

Miskolci Egyetem
Műszaki Földtudományi Kar
Mikoviny Sámuel Földtudományi Doktori Iskola

A Doktori Iskola vezetője
Dr. h. c. mult. Dr. Kovács Ferenc egyetemi tanár
az MTA rendes tagja

A bányászati víztelenítés hatásai a Mátra-Bükkalja-i külfejtéses területen

Ph. D. értekezés

Írta:

Breuer János
okl. bányamérnök
egyéni doktorjelölt

Témavezető:

Dr. Molnár József
egyetemi docens
a műszaki tudomány kandidátusa

Miskolc, 2005.

1. Előzmények, célkitűzések

A természeti és bányászati veszélyek között a magyarországi ásványi előfordulások művelése során – mivel többségében „fiatalkorú” földtani formációkról van szó – kiemelt szerepe van a vízveszélynek. Különös jelentősége van a kérdésnek a külfejtések művelésénél, ahol a művelendő telepek fekü-, illetőleg fedü rétegeiben tárolt víz mellett, a felszíni nyitott térségek kiterjedt méretei miatt a felszíni csapadék, ill. vízfolyások (árvizek) veszélyeztető hatása is jelentkezik.

A hazai bányászatban – az elmúlt évtizedekben bekövetkezett szerkezeti változások után – napjainkban kiemelt szerepe van a Mátra-Bükkalja-i lignitterületen folyó termelésnek, ami lassan a hazai széntermelés döntő részét adja. Az adott területen biztonságos művelés alapvető előfeltétele a fekü víztároló rétegek nyomásának csökkentése, a fedü víztartók nyomás- és víztartalom csökkentése (víztelenítése), illetőleg a nyitott bányaterek (és meddőhányók) külszíni vizek (csapadék és felszíni vízfolyások) elleni védelme.

A bányászati víztelenítés, a víztartórétegek nyomás ill. víztartalom csökkentése, az ún. elővíztelenítés, valamint a külfejtési nyitott bányatárségek védelme érdekében a művelés során folyó vízemelés jelentős kiterjedésű területen – az ún. depressziós tér területén – a fedürétegekben feszültségváltozást okoz, aminek hatására a fedüben valamint a külszínen konszolidáció, mozgások indukálódnak. A depressziós tér területén a rétegek víztelenítése hatással lehet a külszín közeli rétegek vízháztartására, befolyásolhatja az érintett területen a talajvízszint értékeket.

A fedü-, illetőleg a külszíni elmozdulások bizonyos mérték, illetőleg intenzitás fölött veszélyt jelenthetnek a bányászati, egyéb ipari létesítményre és természetesen az érintett terület infrastruktúrális, lakó és egyéb létesítményeire is. Már csak a „hagyomány” alapján is szinte minden esetben felmerül a bányászati tevékenység „bányakárt” okozó hatása.

A kérdéssel kapcsolatban fontos tehát, hogy kutatásokkal határozzuk meg a bányászati-víztelenítési tevékenység tényleges hatásainak területi kiterjedését valamint mértékét, hogy tényleges hatásokra lehessen a döntéseket alapozni.

A külfejtések víztelenítése során elsődlegesen a gravitációs vízkészlet távozik a pórusokból, a semleges feszültség csökken, a hatékony feszültség növekszik, aminek eredményeként a hézagtenyező csökken, a konszolidációs vízkészlet kipréselődik, a megjelenő konszolidációval párhuzamosan a fedürétegek és a külszín süllyedése jelentkezik.

A vízszintsüllyedés térbeli és időbeli összetett folyamat, amelynek elemzésénél egyik alapvető kérdés, hogy az effektív feszültség növekedés hatására megjelenő konszolidáció milyen (mekkora) kritikus átlagos vízszintsüllyedésnél indul.

A süllyedés időfolyamatának elemzése során a másik alapvető kérdés annak meghatározása, hogy a víztelenítési(vízemelési) folyamat megindulását követően milyen/mekkora késleltetéssel indul a primér konszolidáció, milyen idő-késleltetéssel jelenik meg a felszín elmozdulása (süllyedése).

A felszíni elmozdulás megjelenésének időpontját, illetőleg az elmozdulás (elvileg süllyedés) mértékét, az egész jelenség (folyamat) időbeli lefolyását (időfolyamatát) általában (a szokásos módon) külszíni szintezési mérésekkel lehet regisztrálni. A süllyedési folyamat megindulásának időpontja, illetőleg az elmozdulás mértékének pontos meghatározása két okból is nehézséget jelent. Egyik ok az adott szintezési módszer pontossága (szintezési középhibája), másik pedig - a mai mérési technika mellett ez a jelentősebb probléma – az, hogy a felszíni, felszín közeli rétegek (ahova a mérési pontokat telepítik) agyagtartalmától függően a felszíni csapadék hatására ismételten jelentős mértékben (5-20 mm) elmozdulhatnak. Ebből adódóan külön feladat a szintezési pontok elmozdulási értékeiből „elválasztani” a felszíni agyagtalajok csapadék hatására történő duzzadása, ill. zsugorodása következtében megjelenő elmozdulásokat a bányászati víztelenítés (rétegvízszint csökkenés) hatására bekövetkező konszolidáció, felszínsüllyedés értékétől.

A bányászati víztelenítés hatásai között ismételten felvetődő kérdés, hogy a bányászati tevékenység okozza a talajvízszint csökkenését, a talajvízkutak „kiszáradását”. Ezért a kutatás során kiemelt feladatunk a csapadék és a talajvízszint

kapcsolat elemzése, e két jellemző időbeli alakulásának meghatározása. Ehhez kapcsolódó kérdés továbbá, hogy a csapadék és a rétegvízszintek alakulásának elemzése, a csapadék-talajvízszint-rétegvízszint egymásra hatásának vizsgálata. Ezen vizsgálatnál fontos kérdés a kapcsolat időbeli alakulásának és mértékének elemzése, meghatározása.

2. Csapadék okozta felszínmozgások agyagos talajoknál a Bükkábrányi területen

Külfejtések művelése kapcsán, ahol a bányászati tevékenység biztonsága, a nyitott üveg védelme azt megkívánja, gyakran tervszerű előváltatás során a víztartó réteg nyomásának, a rétegvízszintek csökkentésére, vízszintsüllyesztésre kerül sor. A víztelenítés, a rétegvízszintek csökkentése adott esetben érintheti a szóbanforgó területen a talajvízszintek, az ásott (fúrt) kutakban a vízszint alakulását is. Az utóbbi hatás akkor nyilvánvaló, ha a talajvízkutak közvetlenül olyan vízadó rétegre települtek, amelynek vízszintjét a bányászati víztelenítés érinti.

A víztelenítés hatására az érintett fedüösszletben jelentkező feszültségváltozás, konszolidáció fedümozgásokat, illetőleg a felszíni elmozdulásokat (süllyedést) okozhat. A külszíni süllyedés mértékétől, intenzitásától függően a felszíni létesítményeknél elmozdulás, esetleges károsodás jelentkezhet.

A felszínközeli rétegeknél elmozdulást okozhat azonban – különösen duzzadásra hajlamos agyagrétegek esetén – a talajvízszint változása, süllyedése avagy emelkedése. A talajvízszint változása elsődlegesen a csapadék mennyiségének alakulásától függ. Ezt a hatást kutatások is igazolták. [12] A csapadék havi, illetőleg évenkénti ciklikus változása a felszín közeli (alapozási) talajban duzzadást, illetőleg a vízhiány esetén zsugorodást idéz elő.

Gyakran felmerül, hogy a csapadékvíz-változás okozta felszíni elmozdulásokat, illetőleg azok építmények mozgását, károsodását okozó hatását a rétegvízszint változás hatásának, a bányászati vízelvonásnak tulajdonítják. Természetesen ez a következtetés a bányászati vízelvonással érintett területeken, azok környezetében merül fel. A csapadék és a talajvízszint változás közvetlen kapcsolatát majd az értekezés későbbi fejezetében értékeljük, a jelen részben azt vizsgáljuk, hogy a csapadék változás, a talajvízszint alakulása milyen irányban, illetőleg milyen mértékben okozhat felszínmozgást. Ezen vizsgálat eredménye arra adhat alapot, hogy a térfogatváltozó talajok esetében a **talajvízszint változás hatásait el tudjuk választani a rétegvízszint csökkenés esetenként fellépő hatásaitól.**

A számszerű elemzést a Mátrai Erőmű Részvénytársaság Bükkábrányi Bányauzem víztelenítési hatásterületén, illetőleg a terület környezetében végzett mérések alapján tesszük meg.

