_4$  = 1 m magasban. Alaptáblázatainkban tehát az ismétlésekhez kiválasztott, ill. felhasznált adatok mindig az A–B–C tényezők kombinációjában szerepeltek.

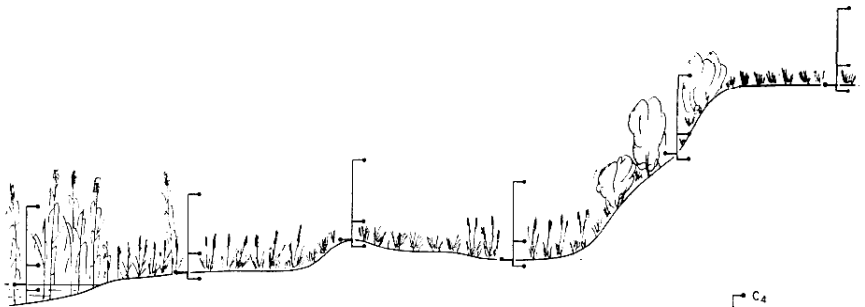
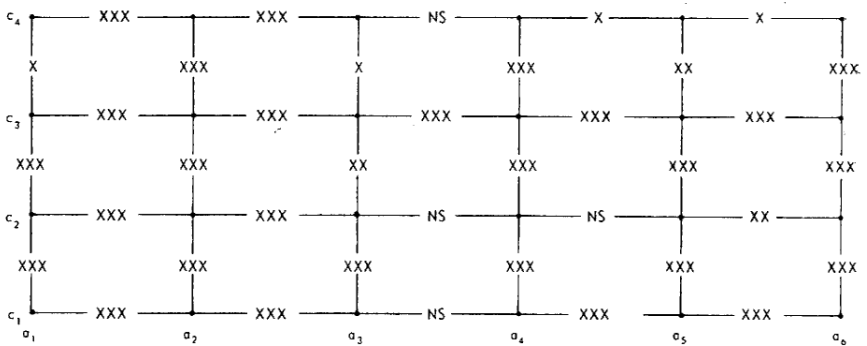
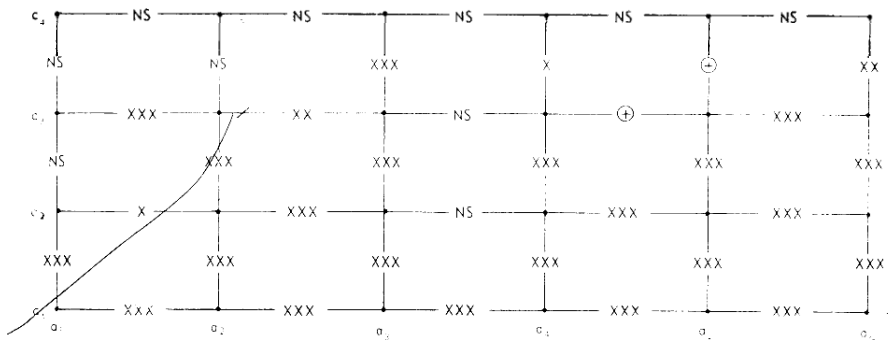
A varianciaanalízis-táblázatok kitöltéséhez a fő- és mellékhatások, valamint a kombinációk négyzetes eltérési összegét (SQ) és a megfelelő szabadságfokok (FG) alapján a közepes négyzetes eltéréseket (MQ) számítottuk ki. A szignifikancia-vizsgálatok első lépcsőjeként mindig elvégeztük az F próbát.

A valószínűségi szint (P) százalékát a varianciatáblázatban jelöltük. A középértékek közötti különbségek szignifikanciájának becslésére a t próbát alkalmaztuk. A legkisebb szignifikáns különbség (SzD) kiszámítása az F próbavalószínűségi szintjével megegyezően az alábbi képlet szerint történt bármely két kombináció között:

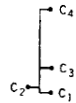
$$SzD_{P\%} = t_{P\%} \cdot \sqrt{\frac{2 \cdot \text{Hiba} \cdot \text{MQ}}{r}}$$

ahol a t értéket a kívánt valószínűségi szintnél (P%) a Hiba MQ szabadság fokánál olvastuk le a t táblázatból; r az ismétlések számát jelenti.

Alaptáblázataink adatain mindig  $b_1$ – $b_2$  bontásban, az alábbi kombinációkban végeztünk szignifikancia-számításokat: 1. az „A” tényezők között a „C” tényező összesített átlagaira, továbbá 2. az „A” tényezők között



SzD  
 $P < 0,1\% = XXX$   
 $P < 1,0\% = XX$   
 $P < 5,0\% = X$   
 $P < 10,0\% = \oplus$   
 $P > 10,0\% = NS$



2. ábra. A nappali ( $b_1$ ) és éjszakai ( $b_2$ ) 6 napos átlagok ( $\bar{X}$ ) szerint a szintek ( $c_1 - c_4$ ) és mérőállomások ( $a_1 - a_6$ ) közötti hőmérsékleti különbségek az itt feltüntetett sorok (a), ill. oszlopok (c) értékeinek külön-külön analizésén.  
 Die Temperaturdifferenzen zwischen den Niveaus ( $c_1 - c_4$ ) und Messstationen ( $a_1 - a_6$ ) je nach den täglichen ( $b_1$ ) und nächtlichen ( $b_2$ ) 6-tägigen Durchschnitts in den einzelnen Analysen der Werte von Reihen (a) bzw. Säulen (c)

külön-külön az egyes „C” tényezőkre. Bár az 1. kombinációban végzett számításaink alkalmasnak látszottak az egyes mikroklímaterек összetartozása vagy elkülönülése bizonyítására (hiszen analízisünkben az összes szint adatai szerepelnek!), a kapott eredmények mégis csak igen óvatosan értékelhetők. Az egyes vizsgált mikroklímaterек jellemző sajátosságai ugyanis a szintek adatainak összevonásánál eltűnhetnek, s ezáltal elmosódhat a mikroklímaterек horizontális jellegének sajátossága. Ezért volt szükség a 2. kombináció analíziseinek elvégzésére is, amikor a mikroklímaterек azonos szintjei között történtek az összehasonlítások.

Matematikai-statisztikai számításainkat a fenti módszerrel elvégeztük egy legjellemzőbbnek ítélt egyszer 24 órás napi meneten is (1968. VII. 31. 6<sup>h</sup>-tól VIII. 1. 6<sup>h</sup>-ig; 2. táblázat), vizsgálva, hogy a többi napi észlelési értékek összevonása nem okozza-e a mikroklíma-sajátosságok feloldódását? Az eredmények azonban lényegében igazolták annak jogosságát, hogy azonos nagylétköri helyzet adatai bátran összevonhatók. A különbség nagyságok (tehát a szélsőségek) valamivel csökkenhetnek összevonáskor, de a különbségsorrendek az összehasonlított állomások között nem változnak.

A fent vázolt varianciaanalízis-számítások táblázati és számolási anyaga olyan nagyterjedelmű, hogy csupán a szignifikancia-eredményeket tartalmazó eredmény-táblázatok leközlése is kétszeresére növelné tanulmányunk terjedelmét. Emiatt nem tudjuk közreadni azokat, megjegyezzük azonban, hogy a teljes számítási anyag betekintésére a MTA Földrajztudományi Kutató Intézetben rendelkezésre áll. A számítások legfontosabb eredményeit viszont beépítettük eredményközlő, értékelő fejezetünkbe.

### A mérőhelyek mikroklimatikus értékelése

*a<sub>1</sub>/ Nádas.* A vízben álló nádas mikroklimatikusan zárt egységnek tekinthető. Ez azt jelenti, hogy a vertikális szintek között a hőmérséklet átlagában, ill. ingadozásaiban nagy kiegyenlítetttség tapasztalható. Természetesen a talajfelszint itt helyettesítő vízfelszín (vagyis a két ellentétes közegeg szubsztrátum érintkezése) zónájában mutatkozik mind a nappali, mind az éjszakai menetben valamivel erősebb differenciáltság. A xeromorf felépítésű nád állománya sem a közvetlen besugárzás, sem a vízfelszínről történő fény- és hővisszaverődés értékét nem befolyásolja olyan mértékben, mint más lombos növényzet. A mikroklímák vertikális elrendeződésében még inkább a folyamatosság és a szintenkénti kis különbség a jellemző ( $\bar{X}/24^h$ :  $c_1 = 19,6^\circ$ ,  $c_2 = 20,3^\circ$ ,  $c_3 = 18,6^\circ$ ,  $c_4 = 19,3^\circ$ ). A mikrotéren belüli szintenkénti napi átlagokban mutatózó ingadozás felfelé haladva törvényszerűen fokozatosan nő, a víz kiegyenlítő hatásának vertikális csökkenése miatt. A víz sajátos hőelnyelő és hővezető tulajdonsága a nappali órákban a csökkentebb felmelegedésben, és éjjel a kisebb mérvű lehűlésben nyilvánul meg. Ezt az 1. táblázat adatai egyértelműen igazolják. Szintenként természetesen nappal a magasabb rétegek melegszenek fel jobban, éjjel viszont lényegesen jobban le is hűlnek mint a víz, ill. vízközel.

