

A D U N A - T I S Z A K Ö Z É N E K T A L A J V I Z -
F Ö L D R A J Z A

/ Doktori disszertáció /

Készítette : VESZELKA ELEMÉR

Készült : JÓZSEF ATTILA TUDOMÁNYEGYETEM

TERMÉSZETFÖLDRAJZI TANSZÉK

Szeged 1969.



Diss. B 644



I. A Duna-Tisza közének hidrogeológiai viszonyai.

1. A terület rövid jellemzése

Az Alföld szerkezet és domborzat tekintetében legváltozatosabb része a Duna és a Tisza között terül el.

A felépítés és a domborzat figyelembevételével a Duna-Tisza között három részre osztjuk: a Duna jelenkori völgy síkjára vagy Duna-menti síkságra, a Duna-Tisza közti Hátság területére és a Tisza völgy síkjára. Ha szigorubb feltételek mellett vizsgáljuk a felépítés beli különbségeket, akkor még különválasztjuk a Hátság területétől a Bácskai löszös hátság területét is.

A Duna-menti-síkságnak, Budapesttől délre a Mohácsi-szigetig bezárólag, mintegy 240 km-es szakasza tartozik hazánk területéhez. Általában 20-30 km szélességben húzódik a Duna keleti partja mentén, de Baja térségében néhány km-es sávra szűkül össze. A mintegy 4400 km² nagyságú terület északi részét a Pesti-síkság, a Duna-Tisza csatornától a jugoszláv határig húzódó részét pedig az Alföldi Duna-völgy néven számontartott terület foglalja el.

A hordalékkup-teraszokkal átszótt laza, homokos, kavicsos Pesti-síkság sokkal tagoltabb, mint a déli, öntésiszappal és öntés-homokkal fedett, artéri síkság.

A Dunamentⁱ-síkság területének jó határvonalat ad nyugaton a Duna, keletről pedig a Hátság viszonylag jól elkülönülő nyugati szegélye és a Bácskai löszös hátság meredek, Kecel-Baja közötti magaspartja.

A Duna-Tisza közti Hátság 7400 km²-es területének nyugati határát a Duna-völgy artéri felszine, keleti határvonalát pedig a Tisza ártere zárja le. Északon a monor-irszai dombokra támaszkodik,

északkeleti határvonalát pedig a Zagyva hordalékkup-síksága adja. A déli részének felszine szinte észrevétlenül megy át a Bácskai löszös tábla területére.

A felszinközeli rétegek nagyrészt laza, szélhordta üledékekből épülnek fel, mivel bizonyosan megállapítható, hogy a mélyben helyetfoglaló dunai hordalékkupot a felsőpleisztocén óta csak a szél átalakító hatása érte és területén jelentősebb vízfolyás azóta nem alakult ki.

A félig kötött és kötött ÉNY-DK-i irányú buckasorok között táblaszerű homok és lösz térszinek, valamint hosszan elnyúló, a buckasorok irányával megegyező, laposok haladnak a vízválasztó két oldalán a folyók völgyei felé. Ezekben a kis lejtéssel rendelkező laposokban nagyrészt vízzáró üledékeket találunk /mésziszapot, réti agyagot stb. /, amelyek csak nagyon nehezen képesek elvezetni a csapadékos időszakokban felgyűlt belvizeket.

A nagyrészt futóhomokkal borított kiskunsági területektől délre helyezkedik el a Bácskai löszös hátság területe.

A főleg homokkal és lösszel borított térszⁱnek sűrűn váltakoznak. Ennek a nagyobb tájegységnek csak a kisebb, északi része nyúlik át hazánk területére. A nagyobbik, jugoszláv területen található, folytatása is hasonló felépítésű.

A Baja-Jánoshalma vonaltól északra magas, homokbuckás térszín váltja fel a délebbi löszterületet, de a furások tanúsága szerint itt is mindenütt megtalálható a felszinközelen, a többretegben települt, lösz is.

A kőolajkutatások szerint a mélyben ez a terület a Mecsek hegységhez több rögvonulattal kapcsolódik.

A Tisza-völgy az egész terület legmélyebb része. Szeged mellett csak 79 m a tengerszint feletti magassága. Valószínűleg a felsőpleisztocénig a Duna és a Tisza közösen alakította területét.

A Tisza nyugati partját keskeny vonalban követi, sőt néhol, mint pl. Csongrádtól északra a Hátság szinte egészen a partokig nyúlik. A mintegy 5-10 km széles völgyben a legfontosabb átalakító hatásokat a Tisza holocénkori eróziója végezte, A jelenkori felszínen mindenütt a folyóvízi működés nyomai adják az uralkodó eróziós és akkumulációs formákat.

A pleisztocén üledékek kierodált felszínére alulról felfelé fokozatosan finomodó laza folyóvízi homok, iszapos finomhomok, agyagos iszap és végül réti agyagrétegek települtek. Az egész rétegsort legfelül a fiatal öntésiszap-lepel borítja be.

2. A Duna-Tisza közének kialakulása, szerkezete

Vizföldtani és talajvizföldrajzi szempontból a felszínhez közeli pleisztocén és holocén rétegek képződési viszonyai, településmódjai a legfontosabbak, ezért az idősebb rétegeket nagyrészt csak érintőlegesen tárgyalom.

A Duna-Tisza közén a kőolajkutató és egyéb célból végzett mélyfurások kristályos, ópaleozóos medencealjzatot állapítottak meg. Ezek a kristályos, lesüllyedt hegységek a környezethez viszonyítva kiemelt helyzetet foglalnak el. Több vonulatban rendeződnek a Duna-Tisza köz felszíné alatt.

Délen a Madaras-Kunbaja DNY-ÉK-i vonulatban, majd északabbra a Baja - Érsekcsanak-Janoshalma csapásirányú, szintén kiemelt, rög-vonulatban. Az északi részen már mélyebb szerkezeti helyzetben találjuk az Izsák-Nagykörös irányában nyomozható vonulatot. Ezek a vonulatok a variszkuszi hegységképző mozgásokkal kialakított idős rögök, amelyek anyaga és a rátelepült perm-triász összlet anyaga is azonos kifejlődést és szerkezetet mutat a Mecsek hegységgel /7/.

A Kecskemét-Pusztamérges É-D irányú törésvonal mentén a rög-vonulatok a mélybe süllyedtek. Erre a hatalmas méretű süllyedésre jellemző, hogy még Madarason 407m, Kunbaján 560 m mélyen érték a paleozóos csillámpalát, Pusztamérgesen 654 m-en a mezozóos medencealjzatot, addig az Üllési 1. sz. furás 2275 m-en flisz jellegű kőzetekben, a Maros meletti ferencszállási furás pedig 2574 m-en pannóniai rétegekben állt meg.

A perm-triász összefüggő üledékképződési ciklus, valamint a krétavégi általános kiemelkedés után a Duna-Tisza köz és a Mecsek hegység földtörténeti fejlődésmenete azonos. Ezután az üledékképződés a miocén helvétii emeletében kezdődik szárazföldi képződ-

ményekkel, majd tengeri tortonai rétegek következnek és csökkent-sósvizi szarmatával zárul a miocén.

A harmadkori szerkezet, a stájer mozgási szakaszban történt fel-darabolódás után, ismét változik.

Jelentősebb üledékfelhalmozódás csak a pannon időszakban indul meg. Mint az előbb láttuk a Kecskemét-Pusztamérges vonal¹ kelet-re elhelyezkedő hatalmas szerkezeti árok tengelyében a pannóniai rétegeket nem tudták átfurni, így azokat csak a peremi részekben ismerjük teljes vastagságban.

Az alsópannóniai üledékek tulnyomó többsége márga és agyagos üle-dék. A márgaösszlet kifejlődése nyílt/vízi keletkezésre utal. /77/ A homokrétegek csak vékony közbetelepülések formájában ismerek-tesek, s nagyrészt, mint homokkő fordulnak elő.

A felsőpannóniai rétegekben ezzel szemben vastag homokrétegek fejlődtek ki, amelyek kitűnő vizadóképességüknek bizonyultak. Sőt az Alföld kedvező geotermikus adottságai miatt még hévízter-melésre is alkalmasak. /76/

A szerkezeti árok tengelyében a felsőpannon rétegek fekhátára 1700 m mélyen van / Ferencszállás / és a felső határa pedig 1200m körül.

A rodáni kéregmozgások utolsó szakaszában az Alföld területén nyugalmasabb geológiai időszak kezdődik, csak a szerkezeti árok-ban folytatódik a süllyedés tovább, sőt az üteme még fokozódik is. A felhalmozódó üledékösszlet már részben folyóvízi, ezért még durvább is, mint a felsőpannóniai.

A levantei rétegek Szeged térségében mintegy 600 m vastagságot érnek el és a felszín alatt kb. 600 m mélységben váltják fel őket a pleisztocén lerakódások. / 75 /

A levantei emelet második felétől már az Ős-Duna szerteágazó fo-lyomedrei uralják a süllyedő térszint. Ez az állapot a negyedkor

ban is megmaradt, mert a romániai földkéregmozgásokkal a pliocénben megindult süllyedés tovább tartott a pleisztocénben is. A Kiskunság területén áthaladó Ós-Duna szinte egyeduralkodóan töltötte fel a felszint, amint azt a rétegvizek vegyi jellege is igazolja. A dunai üledékek ugyanis mindenütt karbonátokban gazdag, kemény vizeket tartalmaznak. /76/

A Duna-Tisza köz fejlődéstörténetének a pleisztocénben való alakulásáról jelenleg két ellentétes elmélet ad számot. Bulla /5,6/ Sümeghy /52/ szerint a Duna-Tisza közti Hátság területét az egész pleisztocénben a Duna hordalékkupja töltögette, Ezzel szemben Miháltz István a terület szélhordta származása mellett sorakoztatta fel bizonyítékait. /32/

Miháltz elméletének legnagyobb hibája abban keresendő, hogy csak a felszínhez legközelebb eső rétegeket vizsgálta részletesen, 30-50 m mélységig. Sőt az esetleges 100-120 m-es furások is - amelyek anyagmintái szélhordta jelleget mutatnak, - Urbancsek szerint még mindig a felsőpleisztocén würm időszakának felelnek meg. /76/

A felső szinteknek - különösen a déli részeken - a szélhordta származását illetően sikerült Miháltzknak több oldalú elemzéssel minden kétséget kizárni. A futóhomok koptatottsága, a folyóvízi iszap közbetelepülések hiánya ezekben a rétegben, mind a szélhordta származás mellett bizonyítanak. Sőt a malakológiai tanulmányok sem mutattak ki ezekből a rétegekből egyetlen folyóvízi csigát vagy kagylót sem[†].

[†] Horváth A. - Antalfi S. : Malakológiai tanulmány a Duna-Tisza köz déli részének pleisztocén rétegeiről.

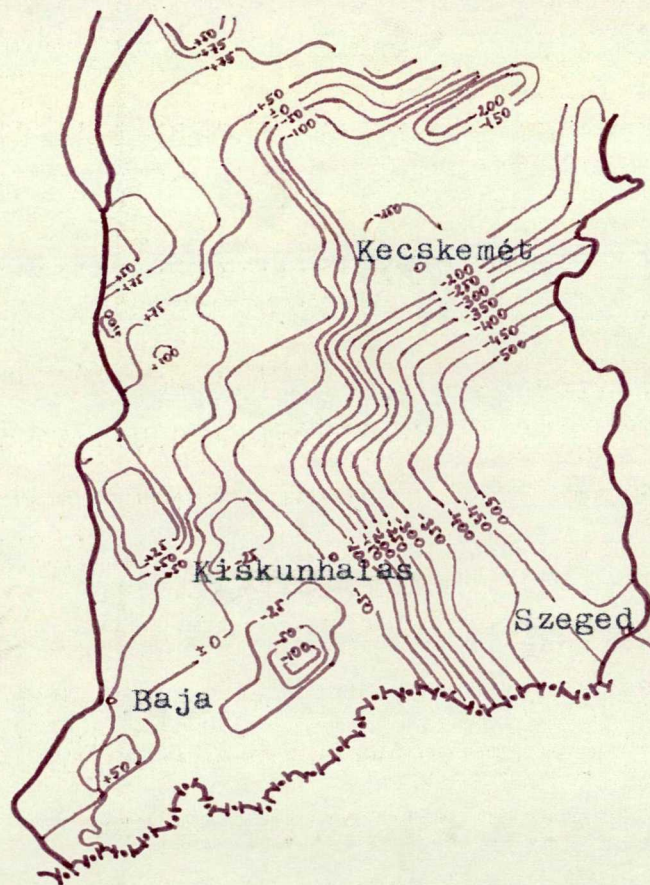
A Duna-Tisza köz északi részén már korábban is előkerültek bizonyítékok, amelyek a Duna -Tisza köz pleisztocén rétegsorának kizárólagos szélhordta származása ellen bizonyítanak.

Sümeghy furása a Kecskemét-Kiskunfélegyháza vonalban húzódó "levantei depresszió" területén folyóvízi faunaival jelzett réteget mutatott ki a pleisztocén lerakódások közül. /52/

A pleisztocén rétegek elhelyezkedését és származását azonban csak a legújabb vízföldtani kutatások tisztázták nagy pontossággal. /9,10,36,74,75,76/

Az eddigi kutatások szerint a Duna a negyedkor eleje óta folyik a pesti kapun keresztül az alföldi területekre. /10,52/

A romániai kéregmozgások hatására a peremhegységek kiemelkedtek és szinte a z egész Alföld területe süllyedésnek indult.

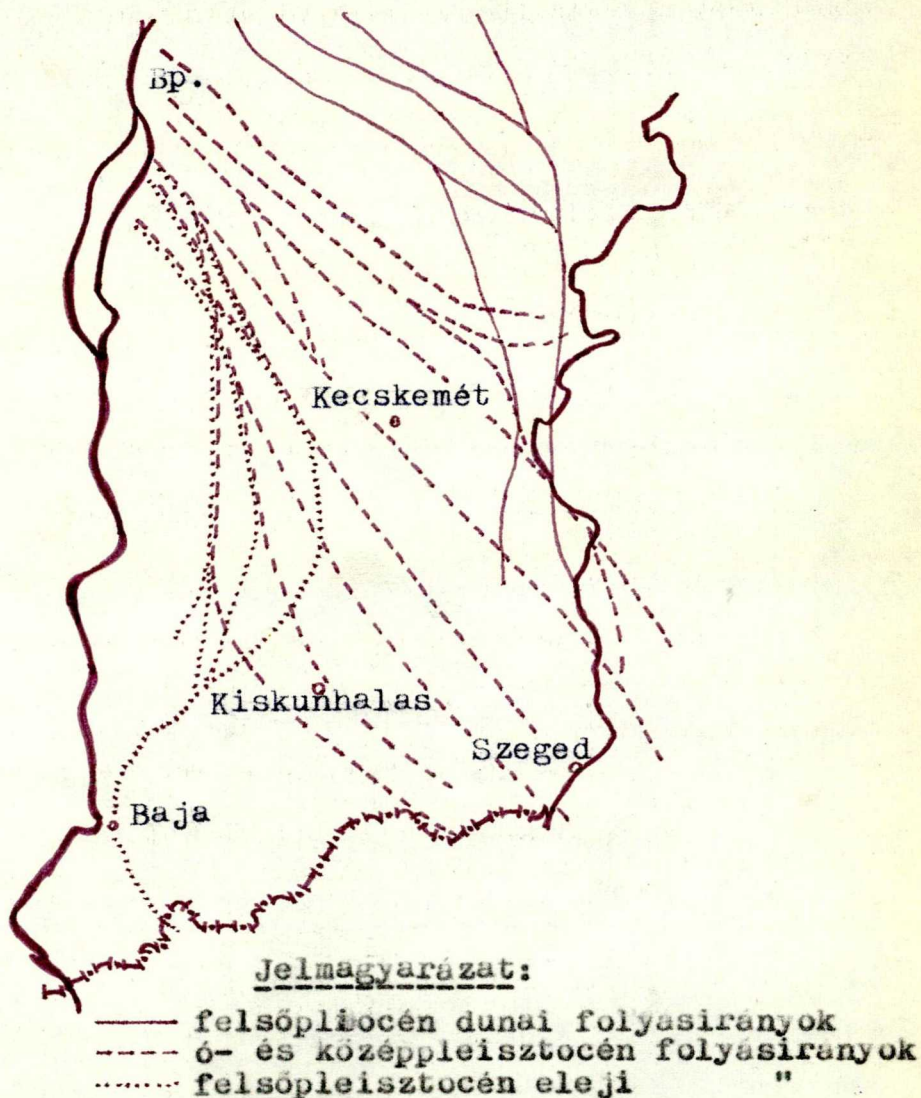


1. ábra A negyedkori üledékek Adria szintjéhez viszonyított magassága a Duna-Tisza közén / Urbancsek J. után /

A legerősebb süllyedés a dunai szerkezeti árokban ment végre. Itt Urbancsek szerint 5-600 m mélységet is elér a pleisztocén feküfelszine./1. ábra/

Gyors süllyedést a durvaszemű üledékek felhalmozódása alapján jól lehet érzékelni és egyuttal biztos elkülönülést kapunk a pliocén-pleisztocén határronalon.

A Duna a Visegrádi-kapun való átlépése óta, amikor megjelent a Jászsági süllyedék területén, az tapasztalható, hogy a nyugati fiókmedencék egymást követő süllyedése miatt állandóan nyugat felé helyezte át a medrét. /10/



2. ábra A dunai folyásirányok változása a pleisztocénben. / Erdélyi M. után /

Az Ős-Duna egymás után foglalja el a Vecsés-Jászkarajenői árok feltöltődése után az egyre nyugatabbra kialakuló süllyedékeket. Előbb az Ócsa-Örkény-Kecskemét és a Dunaharaszti-Ladánybene-Kecskemét vonalat, majd a Kunpeszér-Kerekegyháza-Soltvadkert felé nyomozható süllyedéket. / 2. ábra /

Urbancsek, a Duna-Tisza köz déli részén, Jánoshalma környékén, szintén csak az alsópleisztocénből mutat ki folyami üledéket, 150-170 m mélységben. Az e rétegekre települt üledéksorok már mind eolikus származást mutatnak. /74/

A középpleisztocén ideje alatt a pleisztocén elejihez hasonló, nagymértékű süllyedés nem történt, ezért nehéz az alsópleisztocénnel érintkező határvonalukat megrajzolni ezen üledékeknek. A felsőpleisztocén elején a monor-irszai pannóniai dombok kivételével újra megsüllyed, így a közép- és a felsőpleisztocént a durva üledékek újbóli megjelenése alapján jól el tudjuk határolni. /75/

Erdélyi meghatározása szerint e korban hagyja el a Duna a mai Tisza-völgyet és fokozatosan tér át a mai Duna-völgy keleti szegélyére. / lásd a 2. ábrát /. Helyét a Tisza - egészen más jellemű - magas klorid tartalmu üledékei foglalják el, melyeket Molnár B. Szentesen 139 m mélységben mutatott ki először. /55/

A szentesi magfúrás mintáit elemezve Molnár B. már 176 m mélységben futóhomok rétegeket talált. /36/ Szerinte a Duna a mindel-riss interglaciálisban, vagy a riss-glaciálisban folyt utoljára a tiszai mélyvonal felé. A futóhomok 176 m mélyen való települése és nagy görgetetségi foka pedig azt mutatja, hogy egy Duna-ág már korábban is sokkal nyugatabbi helyzetet foglalt el a főagnál. Így a két Duna-ág között már kialakulhatott egy szárazabb térszín, ahol a szél szabadon érvényesíthette anyagmozgató képességét.

Ezek az adatok, mint látjuk, időbelileg meglehetősen jó megegyezést mutatnak az Erdélyi által megrajzolt térképpel.

A dunai fő meder ÉNY-DK-i futásiránya idején, amikor még a délalföldi depressziót töltögette hordalékával, a Mezőföldön keresztül érkező dunai mellékfolyók a mai Duna-völgy keleti szegélyén ömlöttek a Dunába. A mai Duna-völgy és a Bácska területe összefüggött a Mezőfölddel, amit nagyon jól mutatnak a süllyedékek területén megmaradt vörös agyag szintek is. /10/

Az ujpleisztocén mozgások során főleg a kalocsai süllyedék kialakulása vonzotta egyre nyugatabbra a Dunát és alakította ki az É-D-i futásirányát.

Miután elhagyta a mai Duna-Tisza közti Hátság területét, csak ezután kezd kialakulni a maihoz hasonló hármastagoltság. A mai Duna-völgy területének megsüllyedésével egyidejűleg a Jászság és a Tisza-völgy területe is süllyed, így a középső rész kiemelt helyzetben marad és területén megkezdődik az átalakító munkáját.

Az eolikus származású, legfelsőbb szintek kialakulását és szerkezetét legjobban Miháلتz I. munkáiból ismerjük. /32, 33, 34/

A pleisztocén legfelső szintjét lösz rétegek alkotják, ezért ezt a felső lösz-szintet a pleisztocén-holocén választóvonalnak tekinthetjük. A felsőpleisztocén rétegeket a lösz-szintek sorozata alkotja, amelyek közé mindenütt futóhomokszintek települtek. Ahol a felső lösz-szint kivékonyodik, a lösz alól kibukkan a pleisztocén futóhomok. Ilyen esetekkel főleg a Hátság középső részén, Kecskemét, Kiskunhalas, Jánoshalma környékén találkozunk.

A furások alapján bebizonyosodott, hogy a felső lösz-szint alatt elhelyezkedő futóhomok azonos a tiszta futóhomokból álló felszín anyagával. /32/ A Duna-Tisza közti Hátság futóhomokja tehát pleisztocén származású. Ez a futóhomok az óholocénben természetesen

tovább mozgott, így egyes helyeken ráfutott a legfelső löszszint felszínére is. Ez az óholocén futóhomok. Ahol azonban a felső lösz réteg hiányzik, a holocén futóhomokot nem tudjuk a pleisztocéntól elkülöníteni. A két legfelső lösz- és homokszinthez hasonlóan, az alsóbb szintekben is hasonlóan váltakoznak a rétegek. A Hátság déli részén az É-Bácskai területen Miháلتz összesen 6 futóhomok- és löszszintet talált. Sajnos furásai nem érték el a pleisztocén feküjét, így az alsóbb rétegek ismeretlenek maradtak számára. A Szentesebajai szelvényben ÉK felé haladva az alsó 4-6. löszrétegek egészen Kömpöc környékéig követhetők. /52/ Innen tovább ÉK felé ezek egyre mélyebbre süllyednek, iszaposabbakká válnak és a folyóvízi lerakódások között kiemelődnek.

A Hátság magasabb, középső és nyugati részei tehát a felsőpleisztocén korábbi szakaszában váltak folyónemjárta, száraz területekké, és a keleti alacsonyabb részek a legfelső pleisztocénig süllyedtek. Ezért csak a legfelső, azaz legfiatalabb löszréteg található meg ezeken a területeken.

A Hátság területén az ujholocén lepelhomok a legfiatalabb képződmény. A keleti, alacsony területeken azonban, ahol a kiöntésekből vagy a csapadékból visszamaradt állóvizek összegyűltek, az infuziós lösz fölött megjelenik egy holocénkori képződmény, a rétagyag. /53/

A tulajdonképpeni Tisza-völgy a pleisztocén rétegekbe a holocén kezdetén bevágódott és napjainkig fokozatosan feltöltött mélyedés. A holocénkori Tisza mintegy 5-10 km széles völgyet erodált ki ezen rétegekből, majd töltött fel a mai állapotig. Az erózió mélysége Algyónél 15 m, Szeged környékén a 20 m-t is eléri.

Az eróziós mélyedést először középszemű homokkal kezdte kitölteni a folyó, majd a felszín felé egyre finomodnak a rétegek, végül

réti agyaggal zárul a rétegsor.

A Duna-völgy nyugati területeinek óholocén süllyedése vonzotta a Dunát a mai meder környékére a Duna-völgy keleti pereméről.

Igy csak a süllyedékek területén találjuk meg a felsőpleisztocén homok- és kavicsrétegek felszínét, mert a többi területen erodálta azokat a folyó.

Egyes helyeken medreket vágott ezekbe a rétegekbe és a pleisztocén korinai finomabb homokkal, valamint iszappal töltötte fel azokat. Ez az öntésiszap borítja a Duna-völgy felszínének legnagyobb részét. Legfőbb tulajdonsága a karbonátban való gazdagság, ami egyébként a dunai üledékek egészére is vonatkozik.

3. A talajviztartó rétegek jellemzése

A talajviz a felszinközeli rétegekben helyezkedik el, így azok tulajdonságainak megismerése és a talajvizre gyakorolt hatások felderítése nagyban hozzájárul a hidrológiai ismereteink bővítéséhez. Az előzőekben megismertük kialakulását, felépítését, ezután nagy vonalakban szeretném vázolni a talajviztartó rétegek vizgazdálkodási szempontból jelentős tulajdonságait.

A Duna-völgy legjellegzetesebb felszíni és felszín közeli képződménye az öntésiszap. Színe és porlékonysága miatt Sümeghy ugyan lösznek ill. atmosott löszanyagnak tekintette /53/, mináltz azonban a szemcseösszetétel alapján, határozottan az iszapféleségek közé sorolja. /52/ Az iszaprétegek vastagsága 2-3 m körüli, de a régi, elhagyott Duna-medrek területén eléri a 6-8 m vastagságot is. Ahol viszont kivékonyodik, vagy nem található meg, ott a rossz vizgazdálkodású folyami homok a felszínre kerül, ami a mezőgazdasági művelést, de főleg az öntözést károsan befolyásolja .

Az iszapféleségek igen kis vízátbocsátó képességgel rendelkeznek. A Darcy képletbe behelyettesíthető szivargási, k tényezőjük 10^{-7} - 10^{-8} cm/sec . Az elszikesedett foltok területén a talaj gyakorlatilag vízzárónak is bizonyulhat.

A tiszavölgyi üledékek szintén folyóvízi lerakódásokból származnak. A homoküledékek között uralkodóak az aprószemű homokféleségek 0,1-0,2 mm-es átmérővel. /53/ Emelett megtalálhatók az átmeneti formák, az apró és középszemű homokféleségek is, 0,1-0,3 mm-es átmérővel. Szivargási tényezője mindkét formának 10^{-4} cm/sec.

A 0,2 -0,5 mm átmérőjű típusos középszemű homok csak a Tiszavölgy déli részén, a mélyebb rétegekben fordul elő. Szivargási

tényezője 10^{-3} cm/sec.

A 0,1 mm-es szemcseátmérőhatár vízátbocsátóképesség tekintetében fontos választó, mivel a 0,1 mm-en aluli átmérő esetében a finomhomok már általában kötött anyagu üledék, így a vízátbocsátóképessége is csak 10^{-6} cm/sec körüli. Még abban az esetben is, ha csak minimális mennyiségű iszapot tartalmaz, a tényezője nem haladja meg a 10^{-5} cm/sec-t.

Azokat a folyami üledékeket, amelyek uralkodó szemnagysága 0,02-0,002 mm közé esik, de az agyagfrakció nem haladja meg a 40 %-ot, iszap gyűjtőnéven lehet összefoglalni. /33/ Abban az esetben, ha a 0,02 mm feletti rész még 30-50%-ot elér, finomhomokos iszapról, ha ez a rész csak 20% körüli és az agyagrészleg már eléri a 25-40 %-ot, agyagos iszapról beszélünk. A homokos iszap vízátbocsátóképessége 10^{-7} cm/sec, az agyagosé 10^{-8} cm/sec. Az agyagos iszaphoz hasonló tulajdonsággal rendelkezik az agyag is, az elkülönítés csak a szemcseösszetétel alapján lehetséges, ugyanis itt a 0,002 mm-nél finomabb részleg aránya már meghaladja a 40 %-ot.

A Hátság területének felszinközeli képződményei Miháلتz kutatásai szerint kizárólag szélhordta származásuaknak tekinthetők. Ezeknek a jellegzetes vízföldtani tulajdonságai is nagyrészt eltérnek a folyami üledékek tulajdonságaitól.

A Hátság egyik legjellegzetesebb építőanyaga a futóhomok. Ennek fontos tulajdonsága, amely alapján elkülöníthető a folyóvízi homoktól, a koptatottság és bizonyos mértékig a csillámban való szegénység. A folyóvízi homokban ezen kívül gyakran találunk iszapos közbetelepüléseket, amíg a szélhordta homokban ez nem található meg.

A felszinközeli futóhomok szemcseátmérője uralkodólag 0,1-0,3mm. A pleisztocén futóhomokban a mélyebben fekvő, löszrétegekhez kö-

zeli rétegekben a szemcseátmérő 0,1-0,2 mm, felfelé haladva a szemcsenagyság növekszik. Vízszintes elterjedésben a szemcseátmérőnek NY-ről K-re való általános csökkenése tapasztalható, /32/ mivel a durvahomok szemcsék százalékos részesedése kelet felé csökken.

Lekerekített szemcsealakja és lazább ülepedettségé miatt a szélhordta homok szivárgási tényezője nagyobb, mint az ugyanolyan szemcseátmérőjű folyami homoké. A Duna-Tisza közti futóhomokok k tényezője általában 10^{-3} cm/sec .

A futóhomok és a lösz közötti átmenet formái is megtalálhatók a Hátság területén. A löszös futóhomok kizárólag pleisztocén rétegekben található. Keletkezésekor a lösz és a futóhomok képződése egyidőben ment végbe. /33/ Szemcseösszetételében a 0,1-0,2 mm-es átmérő az uralkodó, de már megjelenik a 0,02-0,05 mm-es un. löszfrakció is. Ezért a löszréteg mennyiségi aránya szerint lecsökken a szivárgási tényezője, 10^{-4} - 10^{-5} cm/sec értékekre. A löszös finomhomok vagy löszhomok szemcsenagysága 0,05-0,1 mm közötti, k tényezője szintén 10^{-4} - 10^{-5} cm/sec.

A löszfajtákra a 0,02-0,05 mm-es szemcseátmérő jellemző. Ha a porhullás száraz területre történt, un. száraztér-színi lösz képződött. /32/ Szivárgási tényezője a löszfajták között a legnagyobb, 10^{-5} cm/sec, amit nemcsak a szemcseösszetétele, hanem a likacsos szerkezete is magyaráz, de egyúttal megnövekszik a víztároló képessége is. Ilyen löszterületek főleg Kecskemét-Kiskunfélegyháza és Jánoshalma környékén találhatók.

Az időszakosan vízallásos, lapos, füves térszíneken az un. nedvestér-színi vagy infúziós lösz képződött. E löszfajta esetében is uralkodó a 0,02-0,05 mm-es frakció, de a maximum eltolódik a finomabb szemcsék irányába. Tömörebb, ülepedettebb a száraztér-színinél, s ennek következtében szivárgási tényezője is csak

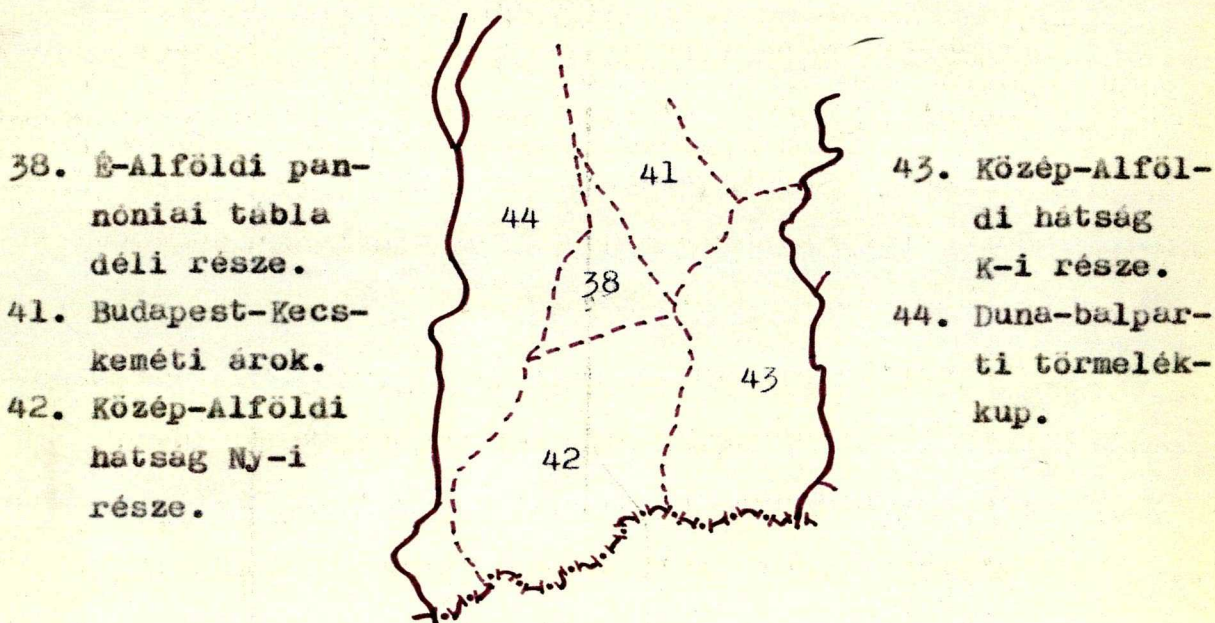
10^{-6} cm/sec. CaCO_3 tartalma 10-20 % a száraztárszini löszfajták 30 %-os részesezésével szemben.

A k tényezők meghatározásánál figyelembe kell venni, hogy ezek az adatok laboratoriumi kísérletek eredményei és ezeket a természetes állapotokra kell vonatkoztatni.

A laboratoriumi mérések közepes, $1,7 \text{ g/cm}^3$ térfogatsulyra döngölt mintákon történtek és az iszapszelencés begyűjtéseknél a finomabb részecskék bizonyos százaléka kimosódhatott. Így Scherf lehetségesnek tartja, hogy a természetes viszonyok között a k értékek nagyobbak. /50/ A laboratoriumi és a természetbeni eredmények között egy hatványkitevő különbséget tétel fel.

4. A terület hidrogeológiai tájegységei és ezek vízkészletének jellemzése

Schmidt E. Róbert a Duna-Tisza közének területét nagyobb hidrogeológiai tájegységekre osztja. /51/



3, ábra A Duna-Tisza köz hidrogeológiai tájegységei Schmidt E. Róbert felosztása szerint

A gyakorlati élet követelményeiből kiindulva igyekezett tájegységeit körülhatárolni. Beosztása kompromisszumos megoldás, melyben a víznyerési lehetőségeket a földtani és fizikai tényezők figyelembevételével igyekezett megállapítani.

1. Duna-völgy vagy Duna-balparti törmelék-kup

Váctól délre az országhatárig követi a Duna medrét, szélesebb, majd keskenyebb sávban. Kalocsáig átlagosan 10-30 m, attól délre 60-100 m vastag, homok és kavics váltakozásából álló, nagy mennyiségű vizet tartalmazó képződmény építi fel. A vízzáró rétegek gyakori hiánya miatt a bennük tárolt víz nagy részét a talajvíz fogalomkörébe sorolhatjuk. Az e rétegeket megcsapoló kutak negatív jellegűek. Az egyes vizadó szintek nagy vízbősége

miatt a tájegység területén nagyon gazdaságos a talajvizből történő csökutas öntözés. E területen találjuk az Alföld felszín alatti vízben leggazdagabb területét is. A kivehető vízmennyiség km-enkénti mennyisége 6,5 liter/sec. A felső talajvízszintek azonban a dunamenti, 2-3 km-es partsávtól eltekintve sóoldatokban nagyon gazdagok, emiatt öntözésre csak kevésbé alkalmasak. Az oldott sótartalom eléri a 750 mg/litert is, így ezeken a helyeken az alsó, kevésbé tömény vízrétegek megcsapolása válik szükségessé a talajviz öntözéseknél.

2. A Duna-Tisza közének északi részén Budapest-Kecskemét-Kiskunfélegyháza vonalában helyezkedik el a Bp-Kecskemét-i árok. A mélyben DK felé vastagodó, homokos, kavicsos rétegösszlet jellemzi, amelyet agyagos közbetelepülések szakítanak meg. A területén lefelé haladva általában csökkenő rétegvíznyomással találkozunk. A mélység növekedésével a közép és durvaszemcséjű homoküledéket már murvás, kavicsos lerakódások váltják fel és ezek nagy mennyiségű vizet raktároznak. Ennek következménye, hogy a Kecskemét-Kiskunfélegyháza vonal az ország rétegvízben egyik leggazdagabb területe.

A Duna-Tisza közti Hátság területén található talajvizkutak is e területen a legbővizűbbek és a kutakból történő öntözéshez is elegendő vízmennyiséget adnak. /13/

3. É-Alföldi pannóniai tábla déli része

Ez a vidék a Bp-Kecskemét-i ároktól délre helyezkedik el. A környező süllyedékek felé nehéz az elhatárolása. A tábla nyugati szegélyét a Duna törmelékupjának képződményei fedik. A Hátság déli területeihez viszonyítva a talajvizkutak vízhozama általában kedvezőnek mondható.

4. Közép-Alföldi hátság nyugati része

Ez a terület rétegvízben szegényebb, mint a szomszédos keleti

tájegység pozitív artézi kutjainak vidéke. A területen általában negatív rétegyomású kutakat találunk. Ez természetes is, mivel a tengerszint feletti magasság eléri a 100-130 m-t, míg a keleti pozitív kutak vidéke csak 80-100 m tszf. magasságu.

A kutak vizének nyugalmi szintje általában a felszín alatt -5 m. Rém környékén, a terület magasságnövekedése miatt, a nyugalmi vízszint -15 m mélyen van. A nagyobb vízhozamu artézi kutak 140-180 m mélységben található közép- és durvaszemcséjű alsópleisztocén homokrétegekből kapják a vizüket.

Az artézi kutakat azért voltak kénytelenek ezekre a mélyebb vízadó szintekre telepíteni, mert a középső- és felsőpleisztocén üledékek eolikus származásúak, s az itt található futóhomok nagyobb mennyiségű víz tárolására kevésbé alkalmas, mint a folyóvízi üledékek. /74/

A felszínközeli rétegekben is nagy vízszegénységgel találkozunk, A Duna-Tisza köz talajvízzel legrosszabbul ellátott területeihez tartozik, emellett a víz minősége is nagyon rossz,

Hosszantartó, száraz időszakokban előfordul ezen a területen, hogy még a mélyebb kutak is kiszáradnak a talajvíz süllyedése miatt. Különösen rossz a helyzet azokon a területeken, ahol a lösz a felszínen megjelenik, vagy csak egészen vékony homokréteg takarja.

Öntözés számára csak az előbb említett alsópleisztocén rétegekből lehet vizet nyerni.

5. Közép-Alföldi hátság keleti része

Ez a tájegység a bővizű artéri kutak vidéke. Ezen a területen mind a pleisztocén, mind a levantei rétegösszlet nagy vastagságu és jó vízadó képességű.

Negyedkori üledékek közül az Ós-Duna hordalékkupja a legjobb víztároló. A pleisztocén homokrétegek vízföldtani adottsága na-

gyon kedvező, 120 m-ről már kifolyó, pozitív vizet szolgáltatnak. A mélység növekedésével a vízhozam is emelkedik, mert nagyobb mélységben, a süllyedés mértékének megfelelően, egyre durvább üledékekkel találkozunk. /76/ A legbővebb vizű kutakat főként Szeged környékén találjuk, ahol 8-10 vizadó szint is ismeretes.

A pozitív kutak nyugalmi szintje a felszín felett +5 m.

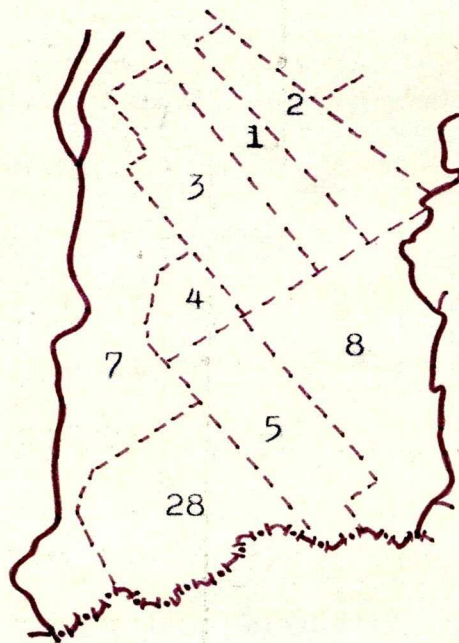
A felszíni rétegek már nincsenek ilyen jól vízzel ellátva, mivel a Duna-Tisza közti Hátság eolikus homok és lösz területei a tájegység nagy részét elfoglalják. Rónai mérései szerint talajvizben valamivel bővebb vizű a terület, mint az előbbi vízföldtani tájegység, de ezen a területen sem találunk a szárazabb időszakokban 0,5-1 m-nél mélyebb vizet a talajvizkutakban. Így a területen öntözésre kizárólag az alsó, nagy vízhozamu pleisztocén rétegek vizét használják fel.

Urbancsek vízföldtani tájbeosztása már igyekszik finomítani az egyes területek elkülönítésének módszerét. /4. ábra /

Tájbeosztását már a tektonikai elemek fokozott figyelembevételével készítette el. /75/ A részterületek elhatárolásánál pedig a tárolt víz mennyiségét és minőségét vette figyelembe.

Ennek alapján a Duna-Tisza közén nyolc nagyobb vízföldtani tájegységet különböztet meg és ezeken belül még 9 részterületet is elhatárol. Fontos különbség a Schmidt-féle beosztással szemben, hogy a dunai szerkezeti árok területét 3 részre osztja, és a Közép-Alföldi hátság területét is két részre bontja, a tektonikai elemeknek megfelelően.

A Duna-Tisza közén a felső szintek réteg ill. talajvizét - összefüggő vízzáró réteg hiányában - nehéz, vagy egyáltalán nem lehet elválasztani. Egyes helyeken a vízzáró réteg alatt a víznyomás alá kerül, itt rétegvizként viselkedik, s később a vízzá-



Jelmagyarázat:

1. Dunai szerkezeti árok középső része
2. Dunai szerkezeti árok ÉK-i része
3. Dunai szerkezeti árok DNY-i része
4. Kiskörösi süllyedék
5. Kiskunsági hátság
7. Duna-völgy
8. Dél-Alföldi süllyedék
28. É-Bácskai hátság

4. ábra A Duna-Tisza köz hidrogeológiai tájegységei
Urbancsek J. felosztása szerint.

ró réteg kiékelésével ugyanaz a vízréteg már, mint talajvíz jelenik meg. Emiatt a talajvíz kapcsolatban van az egyéb föld alatti vízfókusokkal, így azok változása is hat a talajvízre és vízszint.

Gyakorlatban, megkülönböztetésül a mélységbeli vizektől, a nyomás alatti rétegvizek és a szabad felszínű föld alatti vizek közül csak azokat soroljuk a talajvíz fogalomkörébe, amelyek a felszínhez közel fekvő üledékes kőzetekben helyezkednek el, mintegy 30-35 m mélységig.

A víz vegyi összetételében is kb. e mélységben áll be jelentős változás a Duna-Tisza közén. /10/ Ettől a mélységtől lefelé ugyanis már kevésbé háborgatott rétegvizeket találunk és ettől

kezdve sokkal egyenletesebb lesz a víz vegyi összetétele is. A kialakult talajviztükör nagy vonalakban a terep szintkülönbségeit követi, és szabálytalan felületet ad. Ez a felület nincs nyugalomban, hanem évszakok és hosszabb időszakok szerint ingadozást mutat, s ennek megfelelően csökken vagy növekszik a készlete.