2.1. A térfogatváltozó alapozási talajok kedvezőtlen adottságai és a jelentkező mozgások mértéke

A térfogatváltozó agyagok kedvezőtlen tulajdonságait már az ókorban Vitruvius is felismerte, a zsugorodás károsító hatásairól Barthomolev már 1841-ben is ír. Az 1930-as években az autópálya építések során, majd szélesebb körben az épületek szerkezeti elemeinek károsodása kapcsán vált jelentőssé a kérdés. Magyarországon az 1949., 1950. és 1961. évi száraz nyarak utáni jelentkező károsodások hívták fel e kérdésre a figyelmet. A kutatások alapjai meghatározták a térfogatváltozás folyamatainak törvényszerűségeit, a károsodások jellegét, kidolgozták a védekezés lehetséges módozatait. [1,2]

A talaj **duzzadását** a kettős rétegben lejátszódó folyamatok, a taszítóerők idézik elő. Alapvető jelentősége van annak, hogy a szorpciós index és a víztartalom között egyértelmű összefüggés van. A duzzadás mértékét az agyagásvány jellemzői és a kettős-réteg fizikai-kémiai paraméterei határozzák meg.

A telített talaj kiszáradása során a víz az anyag belsejéből a kapilláris nyomás hatására szivárog a felület irányába, a térfogat csökken, a talaj zsugorodik.

A zsugorodás mértékét az agyagásvány típusa, a talaj szerkezete, a szemcsék távolsága, a talaj víztartalma, valamint a kettős réteg jellemzői határozzák meg.

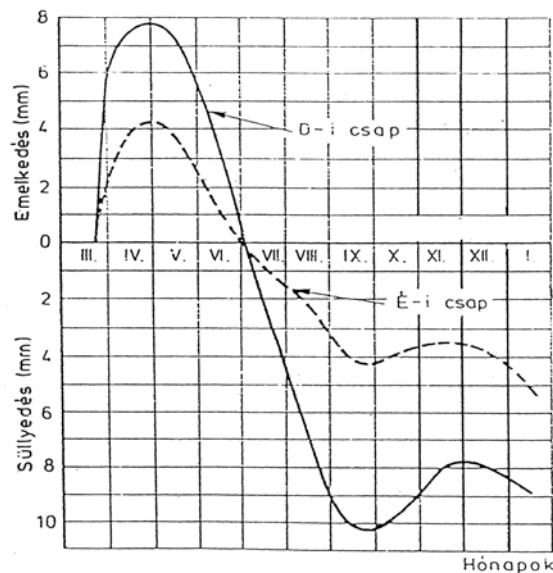
Talajmechanikai elemzések során az agyagtalajok tulajdonságainak jellemzésére általában a zsugorodási határ (W_s %), a folyási határ (W_L %), illetőleg a plasztikus index (I_p %) paramétereket használják. Építési, épületkárosodási kérdéseknél ha a lineáris zsugorodás értéke eléri, meghaladja a 10-12 %-ot, akkor már jelentős alakváltozással, mozgással kell számolni.

A felszín (alapozási talaj) emelkedésének, illetőleg zsugorodásának (süllyedésének) mértéke az agyagréteg vastagságától, az agyag plasztikus

jellemzőitől, illetőleg a víztartalom változás mértékétől függ. A duzzadási határmélység, ami alatt duzzadásból származó alakváltozás már nem következik be, maximálisan 9-15 m-es határig terjed. [3,4] Az elvizesedés hatására az agyagrétegek általában 1,5-2,0 %-os kitágulása lehetséges és ezzel együtt a felszínemelkedés mértékét az elvizesedett agyagréteg vastagsága határozza meg. A lehetséges felszínemelkedés 6-8 m vastag agyagréteg esetében 100-150 mm is lehet.

Az [5] irodalom adatai szerint 3-4 éves csapadékos időszak során nyílt felszínen 40-60 mm, fedett területen 100-120 mm-es mozgás jelent meg. A [6] publikáció szerint egy négyéves csapadékos ciklus alatt összesen 60 mm-t meghaladó elmozdulás jelentkezett. A [7] publikáció adatai egy csapadékos évben 6-8 mm-es felszín emelkedést adnak meg, majd következő két száraz esztendőre összesen 20-30 mm-es felszínüllyedést.

A szezonális – éven belüli – mozgásokat illetően a [8] tanulmány a tavaszi-nyáreleji csapadékos időszakban 15-30 mm-es felszín és épület alap emelkedést ad meg. Az 1. ábra magyarországi mérési adatok alapján mutatja a szezonális mozgás alakulását. Tavasszal emelkedés, a nyár végén süllyedés jelentkezik, a D-i oldalon, ahol a talaj víztartalma szélesebb intervallumban változik, a mozgás amplitúdója nagyobb. [12, 13]



1.ábra

Térfogatváltozás okozta függőleges mozgások időszora
egy raktár É-i és D-i csapján mérve

2.2. Talajviszonyok a vizsgált területen

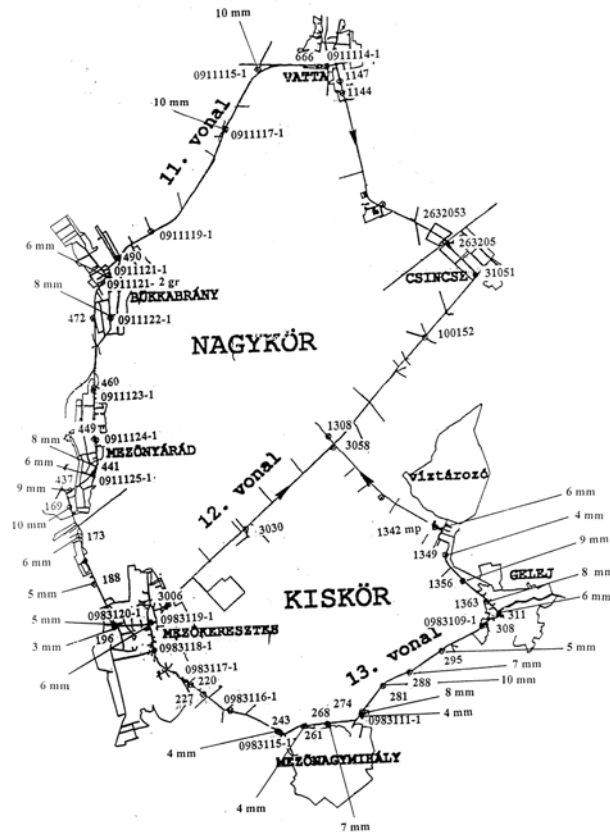
A bükkábrányi külfejtés környezetében viszonylag kedvezőtlen adottságú felszíni talajrétegek vannak. Az [5] könyv 1.2. ábra térképe szerint a Bükkábrány környéki terület egy részén térfogatváltozó talaj található. A [9] atlasz adatai szerint a szóban forgó terület egy részén (Bükkábrány, Mezőnyárád, Mezőkeresztes) agyagos talaj, a többi részén (Vatta, Mezőnagy Mihály, Gelej) vályogos agyagtalaj található.

Ezek a talajok a víztartalom változás hatására erősen térfogatváltozók. A **kövér agyagoknál** a folyási határ $W_L=46-57\%$ -os tartományban, a zsugorodási határ $W_s=10-11\%$ -os tartományban, a zsugorodási index $SI=36-46\%$ -os tartományban, a plasztikus index $I_p=26-41\%$ -os tartományban változik. A lineáris zsugorodás $L_{zs}=6-15\%$ között alakul. A **közepes anyagoknál** a folyási határ $W_L=39-51\%$, a zsugorodási határ $W_s=6-8\%$, a zsugorodási index $SI=31-43\%$, a plasztikus index $I_p=20-29\%$ között változik. Még a sovány agyagoknál is 29-34%-os a zsugorodási index (SI).