A nádas párateltsége összességében a parti vizsgált mikrotérekhez képest magasabb, vertikálisan felfelé haladva pedig csak kismértékben csökken. Ennek a szél transzportatív hatását gátló zárt állománystruktúra és a vízfelszínnek a felmelegedés hatására végbemenő erős párologtatása az oka.

Összességében a sekély partmenti vízben kialakult összefüggő nádas mint sajátos mikrotér a legkiegyenlítettbb napi hőmérséklet-, légnedvesség-

és széljárású ökológiai egység. Komplexitásában kedvező hatását a nádas szerves anyagokkal szennyezett, iszapos, víz alatti tófeneke csökkentheti. A nádas állományában létesítendő kisebb-nagyobb tisztások, valamint szélesebb csatornák és azok fenékkotrással való kitararítása olyan fürdőzésre is alkalmas térségeket eredményezhet, amelyekben a nádas kedvező mikro-ökológiai viszonyai még megmaradva, párosulhatnak a homokos főnyelvényekkel.

*a<sub>2</sub>/ Nádasszegély.* Mikroklímájának összességét az a környezeti tényező határozza meg, hogy benne víz helyett a nyári időszakban csupán igen magas talajvízállás jellemző, s a zárt nádas állománya helyett nagyrészt mezofil higromorf növényzet borítja. E két tényezővel függ össze, hogy a mért térség alsóbb szintjeinek hőmérsékletei mind maximumaik és minimumaik, mind átlagaik tekintetében alatta maradnak a nádasénak, viszont a magasabb szintekben már erősebb lehet a felmelegedés. A besugárzást erősen gátolja a növényzet, s az így már nappal kialakult hűvösebb szubsztrátum a páratartalom fokozását segíti elő az éjszakai órákban, s ezáltal a hőmérséklet értékei is alacsonyabbak. A  $6 \times 24$  órás mérésorozat abszolút minimuma is e mérőállomás  $c_3$  szintjében mutatkozott ( $7,0^\circ$ ).

A mikroklíma-térség sajátos önálló jellegét bizonyítja, hogy az érintkező  $a_1$  ill.  $a_3$  állomással szemben alsóbb szintjeiben éjszaka és nappal is  $P = 0,1\%$  valószínűségi szinten szignifikánsan különböznek a hőmérsékleti értékek, ill. a nappali órákban mutatkozik csak bizonyos hasonlóság a nádasal a  $c_2$  szintben.

Feltűnő és csak itt észlelt jelenség, hogy a  $c_4$  szintben (amely másutt már topo- ill. mezoklimatikus jellegénél fogva egymáshoz közel álló) éjszaka mindig  $P = 0,1\%$  szinten is szignifikáns differencia adódott az érintkező mikroterekhez képest. Ez a nedves, de nem szabad vízfelszínű szubsztrátum fölött relatíve erősebb köd- és harmatképződés hőelvonó hatásával áll első-sorban összefüggésben.

Itt jegyezzük meg, hogy a tópart rendezési terveinek megvalósítása során, nyaralóépítésre alkalmas terület nyerése céljából a nádasszegély zónája csak abban az esetben vehető figyelembe, ha a fenti ökológiai adottságokat — beleértve a közvetlen magas talajvízállásból adódó negatív tényezőt is — legalább 1 m-es vastagságú feltöltéssel ellensúlyozzák (l.  $a_3$  állomás).

*a<sub>3</sub>/ Homokturzás.* A talaj- és a talajfelszíni szintek hőmérsékletét a litológia (sajátos hőgazdálkodású laza homok), az alacsony szárú növényzet és a viszonylag mélyebb talajvízszint határozza meg: az aránylag keskeny parti turzásgát erősen felmelegedő és mind szélső értékeiben, mind általában az érintkező mikroklímáktól ( $a_2$  és  $a_4$ ) lényegesen eltérő sajátosságokat mutat, s jellegében a tetőhöz ( $a_6$ ) hasonló. Utóbbinál is magasabb talajhőmérséklete az itteni laza homok és az  $a_6$ -ra jellemző tömöttebb vályog különböző felmelegedési tulajdonságaival függ össze. Igen megnövekszik a napi menetben az ingadozás mértéke (pl. a  $c_1$  szinten:  $a_3 = 7,6^\circ$ ,  $a_2 = 2,7^\circ$ ,  $a_4 = 3,3^\circ$ ; a  $c_2$  szintben:  $a_3 = 19,6^\circ$ ,  $a_2 = 9,1^\circ$ ,  $a_4 = 17,5^\circ$  napi ingás).

A mérőhely vertikális szintjei között nappal  $P = 0,1\%$  szinten szignifikáns differencia mutatkozik, éjszaka viszont az SzD felfelé haladva csak növekvő  $P\%$  szinten mutatkozik szignifikánsnak az eltérés. A fokozatosságot indokolja, hogy a turzásfelszín ritkás, alacsony fűvű növényzete nem alakít ki aktív felületet.



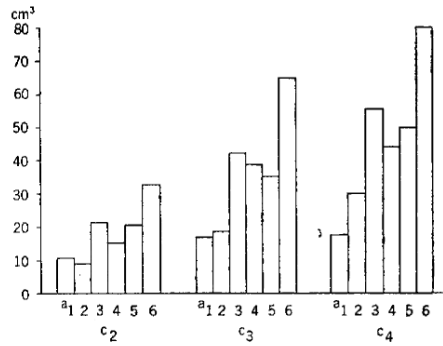




Az erős felmelegedések igen megnövelik a párologtatási értékeket (3. ábra, 3. táblázat), amelyek valamennyi mérési szintben — elsősorban a nádasszegéllyel szemben — kiugró értékűek. Ehhez a felmelegedésen kívül az aktív szélmozgásnak való kitettség is jelentékenyen hozzájárul.

A partmenti üdülők és létesítmények (út, vasút stb.) tervezésénél a különböző szélességű turzágátnak döntő a szerepük. Ezek a D-i Balaton-part hosszú (berkek előtti) sávjaira jellemző felszínek kedvező mikroklamatikus (fény- és hőháztartás) sajátásai miatt szőlő-, gyümölcs- és kertkultúrák színterei már ma is, de természetszerűen a tópart idegenforgalmi fejlesztésével párhuzamosan ez az adottságuk egyre inkább háttérbe szorul.

Ugyanezt a felszínt sok helyen fenyővel beültették (*Pinus silvestris*). E fafaj részére az ökológiai adottságok itt valóban kedvezőek is. A telepítések további növelése a laza homokfelszín defláció elleni védelme, valamint tájképi, ill. üdülési érdekek (árnyékos partmenti helyek) miatt indokolt, viszont kétségtelen, hogy az építkezések számára is kedvezőek ezek a felszínek. Területük az alacsony vízállású tószegélyek kotrásával kitermelődő homok-



3. ábra. A  $c_2$  szintben 4, a  $c_3$  és  $c_4$  szintben 6 napon mért elpárolgott vízmennyiségek összege ( $\Sigma$ )  $\text{cm}^3$ -ben Balatonszárszón az  $a_1$ — $a_6$  állomáson

Summe ( $\Sigma$ ) der im  $c_2$  Niveau über 4, in den  $c_3$  und  $c_4$  Niveau über 6 Tage hindurch gemessenen Wassermengen in  $\text{cm}^3$  in Balatonszárszón bei den  $a_1$ — $a_6$  Messstationen

3. táblázat. A  $c_2$  szintben 4, a  $c_3$  és  $c_4$  szintben 6 napon mért elpárolgott vízmennyiségek összege ( $\Sigma$ ) és napi átlaga ( $\bar{x}$ )  $\text{cm}^3$ -ben Balatonszárszón (a mérési időpontok, valamint az  $a_1$ — $a_6$  és  $c_1$ — $c_4$  magyarázata az 1. táblázaton)

		$c_2$					
		$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$
$\Sigma$		10,70	9,30	21,60	15,90	21,10	33,20
$\bar{x}$		2,67	2,32	5,40	3,97	5,27	8,30
		$c_3$					
		$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$
$\Sigma$		17,20	18,70	42,40	39,70	35,80	65,50
$\bar{x}$		2,86	3,11	7,06	6,61	5,96	10,91
		$c_4$					
		$a_1$	$a_2$	$a_3$	$a_4$	$a_5$	$a_6$
$\Sigma$		17,90	30,00	56,70	44,10	50,00	80,00
$\bar{x}$		2,48	5,00	9,45	7,35	8,33	13,33

anyaggal a Balaton D-i partján legtöbb helyen növelhető. A Balaton-part rendezésének távlati célja amúgy is az kell legyen, hogy a mainál lényegesen élesebben váljon el egymástól a megfelelő vízmélységű, kikotort és tisztán tartott, fürdőzésre alkalmas tavi zóna a megemelt (feltöltött) felszínű, szárazzá alakított, komplex hasznosításra alkalmassá tett partmenti szakaszoktól.