A talajviz feletti rétegek is tartalmaznak több-kevesebb nedvességet. Itt a víz - mivel a porózus talajrétegek kapilláris csörendszernek foghatók fel - a kapilláris erők hatására felemelkedik a talajviz szintje fölé. A kapilláris sáv vastagsága, aszerint, hogy a víz a talajszemcsék közötti hézagokat maradéktalanul kitölti-e vagy sem, két részre bontható. Az előbbi a zárt, az utóbbi a nyílt kapilláris víz tartománya.

A zárt kapilláris sáv vastagsága általában az 1-3 m-t nem haladja meg. Ihrig adatai szerint a durva homokban a kapilláris nedvesség 40, közepes szemű homokban 50, finom homokban pedig 120 cm-re emelkedik a talajvízszint fölé. /18/

A kapilláris tartomány a tulajdonképpeni talajviztér és a talajfelszín között helyezkedik el, ezért fontos közvetítő szerepet tölt be a talajok vízháztartási sajátosságainak befolyásolásában.

5. A felszín alá kerülő víz származása, utánpótlódása

Alföldi területeinken, megfelelő felszíni vízfolyás hiányában, az ipar, a mezőgazdaság és a lakosság közvetlen ellátására évente több millió köbméter felszín alatti vizet termelnek ki, nem is szólva arról a hatalmas vízvesztéséről, amit a párolgás von el a talajvizből.

Önkéntelenül is felmerül az a kérdés, hogy honnan történik az alföldi talajviz, ezen belül természetesen a Duna-Tisza közti talajviz, utánpótlódása?

Ebben a kérdésben a kutatók között két ellentétes vélemény alakult ki. Egyesek csak a mélyből jövő utánpótlást ismerik el, mások pedig a csapadékból származó utánpótlódás mellett törnek lándzsát.

A juvenilis víz felszín közelébe kerülése csak olyan helyeken lehetséges, ahol a kéregben mély törések vannak. Ilyen területet a Duna-Tisza köz keleti tiszavölgyi oldalán találunk. Feltételezések ugyan már történtek, hogy e környéken a törések mentén felfelé hatoló vízzel lehet számolnunk, de ezt még pontosan kimutatni nem sikerült. Scherf ugyan Lakitelek környékén feltételez hasonló jelenséget, de hipotézisét csak az alsó rétegeket mintegy 200 m mélyen megcsapoló kut rendkívüli nagy vízhozamára alapítja. /50/

Azonban a mélyföldtani felépítés következtében a kut nagy vízhozamának más oka is lehet. A furás ugyanis 206 m mélységben az Ós-Zagyva - Ós-Duna kavicsos hordalékkupjában állt meg, és ezek a durva folyami üledékek egyébként is kitűnő víztárolók, így magyarázatot adhatnak a nagy vízhozamra.

A juvenilis vizek mennyiségének meghatározására végzett számítások szerint egy m³ gránit 19 liter, 1 m³ bazalt pedig 46 liter

vizet képes leadni. Feltételezések szerint az alföldi alaphegység 2000 m-es süllyedés során 6-40 km³ vizet szabadithatott fel, ami évente csak 1200-8000 m³ vizutánpótlást jelenthet, s ennek a Duna-Tisza köz területére eső hányada pedig elenyésző mennyiség. /24/

Pávai Vajna Ferenc felfogása szerint a felszín alatti vizek származhatnak üledékvizből is.[†]

Lassan süllyedő alföldi medencerendszerben a 20-30 % vizet tartalmazó üledékek mind nagyobb nyomás alá kerültek. Hőmérsékletük emelkedett, tömörültek, a bennük levő viz nagy nyomás alá került, s ha ez utat talál felfelé, a nyomáscsökkenés hatására felemelkedik. Schmidt E. Róbert számításai alapján ezzel a felszabaduló vízmennyiséggel számolnunk kell ugyan, de ez nem elegendő arra, hogy a felső rétegek vízvesztését megmagyarázzuk vele,

Ma a kutatók véleménye inkább az, hogy a talajviz utánpótlódása a csapadékvizből történik. Azonban az e felfogást vallók is két táborra oszlanak.

Az utóbbi években a talajvizkutatók döntő többsége, így Juhász J. Ubell K., Réthéti L., Szesztai K., Szabó L. is a helyi csapadékból történő talajvizutánpótlódást fogadják el. Ezt a véleményüket mérési eredményeikkel és számításokkal bizonyítani is tudták.

Mások véleménye szerint, mint Rónai A. is hangoztatja, a talajvizutánpótlódást nem a helyi, hanem a környező hegységperemeken lehullott, és a felszín alatt odaáramlott csapadék adja. /44-48/ Szerinte az üledékgyűjtő medence a felszínről csak ott kaphat csapadékvizet, ahol a sok csapadék következtében kis területen

[†] Pávai Vajna Ferenc: A víz élete a földben. Hidr. Közlöny 1944.

sok víz gyülik össze és könnyű a beszivárgás. A hegységperemeken elnyelt csapadékvíz a medencék víztartó rétegeibe, egyrészt a folyók alluviumának kavicsrétegeiben és a peremekről az Alföld belsejébe benyúló, egyre jobbanasüllyedő, törmelékkup kavicsos és homokon keresztül, másrészt a hegyoldalakra támaszkodó laza üledékek vízvezető rétegein keresztül jut.

Az Alföld mélyében raktározódó és az említett utakon állandóan pótlódó víz, a különböző mélységekben, különböző, a mélység felé növekvő rétegnyomás alatt áll. Ez hajtja fel a vizet a felszín közelébe a vízvezetők pórusain keresztül. A rétegnyomás a mélységgel arányos, tehát a domborzatnak megfelelően emelkedik a víz a felszín közelébe. Csak a megtett útvonalon szenvedett nyomásvesztések, a felszínközeli és a felszíni rétegek áteresztőképessége szabja meg azokat a kisebb különbségeket, amelyek a talajvíz tükreinek felszín alatti elhelyezkedésében, a domborzattól eltérően jelentkeznek.

Véleményem szerint az Alföld és ezen belül a Duna-Tisza közének talajvízviszonyai sokkal bonyolultabbak és összetettebbek, sem mint az egyszerű közlekedő edények elve alapján történő vizutánpótlással az összes, a vízháztartáson belüli, változásokat meg lehetne magyarázni.

Nézetem szerint Rónai elméletével szemben felhozható az, hogy pl. az Alföld középső és a Duna-Tisza köz északi területein a rétegvizek nyomásának nagysága a mélység növekedésével csökken, amit Rónai saját maga mutatott ki az alföldi, Ny-K-i irányú vízföldtani szelvényeiben. /48/ Ilyen helyeken a talajvíz és a rétegvíz utánpótlását teljes bizonyossággal csak a felszínre hullott csapadék tudja megoldani.

Az Alföld kiemelkedőbb részein, így a Duna-Tisza közti Hátság magasabb területein felszökő vizet alig kapunk, vagy csak igen

nagy mélységből lehet ilyenre számítani. Ha viszont e magasabb részek felemelkedő vízszintjét összehasonlítjuk a Tisza- vagy a Duna-völgy felszökő vízszintjével, a két utóbbi tengerszintfeletti magassága mindig kisebb lesz./2/

Az Alföldön a felszín alá mélyített többszáz m-es artézi kutak a legtöbb területen több-kevesebb artézi vizet adnak, tehát valamilyen artézi jelenségnek hatni kell ezeken a területeken. Erre a magyarázatot Balló Iván legújabb artézi elmélete adja meg, /2/ amely teljes mértékben cáfolja a peremi vizutánpótlás elméletét, mivel a megfűt üledékekből nyomáscsökkenéssel felszabaduló fosszilis vizet ismeri el artézi viznek az Alföldön.

E szerint sokkal valószínűbb, ha léteznek is mélységi áteresztő rétegek, a bennük tárolt víz nyomása a rétegekben uralkodó feszültségi állapotból származik, ez pedig még az esetleges peremek felől érkező vizutánpótlást is meggátolná, mivel ellentétes erőként hatna rá. Bizonyítja ezt az a tény is, hogy ugyanazon a helyen a mélyebb kut vize magasabbra emelkedik, mint a kevésbé mélyé.

A feszültségi állapot hatására artézi jellegű vízmennyiségek termelhetők ki olyan területekről is, ahol még csak feltételezni sem lehet a klasszikus artézi elmélet feltételeit, mint pl. a Leningrád környéki kutaknál. +

Itt többszáz km-es körzetben peremhegység nem fordul elő, a táblás síkságon mégis állandó és bővizű kutakat találunk. A víz a vastag szilur kori agyagba ékelt áteresztőbb homokrétegekből kerül a felszínre. Az itteni viszonyok is bizonyítani látszanak azt a tényt, hogy az artézi jelleg kialakulásához nem szükséges

+Vendl Aladár : Geológia I. kötet Budapest 1958.

a peremeken beszívó viz felszín alatti mozgása.

Ezen kívül a tapasztalati tények is ellene szólnak a nagymértékű felszín alatti áramlásnak. A felszín alatt áramló vizeknek hatalmas surlódási és adhéziós erőket kellene legyőzni, hogy áramlás létrejöjjön. Példa erre az, hogy nagy folyóink, a Duna és a Tisza mellett, az árhullám a folyótól néhány km távolságra már alig érezhető, noha itt is nagy szerepet játszik a hidrosztatikai nyomás. /lásd a 14. ábrát /

A mélyben huzódó ós-folyóvölgyeknek a durva üledékeiben haladó, peremekről származó mélységi vizutánpótlást sem lehet elfogadni, mivel számtalan földtani munka kimutatta, hogy a folyóvízi üledékek településmódja igen változatos. /32-34/ A vízzáró és vízvezető rétegek bonyolult településmódban találhatók egymás mellett és felett, így igen gyakori az egyes rétegek elvékonyodása, kiékelése, s az ilyen bonyolult, kevésbé összefüggő rendszerben nehezen képzelhető el a viznek a többszáz km-es felszín alatti áramlása.

Természetesen a közvetlen alföldperemi részeken nem tagadható teljesen a magasabb területekről való felszín alatti vízáramlás, mivel itt a laza törmelékpulejtőkben ennek adva van a lehetősége, viszont a síkságokon ez az utánpótlás a már említett okok miatt nem játszhat döntő szerepet.

Nem lehet elfogadni a talajviz peremekről való pótlódását azon tény miatt sem, hogy az Alföldön, így a Duna-Tisza közén is, az őszi csapadékos időszak beálltával minden kutban, a talajviz-mélység módosító hatása mellett egyszerre kezd emelkedni a talajviz szintje, ami csakis a csapadék hatásának tulajdonítható. / lásd a mellékleteket/ Ha messzi területekről jönne az utánpótlás, akkor időbeli késleltetéssel jelentkezne, aszerint, hogy a megfigyelési hely milyen távolságra van a peremektől.

Az 1956. őszi, alföldi talajvizállás helyzete az ellenkezőjét bizonyítja. / lásd 28-29. ábrát/ A peremekhez közelebbeső helyeken a kevés csapadék hatására később indult meg a vizállás emelkedése, mint a nagyobb csapadéku távolabbi helyen.

Mindezeket a tényeket figyelembevéve, véleményem szerint a Duna-Tisza köz talajvizének utánpótlásában a legnagyobb szerepet a helyben lehulló csapadék játssza. A felszíni vízfolyások is - vízvezető réteggel érintkezve - 1-2 km-nyire kifejthetik hatásukat, valamint az erős lejtésű hátságperemi részek környékén felszín alatti talajvizáramlás módosító hatásával is számolnunk kell. A mélységi vízkitermelésnél nem hagyható figyelmen kívül a, Pávai Vajna által kimutatott, üledékvíz sem, amely a mélyben helyet foglaló sztatikus vízkészlet egy részét adja.

II. A terület talajvizföldrajzi viszonyai

1. A felszínre hulló csapadék beszivárgásának vizsgálata

A talajviz származása körül felmerült vitában egyes szerzők /46/ kétségbevonva a csapadékból való származás lehetőségét, csak azt ismerték el, hogy a felszíni homokrétegekben történhet nagyobb mértékű leszivárgás.

A kísérleti eredmények és a pontos beszivárgási vizsgálatok viszont kimutatták annak lehetőségét, hogy szinte minden talajfélésegekben történhet beszivárgás.

A Pécs környéki liziméteres megfigyelések/55/ kézzel foghatóan bebizonyították, hogy kötött talajon is végbemegy a csapadék beszivárgása és így itt is a csapadék a talajviz döntő taplalója. A mérések szerint az 1960. VII. 23-25. között hullott 104 mm-es csapadéknak a liziméter 1,5 méter alsó síkjáig a megművelt, sovány, homokréteges agyagtalajon 2/3-a, a feltöretlen rét- legelő agyag-iszap talajon pedig a lehullott csapadék 1/3-a szivárgott át.

A talajvizkutakészlelési adatai is azt bizonyítják, hogy a finomszemcséjű, iszapos, agyagos talajokban is van csapadékból származó beszivárgás és ennek következtében talajvízszintingadozás.

A bajai 963-as sz. talajvizkut agyagos homokban végbemenő vízszintváltozásokat észleli és atöbbsi hasonló mélységű talajvízszintek törvényszerűségei itt is érvényesülnek. / lásd aVII. és a XIII. mellékletet /

A szegedi 954-es sz. talajvizkut még vizzáróbb jellegű, iszapos agyagban beálló vízszintváltozásokat mutatja meg. Itt a kisebb szabad hézagterefogat következtében még sokkal nagyobb vízszint-

változásokat észlelhetünk, ami természetesen a csapadék és a párolgás kölcsönhatásaként áll elő. / lásd a VI. és a XII. mellékleteket/

A talajvízszint felett a talaj háromfázisu, a talajszemcsék mellett még tartalmaz bizonyos mennyiségű vizet és levegőt is. A beszivárgási vizsgálatoknál mindig ezzel a háromfázisu talajvízfeletti térrel kell számolnunk, mivel kétfázisu szivárgás csak a talajvíztükör alatti rétegekben megy végbe. Már a zárt kapilláris tartományban is a teljes hézagterefogat 8-10 %-át levegő tölti ki. / 23/

A víz és a levegő közül mindig a szilárd anyagokhoz jobban kötődő víz burkolja be a talajszemcséket, s úgy igyekszik elhelyezkedni, hogy a lehető legnagyobb kőzetfelületet burkolja, A levegő viszont arra törekszik, hogy a szilárd részekkel lehetőleg a legkisebb felületen érintkezzék.

Juhász mérési eredményei szerint a durvabb talajokban a beszivárgás sebessége a légbuborékok felemelkedési sebességével egyezik meg.

Beszivárgáskor a lefelé haladó vízréteg a talajban elhelyezkedő levegővel találkozik. Mivel a víz nagyobb mennyiségű levegőt nem képes elnyelni, a levegő bizonyos összenyomódása után nyomásállapot egyensulynak kellene kialakulni, és így a beszivárgás megállna. A tapasztalat azonban ennek ellentmond.

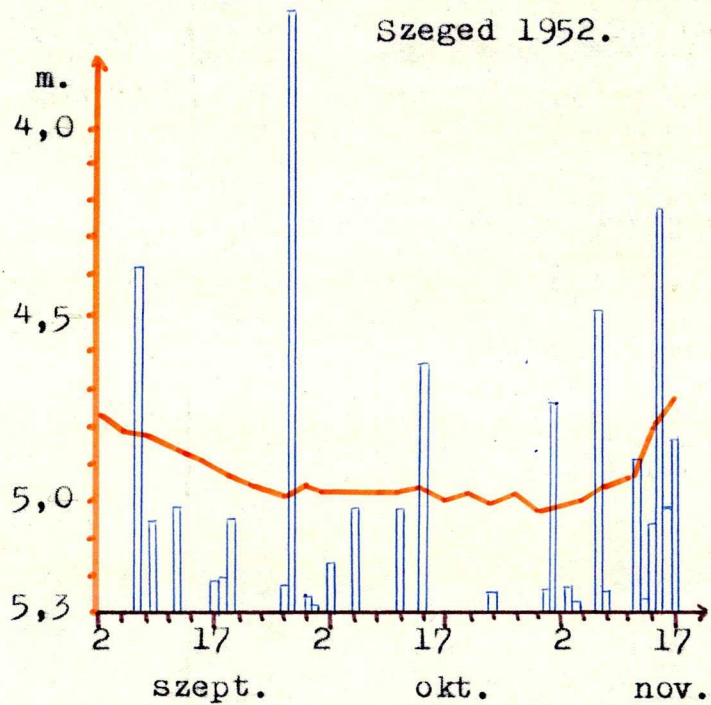
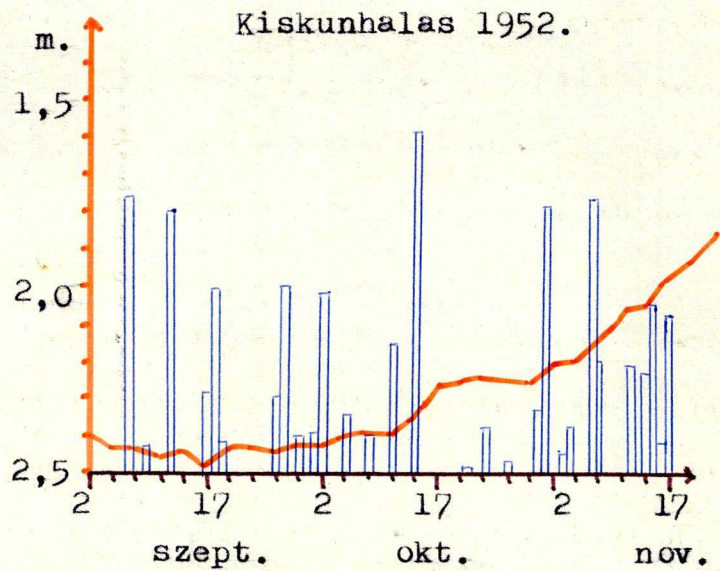
Tételezzük fel, hogy a leszivárgó vízoszlop a levegőt összenyomja. Azonban a lefelé szivárgó vízoszlopnak az utközben elnyelt, különböző mennyiségű, levegő miatt eltérő lesz a fajsulya. Mivel a vízoszlop alatti levegő már nyomás alá került, a nyomás alól ezeken a kisebb fajsulyu vízoszlopok keresztmetszetén tud eltávozni, tehát itt mintegy "talajkémény" keletkezik/23/, ami általában megmarad a leszivárgási folyamat végéig.



A háromfázisú talajrétegek esetében a vízmozgás irányítója a kapilláris potenciál és a nehézségi erő. A kapilláris potenciál a talaj vizet vonzó képességét mérő mennyiség. Egységnyi víztömegnek a kapilláris erők ellenében való mozgatásához szükséges munkával egyenlő. /71/

Nyár végén és ősz elején, amikor a talaj felső rétegei szárazak vagy egészen kevés nedvességet tartalmaznak, akkor a talajszemcsék molekuláris vonzóerejének hatására a beszivárgó csapadék a talajrészecskék körül helyezkedik el. Az így létrejött molekulárisan kötött vízburok további beszivárgás hatására egy bizonyos maximális vastagságot képesek elérni. A talaj nedvességtartalmának ezt a határértékét maximális molekuláris vízkapacitásnak nevezzük. /71/

További beszivárgás hatására a vízburok már nem növekszik, hanem a víz a gravitációs erő hatására lefelé szivárog. Tehát a száraz felszínre hulló csapadék első része mindig a talajszemcséket burkoló vízhártya kialakítására törekszik, és csak a fennmaradó hányad képes az alsó, vízzel teli rétegek felé leszivárogni.

Abban az évben, amikor nyár végére és ősz elejére, a nyári csapadékhiány miatt, különösen szárazak maradnak a felső talajrétegek, előfordul, hogy tetemes mennyiségű csapadék fordítódik a vízhártya kialakítására, emiatt nem emelkedik a talajvízszint. 1952. szept. 4.-okt. 14. között Kiskunhalason ^A mintegy 135mm csapadéknak kellett lehullani, ahhoz, hogy a kiszáradt fedőréteget a maximális molekuláris vízkapacitásig telítse, és jelentősebben meg tudja emelni a 926-os talajvizkutban a 2,5 m mélyen elhelyezkedő talajvíztükröt. Itt nem merülhet fel az a probléma sem, hogy esetleg elhúzódott a beszivárgás ilyen hosszú ideig, mert a tavaszi hóolvadások beszivárgási ideje is csak 6-9 nap.



Jelmagyarázat:  napi csapadékértékek
 talajvízszint változása

5. ábra

Ugyanezen időszakban Szegeden a 954-es talajvízkituban a mintegy 5 m mélyen elhelyezkedő talajvíztükör csak később, november 14.-en kezd tartósan emelkedni, de ekkor itt már mintegy 195mm csapadék hullott a felszínre szept. 4.-től. / 5. ábra /

A hóolvadást vizsgálva, Szegeden sem tart tovább a hóolvadás beszivárgása 10-15 napnál, tehát itt sem mondhatjuk, hogy a vizsgált időszakban ilyen hosszú ideig elhúzódott volna a beszivárgás. Természetesen ez szélsőséges eset, mert ilyen mértékben kiszáradt talajrétegek csak ritkán fordulnak elő.

A beszivárgásviszonyok azonban, a talajvizmódosító tényezők bonyolult összekapcsolódása miatt, nem mindig jelentkeznek tiszta hatásként. A talajszemcsék nagyságának, fizikai, kémiai tulajdonságának módosító szerepét mindig figyelembe kell venni.

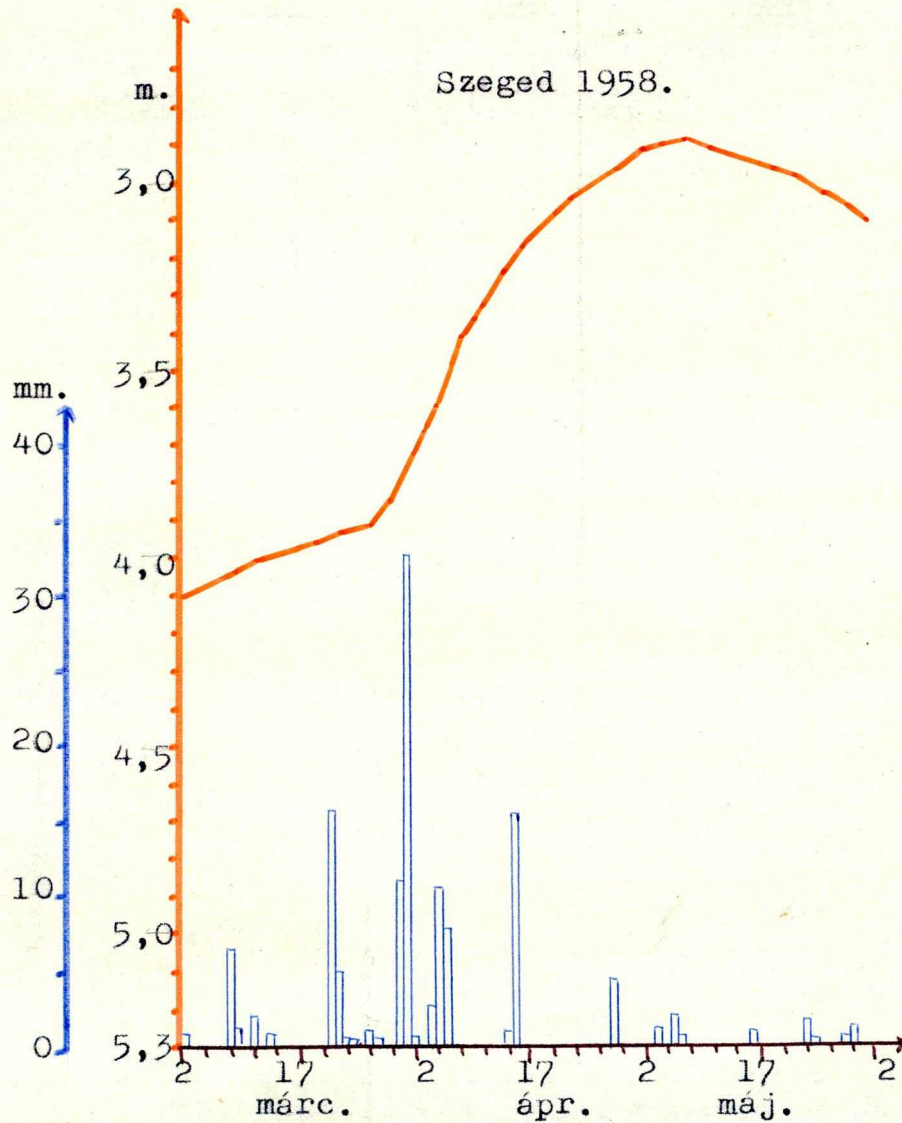
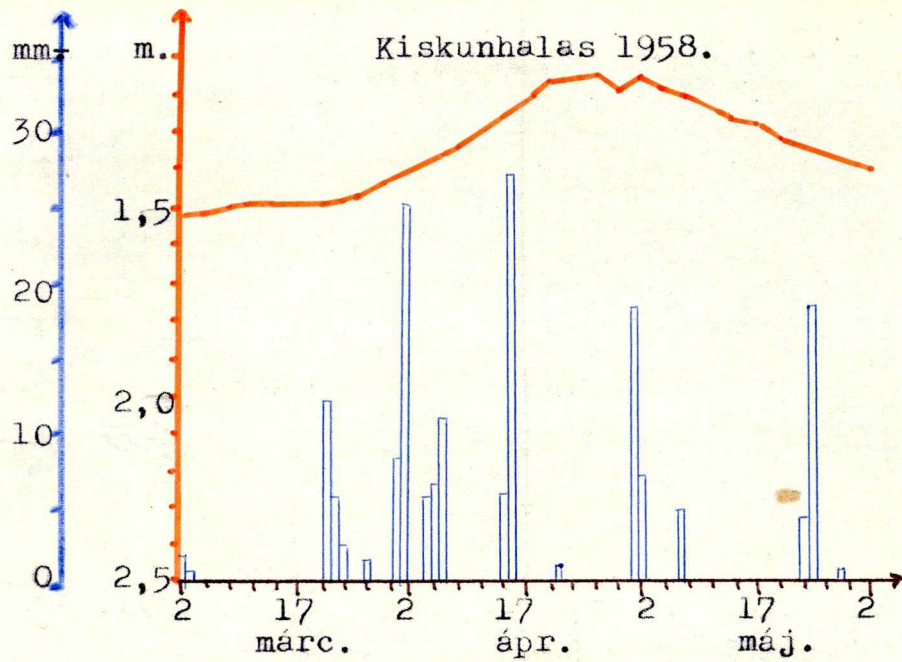
Általános tapasztalat az, hogy a lazább szerkezetű, nagy szemcse nagyságú talajviztartó rétegekben gyorsabb a beszivárgás, mint a tömör, kis szemcseátmérőjű talajokban.



Ezenkívül felvetődik a beszivárgási úthossznak a beszivárgási folyamatokra gyakorolt hatása is.

Az átlagos havi értékek ábrázolásából is kitűnik, hogy a mélyebben fekvő talajviz, a nagyobb beszivárgási úthossz következtében, csak időbeli eltolódással éri el a tavaszi maximális magasságot. / 6. ábra/ Ez nemcsak abból adódik, hogy a felszínre hullott csapadék első része nem ér le a talajviznivóig, hanem abból is, hogy a teljes mennyiség beszivárgása nem egyszerre történik, hanem a beszivárgó víz első részéhez viszonyítva a teljes mennyiség időben eltolódva érkezik le a talajvizfelszínig és az akkor is képes még azt megemelni, amikor a felszínre már több napja nem hullott jelentős csapadékmennyiség.

1958. márc. 20.-tól ápr. 16. hullott csapadékmennyiségből az aprószemű homokban beszivárgó víz Kiskunhalason már április 26.-án vízállásmaximumot hozott létre, majd a következő csapadékos napokig vízszintcsökkenés következik.

Szegeden azonban a vízállásmaximum csak máj. 8.-án következett be. / 7. ábra/ Ugyanakkor ápr. 16.-a után a hónap végéig egyik he-



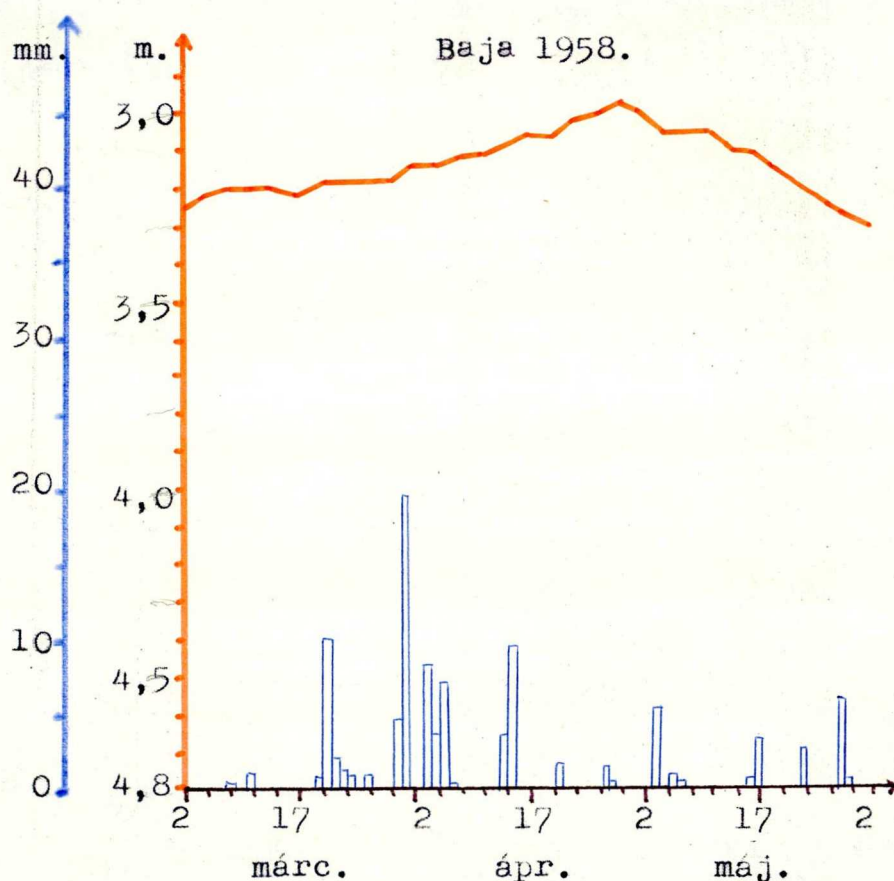
Jelmagyarázat:  napi csapadéértékek
 talajvízszint változása

7. ábra

lyen sem hullott jelentős csapadék, sőt Szegeden az egész május hónapban alig volt számottevő a csapadék.

Itt a leszivargási uthossz módosító hatásán kívül nagy szerepet játszott a talajminőség is. Ez akkor látszik szemléletesen, ha a vizsgálatunkban bevonjuk a bajai megfigyeléseket is.

Baján a leszivargás agyagos homokban történt, a szegedi agyagos iszaprétegekkel szemben és a talajvíz is a szegedihez hasonlóan, 3 m mélységben helyezkedett el. A két helyen a csapadék is közel megegyező mennyiségű volt.



Jelmagyarázat:

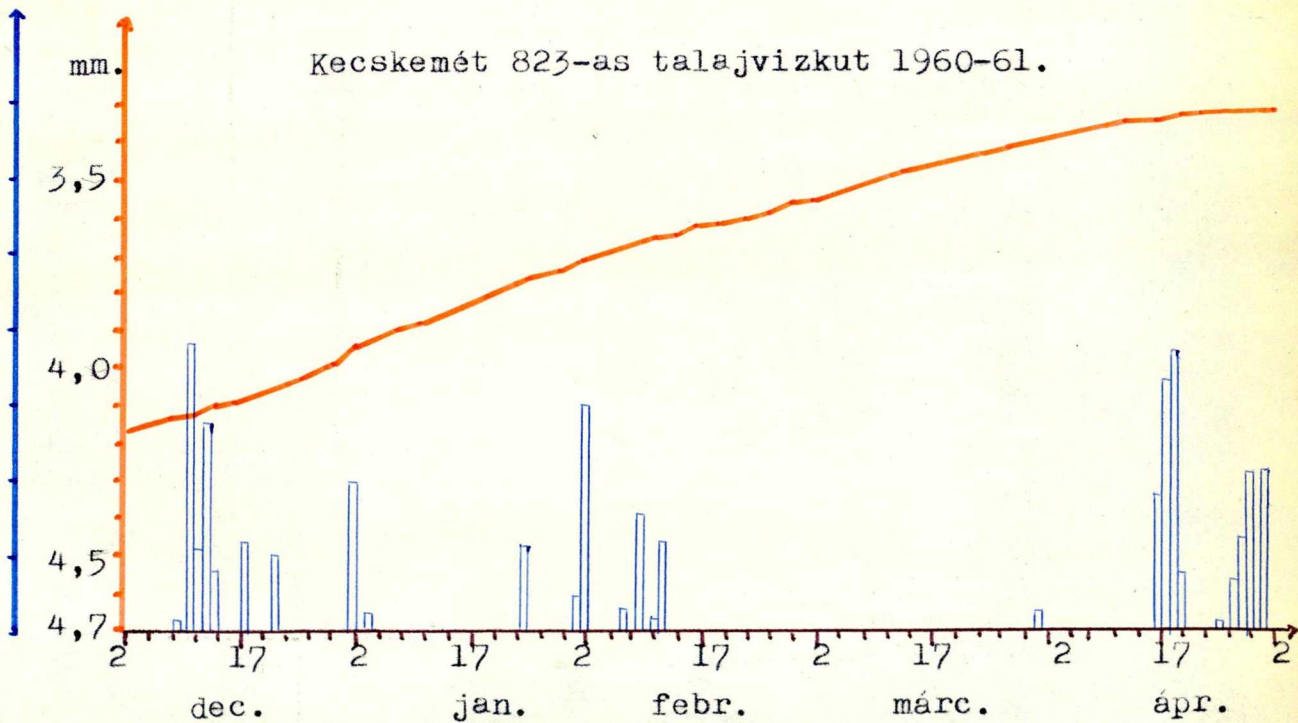
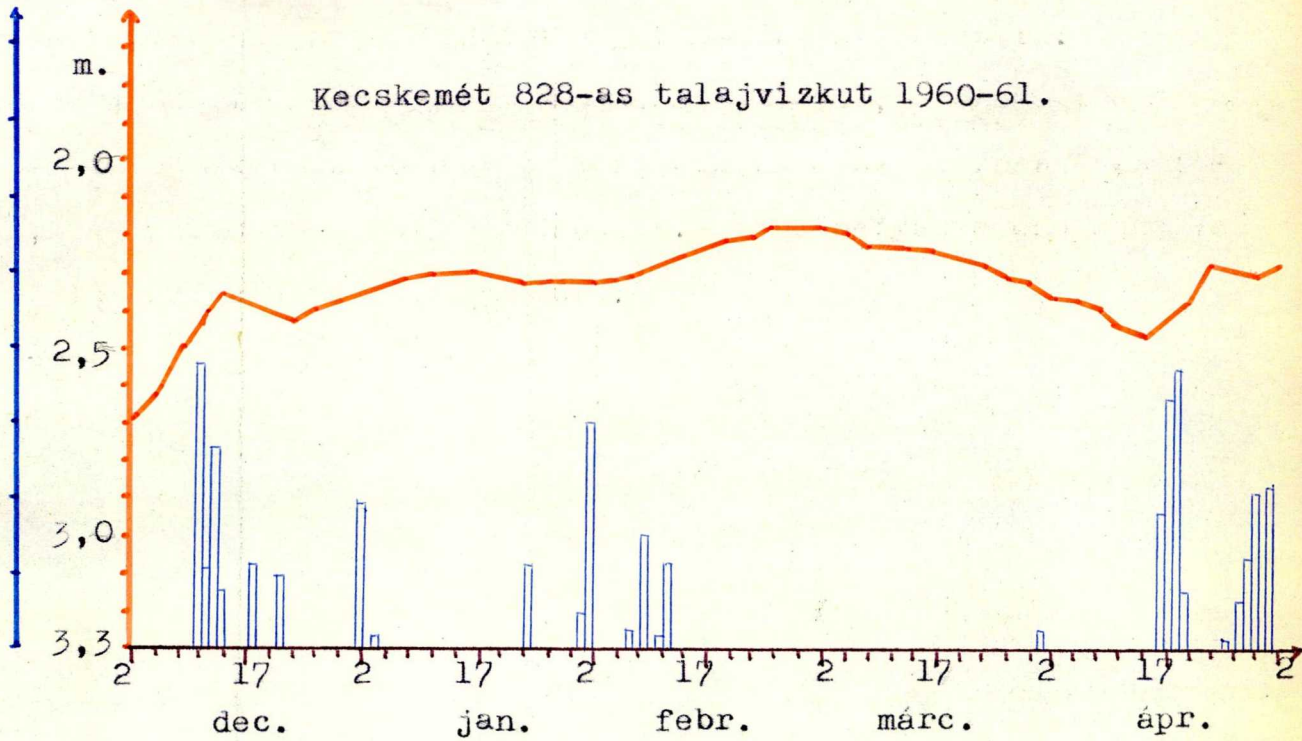



napi csapadéértékek
talajvízszint változása

8. ábra

A víztartó rétegek kivételével tehát minden körülmény megegyezett vagy hasonló volt, mégis Baján a vízállásmaximum április

29.-én következett be /8. ábra/ Így világosan szembetűnik, hogy a szegedi elhuzódott leszivargásviszonyokért a finomabb kőzet-részecskék módosító hatása a felelős.



Jelmagyarázat:  napi csapadékértékek
 talajvízszint változása

9. ábra

Még szemléletesebben megmutatkozik a beszivárgási uthossz és a hízagtérfogat nagyságának módosító hatása, ha az egymáshoz közeleli, tehát azonos csapadéku 823-as és 828-as kecskeméti talajvizkutak talajvízszint észlelési értékeit hasonlítjuk össze. /lásd a X. mellékletet/

Itt most a szemléltetés kedvéért csak az 1961. év elejének viszonyait ragadtam ki, de hasonló megállapítások tehetők a többi évre is. /9. ábra/

A két kut viszonyait összehasonlítva rögtön érthetővé válik a talajvízszint alakulásának eltérő volta. Egyrészt a 823-as kut talajvíz tartó rétegeinek szabad hízagtérfogata kisebb, mint a 828-asé, másrészt a 823-as kutban ez időben 3,2-3,8 m mélyen helyezkedett el a talajvíztükör, míg a 828-asban 2,2-2,3 m mélyen. Amíg a 828-as kut esetében a vizsgált időszakban többször is volt vízszintingadozás a beszivárgási viszonyok eltérő alakulása következtében, addig a 823-asban a nagyobb mélység következtében az egész téli félév folyamán szinte töretlen emelkedést észlelhetünk.

Ezekből az észlelési eredményekből leszűrhető, hogy a beszivárgási uthossz növekedésével és az itt található közetrészecskék szemcseátmérőjének a csökkenésével a beszivárgás üteme lelassul és ideje elhuzódik.

A három naponként végzett talajvízszint megfigyelések nem tették lehetővé azt, hogy az észlelési eredményekből beszivárgási sebességeket számítani tudjak, így ezeket csak a szakirodalmi adatok alapján tudom bemutatni.

Ezeknek az eredményeknek a tendenciái azonban megegyeznek az előbbi példákban bemutatott viszonyokkal.

Juhász a következő, szemcseátmérőtől függő beszivárgási sebességeket adja:

Talajszemcse átmérője	Beszivárgás seb. cm/óra	Talajszemcse átmérője	Beszivárgás seb. cm/óra
1mm	9000	0,04 mm	13
0,4 mm	1440	0,02 mm	3,1
0,2 mm	353	0,01 mm	0,71
0,1 mm	85,5	0,004mm	0,091

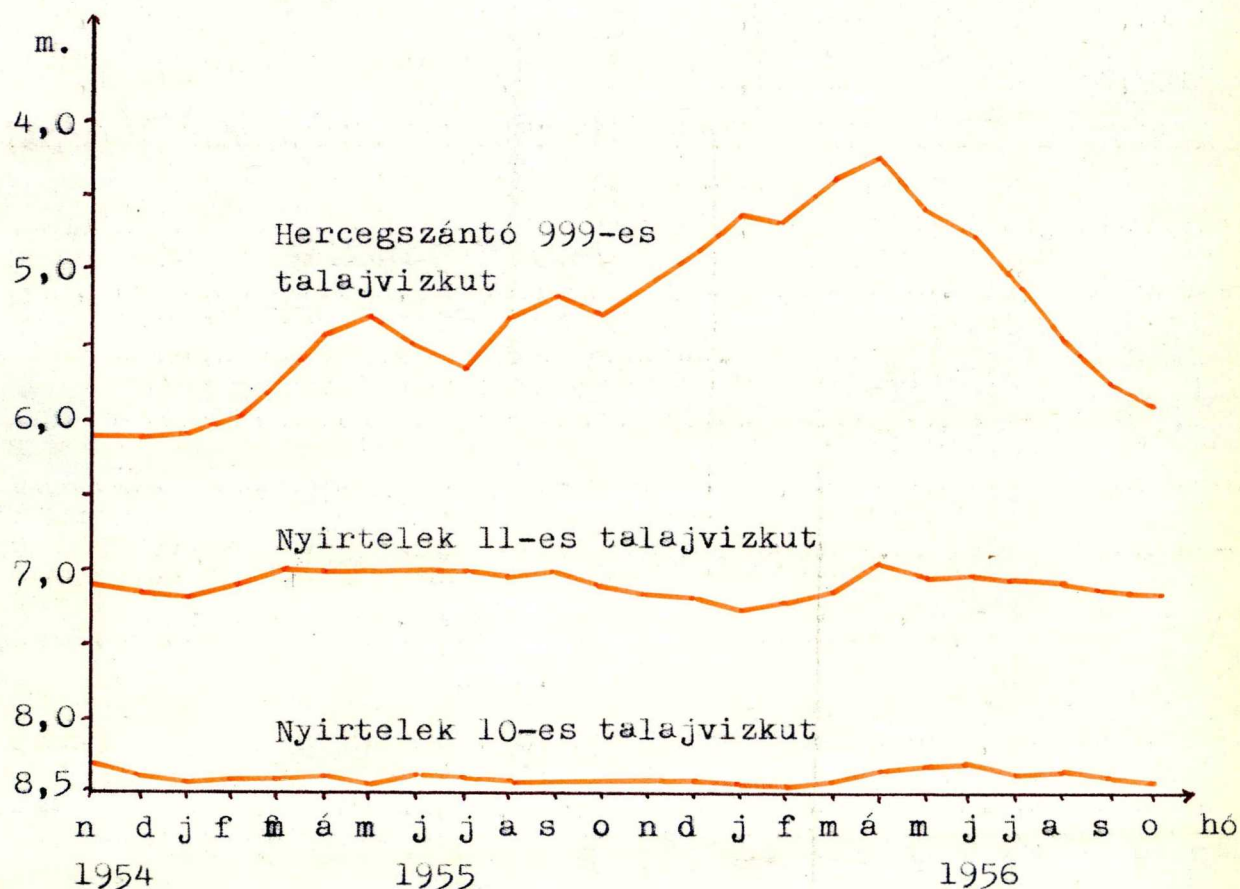
Azonban ezek laboratoriumi eredmények, ezeket a talaj rétegzettség, humusztartalma, a növények gyökérzete stb. erősen módosítják a természetes körülmények között.