2.3. Csapadék és felszínmozgás értékek

A vizsgálat során azt elemeztük, hogy Bükkábrány környezetében – a víztelenítéssel érintett, illetőleg azzal nem érintett területen a csapadék érték és felszíni elmozdulás (emelkedés, ill. süllyedés) milyen kapcsolata határozható meg. Korábbi vizsgálatokból az 1973-2001 közötti évek havi, ill. évi csapadék értékei ismertek [10], a rendszeres szintezés adatai alapján a mérési pontok elmozdulása. [11] Az értékelés szempontjából természetesen csak azon évek adatai érdekesek, amikor kiugróan magas, avagy az átlagnál lényegesen kisebb csapadék jelentkezett, illetőleg az adott évben szintezés történt, ami alapján a pontok elmozdulását értékelni lehet.

A rendelkezésre álló adatok alapján három évet (adatsort) lehet kiemelni: 1991-ben és 1999-ben az átlagot lényegesen meghaladó csapadék esett, 1992-ben aszályos esztendő volt.



2. ábra

**A bükkábrányi mérési körök szintezési pontjain 1991-ben
jelentkezett felszínemelkedések**

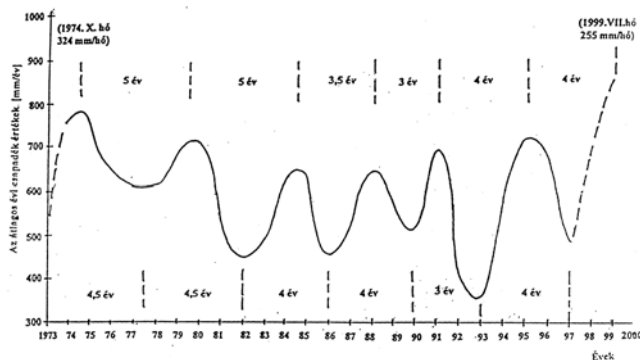
Az értékelt mérési pontok elhelyezkedését és az 1991 évi felszínsüllyedéseket a 2. ábra térképvázlata, a szintezési adatok eredményeit az 1. táblázat mutatja. Vatta-Bükkábrány-Mezőnyárád-Mezőkeresztes (É) területén, ahol már a rétegvízszintcsökkenés hatása felszínsüllyedést is okozhatott, természetesen csak **süllyedés**-idő függvény általános tendenciájától eltérő felszín **emelkedés** adatot lehetett adott időszakban meghatározni. A pontok süllyedésétől ugyanis nem választhatók szét a fedükonzolidáció, illetőleg a felszíni talaj zsugorodásától származó süllyedés értékek. Mezőnagymihály és Gelej területén – ahol a rétegvízszintsüllyedés még nem jelentkezett – a szintezési adatokból adódó felszín emelkedés az agyagos talajok duzzadásából, a felszín süllyedés pedig a zsugorodásából adódhat. (Kizárva a mérési hibák lehetőségét) A szintezési mérések évente történtek, a felszínmozgás éven belüli (havi) értékei ezért – az 1. ábra adataitól eltérően – nem határozhatók meg. Az adott éven belül egyes hónapokban nagyobb mozgás (emelkedés, süllyedés) értékek is lehettek.

1. táblázat

Csapadék és felszíni elmozdulás adatok a Bükkaljai területen

Terület	Csapadék				Mérési pont	Elmozdulás (Emelkedés, süllyedés)		
		1991	1992	1999		1991	1992	1999
Vatta - Bükkábrány	Évi csapadék mm/év	612	337	751	0911 115-1	+ 10		+ 5
					0911 117-1	+ 10		+ 10
					666-M			+ 4
	VI(VII)- IX(X) havi átlag	66	31	89	0911 121-2gr	+ 6		
					0911 122-1	+ 8		
					0911 119-1			+ 15
Mezőnyárad – Mezőkeresz- tes	Évi csapadék mm/év	623	326	834	0911 125-1	+ 6		
					441	+ 8		
					437	+ 9		
					169	+ 10		
					173	+ 6		
					0983 119-1	+ 3		
					196	+ 6		
					0983 120-1	+ 5		
					188	+ 5		
					0911 124-1			+ 15
					227		- 9	
					243	+ 4	- 7	+ 5
					261	+ 4		+ 4
Mezőnagy- mihály	VI(VII)- IX(X) havi átlag	64	37	112	268	+ 7	- 20	
					0983 111-1	+ 4		+ 4
					274	+ 6	- 8	+ 4
					281	+ 10	- 8	
					288	+ 7	- 6	+ 8
					0983 116-1		- 9	+ 10
					0983 115-1		- 7	+ 4
					1342	+ 6		+ 5
Gelej	Évi csapadék mm/év	618	332	793	1349	+ 4	- 5	+ 6
					1356	+ 9		+ 6
					311	+ 6	- 5	+ 10
					1363	+ 8		
					295	+ 5	- 15	+ 7
					308			+ 7
					3058			+ 6
					3030			+ 7
Összesen	Évi csapadék átl. mm/év	618	332	793	n	26	11	20
	VI(VII)- IX(X) havi csapadék átlag mm/hó	65	34	101	átlag	+ 6,7	- 9,1	+ 7,0

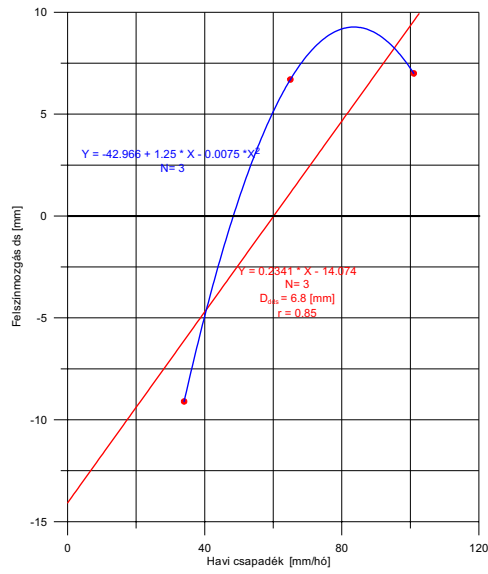
A felszíni agyagos réteg duzzadása (a felszín emelkedése), illetőleg zsugorodása (a felszín süllyedése) a csapadék mennyiség alakulásától függően periodikusan változik. A Mátra-Bükkalja-i terület csapadék értékeinek ciklikus alakulását a [10] és [14] irodalom mutatja be. Az átvett 3. ábrán látható, hogy 3-4-5 évenként csapadék maximumok, illetőleg minimumok alakulnak ki.



3. ábra

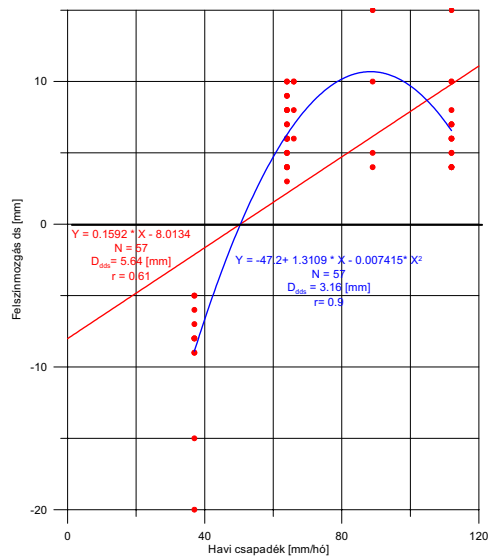
**A Mátra-Bükkalja átlagos csapadék értékeinek alakulása
(közelítő folyamatos görbe)**

Az 1. táblázatban bemutatott adatok alapján azt is megvizsgáltuk, hogy milyen havi, illetőleg évi csapadék értékek mellett jelentkezik ismételten felszín-süllyedés (zsugorodás), illetőleg felszínemelkedés (duzzadás). A 4. ábra a havi átlagos csapadék értékek függvényében mutatja a felszínmozgás (emelkedés és süllyedés) értékek változását. A lineáris függvény szerint (a korrelációs együttható $r=0,85$) 60 mm/hó csapadék érték alatt az adott területen a felszín közeli talajréteg zsugorodik, a szintezési pontoknál süllyedés jelentkezik, 60 mm/hó csapadék fölött a talajok duzzadása a pontok emelkedését eredményezi. A másodfokú függvény (három pont esetén a parabola az adott pontokon megy át, $I=1,00$) szerint kereken 50mm/hó csapadék alatt zsugorodás, fölötté duzzadás jelentkezhet. Az 5. ábra a részletes havi lineáris függvény viszonylag alacsony szorossággal ($r=0,61$), a másodfokú parabola nagyobb szorossággal ($I=0,90$) az 50 mm/hó csapadék értéknél jelöli ki a zérus elmozdulás határvonalát.