Mindennemű antropogén beavatkozás (erdősítés, mezőgazdasági hasznosítás, építkezés stb.) természetszerűen a homokfelszínnek mikroklíma-viszonyait is megváltoztatja. E változások azonban alapvetően nem hatnak ki a homokos talajban az üdülési fejlesztés szempontjából mérőszorozatunkkal is kimutatott kedvező, törvényszerűen jelentkező mikroklimatikus sajátosságokra.

*a<sub>4</sub>/ Rét.* Az *a<sub>3</sub>*-nál alacsonyabb felszínű, ezért magasabb talajvízállású, nedvesebb, a tó vízállásaival is befolyásolt ökológiai viszonyokkal rendelkező sáv ma mikroklímájában kettős jellegű. Globálisan nappal minden klímafaktort tekintve a száraz mikroterek sajátosságaihoz közelít, éjjel viszont a partszegélyi *a<sub>2</sub>* állomással mutat rokonságot. Részleteit tekintve azonban mutatkozik több-kevesebb olyan differenciáltság, ami részben a különböző növényzeti állapotra (pl. a kaszálás hatása), részben a mindenkori adott talajvízállásra vezethető vissza. A kaszálások előtt ugyanis az 50–60 cm magasságot elérő dús mocsári vegetáció az aktív felszínt a talajszintről felemeli, az állomány belsejében a relatív páratartalom növekszik, s ez a talaj vízgazdálkodását lényegesen nem befolyásolja: a magas talajvíz a mikrotér alsó szintjeiben hűvös jellegét biztosítja. Viszont kaszálás után a növényzet sajátos állományklímája megszűnik, közvetlenül a talajfelszín, ill. a rajta visszamaradó alacsony mohaszint válik aktív felületté. Ezért az erős felmelegedés hatására, a laza homokos mechanikai összetétel miatt fokozott talajvíz feláramlás és párolgás indul meg, ami a talajvízszintet részben leszállítja, a talaj felső rétegét pedig jelentékenyen kiszárítja.

A különböző években, eltérő magasságú növényi állományban mért adatok a fentieket egyértelműen igazolták.

Az állomás szemihidromorf jellege a mikrotér éjszakai folyamataiban és állapotában is a környezetétől eltérő sajátosságokat eredményez. A kaszált rét erős éjjeli kisugárzása miatt az adott relatív páratartalom mellett hamarabb jut el a köd- és harmatképződéshez, mint a turzágát (*a<sub>3</sub>*) vagy a magasabb lejtőperem (*a<sub>5</sub>*), ill. a pleisztocén tetőszint (*a<sub>6</sub>*). Még a nyílt vizű nádassal (*a<sub>1</sub>*) és a parti nádasszegéllyel (*a<sub>2</sub>*) szemben is erősebb lehűlés jellemző a réten, különösen a talajfelszínen, ami a talaj és a víz eltérő fajhőjéből adódó tulajdonságokkal magyarázható. 1968. VII. 31-én pl. a talajfelszínen (*c<sub>2</sub>*) az éjszakai minimum az *a<sub>4</sub>* állomáson 11,4°, az *a<sub>3</sub>* állomáson 13,2°, az *a<sub>6</sub>* állomáson 14,7°, a víz felett (*a<sub>1</sub>*) pedig 15,6°. A magasabb felszínhez viszonyított hűvösebb éjszakai hőmérséklet másik oka a peremről a tó felé lehűződő hidegebb levegő transzportálódása.

Az *a<sub>4</sub>* állomás mikroklímaterének vertikális elrendeződése a fentiekből adódóan erősen rétegzett. Mind nappal, mind éjjel az egyes szintek között  $P = 0,1\%$  szinten szignifikáns differencia mutatkozik.

A rét mikroklímájában a szelek akkor válnak különleges jelentőségűvé, ha közvetlenül a kaszálás után a talajfelszínen környezetük szárazabb levegőjének odaszállításával fokozzák az inszoláció által amúgy is megnövekedett kiszárító hatást.

A Balaton szegélyének turzágatákkal leválasztott réti térszínei komplex mikroökológiai jellegük alapján lakóterületi fejlesztésre nem kedvezők (8. kép). Ennek legfőbb akadálya a gyakran magas talajvíz, s az ezzel járó egyéb ökológiai tényezők. Legcélszerűbben kétféleképpen hasznosíthatók: 1. Magas talajvízállást tűrő és igénylő fajokból és cserjékből (*Populus*, *Salix*, *Alnus*) árnyas ligetek kialakítása. Ezek telepítése a környezet kedvező irányú befolyásolása, és a közvetlen üdülési igényeket szolgáló szerepe miatt is javasolható. 2. Alkalmos ez a térszín konyhakerti zöldségfélék termesztésére, ezáltal a helyi piac áruszükségletének jobb kielégítésére.

a<sub>5</sub>/ *Újpleisztocén felszín lejtője.* Mikroklímáját elsődlegesen a domborzati tényezők (kitettség, lejtőszög) függvényében érvényesülő sugárzhatások szabják meg. Mintaterületünkön az ÉNy-i kitettség a hőmérsékleti maximumok jelentkezésének 2–3 óras eltolódását eredményezte. A rendkívül meredek lejtő a vertikális szintek kialakulásának törvényszerűségeit korlátozottan engedi érvényre jutni. Átmeneti jellege, kitettsége és meredeksége miatt a légáramlások által leginkább érintett sáv.

A D-i Balaton-part nagy részét végig kísérő hasonló meredek, de keskeny, a tó holocén abráziós tevékenységével kifomált, alámosott lejtők omlás- és erózióveszélyesek. Ökológiai adottságaiknál fogva, keskenységük miatt közvetlen gazdasági-idegenforgalmi-üdülési-településfejlesztési jelentőségük nincs. Annál nagyobb közvetett szerepet tölthetnek be az ember és környezete (bioszféra) védelmét szolgáló tervekben mint erdősítendő sávok. Ezáltal egyrészt további eróziós pusztulásuknak vetünk gátat, másrészt a tómenti idegenforgalmi-üdülési szempontból fontos, levegőszennyeződést gátló, szélvédő és egyéb kedvező komplex ökológiai hatásuk felbecsülhetetlen.

Kétféle módon erdősíthetők: 1. Az eredeti fa és cserjefajokból (pl. *Quercus pubescens*, *Q. cerris*, *Q. petraea*, *Fraxinus ornus*, *Tilia argentea*; *Cotinus coggygria*, *Colutea*, *Ligustrum*, *Crataegus* stb.) álló erdő rekonstrukciójával. 2. Előzetes teraszozás után az inkább homokos, csak kevés löszös lejtőüledéken fenyvesítés (*Pinus silvestris*) jöhet szóba. Mindkét esetben az erdősáv egyúttal esztétikus keretet is ad a réten javasolt park- vagy zöldségövezetnek. Az akác és egyéb nem őshonos fa- és cserjefajok (pl. *Eleagnus*, *Tamarix*) telepítése nem kívánatos, az eddig telepítetteket is célszerű a fenntartott javasolt fajokkal felcserélni.

a<sub>6</sub>/ *Újpleisztocén tetőszint.* Mikroklímaviszonyai a nagy kiterjedésű morfológiai egységre jellemző módon alakulnak. A tófelszín partszegélyre ható mikro- és helyi klíma módosító szerepe napszakokhoz kötötten, jórészt csak a légáramlásokban érződik. A gyér gyeptakarójú, fakó színű talajfelszín felmelegedése valamennyi állomást figyelembe véve itt a legerősebb ( $\bar{X} = 36,16^\circ$ , mért maximum  $50,2^\circ$ ), ami hatással van a felszín alatti és feletti rétegek hőmérsékletére is. A meleg levegő a párologtatást is erősen fokozza. Ennek összege általában a többi állomásénak a kétszerese (3. ábra, 3. táblázat). A talaj mélyebb szintjeinek felmelegedése is erősebb, mint a tőközeli, alacsonyabb fekvésű, talajvízszinttől befolyásolt állomásokon (2. ábra). Az 5 cm mélységben mért maximumot ( $\bar{X} = 25,3^\circ$ ) csak a laza mechanikai összetételű homokturzás haladja meg ( $\bar{X} = 26,2^\circ$ ), azonban ott az éjszakai lehűlés erősebb ( $a_6 = 19,3^\circ$ ,  $a_3 = 18,6^\circ$ ).