Futóhomokterületeinken az előbbi adatok alapján, 85-350 cm/óra, folyóvízi homokrétegekben 10-80 cm/óra, ha a finom szemcsék az uralkodóak, a számítható szivárgási sebesség. Ugyanigy löszrétegekben 3-20 cm/óra, iszaprétegekben pedig 0,01-3cm/óra beszivárgási sebesség számítható.

Lovas és Szabó iszapos finómmhomokrétegek esetében, szabadban végzett kísérleteik során, 2-7 cm/óra beszivárgási sebességet kaptak. /30/

Az alföldi csapadék és párolgásviszonyainknak megfelelően a beszivárgás kb. 8-10 m mélységig tud jelentősebb vízszintingadozásokat létrehozni a talajban. Ennél mélyebb rétegekben már jelentéktelen a talajvízszint évi ingadozása, mivel a beszivárgó vízmennyiség teljesen a fedőréteg nedvességtartalmának a pótlására fordítódik, ill. még a felsőbb talajrétegekből elpárolog. A Duna-Tisza köz területéről ilyen nagy mélységű talajvizészlelési értékekkel nem rendelkezem, így csak az 5-6 m mélységű hercegszántói talajviztükrözés vizállásváltozásait tudom a Duna-Tisza közéről szemléltetni. /10. ábra / Probléma azonban az is, hogy ennek a kutnak az esetében, mint azt a későbbiekben látjuk,

talajvizhozzáfolyással kell számolnunk, így a csapadékosabb időszakokban a természetesnél jóval nagyobb utánpótlást kap a talajviz, és sokkal erősebb ingadozást észlelhetünk a szokásosnál.



10. ábra A beszivárgás változása a talajvizmélység függvényében.

Ezen kényszerítő okok miatt a Nyírség mélytalajvizü területéről vettem még adatokat. A csapadékos időjárás következtében a 7m mély talajvizü 11 sz. VITUKI-kutban még van bizonyos vízszint-ingadozás, de a 8,5 m mély vízszinttel rendelkező 10-es sz. kut esetében szinte egyenletes futásu egyenest kapunk. A vízszint csak nagyon kis ingadozást mutat, tehát itt már a beszivárgás nagyon kis módosítást tud elérni.

2. A talajviz felszín alatti áramlásviszonyai

A talajvízszintészlelő kutak, valamint a furt és ásott kutak észlelései a Duna-Tisza közén mind azt bizonyítják, hogy a talajvíztükör mindenütt követi a felszíni formákat. Ha ránézünk a Duna-Tisza köz térképére, világosan szembetűnik, hogy a Hátság területén - a két folyóvölgy alluviális síkjához viszonyítva - jókora, mintegy 20-80 m-es magasságkülönbséggel kell számolnunk és az előbbiekből következtetve egy 20-80 m magas talajvizdomborulatot eredményez ez a jelenség. Már maga az a tény, hogy a Hátság kialakulása óta ez a talajvizdomborulat nem szűnt meg, feltételezni engedi azt, hogy a magasabb részekről az alacsonyabbak felé, a felszín alatt, jelentősebb talajvízáramlással nem kell számolnunk. Számítások alapján is bizonyítani lehet ezt a megállapítást.

A talajvízáramlást kifejező Darcy-féle törvény értelmében :

$$v = kJ$$

ahol a v a szivárgási sebesség

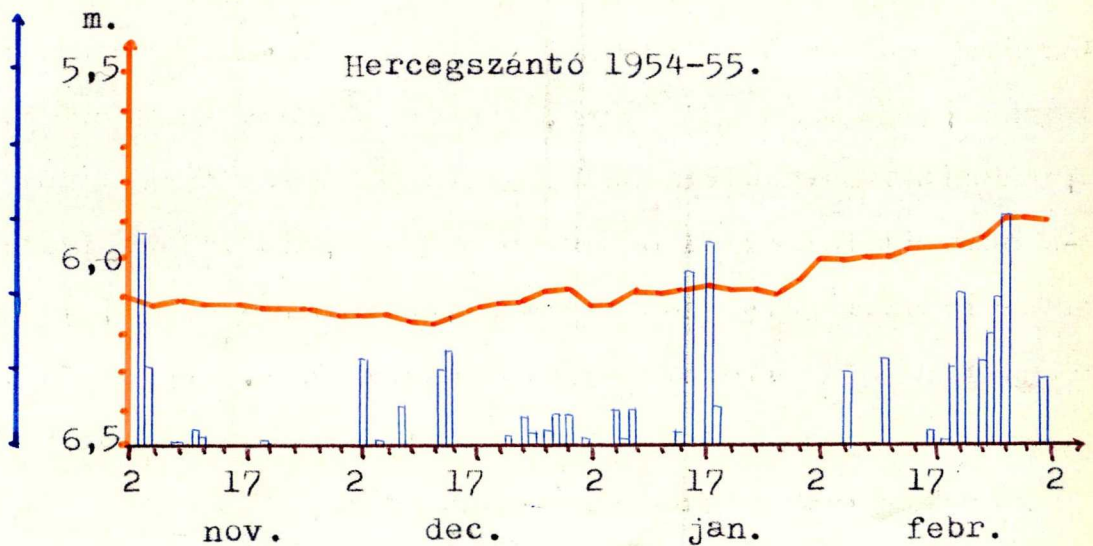
J a hidraulikai gradiens és a

k a talajnemektől függő szivárgási tényező.

Azonban még a Duna-Tisza köz magasságkülönbségei esetén is legtöbb helyen nagyon kicsi a hidraulikai gradiens értéke és még a jó vízvezetőképességű, 7×10^{-3} szivárgási tényezőjű futóhomokot véve is alapul, a Hátság középső területén Ubell csak 8,4 m/év horizontális talajvízáramlási sebességet állapított meg. Sőt felveti azt is, hogy az ilyen mikroszivárgási sebességek esetében egyáltalán nem érvényes a Darcy-féle törvény és így még ekkora mértékű szivárgási sebesség sem számítható. /71/ Ebből megállapítható, hogy a Hátság középső részén, különösen a vízvázasztó környékén számottevő, nagyobb területekre kiterjedő

talajvizmozgás nincs és nem igazolhatók a Rónai által feltételezett nagyarányú Duna-Tisza közti talajvizáramlások. /46/

A Hátság peremi részein, különösen a Kecel-bajai magaspárt környékén, a nagyobb felszíni esés miatt, a talajvízszint tengerszintfeletti értékeit összekötve, olyan nagyságú hidraulikai gradienst kapunk, amely már jelentős talajvizáramlásra enged következtetni.



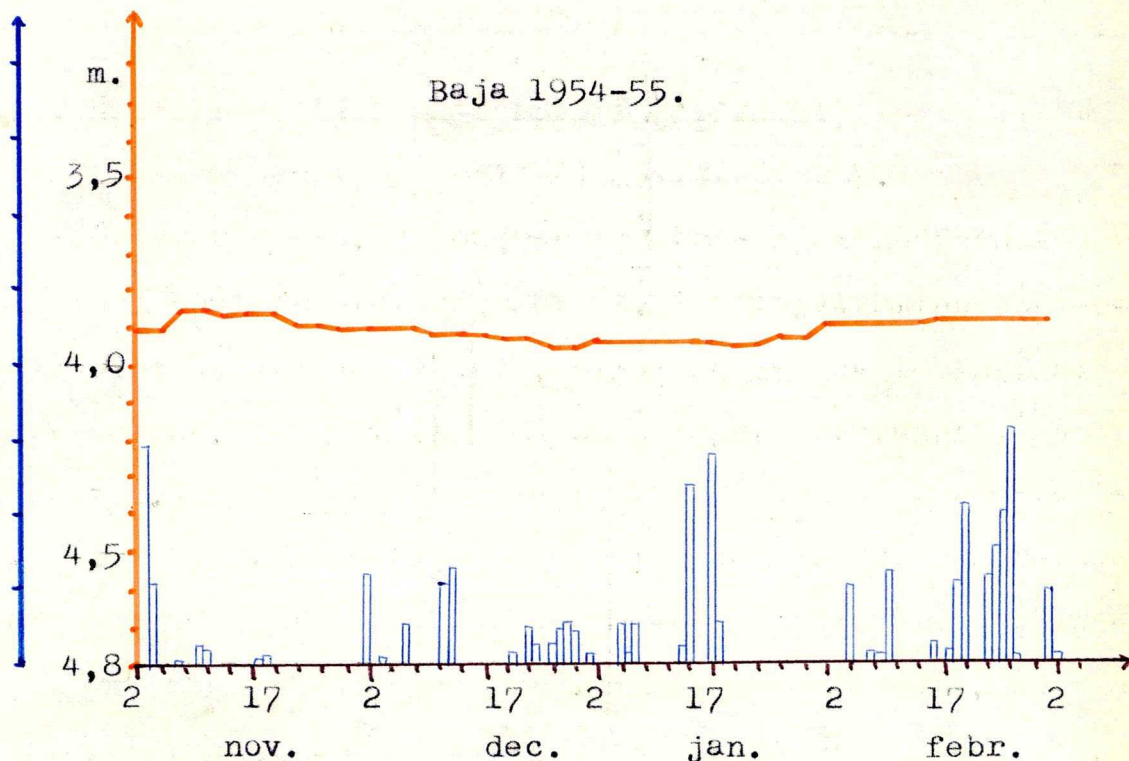
Jelmagyarázat: || napi csapadékértékek
 — talajvízszint változása



11. ábra

A 999-es hercegszántói VITUKI-kut éppen a Duna alluviális síkjának a peremén helyezkedik el, így a vízszint adatait összevetve a közeli, bajai adatokkal világosan kimutatható a környező magasabb peremrészek felől áramló talajvíz.

Amíg 1955. telén Baján febr. 2. nem történt talajvizállás emelkedés /12. ábra /, addig a hercegszántói kutban már 1954. dec. 14.-én megindult a vizállás emelkedése a Bácskai lösztábla pereméről leszivárgó talajvizek hatására. /11. ábra /

Mivel a csapadék mennyisége hasonló volt a két helyen, így csak a talajvizhozzáfolyás emelhetette meg a vízszintet, amely még e-



Jelmagyarázat:  napi csapadéértékek
 talajvízszint változása

12. ábra

zenkívül 2,2 m-el mélyebben is volt Hercegszántón, mint Baján. Ugyancsak talajvizhozzáfolyásról tanuskodik a 30/h ábra is, amelyet a csapadék és a talajvízszintingadozás kapcsolatából szerkéztettem. Ezen ábra szerint már 25 mm téli félelvi csapadék is megemelné a talajvízszintet. Mivel mintegy 110 mm párolgás számítható a téli félelvben, így a téli félev folyamán mintegy 85 mm csapadéknak megfelelő talajvízmenyiség hozzááramlására kell számítanunk.

Amint a téli félelvi adatok kiszóródása és az évi talajvízszint alakulási görbe futási iránya is bizonyítja / lásd a IX. mellékletet /, hogy kiugróan szélsőséges talajvízszintemelkedéssel nem kell számolnunk, így a talajvíz hozzááramlásának folyamatosnak kell lenni, tehát csak a téli időszakokban mutatható ki jelentősebb eltérés a környező észlelőkutak értékeivel szemben,

amikor ott a felszíni talajfagy következtében és az oldalirányú áramlás hiányában nem indul meg vízszintemelkedés.

A Duna-Tisza közti Hátság ÉNy-i pereméről a Duna alluviális síkja felé történő talajvizáramlást mutattak ki Rohringer észlelései is a 30-as években. Sőt itt a talaj állandó magas talajvízének a fokozottabb párolgási vesztesége miatt erőteljes, a felszíni rétegekben való, sófelhalmozódásra és fokozottabb szikesedési tendenciára kell számítani, mint egyéb vidékeken. /26,43/

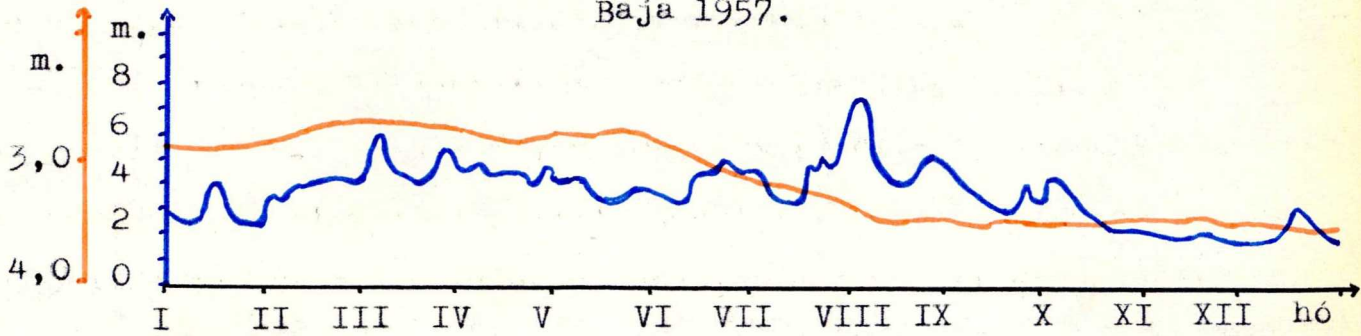
A Hátság keleti pereme jobban belesimul a Tisza völgyéjébe, s itt már kevésbé kell számolni nagyarányú talajvizáramlással. Itt inkább a Tisza felé lejtő völgyek mélyedései felé történik a buckasorokból talajvizáramlás. Ezekben a völgyekben a felszín fölé is emelkedhet a víz az egyes belvizes években és ez a völgyhálózat a talajvizet már, mint felszín feletti belvizet vezet le a Tisza irányába. A Tisza-völgyben ez a belviz okozza a talajvíz gyors megemelkedését abban az esetben, ha nem tudják kellő időben átmenelni a Tiszába és nem az egyébként is gyenge vízátbocsátóképes infúziós löszben áramló talajvíz, amint azt Miháltz feltételezte. /34/

Az eddigi megfigyelések szerint a folyóvölgyekben sem kell számolni nagy területekre kiterjedő talajvizáramlással. A talajvíz kutak észlelési adatai szerint csak a durva folyami hordalékokban tud a folyók vize több km távolságban is módosító hatást gyakorolni a talajvízre, mint az a Kisalföldön kimutatható.

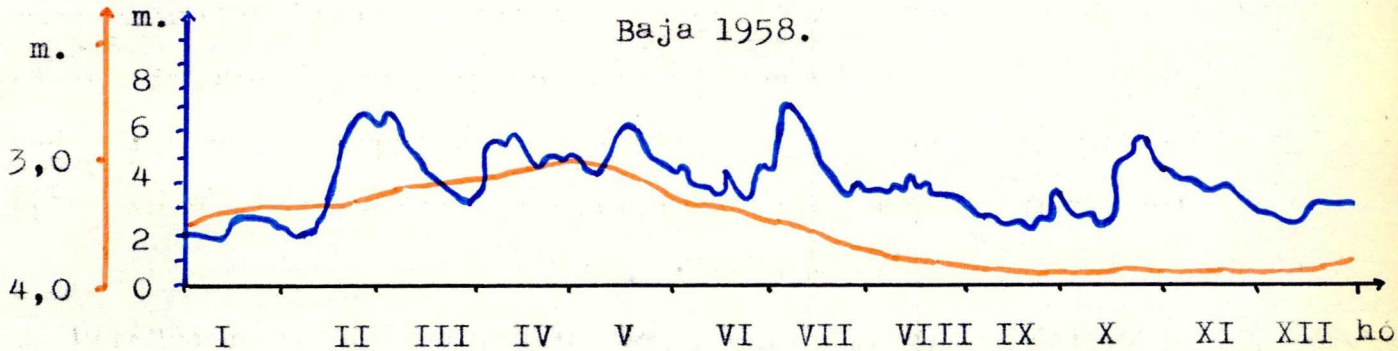
A Duna-Tisza köz területén azonban két nagy folyót mindenütt — sokkal finomabb — finomhomok, iszaposhomok, agyagoshomok és iszaprétegek szegélyezik, amelyekben már csak 1-2 km távolságra terjed a folyók talajvízduzzasztó ill. leszívó hatása.

Baja és Szeged térségében hasonlítottam össze a Duna és a Tisza vízszintingadozásait a talajvízállásváltozásokkal. az 1957-58-as

Baja 1957.



Baja 1958.



Jelmagyarázat: — Duna vízszint változása
— talajvízszint változása

13. ábra

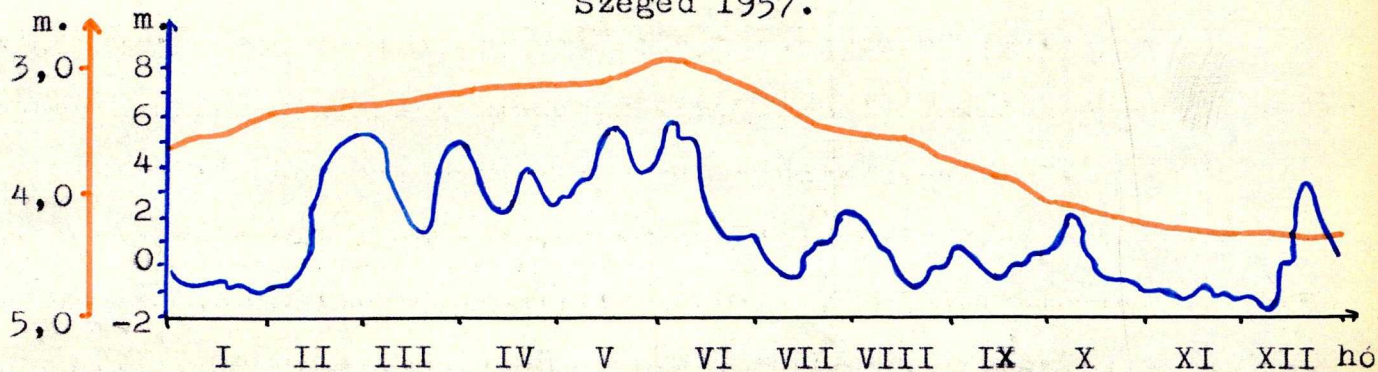
évben. Meg kell jegyezni, hogy mindkét évben a Dunán és a Tiszán nagy magasságu árhullámok váltakoztak, tehát az esetleges, talajvízszintre gyakorolt hatásuknak fokozottabban kellett volna jelentkezni,

A bajai 963-as sz. talajvizkutnak a Dunától való távolsága 3,4 km, a szegedi 954 sz. talajvizkutnak pedig a Tiszától való távolsága pedig kb. 4 km.

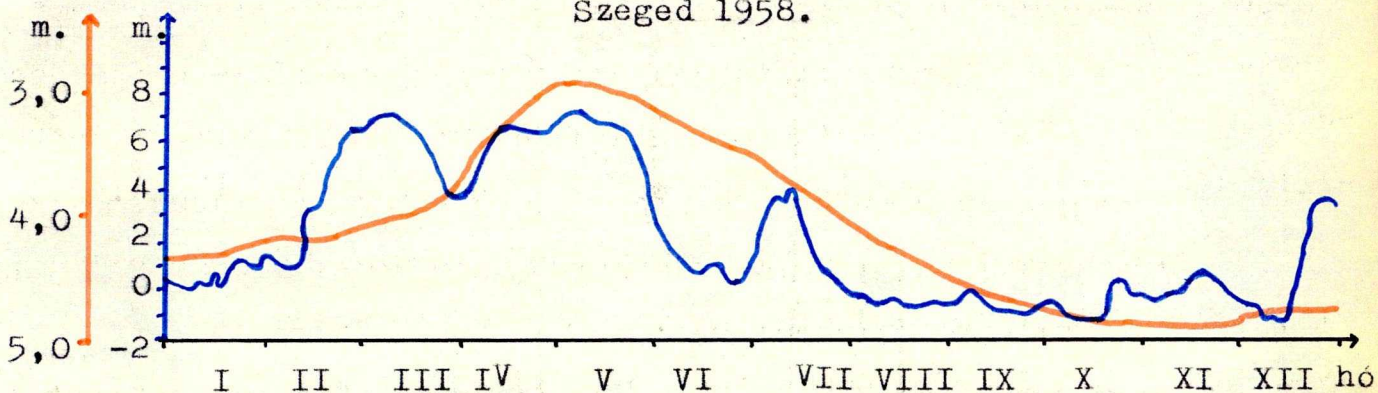
A két talajvizkut kétéves észlelési adatait összehasonlítva a bajai ill. a szegedi vízmérce folyóvízszint adataival, szinte sehol sem tapasztaltam egyezést az emelkedések vagy süllyedések időbeliségében, sőt még eltolódott tendenciájelleg sem mutatható ki a folyók vízszintváltozásai és a talajviztükör emelkedése ill. süllyedése között. /13., 14. ábra/

Ugyanezt alátámasztják Juhász J. és Vágás I. megfigyelései is a

Szeged 1957.



Szeged 1958.



Jelmagyarázat: — Tisza vízszint változása
— talajvízszint változása

14. ábra

Duna ill. a Tisza-völgyében. / 20, 777

Mindezekből látszik, hogy a talajvízáramlásnak csak nagyon kis területen van módosító hatása a Duna-Tisza köz talajvízháztartására, de ezeken a területeken is fontos meghatározó szerephez jut a csapadék és a párolgás.

A Duna-Tisza köz egészére viszont elmondható, hogy a talajvízháztartási viszonyok döntő meghatározó tényezője a csapadék és az ezzel ellentétes hatású párolgás, s ezek felelősek a nagyobb arányú vízkészlet változásokért.

3. A vízszint és a víztároló kőzet anyaga közötti kapcsolat

Nagyon érdekes megfigyeléseket végezhetünk, ha a Duna-Tisza közén a víztároló kőzet anyaga és a vízszint terep alatti mélysége között keresünk kapcsolatot.

Az észlelések és Rónai talajviztérképező munkái /44, 46/ mindenütt azt bizonyítják, hogy a vízszintnek a terep alatti elhelyezkedését nagy mértékben befolyásolja a víztároló kőzetszemcsék átmérője és szabad hézagterfogata.

A havi átlagos talavizállásokat összekötő vonalak terep alatti mélysége és a víztároló kőzet anyaga közti összefüggés szemléletesen látszik a 6. ábrán.

Nagy különbségeket kapunk abban az esetben is, ha a futóhomok és a löszterületek talajvizének terep alatti helyzetét hasonlítjuk össze.

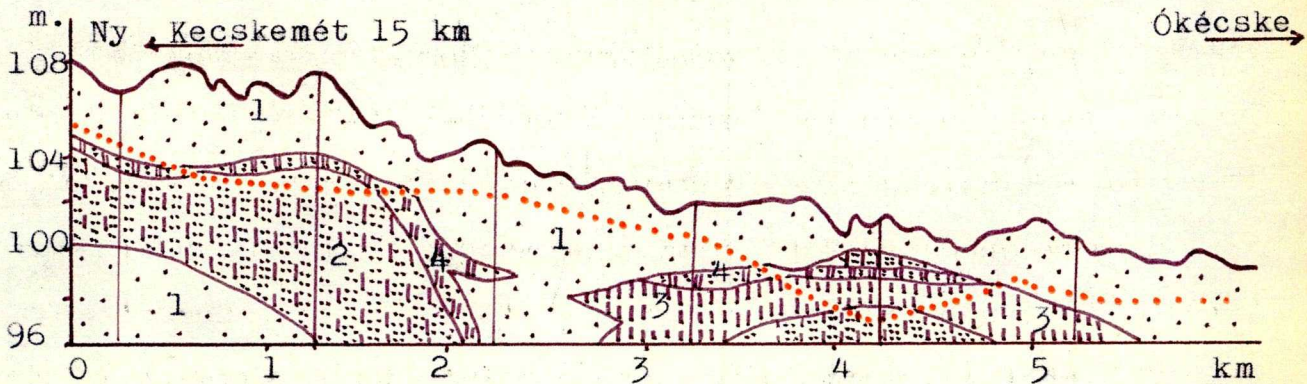
A futóhomokban mindenütt magasan áll a talajviz és elég jól követi a felszín egyenetlenségeit. Ennek nyilvánvalóan a legegyszerűbb magyarázata az volna, ha feltételeznénk, hogy a felszíni homokrétegek alatt egy bizonyos mélységben vízzáró rétegek települtek és a beszivárgó csapadékvizet nem engedik tovább.

Azonban Miháltz felszínközeli 20-30 m-es furásai bebizonyították, hogy a Hátság területének futóhomokja szélhordta származású, így semmilyen vízzáró réteg, iszapcsik nem települhetett bele a laposok réti mésziszapjának és réti mészkövének kivételével. /32-33/ Emiatt a homokterületek magas talajvizének az okát a vízháztartási viszonyokban kell keresnünk.

Ezt igazolja az a tény is, hogy a Hátság viszonylag meredek Ny-i peremén a vastag homokfelszín alatt a talajviz nem áll a felszín közelében, hanem egészen mély szintben helyezkedik el. Itt a talajviz horizontális áramlása miatt bekövetkező vízszintcsökkené-

sen kívül szerepet játszhat a mély talajvízszint kialakításában az is, hogy a Kecel-bajai magaspárt területére kiterjed a homoktakaróval fedett vagy takaratlan Bácskai lösztábla is, így ez alatt, mint a Hátság területén mindenütt a löszfelszín vízszintcsökkentő hatással van a talajvizre.

tszf.



Jelmagyarázat: 1. futóhomok 2. homokos lösz 3. lösz 4. lössös homok, talajvíz szintje.....

15. ábra Futóhomok és lösz-szintek hatása a talajvizre.
/ Miháltz I. után /

A Duna-Tisza köz északi részén a lösztábla maradványaira futóhomokot fujt a szél. Kecskemét-Kiskunfélegyháza vonalában a homoktakaró kivékonyodik és alatta megjelenik a felszínközelen ill. a felszínen a lösz. A löszterületek megjelenésével együttesen mindenütt megtalálhatjuk a mélytalajvízü foltokat is./15. ábra/ Ha a lösztakaró vastag és nem bontják meg homokcsikok, akkor a homokterületekkel szemben itt még feltünőbb a talajvíz mélyebb szintje. Abban az esetben viszont, amikor sűrűn van tagolva homokrétegekkel vagy a löszrétegek kiékelődnek, a talajvíznívó magasabban helyezkedik el.

Miháltz által végzett földtani feltárásból tudjuk, hogy a Bácskai lösztábla területén egymás fölött lösz és homokrétegek val-

takoznak. Közbetelepült vízzáró rétegeket nem találunk, így a talajvíz folytonosan közlekedhet az egyik rétegből a másikba. A löszfelszín alatt a talajvíz mélysége mindenütt 5-6 m körüli. Több helyen eléri vagy meghaladja a 8-10 m-t is. Amint a löszterületről K felé haladva a felszinközeli löszrétegek kiékelődnek és helyüket futóhomokrétegek foglalják el, a talajvíz tükre a felszín közelébe emelkedik. / lásd az V. mellékletet/

A talajvíznívó a löszterületen is követi ugyan a domborzat vonalát, de nem olyan szabályosan, mint a homokrétegekben.

Miháltz vízföldtani kutatásai szerint a Hátság keleti peremének enyhébb lejtése miatt a hátságperemi homokterületek talajvíze még a Tisza-völgygel való érintkezéskor sem süllyed mélyebbre, mint a belsőbb homokterületeken. /34/ A peremi homokterületeken mindenütt a felszín közelében helyezkedik el a talajvízszint, majd az alacsonyabb löszterületre érve a dinamika törvénye alapján azt várnánk, hogy itt a felszínhez még közelebb kerül. Ezzel szemben az alacsony löszterületen a felszínhez viszonyítva még mélyebbre süllyed a talajvízszint. /lásd Miháltz Szatymaz-Jakabszállás-i szelvényét, 34/

Ezekután felmerül az a kérdés, miért van mélyebben a talajvíz a lösz alatt?

Erre azt a valószínű magyarázatot lehet adni, hogy a löszben a víz nehezen mozog. Durvalikacsu szerkezeténél és nagy hézagterfogatanál fogva igen sok vizet tud megkötni anélkül, hogy nyílt vízfelület alakulna ki benne. Így a felszínről leszivárgó csapadékvíznek csak töredéke jut le a talajvízszintig, mivel a felszinközeli rétegek sok csapadékvizet képesek elraktározni, amíg eléri a maximális molekuláris vízkapacitás értékét, és sokszor alakul ki a löszrétegekben az ún. "függő kapilláris víz". Ez a függő kapilláris víz azután a nyári nagyarányú párolgás fo-



lyamán könnyen elpárolog, mivel a felszín közelében helyezkedik el. Sőt az alatta levő nedves rétegekből, vagy a talajvizből is párologhat el bizonyos mennyiség, így a párolgás a felszínközeli rétegekben mindig felemészti a raktározott vízmennyiséget és nem tud felhalmozódni, hogy a maximális molekuláris vízkapacitást elérje és azután lejusson a talajvizhez. Ez a folyamat állandó jelleggel mély szintre szállítja le a talajvíznívót, ahol már a vízszint a kis beszivárgás ellenére is lépést tud tartani a párolgással.

A homokrétegek esetében más a helyzet, mivel itt a leszivárgó csapadéknak a felszíni lefolyáson felüli része leszivárog a talajvizig, a homok kisebb vízmegkötő képessége miatt. A nyári párolgás folyamán először a talajvíz feletti rétegek nedvességtartalma párolog el, majd megindul a párolgás a talajvizből is, de így a vízszint egyre mélyebbre kerül. Ősszel a talajvízmélység növekedésével és a párolgás csökkenésével egyensúlyi állapot áll elő. Majd a felszínre hulló őszi csapadék nagy része ismét leszivárog a talajvizig és mennyiségétől függően a víznívó újra a múlt évi helyzethez hasonló magasságba kerül.

4. A vízszint és a terepszint közötti kapcsolat

A talajvizi tükör terep alatti elhelyezkedésében is megmutatkozik a Duna-Tisza közének hármasság tagoltsága.

A felszín alatti talajvizviszonyokat a legrészletesebben Rónai A. tárta fel, így az általa szerkesztett térkép alapján próbálunk elemzést adni a területről./46/

A Duna-völgy magas talajvize jól elkülönül a Hátság Ny-i peremének mély talajvizétől. A legmagasabb talajvizállást a Kun-szentmiklós-Örkény-Dunaharaszti háromszögben találjuk, de a Duna-völgy K-i peremét is - egészen Bajáig nyúló - magas talajvizű sáv jellemzi, mintegy 2-3 m mély vízszintekkel. Az előzőekben ismertetett okok alapján ez a sáv élesen elkülönül a hátságperemi mély talajvizű területektől. Ennek a területnek a talajvízszintje függőleges irányban erőteljes ingadozást mutat, a felszín nagyrészt elszikesedett. A szikes laposokat az év nagy részében víz borítja, de nyáron, amikor a legnagyobb szüksége lenne rá a növényzetnek, mélyen a felszín alá húzódik. Ettől a területtől a Duna felé haladva általában nő a víz terep alatti mélysége egészen a Duna partjához közel fekvő sávig. Kalocsa környékén több foltban meghaladja a víz mélysége a 6-7 m-t is. A felszín alatti legmélyebb vízszintet a Tétel-halom környékén találjuk, de ez a kis kiterjedésű kiemelkedés számájára írható.

A Tisza-völgy talajvizviszonyaira szintén a 3-6 m-es talajvízmélységek jellemzők. Itt a Hátság K-i peremén fordított viszonyokat találunk, mint a Ny-in. A K-i perem nem végződik olyan éles határral, így a Tisza-völgyben mindenütt mélyebb talajvizű területeket találunk, mint a Hátság peremi részein.

A Duna-Tisza köz egészét tekintve a Hátságon találjuk a legbo-

nyolultabb talajvizviszonyokat. Ez egyrészt a változatos domborzatnak, másrészt a területenként sűrűn változó geológiai felépítésnek köszönhető.

A legmélyebb talajvizű területeket a Gödöllő-Ceglédbercel-i dombság területén találjuk. A pannóniai agyagdombokat ugyanis 15-20 m vastag lösztakaró fedi, és csak ez alatt találjuk meg a talajviz szintjét.

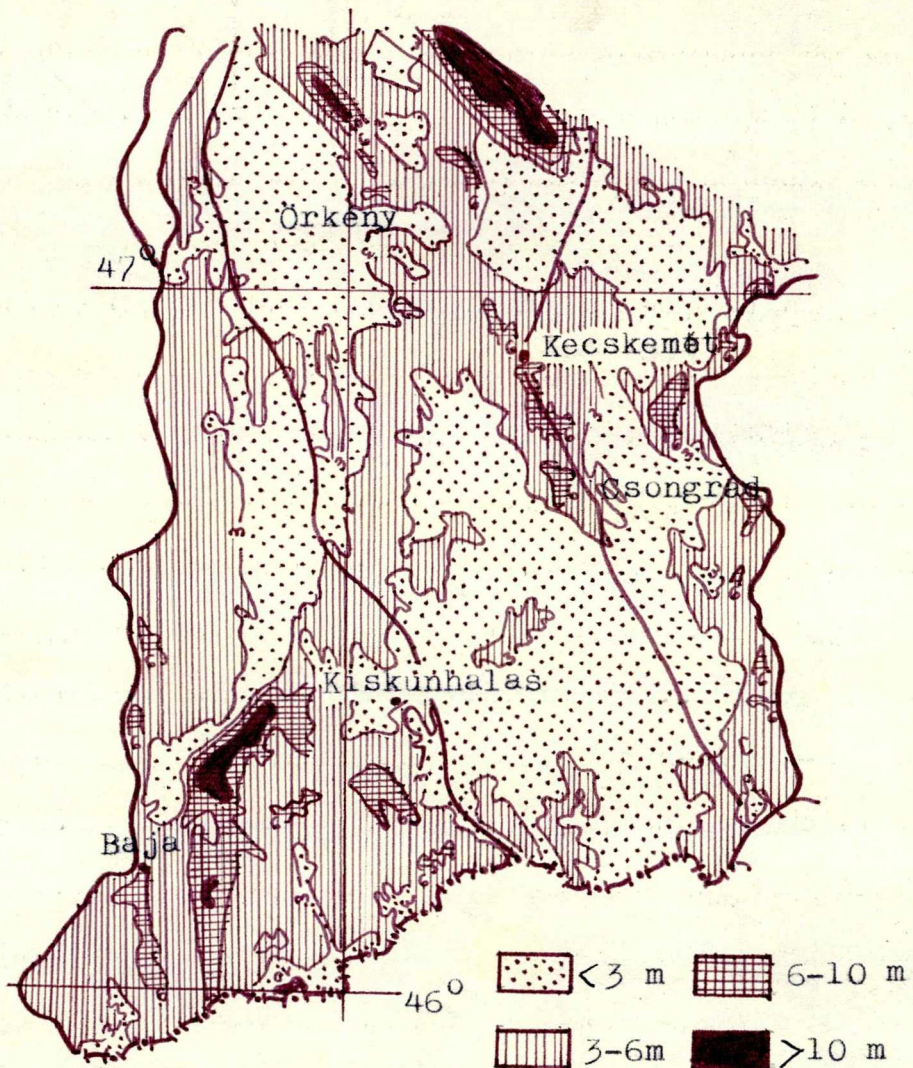
10-20 m-t elérő vízszintmélységekkel találkozunk még a Kecel-Baja-i magaspart környékén, a meredek hátságperemi homok és löszrétegek alatt. Ennek a mély talajviznek az okára az előző részben már fényt derítettem, így itt részletesebben nem térek ki rá.

Az egész Bácskai löszplatóra jellemzőek a 3-6, de nagyon sok helyen a 6-10 m mélységű talajvízszintek. Ezek közé azonban meglehetősen rendszertelenül 2-3 m-es terep alatti mélységű foltok települtek. A kis területen egymás mellett megtalálható nagy felszín alatti vízszintkülönbségekért, amelyek egyáltalán nincsenek összefüggésben a domborzati viszonyokkal, teljes mértékben a geológiai felépítést tehetjük felelőssé.

A másik feltűnő mélységű talajvízfolt a Körös-Tisza-zuggal szemben alakult ki. Ezt a talajvízmélységet a domborzati viszonyok nem indokolják. Ez a jelenség valószínűleg azzal magyarázható, hogy itt a terepszint alatti vízzáró agyaglencsék megközelítik a felszín és a talajvíztükröt nyomás alá helyezve az agyaglencsék területén leszállítják a vízszintet. Azon a részen, ahol már megszűnnek az agyaglencsék és a felszín alatt fiatal, laza üledékek helyezkednek el, a talajvízszint ott felemelkedik. A monor-irszai dombokkal megegyező irányban halad délre egy mély talajvizű vonulat Dunaharaszti-Örkény-Kerekegyháza irányában. Ehhez kapcsolódó folytatását Lajosmizse-Kecskemét-Kiskunfélegy-

háza irányában nyomozhatjuk. /16. ábra/

E mélytalajvizű területek nagyrészt követik a felszíni és a felszinközeli löszvonulatok irányát, ahol ezek a löszvonulatok megszakadnak, vagy kiékelnek, keresztirányu, magastalajvizű hártvonalak törik meg a mélytalajvizű vonulatokat, mint pl. Örkénytől délre is látható. A vonulatok megszakítatlan részén azonban mindenütt 4-8 m mélyen helyezkedik el a talajviz.



16. ábra A talajvizi tükör felszín alatti mélysége a Duna-Tisza közén. / Rónai A. után/

A Hátságon végigvonuló ÉNy-DK-i irányu vonulatok között találunk olyan mélyebb részeket, ahol a talajviz a felszínhez egé-

szen közel került. A legnagyobb összefüggő sekély talajvizfoltot Cegléd-Nagykőrös- Jászkarajenő háromszögben találjuk. Itt a talajviz finom és közepes szemű homokban helyezkedik el. A területet északról a monor-irrsai dombok vonulata határolja, délről pedig az Örkeny-Kecskemét-i magaslatok. Magas vizálláskor a talajviz 20-50 cm-re is megközelíti a felszint, de az átlagos vízszintmélység is csak 1-2 m.

Magas talajvizű folt helyezkedik el Kiskunfélegyháza és Csongrád között is, valamint a Kiskunfélegyháza-Kiskunhalas-Kiskundorozsma által határolt területen. Ezek a magas talajvizű foltok mindenütt követik a buckasorok ÉNy-DK-i irányát, sőt a buckák közötti vágákat, semlyékeket foglalják magukba. Tehát nagyrészt a domboldalokról a vágák felé, majd a belvizes években ezekben a vágákban a Tisza-völgy felé csordogáló belvizek hatását jelzik.

Ezenkívül kimutathatók ezek az ÉNy-DK-i irányú magas talajvizfoltok a Hátság vízválasztójától K-re Fülöpszállás-Kiskunhalas közötti területeken is.

A Hátság többi részén a talajviz átlagos mélysége 2-3 m körül mozog, s legnagyobb összefüggő foltot a Kiskundorozsma-Kelebia-Soltvadkert-Kiskunfélegyháza közötti négyszögben találjuk.

A Duna-Tisza közén a talajviztükör tengerszintfeletti elhelyezkedése szabályosabb a terep alattinál.

Általában a Hátság felől lejt a víztükör a két folyóvölgy felé. Meredek a vízszint lejtése Gyón-Örkeny térségében és a Császártöltés-Baja-i magaspart térségében. Ezek a területek jellemzik egyébként az intenzívebb talajvizáramlások sávját is.

5. A talajviz vegyi jellege

A talajviz minősége általában a Duna-Tisza köz egész területén szorosán igazodik a víztároló üledékek minőségéhez. A terület nagy részén ugyanis a talajviz horizontális irányban vagy egyáltalán nem vagy csak igen lassan mozog. Különösen nehezen tud áramlani a finomhomok, lösz, iszap és az agyagrétegekben, így ezek ásványi anyagát a megismétlődő függőleges vízszintingadozás folyamán erősen oldja. Így a víz minősége erősen függ a víztároló kőzet tulajdonságaitól. Az oldatok töményebbé válását pedig a magas talajvízű területeken a nagymértékű párolgás segíti elő, emiatt nem ritkák az olyan talajvizek, ahol az összes oldott anyagmennyisége meghaladja a 2000 mg-ot literenként.

A Duna-Tisza köz nagy részén a talajviz minősége kimondottan rossz, s a víz néhol olyan dus oldattá válik, hogy sem ivó, sem ipari vagy öntözővízként nem hasznosítható.

A löszterületek tűnnek ki különösen kemény, rossz vizekkel.

A futóhomokterületeken valamivel jobb a helyzet, de a Hátság területének változatos felépítése következtében kis területeken is nagy változást szenvedhet a vízminőség.

A néhány száz mg/liter sótartalmu lágy vizek mellett mindenütt megtalálhatók a több ezer mg/liter oldott anyagot tartalmazó tömény oldatok is. /46,47/

Rónai az ötvenes években, a talajviz térképezési munka során a következő vízminőségeket állapította meg a Duna-Tisza közén:

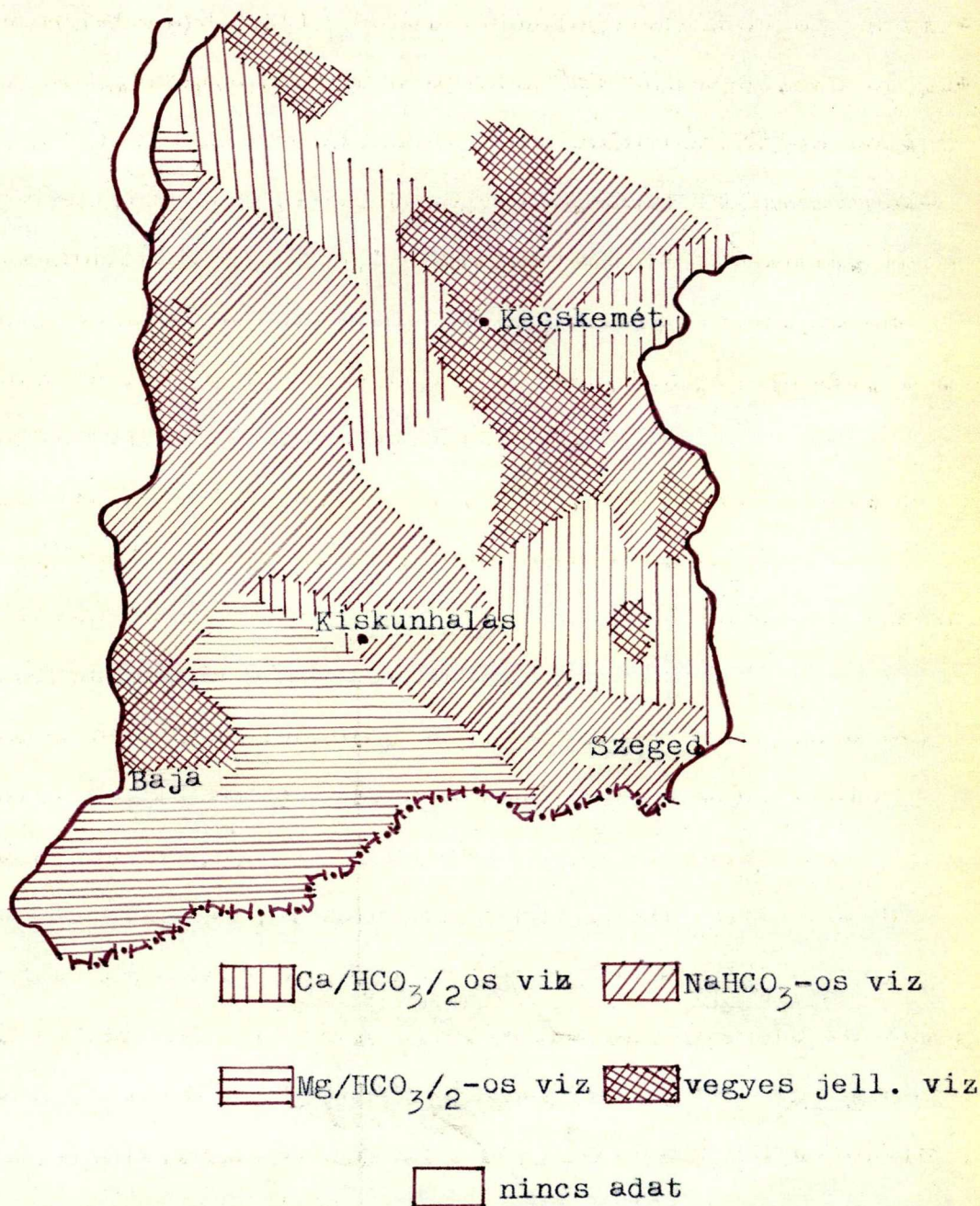
Az É-Bácskai lösztábla területén és a Duna-völgyben eléggé elterjedtek a 40-80 német keménységi fokú talajvizek.