4. ábra

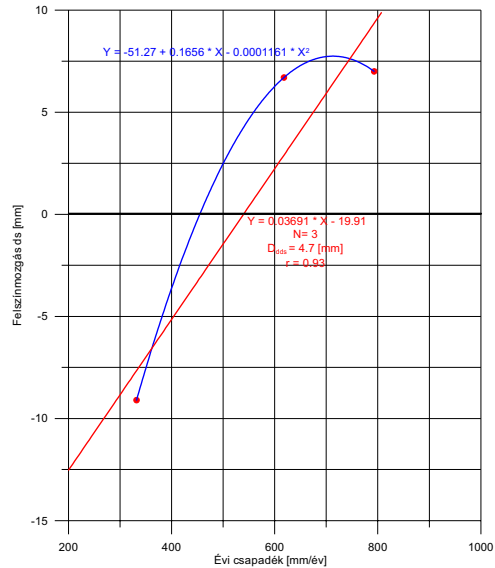
Felszínmozgás jellemzői a havi átlagos csapadék értékek függvényében



5. ábra

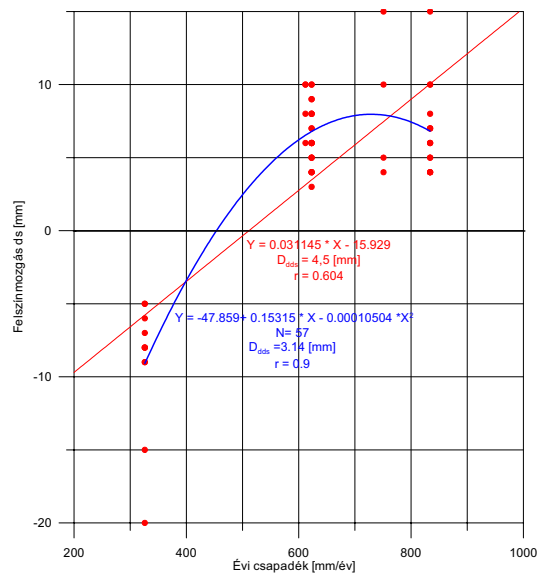
A felszínmozgás jellemzői a havi csapadék értékek függvényében

A 6. és 7. ábra az évi csapadék értékek függvényében mutatja a felszínmozgás értékek alakulását. A 6. ábra regressziós függvényei szerint ($r=0,93$) a 450-550 mm/év csapadék tartomány alatt zsugorodás, fölötte duzzadás jelentkezhet, a 7. ábra szerint ($r=0,78$, $I=0,90$) 450-500 mm/év csapadék érték az a határ, ami alatt általában süllyedés, fölötte felszín emelkedés várható.



6. ábra

A felszínmozgás jellemzői az évi átlagos csapadék értékek függvényében



7. ábra

A felszínmozgás jellemzői az évi csapadék értékek függvényében

2.4. Az elemzés alapján rögzíthető eredmények

A vizsgálat (tanulmány) eredményei alapján **összefoglalóként** azt rögzíthetjük, hogy agyagos felszínközeli rétegek (alapozási talaj) esetében a csapadék átlagtól lényegesen eltérő csapadék mennyiség esetén a vizsgált területen 4-10 mm-es felszín emelkedés, ill. süllyedés jelentkezik. Ez a felszínmozgás a csapadék ciklusokkal párhuzamosan – kiugró havi csapadék értékek mellett (> 150-180 mm/hó) -, esetlegesen éven belül is minden esetben jelentkezik. A regressziós elemzés alapján **általában 50-60 mm/hó, illetőleg 500-550 mm/év csapadék érték alatt már „száraz”, felszíni talaj zsugorodás jelentkezik**, ezeket az értékek meghaladó (havi 60 mm, illetőleg évi 600 mm) csapadék mellett a felszíni talajok duzzadása már **érzékelhető** (mérésekkel kimutatható) **felszín emelkedést (5-10 mm) eredményezhet. Ezeket a felszínmozgás értékeket a felszíni pontok szintezési eredményeinek értékelésénél figyelembe kell venni. Ezekkel a mozgásokkal számolni kell a bányászati tevékenység (rétegvízszintsüllyesztés) okozta felszínmozgások kiértékelésénél is.**

A talajvízszint/víz tartalom periodikus változása következtében megjelenő felszínmozgás az épületek/építmények alapjait ismételten (periodikusan) terheli, az ismételt terhelés hatására a nem megfelelő szilárdságú (avult) alaptesteknél károsodás (repedés, tönkremenetel) jelentkezik. A bányászati műveletekkel érintett területnél fontos feladat ezért, hogy a **rétegvíz telenítés következtében fellépő fedükonzolidáció, illetőleg a csapadékváltozás okozta felszínmozgásokat, illetőleg ezek hatását megkülönböztessük, elválasszuk.**

3. A rétegvízszintcsökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolatáról

3.1. A kérdés jelentkezése

A külfejtések víztelenítése során a víztároló rétegek nyomásának, illetőleg vízszintjének csökkentése hatására a fedürétegek, illetőleg a külszín süllyedése jelentkezik. A víztelenítés során elsődlegesen a gravitációs vízkészlet távozik a pórusokból, rétegnyomás csökkenésével a semleges feszültség csökken, a hatékony feszültség növekszik. A hatékony feszültség növekedése eredményeként a hézagtenyező csökken a konszolidációs vízkészlet kipréselődik, aminek fajlagos értéke azonos a tömörödés mértékével.

A vízszintsüllyedési és a felszínsüllyedési idősorok elemzése alapján megállapítható, hogy a felszínsüllyedés csak bizonyos nyomáscsökkenés – hidraulikus gradiens – értéknél, illetőleg időbeli késleltetéssel indul meg. A felszínsüllyedés késleltetett megjelenését a vizet tároló rendszert az üledékképződés során ért **előkonszolidációs hatás** okozza.

A vízszintsüllyedés időfolyamata a rétegzett összlet különböző rétegeiben egymástól eltérően zajlik le. Ugyanakkor a felszínsüllyedés összegzett hatásként jelenik meg. Az átlagos depresszió, az effektív feszültség növekedés hatásaként megjelenő felszínsüllyedés közötti kapcsolat elemzése alapján meghatározható az a **kritikus átlagos vízszintsüllyedés**, amelynél a prekonszolidált anyag (fedüösszlet) – a vízszintsüllyedés hatására – ismételt tömörödésnek indul.

3.2. Általános alapvetés

A kőzetek pórusaiban, repedéseiben található természetes, mai néven földtani vízkészlet a természetes statikus és a természetes dinamikus készletből tevődik össze. A természetes **statikus vízkészlet** az a vízmennyiség, ami adott időben a kőzetek (az összlet) pórus térfogatát kitölti. [15]

A természetes dinamikus vízkészlet az a statikus vízkészlet változása nélküli vízmennyiség, ami egy adott területen időegység alatt átáramlik, az adott térből a

statikus készlet csökkenése nélkül kitermelhető (csapolható), mivel vele azonos mennyiség a területen utánpótlódik. (Csapadék beszivárgás, avagy más területről való beáramlás útján.)

A természetes statikus és a természetes dinamikus vízkészlet elvileg kitermelhető és nem kitermelhető vízkészletre osztható.

A statikus vízkészlet természetes vagy mesterséges megcsapolás során, **gravitációs, konszolidációs** és **rugalmas** vízkészlet formájában távozik a tároló kőzettérből.

A rétegvízszintek (nyomások) csökkenésével a semleges feszültség csökken, azzal (ezzel) megegyező értékkel a hatékony feszültség növekszik (10 v.o.m. = 1 bar = 0,1 MPa). A feszültség hatására részben rugalmas, részben maradós alakváltozás jön létre, ami a kőzetből az alakváltozás térfogatával egyező mennyiségű vizet présel ki.