Valamennyi állomás közül itt van lehetőség a legszélsőségesebb napi hőmérsékletjárásra. Pl. 1968. VII. 31-én a talajfelszínen a maximum ( $44,6^\circ$ ) és a minimum ( $14,7^\circ$ ) értékek közötti napi ingás  $29,9^\circ$  volt. Ezt csak a homok-

turzásé közelítette meg (27,6°). A magas talajvízszintű mérőhelyek közül az  $a_1$  és  $a_2$  állomásokon csak 10° körüli volt a napi hőmérsékleti ingadozás. Az  $a_4$  (rét) állomás a nyár végi napon a megelőző kaszálás és a talajvízszint mélyebbre szállása következtében közelített a száraz mérőállomásokéhoz (25,6°).

A talajfelszín példáján bemutatott hőmérsékleti különbség-értékek a többi mért szintben is hasonló sorrendben mutatkoztak az egyes állomások között, de természetesen kisebb különbség-értékekkel. Megjegyezzük azonban, hogy a talajban 5 cm-en mért ingadozási érték az  $a_4$  állomáson igen alacsony (3,6°), ami a talajfelszint fedő moharéteg védő és kiegyenlítő hatásával magyarázható.

Az  $a_6$  állomás térszíne mikroklimatológiai és komplex ökológiai adottságai következtében sokoldalú hasznosításra nyújt lehetőséget. Viszonylag sík, tagolatlan felszíne, nem vagy nem erősen erodált talajtakarója nagyüzemi mezőgazdálkodásra alkalmassá teszi. A tóhoz közeli fekvése, rétegtani felépítése, felszíni vizektől való viszonylagos védettsége és a legalább 2-3, gyakran 5-7 m mélységű talajvízszint a települések, üdülők, egyéb létesítmények terjeszkedése számára kínál kedvező lehetőséget. Mivel a terület klimatikusan az erdőzónába tartozik, a települések zöldövezettel való körülvevése, ill. fellazítása mindenütt reálisan tervezhető.

\*

A tanulmány a Balaton D-i partjának a tószegélytől a magaspart felszínéig terjedő szelvényében eltérő mikróökológiai egységek komplex vizsgálateredményeit tartalmazza.

A litológiai, domborzati, hidrogeográfiai, növény- és talajtani viszonyok komplex hatásában, a mikroklimaviszonyok figyelembevétele mellett végzett 6 napos mikroklima észlelések adatait is feldolgozza.

A sok szempontot figyelembe vevő értékelés a tó körüli terület települési, gazdasági, esztétikai, idegenforgalmi-üdülési, tájfejlesztési, emberi környezetjavítási igényeire és lehetőségeire tekintettel összefoglalóan alternatív fejlesztési és rendezési javaslatokat tartalmaz.

## IRODALOM

- BORBÁS V. 1900. A Balaton flórája. A Balaton tavának és partmellékének növényföldrajza és edényes növényzete. — A Balaton Tud. Tanulm. Eredm. 1. Budapest.
- BORBÁS V.—BERNÁTSKY J. 1907. Die pflanzengeographischen Verhältnisse der Balatonseegegend. — Wien.
- ENDRŐDI G.—GÖTZ G. 1964. A víz- és léghőmérséklet kölcsönhatása sugárzásos napokon a Balaton térségében. — Időjárás. 68. p. 371—375.
- GÓCZÁN L. 1971. Domborzati és vízhasznosulási negatív értékszámok a termőhelyérték meghatározásához. — Földr. Ért. 20. p. 99—104.
- Időjárás Napi Jelentések 1962—1968 (a mérési hónapokban). — OMI. Budapest.
- JAKUCS P. 1968. Comparative and statistical investigations on some microclimatic elements of the biospaces of forests, shrub stands, woodland margins and open swards. — Acta Bot. Acad. Sci. Hung. 14. p. 281—314.
- JAKUCS P.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963. Mikroklimamérések a Jaba-völgyben (Külső-Somogy). — Földr. Ért. 12. p. 357—378.

- JAKUCS P.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1964. Mikroklímamérések és természeti földrajzi megfigyelések az Osztopáni meridionális völgyben (Buzsák—Lengyeltóti között). — Földr. Ért. 13. p. 425—446.
- JAKUCS P.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1967. Mikroklímamérések és komplex természeti földrajzi típusvizsgálatok a belső-somogyi futóhomokon (Nagybajom). — Földr. Ért. 16. p. 161—186.
- JAKUCS P.—MAROSI S.—SZILÁRD J. 1968. Microclimatological investigations within the scope of complex physiographic landscape research in Hungary. — Studies in Geography in Hungary. 5. Akad. Kiadó, Budapest.
- KAKAS J. 1949. A Balaton hatása a hőmérséklet alakulására. — Időjárás. 53. p. 82.
- KAKAS J. (szerk.) 1960. Magyarország Éghajlati Atlasza. — Akad. Kiadó, Budapest.
- KOVÁCS M. 1955. Die zöonologischen und ökologischen Verhältnisse von Cladietum marisci in der Gegend des Balaton-Sees. — Acta Bot. Hung. 2. p. 133—146.
- KOVÁCS Zs. 1965. A Balaton hatása az áramló levegő hőmérsékletére és párányomására. — Időjárás. 69. p. 49—57.
- KOZMA F. 1964. A talajközeli légrétegek éjszakai energiaháztartása. — Időjárás. 68. p. 33—41.
- KOZMA F.—STOLLÁR A. 1963. A felhőzet hatása a talajközeli légrétegek lehűlésére. — Időjárás. 67. p. 297—299.
- KOZMA F.—SZILÁGYI T. 1963. A talajhőáramlás hatása a talajközeli légrétegek lehűlésére. — Időjárás. 67. p. 43—46.
- MAROSI S. 1960. Felszínfejlődési problémák Belső-Somogyban. — A Magyar Földrajzi Társaság XIV. Vándorgyűlése Zalaegerszegen. p. 31—35.
- MAROSI S. 1965. Belső-Somogy felszínalkotása és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kandidátusi értekezés. Kézirat, Budapest.
- MAROSI S. 1968. A Marcali-hát geomorfológiája. — Földr. Ért. 17. p. 185—210.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1963. A természeti földrajzi tájértékelés elvi-módszertani kérdéseiről. — Földr. Ért. 12. p. 393—417.
- MAROSI S.—SZILÁRD J. 1969. A lejtőfejlődés néhány kérdése a talajképződés és a talajpusztulás tükrében. — Földr. Ért. 18. p. 53—67.
- MÉSZÁROS I.—PROBÁLD F. 1968. Lejtőtulajdonságok hatása a közvetlen besugárzás mennyiségi eloszlására. — Földr. Ért. 17. p. 249—256.
- PÉCZELY Gy. 1958. A Balaton hatása a nedvesség és a hőmérséklet alakulására. — Időjárás. 62. p. 207—212.
- PÉCZELY Gy. 1962a. A Balaton helyi szélrendszere. — Időjárás. 66. p. 83—89.
- PÉCZELY Gy. 1962b. Adatok a Balaton vízhőmérsékletének napi menetéhez. — Időjárás. 66. p. 45—47.
- ROTT F. 1955. A Balaton környéki fásítások irányelvei. — Az Erdő. 4. p. 483—494.
- Soó R. 1932. Adatok a Balatonvidék flórájának és vegetációjának ismeretéhez. IV. — Magy. Biol. Kut. Int. Munkái. 5. p. 112—121.
- SVÁB J. 1967. Biometriai módszerek a mezőgazdasági kutatásban. — Budapest.
- SZILÁRD J. 1960. Külső-Somogy néhány felszínalkotási kérdése. — Magyar Földrajzi Társaság XIV. Vándorgyűlése Zalaegerszegen. — p. 36—42.
- SZILÁRD J. 1963. A Külső-Somogyi-dombság felszínalkotása és gazdasági életének természeti földrajzi feltételei. — Kandidátusi értekezés. Kézirat, Budapest.
- SZILÁRD J. 1967. Külső-Somogy kialakulása és felszínalkotása. — Földr. Tanulmányok. 7. Akad. Kiadó, Budapest. p. 150.
- TÁRKÁNYI Zs. 1959. Balatoni albedómérések. — Időjárás. 63. p. 100—102.
- WAGNER R. 1955. A mikroklíma fogalma és módszere a természeti földrajzi kutatásokban. — Földr. Ért. 4. p. 465—475.