A Duna-völgyben található kemény víz a legtöbb helyen nátriumban gazdag. Ezzel nagyrészt a szikes területek elterjedése függ össze. A Duna menti és az É-Bácskai kemény vizek magas magnézium-

tartalmukkal is kitűnnek, míg a Duna-Tisza közti talajvizeknél általában a kalcium ion van túlsúlyban.

Nagyobb keménységű talajvizek találunk még a Kecskemét-Kiskunfélegyháza környékén húzódó löszvonulatok területén, valamint a Tisza-völgy déli részén.

A CaHCO_3 -os víz, amely a legjobb talajvizet szolgáltatja a területünkön, szintén elterjedt, /17. ábra/



17. ábra A Duna-Tisza közti talajvíz vegyi jellege.

/ Rónai A. után /

CaHCO₃-os vizet leggyakrabban az Örkény-Kiskörös-Pusztamérges-Csongrád közötti területen találunk.

Egyes helyeken a talajviz nagy klorid tartalmu, a szikes vizekben pedig jelentős mennyiségű konyhasót is találunk, mint pl. a Kiskunhalastól délnyugatra eső területeken.

A szulfát a tiszántuli talajvizekhez képest nem oly gyakori, mivel itt a mocsaras, tőzeges területek részaránya sokkal kisebb.

Helység	Na	Ca	Mg	Cl	HCO ₃	SO ₄	Német keménységi fok
	mg/liter						
Kiskunfélegyháza	63	61	61	11	333	--	9
Kecskemét	23	176	176	49	345	108	25
Lajosmizse	130	135	44	73	482	130	29
Cegléd	663	69	174	565	781	870	50
Soltvadkert	250	230	92	374	400	364	48
Kelebia	19	77	12	3	342	--	14
Bácsalmás	21	64	75	18	378	94	25
Császártöltés	10	45	15	10	65	--	15
Baja	19	91	19	15	420	--	17

A táblázat Rónai A. által meghatározott értékei jól összefoglalják az egyes ionok mg/liter értékeit, de ezek az adatok a változatos talajvizhelyzet miatt csak a település szűk környezetére érvényesek.

Gazdasági hasznosításnál gyakran okoz gondot a Duna-Tisza közti talajviz rossz minősége. Öntözésnél különösen káros a magas Na tartalom. A nátrium akár hidrogénkarbonáttal, akár kloriddal kapcsolódik, káros hatása a növényzetre és a talajt is szikesíti.

Szem előtt kell tartani azt a jelenséget, hogy a talajvíz néhol csak a legfelső víztartó rétegekben tartalmaz igen sok káros sót. A mélyebb rétegek vize már 10-20 m-en is kevésbé tömény oldatot ad.

Jellemző példa erre egy Szaba-dszállás környékén megfigyelt eset, ahol az erősen sós, szódás talajvíz alatt már kis mélységben aránylag jó minőségű vizet tartó rétegek vannak. / 45 /

Az ipari felhasználás elsősorban a víz keménységével szemben érzékeny, de általában kedvezőtlen számára a magas szulfát és a szabad szénsavtartalom is, mert ez utóbbiak a vas és betoncsöveket korrodálják. /53/

A Hátság talajvizének a keménysége az Alföld többi területeihez viszonyítva elég kicsi, ugyanis a terület nagy részének a talajvíze 20-40 német keménységi fok között mozog. /47/

A legkisebb keménységi fokú talajvizek a Kiskőrös-Kiskunfélegyháza közötti területen és Kecskeméttől K-re fordulnak elő, tehát nagyjából a CaHCO_3 -os talajvízű területeken. Általánosságban a homokvidékeken találunk kisebb keménységű talajvizet. Ezt a törvényt azonban a Hátság területén fenntartással kell fogadnunk, mivel itt a homok jelentős karbonáttartalommal rendelkezik, emiatt csak nagyon kevés helyen találunk 20 német keménységi foknál kisebb értékű, lágy vizet.

III. Az éghajlati tényezők szerepe a Duna-Tisza köz talajviz- földrajzi viszonyaiban.

1. A terület csapadék és párolgásviszonyai

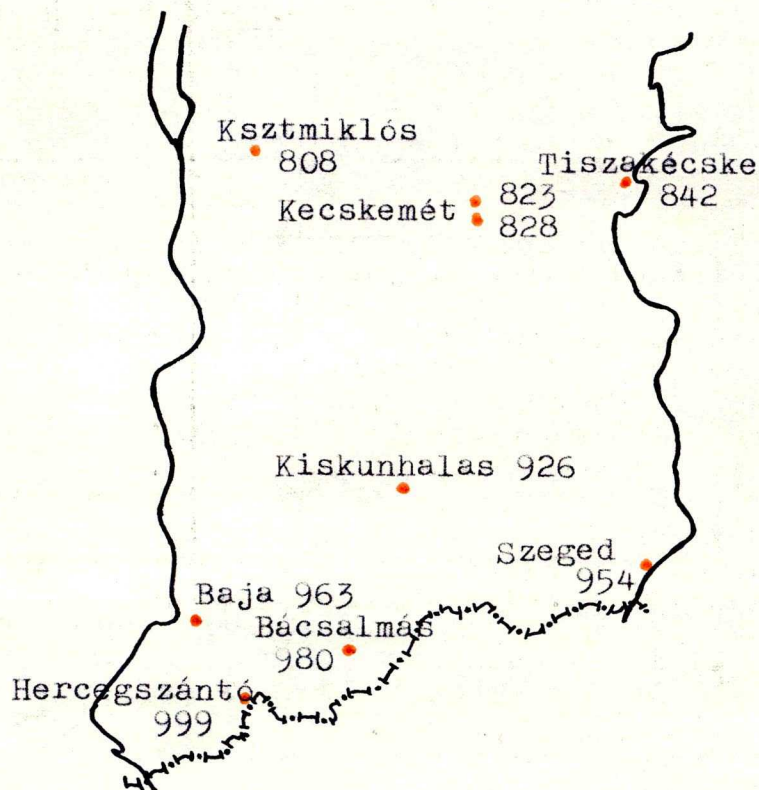
Ha megvizsgáljuk valamely év talajvizállás értékeit egy adott területen, akkor azt látjuk, hogy azok az év folyamán, a talajadottságoktól és a felszín alatti mélységtől függően, jelentős változásokat mutatnak.

A legmagasabb talajvizállás a tavaszi hónapokban van, a legalacsonyabb pedig az ősz első két hónapjában. A talajviz ilyen ingadozását csakis a helyben lehullott csapadék ill. a csapadék és a párolgás viszonya befolyásolja.

Télen és a kora tavaszi hónapokban a kis párolgás miatt a lehullott csapadékvíz lejut a talajviznivóig és megemeli annak szintjét. A nyári és az ősz eleji hónapokban viszont a lehullott csapadék a párolgás miatt nem tud lejutni a talajvizszintig. Így nem tudja emelni azt, sőt a talajviz egy része szintén elpárolog, s ezekben a hónapokban süllyed a talajviz szintje,

A Duna-Tisza közén arányosan elosztva 8 talajvizmegfigyelő kut és ugyanott elhelyezett csapadékmérő állomás 10 évi adatait vizsgáltam meg 1952-61 között. Ezek a VITUKI kutkateszterének számozása alapján a következők voltak: Kunszentmiklós 808, Kecskemét 825 és 828, Tiszakécske 842, Kiskunhalas 926, Szeged 954, Baja 963, Bácsalmás 980. /18. ábra /

Ezeket úgy igyekeztem felvenni, hogy a Duna-Tisza köz l-l jellegzetes területére legalább egy észlelő állomás jusson, sőt a Duna-Tisza köz egyik legmélyebben elhelyezkedő talajviznivójának a viselkedését is igyekeztem megvizsgálni néhány éves adatsoron keresztül 999-es hercegszántói kut esetében. / lásd a IX.



18. ábra A vizsgált talajvízszint észlelő kutak elhelyezkedése a Duna-Tisza között a VITUKI kateszteri számokkal.

mellékletet/ Az itt elhelyezett talajvízknak a topográfiai helyzete is nagyon érdekes, mert éppen a Duna alluviális völgy-síkjának a peremén helyezkedik el, s így a peremi talajvízmozgás is jól figyelemmel kísérhető volt.

Vizsgálataimat azért kezdtem az 1952-es évtől, mert ettől kezdve indult meg a VITUKI tervszerű kuttelepítő munkája és az addigi elszórt észlelő kutak helyett ettől az időtől találunk arányos kuthálózat eloszlást. Sőt ekkor indul meg az észlelés az általam vizsgált 808-as, 828-as, 954-es és a 963-as talajvízmezőfigyelő kutakban.

A 10 éves megfigyelési időszak elégnak látszik arra, hogy pontos átlagértékeket kapjunk, mert éppen egy teljes talajvízszint-

ingadozási periódusba esik a megfigyelési időszak. 1952 októberétől talajvizállásemelkedési periódus kezdődik, s tart 1957-ig, majd ettől kezdve csökkenési periódus 1961-ig.

Az 1961 őszi talajvizállások, majdnem mindegyik megfigyelő kutban megegyeznek az 1951 őszi értékekkel, tehát a 10 év folyamán sem vízkészletnövekedéssel, sem vízkészletcsökkenéssel nem kell számolnunk.

A terület átlagos csapadékértékei, annak ellenére, hogy viszonylag kicsi és domborzatilag sem rendelkezik nagy különbségekkel a terület, eléggé változatos képet mutatnak.

A csapadékértékek 10 éves átlaga a legjellegzetesebb területeken a következő volt:

Kecskemét: 510 mm

Kiskunhalas: 587 mm

Baja: 580 mm

Szeged: 500 mm

Ez természetesen több év átlagában számolva meghatározza a párolgás értékeit is, mivel a talajviz kizárólag csapadékból pótlódik a terület nagy részén, tehát a párolgás nem multhatja felül a csapadékot, mert akkor állandó talajvizcsökkenéssel kellene számolnunk. A talajvizmegfigyelések viszont azt mutatják, hogy a talajvízszint rövidebb, néhány éves emelkedés ill. süllyedés után visszatér eredeti helyzetébe, tehát sok éves átlagban állandónak vehető. Sőt a sokévi átlagoknál figyelembe kell azt is vennünk, hogy a terület nagy részén, domborzati helyzeténél fogva felszíni lefolyással, vagy esetleg felszín alatti elfolyással is számolnunk kell. Ez pedig még jobban csökkenti a csapadéknak az elpárolgásra fordítandó hányadát.

Az éven belüli átlagértékeket figyelembe véve a téli hónapok alatt a párolgás értéke igen kicsi, novembertől márciusig mintegy

10 %-a az évi összértékeknek, ugyanakkor a leesett csapadék pedig ezen hónapok alatt eléri a 200 mm-t, az évi mennyiség 35-40 %-át.

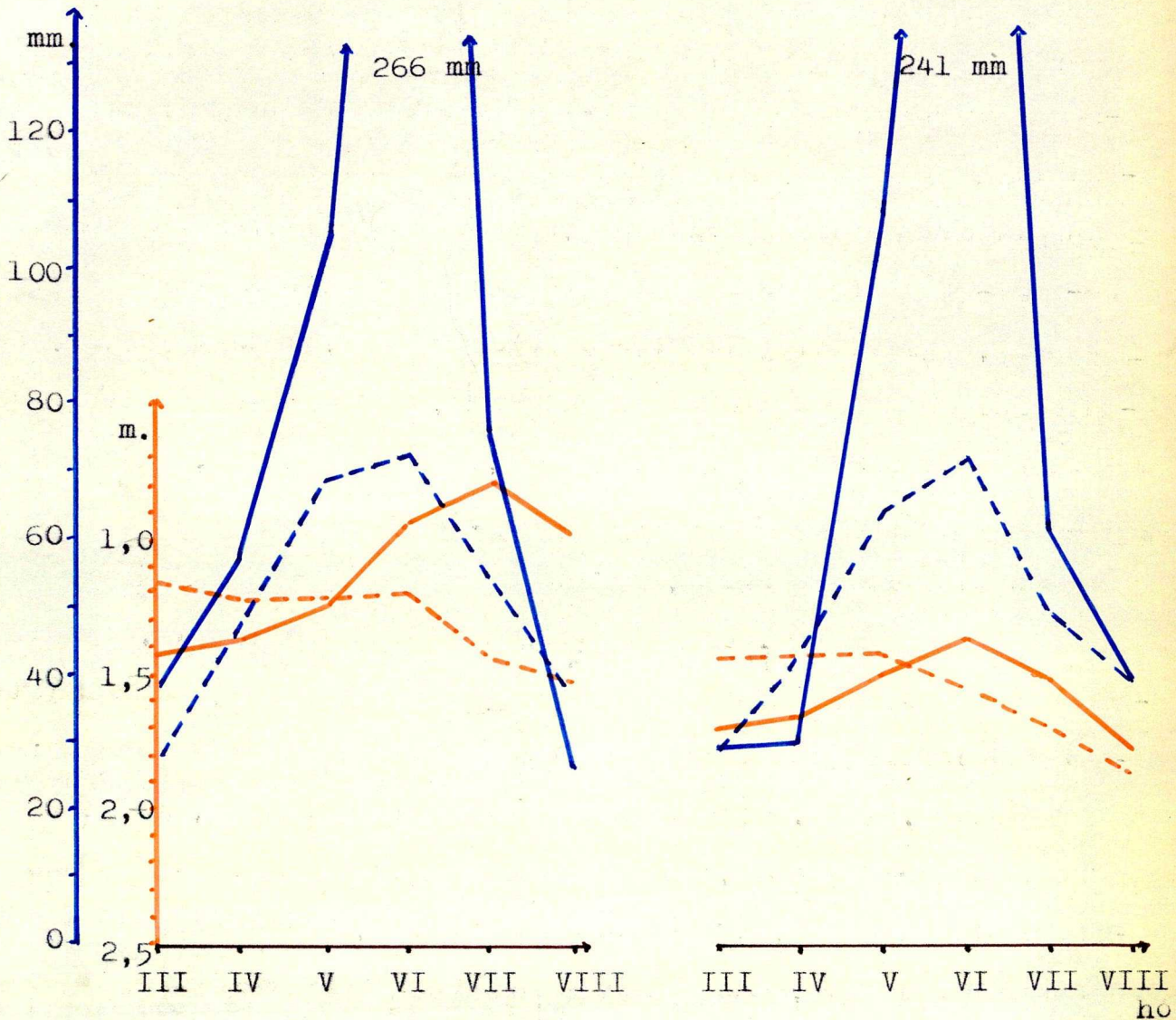
Ez az összefüggés is világosan mutat rá, hogy miért periódusos a talajvízszint éven belüli változása és jól magyarázza a téli félévben előmállott talajvízszintemelkedést és a nyári félévben a talajvízszintcsökkenést, amikor májustól októberig az évi párolgás 80 %-ára csak az évi csapadékmennyiség 45-50 %-a jut. Ebből látható, hogy a téli félév talajvízszintjét, tehát a talajvíznívó emelkedését, alapvetően a csapadék mennyisége határozza meg, a nyári félévi, talajvíznívó csökkenésének mértékét pedig a párolgás alakulása. Mivel itt a csapadék nagyobb százalékos arányban szerepel meghatározóként, mint a téli félévben a párolgás, így befolyásoló ereje is nagyobb.

Előfordulhat, hogy egyes nagycsapadéku nyarakon a csapadék mennyisége meghaladja a párolgást és átmeneti talajvízszintemelkedés áll elő, amint az 1954 nyarán is történt. / 19. ábra /

A csapadék hatásának figyelembevételénél, tehát elsősorban a párolgás jöhet szóba, mint módosító tényező, de a párolgás számításához is több éghajlati elem/ páranymás, relatív páratartalom, vagy a szabad vízfelszín párolgásának/ mérése szükséges, emiatt a gyakorlatban fel szokták használni a könnyen mérhető, hosszú adatsorral rendelkező hőmérsékleti értékeket is, mivel nagy vonalakban a hőmérséklet emelkedése ill. süllyedése arányban van a csapadék hatását módosító párolgással. Pontosabb számításoknál természetesen a hőmérséklet és a párolgás kapcsolata nem vehető figyelembe, mint ahogy azt a 32. ábra értékei is mutatják. A hőmérséklet tehát a több napos vagy havi talajvízszint-ingadozásokkal nem hozható pontosan összefüggésbe. A talajhőmérséklet azonban fontos meghatározó lehet a talajfagy miatt a téli

Kiskunhalas 1954.

Tiszakécske 1954.



Jelmagyarázat: --- havi átlagos csapadék
 — havi csapadéértékek
 --- havi átlagos talajvízszint
 — havi talajvízszint változás

19. ábra

beszivargási folyamatokra, valamint az Ubell által kimutatott napi talajvízszintingadozásokért teljes mértékben a hőmérséklet, pontosabban a talajhőmérséklet felelős /73/

A talajhőmérséklet napi ingadozása jelentős mértékben befolyasolja a talajvíz feletti rétegekben a nedvességmozgást, így ennek hatásaként a talajvíz, valamint a talajvízszint közeli és a

felszinközeli talajrétegek vízraktartása között igen szoros az összefüggés .

Ubell a Komlóssy talajvizkísérleti telepen végezte a vizsgálatait, amely területről kimutatták, hogy itt felszíni lefolyás, valamint talajviz hozzáfolyás ill. elfolyás nincs, /67/ tehát a talaj vízkészletváltozásai tisztán a vertikális nedvességmozgás hatásaként jöhetnek létre.

A mérések kimutatták, hogy a 3 m mélységben található talajviz-tükör esetében a nyári félévben, május elejétől október elejéig jelentős mértékű napi talajvízszintingadozás észlelhető. Forró, csapadék nélküli napokon ez az ingadozás elérheti a 8-10 cm-t is.

Visszatérve az előbbiekre, a talajvizészlelő kutak adatainak feldolgozásaiból megállapítható, hogy a talajvízállás évi menete kb. a csapadék és a párolgás különbségeiből adódik azoknál a kutaknál, amelyeknél nincs jelentős hozzáfolyás ill. elfolyás, vagy a talajviz nincs nagy mélységben a felszín alatt.

Most nézzük meg, hogy a csapadéértékek milyen hatással vannak a talajvízviszonyokra!

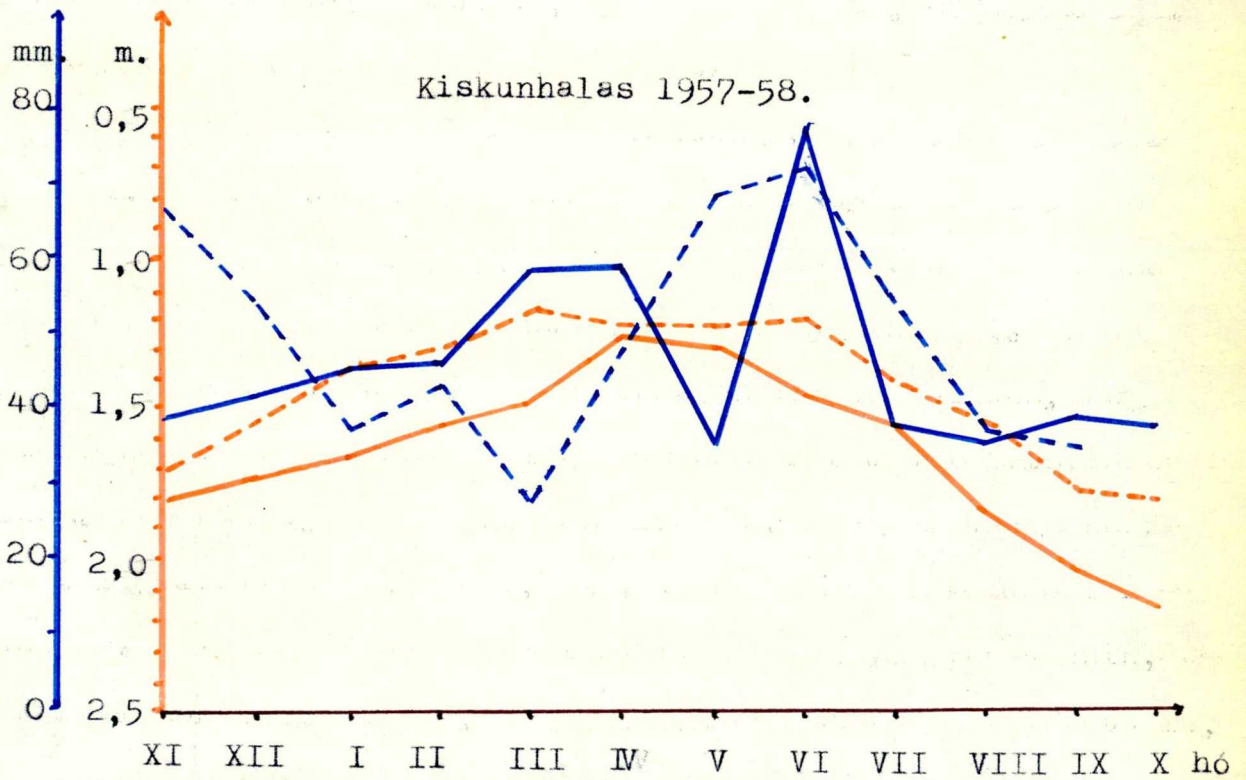
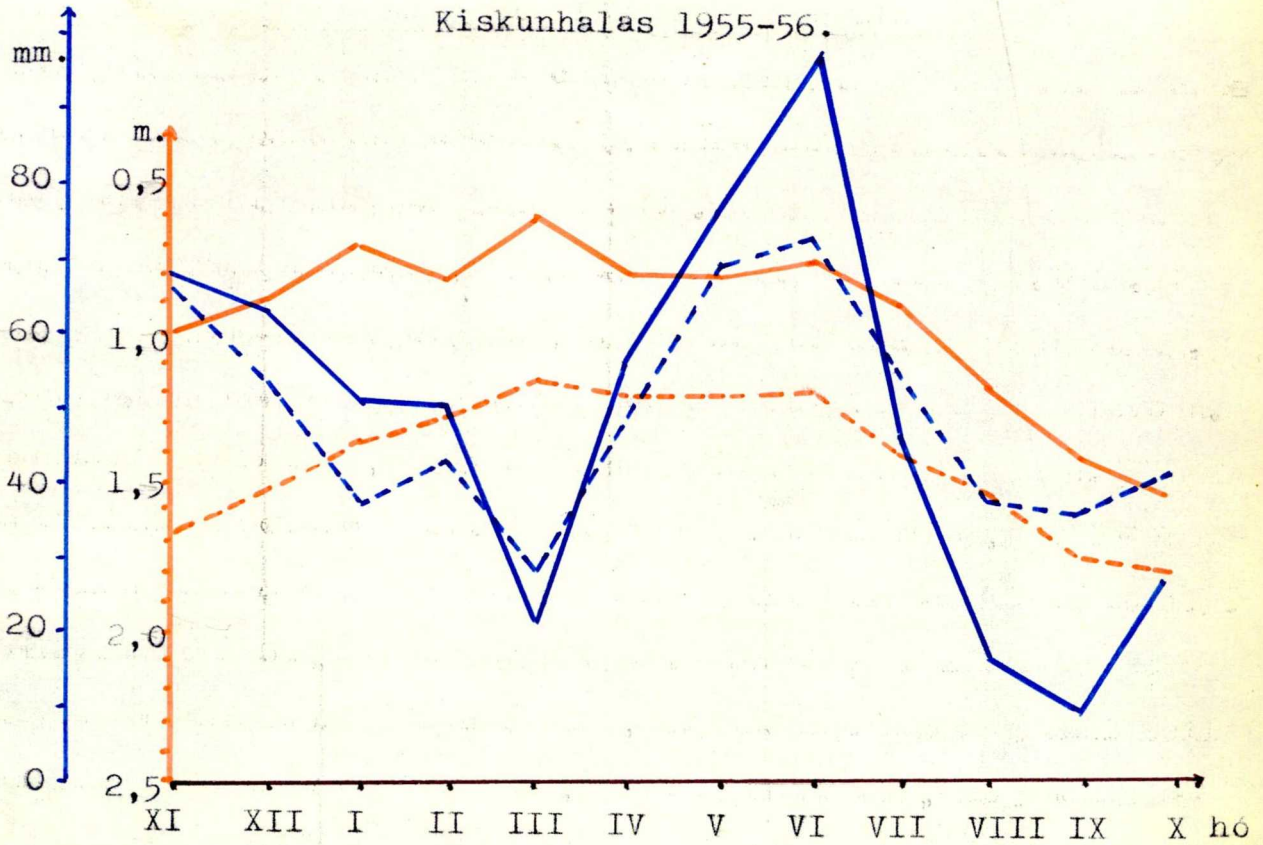
2. A csapadék és a talajvizviszonyok kapcsolata

A talajvizállásváltozás és a csapadék mennyisége közötti kapcsolat nem tulságosan szembetűnő. Egyszerű összehasonlítással a kettő nem mindig hozható kapcsolatba.

Könnyen megállapíthatjuk, hogy bár a téli félévre /XI.1-IV.51/ esik a talajvizállásemelkedés, a felszíntől kb. 3 m mélységig, ugyanakkor a csapadéknak még 50 %-a sem hullik a téli félévben. Különösen szembetűnő, hogy a legnagyobb vizállásemelkedések rendszerint március-április hónapban következnek be, pedig ezekben a hónapokban - főleg márciusban - minimális csapadék hullik. A vízháztartás bonyolult folyamatából kiragadva a csapadék és a talajvizállásváltozás kapcsolatát, elsősorban hangsúlyozni kell a minőségi elemzés fontosságát, mert nyilvánvaló, hogy csak azokban az esetekben kapunk pontos összefüggést, amikor a többi tényező /elsősorban a párolgás, talajvizmélység, elfolyás ill. hozzáfolyás / kevésbé fejti ki hatását.

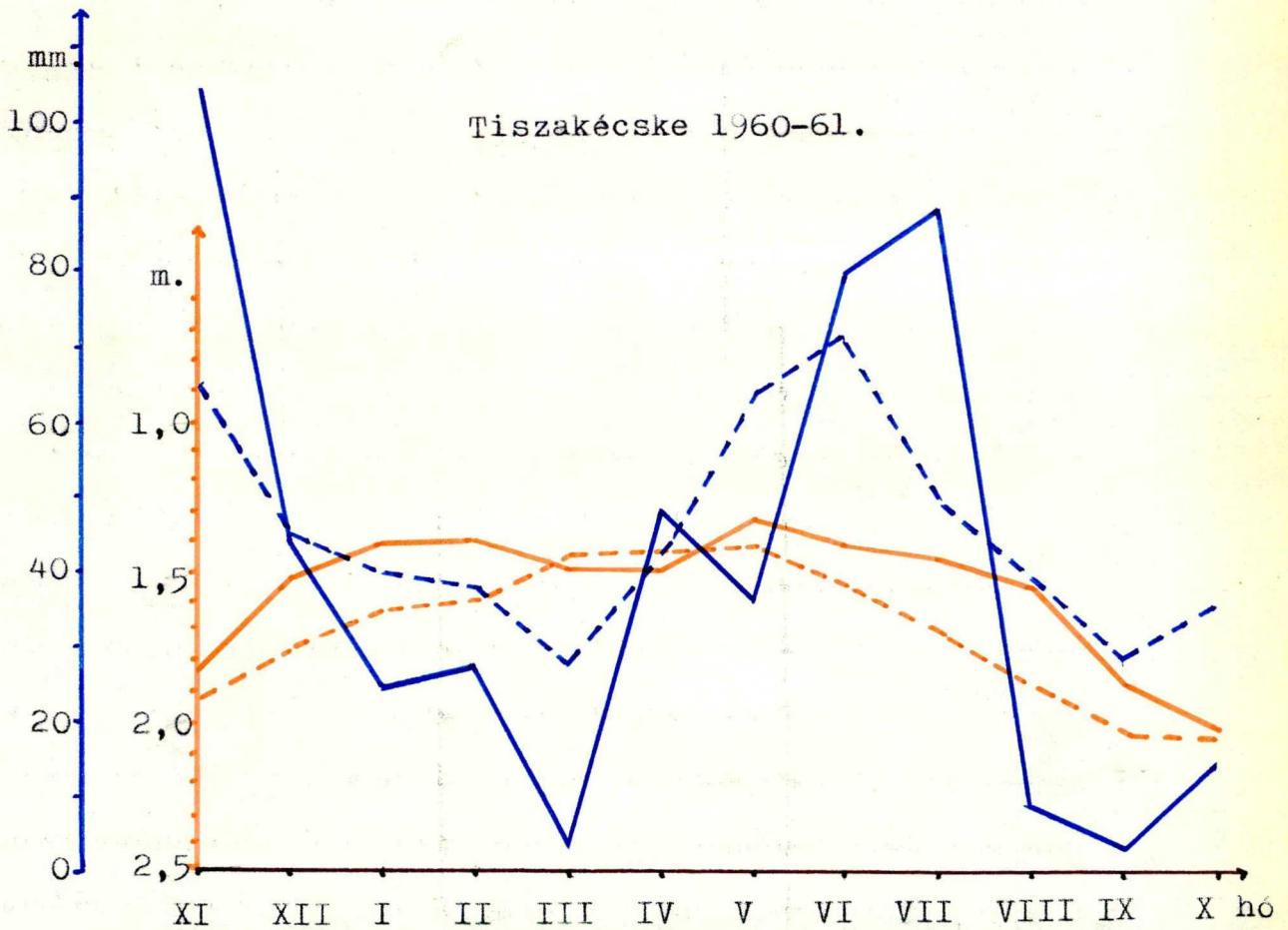
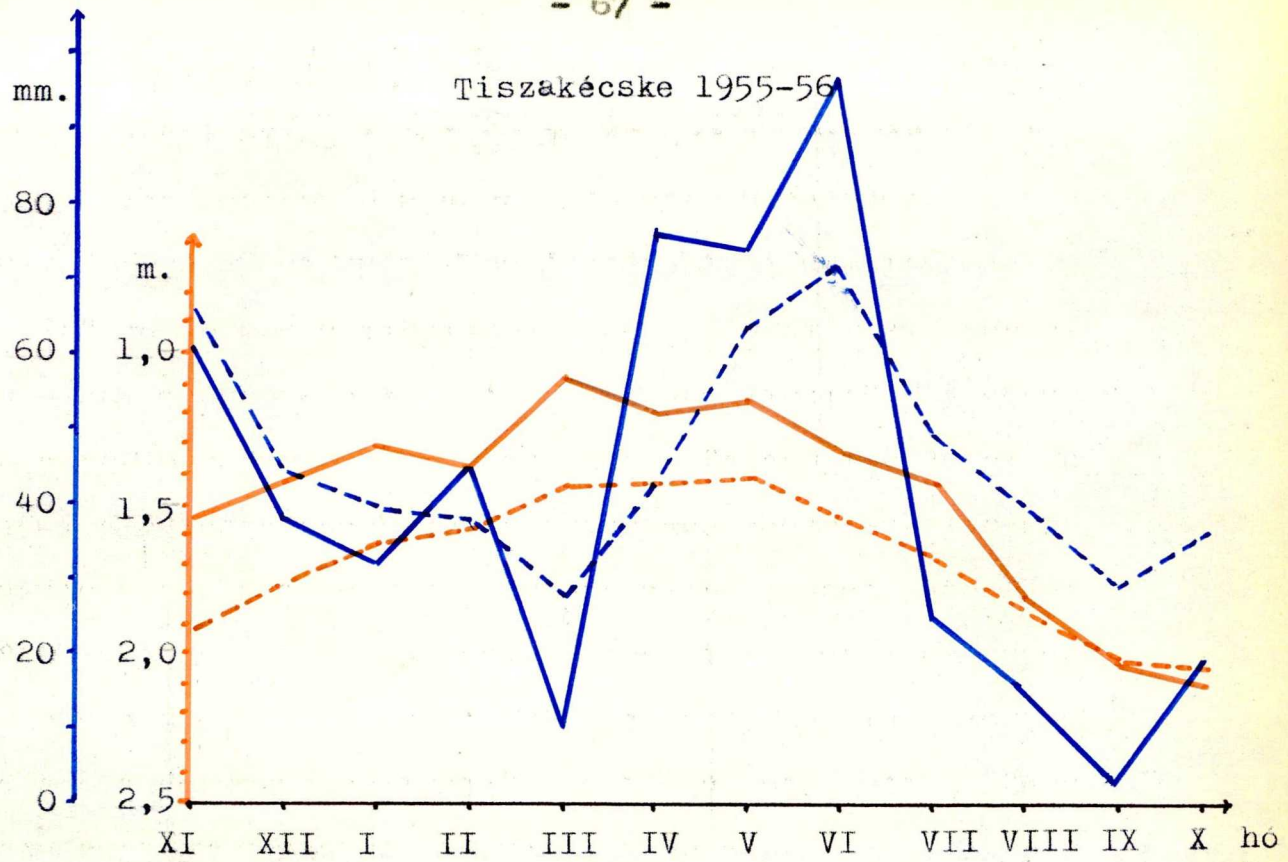
A csapadék hatását csak a vizállásváltozás segítségével mutathatjuk ki. A mindenkori talajvizállás hosszabb időre terjedő halmozódási folyamat eredménye, összefüggésben van a megelőző hosszabb időszak alatt lehullott csapadékmennyiséggel. Az egy vagy két évben lehullott csapadék mennyisége nem biztos, hogy döntő meghatározóként szerepel az adott terület talajvizviszonyaiban. Jól mutatják ezt azok az értékek, amelyeket egy hosszabb talajvizállásemelkedési, ill. csökkenési periódusból ragadunk ki. A legmagasabb talajvizállás nem akkor jelentkezik, amikor rövidebb ideig tartó, nagy mennyiségű csapadék hullott le, hanem sorozatos nedves évek esetén a nedves periódus végén, mint pl. 1956-ban is történt. /lásd I-IX. melléklet/

Problémaként merül még fel a talajvizállásváltozások periódusos



Jelmagyarázat: --- havi átlagos csapadék
— havi csapadékérték
--- havi átlagos talajvízszint
— havi talajvízszintváltozás

20. ábra



Jelmagyarázat: --- havi átlagos csapadék
— havi csapadéértékek
--- havi átlagos talajvízszint
— havi talajvízszintváltozás

21. ábra

vizsgálatánál, hogy a meteorológiai jellemzők több évtizedes változásában is inkább kiegyenlítő jelleget figyelhetünk meg, mint szabályos periódusosságot. /1/

Ennek ellenére a minőségi elemzés szempontjainak fokozott szem előtti tartásával, a módosító tényezők pontos kiszűrésével, a csapadék és a talajvízállás-változás összefüggései minden esetben kimutathatók.

A lézimeterkísérletek azt mutatják, hogy a magasan fekvő talajvízből több párolog el, mint az évi csapadék. /11,12/ Ugyanerre mutatnak a kiskunhalasi és a tiszakécskei talajvizkutak adatai is. /20. és 21. ábra/

Az 1956-os év tavaszán előállott talajvízmaximumot megvizsgálva, látjuk, hogy ekkor a talajvíz a kiskunhalasi kutban mintegy 60 cm-re közelítette meg a felszínt,

Márciusban még a kevés csapadék ellenére is a hóolvadás miatt talajvízállásemelkedés mutatkozott. Áprilisban azonban, noha a csapadék több volt az átlagosnál, mégis jelentős, mintegy 18-20 cm-es vízszintcsökkenés következett be, mivel a magasan elhelyezkedő talajvízből több párologott el, mint az a 40 cm-el alacsonyabban levő átlagos talajvízszint márciusról áprilisra adódó csökkenése, átlagos csapadék mellett.

Ha megnézzük az 1958-as év áprilisi értékeit, azt látjuk, hogy kb. ugyanannyi a csapadék, mint 1956 áprilisában, viszont ez talajvízállásemelkedést hozott létre, mivel a talajvíznívó a márciusi 1,48 m-es szintről 1,26 m-re emelkedett. Mint látható, ekkor a márciusi szint mintegy 90 cm-el mélyebben volt, mint 1956-ban és ez megmagyarázza a vízszint eltérő viselkedését. Ugyanez látható a tiszakécskei észlelési eredményeknél, ha az 1956-os magas, valamint az 1961-es alacsony talajvízállási értékeket hasonlítjuk össze. Itt azért nem vehető figyelembe az

-1958-as eredmény, mert a szokatlanul nagy márciusi csapadék esetleg módosíthat az eredményünkön.

1956 áprilisában az átlagosnál jóval nagyobb csapadék ellenére is süllyed a magasan álló talajvíz, ugyanakkor 1961 áprilisában az átlagos csapadék is lépést tud tartani a párolgással. Tehát megállapítható, hogy a magasan álló talajvizre átlagos, vagy annal kevéssel nagyobb csapadék jut, a talajvízszint süllyed vagy csak kissé emelkedik. Ha ugyanez a csapadék akkor éri a talajvizet, amikor a felszínhez közel helyezkedik el, akkor annak átlagszintje emelkedik. Természetesen ez a kapcsolat csak a nagyobb párolgású április-szeptember közötti időszakra érvényes, de csak a tavaszi hónapokban április-májusban kapunk jól érzékelhető, pontos eredményt, mert ekkor a talajvíz általában a felszínhez közel helyezkedik el, s a talaj vízzel telített, így kevés hányada fordítódik a lehullott csapadéknak a talajvízszint feletti rétegek maximális molekuláris vízkapacitási értékének biztosítására. A talajvíz tehát ugyanazon vidéken, azonos külső körülmények között, nagyobb mértékben párolog ott, ahol a felszínhez közelebb van.

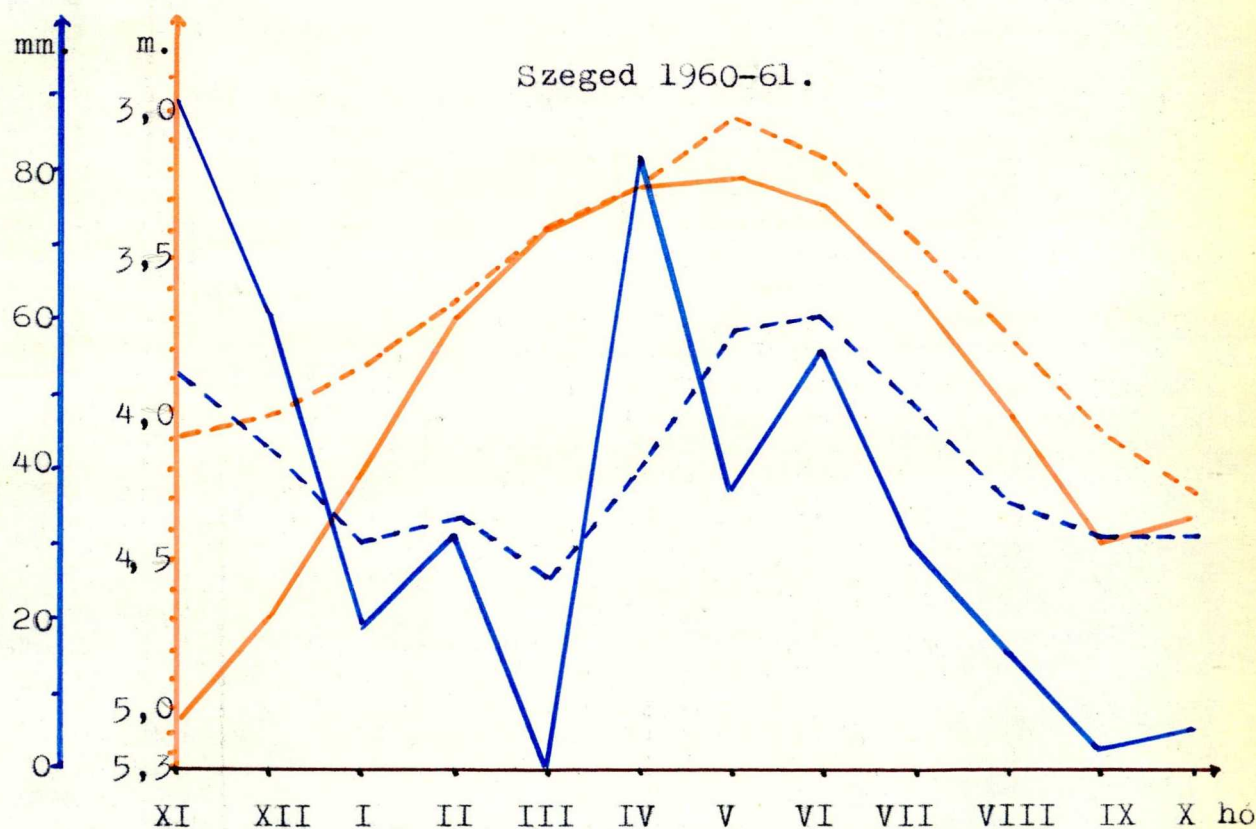
Ebből következik, hogy a téli félévben előállott talajvízállás-emelkedések mértékét a csapadék mennyiségén kívül nagy mértékben befolyásolja a csapadék eloszlása is. Az évenként periódikusan előálló talajvízszintemelkedést a március-áprilisi csapadékösszeg befolyásolja a legjelentősebb mértékben, az előbb említett indokok alapján.

A tavaszi, különösen a február-márciusi talajvízállásnak nagyon fontos befolyásoló tényezője a téli csapadék mennyisége és milyensége.

Azokban az években, amikor a tél folyamán jelentős, hó alakja-

ban történő felszíni csapadéktározódással nem számolhatunk, általában elmarad az egyébként jellemző gyors márciusi talajvíz-állásemelkedés. A jelentős felszíni csapadéktározódás elmaradása két okból is történhet, vagy nagyon csapadéktalan a tél, vagy a nagyon enyhe télen a lehullott csapadék párolgásból és lefolyásból visszamaradó hányada rögtön beszivárog a talajba. Ilyenkor nem marad február végére jelentős mennyiségű felszínen tározott hó és így a tavaszi hóolvadás visszintemelő hatása is elmarad.