A hatékony feszültség növekedése által okozott hézag tényező (e) csökkenés miatt a laza üledékes kőzetből **konszolidációs** vízkészlet préselődik ki, aminek fajlagos értéke azonos a tömörödés mértékével. A kőzet és a (víz?) rugalmas alakváltozása közben a **rugalmas** vízkészlet (részben) préselődik ki.

A konszolidáció hatására a rétegekből eltávozó vízmennyiség a felszín-közeli rétegekben (külfertési mélység) nagyságrenddel nagyobb, mint a rugalmas vízkészletváltozás. Az agyagrétegekből fajlagos több - 4-8-szorosan – konszolidációs vízkészlet távozik mint a homokból.

A konszolidáció és a rugalmas térfogatváltozás hatására a rétegekből távozó vízmennyiségnek megfelelően a megcsapolt víztárolórétegek tömörödnek, ami bizonyos idő után a felszín süllyedését eredményezi. A fedő alakváltozás mértékében a rugalmas vízkészlet-változásnak általában minimális hatása van a felszínsüllyedést döntő részben a konszolidációs vízkészlet-változás okozza.

A rétegvízszintek csökkenésének hatására bekövetkezett tömörödést – fedü, ill. külszíni süllyedést – szokás konszolidációnak nevezni. A konszolidáció sebességére felírható általános/alap – egyenlet:

$$\frac{dz}{dt} = -k \frac{\Delta h(t)}{m_0}$$

ahol k a tömörödő réteg szivárgási tényezője, $\Delta h(t)$ a vízszintváltozás időbeli alakulása és m_0 a szivárgási út hossza. A felírt mozgásegyenlet alapján látható, hogy a konszolidáció időfolyamatát a vízszintcsökkenés időbeli alakulásán kívül, mint anyagjellemző a kőzet szivárgási tényezője és az adott réteg vastagsága (m_0) is befolyásolja. A konszolidáció időtartama ugyancsak ezektől a tényezőktől függ.

A konszolidáció a szivárgó vízmozgás kialakulásával indul meg. Az elmozdulás rétegenként akkor következik be, ha a tényleges

$$i = \frac{\Delta h(t)}{m_0}$$

hidraulikus gradiens nagyobb, mint a szivárgás megindulásához tartozó i_0 küszöbgradiens

$$i - i_0 > 0$$

A kőzetek (rétegek) küszöbgradiense, mint anyagjellemző, igen változó érték. A homlokok i_0 értéke általában zérus körüli érték. Az agyagos/agyag rétegben szélső esetben meg 30 m/m érték is lehet.

A konszolidáció mértéke a mindenkori réteg-adottságok függvényében becsülhető a $\Delta p = \Delta h \cdot \rho \cdot g$ vízszintcsökkenéssel érintett kőzetréteg aktuális m_i vastagságának és M_i összenyomódási modulusának ismeretében. Az r -edik réteg tömörödésének várható mértéke:

$$\Delta z_r = \frac{m_r}{M_r} \Delta p_r.$$

Az agyagrétegekkel határolt homokrétegek vízszintsüllyesztése esetén, mint például Visontán és Bükkábrányban ez jellemző, az eredő konszolidáció, azaz a külszín várható süllyedése (s) az egyes rétegek tömörödésének összegeként alakul.

Viszonylag bonyolult rétegösszlet, többletes előfordulás esetén a vízszintsüllyedés és felszínsüllyedés kapcsolatának elemzése bonyolult kérdés, a tényleges értékek összefüggés alapján történő számítása aligha lehetséges. Ezért kutatásaink során tényleges mért – mondhatnánk „in situ” - adatok feldolgozásával vizsgáltuk a kérdést. A vízszintsüllyedés és felszínsüllyedés mérési eredmények statisztikai módszerrel történt elemzése alapján határoztuk meg azt a kritikus vízszintsüllyedés (Δh [m]), illetőleg hidraulikus gradiens ($\Delta h/h$ [v.o.m./v.o.m.]) értéket, ami mellett a bükkábrányi területen a külszíni elmozdulást megjelenik, illetőleg ami mellett már a felszíni agyagréteg mozgásától ($s \approx 10$ mm) függetlenül is számottevő felszínsüllyedés jelentkezik.

3.3. Korábbi eredmények

A Visonta-i és Halmajugra-i átlagos depresszió és mért felszínsüllyedési adatok alapján határozta meg az [16] értekezés a zérus süllyedéshez tartozó „kritikus” depresszió értékeket, azokat a küszöbértékeket, amelyek mellett az előkonszolidációs hatás miatt a tömörödés, a felszínsüllyedés megindul. A vizsgálat alapján az adódott, hogy $\Delta h_{krit} = 15-20$ vízoszlopméteres (1,5-2,0 bar) értékeknél indult a tömörödés. Ezen adatok alapján a felszínsüllyedés késleltetési ideje 4-5 évre adódott. Ezen eredmények értékelése kapcsán meg kell azonban jegyezni, hogy az adatsorok minimális mért felszínsüllyedési értékei $s = 20-30$ mm értékek voltak, mivel a süllyedésmérés időben jóval később (5-10 év) indult, mint a vízszintsüllyedés. Az ennél kisebb (zérus körüli) felszínsüllyedéshez tartozó depresszió (Δh) értékeket csak extrapolációval lehetett becsülni. Egyidejű mérések során viszont a felszínmozgás indulásának ideje ($t_s=0$) is meghatározható. Feltételezés szerint a zérus körüli süllyedések meghatározása esetén várhatólag 15-20 m-nél kisebb Δh_{krit} értékek adódtak volna a Visonta-i területen.

3.4. A vízszint- és felszínsüllyedési adatok kiértékelés

A vízszintsüllyedés és a fedűmozgás kapcsolatának értékelése céljából a Bükkábrányi Bányüzem víztelenítési adatait és a külszíni süllyedésmérések adatait értékeltük. [12, 17]

A víztelenítés, a **vízszintsüllyedés adatait** a BHR-1; BHR-2; BHR-3; BHR-4; BHR-5; BHR-7; BHR-8; BHR-9; BHR-11; BHR-18; BHR-20; BHR-23; BHR-37; BHR-39; BaH-2; BaH-2/a; BaH-91; BaH-99; BaH-102; BaH-102/a; BaH-190; Msd-20; Msd-21; Mny-16; Mny-17. és a Ti-100. vízszintmegfigyelő kútcsoportok mérési eredményei alapján határoztuk meg.

A különböző **vízadó-összletekhez** az alábbiak szerint soroltuk be a vízadó rétegeket:

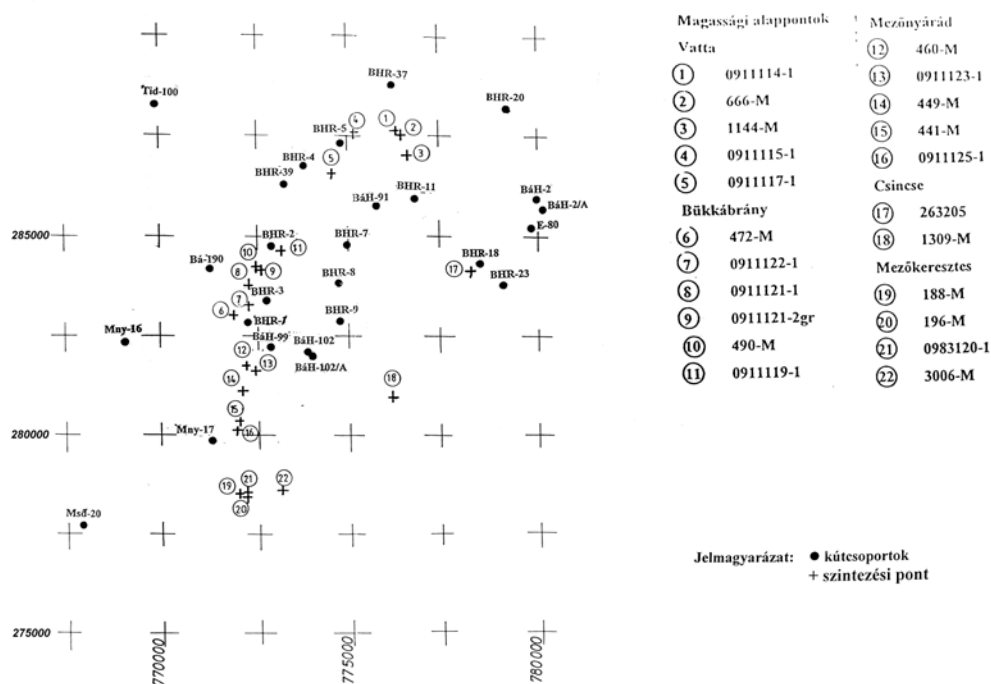
	Összlet	Réteg
Az 1415 és 1617 telepek között	1 (kvarter) (1 ^x)	LHO, K, LAH, 0708 AH
Az 1415, 1617 és az 1928 telep között	2 (2 ^x)	18190, 00190
Az 1928 és a 2931 telep között	3	25260, 00260, 22230
A 2931 és a 37 telep között	4 (4 ^x)	31320, 31330, 00320, 31000
A 37 telep alatt	5 (5 ^x)	37000, 3700AH, 37000AH

(Az egyes kútcsoportoknál kérdéses volt a 0023AH, 10120, 00100, 13140, 15160, 11120, 28290, 00190, -6/0, -5/0, -4/0, -2/0 rétegek összletbe sorolása.)