## BEITRÄGE ZU DEN MIKROLIMATISCHEN EIGENTÜMLICHKEITEN DES SÜDLICHEN BALATONUFERS

*Dr. P. Jakucs—Dr. S. Marosi—Dr. J. Szilárd*

### Z u s a m m e n f a s s u n g

Parallel zu unseren Mikroklimauntersuchungen, die wir in den 1960er Jahren auf verschiedenen — vorwiegend hügeländischen — Flächentypen durchgeführt hatten (P. JAKUCS—S. MAROSI—J. SZILÁRD 1963, 1964, 1967, 1968), haben wir mehrere Jahre

hindurch bei unterschiedlichen Wetterlagen (doch immer wieder in der Erholungszeit) ähnliche Untersuchungsreihen im südlichen Uferstreifen des Balatons unternommen. Zu diesem Zweck haben wir eine Uferstrecke gewählt, wobei die Gegebenheiten des Reliefs für das südliche Ufer durchschnittlich kennzeichnend sind, damit die dadurch erhaltenen Messergebnisse und die daraus zu schliessenden Folgen in einem gewissen Grade verallgemeinert werden können. Für einen solchen Charakter haben wir den östlichen Teil des Erholungsortes Balatonszárszó betrachtet (*Abb. 1*), wo neben den kennzeichnenden Gegebenheiten des Reliefs die natürliche Vegetation und die genetischen Bodentypen infolge der Kulturwirkung der geringsten Umwandlung unterlagen.

Wir haben unsere Mikroklimamessungen durch eingehende lithologische, geomorphologische, bodenkundliche und phytozöologische Aufnahmen sowie durch Kartierung ergänzt. Dadurch haben wir unsere Arbeit komplexer gemacht und zur prinzipiell-methodologischen Grundlegung der landschaftsökologischen Untersuchungen sowie auch zu ihrer praktischen Durchführung beigetragen.

Neben diesen Bestrebungen hatten wir uns zum Ziel gesetzt, unser bisheriges Bild über die modifizierende Rolle des eigenartigen lokalen Seeklimas durch neuere Messangaben zu ergänzen (G. ENDRÓDI, G. GÖTZ 1964; J. KAKAS 1949, 1958; Zs. Kovács 1965; Gy. PÉCZELY 1958, 1962a, 1962b; Zs. TÁRKÁNYI 1959).

### *Die physisch-geographische Charakterisierung der Umgebung*

Für das südliche Ufergebiet des Balatons ist es kennzeichnend, dass die Oberfläche des Hügellandes am S-Balaton in einem Abstand von 1 bis 3 km vom heutigen Seeufer durch steilen Stufenrand zum Balatongraben hinabläuft. Der erwähnte 1 bis 3 km breite Streifen ist eine meistens durch breite Buchtungen (Auen) und Muldentäler gegliederte, zum See hin geneigte Fläche. Dieses Niveau gehört der Grabensenkung des Balatons an. Die Unterlage ist sandiglehmiges pannonisches Sediment, das im Laufe des ruckartigen Sinkens des Balatons mit den hangenden Sedimenten zusammen nach dem Innern des Beckens stufenartig tiefer gelegt wurde. Der Grossteil der hangenden Sedimente ist das kiesig-sandige, zum kleineren Teil schlammige Material desjenigen Schwemmfächers, der vor der Entstehung des Balaton-Grabens durch die vom Norden her kommenden, über das Somogyer Hügelland nach Süden hin verlaufenden Wasserläufe gebaut wurde.

Die erwähnte Fläche wurde durch die periglaziale Derasion und die Nivellierungstätigkeit des Sees mit höherem Wasserstand als heute zu einer in durchschnittlich 115—120 m Meereshöhe gelegenen Seebecken hin gleichförmig und schrittweise absteigenden Niveauläche geformt, die das ganze südliche Ufer des Balatons — von den bis zum See hinlaufenden hohen Rücken und Auen abgesehen — kennzeichnet. Der morphologische Charakter dieser Oberfläche wird durch den dem alluvialen Seeufersaum grenzenden 6—10 m relativ hohen steilen Rand geprägt, der als eine Folge der Abrasionstätigkeit des neuzeitlichen Sees gilt.

Durch seine letztere Tätigkeit hat der See nicht nur den Rand der erwähnten Niveauläche unterwaschen und steil geformt, sondern er hat im Schnitt der alluvialen Flächenteile eine entscheidende Rolle gespielt. So kam der mit Ferienhäusern zumeist schon bebaute, in 106—108 m Meereshöhe gelegene alluviale Rand entlang dem Seeufer zustande (*Abb. 2*). Diese sonst nicht in gleicher Höhe gelegene Fläche wird durch junge Strandwälle gegliedert und noch abwechslungsreicher ausgestaltet.

### *Die Mikroklimamessung und ihre Bearbeitungsmethode*

Auf der Typusfläche haben wir zwischen 1962 und 1968 in fünf Fällen Mikroklimamessungen unternommen: am 16—17. 8. 1962, am 27—28. 8. 1964, am 7—8. 9. 1966, am 17—18. 7. 1968, am 31. 7. und 1—2. 8. 1968. Für unsere nachstehende Auswertung haben wir 6380 Beobachtungsdaten von 6 kontinuierlich 24stündigen Messreihen benutzt. Davon sind 3556 auf die Temperatur, 1824 auf die Verdunstung und 1000 auf die Windverhältnisse bezogen.

Im Laufe unserer Messungen haben wir die in unseren vorangehenden Studien (P. JAKUCS—S. MAROSI—J. SZILÁRD 1963, 1964, 1967) umrissenen Messmethoden angewendet und die bereits dargelegten Geräte benutzt.

Bei der inneren verarbeitenden Bewertung der Beobachtungsangaben haben wir nach zweierlei Methoden verfahren. Zuerst haben wir mit Hilfe der herkömmlichen Vergleichsmethode innerhalb der einzelnen Faktoren der Mikroklimata besonders die Extremwerte und die Angaben der unter ihnen bestehenden Differenzen weitgehend berücksichtigt und von diesen ausgehend haben wir die grundlegende Charakterisierung unserer Mikroklimaräume angegeben. Darüber hinaus aber haben wir zur objektiven Bewertung unserer Angaben auch mit Hilfe der Methoden der mathematischen Statistik Berechnungen durchgeführt, indem wir nach dem Ähnlichkeit bzw. der signifikanten Differenz zwischen den Mikroklimaräumen bzw. deren einzelnen Niveaus fragten.

Da die Spuren des mathematischen Vergleichs der sich einander angrenzenden, doch unterschiedlichen Mikroklimaräume in der ungarischen Literatur bisher nur spärlich zu finden sind (P. JAKUCS 1968), möchten wir an dieser Stelle die wichtigsten Teile unseres Berechnungsverfahrens vorführen. Im Laufe unserer Analysen haben wir als methodologisches Handbuch vor allem die Arbeit von J. SVÁB (1967) verwendet.

Als erste Arbeitsphase haben wir die Mittelwerte der 6mal 24stündigen Angaben der 6 Mikroklimaräume errechnet und davon haben wir die 24 stündigen (täglichen) Grundtabellen angefertigt (die *Tabelle 1* gilt als die temperaturbezogene Grundtabelle). Von den Angaben der Grundtabelle haben wir zu unseren Varianzanalysenberechnungen bei der Temperatur die höchsten Temperaturen bei Tage (Maximumwerte) und die tiefsten Temperaturen bei Nacht (Minimumwerte) enthaltende je 5 Stunden gewählt (Verteilung  $b_1 - b_2$ ). Die Temperaturangaben dieser Stunden als Wiederholungen betrachtet ( $r = 5$ ) haben wir die Grundtabelle unserer Varianzanalyse für die Bewertung der beiden Tageszeiten (B) — d. h. der Höchsttemperatur bei Tage ( $b_1$ ) und der Tiefsttemperatur bei Nacht ( $b_2$ ) — und der beiden zusammen ( $b_1 - b_2$ ) zusammengestellt.

Als Wiederholungsangaben galten bei der Varianzanalyse der Verdunstungsangaben die Beträge der 6 mal 24stündigen verdunsteten Wassermenge (in 20 cm und 1 m Höhe gemessen), bei der Windgeschwindigkeit auch die Beträge der 24stündigen durchschnittlichen Windgeschwindigkeit.

Im Laufe unserer Berechnungen arbeiteten wir ausserdem mit den nachstehenden Bezeichnungen: die Mikroklimaräume galten als »A« Faktoren:  $a_1 =$  Röhricht,  $a_2 =$  Röhrichtsrand,  $a_3 =$  Sandnehrung,  $a_4 =$  Wiese,  $a_5 =$  Abhang einer jungpleistozänen Oberfläche,  $a_6 =$  jungpleistozäne Scheiteloberfläche. Die einzelnen gemessenen Mikroklimaniveaus bildeten die Angaben des »C« Faktors:  $c_1 =$  im Boden 5 cm tief,  $c_2 =$  an der Bodenoberfläche,  $c_3 =$  in 20 cm Höhe,  $c_4 =$  in 1 m Höhe. In unseren Grundtabellen kamen also die für die Wiederholungen ausgewählten bzw. angewendeten Angaben immer in der Kombination der Faktoren A—B—C vor.