Ez alól csak azoknak a megfigyelőutaknak az értékei képeznek kivételt, ahol a talajvízmélység és a talajadottság miatt a



Jelmagyarázat:
 - - - havi átlagos csapadék
 — havi csapadékvértékek
 - - - havi átlagos talajvízszint
 — havi talajvízszintváltozás

22. ábra

beszivárgási idő rendkívül meghosszabbodik.

Az 1961-es év tele, különösen január-februárja, rendkívüli szárazságával tűnt ki, de ennek ellenére az agyagtalajba lemélyített 954-es szegedi kutban talajvizállásemelkedés állott elő, mivel az őszi nagy csapadék beszivárgásának talajvízszintemelő hatása még akkor is tartott, de ugyanezek jegyezhetők meg az 1959-es évről is. /22. ábra, VI., XII. melléklet/

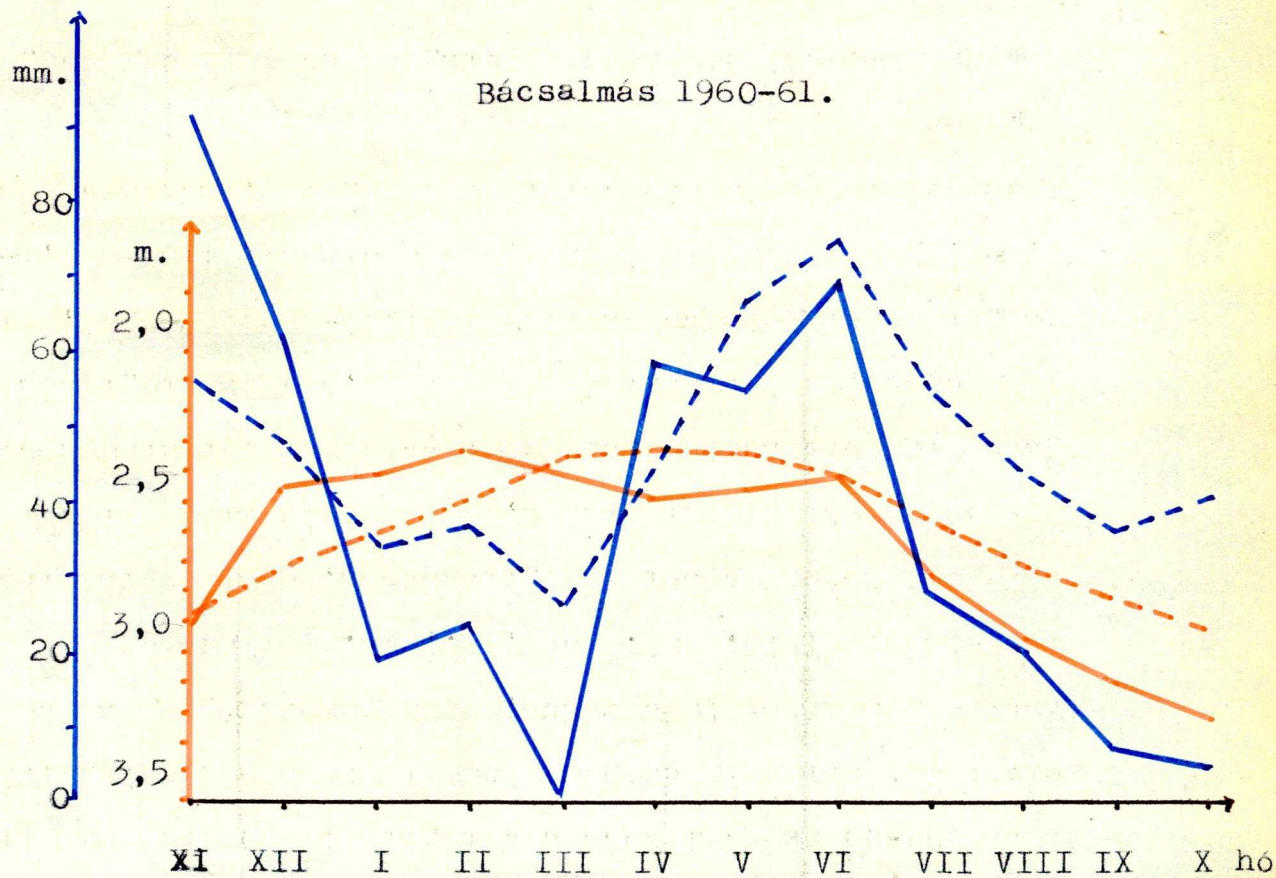
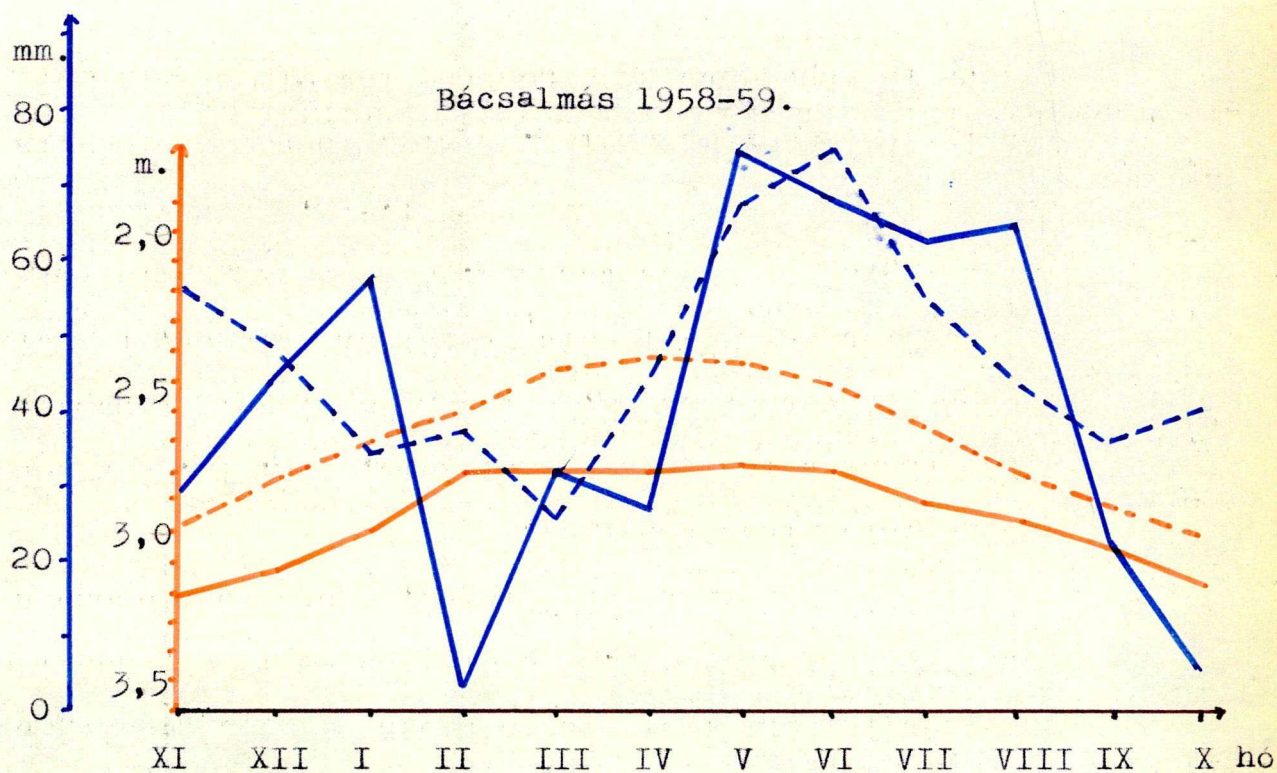
Ezzel szemben a többi talajvizkutban, ahol a vízszint még közelebb is volt a felszínhez, a talajvízszint feletti rétegek jobb vízáteresztő képessége miatt ekkor már mindenütt stagnált, vagy csökkent a vízszint a tél végi, tavasz eleji hónapokban.

Ez jól megfigyelhető az 1959 és 1961-es év elején, mind a 2,4-2,8 m mélyen elhelyezkedő bácsalmási, mind a 2,1-3,2 m mélyen található kunszentmiklósi talajvízszint esetében is. /23.-24. ábra/

Ezt az átlagtól eltérő talajvizjátékot csak úgy tudjuk pontosan értékelni, ha több éghajlati tényező hatását is figyelembe vesszük.

Kunszentmiklóson 1958 decemberében és 1959 januárjában átlag körüli volt a csapadék. Bácsalmáson pedig a januári csapadék mennyisége meghaladta az átlagot, februárban azonban szinte 0 értékű volt mindkét helyen.

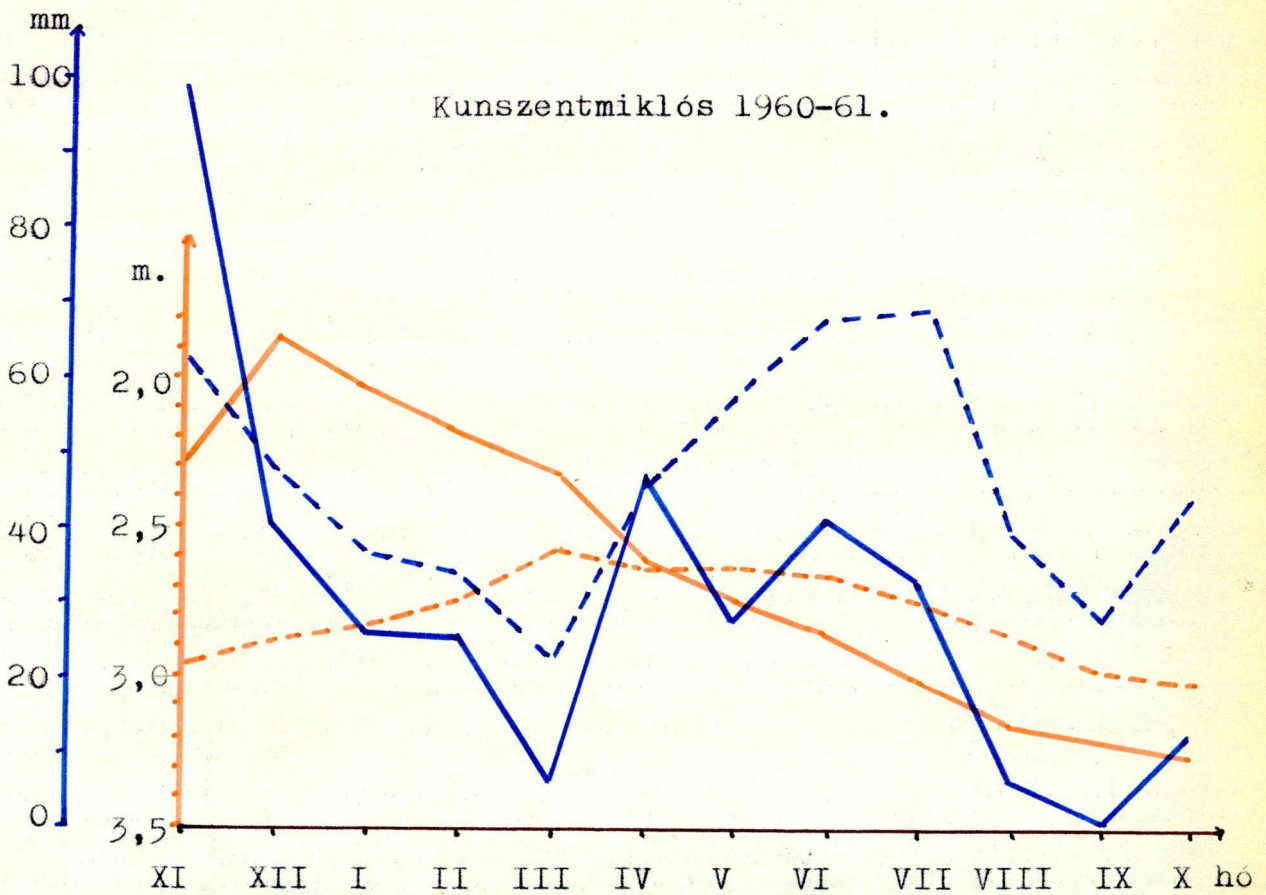
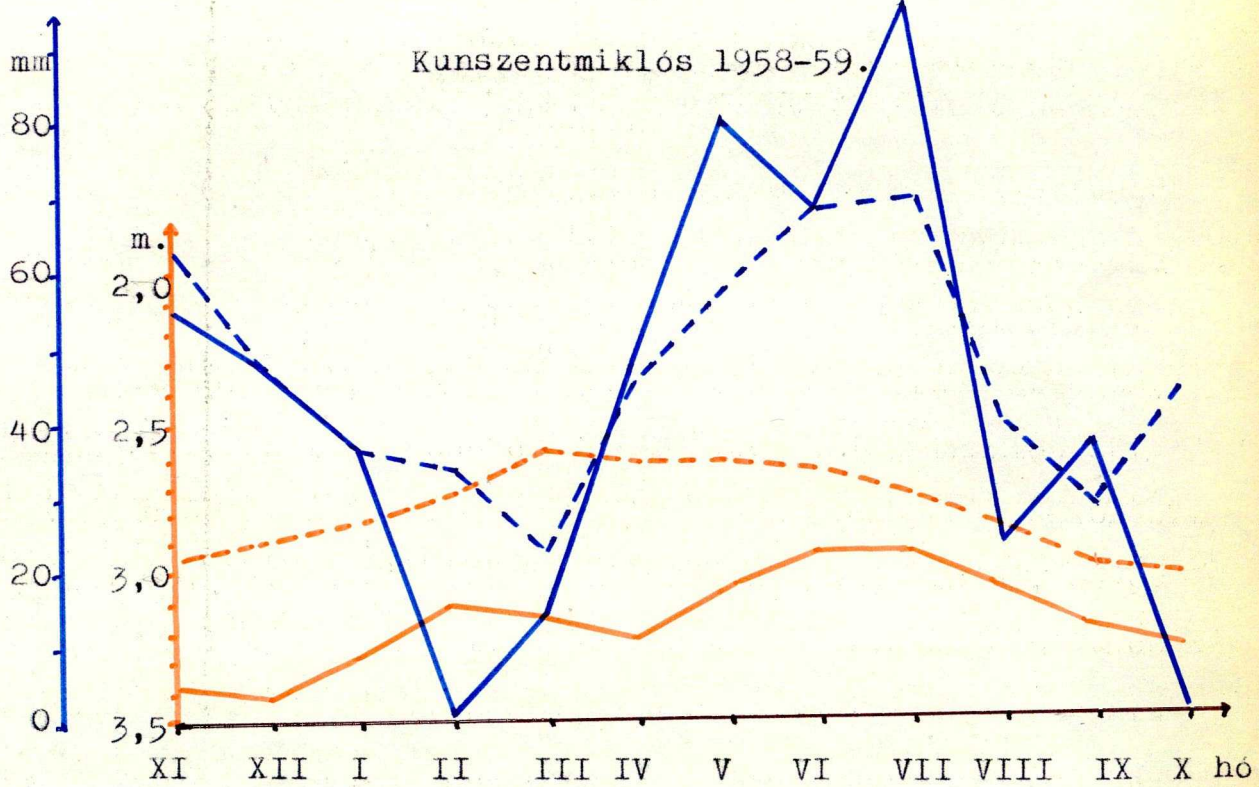
A hőmérséklet is érdekesen alakult. Dec. 10. körül rendkívüli enyheség következett be, ami a hónap végéig tartott. A közép-hőmérséklet 2-3 C⁰-al multa felül az átlagot, így tizedike után már talajfagy sem mutatkozott. Január elején is folytatódott az óceáni légtömegek beáramlása és 9.-ig, a sarkvidéki levegő betöréséig enyhe maradt az idő. A hideg betöréssel egyidejűleg hótakaró is képződött és a hőmérséklet 10 C⁰ alá süllyedt és je-



Jelmagyarázat:

- havi átlagos csapadék
- havi csapadékértékek
- havi átlagos talajvízszint
- havi talajvízszintváltozás

23. ábra



Jelmagyarázat: --- havi átlagos csapadék
— havi csapadékértékek
--- havi átlagos talajvízszint
— havi talajvíz szintváltozás

24. ábra

lentős talajfagy alakult ki. A hideg időszak csak január 20.ig tartott, majd február első felében ismét hideg, ködös időjárás uralkodott, míg a hónap végén tavaszias idő köszöntött be, Ennek megfelelően, kedvezőtlenül alakult a téli időszak hóviszonyai is. December elején volt ugyan egy hidegebb időszak, de ekkor a száraz időjárás következtében csak kevés helyen alakult ki hótakaró, amely dec. 10.-e után az enyhe idő hatására el is tűnt. Jan. 9.-e táján hullott csak jelentősebb mennyiségű hó, amikor Kunszentmiklós környékén 10-12 mm, Bácsalmás környékén pedig mintegy 20 cm-es hótakaró alakult ki. Ez a hóréteg már január utolsó harmadában elolvadt, és februárban már újabb utánpótlás nem is érkezett. A tavasz első felében április közepéig folytatódott a télutó szárazsága.

Ezeknek a viszonyoknak az áttekintése most már világossá teszi előttünk, hogy a viszonylag közepes csapadéku három téli hónapban a szeszélyes eloszlású csapadék és hőmérsékleti viszonyok miatt hoztak létre átlagtól eltérő talajvízszintingadozást, szinte az egész Duna-Tisza közén.

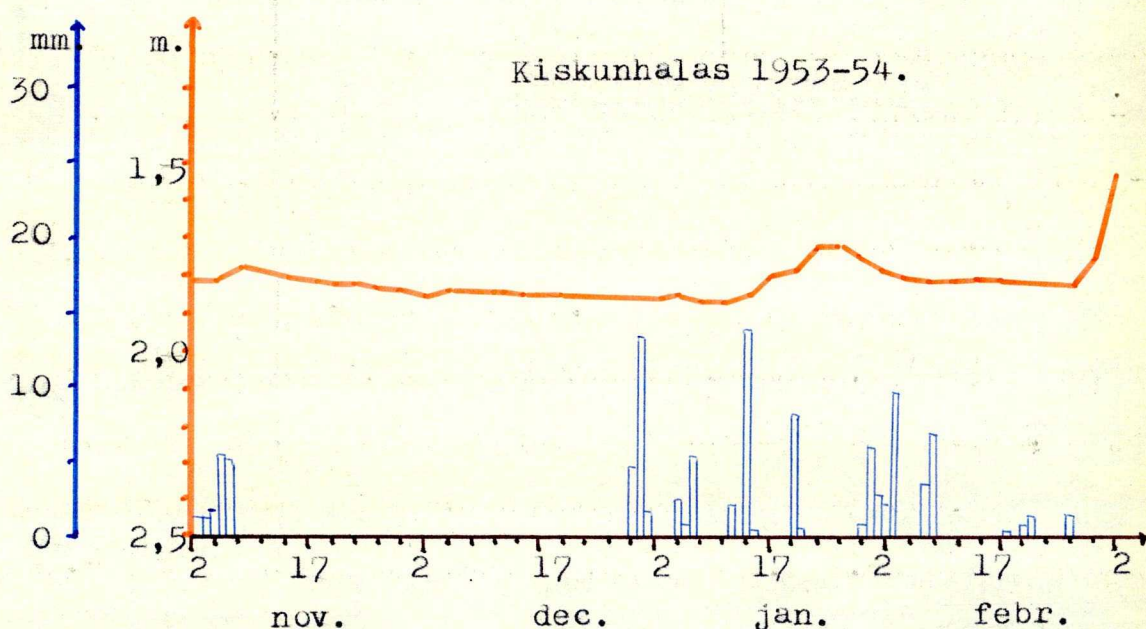
Az 1961-es viszonyok is hasonló képet mutatnak. Az 1960 novemberi nagy csapadékértékek után decemberben átlag körülüli majd 1961 január-márciusig átlag alatti csapadék hullott.

Dec. 25.-ig igen enyhe időjárás uralkodott. 10.-e körül a napi középhőmérséklet elérte a $+10^{\circ}$ -ot, ami október közepe hőmérsékletének felel meg. A hideg beáramlása csak jan. 12-én kezdődött, ami kevés havazást okozott. A jan. 17-e utáni hidegbetörés okozott csak kiadósabb havazást, majd ezt február elején újra enyhe idő követte és a január végén kialakult talajfagy is megszűnt.

A tél eleji magas hőmérséklet miatt jelentősebb havazás az ország nagyobb részén csak január végén volt, de a kialakult hó-

takaró február elején elolvadt és utána szárazabb napok következtek.

A kapott adatokból világosan látszik, ha enyhe vagy csapadék-talan téllal kell számolnunk, akkor a talajvizviszónyok módosulnak és, mint a z előbb láttuk, nem indul meg a tavasz eleji víz-állásemelkedés. Nagyon fontos a téli csapadék milyensége is, mert abban az esetben, ha a csapadék eső formájában hull és a talaj nem fagyott, rögtön be tud szivárogni a talajba. Abban az esetben viszont, ha hó alakjában, fagyott talajra hull a csapa-dék, ott tározódni képes és csak olvadáskor történik beszivár-gás. Ilyenkor különösen a rövidebb időszakok téli csapadékát és talajvizét összehasonlítva, egyáltalán nem találunk egyezést.



Jelmagyarázat: || napi csapadékérték
 — talajvízszintváltozás

25. abra

1954 telén észlelt adatok nagyon jól alátámasztják ezt a megá-lapítást. Vizsgáljuk meg Kiskunhalas 1953 végi és 1954 eleji adatait! Azért éppen ezt az állomást választottam, mert viszony-

lag itt helyezkedik el a felszínhez legközelebb a talajvízszint és az esetleges, csapadékból származó, beszivárgás itt látszik meg legelőször az eredményünkön. /25. ábra/

A november eleji 15-20 mm-es csapadékon kívül egészen december utolsó napjáig számottevő csapadék nem volt. Mindössze január hoz átlagon felüli csapadékot, februárban és márciusban átlag körüli csapadék hullott.

A hőmérsékleti értékeket figyelembe véve, elmondható, hogy kemény hidegek jellemezték a telet. 1953 december első fele még aránylag enyhe, de második fele szokatlanul hideg volt, ekkor a talajfagy 30-40 cm mélyre hatolt. A januári középhőmérséklet is 4-5 C^o-al az átlag alatt maradt, csak 16-22-e között fordult elő néhány enyhe nap, amikor a talajfagy felengedett, de ezután újra hidegre fordult az idő. Februárban szintén 5-6 C^o-os hőhiány keletkezett és a talajfagy elérte az 50-70 cm-t. A hónap utolsó és március első napjaiban viszont a talajfagy gyorsan felengedett és enyhe március következett.

A hőmérsékleti értékeknek megfelelően alakult a csapadék milyensége is. A csapadékszegény decemberben csak a hónap végén hullott némi hó mennyiség, majd január első felében alakult ki igen jelentős, 30-40 cm-es hótakaró. Ez a kis, jan. 16-22-e közötti olvadást leszámítva február végéig, március első napjaiig megmaradt.

Tehát itt is a talajvízellés-változás döntő meghatározója a talaj fagyott, ill. nem fagyott állapota volt. Ugyanakkor pl. a csapadék hatása kevésbé érzékelhető, különösen február végén és március első napjaiban, amikor megindult a nagyarányú olvadás, akkor még számottevő csapadék nem jelentkezett, mégis nagyarányú talajvízellés-emelkedés állt elő.

Ha jobban szemügyre vesszük az ábrát, nagyon érdekes dolgot fi-

gyelhetünk meg. A jan. 16-i hőmérsékletemelkedés után megindul a hóolvadásból származó talajvízszintemelkedés, ami jan. 23-ig az erős talajfagy beálltáig tart. Ezután 3 napig stagnáló talajvízszintet észlelhetünk, majd febr. 5-ig gyors talajvízszintcsökkenést tapasztalunk. A jan. 23-a utáni talajfagy és a 0° alatti hőmérséklet miatt a talajvízből nem párologhatott el ilyen nagy vízmennyiség. Akkor vajon mi lehetett a vízszintcsökkenés oka?

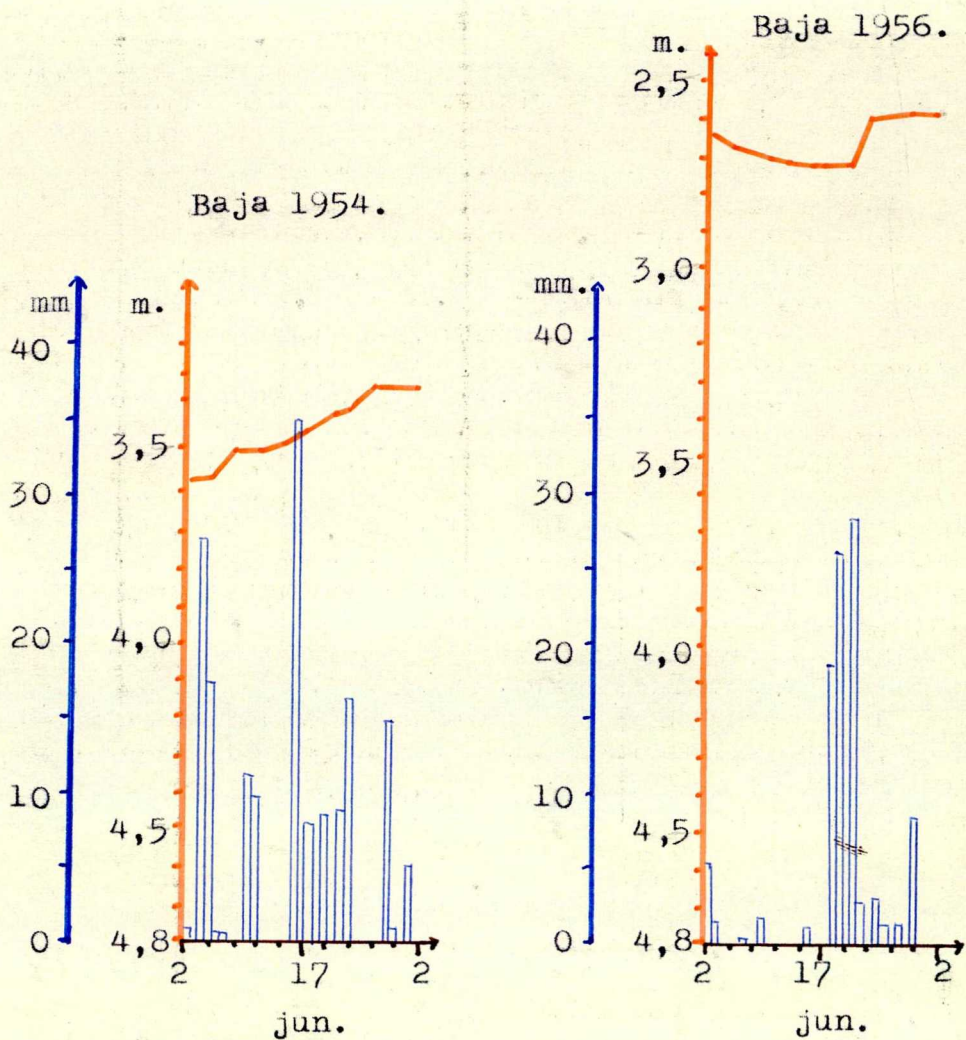
Ennek és hasonló jelenségeknek a pontos elméleti magyarázata még ma sem ismeretes. Talán az az elmélet adhatja e jelenség magyarázatát, amely a következőket tételezi fel:

A fagyáskor keletkező szívóerők kapilláris vízmozgást keltenek. A fagyott talajrétegbe felszivódó víz lehül és rendszerint a már meglévő jégkristályokra fagy, így a víz felfelé vándorlásával természetesen a talajvíz szintje csökken, addig amíg a fagyott talajréteg szigetelő hatása következtében a talajfagy már nem jut mélyebb rétegekbe és nem köt meg újabb vízmennyiséget.

/54/ A felfelé haladó viznek a jégkristályokra fagyásából, majd a jégkristályoknak az összefagyásából, cm nagyságrendű jéglenecsek is keletkezhetnek.

A nyári időszakban sem mindig egyforma hatással van egy adott mennyiségű csapadék a talajvízszintre.

A nyári félév csapadékának hatásánál - mint azt a beszivárgási viszonyoknál már tárgyaltuk - fokozottan figyelembe kell venni a talajvíz feletti rétegek nedvességi állapotát és a talajvíz felszín alatti mélységét. Nemcsak a talajvízfelszín feletti rétegek nedvességi állapota befolyásolja, hogy pl. nyáron egy nagy mennyiségű csapadék milyen mértékben emeli a talajvízszintet, hanem a talajvíz mélységbeli helyzete is fontos befolyásoló tényező. /26. ábra/



Jelmagyarázat: || napi csapadékértékek
 — talajvízszintváltozás

26. ábra

Ha összehasonlítjuk az 1954 június és az 1956 júniusi bajai eredményeket, szembetűnik az, hogy 1954-ben jun. 16-23-ig tartó csapadékos időszak csak egyenletes mértékben, fokozatosan emelte a víznívót, mivel az elég mélyen, mintegy 3,5 m-re volt a terepszint alatt. Ugyanakkor 1956 jun. 18-22-ig tartó csapadékos időszak - nagyjából hasonló csapadékmennyiség mellett - a beszivárgásviszonyok függvényeként már 23-án gyors vízszintemelkedést idézett elő. Ebben az időpontban azonban a talajvíz mélysége a felszín alatt csak 270 cm körüli volt, de előtte mind-

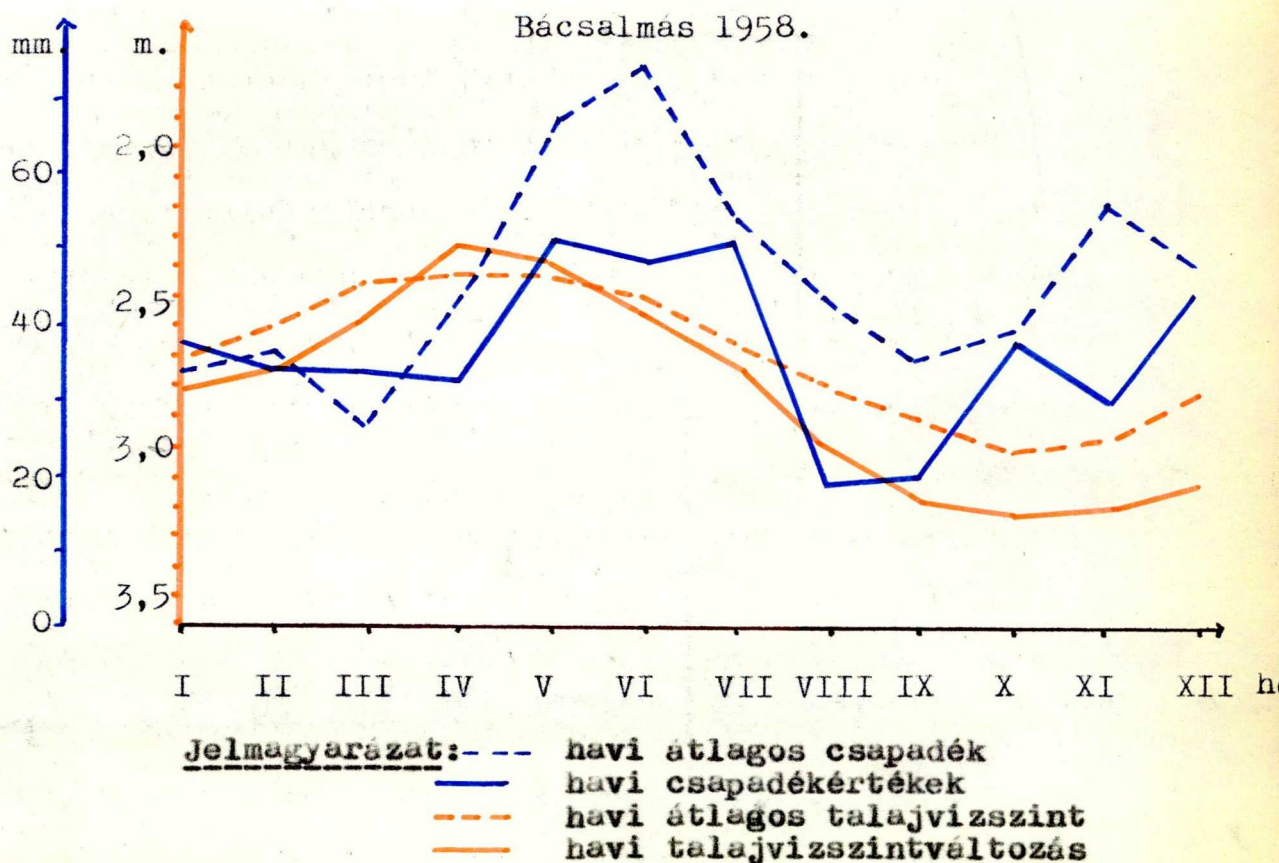
két évben a talaj nedvessége a megelőző nagy csapadékok hatására a maximális molekuláris vízkapacitás értékéhez közel állott. Ugyanigy megállapítható a többi megfigyelő kut esetében is, hogy a felszínhez közelebb elhelyezkedő talajvizen kifejezetten mutatkozik a csapadék hatása.

Mindezek a példák természetesen nem azt voltak hivatottak bizonyítani, hogy a csapadék és a talajvizállásemelkedés ill. süllyedés között nem kereshetünk kapcsolatot, hanem csupán érzékelteni akartam azt a bonyolult hatást, amit a csapadék a talajvizre gyakorol és megegyeszer hangsúlyozni szeretném a mindenre kiterjedő, bonyolult minőségi elemzés szükségességét a csapadék és a talajvizviszonyok összefüggésének vizsgálatánál. Természetesen, a módosító tényezők figyelembevételével, ezernyi észleléssel és adattal bizonyítani lehet a csapadék és a talajvizviszonyok szoros kapcsolatát.

A csapadék legszorosabb befolyásoló erejét akkor tapasztaljuk, amikor a lehető legjobban ki tudjuk kapcsolni a külső befolyásoló tényezők hatását. Ez az eset legtöbbször akkor következik be, amikor átlagos csapadékviszonyok hatnak az évi átlagos talajvizjárás vonal közelében elhelyezkedő talajvizszintre. /20.,27.

ábra,

Az 1958-as csapadék a tíz éves átlag körül volt Kiskunhaláson. Az 1952-61-es átlag 587 mm volt, addig 1958-ban 610 mm csapadék hullott. A csapadék eloszlása azonban nem volt arányos a havi csapadékátlagokkal, mivel januártól ápriliséig csapadékfelesleg, májusban és júliusban pedig csapadékhiány mutatkozott. Ennek megfelelően az átlagos talajvizjárás vonalhoz viszonyítva tavasszal 40 cm-es emelkedés mutatkozott, majd a nyári csapadékhiány miatt az átlagosnál gyorsabb süllyedés következett be, majd az aug.-dec. közötti átlagértékek körül mozgó csapadék átlagos ta-



27. ábra

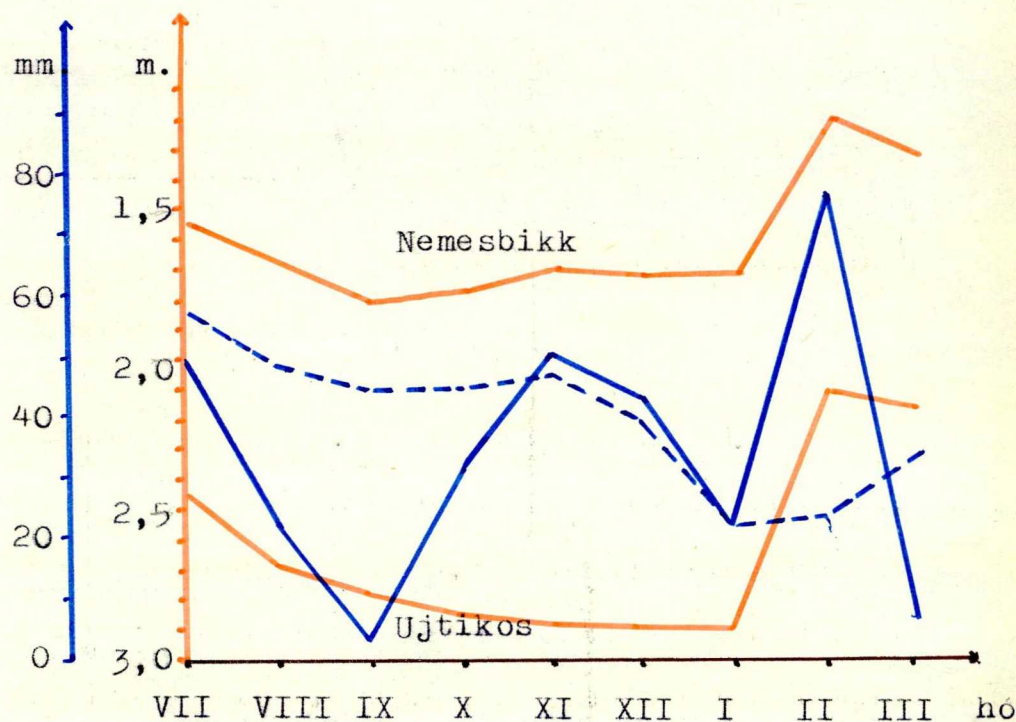
talajvízszint csökkenést ill. emelkedést okozott.

Érdekes megfigyelni ugyanezen év bácsalmási viszonyait. Az 1952-61 évi csapadékátlag 566 mm volt, addig 1958-ban csak 445 mm hullott. Ennek hatására változott meg az átlag körül elhelyezkedő talajvíznívó görbéje. Jan.-márciusi csapadéktöbblet hatására az átlag fölé emelkedett a talajvíznívó. A májustól decemberig tartó csapadékhiány azonban már májusban megkezdte a vízszint gyorsabb apasztását. A csapadékhiány befolyásoló hatásaként az áprilisi, 10 cm-el az átlag felett elhelyezkedő víznívó decemberig mintegy 30 cm-el került az átlag alá.

A talajviznek a csapadékból való utánpótlódását nagyon szemléletesen vizsgálhatjuk, ha ugyanazon időszak Duna-Tisza közti talajvízállás helyzetét összehasonlítjuk az Alföld olyan területeivel, ahol esetleg más csapadékviszonyok alakultak ki. Ha az 1956 őszi

és 1957 tavaszi Duna-Tisza közti talajvízálláshelyzetet összehasonlítjuk az Alföld É-területein ugyanez időben kialakult talajvízviszonyokkal érdekes különbségeket fedezhetünk fel./28-29.ábrák/

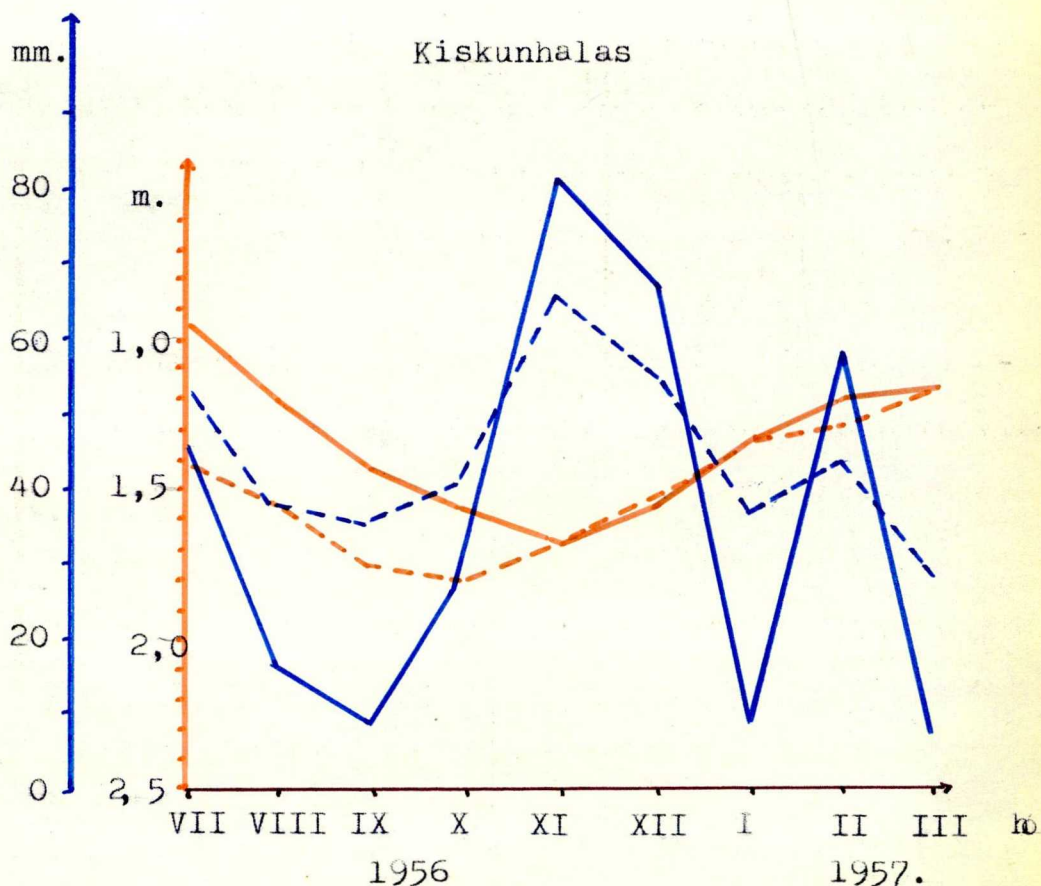
1956 őszén az Alföld É-i területein számottevő víz állásemelkedés nem jelentkezett, s egészen 1957 január végéig stagnáló víz-állást, sőt néhol lassu süllyedést észleltek. Ezzel szemben az Alföld középső és déli részén már november és december hónapban is jelentékenyebb emelkedés mutatkozott.



Jelmagyarázat: --- havi átlagos csapadék
— havi csapadéértékek
— havi talajvízszintváltozás

28. ábra

A fő ok a csapadék megoszlása. Juliuától október végéig az Alföld egész területén csapadékhiány volt. Október utolsó napjaiban vált csak csapadékosabbá az időjárás, s ezt novemberben a déli részeken az átlagosnál jóval nagyobb, mintegy 80 mm menny-



Jelmagyarázat: --- havi átlagos csapadék
 — havi csapadékértékek
 - - - havi átlagos talajvízszint
 — havi talajvízszint változás

29. ábra

nyiségű csapadék követte. Az északi területeken csak az átlaghoz hasonló, kb. 50 mm, sőt sok helyen annál kevesebb csapadék hullott.

A megelőző hónapok csapadékhiánya miatt a fedőrétegnek nedvességgel való telítését csak a déli részeken hullott nagyobb mennyiségű csapadék tudta előidézni. Ezért csak a déli területeken indult meg novemberben a nagyobb arányú talajvízszintemelkedés. 1957 februárjában mindenütt csapadékbőség, s ezzel együtt vízállásemelkedés volt. Ezt márciusban sok helyen súlyos lyedés követte a nagymértékű csapadékhiány miatt.