Az 1975-től rendelkezésre álló **felszínsüllyedési** adatok – 1986, 1989, 1990, 1991, 1992, 1995, 1998 és 2001-ben volt szintezési mérés – értékelése alapján 22 olyan mérési pont adatait lehet felhasználni arra, hogy a folyamatos mérési adatok,

illetőleg a mért süllyedés értékek alapján a vízszintsüllyedés és a felszínmozgás kapcsolatát elemezzük. A mérési pontok azonosítási jelét (számát), a térképi azonosítási számát területenként megjelöléssel a 2. táblázat tartalmazza.

A kútcsoportok és a szintezési mérési pontok helyét a 8. ábrán (térképmelléklet) tüntettük fel.



8. ábra

Vízszintmegfigyelő kútcsoportok és felszíni mérési (szintezési) pontok a bükkábrányi területen

A 8. ábra térképmelléklete alapján meghatároztuk, hogy az egyes kútcsoportok vízszintsüllyesztési adatai melyik felszíni pont süllyedésadatainál hasznosíthatók, vethetők össze. Az összetartozó kútcsoport-felszíni mérési pont „párosítást” a 3. táblázat adja meg.

Az adatok feldolgozása során – ahol lehetséges volt – rétegenként három alapvető jellemzőt határoztunk meg:

1. A vízszintsüllyesztés kezdete és a felszínsüllyedés kezdete közötti ún. késleltetési idő értékét, egyrészt a felszínmozgás kezdetése, $s=0$ mm süllyedésnél a $\Delta t_{s=0}$ értékét, valamint a talajnedvesség változásából maximálisan lehetséges duzzadás, ill. zsugorodás által előidézhető 6-10 mm-es mozgást meghaladó $s=10$ mm-t elérő felszínsüllyedéshez tartozó $\Delta t_{s=10}$ késleltetési időt.
(Egy-egy adott évi süllyedés értékből igyekeztünk kiszűrni – az adott év csapadék értéke figyelembe vételével – az agyagtalaj nedvesség – tartalom változásaiból származó mozgást.)
2. Az $s=0$, illetőleg $s>0$ felszínsüllyedéshez tartozó hidraulikus gradiens értékét:

$$grad_{s=0} = \frac{\Delta h_{s=0}}{h}$$

illetőleg az $s=10$ mm-es süllyedéshez tartozó hidraulikus gradiens értékét:

$$grad_{s=10} = \frac{\Delta h_{s=10}}{h}$$

2. táblázat

A felszíni mérési (szintezési) pontok térképi jele és azonosítási száma

Térképi szám	Terület	Azonosítási szám/jel
1.	Vatta	0911114-1
2.	Vatta	666-M
3.	Vatta	1144-M
4.	Vatta	0911115-1
5.	Vatta	0911117-1
6.	Bükkábrány	472-M
7.	Bükkábrány	0911122-1
8.	Bükkábrány	0911121-1
9.	Bükkábrány	0911121-2gr
10.	Bükkábrány	490-M
11.	Bükkábrány	0911119-1
12.	Mezőnyárád	460-M
13.	Mezőnyárád	0911123-1
14.	Mezőnyárád	449-M
15.	Mezőnyárád	441-M
16.	Mezőnyárád	0911125-1
17.	Csincse	263205
18.	Csincse	1309-M
19.	Mezőkeresztes	188-M
20.	Mezőkeresztes	196-M
21.	Mezőkeresztes	0983120-1
22.	Mezőkeresztes	3006-M

3. táblázat
Az „összetartozó” kútcsoport – felszíni mérési pontok
a bükkábrányi területen
(A 8. ábra alapján)

Kútcsoport	Felszíni mérési pont
BHR-37; BHR-14; BaH-91	1; 2; 3
BHR-37	1; 2
BHR-14	3
BHR-5	4
BHR-4	5
BHR-2	11
BHR-2; BHR-3; BaH-190	9; 10
BHR-1; BHR-3	6; 7; 8; 9
BHR-1; BaH-190	6
BHR-18; BHR-23	17
BaH-102; BaH-102/A	12; 13
BaH-99	14
Mny-17	15; 16; (14?)
Mny-17	19; 20; 21

3. A fajlagos felszínsüllyedés értékét, ami az egységnyi vízszintsüllyedés (v.o.m.), illetőleg az egységnyi fedürétegvastagságra (m) eső felszínmozgást jelöli:

$$s^x = \frac{s_{\max} [mm]}{\Delta h_{\max} [v.o.m.] \times H [m]} = \dots 10^{-3} \frac{mm}{v.o.m \times m}$$

A fajlagos süllyedés értékét elvileg a maximális vízszintsüllyedéshez (Δh_{\max}) tartozó, a maximális vízszintsüllyedés utáni késletetési időt ($\Delta t_{s_{\max}}$) követően jelentkező maximális süllyedés (s_{\max}), valamint a legalsó feszültségmentesített, illetőleg víztelenített réteg fekéje és a külszín közötti $H[m]$ távolság (feküszint mélység) alapján lehet(ne) számítani. Ezen paraméter jó közelítő értéket csak a visszatöltődés (első szakasza) után lehetne számolni. A fajlagos süllyedés elemzése során elvileg külön lehetne/kellene számítani azt a jellemzőt, ami csak a víztelenítés során tömörödő (konszolidálódó) rétegvastagság alapján adódik.

A munka során a teljes fedürétegvastagságra vonatkozó fajlagos süllyedés értékét próbáltuk meghatározni. Megjelöltük a kapott számértéknél azt is, hogy az adott mérési pontnál a felszínsüllyedés az induló fázisban van (IND), avagy a vízszintsüllyedés, ill. felszínmozgás görbe az inflexiós pont közelében van (INF), avagy – ritka esetben – a süllyedés már közelíti a várható maximális értéket (INF-MAX, avagy MAX).

A három jellemző közül a fajlagos süllyedés értékét (s^x) csak a 4(4^x) öszlet (réteg) adatai (H mélysége) alapján tudjuk számítani, mivel a fedüösszlet süllyedéséből (s) nem tudjuk elkülöníteni a felsőbb rétegekre eső „rész” süllyedéseket.

Az adatok alapján meghatározott süllyedési jellemzőket a 4. táblázatban foglaltuk össze.

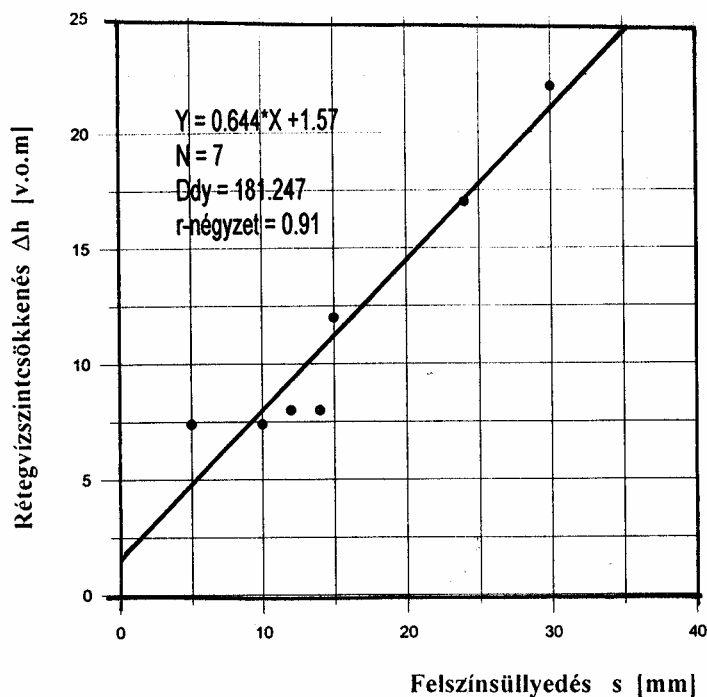
4. táblázat

3.5. A vizsgálat eredményei

3.5.1. A rétegvízszintcsökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata

Az egyes rétegekre vonatkozóan részletes vizsgálatokat is végeztünk.