Zur Erfüllung der Varianzanalysetabellen haben wir die Beträge der Haupt- und Nebenwirkungen sowie die Summe der quadratischen Differenzen der Kombinationen (SQ) und auf Grund der entsprechenden Freiheitsgraden (FG) die mittleren quadratischen Differenzen (MQ) berechnet. Als erste Stufe der Signifikanzuntersuchungen haben wir die Probe F immer durchgeführt.

Wir haben in der Varianztabelle das Wahrscheinlichkeitsniveau (P) in Prozent angedeutet. Für die Beurteilung der Signifikanzunterschiede zwischen den Mittelwerten haben wir die Probe t verwendet. Die Berechnung der geringsten signifikanten Differenz (SD) erfolgte in Übereinstimmung mit dem Wahrscheinlichkeitsniveau der Probe F nach der unten stehenden Formel zwischen jeder beider Kombinationen:

$$SDP\% = tP\% \cdot \frac{2 \cdot \text{Fehler MQ}}{r}$$

wobei wir den t Wert bei dem erwünschten Wahrscheinlichkeitsniveau ( $P\%$ ) bei Fehler MQ Freiheitsgrad in der Tabelle abgelesen haben; r bedeutet immer die Anzahl der Wiederholungen.

Hinsichtlich der Angaben unserer Grundtabelle haben wir jeweils in  $b_1 - b_2$  Verteilung, in den nachstehenden Kombinationen Signifikanzberechnungen angestellt: 1. unter den »A«-Faktoren auf die summierten Durchschnitte des Faktors »C«, und 2. unter den »A«-Faktoren auf jeden »C«-Faktor vereinzelt. Unsere in der Kombination 1 angestellten Berechnungen schienen geeignet zu sein, die Zusammengehörigkeit oder die Unterschiedlichkeit der einzelnen Mikroklimaräume zu beweisen (denn in unserer Analyse kommen ja die Angaben sämtlicher Niveaus vor!), die erhaltenen Ergebnisse können doch nur mit grossem Vorbehalt bewertet werden. Die kennzeichnenden Eigenarten der einzelnen untersuchten Mikroklimaräume können nämlich bei der Zusammenzie-

hung der Niveauangaben verschwinden und dadurch kann die Eigenart des horizontalen Gepräges des Mikroklimaraumes verwaschen werden. Deshalb war es notwendig, auch die Analyse der Kombinationen der Gruppe 2 durchzuführen, wo die Vergleiche zwischen den gleichen Niveaus der Mikroklimaräume erfolgten.

### *Mikroklimatische Bewertung der Messstationen*

a<sub>1</sub>) *Röhrriechtbestand*. Der im Wasser stehende Röhrriechtbestand kann als eine geschlossene Einheit betrachtet werden. Das bedeutet, dass es ein grosser Ausgleich zwischen den vertikalen Niveauhöhenlagen hinsichtlich der Durchschnitte bzw. der Schwankungen der Temperatur zu bemerken ist. Naturgemäss zeigt sich in der Zone (der an Stelle der Bodenoberfläche tretenden Wasseroberfläche (d. h. in der Berührungszone der beiden aus gegensätzlichen Medien bestehenden Substrate) eine etwas stärkere Differenziertheit sowohl beim täglichen als auch beim nächtlichen Temperaturgang. Der Bestand des xeromorph aufgebauten Schilfes beeinflusst weder den Wert der direkten Insolation, noch den der an der Wasseroberfläche vor sich gehenden Licht- und Wärmereflexion in so hohem Masse, wie die übrige Vegetation. Für die vertikale Anordnung der Mikroklimata ist noch mehr die Kontinuität und die geringe Differenz je nach der Niveauhöhenlage kennzeichnend (X/24-:  $c_1 = 19,6^\circ$ ,  $c_2 = 20,3^\circ$ ,  $c_3 = 18,6^\circ$ ,  $c_4 = 19,3^\circ$ ). Die innerhalb des Mikroräumchen je nach der Niveauhöhenlage in den Tagesmitteln auftretende Schwankung nimmt nach oben fortschreitend, wegen der vertikalen Abnahme der Ausgleichswirkung des Wassers, gesetzmässig schrittweise zu. Die eigenartige wärmeabsorbierende und wärmeleitende Beschaffenheit des Wassers äussert sich in den Tagesstunden durch die verminderte Erwärmung und bei Nacht durch die Abkühlung in geringerer Masse. Das wird durch die Angaben der *Tabelle 1* eindeutig bestätigt. Je nach dem Niveau erwärmen sich die höher gelegenen Schichten bei Tage natürlich stärker, dagegen abkühlen sie sich bei Nacht wesentlich stärker, als das Wasser bzw. die Wassernähe.

Der Feuchtigkeitsgehalt des Röhrriechtbestandes ist in seiner Gesamtheit im Vergleich mit dem am Ufer gelegenen untersuchten Mikroräumen höher, dagegen nimmt er in vertikaler Richtung nach oben zu nur in geringem Masse ab. Die Ursache davon ist die die Transportwirkung des Windes verhindernde geschlossene Struktur des Bestandes sowie die unter der Wirkung der Erwärmung vor sich gehende kräftige Verdunstung der Wasseroberfläche.

Zusammenfassend ist der im seichten Wasser dem Ufer entlang ausgestaltete zusammenhängende Röhrriechtbestand als ein eigenartiger Mikroraum die am meisten ausgeglichene ökologische Einheit von Temperatur, Luftfeuchtigkeit; und Windgang. Seine in der Komplexität günstige Wirkung kann durch den mit organischen Stoffen verunreinigten schlammigen Unterseeboden des Röhrriechtbestandes verringert werden.

a<sub>2</sub>) *Röhrriechtssaum*. Die Gesamtheit seines Mikroklimas wird durch den Milieufaktor bestimmt, dass es darin an Stelle des Wassers in Sommerzeit nur ein sehr hoher Grundwasserstand kennzeichnend ist und dass er statt des geschlossenen Röhrriechtbestandes zum grossen Teil durch eine mesophil-hygromorphe Vegetation bedeckt wird. Mit diesen beiden Faktoren hängt zusammen, dass die Temperaturen der unteren Niveaus im gemessenen Raume hinsichtlich sowohl ihrer Maxima und Minima als ihrer Durchschnitte die des Röhrriechtbestandes nicht erreichen, dagegen kann die Erwärmung in den höheren Niveaus stärker sein. Die Insolation wird durch die Vegetation stark gehindert und so wird die Zunahme des Feuchtigkeitsgehaltes in den Nachtstunden durch das bereits bei Tage zustandegekommene kühlere Substratum gefördert und dadurch werden auch die Temperaturwerte tiefer. Auch das absolute Minimum der 6mal 24stündigen Messreihe zeigte sich im  $c_3$ -Niveau dieser Messstation ( $7,0^\circ$ ).

Der eigenartige individuelle Charakter des Mikroklimaraumes wird dadurch bewiesen, dass sich die Temperaturwerte gegenüber den sich angrenzenden a<sub>2</sub> bzw. a<sub>3</sub> Stationen in ihren unteren Niveaus bei Tage und auch bei Nacht im  $P = 0,1\%$  Wahrscheinlichkeitsniveau signifikant unterscheiden, bzw. dass eine gewisse Ähnlichkeit zum Röhrriechtbestand im  $c_2$ -Niveau nur in den Tagesstunden auftritt. Für den Bau von Ferienhäusern kann der Streifen des Röhrriechtssaumes nur in dem Falle in Betracht kommen, wenn die obigen ökologischen Gegebenheiten — auch den sich aus dem hohen Grundwasserstand ergebenden negativen Faktor hinzugerechnet — durch eine wenigstens 1 m mächtige Aufschüttung ausgeglichen werden (s. Messstation a<sub>2</sub>).

a<sub>3</sub>) *Sandnehrung*. Die Temperatur der Boden- und Bodenoberflächenniveaus wird durch die Lithologie (lockerer Sand mit eigenartigem Wärmehaushalt), die Vegetation



mit niedriger Staude und der relative tiefer gelegene Grundwasserspiegel bestimmt: der verhältnismässig schmale Strandwall weist sich stark erwärmende und sowohl in ihren extremen, als auch in ihren Mittelwerten von den angrenzenden Mikroklimaräumen ( $a_2$  und  $a_4$ ) wesentlich unterschiedliche Eigentümlichkeiten auf und besitzt einen ähnlichen Charakter wie auf dem Scheitel. Die von der des Scheitels höhere Bodentemperatur der Sandnehrung hängt mit den verschiedenen Erwärmungseigenschaften des hiesigen lockeren Sandes und des für  $a_6$  kennzeichnenden kompakteren Lehms zusammen. Im Tagesgang nimmt das Ausmass der Schwankung erheblich zu (z. B. im  $c_1$  Niveau:  $a_3 = 7,6^\circ$ ,  $a_2 = 2,7^\circ$ ,  $a_4 = 3,3^\circ$ ; im  $c_2$  Niveau:  $a_3 = 19,6^\circ$ ,  $a_2 = 9,1^\circ$ ,  $a_4 = 17,5^\circ$  tägliche Schwankungen).