Ez a területi megoszlás világosan bizonyítja a talajvíz csapadékból történő utánpótlódását, s tarthatatlanná teszi a Rónai-

féle, peremekről jövő földalatti talajvizutánpótlódási elméletet. Ugyanis, ha az Alföld környező peremhegységeiről a föld alatt az Alföld belseje felé áramlanának nagy vízmennyiségek és ezek ingadozása csak az éven belüli párolgástól függene, akkor 1956 őszén is először a nagyobb csapadéku peremhegységekhez közelebb fekvő Némbsikk és Ujtikos talajvízszintjének kellett volna megemelkedni és nem a peremektől távol, a felszínileg kiemelt területen fekvő Kiskunhalas talajvízszintjének.

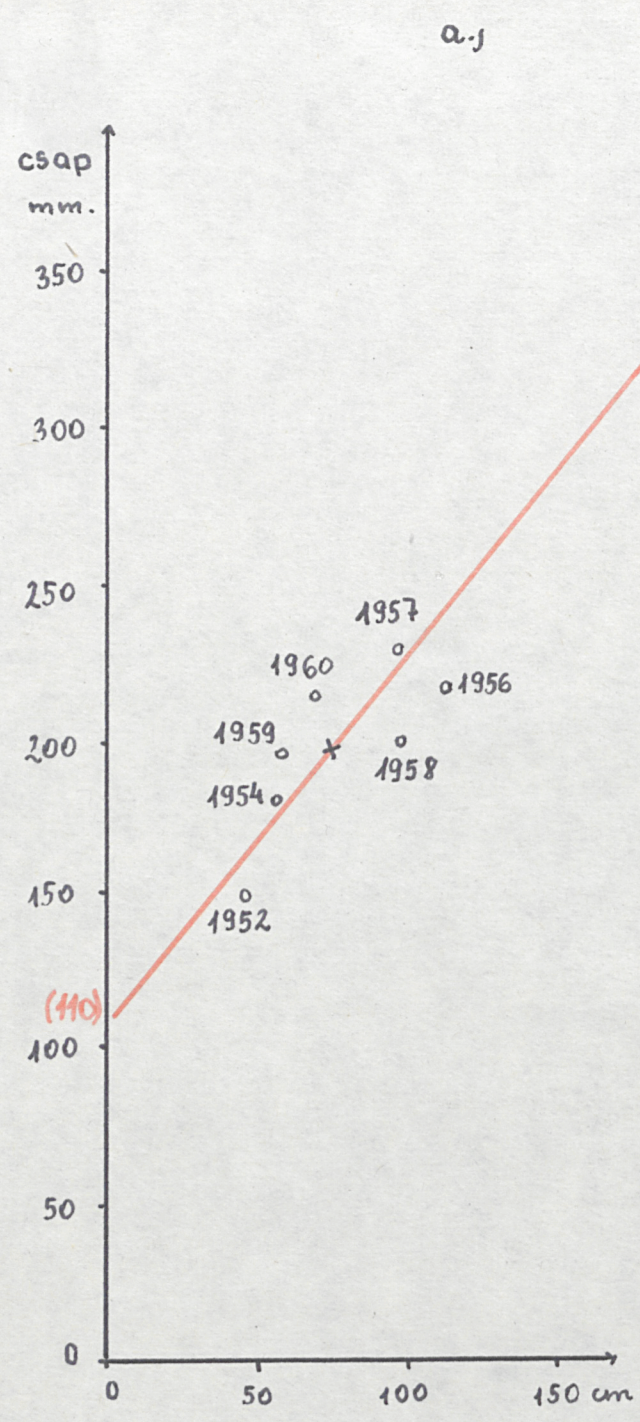
A talajvizviszonyok sokrétű feltárásánál nem elégedhetünk meg ezzel, hogy a csapadéknak a talajvizre gyakorolt hatását kimutattuk, hanem meg kell állapítani, hogy mekkora az a vízmennyiség, amellyel a talajvízkészlet az egyes időszakokban gyarapszik.

A vízkészletváltozások meghatározásához az észlelőutakban levő vízszint emelkedése vagy süllyedése nem elegendő, hanem ismerni kell a víztartó rétegek teljes hézagterfogatának azt a részét, amelyet a maximális molekuláris vízkapacitáson felül ki tud tölteni a felszín alá szivárgó víz. Ezt a térfogatrészt - megkülönböztetve a maximális molekuláris vízkapacitás elérésekor felhasznált térfogatrésztől - feszültségmentes, vagy szabad hézagterfogatnak nevezzük.

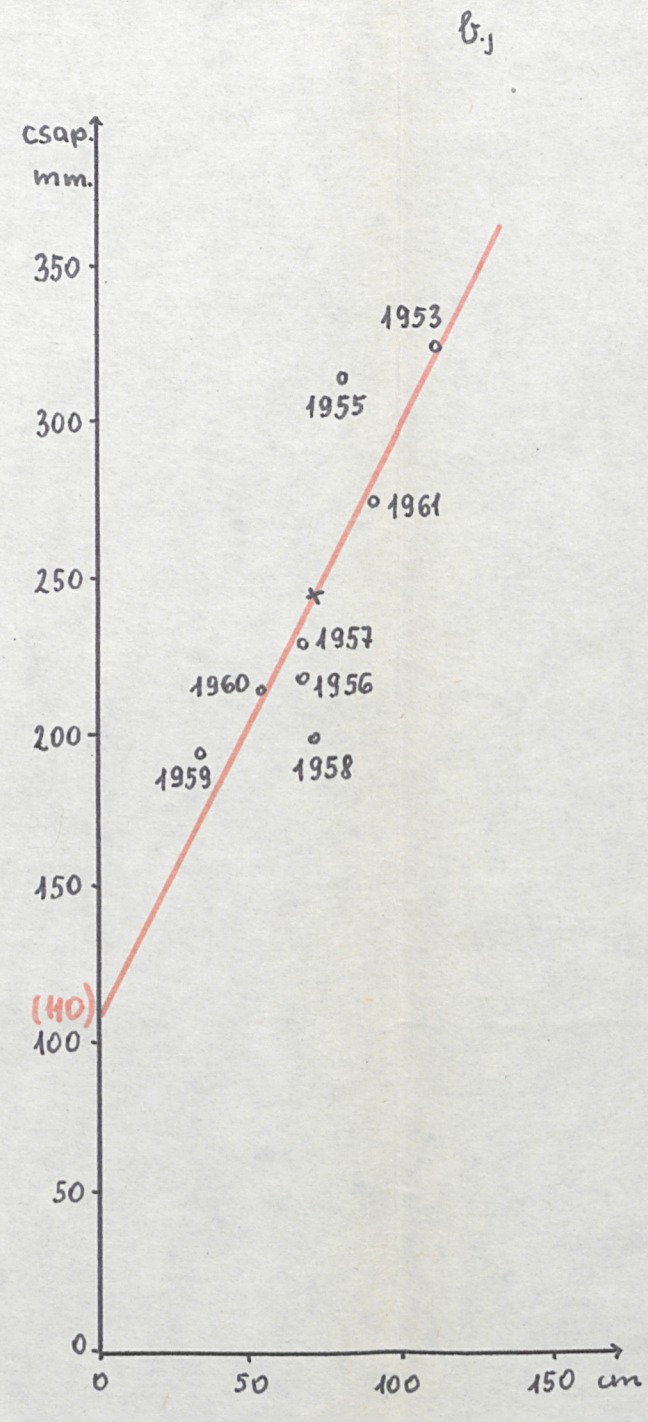
Tehát a szabad hézagterfogat n_{sz} = a teljes hézagterfogat - a maximális molekuláris vízkapacitás.

Igy a szabad hézagterfogat a teljes hézagterfogatnál kisebb, mert a molekuláris erőkkel a talajszemcsékhez kötött víz a teljes hézagterfogat egy jelentős részét lefoglalja. Talajvízszint süllyedése esetén sohasem szabadul fel a teljes hézagterfogat, mert az előzetesen vízzel telített talajréteg nedvességtartalma csak a maximális molekuláris vízkapacitás értékére csökken.

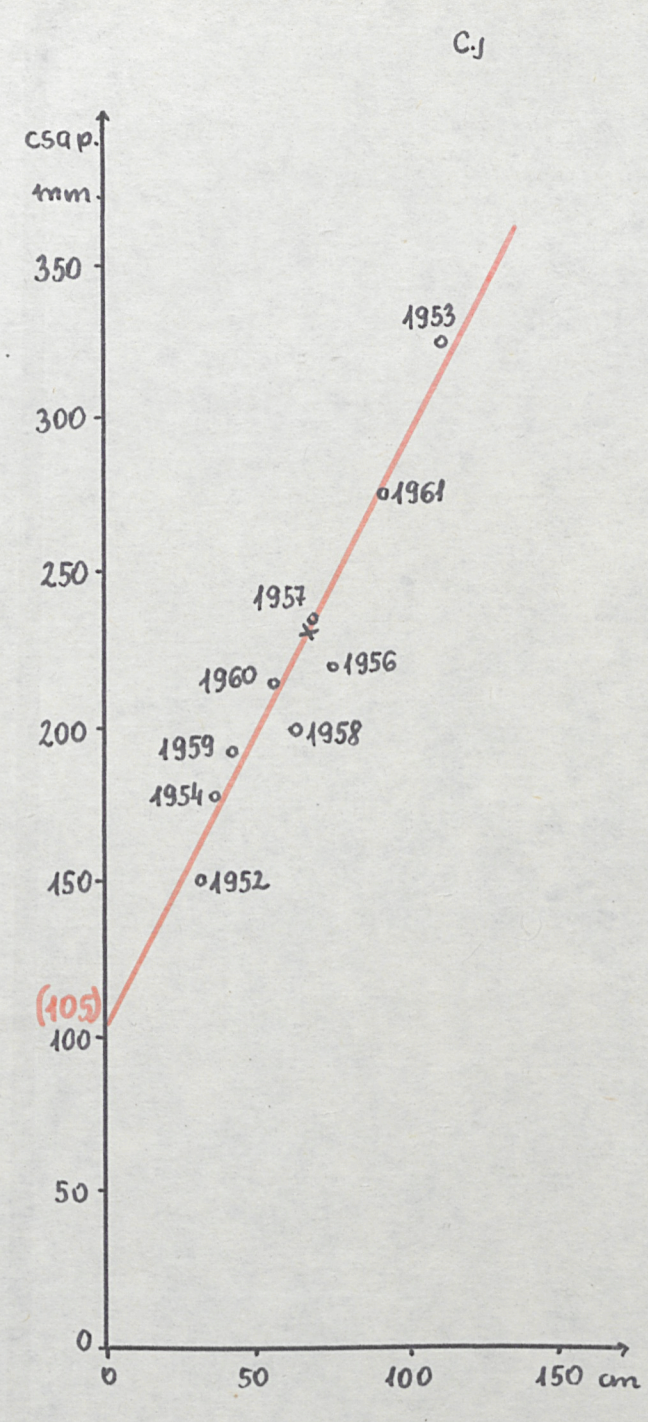
A szabad hézagterfogat természetes körülmények közötti mérésének



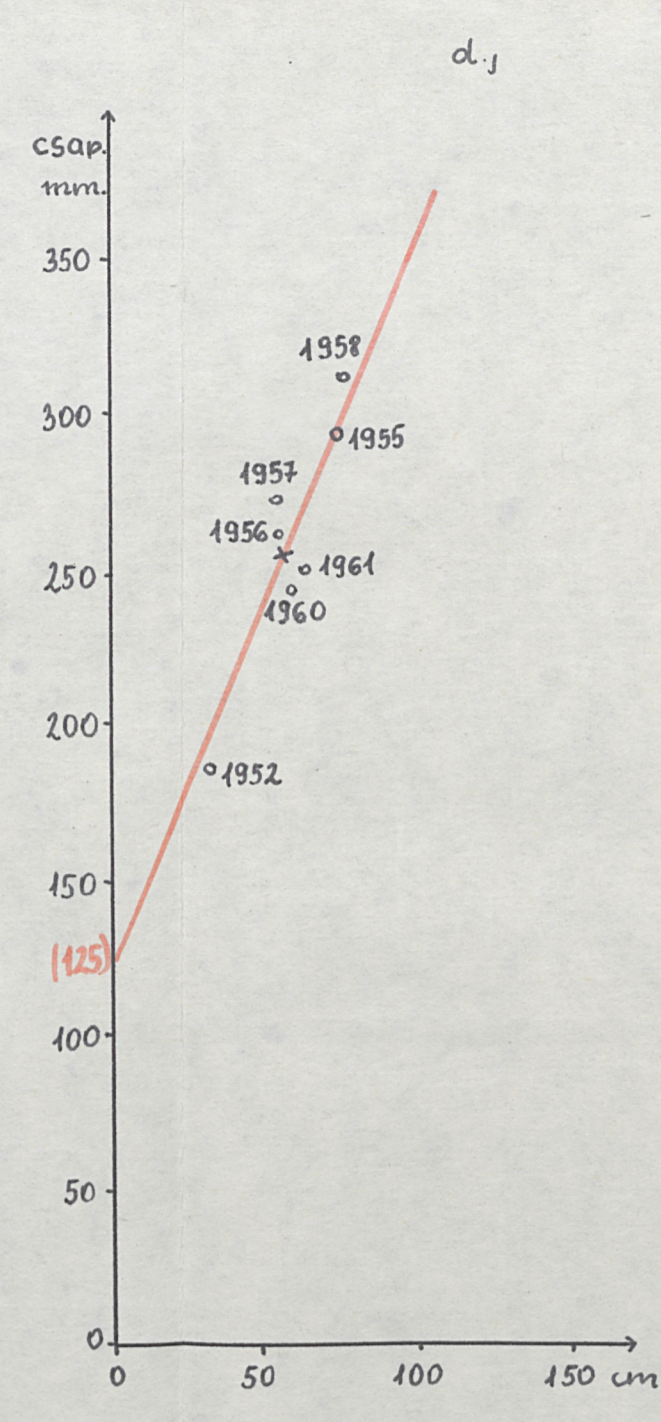
$r_{s2} = 0,182$



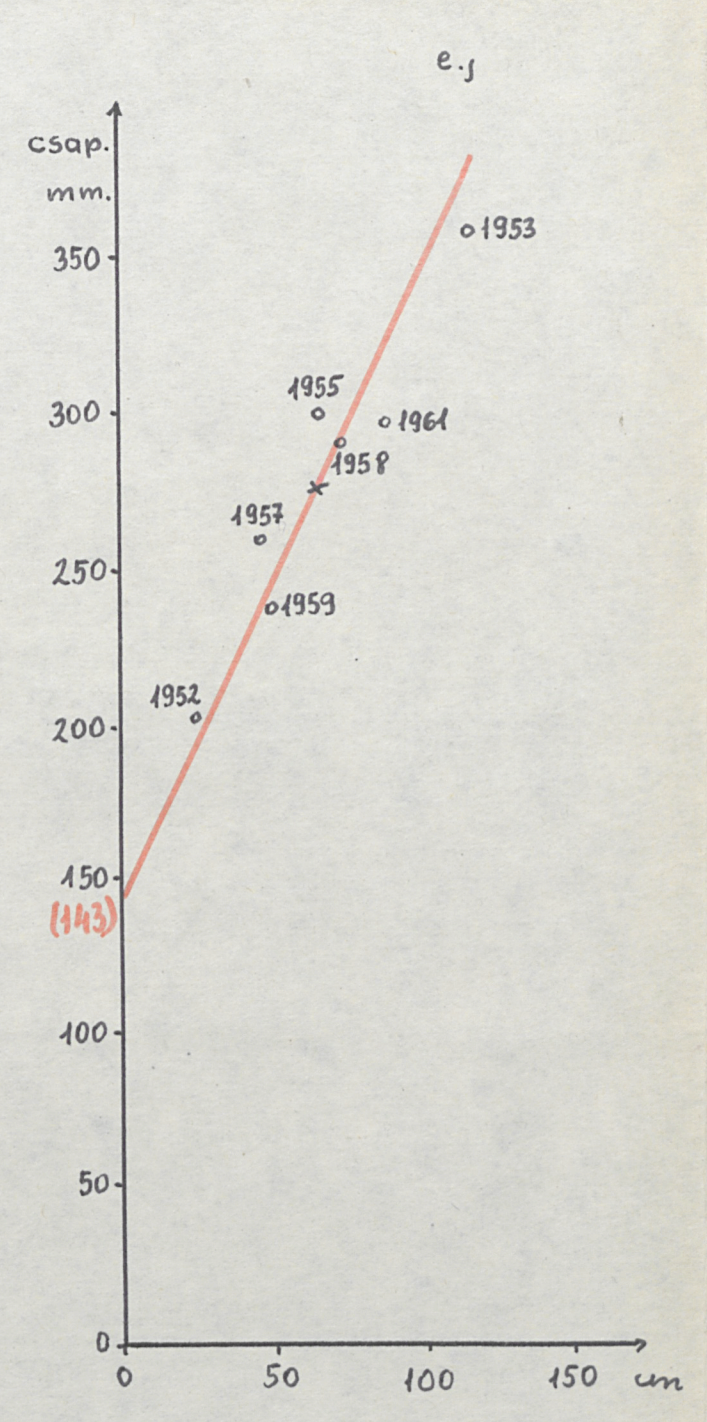
$r_{s2} = 0,194$



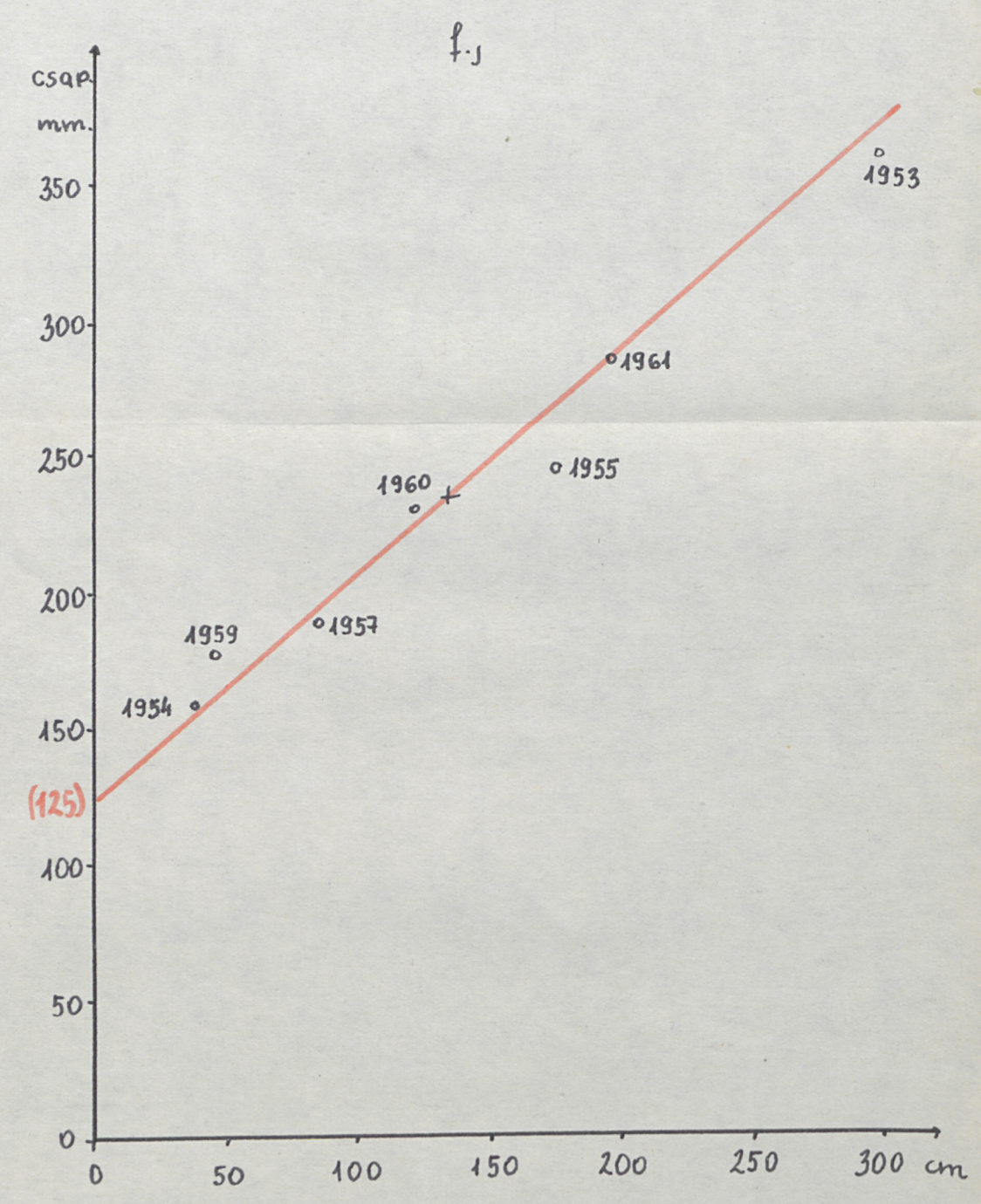
$r_{s2} = 0,20$



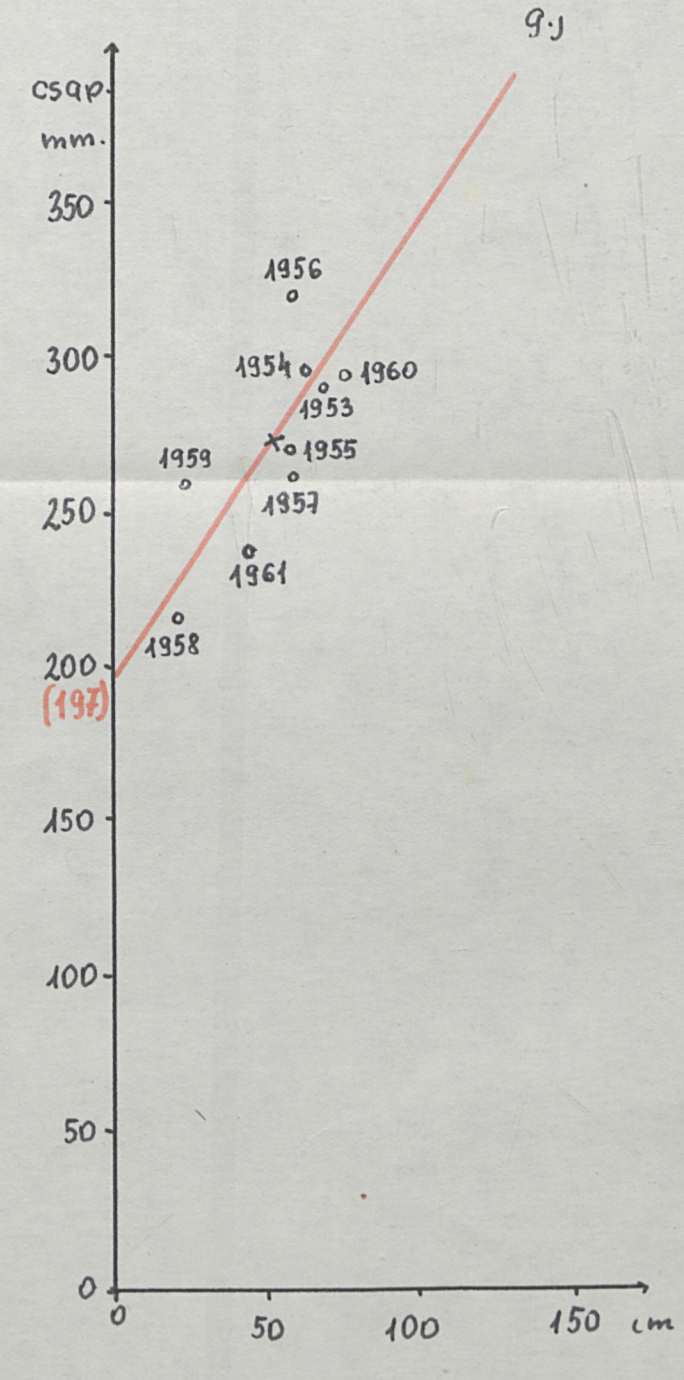
$r_{s2} = 0,230$



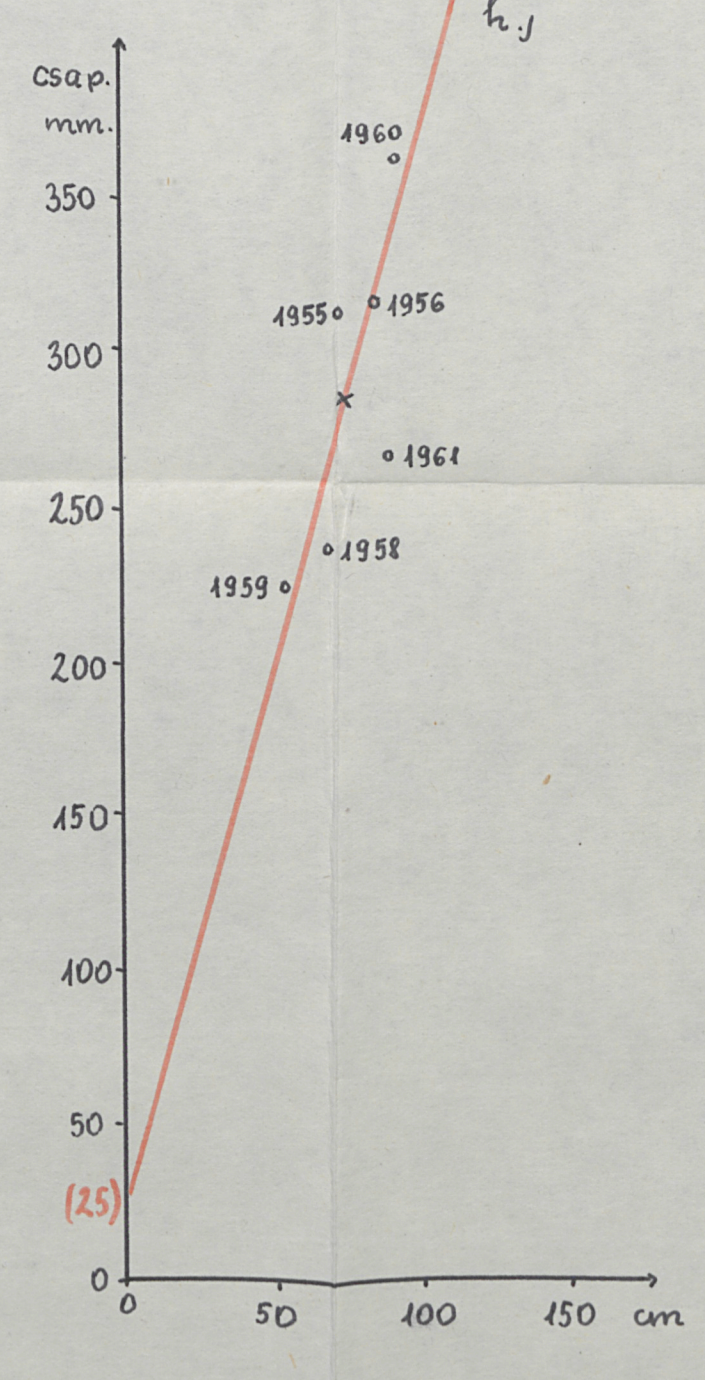
$r_{s2} = 0,205$



$r_{s2} = 0,083$



$r_{s2} = 0,146$



$r_{s2} = 0,324$

Jelmagyarázat:

- a./ Kecskemét 823-as talajvizkut
- b./ Kecskemét 828-as talajvizkut
- c./ Kecskemét 829-es talajvizkut
- d./ Tiszakécske 842-es talajvizkut
- e./ Kiskunhalas 926-os talajvizkut
- f./ Szeged 954-es talajvizkut
- g./ Baja 963-as talajvizkut
- h./ Hercegszántó 999-es talajvizkut

- + az átlagcsapadék által létrehozott átlagos talajvízállásemelkedés
- o a tárgyév csapadéka által létrehozott talajvízállásemelkedés
- kiegyenlítő egyenes
- (110) minimális csapadékmennyiség, amely a téli félév folyamán már talajvízállásemelkedést hoz létre

30. ábra

nehézsége miatt Ubell Károly az ötvenes években eljárást dolgozott ki /71/, melynek segítségével a csapadékadatokból és a vizállásváltozásokból meghatározható a szabad hézagterfogató közelítő értéke.

Az általam vizsgált 8 talajvizészlelő kut.adatai azt mutatják, hogy a csapadék hatására bekövetkező talajvízszintemelkedés, 1-3 m-es átlagos talajvízszint esetén, pontosan a téli félévre, nov. 1-ápr.31-ig, esik, de a bajai kut kivételével ennél nagyobb mélységben is novembertől már megkezdődik a vízszintemelkedés. Baján csak decemberben kezd a havi átlagos vízszint emelkedni és az emelkedés májusig tart. Így a későbbi számításoknál a december-május közötti időszakot vettem figyelembe. /lásd az 30/g ábrát/

Mint az adatok mutatják a téli félév tározó jellege ténylegesen megmutatkozik. A téli félévben beállott talajvízállásemelkedés és a téli félév csapadékösszege között kielégítő pontosságú összefüggés állapítható meg.

Azokban az években, amikor a téli félév csapadékösszegének az egyes hónapok közötti megoszlása többé-kevésbé hasonló a többévi átlagos csapadékjáráshoz, a félévi talajvízállásemelkedés arányos a csapadékkal. / 30.ábra/

Az összetartozó értékpárokat ábrázoló pontok a kiegyenlítő egyenes mentén helyezkednek el. A pontok szóródását a csapadékmegoszlás magyarázza.

Az előzőekben már világossá vált, hogy nagyobb vizállásemelkedés jelentkezik akkor, amikor a félévi csapadékösszeg jelentékeny hányada a nagyobb beszivárgási kapacitású, márciusi, áprilisi hónapokra jut. Mint láttuk így történt 1958 tavaszán is.

Az 1958-as téli félévi értékek, Tiszakécske kivételével /30 d ábra/, mindenütt, ahol ábrázolásra kerültek, a kiegyenlítő egye-

nestől jobbra helyezkedtek el.

Azokban az években, amelyekben a téli félévi csapadékösszeg nagy része a kis beszivárgási kapacitású, száraz, őszi térszínre hullik, nagy vízmennyiség használódik a fedőréteg átnedvesítésére, s a talajvizállásemelkedés kisebb mértékű lesz. Itt az összetartozó értékek a kiegyenlítő egyenestől balra foglalnak helyet.

1956 november-decembere az átlagosnál csapadékosabb volt. 1957 március-áprilisban pedig csapadékhiány mutatkozott, így az 1957 téli félév eredményei a kiegyenlítő egyenestől általában balra helyezkednek el.

A 30. ábrán bemutatott téli félévi csapadék-talajvízszintváltozás összefüggésekből jellemző átlagértékeket állapíthatunk meg. Az arányos összefüggést kifejező kiegyenlítő egyenesek majdnem mindegyik kut esetében eltérő magasságban metszik az ordináta tengelyt, a felszíni és felszín alatti lefolyási, valamint hűzzáfolyási viszonyok és a beszivárgásban szerepet játszó rétegek milyenségének megfelelően.

A kiegyenlítő egyenes és az ordinátatengely metszéspontja is megmutatja, hogy a befolyásoló tényezőknek megfelelően, mennyi az a téli félévi csapadékösszeg, amely még nem okoz talajvizállásemelkedést, tehát az elfolyás és a párolgás által elvész. Ebből és a vonalak iránytangenséből megállapíthatjuk annak a talajrétegnek a szabad hézagterefogatát, amelyben a vízjáték végbemegegy.

Nézzük az eljárást egy példán keresztül:

A 842 sz. tiszakécskei kútnál a téli félév átlagcsapadéka 254 mm-ami átlagosan 56 cm talajvizállásemelkedést hozott létre. Ez az összetartozó értékpár lesz a kiegyenlítő egyenes egyik pontja, a másik pontot az egyes évek adatai alapján lehet meghatározni.

A csapadék és a talajvízszint kapcsolatot kifejező egyenes 125 mm-nél metszi az ordináta tengelyt. Tehát Tiszakécske esetében 125 mm az a csapadékmennyiség, amely a téli félévben átlagosan elpárolog, ill. a felszíni vagy felszín alatti lefolyással elvész. A csapadék többi része beszivárog a talajba és emeli a víztükröt. Egyben az ordinátán kimetszett érték azt is megmutatja, hogy a téli félévben mennyi az a minimális csapadékmennyiség, amely már talajvízszintemelkedést képes létrehozni. Mivel 125 mm a $\frac{1}{2}$ elfolyás+párologás értéke, a csapadék beszivárgó része tehát $254-125=129$ mm. Ez a 129 mm csapadék 12,9 cm-nek felel meg és 56 cm átlagos talajvízszintemelkedést hozott létre. A talajvízút környékén, annak a rétegnek a szabad hézagterfogatata, amelyben a talajvízjáték végbemegy $\frac{12,9}{56} = 0,230$, ami %-os értékben kifejezve tehát a talaj összes térfogatának a 23 %-a.

Általánosan felírva:

$$n_{sz} = \frac{\text{átlag csapadék} - \text{elpárologott csapadék} + \text{lefolyás}}{\text{talajvízállásemelkedés}} \quad \text{tehát,}$$

$$n_{sz} = \frac{\text{beszivárgott csapadék}}{\text{talajvízállásemelkedés}}$$

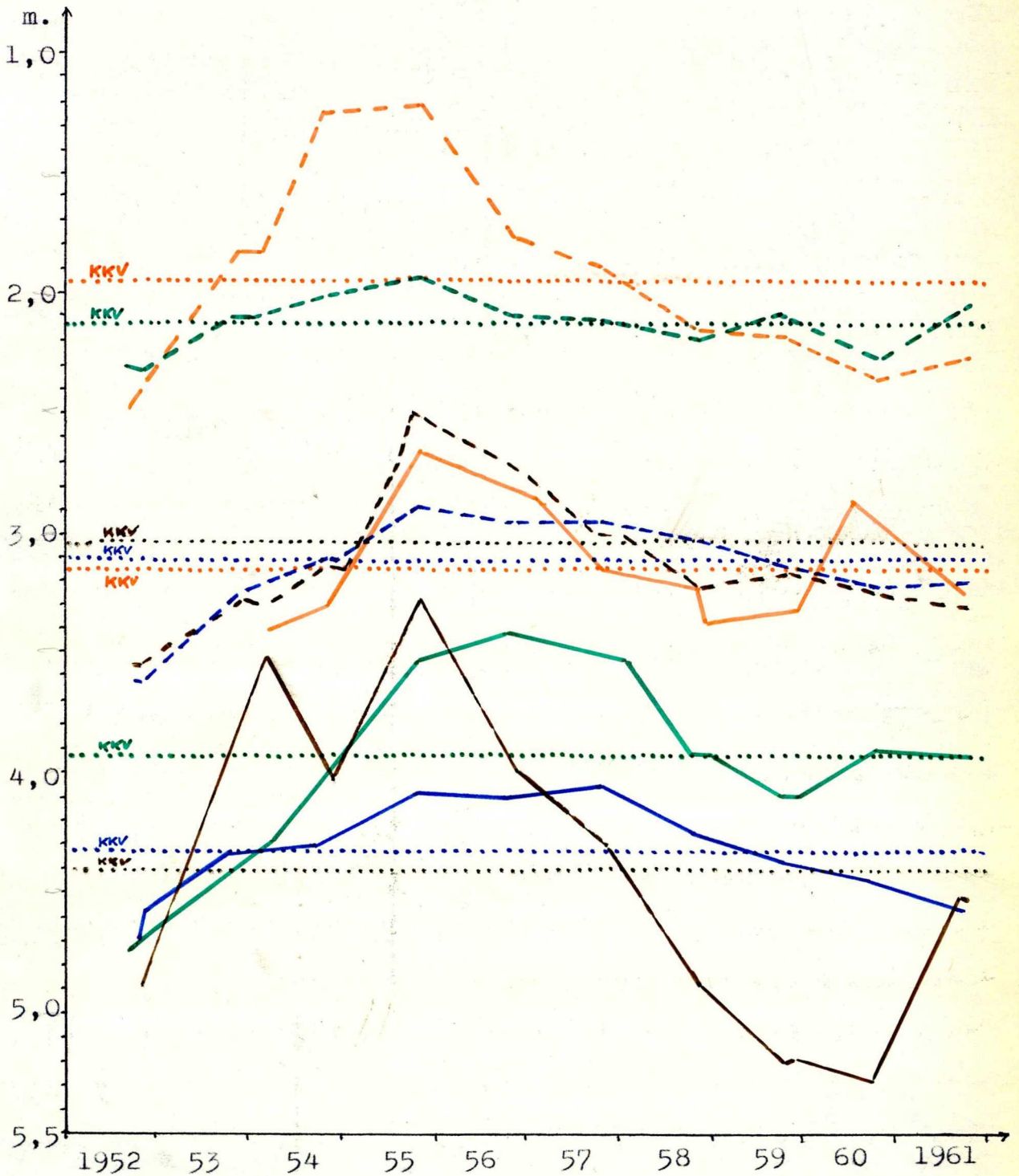
Ennek az összefüggésnek az alapján a Duna-Tisza közén 8 talajvízút környékének szabad hézagterfogatát határoztam meg. A kapott adatok megfelelő egyezést mutatnak a szakirodalomban eddig megjelent adatokkal. /67, 71/

A víztartó réteg minősége szerint a kapott adatok a következők voltak:

Talajvizkut	Viztartó réteg	n _{sz}	Téli félév átl. csap.	Átl. talajvizjárték	Lefolyás + párolgás
Kecskemét 825	közepes szemű homok	18,2%	198mm	75cm	110mm
Kecskemét 828	futóhomok, iszapos homok	19,4%	246mm	70cm	110mm
Kecskemét 829	homokos lösz, vályogos homok	20,0%	225mm	65cm	105mm
Tiszakécske 842	sárga futóhomok	23,0%	254mm	56cm	125mm
Kiskunhalas 926	laza, aprószemű homok	20,5%	276mm	65cm	145mm
Szeged 954	agyagos iszap	8,3%	238mm	136cm	125mm
Baja 963	agyagos homok	14,6%	273mm	54cm	197mm
Hercegszántó 999	lösz, löszös iszap iszapos homok	32,4%	284mm	74cm	25mm

Ha a lefolyás + párolgási értékeket figyelembe vesszük, érdekes dolgokat látunk. A bajai igen magas párolgás + lefolyási értéket igen könnyű megmagyarázni, mivel itt a decembertől májusig tartó időszakot vettük figyelembe és az összefüggésbe belépett május hónap jóval felülmúlja a kimaradt novemberi párolgási értékeket, de emellett elég nagy felszíni lefolyással is kell számolnunk.

A hercegszántói félévi átlagcsapadék nagyon alacsony párolgás + lefolyási értéke pedig - mivel felszíni vízfolyás nem található a közelben - erőteljes felszín alatti hozzáfolyásra enged következtetni. Az értékek kis szóródása a téli félévben állandó, permanens jellegű hozzáfolyást bizonyít, mivel a párolgási veszteségnek a kapilláris hatás miatt még nagyobb mélységben is a kapott értéknél nagyobbak kellene lenni. /30. h ábra/ Azonkívül a felszíni rétegek állandó vízkapacitásnyi értéken tartásához



Jelmagyarázat:

— Szeged 954	- - - Bácsalmás 980
— Kecskemét 823	- - - Kecskemét 828
— Baja 963	- - - Tiszakécske 842
— Ksztmiklós 808	- - - Kiskunhalas 926

31. ábra Hosszabb ideig tartó talajvízkészletcsökkenés ill. gyarapodás az évi LKV és a KKV viszonyán keresztül.

is fel kellene használnod bizonyos mennyiségnek.

A kut környezetének topográfiai helyzete is megerősíti azt az állítást, hogy talajvízhozáfolyással kell számolnunk ezen a területen.

A szabad hézagterfogat ismeretében az észlelt talajvízállásváltozásokból az adott talajszintben tározott víz mennyisége kiszámítható. A hosszabb ideig tartó talajvízkészlet gyarapodásának megállapítására az évi közepes talajvízállások összehasonlítása ad megfelelő eredményt.

A hosszabb ideig tartó talajvízkészlet gyarapodást ill. csökkenést az évi kisvízállásokat összekötő vonal megszerkesztésével állapíthatjuk meg. /31. ábra /

Ennél az ábrázolási módnál nem szerepel befolyásoló tényezőként az évi talajvízszintingadozás, így csak a hosszabb időszakra megmaradó készletraktározást ill. fogyást mutatja a közepes kisvizeket és az évi kisvízállásokat összekötő vonal különbsége. Lemérve a közepes kisvíz vonala és a felette elhelyezkedő évi kisvízállások pontjai közötti távolságot, a lemért értékeket beszorozzuk a szabad hézagterfogat értékével és megkapjuk a tartósan tározott víz mennyiségét. A tározott vízmennyiség ismeretében jól lehet következtetni arra, hogy az adott terület alkalmas-e öntözésre vagy nagyobb vízmennyiség kiemelésére, anélkül, hogy a talajvízszintet tartósan lejjebb szállítanánk az adott területen.

5. A terület párolgásviszonyainak összefüggése a talajviznívó alakulásával

A talajfelszín és a talajban levő vízmennyiség párolgásának meghatározása bonyolult feladat, mivel sok tényezőtől függ. Szerepet játszik a talaj minősége, a talajvizszint magassága, a növényzet, s a meteorológiai elemek közül a levegő hőmérsékletével nagyjából arányos légnedvességtartalom, valamint módosító tényezőként szerepelhet a levegő mozgásállapota is.

A talajpárolgás mennyiségének és időbeli eloszlásának meghatározására leggyakrabban lizimétereket használnak.

Gyakorlatilag minden nagyobb űrtartalmu, nyitott és talajjal töltött edény felhasználható liziméterként, ha a ráeső csapadék vagy mesterséges öntözés a talajrétegen átszivároghat, s ennek felfogásáról és méréséről gondoskodni tudunk. Ilyen méréseknél azonban csak azt a vízmennyiséget tudjuk mérni, amivel az adott csapadék vagy mesterséges öntözés esetén a liziméter vízmennyisége gyarapodott. Abban az esetben, amikor a talajvizháztartási kérdésekre keresünk választ, ezzel nem elégedhetünk meg, hanem az elpárolgó vízmennyiséget is kell mérni a raktározott mellett. Emiatt szükséges az átszivárgott víz mennyiségén kívül a liziméterbe helyezett talaj súlyváltozásainak mérése is.

Természetesen használható eredményeket a liziméteres mérésekből csak akkor kaphatunk, ha a lizimétereket a talajba süllyesztve használjuk és olyan elhelyezést biztosítunk, hogy a liziméter környezetében a természetben előforduló hatások maradéktalanul érvényesülhessenek. Minél nagyobb tömegű talajt befogadó liziméterrel kísérletezünk, annál jobban megközelítjük a természetes állapotokat és annál pontosabb eredményt kapunk.

Sajnos Magyarországon a liziméteres észlelések és mérések még

nagyon kezdeti stádiumban vannak, a szakirodalom sem közöl a kevés és rövid idejű mérések miatt jól használható adatokat, emiatt a külföldi észlelésekre kell támaszkodni, /11, 12/ vagy pedig más irányban elindulva kell keresni a párolgás meghatározásához vezető eljárásokat.

A külföldi észlelési eredmények természetesen csak az eltérő viszonyok figyelembevételével ültethetők át hazai környezetre. Ezekből csak általános következtetéseket tudunk levonni, de pontos értékeket nem vehetünk át.