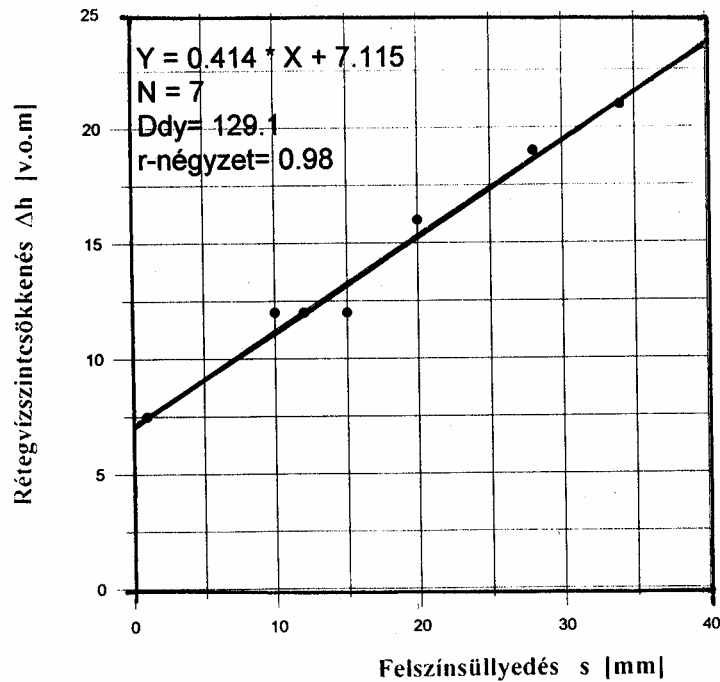
A BaH-91. kút adatai alapján kiemeltük a 31320 (4) és a 37000 (5) víztartó réteg vízszint-csökkenés (Δh) adatait, szintezési pontként a kút közelében található 1144-M és a 0911114-1 pontot választottuk. Az adatokat, ill. a meghatározott regressziós függvények paramétereit a 9.-14. ábrákon adjuk meg, az azonosítási jellemzőkkel együtt. A 9.-12. ábrák rétegenként adják az eredményeket, a 13. és 14. ábra a két víztartó réteg átlagos adatai alapján.



9. ábra

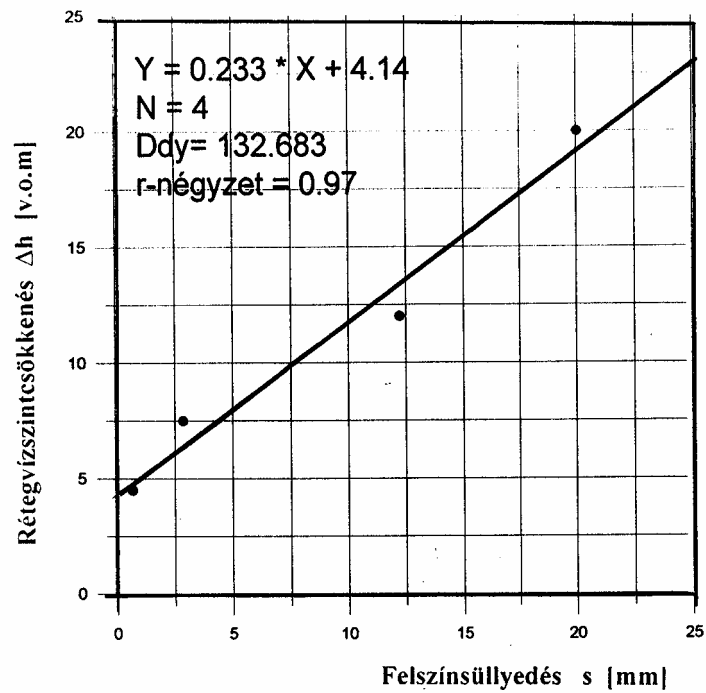
A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
(BaH-91 kút, 31320(4) réteg, 1144-M szintezési pont)

A felszínhez közelebbi 31320 (4) réteg adatai alapján (9. és 11. ábra) 2-4 v.o.m vízszintsüllyedés mellett indult a felszínmozgás, a mélyebben fekvő 37000 (5) réteg adatai alapján(10. és 12. ábra) 7-8 v.o.m-es depresszió mellett. A két rétegre vonatkozó átlagos adatok (13. és 14. ábra) alapján 4-5 v.o.m depresszió értéknél.



10. ábra

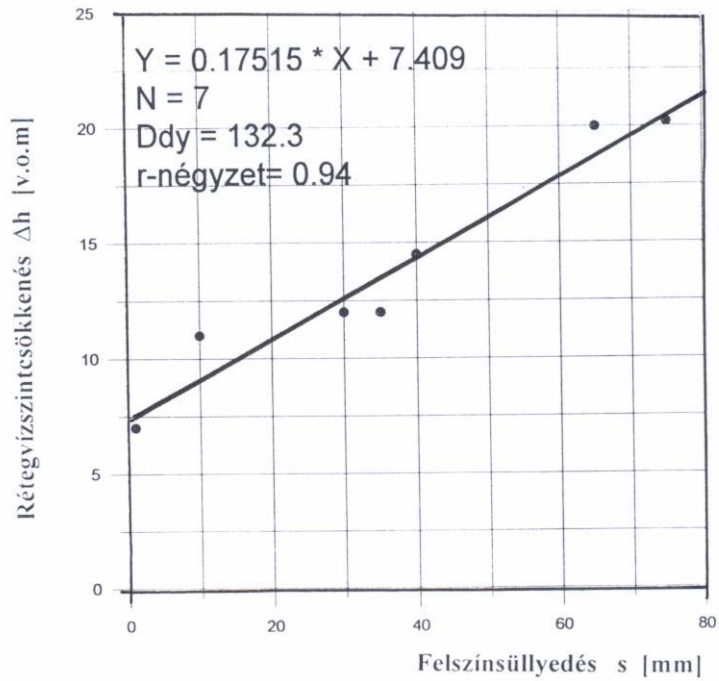
A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
(BaH-91 kút, 37000(5) réteg, 1144-M szintezési pont)



11. ábra

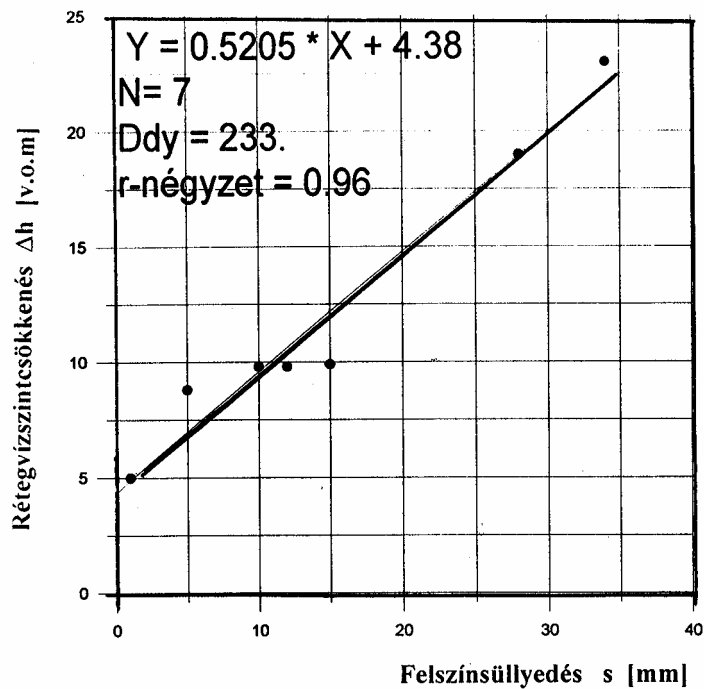
**A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
(BaH-91 kút, 31320(4) réteg, 0911114-1 szintezési pont)**

A már biztosan a rétegvízszint-csökkenés hatásának tekinthető $s=10$ mm süllyedés a 31320 (4) réteg adatai alapján 6-8 v.o.m a Δh ($s=10$) érték, a 37000 (5) réteg adatai alapján $\Delta h = 9-11$ v.o.m-nél jelentkeznek. A két réteg átlagos adatai szerint 7-8 v.o.m depresszió eredményezett $s = 10$ mm-t meghaladó felszínsüllyedést.