Zwischen den vertikalen Niveaus der Messstelle zeigt sich bei Tage im  $P = 0,1\%$  Niveau eine signifikante Differenz, bei Nacht zeigt sich dagegen die Differenz nach SD hin nur im wachsenden  $P\%$ -Niveau signifikant. Die Progression wird dadurch bestätigt, dass die spärliche, aus niedrigem Gras bestehende Vegetation keine aktive Fläche ausbildet.

Die starken Erwärmungen erhöhen weitgehend die Verdunstungswerte, die in allen Messhöhen — vor allem dem Röhrichtssaum gegenüber — von hervorspringenden Werten sind. Dazu trägt ausser der Erwärmung auch die Exposition gegen die aktive Windbewegung bedeutend zu.

Bei der Planung der Erholungsheime und Anlagen (Strasse, Eisenbahn usw.) am Ufer entlang spielen die unterschiedlich breiten Strandwälle eine bedeutende Rolle. Sie sind — wegen der günstigen mikroklimatischen (Licht- und Wärmehaushalt) Eigentümlichkeiten der für die langen Streifen des südlichen Balatonufers (vor den Auen) kennzeichnenden Flächen — auch heute schon Standorte des Wein-, Obst- und Gartenbaus, doch wird natürlich diese Gegebenheit parallel zur Förderung des Fremdenverkehrs am Seeufer immer mehr zurückdrängt.

Dieselbe Fläche wurde an vielen Stellen mit Kiefern (*Pinus silvestris*) angepflanzt. Für diese Baumart sind hier die ökologischen Verhältnisse wahrhaft günstig. Die weitere Ausdehnung dieser Anpflanzungen ist infolge des Schutzes gegen die Deflation der lockeren Sandoberfläche sowie im Interesse des Landschaftsbildes bzw. der Sommergäste (schattige Stellen am Ufer) begründet, doch sind diese Flächen zweifellos auch für die Bauarbeiten vorteilhaft.

$a_4$ ) *Wiese*. Dieser Streifen, dessen Oberfläche tiefer gelegen ist als  $a_3$  und welcher über feuchtere, durch den Seewasserstand beeinflusste ökologische Verhältnisse verfügt, ist in seinem Mikroklima von doppeltem Charakter. Global kommt er am Tage, jeden Klimafaktor berücksichtigt, den Eigenheiten der trockenen Mikroräume nahe, nachts hingegen zeigt er mit der Station  $a_2$  des Uferandes Verwandtschaft. In den Einzelheiten zeigt sich aber mehr oder weniger Differenziertheit, die zum Teil auf den unterschiedlichen Vegetationszustand zurückzuführen ist. Vor dem Mähen wird nämlich die aktive Oberfläche durch die 50—60 cm Höhe erreichte üppige Moorvegetation vom Bodenniveau erhoben, im Inneren des Bestandes nimmt der relative Feuchtigkeitsgehalt zu, wodurch der Wasserhaushalt des Bodens im wesentlichen nicht beeinflusst wird: der hohe Grundwasserstand gewährleistet ein kühles Gepräge für die unteren Höhenlagen des Mikroräumens. Dagegen hört das eigenartige Bestandsklima der Vegetation auf, es wird unmittelbar die Bodenoberfläche bzw. die darauf zurückbleibende niedrige Moosschicht zu einer aktiven Oberfläche. Deshalb setzt sich unter der Wirkung der starken Erwärmung — infolge der lockeren sandigen mechanischen Zusammensetzung — der Grundwasseraufstieg und die Verdunstung intensiver ein, wodurch der Grundwasserspiegel z. T. herabgedrückt, die obere Schicht des Bodens dagegen erheblich ausgetrocknet wird.

In den verschiedenen Jahren haben die bei unterschiedlich hohem Pflanzenbestand gemessenen Daten die obigen eindeutig bestätigt.

Der semihydromorphe Charakter der Station ergibt sogar in den Nachtvorgängen und Zuständen des Mikroräumens von ihrer Umgebung abweichende Eigenheiten. Die gemähte Wiese erreicht wegen ihrer starken nächtlichen Ausstrahlung bei dem gegebenen relativen Feuchtigkeitsgehalt früher die Nebel- und Taubildung, als der Strandwall ( $a_3$ ) oder der höher gelegene Gehängerand ( $a_5$ ) bzw. das pleistozäne Scheitelsniveau ( $a_6$ ). Im Gegensatz zum Röhrichtsbestand mit offenem Wasserspiegel ( $a_1$ ) und zum Röhrichtssaum des Ufers ( $a_2$ ) ist auf der Wiese eine stärkere Abkühlung kennzeichnend, insbesondere an der Bodenoberfläche, das durch die sich aus der unterschiedlichen spezifischen Wärme des Bodens und des Wassers ergebenden Eigenschaften zu erklären ist. Am 31. 7. 1968 war z. B. an der Bodenoberfläche ( $c_2$ ) das nächtliche Minimum bei der Station  $a_4$   $11,4^\circ$ , bei der Station  $a_3$   $13,2^\circ$ , bei der Station  $a_6$   $14,7^\circ$ ; und über dem Wasser ( $a_1$ )  $15,6^\circ$ . Die andere Ursache der kühleren nächtlichen Temperatur im Ver-

gleich mit den höheren Flächen ist die Transportierung der von dem Rand zum See hin absteigende kühleren Luft.

Die durch Strandwälle abgetrennte Wiesengelände des Balatonrandes sind auf Grund ihres komplexen mikroökologischen Charakters für wohngbietliche Entwicklung nicht geeignet. Das wichtigste Hindernis davon ist der häufig hochstehende Grundwasserspiegel und die damit einhergehenden anderen ökologischen Faktoren. Am zweckmässigsten können sie auf zweierlei Arten nutzbar gemacht werden:

1. Gestaltung von schattigen Hainen durch Baumarten und Gebüsch (*Populus*, *Salix*, *Alnus*), die den hohen Grundwasserstand ertragen und beanspruchen. Ihre Anpflanzung kann sogar für die günstige Beeinflussung der Umgebung sowie wegen ihre den unmittelbaren Erholungsansprüchen dienenden Rolle vorgeschlagen werden.

2. Geeignet ist dieses Gelände zum Anbau von Gemüsearten in Küchengärten, und dadurch zur besseren Befriedigung des Warenbedarfes des örtlichen Marktes.

a<sub>5</sub>) *Abhang der jungpleistozänen Oberfläche.* Sein Mikroklima wird primär durch die in Abhängigkeit der Relieffaktoren (Exposition, Hangneigung) zur Geltung kommenden Strahlungseinwirkungen bedingt. Auf unserem Mustergebiet hatte die NW-Exposition eine 2–3stündige Verschiebung im Auftritt der Temperaturmaxima zur Folge. Der ausserordentlich steile Abhang ermöglicht die Gesetzmässigkeiten der Gestaltung von vertikalen Niveaus nur beschränkt zur Geltung zu kommen. Wegen seines Übergangscharakters, seiner Exposition und Steilheit ist er durch die Windströme am stärksten berührte Streifen.

Den Grossteil des südlichen Balatonufers begleitende, gleichfalls steile, aber schmale, durch die Abrasionstätigkeit des Sees im Laufe des Holozäns geformte, unterwaschene Abhänge haben Sturz- und Erosionsgefahr. Infolge ihrer ökologischen Gegebenheiten, wegen ihrer Schmalheit haben sie unmittelbar keine Bedeutung für die Entwicklung von Wirtschaft—Fremdenverkehr—Erholungsort.