A németországi eberswaldi kísérleti telepen mért adatok nagyon jól bizonyítják a nyári időszakban a növényzet transpirációjának vízkészletcsökkentő szerepét, és a talajvíz felszinközeli elhelyezkedésének nagymértékű, párolgásnövelő hatását.

A növényzet nagyarányú párolgásnövelő hatása a gyakorlatban is fontos szereppel bír, mert azt bizonyítja, hogy az eszményi víznyerési helyek sohasem a dús növényzetű, vagy erdővel benőtt területeken vannak, hanem a csupasz homokfelületek alatt kell ezeket keresni / 11/

Mivel a hazai liziméteres megfigyelésekből nem tudunk megfelelő következtetéseket levonni a párolgásra vonatkozóan, így annak meghatározására más összefüggéseket kell keresni.

Kézenfekvőnek látszik a csapadék és a levegő párologtató képességének / P_0 / a mérése a területi párolgás meghatározásához.

A csapadék mérése nem ütközik akadályba, sőt a Duna-Tisza közén arányosan elosztva, megfelelő létszámú csapadékmérő állomás működik. A levegő párologtató képességének mérésére használatos eszközök közül 1952 előtt csak a Wild-párolgásmérő műszerek működtek Baján és Kecskeméten, s ennek megfelelően csak ezek hosszabb adatsorával rendelkezünk.

A Wild-műszerek mérte eredmények azonban nem adnak megfelelő kapcsolatot a levegő valódi párologtató képességével. /58,70/ A Wild-műszerek által megállapított havi párolgásmennyiségeknek a közvetlen környezettől való nagymértékű függése miatt /szél-árnyék, klimaházikó hatása, növényzet párologtatása stb. / csak egy állomás bizonyos havi adata ugyanazon állomás más havi adataival hasonlítható össze, más állomás adataival nem.

Igy a párologtató képesség mérésére csak a párolgásmérő kádakban mért szabad vízfelszín párolgása jöhet szóba. Sajnos, csak az 1952-ben megindult kecskeméti észleléseket vehetjük figyelembe, mert a Duna-Tisza közén csak itt indult meg a szabad vízfelszín párolgásának mérése 3m vízfelületű párolgásmérő kádakban. /70/ Ezeknek az eredménye már nagyobb területre történő összehasonlítást is kiállítja, mivel kevésbé függ a közvetlen környezettől az eredmény. A párolgásmérő kádaknak még az az előnyük is meg van, a Wild-műszerrel szemben, hogy sokszorosán nagyobb vízfelületük jóval pontosabb észlelési eredményeket biztosít.

A párolgásmérő kádak adatai tehát már nem a meteorológiai állomás közvetlen környékének viszonyait tükrözik, hanem már pl. Kecskemét környékére is általánosíthatók. Ha a Duna-Tisza köz többi részének párolgásértékeit is meg akarjuk határozni, olyan összefüggést kell keresni, amely pontos kapcsolatot biztosít valamely meteorológiai elem és a szabad vízfelszín párolgása között.

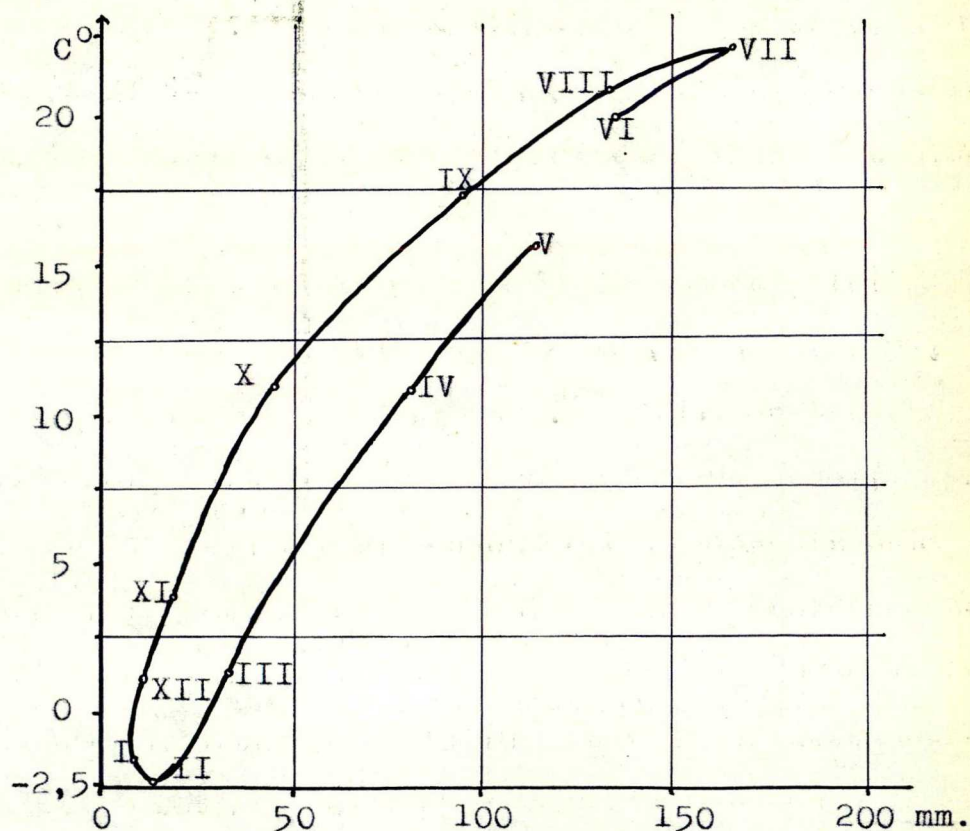
Szilágyi a Penman-féle hőegyenleg számítást + igyekezett átültetni magyar viszonyokra, de olyan magas értékeket kapott, a

* Penman, H.L.: Evaporation over parts of Europe. Association International d'Hydrologie Scientifique, Assenble Generale de Rome 1954.

Kecskemét környéki viszonyokra, hogy a szabad vízfelszín párolgásából számított feltételezett valódi párolgás értékeinek ápr.-szept. közötti része már meghaladta a csapadék évi átlagos összegét. /61/

A szabad vízfelszín párolgása és a meteorológiai elemek közötti kapcsolat megteremtése érdekében először a hőmérséklettel igyekeztem a szoros kapcsolatot megtalálni. /32. ábra/ Ez azonban nem sikerült, mert a szabad vízfelszín párolgásának havi átlagait ábrázolva a hőmérséklet havi közepeinek függvényében, egy hurok-görbét kapunk, ami nem mutat pontos, kifejező kapcsolatra.

Ugyanazon léghőmérséklet mellett pl. áprilisban jóval nagyobb párolgási érték mutatkozik, mint októberben, mivel itt egyéb fontosabb meghatározó tényezők, /mint pl. a levegő páranyomás-hiánya, mozgásállapota stb./ felülmúlják a hőmérséklet hatását.



32. ábra A szabad vízfelszín párolgása a hőmérséklet függvényében./Kecskemét 1952-56/.

Emiatt más úton kell elindulnunk. A kutatók már régen észrevették a levegő párányomáshiánya és a szabad vízfelszín párolgása közötti összefüggést és a kettő közötti kapcsolatra megfelelő jellemző értékeket igyekeztek megadni./58,70/

A legkönnyebben számítható összefüggést Ubell határozta meg a Kecskemét környéki párolgásmérő kádakon végzett mérései alapján. Abban az esetben ugyanis, ha csak a vízfelszín havi párolgásösszegeinek a meghatározására törekszünk, a levegő párolgatóképességének fő jellemzője a párányomáshiány / E-e/. A párányomáshiánnyal számoló módszer előnye, hogy a párányomáshiány viszonylag egyszerű mérőeszközökkel meghatározható, különösebb berendezéseket nem igényel.

Rövidebb időszakok esetén a párolgató-képességet erősen módosíthatja a levegő mozgásállapota is, de a havi összegeknél ennek nincsen nagy gyakorlati jelentősége.

A szabad vízfelszín havi átlagos párolgása és a párányomáshiány havi átlagai között - a Komlóssy-telepi méréseknek megfelelően - Ubell a következő összefüggést adja meg:

a három téli hónapra /dec.-febr./ $P_0 = 14,3/E-e/$

a többi hónapokra /márc.-nov./ $P_0 = 25,5/E-e/$

Ezzel jó megegyezést mutat a kecskeméti meteorológiai állomás adataiból szerkesztett ábrám. /33. ábra /

Ubell számításaitól jelentősebb eltéréseket csak az augusztus-november közötti eredményekben tapasztaltam és szerintem helyes volna, ha ebben az időszakban, változó, mégpedig fokozatosan csökkenő szorzótényezővel számolnánk. Ezt a megállapítást jól alátámasztják a táblázatban közölt adataim is.

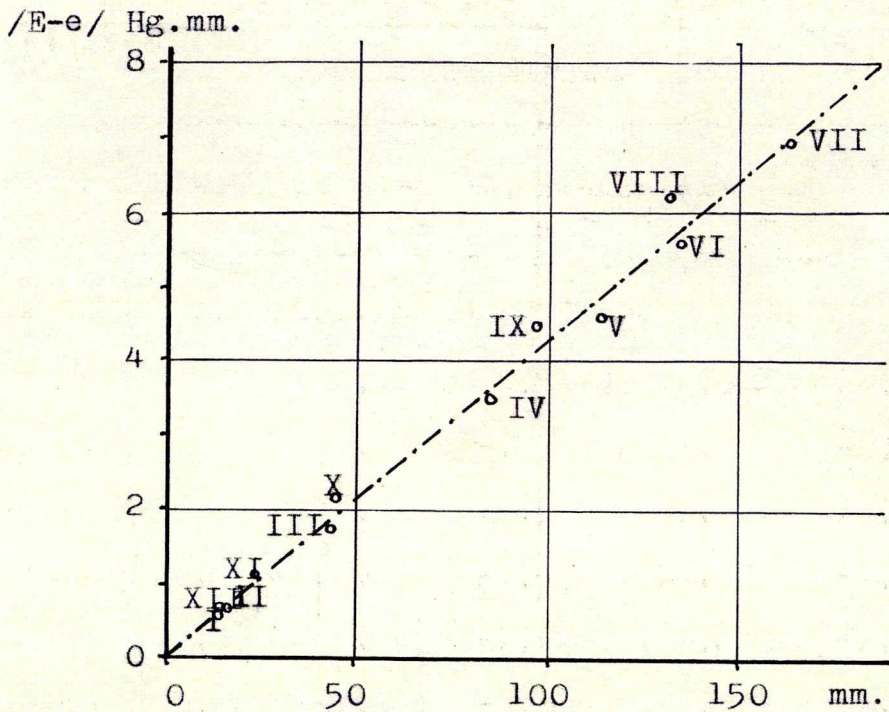
Hónap	Szabad vízfelszín párolgása					korrigált szorzótényező
	mért értékek mm.	Übellel féle számított értékek mm.	eltérés a mért- től mm.	korrigált számított értékek mm.	eltérés a mért- től mm.	
január	8	10,0	+2,0	10,0	+2,0	14,3
február	12	11,2	-0,8	11,2	-0,8	14,3
március	33	37,5	+4,5	37,5	+4,5	23,5
április	79,7	78,3	-1,4	78,3	-1,4	23,5
május	113,9	106,2	-7,7	106,2	-7,7	23,5
junius	135,2	127,1	-8,1	127,1	-8,1	23,5
julius	164,5	167,5	+3,0	167,5	+3,0	23,5
augusztus	132,3	148,0	+15,7	132,3	0,0	21,0
szeptember	96,7	110,9	+14,2	94,4	-2,3	20,0
október	44,6	54,3	+ 9,7	43,9	-0,7	19,0
november	20,0	26,5	+6,5	20,2	+0,2	18,0
december	12,0	10,6	-1,4	10,6	-1,4	14,3
Összesen	851,9	888,1	+36,2	839,3	-12,6	---

Szabad vízfelszín párolgása /Kecskemét 1952-56/

A kecskeméti meteorológiai állomás adataiból szerkesztett táblázatból kitűnik, hogy így gyakorlatilag jelentősebb eltérések nélkül tudjuk számítani a meteorológiai elemek felhasználásával a szabad vízfelszín párolgás-értékeit.

A korrigált számítás pontosságát az is bizonyítja, hogy az évi össz eredményének eltérése az észlelttől csak -1,5 %-ot tesz ki, ami elég kevésnek mondható.

Mivel a szabad vízfelszín párolgásának eredménye nem a szűk mé-



33. ábra Szabad vízfelszínen mért havi párolgásösszeg a levegő párányomáshiánya /E-e/ függvényében. /Kecskemét 1952-56 évi átlag/

rő állomás környezetére terjed csak ki, így a Kecskemét környékére adódott, korrigált szorzótényezőt vonatkoztattam a többi állomásra is /Szeged, Baja/ és így párolgásmérő kádak hiányában, a párányomáshiányból ezeken a helyeken is lehet számolni a párolgató-képességet.

Ez a számítási mód kb. $\pm 10\%$ pontosságot ad bármelyik havi értékre vonatkoztatva, mivel itt a szóródás már nagyobb, mint a sok éves havi értékek esetében.

Természetesen a szabad vízfelszín párolgása sohasem egyezik meg a valódi területi párolgással, annál mindig nagyobb, még azokban a hónapokban is, amikor a növényzet transpirációja a legnagyobb mértékű.

A szabad vízfelszín párolgása és a valódi területi párolgás /tényleges párolgás/ arányának megállapítására ismét egy korábban már számított értéket vettem figyelembe.

A szabad nézagterfogatot meghatározó 30/a ábrán a 823-as kecskeméti talajvizkut értékei azt mutatják, hogy itt a téli félév lefolyás + párolgás összege 110mm. A szakirodalom már ennek a kutnak a környezetéről bebizonyította, hogy itt mérhető lefolyással vagy hozzáfolyással nem kell számolnunk. /67/ Így itt a téli félév párolgás összege 110 mm-el egyenlő, tehát megkaptuk az első konkrét értékhez kapcsolódó párolgás összeget.

Kecskeméten viszont a téli félévben a szabad vízfelszín párolgása 162 mm-nek adódik, tehát a téli félévben a szabad vízfelszínnek a valódi területi párolgásra való átszámításánál a következő viszonyszám adódik: $\frac{110}{162} = 0,68$.

Kecskeméten a 828 és 829 sz. talajvizkut 30/b és 30/c ábrán mutatott összefüggései is 110 mm körüli téli félévi párolgásértékeket mutatnak. Ebből arra következtethetünk, hogy Kecskeméten jelentős lefolyással nem kell számolnunk.

A többi állomásnál a lefolyásértékeket is figyelembe kell vennünk a számításoknál. Mivel a lefolyás számítása bonyolult és csak helyszíni mérésekkel ellenőrizhető, ezért figyelembevéve az alacsony téli párolgásértékeket, és, hogy a szabad vízfelszín párolgásértékei is a téli félévben állomásonként hasonló értéket adnak, így nem követünk el nagy hibát, ha a téli félévben egységesen az egész Duna-Tisza közén 110 mm párolgással számolunk.

A lefolyással rendelkező talajvizkutak esetében a lefolyást úgy kapjuk meg legkönnyebben, ha a 30. ábrán a párolgás + lefolyás értékekre kapott összegből a párolgást levonjuk.

Mivel hosszabb időszakban - állandó lefolyási és hozzáfolyási értékek mellett - jelentősebb talajviztározódás, vagy annak hiánya nem mutatkozik, így több éves átlagban csapadék - lefolyás - párolgás.

Mivel Kecskeméten nem kell számolnunk lefolyással, így

csapadék = párolgás.

A csapadék 10 éves átlaga /1952-61 / Kecskeméten 510 mm volt, ebből a téli félévben elpárolgott 110 mm, tehát sok évi átlagban a nyári félévben csak 400 mm csapadék párolgathat el. Hasonló eredményeket kapott Ubell K. is, aki az ország egész területére vonatkoztatva határozta meg értékeit. /732/

A nyári félévben a szabad vízfelszínről 655 mm párolgott el, így a valódi területi párolgás és a szabad vízfelszín viszonyszáma:

$$\frac{400}{655} = 0,61\text{-nek adódik.}$$

Ugyanígy Baja és Szeged esetében, 5 éves átlagokkal számolva /1952-56/, szintén megállapítható a kapcsolat a számított szabad vízfelszín párolgási értékek és a valódi párolgás között.

A kecskeméti téli félévi értékeket általánosítva, a téli félév párolgásösszege Baján is 110 mm. A területi párolgás és a szabad vízfelszín párolgásának viszonyszáma így $\frac{110}{162} = 0,68$.

A szabad hézagterefogat megállapításánál Baja esetében dec.-máj. értékekkel számoltunk. Erre az időszakra 169 mm párolgás jut, viszont a kiegyenlítő egyenes metszése a 30/g ábra esetében azt mutatta, hogy erre az időszakra a lefolyás + párolgás összege 197 mm, így Bajánál erre az időszakra 28 mm lefolyás számítható, ezt arányosnak véve az év másik felére is az évi lefolyás összege 56 mm. Ezt levonva a 626 mm nagyságú 5 évi átlagcsapadékból, a beszivárgó és párolgásra elhasználódó csapadék évi mennyisége 570 mm. Ebből a téli félévben elpárolgott 110 mm és tározódott kb. 70 mm, a nyári félévben tehát 390 mm párolgathatott el. A nyári félévre adódó viszonyszám: $\frac{390}{651} = 0,60$.

Szegednél ugyanilyen módszerrel számolva a téli félév viszonyszáma 0,61, a nyári félévé 0,50, az évi lefolyási összeg pedig kb. 30 mm. A kecskeméti viszonyszámok 1952-56 között: a téli félévre 0,68, a nyári félévre 0,627.

Ennek megfelelően az 1952-56 közötti átlagos havi párolgásértékek a következőképpen alakultak a Duna-Tisza közén: mm-ben

Hónap	Kecskemét	Baja	Szeged	Hónap	Kecskemét	Baja	Szeged
január	5,3	5,9	5,7	julius	103,1	96,2	100,2
február	8,2	7,1	6,5	augusztus	85,0	80,3	84,5
március	22,4	24,5	25,8	szeptember	60,6	54,3	56,8
április	54,2	54,3	54,2	október	28,0	24,8	27,4
május	71,4	64,9	64,1	november	13,6	12,1	12,4
június	84,5	71,3	78,8	december	8,2	6,2	6,2

Addig Kecskeméten a 10 éves átlag havi megoszlása a következő volt:

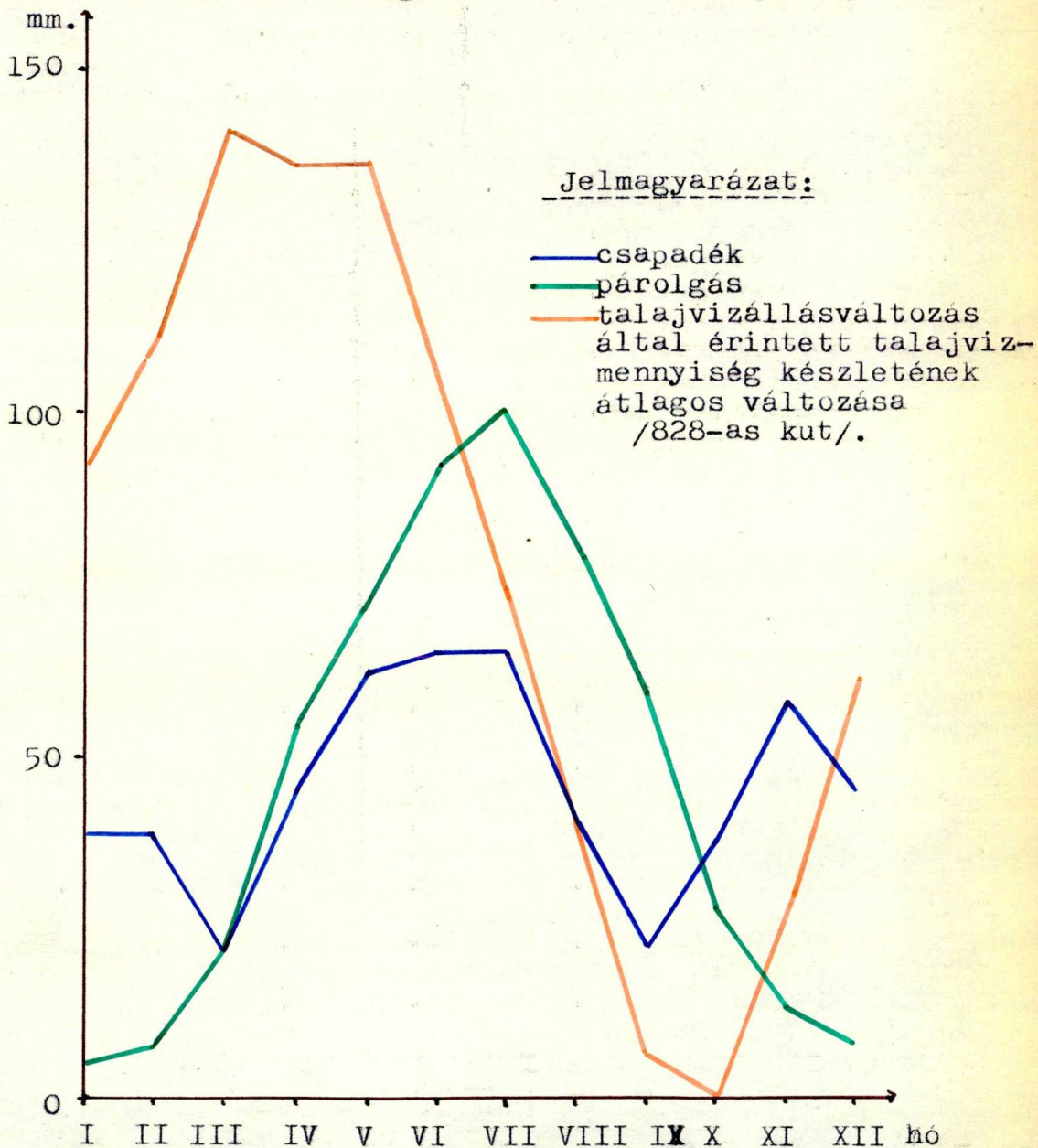
január	5,4 mm	julius	95,1 mm
február	8,1 mm	augusztus	81,9 mm
március	22,5 mm	szeptember	56,7 mm
április	53,0 mm	október	25,8 mm
május	69,3 mm	november	13,6 mm
június	83,8 mm	december	8,1 mm

Sajnos, Szeged és Baja 10 éves átlagait nem tudtam számolni a meteorológiai adatok hiányában.

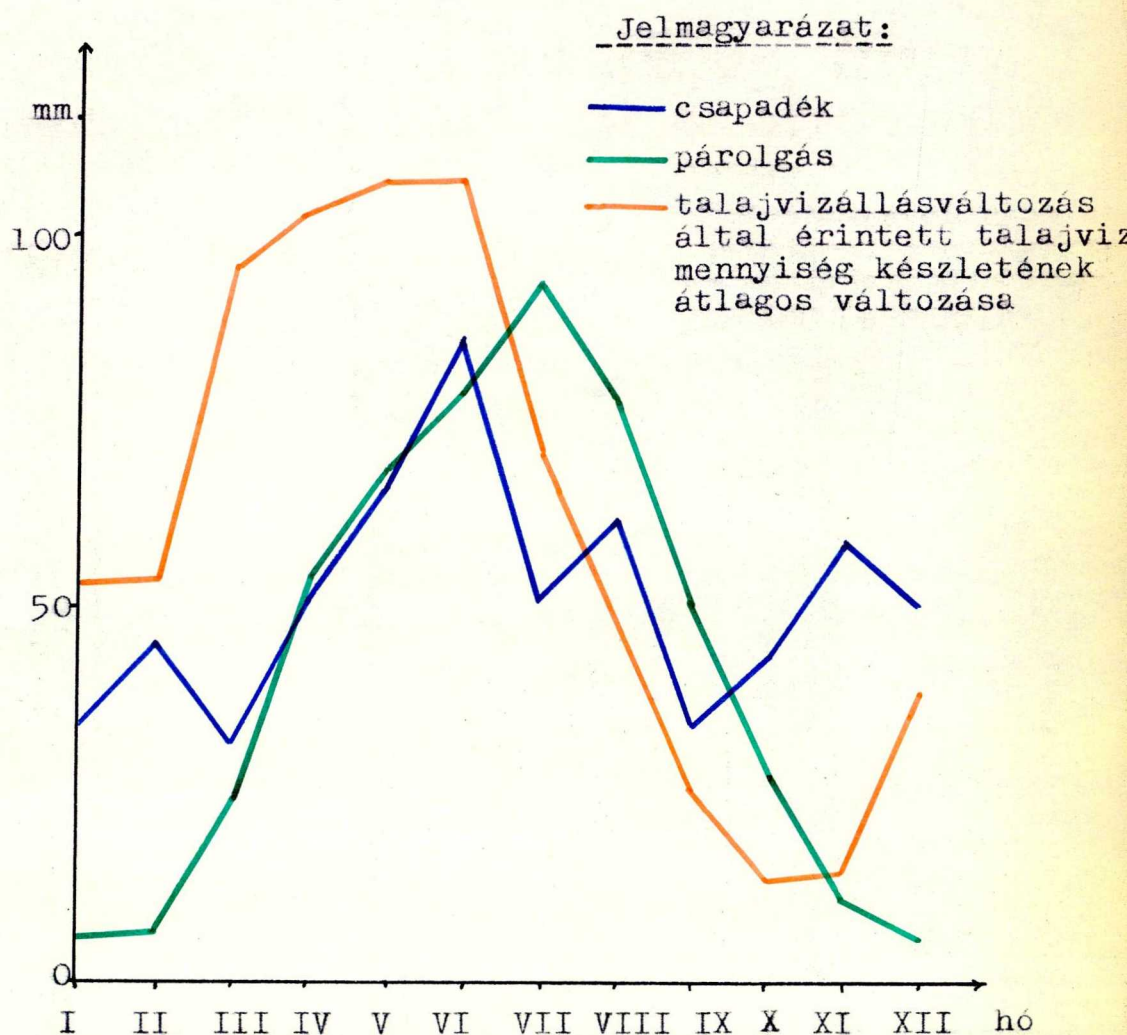
Amint a kecskeméti 10 éves átlagoknak az 5 éves átlagokkal való összehasonlításából látjuk, lényeges eltérés csak júliusban mutatkozik, mintegy 8 mm-el. A többi hónapban az 5 éves havi átlagokhoz hasonló eredményeket mutatnak a 10 éves értékek is, tehát a párolgásértékek az évek során jobban megegyeznek, kisebb a szóródásuk, mint a csapadék vagy a talajvízszintingadozás értékeinek. A párolgás területi alakulásából pedig kitűnik, hogy a két folyó völgyével szemben kiemelkedik a Hátság nagyobb párolgottatása.

Nagyon szemléletes képet kapunk a csapadék, párolgás és a talajvizkészletváltozás összekapcsolódásáról, ha azokat egymás mellett ábrázoljuk. /34. 35. 36. ábra/

Itt rögtön kitűnik, hogy Kecskeméten a téli félév végére jóval nagyobb mennyiségű csapadékból származó vízkészletraktározással kell számolnunk, mint Baja és Szeged esetében. Itt ugyanis lefolyásra nem használódik el a csapadékból, hanem teljes egészében



34. ábra A csapadék, a párolgás és a talajvízkészlet változásainak összefüggése / Kecskemét 1952-56/

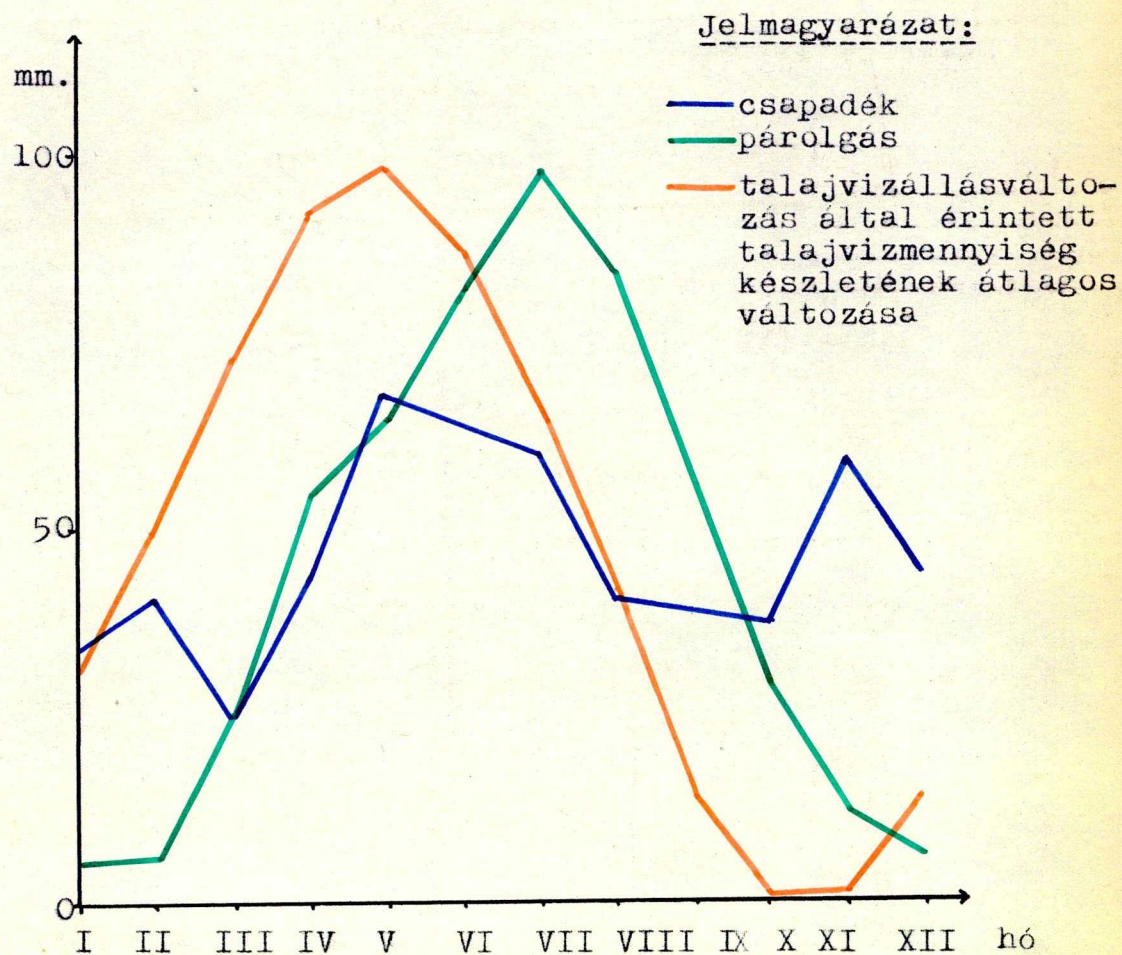


35. ábra A csapadék, a párolgás és a talajvízkészlet változásainak összefüggése. /Baja 1952-56/

beszivárog a talajba. A vízkészletváltozás mennyisége a szabad hézagterefogat ismeretében könnyen számítható.

Ebből is kitűnik, hogy a téli félévben a vízkészletváltozás döntő mértékben a csapadék befolyása alatt áll, a nyári félévben pedig juniustól a párolgás a vízkészletváltozás meghatározója. Különösen szépen látszik a vízkészletcsökkenés és a párolgás kapcsolata juniustól októberig, amikor mindhárom helyen a két görbe párhuzamosan halad egymás mellett, így közvetlen, számszerű kapcsolat kereshető a kettő között.

Azokban a hónapokban tehát, amikor a talajvízszint süllyed, a pá-



36. ábra A csapadék, a párolgás és a talajvízkészlet változásainak összefüggése. / Szeged 1952-56/

rolgás megközelítően egyenlő a csapadék és a talajvízkészlet csökkenésének összegével, mert a fedőréteg nedvességtartalmában, több év átlagában számolva, nem jelentkezik lényeges változás és a legtöbb esetben az e időszakban lehullott csapadék teljes egészében el is párolog. Tehát a párolgás havi összege egyenlő a csapadék + negatív talajvízkészletraktározás / a talajvízkészletcsökkenés/ összegével.

Ezt két kecskeméti példán is szeretném bemutatni, az 1952-56 közötti átlagokkal számolva. Azért éppen a kecskeméti értékeket veszem ismét figyelembe, mert itt a lefolyás módosító hatásával nem kell számolnunk.

A 823-as kut adatait a Komlóssy-telepen mért csapadékadatokkal

hoztam kapcsolatba, a 828-as kut adatait pedig a kecskeméti csapadékmérő állomás adataival.

Mivel több év átlagában, juniustól szeptemberig a párolgás mindig több, mint a csapadék, így az összes lehullott csapadék elpárolog és a párolgás fennmaradó hányadának a talajvizből kell pótlódnia. Tehát számítani kell a csapadékhiányt is, ami a párolgás - csapadék értékekkel egyenlő.

A 823-as kut esetében az így mm-ben kapott érték - a talaj 18,2 %-os szabad hézagterfogata miatt - a vízszint változásakor jóval nagyobb értéket mutat, ezért egy viszonyszámmal,

$\frac{100}{\text{szabad hézagterfogat } \%}$ kell megszorozni, ami a jelen esetben 5,49.

Az így kapott értékek jó megegyezést mutatnak a talajvízszint átlagos csökkenésének mértékével.

csapadékhiány = párolgás - csapadék

Hónap	Párolgás	Csapadék	Csapadékhiány
május	72 mm	76 mm	+4 mm
junius	85 mm	65 mm	-20 mm
julius	105 mm	65 mm	-40 mm
augustus	85 mm	51 mm	-32 mm
szeptember	61 mm	25 mm	-36 mm

Talajvízállás változása = csapadékhiány x 5,49

Hónap	Mért értékek	Számított értékek	Hónap	Mért értékek	Számított értékek
május	+2,5cm	+2,2cm	augusztus	-18cm	-18,1cm
junius	-18,0cm	-13cm	szeptember	-18cm	-18,9cm
julius	-22cm	-22,1cm			

A 828-as kut esetében a következő értékeket kapjuk:

Hónap	Párolgás	Csapadék	Csapadékhiány
május	72 mm	64 mm	-8 mm
junius	85 mm	65 mm	-20 mm
julius	103 mm	65 mm	-38 mm
augusztus	83 mm	41 mm	-42 mm
szeptember	61 mm	23 mm	-38 mm

Talajvizállásváltozás = csapadékhiány x 5,1

Hónap	Mért értékek	Számított értékek	Hónap	Mért értékek	Számított értékek
május	0cm	-4,0cm	augusztus	-20 cm	-21,4 cm
junius	-14 cm	-10,2 cm	szeptember	-18 cm	-19,5 cm
julius	-18 cm	-19,4 cm			

A számított és a mért értékek összehasonlításakor jelentős eltérést csak a júniusi értékek mutatnak - különösen a 823-as kut esetében - mégpedig a számítottnál mindig jelentősen nagyobb értékkel, ugyanakkor a július-augusztusi hónapok párolgásértékei pedig kisebbek a számítottnál.

Ez a felszint borító növényzet fokozott júniusi párologtatásával hozható összefüggésbe. Ez arra figyelmeztet, hogy a nyári félévben a szabad vízfelszín párolgásának átszámításakor figyelembe kell venni a júniusi, de még esetleg a májusi fokozottabb növényi párologtatást is. Így az átszámítási tényező ezen hónapok esetében nagyobb lesz, mint amit egységesen a nyári félévre megállapítottunk. Természetesen, a félévi párolgás összértékének annyinak kell lenni, mint amennyit az eddiekben számoltunk, s a

többi hónapok párolgási összegeinek átszámításakor az átszámítási tényezőnek természetesen csökkenni kell.

A májusi többletértékekre számszerű megállapítást nem tudunk tenni a talajvizállásváltozás számított és mért értékeinek összehasonlításával, mert ekkor még, ahogy a táblázatok értékei is bizonyítják, a párolgás nem a talajvizből, hanem a maximális molekuláris vízkapacitáshoz közeli víztartalmu fedőrétegekből történik.

A júniusi párolgási értékeknél - visszaszámolva a számított és mért talajvizállás-csökkenések különbségéből - kb. 6-9 mm-es átlagos többlettel számolhatunk, mint az eddigi értékek, de májusban is feltételezhető 3-4 mm-es többletpárolgás. Ezek az értékek természetesen kb. arányos eloszlásban csökkentik a július-szeptemberi értékeket. Hasonló május-júniusi párolgásnövekedéssel lehet számolni ezen értékek figyelembevételével a többi területeinken is.

Az előbbi értékek figyelembevételével a Kecskemét környékén a szabad vízfelszín párolgásának a valódi területi párolgásra való átszámításakor májusban a 0,71-es, júniusban a 0,74-es átszámítási tényezőt alkalmazhatjuk.

Ennek megfelelően, Kecskeméten az 1952-56 közötti nyári félévi havi átlagos párolgás a következőképpen oszlik meg :

május 75 mm	augusztus 80 mm
június 92 mm	szeptember 58 mm
július 100 mm	

Ugyanigy a 10 éves átlag számításánál is hasonló értékeket vehetünk figyelembe, mivel az előzőekben összehasonlított 5 és 10 éves párolgási értékek nem mutattak lényeges különbségeket.

Mivel az előbbi kecskeméti értékeink esetében bonyolult átszámítások után pontos összefüggést határoztam meg a párolgás, va-

lamint a csapadék + talajvízszintcsökkenés között a június-szeptember közötti időszakban, homoktalajon, 2-4 m-es terep alatti talajvízszint esetében, így feltételezhetjük, hogy a Hátság területén és más hasonló viszonyokkal rendelkező területen is fennáll az előbbi összefüggés.

Ezzel egy fontos következtetés birtokába jutottam. A nyári félévben, juniustól szeptemberig, a talajvízszintcsökkenés + csapadéértékek, valamint a talaj szabad hézagterfogatanak pontos ismeretében a párolgásértékek könnyen számíthatók. A szabad hézagterfogatot az előbb ismertetett módon elég nagy pontossággal meghatározható, a talajvízszintcsökkenés és a csapadék pontosan mérhető, így sokkal egyszerűbben meghatározható adatok birtokában tudjuk a területi párolgási értékeket számítani.

4. A talajvizállás előrejelzése

Annak a ténynek, hogy a talajviz ingadozását a helyi csapadék és párolgás befolyásolja, a talajviz előrejelzésénél van roppant nagy jelentősége. A talajviz felszín alatti elhelyezkedése nagy mértékben befolyásolja a mezőgazdaságban a terméseredményeket, valamint a talaj és betakarítási munkák elvégzésének idejét, sőt az iparban is, különösen a mélyépítési munkáknál, bir döntő jelentőséggel. Ezért a pillanatnyi vizálláshelyzet észlelése mellett célszerű tudni, hogy bizonyos idő elteltével milyen talajvizállás várható.

A mezőgazdasági termelés, valamint a tavaszi belvizek levezetése szempontjából a legfontosabb a tavaszi maximális talajvizállás várható értékeinek az előrejelzése.

A talajvizállás időszakos változásainak elemzése mellett a legpontosabb összefüggéseket nyilvánvalóan akkor kapjuk, ha a talajvizállásváltozásokat a meteorológiai tényezők hatásaival hozzuk kapcsolatba. Így azok egyes időszakokban történt változásai-
ból több-kevesebb pontossággal következtethetünk a tavaszi maximális vizálláshelyzet értékeire, sőt azok bekövetkezéseinek ideje is megállapítható.

Bogárdi János a tavaszi maximális havi közepes talajvizállás előrejelzésére a korrelációs számítás, az un. "statisztikai előrejelzés" módszerét használja. /5/

A magyar éghajlati viszonyoknak megfelelően 5 változós korrelációs kapcsolatokat határozott meg:

A függőváltozó a maximális tavaszi havi közepvizállás .

Független változók - a legkisebb őszi havi közepvizállás

- a tavaszi maximumot megelőző októberben

és novemberben, valamint a megfigyelt év

márciusában lehullott csapadék összege
- december, január, február havi középhő-
mérséklet átlaga.

Ennél könnyebben kezelhető, pontosabb kapcsolatokat biztosít az
Ubell által kidolgozott eljárások összessége. /68/

Ubell főképpen a téli félév talajvizállás emelkedése és a téli
félév csapadékviszbnyai között keres összefüggéseket.

Jelenleg - az alföldi viszonyoknak megfelelően - a VITUKI két
időpontban eszközöl előrejelzéseket a tavaszi maximális talaj-
vizállás helyzetének megállapítására. Először decemberben készi-
tenek un. távlati előrejelzést, majd ezt követi februárban a
részletes előrejelzés.

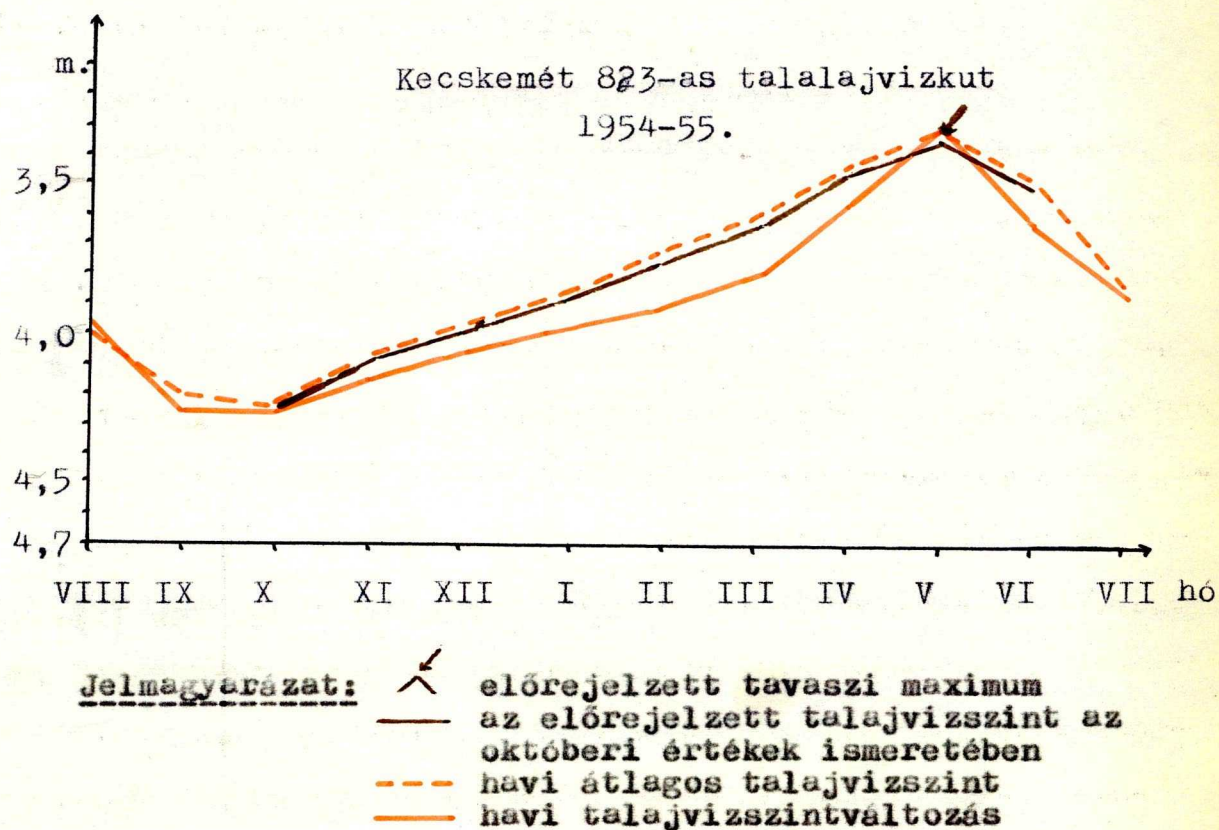
Akár a VITUKI előrejelzéseket, akár más összefüggések alapján
meghatározott vizálláshelyzeteket vesszük figyelembe / 42/,
mindig az őszi talajvizviszonyok vizsgálata szükséges az előre-
jelzéshez, mivel döntő mértékű meghatározó mindig az, hogy mi-
lyen alacsony szintről indul meg az emelkedés.