Sie können auf zweierlei Arten beforstet werden: 1. durch Rekonstruktion des aus dem ursprünglichen Baum- und Strauchbestand bestehenden Waldes (z. B. *Quercus pubescens*, *Q. cerris*, *Q. petraea*, *Fraxinus ornus*, *Tilia argentea*; *Cotinus coggygria*, *Colutea*, *Ligustrum*, *Crataegus* usw.); 2. nach einer vorangehenden Terrassierung kann an den mehr sandigen, nur geringfügig lösshaltigen Hangsedimenten die Beforstung mit Kiefer (*Pinus silvestris*) in Betracht kommen. In beiden Fällen verleiht der Waldstreifen zugleich einen ästhetischen Rahmen der auf der Wiese vorgesehenen Park- oder Gemüsezone. Die Anpflanzung von Akazien und anderen nicht heimischen Baum- und Straucharten (z. B. *Eleagnus*, *Tamarix*) ist nicht erwünscht, es wäre zweckmässig, auch die bisher angepflanzten durch die oben vorgeschlagenen Arten zu ersetzen.

a<sub>6</sub>) *Das jungpleistozäne Scheitelniveau.* Seine Mikroklimaverhältnisse gestalten sich in einer für eine weit ausgedehnte morphologische Einheit kennzeichnenden Weise. Die am Uferand der Seeoberfläche wirksame mikro- und lokale klimamodifizierende Rolle lässt sich an Tageszeiten gebunden, zumeist nur in den Luftströmungen bemerken. Die Erwärmung der Bodenoberfläche mit spärlicher Rasendecke, von bleicher Farbe ist hier, sämtliche Stationen berücksichtigt, am stärksten ( $\bar{x} = 36,6^\circ$ , gemessenes Maximum  $50,2^\circ$ ), was auf die Temperatur der Schichten über und unter der Oberfläche von Einfluss ist. Die warme Luft erhöht die Verdunstung auch in starkem Masse. Deren Betrag ist im allgemeinen der zweifache von dem der übrigen Stationen. Auch die Erwärmung der tieferen Bodenzonen ist hier stärker, als bei den seenahen, tiefer gelegenen, vom Grundwasserspiegel beeinflussten Stationen. Das in einer Tiefe von 5 cm gemessene Maximum ( $\bar{x} = 25,3^\circ$ ) wird nur durch die Sandnehrung von lockerer mechanischer Zusammensetzung überschritten ( $\bar{x} = 26,2^\circ$ ), da ist aber die nächtliche Abkühlung kräftiger ( $a_6 = 19,3^\circ$ ,  $a_3 = 18,6^\circ$ ).

Von allen Stationen ist hier die Möglichkeit zum extremsten Tagesgang der Temperatur gegeben. Z. B. war am 31. 7. 1968 die Tagesschwankung  $29,9^\circ$  an der Bodenoberfläche zwischen dem Maximum ( $44,6^\circ$ ) und dem Minimum ( $14,7^\circ$ ). Das wurde nur durch die Sandnehrung angenähert ( $27,6^\circ$ ). Unter den Messstellen mit hohem Grundwasserspiegel war die tägliche Temperaturschwankung bei den Stationen  $a_1$  und  $a_2$  nur um  $10^\circ$  herum zu verzeichnen. Die Station  $a_4$  (Wiese) kam an einem Sommerendtage wegen des vorangehenden Mähens und des Absinkens des Grundwasserspiegels den trockenen Messstationen nahe ( $25,6^\circ$ ).

Die am Beispiel der Bodenoberfläche vorgeführten Temperaturdifferenzen zeigten sich auch in den anderen gemessenen Niveaus in gleicher Reihenfolge unter den einzelnen Stationen, aber natürlich mit geringeren Differenzwerten. Wir bemerken aber, dass der im Boden in 5 cm Tiefe gemessene Schwankungswert bei der Station  $a_4$  zu niedrig

ist (3,6°) das mit der Schutz- und Ausgleichswirkung der die Bodenoberfläche bedeckende Moosschicht zu erklären ist.

Das Gelände der Station a<sub>6</sub> bietet infolge seiner mikroklimatologischen und komplexen ökologischen Gegebenheiten die Möglichkeit einer vielseitigen Nutzung. Seine verhältnismässig ebene, ungliederte Oberfläche, gar nicht oder nicht stark erodierte Bodenbedeckung machen es für eine grossbetriebliche Landwirtschaft geeignet. Seine seenahe Lage, sein stratigraphischer Aufbau, sein relativer Schutz vor den oberirdischen Gewässern und der wenigstens 2–3, oft 5–7 m tiefe Grundwasserspiegel bieten günstige Gelegenheiten für die Verbreitung von Siedlungen, Ferienhäusern, anderen Anlagen. Da das Gebiet klimatisch der Waldzone angehört, kann die Umgebe bzw. Auflockerung der Siedlungen mit Grünflächen überall reell geplant werden.

**Cseremiszinov, G. A.: Erodirovannüje pocsvü i ih produktyivnoe iszpolzovanyie** (*Az erodált talajok és azok eredményes hasznosítása*). „Kolosz”, Moszkva, 1968. 215 oldal, 119 táblázat, 26 fénykép, ill. grafikon.

A szerző előljáróban az erodált talajok mezőgazdasági termelési viszonyait elemzi, különös tekintettel a domborzati adottságokra. Ismerteti az erózió elleni védelem és az erodált talajok termékenysége visszaállításának agrotechnikai módszereit. Az erdős-tyep övezetben elsősorban a vízerózió fejt ki pusztító hatást. Mivel kevés a korábbi megbízható adat, az új kutatások eredményei alapján revízió alá vesz a szerző néhány, a vízerózióra vonatkozó már elavult tételt.

A könyv mintegy 22 év munkáját foglalja magában. 1946-tól kezdődően, főleg MoszOLOV akadémikus útmutatásai alapján dolgozott. A kísérleteket Voronyezs, Kurszk, Penza, Poltava, Szumszk megyék kolhozaiban és szovhozaiban végezte.

Az előszóban a víz-, a szél-, az antropogén eróziót taglalja. Hangsúlyozza, hogy antropogén erózió milyen nagymértékben képes meggyorsítani a vízerózió folyamatait. Három pontban foglalja össze, miben különböznek az erodált talajok a nem erodáltaktól. A talaj kimosódással a Szovjetunióban évente 1,2 millió tonna nitrogén, 0,6 millió tonna foszfor és mintegy 12 millió tonna kálium távozik el. Az elfolyt olvadékvíz 50–60 milliárd m<sup>3</sup>, ami évente a sztyep és erdős-sztyep övezetben 2 milliárd pud (1 pud = 16 kg) kenyérgabona veszteséget jelent. A kimosódás során fösszabodik a talaj fizikai, kémiai összetétele. Az eróziós folyamatok újabb és újabb területeket vonnak ki a földművelés alól. Az erózió egy már ismert, de még nem eléggé tanulmányozott formájára, az öntözési (irrigációs) erózióra is felhívja az olvasó figyelmét.

Az erózió elleni szervezett harc az SZKP és a Kormány együttesen elfogadott határozata alapján 1967-ben vette kezdetét. Ezzel párhuzamosan megindult a talajpusztulás elleni harc technikai, kémiai (trágya) stb. bázisainak a kiépítése is.

*Az erodált talajok keletkezése és agrokémiai jellemzése* c. fejezetben a szerző kifejti, hogy az agrokémiai vizsgálatok egész sora elsősorban a talajok (az erodáltakat is ide értve) bonitálásának pontosságától függ. A bonitálás során szükséges: 1. osztályozni a különféle talajtípusokat; 2. kijelölni a legtermékenyebb talajokat, a legfontosabb kultúrák számára; 3. szakszerűen szervezni a földművelésbe vont területeket, a növénytermesztés és állattenyésztés szempontjából; 4. megjelölni a nem kihasznált talajtani tartalékokat.

Az erodált talajok agrokémiai jellemzése a szerző szerint csak a növényzet, a klíma, a domborzat, továbbá a fiziko-kémiai, biokémiai, morfológiai, mikrobiológiai viszonyok komplex tanulmányozásával lesz eredményes, ami azonban még kezdeti stádiumban van.

*Az eróziós folyamatok, azok okai, feltételei és az erodált talajok kialakulása* a szerző szerint a természeti-történelmi tényezők (elemek) együttes eredményei. A domborzat, növényzet, geológiai, talajtani viszonyok, állatvilág, továbbá szociálpolitikai, közgazdasági adottságok egymásra hatása eredményeképpen jönnek létre, de szerepet játszanak az emberi tevékenység megnyilvánulási formái is. Az említett komplexumot az alábbiak szerint részletezi: a) Domborzat; b) Növényzet; c) Időjárási viszonyok; d) Talajképző kőzetek; e) Élővilág és mikroorganizmusok; f) Időjárás; g) Az ember termelő tevékenysége.

*Az erózió tényezőinek összessége és kölcsönhatása az eróziós folyamatok irányára* intenzitására és az erodált talajok formálódására vitán felüli. Megjegyzi azonban a szerző, hogy az erózió nem egyszerűen a fentebbi tényezők aritmetikus összessége, hanem nagyon bonyolult folyamat, amely a talajképződés közvetlen és közvetett hatásainak eredmé-