A távlati előrejelzésnél nagyon jól felhasználhatók az átlagos
talajvizállási görbék, de ezek csak az átlagos körülmények kö-
zött előálló maximumokat tudják megfelelő pontossággal előreje-
lezni. / 37. ábra /

Ezt szemléletesen bizonyítják az 1955 tavaszi, átlaghoz hasonló
talajvizviszonyok, ha ezekre alkalmazzuk az átlagos talajvizjá-
rási vonal megszerkesztésével kapott értékeket.

Itt a kecskeméti 823-as talajvizkut környékén kialakult viszonyo-
kat elemezzük.

1954 októberétől 1955 májusáig az átlagos tavaszi maximum bekö-
vetkezéséig 360 mm csapadék hullott Kecskeméten. Az ugyanezen
időszak 10 éves átlagos csapadéka pedig 334 mm . Október-május
között csak mintegy 8 %-al volt tehát több a csapadék az átla-



37. ábra Talajvízállás előrejelzése

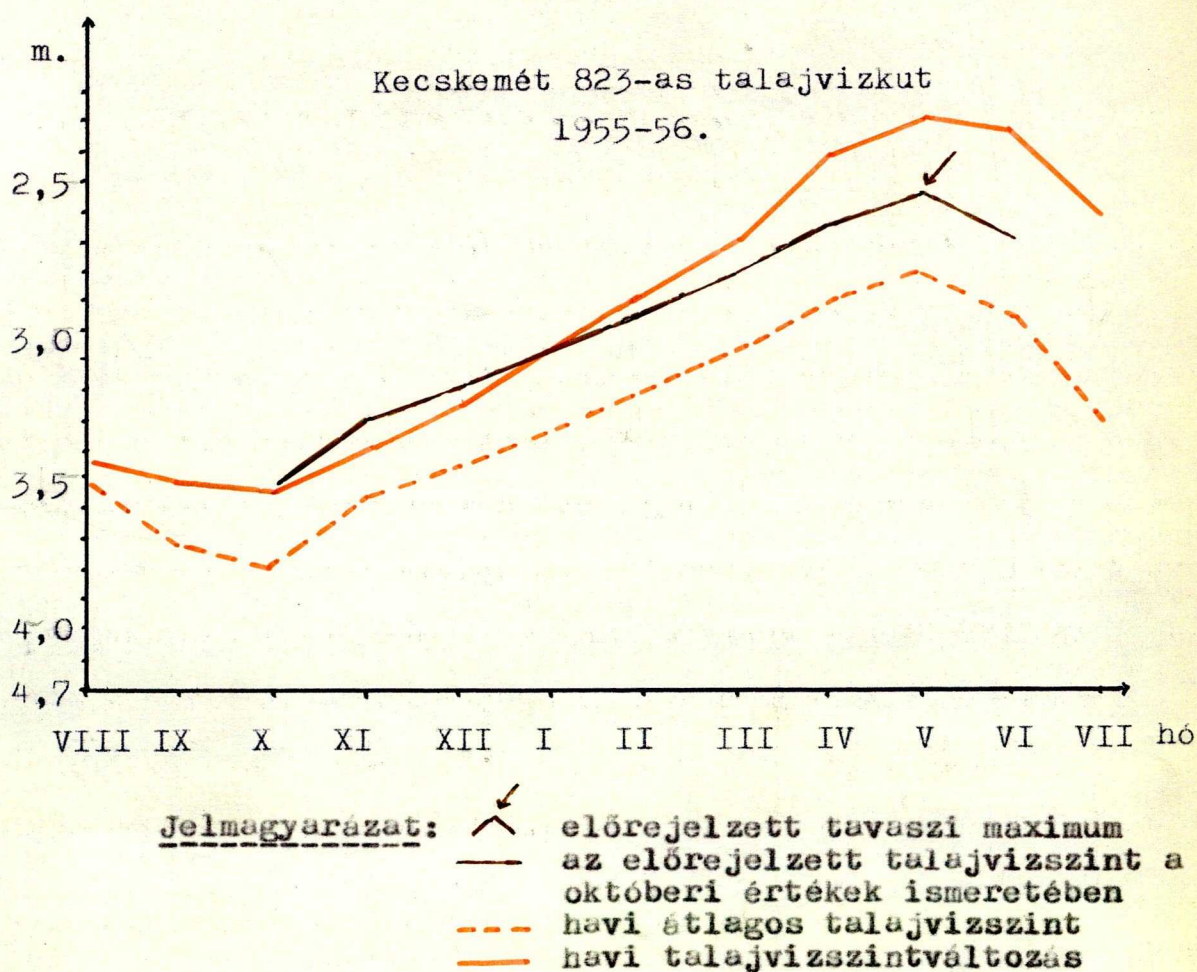
gosnál. A talajvízszint 1954 októberi középértéke pedig csak 2 cm-el tért el az átlagtól.

Igy a közelítően átlagos körülmények idézték elő azt, hogy 1955 májusában a tavaszi maximum pontosan az átlagos tavaszi maximummal esett egybe és a távlati előrejelzés is csak 2 cm-t tévedett a várható tavaszi maximum értékét illetően.

Azokban az esetekben, amikor a talajvíz pl. októberben jóval az átlag fölött helyezkedik el, vagy mélyen az átlag alatt, már nem kapunk ezzel a módszerrel az előbbihez hasonló eredményt.

/ 38. ábra / Ezt jól bizonyítják a 823-as kut 1956 tavaszi értékei, amikor az októberi viszonyokat alapul véve a távlati előrejelzésünk mártöbb cm-t tévedett a tavaszi maximum megítélésének kérdésében.

Ennél a módszernél sokkal pontosabb számítási eljárást biztosít az egyes kutakra vonatkozóan, az előzőekben megismert téli félévi



38. ábra Talajvízállás előrejelzése

Csapadék és talajvízállásemelkedés kapcsolatának elemzése.

/ lásd 30. ábra/ Ezen az ábrákon található értékekből könnyen megállapítható, hogy milyen mértékű talajvízállásemelkedés fog előállni különböző mennyiségű téli félévi csapadék esetén.

Az átlagos, valamint a szélső értékeket meghatározva, ezeket hozzáadjuk az október végi talajvízálláshoz, s megkapjuk, hogy az adott csapadékmennyiség esetén milyen talajvízállásra számíthatunk a tavaszi maximum idején.

Az előbbi, 38. ábrához visszatérve, Kecskeméten a téli félévi csapadék 10 éves átlaga 235 mm. Ez a 823-as kutban 105 mm átlagos talajvízállásemelkedést hozna létre. Ha megnézzük az 1955 októberi talajvízálláshelyzetet, a következő eredményt kap-

juk: a talajviz 405 cm mélyen helyezkedett el. Ehhez az értékhez hozzáadjuk az átlagos 105 cm-es vizállásemelkedést, akkor 300cm-es terep alatti talajvizállást kapunk április végére. A valóságban 292 cm-es vizállás következett be, tehát az októberi helyzetet figyelembevéve, ezzel a módszerrel félévvel előre számolva, csak 8 cm-es eltérést kapunk, ami mindössze 2,7 %-os eltérésnek felel meg a valódi eredményhez képest. Különösen jónak mondható az előbbi grafikus ábrázolás, mintegy 25 cm-es eltéréséhez képest.

A kecskeméti 823-as kutban az átlagos maximum vizállás csak májusban jelentkezik, így ha ezen módszerrel a májusi maximumra vagyunk kíváncsiak, akkor még az április végi értékhez hozzáadjuk az átlagos - áprilistól májusig számított-vizállásemelkedést és így megkapjuk átavaszi maximális vizállás értékét.

A részletes előrejelzésnél, amelyet februárban célszerű készíteni a januári talajvizállás és a november-január havi csapadékadatok figyelembevételével, a távlati előrejelzés adatait tovább lehet finomítani. Ezen adatok birtokában először azt állapítjuk meg, hogy a 3 havi vizállásemelkedés, október végétől január végéig, hány %-a a téli félévben előálló átlagos emelkedésnek. A január havi talajvizszint terep alatti mélységének figyelembevételével, ismeretlen kut esetében, meg lehet határozni még a maximum bekövetkezésének idejét is. Az általános tapasztalat és a 6. abra eredményei is azt bizonyítják, hogy a talajvizmélységgel és a talajszemcsék finomodásával párhuzamosan a tavaszi maximum bekövetkezésének ideje is mindjobban eltolódik.

Az 1,2-2,4 m mélységben bekövetkező maximumok esetén /Kiskunhalas, Tiszakécske, Kecskemét 828/ még márciusban következik be. A 2,5 m mélységű bácsalmási maximum áprilisban, és a 3,1-3,3 m-es átlagos tavaszi maximumok /Kecskemét 823, Baja, Szeged/ pedig

májusban következnek be.

Január és a maximum várható időpontja közötti időszakra még mindig meg kell becsülni, hogy milyen mennyiségű csapadék várható. Korai maximumoknál ez már sokkal rövidebb időszak, mintha az októberi értékeket vennénk alapul, így elég pontos eredményeket határozhatunk meg.

Az előbbi távlati előrejelzés példájánál maradva, az 1955 októberi havi közepes talajvizállás 405 cm. Az októberi csapadék hatására, amely a talajviz feletti rétegeket a maximális molekuláris vízkapacitásig telítette, október végén megindult a talajvizállás emelkedés. Október 29-től jan. 29-ig 50 cm-es vizállás emelkedés állt elő. Ez kb. 48 %-át teszi ki a téli félév talajvizállás emelkedésének. Mivel a csapadék is átlagkörtüli volt, itt megállapítható, hogy a részletes előrejelzéssel is hasonló eredményt kapunk, mint a távlati előrejelzésnél, tehát nem tudunk finomítani az adatainkon.

Természetesen, a csapadék és a talajvizállás kapcsolatánál tárgyalt módosító tényezők valamelyike szinte minden évben érezteti hatását, emiatt abszolút pontos előrejelzés, még az előbb tárgyalt részletes előrejelzéssel sem adható. A belvízvédekezés és a mezőgazdaság igényeinek megfelelően, a gyakorlati élet megkövetelte, pontossággal viszont rendelkezhetünk az előbbi előrejelzési módok alkalmazásával.

IV. A társadalmi tényezők hatása a talajviz alakulására

1. Az ipari és öntözővíz felhasználásának hatása a talajvizre

A társadalmi beavatkozások a talajvizfelhasználás fokozódásával egyre nagyobb mértékű változásokat okoznak a Duna-Tisza köz talajvizháztartásában, s emiatt nagymértékben megváltoznak a talajvizviszonyok is.

A háztartási és öntözővíz mellett iparivizként is igyekeznek felhasználni a talajvizet, különösen ott, ahol közeli felszíni vízfolyással nem lehet számolni. A legnagyobb problémát a talajvizfelhasználásnál a víz nagy keménysége okozza, ami a legtöbb ipari berendezésre káros hatással van. Emiatt a drágább és fokozott védelmet kívánó ipari berendezések vízszükségletét kénytelenek a mélyebb, jobb vizet adó rétegvizekből biztosítani. Így az ipari vízkivételnek jelenleg még jelentősebb talajvizmódosító szerepével nem kell számolnunk, de a nagyobb mértékű iparosítás megoldásáért a nagy, felszíni vízből táplálkozó vízkivételi művek jelentős talajvízszintsüllyedést okozhatnak az adott területen.

Jelenleg a Duna-Tisza köz talajvizháztartásában a legnagyobb módosító hatást az egyre jobban elterjedő öntözés fejtí ki.

Az öntözött területeken az öntözés bevezetésével fokozódott a talajvízszint ingadozása, ill. nagyon sok helyen annak nagymértékű emelkedése tapasztalható.

A talajvízszint nagymértékű emelkedése és a felszín közelébe kerülése mindenképpen káros jelenség. A túlzott emelkedés egyrészt mocsarasodáshoz vezet, másrészt a felszín közeli talajviz kapilláris zónája eléri a felszínt, s ha a talajviz ami a párolgás nagymértékű növekedéséhez vezet, s ha a talajviz nagy oldott só-

mennyiséget tartalmaz, ez a jelenség másodlagos szikesedést okoz. Az öntözés fejlesztése egyrészt az öntözött területeink talajvizviszonyainak megismerését, másrészt az egyes öntözési módok talajvizre gyakorolt hatásának megismerését kívánja meg.

A jelenleg használatos öntözési módok közül az árasztásos öntözés a legvizpazarlóbb és legjobban rongálja a talajt. Ha az öntözött területet a tenyészidő alatt állandóan vagy időszakonként elborítjuk vízzel, a nagy beszivárgási veszteségek hatására a talajviz gyors emelkedésnek indul, ezért a terület lecsapolásáról is gondoskodni kell. A Duna-Tisza közti laza talajelőfordulások miatt nem gazdaságos a bevezetése, mert nagy öntözővízmenyiségeket igényelne. /78/

A barázdás öntözésnél a víz az öntözött növényzet sorai közt húzott barázdákból jut a talajba. Előnye, hogy kevésbé rontja a talajszerkezetet és kisebb a vízfogyasztása, mint az előbbi öntözési módnak. /14/

Ujabban egyre jobban az esőszerű vagy permetezettető öntözés kerül előtérbe. Előnye, hogy a talajszerkezetet nem rongálja és öntözés közben csak párolgási veszteség lép fel. A víz elosztása érdekében talajjegyengtetést egyáltalán nem igényel.

Az altalajöntözés nálunk még ritkán alkalmazzák, pedig a viztakarékossági szempontok a legjobban itt érvényesülnek. /18/

A természetes viszonyok között kialakult talajvizjárásra jellemző, hogy a talajvízszint márciustól májusig a legmagasabb és októberben, novemberben a legalacsonyabb.

Az öntözött területek talajvizjárása ettől eltérő. Itt a legmagasabb vízállások augusztusban és szeptemberben jelentkeznek.

Az öntözött területeken a talajvizjárás alakulása szerint több talajviztípust különíthetünk el. /16,71/

Abban az esetben, amikor nagymértékű talajvizállásemelkedés nem következik be az öntözés hatására, akkor csak a talajvizjárás grafikonjának eltolódását észlelhetjük a természetes viszonyokhoz képest. A maximum július-augusztus, a minimum január-február hónapban jelentkezik.

Nagyobb mélységben található talajviztükör esetében az öntözés hatására folyamatosan emelkedő vízszintet találunk, mivel az addigi beszivárgás-párolgás egyensúly megbomlik. Ebben az esetben az elfolyás, párolgás és transpiráció összessége nem képes ellensúlyozni a vizutánpótlást. Ez a típus főleg az öntözőcsatornák környékén gyakori.

A folyamatosan süllyedő talajvizjárás oka a befolyásoló természeti és társadalmi tényezők megváltozása. Pl. a csapadék hosszú időn keresztül az átlag alatt marad, a folyóviz melletti területeken tartós vizállás-csökkenés, valamint a műszaki beavatkozások hatása lehet döntő módosító tényező. A levezető csatornahálózatok közvetlen környezetében találkozunk legtöbbször ezzel a típussal, amíg itt is be nem következik a tartós egyensúlyi állapot.

A víztárolók, öntözőcsatornáknak a talajvízszintre gyakorolt hatásával külön kell foglalkoznunk.

2. A csatornázás és a víztárolók építésének hatása a talaj- vízszint alakulására

Az öntözésnél nagy problémát jelent az öntözőcsatornák szivárgási vesztesége, ami különösen nagyarányú a Duna-Tisza köz homokos, jó vízvezető rétegeiben.

Hartyányi mérései szerint még a nagyrészt szikes lösziszapból álló rétegeken átvezető csatorna 50 napos használati ideje is elegendő volt ahhoz, hogy 130 napra erőteljesen megemelje környezetében a talajvízszintet. /16/

A csatornázás hatására ugyan mindig megemelkedik a csatorna környékén a vízszint, de még a durvaszemű homoktalajokban sem egyenlítődik ki a csatorna vízszintje és a talajvízszint. Az adott öntözőcsatornában mindig magasabban lesz a vízszint, mint a környező terület talajvíznívója. A csatornától eltávolodva, alulról domboru görbe szerint csökken le a környező, természetes állapotú talajvíz szintjére a csatorna szintje.

Nagymértékű szivárgási veszteséget természetesen nem engedhet meg magának a modern öntözőgazdálkodás, különösen olyan, talajvízben szegény területeken, mint a Duna-Tisza köze, ezért különböző módszerekkel igyekeznek csökkenteni azt. /29/

A szivárgás elleni védekezésnél a talajfizikai adottságokat, morfológiai, talajrétegződési és talajvízviszonyokat együttesen veszik figyelembe és így alakítják ki a megfelelő védekezési módszert.

A burkolatos védekezések a legismertebbek és a leghasználatosabbak. Nagyon érdekes jelenség, hogy az egyes algák jó vízzáró képességgel rendelkeznek. Ezek gyorsan szaporodnak, összefüggő, sűrű szőnyeget képeznek és a hosszú időn keresztül víz alatt álló

öntözőcsatornák szivárgási veszteségének csökkentésére használhatók.

Nemcsak az öntözőcsatornák duzzasztó hatásának a szerepe fontos, hanem ugyanolyan gazdasági haszna van az ún. belvizlevezető csatornahálózatnak is, mivel évente sok ezer kat. hold szántóföld vízmentesítését oldják meg és teszik azt a termelés számára hozzáférhetővé.

Belvizlevezető csatornák hatása természetesen fordított. Míg az öntözőcsatornák a talajviz megemelkedését okozzák, addig ezeknek a feladata a magas talajviz csökkentése. A csatorna környékének vízszintje a leszívási görbe alakját veszi fel. Az, hogy egy levezető csatorna milyen mértékben süllyeszti meg környezete talajvízszintjét, az függ a környező rétegek felépítésétől és a csatornában levő vízszint felszín alatti mélységétől. /60/

A síkvidéki víztárolók is hasonló hatással vannak a talajvízviszonyokra, mint a csatornák. A Keleti Főcsatorna víztárolójának esetében kb. 3-400 m az a távolság, amelyen még érezhető a víztároló talajvízre gyakorolt duzzasztó hatása. Ez a hatás már az építés utáni első években jelentkezett és azóta sem terjedt tovább, mivel a helyi adottságoknak megfelelő hidrodinamikai egyensúly állt be. /71/

Más mérési eredmények is hasonló viszonyokra engednek következtetni a síkvidéken épülő víztárolók esetében. /59/

A folyómenti területek egyik fő problémája jelenleg az öntözőrendszerek és vizlépcsők kiépítésével, hogy vajon a folyók duzzasztó hatása milyen változásokat okoz a duzzasztóművek környékének talajvízviszonyaiban?

Már a 30-as években szenvedélyes vita folyt arról, hogy a csatornázás milyen hatással van a talajvízre és Rohringer már akkor rámutatott arra, hogy milyen hihetetlen nagy vízmennyiség szük-

séges a csatornák menti talajszelvények vízzel való feltöltéséhez. /43/

Juhász Józsefnek a Soroksági Duna-ág környékén végzett megfigyelései is azt támasztják alá, hogy még az itteni durva, homok és kavicsos altalajban sem egyenlítődik ki a vízszint a magas vizállás hatására, hanem alulról domboru görbe alakjában csökkent le a vízszint a folyóparttól az eredeti talajvíznívó szintjére. Észleléseim szerint a víz duzzasztása ezen a területen is csak 2-3 km-es sávban módosította a környező talajvízszintet.

Juhász számításai szerint, a Tisza-völgy déli részén duzzasztómű építés esetén, a duzzasztásnak a talajvízre gyakorolt hatása csak kb. 2000 m-ig érződik, ezen a távolságon túl már elhanyagolható. /20/

Véghes Istvánnak a tiszalöki duzzasztómű megépülése után végzett vizsgálatai szerint, a duzzasztómű feletti Tisza szakaszon és a Bodroghözben, a duzzasztás csak kb. 3-4 km-re volt hatással a talajvízre, ezen a sávon kívül már a duzzasztás előtti, eredeti talajvízszint magassága nem változott. /77/

3. A természetes viszonyok és az emberi létesítmények szerepe
a belvizek kialakulásában

A Duna-Tisza közén a belbizrendezés, a Duna és a Tisza völgyének sajátos helyzete miatt már az ármentesítés végrehajtása után fontos problémaként jelentkezett. A folyók gátak közé szorítása védelmet jelentett ugyan az árvíz ellen, de egyuttal megakadályozta a Hátságról lefutó, valamint a két folyó völgyében összegyülekező belvizeket abban, hogy zavartalanul bejussanak a folyókba.

Különösen a legutóbbi időkben vált elengedhetelenül szükségessé a belvizrendezés, amikor az öntözést egyre nagyobb területekre igyekeznek kiterjeszteni. A belvizrendezésnek mindig elengedhetetlenül meg kell előznie az öntözés bevezetését. Az előzőekben már tisztáztuk az öntözésnek a talavizszintre gyakorolt hatását és láttuk, hogy az öntözés bevezetése után milyen nagy mértékben megemelkedik a talajvizszint, ha nem gondoskodunk kellően a felesleges vízmennyiség elvezetéséről. Az öntözés hatására nemcsak a talajviz szintje emelkedik meg, hanem a talaj is telítődik vízzel és ezáltal csökken a csapadékbefogadóképessége is. Ezért fontos az öntözött területeken a sűrű belvizlevezető hálózat kiépítése.

Az eddigi tapasztalatok azt mutatják, hogy azon öntözőrendszerek területén, ahol a belvizlevezető csatornákat használták fel az öntözővíz vezetésére, a kettős kihasználtsággal nem tudtak jó eredményt elérni. /40/ Egyrészt ez a módszer nagy többletköltséget igényel, másrészt pedig az öntözéssel egyidejűleg nem lehet elvezetni az esetleges nagy nyári csapadékból összegyűlő belvizeket. A gazdaságossági szempont is azt diktálja, hogy az öntözővíz vezetését függetleníteni kell a belvizlevezető csator-

náktól. Burkolt csatornák használatával csökkenteni lehet azt a nagymértékű vízvesztést, ami az öntözővizet érné a szigeteletlen belvizlevezető csatornában.

A Duna-Tisza közén a belvizek kérdése a mezőgazdaságnak az egyik megoldásra váró, fontos feladata, mert Harmati adatai szerint a belvizek által veszélyeztetett terület mintegy 810 ezer kat. hold. /15/

A szikesek és a rossz tulajdonságokkal rendelkező láptalajok a Duna-Tisza köz mélyfekvésű területein a kedvezőtlen talajvízviszonyok miatt alakultak ki, ezért hasznosításukhoz először ezen területeknek - a talajjavítás mellett - a talajvízkezelését kell megváltoztatni.

A mezőgazdaság számára legfontosabb és leggazdaságosabb védekezési mód a belvizek ellen a talaj víztározóképeségének növelése, ami agrotechnikai eszközökkel, a talajszerkezet morzsalékossá tételével elérhető. Az őszi mélyszántás a talaj vízgazdálkodásának szempontjából az egyik legfontosabb talajmunka.

A talaj vízbefogadóképeségének növelése azonban csak kisebb méretű belvizek ellen nyújt védekezést. A nagyobb méretű belvizek védekezéseknél már speciális, hidrológiai védekezési módok bevetése válik szükségessé.

A Duna-Tisza közén a belvizek rendezése nagyrészt csak a talajvíz szintjének szabályozásával oldható meg. Itt főleg a mélybevágható csatornák építése jöhet szóba, mint fontos talajvízszintet csökkentő eljárás.

A csatornák kialakítását már a szántóföldeken meg kell kezdeni. A kisebb méretű árkokat mindig a talajművelés befejezése után kell elkészíteni, hogy ne képezzenek akadályokat. A legtöbb helyen elég az, ha ezek az árkok követik a talaj lejtési irányát, különösebb mérési, szintezési feladatokat nem kell megoldani.

Abban az esetben, amikor a levezető csatornák rossz állapotban vannak, vagy olyan magas a vízszintjük, hogy a bennük levő vizet képtelenek elvezetni, hordozható szivattyúk működtetésével lehet csak a vizet továbbítani, Ennek a védekezési módnak a legnagyobb hátránya, hogy nagyon drága, ezért csak végszükség esetén alkalmazzák.

A belvizrendszerek kialakításánál fő szempont a környező magasabb térsznek vizeinek az ún. "külvizeknek" a távoltage a belvizárterektől. Ennek a legjobb megoldása az, hogy a belvizárter szélén övcsatorna fogja fel a magasabb térszinek vizét és vezeti gravitációsan a befogadó folyóba. /40/

Ilyen övcsatorna a Duna-Tisza közti Hátság keleti oldalán a Dongér főcsatorna, amely a Kecskemét és Kiskunhalas környéki vizeket gyűjti össze, valamint a Duna-völgy keleti peremén húzódó Dunavölgyi főcsatorna is betölt hasonló szerepet.

A belvizek előfordulása a legtöbb esetben a bő csapadék következménye. Keletkezésüket a csapadék nagyságán és eloszlásán kívül az illető terület domborzati viszonyai is erőteljesen befolyásolják. Általában nem az egy évben lehullott nagy csapadék okoz belvizeket, hanem a sorozatosan nedves esztendőök vannak legnagyobb befolyással a belvizek kialakulására. Ilyenkor a talaj nagyrészt vízzel telített, kicsi a befogadóképessége és már egy gyorsan lehulló, nagyobb csapadékmennyiség, vagy hirtelen hóolvadás is katasztrófális helyzetet idézhet elő. A negyvenes évek elejének belvizjánta esztendőökben is a belvizek kialakulása főleg a talajvíz telítettségének a számlájára írható.

A korszerű belvizvédekezéshez elengedhetetlenül szükséges a belvizek kialakulásának előrejelzése is. Erre nagyon jól felhasználhatók az előző fejezetben ismertetett tavaszi talajvízállás előrejelzési módok. Ezekkel az eljárásokkal már egy félévvel elő-

re meghatározható egy adott területen a belvizek bekövetkeztének valószínűsége. Abban az esetben, ha a valószínű csapadékértékek hatására az adott területen a talajban víztelítettséggel lehet számolni a tavasz időszakban, akkor erről az előbbi eljárásokkal már előre értesülhetünk és a védekezést hatékonyan meg lehet szervezni.

A távlati előrejelzéssel kapcsolatban Polgár Gy. nagyon érdekes összefüggéseket határozott meg a belvizek kialakulása és a napfolttevékenység között. / 41/

Elmélete szerint, amit szám adatokkal jól alá tud támasztani, az elmúlt évszázadra vonatkozólag meghatározta a napfoltmaximumok és minimumok hatását a belvizjárásra. Kimutatta, hogy a nedves, belvizes évek mindig a két napfoltmaximum közé, a minimum környékére esnek. A száraz, aszályos évek pedig mindig a napfoltmaximum idejével esnek egybe.

10-12 évenként periódikusan ismétlődő száraz és nedves éveket mutatott ki, valamint 5-7 éves száraz ill. nedves periódusok ismétlődését. Ebben a periódusban a nedves évek időtartama általában 5 év, a száraz jellegűeké pedig 5-7 év.

Csak a legismertebb, utóbbi évek periódusait említeném:

1940-45 / 5 év/ erősen belvizes, 1945-51 / 7 év/ száraz, 1952-57 / 5 év/ belvizes, 1957-62 / 5 év/ száraz, 1963-67 / 5 év/ belvizes.

A periódust tovább folytatva 1968-tól 5-7 éves száraz periódusnak kell kezdődni. Természetes, ennek a kapcsolatnak még további viszonylatait kell kideríteni és még sok bizonyítékot kell felsorakoztatni mellette, de a nagy távlatokra való előrejelzésnél mindenesetre figyelembe lehet venni az eddig kimutatott összefüggéseket.

4. A talajvízzel foglalkozó kutatások társadalmi haszna

A talajvízháztartás ismerete a tervezés, az ipar, a mezőgazdaság számára is szinte létfontosságú.

Nagy vízigényű ipari létesítmények, üzemek telepítése csak olyan területeken gazdaságos, ahol sok víz áll rendelkezésre. A folyóktól távolos területeken nyilván csak a talajvíz vagy a rétegvíz készlete jöhet számításba, s ehhez ismerni kell azok mennyiségét, viselkedési törvényeit stb.

Az ipari létesítményeknél a vízigényen kívül, az építkezések esetében, nagyon fontos a talajvízviszonyok ismerete. Az alapozások - különösen a nagyobb méretű építkezéseknél - a talajvíz előzetes tanulmányozását teszik szükségessé.

Az ár és belvízvédelem szempontjai is a talajvízhelyzet mindenkori ismeretét kívánják meg. Nagy jelentősége van a talajvízháztartáson belül a csapadék, párolgás és a talajvíztározódás összefüggéseinek. A belvízvédekezésben a talajvízállás pontos előrejelzése elengedhetetlenül szükséges.

A talajadottságok mellett a talajvízháztartás alakulásának van legnagyobb hatása a mezőgazdasági terméseredményekre. Az öntözés térhódításával pedig szükségessé válik a területi párolgás adatainak megismerése, mert csak ezeknek birtokában tudjuk az optimális öntözővízmennyiséget biztosítani a növényzet számára. Munkám legfőbb eredményét, a csapadék és a talajvízállás pontos kapcsolatainak felderítése mellett, abban látom, hogy sikerült a Duna-Tisza közére vonatkozó, könnyen számítható területi párolgási értékeket meghatároznom.

Mindezeket figyelembevéve lehetővé válik a mezőgazdaság számára, hogy - a talajvízszint és a talajvízháztartás változásait szem előtt tartva - kiválassza azokat a területeket, ahol az egyes

mezőgazdasági növények igényeinek megfelelő legkedvezőbb adottságok előállnak.

A növényzet ugyanis nem egyformán reagál a különböző talajvizviszonyokra. A mélyebb talajvizet csak a hosszabb gyökérszettel rendelkező növények érik el, sőt ha a magas talajvizet megszokott idősebb fás növényzet alatt hirtelen lecsökken a talajvízszint, az képtelen az új körülményekhez alkalmazkodni és kipusztul.

A növények a magas talajvizet általában nem szeretik, mert az kiszorítja a talajból a levegőt, s így gyökérlégzés hiányában kipusztulnak.

A magas talajvíz mind az emberekre, mind az állatokra is veszélyes lehet, mert a humuszban levő baktériumokat bejuttathatja a kutakban levő ivóvízbe. Ezeken a területeken a talajvíz szintjének a süllyesztése válik szükségessé.

Mindezekből látható, hogy a talajvíznek, mint a földrajzi burok egyik legfontosabb elemének a hatása az emberi tevékenység széles skálájára terjed ki. Így annak megismerése egészségügyi, tervezési és gazdasági szempontból is elengedhetetlenül szükséges.

Irodalomjegyzék

1. Bacsó Nándor: Magyarország éghajlata Akadémiai kiadó Bp. 1959.
2. Balló Iván: Az ártézi jelenségek. Vizügyi Közlemények 1961.
3. Bogárdi János: A várható tavaszi maximális havi közepes talajvízállások előrejelzése az Alföldön. Hidrológiai Közöny 1955.
4. Bogárdi János: Talajnedvesség és párolgásvizsgálatok. Vizügyi Közlemények 1949.
5. Bulla Béla: A Kiskunság kialakulása és felszíni formái. Földr. Könyv és Térképtár Ért. 1951.
6. Bulla Béla: Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó Bp. 1962.
7. Dank Viktor: A Dél-Alföldi neogén medencerészek mélyszerkezeti viszonyai és kapcsolatuk a Dél-Baranyai és Jugoszláviai területekkel. Földtani Közl. 1965.
8. Dióssy Imre-Ubell Károly: Talajvizészlelő kuthálózatunk és az észlelési eredményekből leszűrhető tapasztalatok. Beszámoló a VITUKI 1956 évi munkájáról.
9. Erdélyi Mihály: Észak-Bácska vízföldtana. Hidrológiai Tájékoztató 1967.
10. Erdélyi Mihály: A Duna-Tisza köz vízföldtana. Hidrológiai Közöny 1967.
11. Friedrich, Wilhelm: Über die Verdunstung vom Erdboden. Das Gas und Wasserfach 1950.
12. Friedrich, Wilhelm: Die Bedeutung von Lysimeterversuchen für die Grundwasserkunde. Die Wasserversorgung im Rahmen der allgemeinen Wasserwirtschaft 1950.
13. Galli László: A kutakból történő öntözés lehetőségei a Duna-Tisza közti Hátság területén. Hidr. Közl. 1961.

14. Gábris Mihály: Az öntözés fejlődése. Vizügyi Közlem. 1954.
15. Harmati István: Hozzászólás a szegedi belvizvédelmi értekezleten elhangzott előadásokhoz. Vizügyi Közlemények 1966.
16. Hartványi László: Az öntözés hatása a talajvízszint alakulására. Hidrológiai Közlöny 1956.
17. Honti Gyula: Vizgyűjtőterületek talajvízkészletéből kivehető vízmennyiségek meghatározása. Vizügyi Közlemények 1951.
18. Inrig Dénes: Altalajöntözés talajvízszabályozással. Vizügyi Közlemények 1961.
19. Ijjász Ervin: Adalékok az Alföld talajvízviszonyaihoz. Vizügyi Közlemények 1956.
20. Juhász József: Adatok az alföldi talajvízről, különös tekintettel a folyócsatornázások duzzasztó hatására. Vizügyi Közlemények 1953.
21. Juhász József: Felszín alatti vízkészletünk. Hidr. Közl. 1955
22. Juhász József: Beszivárgás vizsgálata. Hidr. Közl. 1958.
23. Juhász József: Beszivárgás levegő jelenlétében. Hidr. Közl. 1962.
24. Juhász József: Hazánk felszín alatti vízkészletére vonatkozó ismereteink. Hidr. Közl. 1962.
25. Kallós Imre: Talajvízállás változása a talajvízmélység és a meteorológiai elemek függvényében. Hidr. Közl. 1961.
26. Kovács György: A szikesedés és a talajvízháztartás kapcsolata. Hidr. Közl. 1960.
27. Kovács György: A talajvízáramlás hozamának meghatározása víz-háztartási vizsgálatok alapján. Vizügyi Közlemények 1959.

28. Léczfalvi Sándor: A talajviz párolgásának néhány kérdése.
Hidr. Közl. 1959.
29. Lovas László: Az öntötőcsatornák szivargási veszteségének csökkentése. Hidr. Közl. 1956.
30. Lovas László-Szabó László: Csapadékbeszivargási vizsgálatok Ujkigyóson. Hidr. Közl. 1958.
31. Major Pál: Öntözés talajvizkutakból a Duna negyedkori artézi-
letén. Beszámoló a VITUKI 1960 évi munkájáról.
32. Miháltz István: A Duna-Tisza köze D-i részének földtani fel-
vétele. Földtani Int. Évi Jelentése 1950.
33. Miháltz István: Az Alföld déli részének földtani és vízföld-
tani viszonyai. Hidr. Tájékoztató 1966.
34. Miháltz István: A Tisza-völgy déli részének vízföldtana.
Hidr. Közl. 1966.
35. Molnár Béla: A Dél-Alföldi pliocén és pleisztocén üledékek
tagolódása nehézasvány összetétel alapján.
Földtani Közlem. 1963.
36. Molnár Béla: A Dél-Alföld pleisztocén feltöltődésének rit-
musai és vízföldtani jelentőségük. Hidr. Közl.
1967.
37. Öllös Géza: A talajrétegződés hatása a kutakkal kapcsolatos
talajvizmozgásra. Hidr. Közl. 1956.
38. Öllös Géza: A kapilláris sáv hatása a szabad felszíni sziv-
argási folyamatokra. Vizügyi Közlem. 1961.
39. Pécsi Márton szerk.: A dunai Alföld Akadémiai kiadó Bp. 1967
40. Pichler János: A Tisza-völgy belvizrendezésének fejlesztése.
Vizügyi Közlem. 1954.
41. Polgár György: Belvizjárás és a napfolttevékenységek kapcso-
lata. Vizügyi Közlem. 1966.

42. Réthati László: A talajvízszint előrejelzése, különös tekintettel az építőiparra. Hidr. Közl. 1966.
43. Rohringer Sándor: Talajvízszin tanulmányok a Duna-Tisza közén. Vizügyi Közlem. 1936.
44. Rónai András: Az 1950 évi Duna-Tisza közti talajvízfigyelő munkálatok. Földt. Int. Évi Jelentése 1950.
45. Rónai András: Újabb adatok a Duna-Tisza közti talajvizekről. Hidr. Közl. 1953.
46. Rónai András: A magyar medencék talajvíze, az országos talajvíztérképező munka eredménye. Magyar All. Földtani Int. Évkönyve 1956.
47. Rónai András: Magyarország talajvízeinek vegyi jellege. Hidr. Közl. 1958.
48. Rónai András: Az Alföld negyedkori rétegeinek vízföldtani vizsgálata. Hidr. Közl. 1963.
49. Sárosi Lajos: Homoktalajok vizgazdálkodásának javítása bentonit szuszpenzióval. Hidr. Közl. 1963.
50. Scherf Emil: Mikrotechnikai és hidromorfológiai kapcsolatok az Alföld D-i részén. Hidr. Közl. 1967.
51. Schmidt Eligius Róbert: Vázlatok és tanulmányok Magyarország vízföldtani atlaszához. Bp. 1962.
52. Sümeghy József: A Duna-Tisza közének földtani vázlata. Földtani Int. Évi Jelentése 1950.
53. Sümeghy József: Hidrológiai tanulmány a Duna-Tisza köze ipari és ivóvízellátásának kérdéséhez. Hidr. Közl. 1950.
54. Szabó László: Vizmozgások fagyott talajban. Vizügyi Közl. 1958
55. Szabó László-Szalai Éva: Liziméteres mérések. Hidr. Közl. 1962
56. Szász Gábor: A nyári félév csapadékviszonyainak vizsgálata az öntözés szükségességének megítélése szempontjából. Hidr. Közl. 1966.

57. Szesztay Károly: Segédletek a területi párolgás meghatározására. Beszámoló a VITUKI 1956 évi munkájáról.
58. Szesztay Károly: Tájékoztató adatok a vízfelületek párolgásáról. Vizügyi Közlem. 1958.
59. Szesztay K.-Sipenko: A vízfolyások és tározó medencék mentén kialakuló talajvízviszonyok dinamikai vizsgálata. Vizügyi Közlem. 1955.
60. Szilágyi Gyula: Az öntözőcsatornák szivárgási vesztesége. Beszámoló a VITUKI 1957 évi munkájáról.
61. Szilágyi Gyula: Az öntözővíz mennyiségének megállapítása folyamatos vízháztartási mérleg vezetése alapján. Beszámolók a VITUKI 1957 évi munkájáról.
62. Szilágyi Gyula: A kutak vízhozamának számítása változó szivárgási tényezővel. Vizügyi Közlem. 1954.
63. Szük Tibor: A belvízkár csökkentésének és elhárításának lehetőségei. Vizügyi Közlem. 1966.
64. Trummer Á.-Babos: Magyarország öntözővízkészlete. Vizügyi Közlem. 1950.
65. Ubell Károly: Talajvíztározódás csapadék hatására. Vizügyi Közlem. 1955.
66. Ubell Károly: Talajvízjárás törvényszerűségei. Beszámolók a VITUKI 1955 évi munkájáról.
67. Ubell Károly: Beszámoló a Komlóssy Imre talajvízkísérleti telepen végzett kutatómunkáról. Vizügyi Közl. 1954.
68. Ubell Károly: Talajvízállás előrejelzése. Beszámolók a VITUKI 1955 évi munkájáról.
69. Ubell Károly: A Duna-Tisza közti homokhátság vízháztartása. Beszámolók a VITUKI 1956 évi munkájáról.
70. Ubell Károly: A kádakon végzett párolgásmérések eredményei. Beszámolók a VITUKI 1957 évi munkájáról.

71. Ubell Károly: A talajvizháztartás és jelentősége Magyarországon vizgazdálkodásában. Vizügyi Közl. 1959.
72. Ubell Károly: A felszín alatti vízkészlet. Hidr. Közl. 1962.
73. Ubell Károly : A talaj hő és vízjárási viszonyainak összefüggése. Beszámoló a VITUKI 1958 évi munkájáról.
74. Urbancsek János: Jánoshalma környékének földtana és felszínalaktana. Földrajzi Értesítő 1963.
75. Urbancsek János: Az Alföld negyedkori földtani képződményeinek mélyszerkezete. Hidr. Közl. 1965.
76. Urbancsek János: Szeged város vízföldtana és mélységi vízkészlete. Hidrológiai Tájékoztató 1966.
77. Vágás István: A tiszalöki duzzasztás talajvizre gyakorolt hatása. Beszámoló a VITUKI 1957 évi munkájáról.
78. Vágás István : Vízjárási vizsgálatok kötött és laza talajú rizstelepeken. Beszámoló a VITUKI 1956 évi munkájáról.

Partalomjegyzék

I. A Duna-Tisza közének hidrogeológiai viszonyai.

1. A terület rövid jellemzése.1.old.
2. A Duna-Tisza közének kialakulása, szerkezete ... 4. "
3. A talajviztartó rétegek jellemzése 13. "
4. A terület hidrogeológiai tájegységei és ezek
vizekésztetének jellemzése 17. "
5. A felszín alá kerülő víz származása, utánpótlódása 23. "

II. A terület talajvizföldrajzi viszonyai.

1. A felszínre hulló csapadék beszivárgásának
vizsgálata 29. "
2. A talajviz felszín alatti áramlásviszonyai ... 41. "
3. A vízszint és a víztároló kőzet anyaga közötti
kapcsolat 47. "
4. A vízszint és a terepszint közötti kapcsolat ..51. "
5. A talajviz vegyi jellege 55. "

III. Az éghajlati tényezők szerepe a Duna-Tisza közének
talajvizföldrajzi viszonyaiban.

1. A terület csapadék és párolgásviszonyai59. "
2. A csapadék és a talajvizviszonyok kapcsolata.. 65. "
3. A terület párolgásviszonyainak összefüggése a
talajviznívó alakulásával 90. "
4. A talajvízállás előrejelzése 107. "

IV. A társadalmi tényezők hatása a talajvizviszonyokra

1. Az ipari és az öntözővíz felhasználásának ha-
tása a talajvizre 113. "
2. A csatornázás és a víztárolók építésének ha-
tása a talajvízszint alakulására116. "
3. A természetes viszonyok és az emberi létesít-
mények szerepe a belvizek kialakulásában 119. "
4. A talajvízzel foglalkozó kutatások társadalmi
haszna123. "

Irodalomjegyzék 125. "