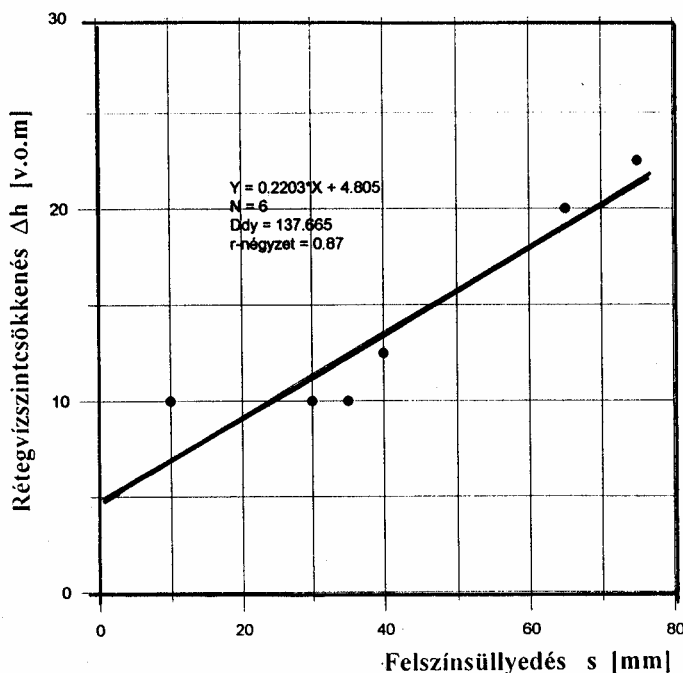
12. ábra

A rétegvízszint-csökkenés és a felzínssüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
(BaH-91 kút, 37000(5) réteg, 0911114-1 szintezési pont)



13. ábra

A rétegvízszint-csökkenés és a felzínssüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
(BaH-91 kút, 31320(4) és 37000(5) réteg vízszint átlaga, 1144-M szintezési pont)



14. ábra

A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
(BaH-91 kút, 31320(4) és 37000(5) réteg vízszint átlaga, 0911114-1 szintezési pont)

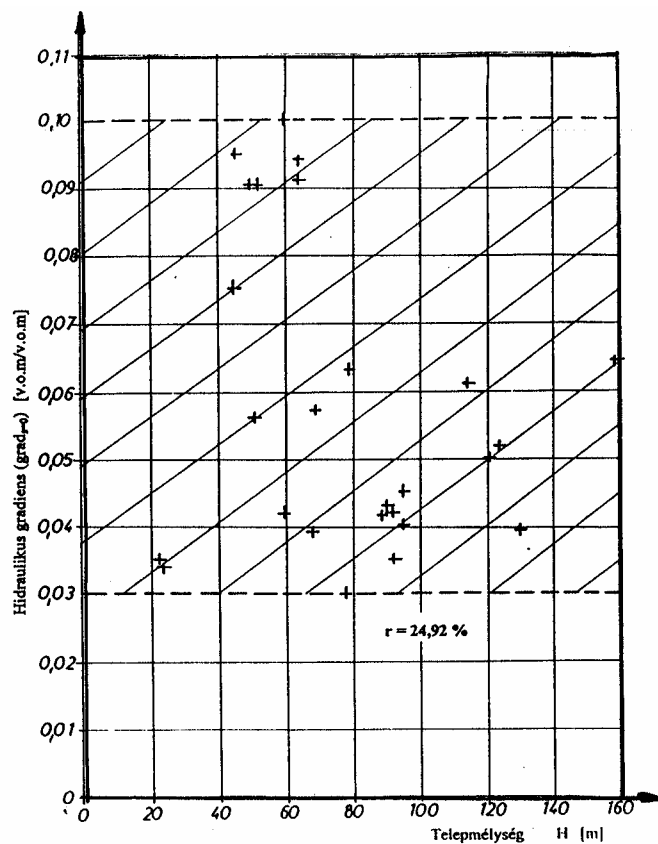
A bemutatott eredmények alapján megállapíthatóan a Bükkábrány-i területen a **felszínmozgás** – a víztelenített réteg mélységétől is függően - **Δh=2-8 v.o.m depresszió értékek hatására indult, az s = 10 mm-t meghaladó felszínsüllyedést 6-11 v.o.m rétegvízszint süllyedés eredményezett.**

3.5.2. A hidraulikus gradiens és a felszínsüllyedés kapcsolata

A Bükkábrány-i bányá teljes víztelenítési és felszínsüllyedési mérési adathalmaz feldolgozása alapján azt is vizsgáltuk, hogy milyen hidraulikus gradiens ($\Delta h/h$) érték mellett indul meg a felszínmozgás. A részletes számítások eredményeit a 4. táblázat tartalmazza. A számítási eredményeket a 15. ábra szemlélteti. Az ábra alapján megállapíthatóan a felszínmozgást kiváltó **minimális hidraulikus gradiens 0,03 v.o.m/v.o.m**, a **0,10 v.o.m/v.o.m** hidraulikus gradiens elérése után **minden esetben megindult a felszínmozgás**. A korrelációs index ($r \approx 25\%$) értéke azt

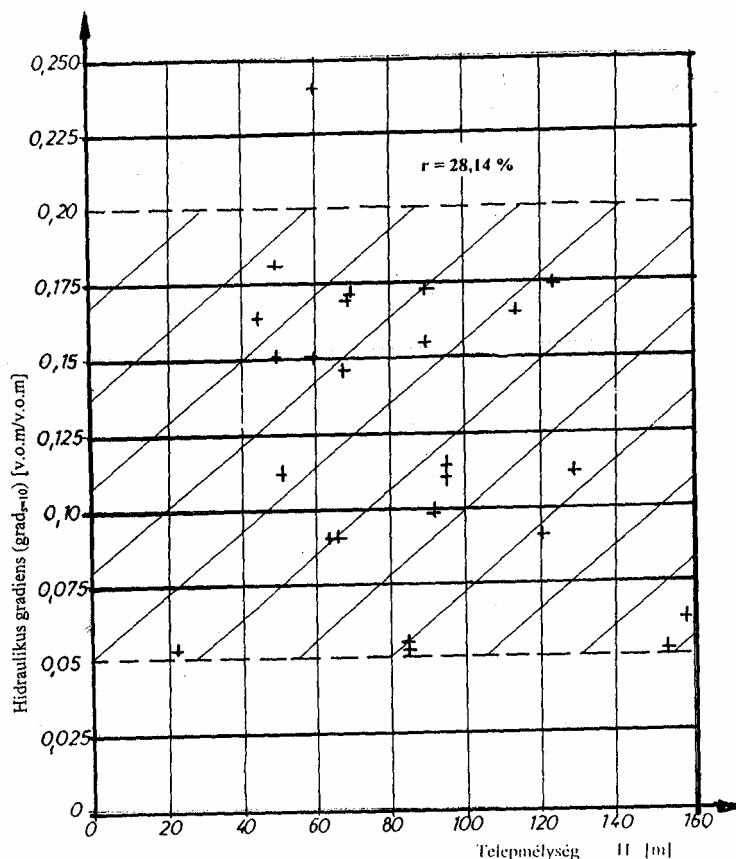
mutatja, hogy a **telepmélységtől független** a kritikus hidraulikus gradiens ($\text{grad}_{s=0}$) értéke.

Amint a 2. fejezetben bemutattuk, a felszíni agyagrétegek víztartalom változása a felszínen számottevő (6-10 mm) emelkedést, ill. zsugorodást is eredményezhet. Ezt figyelembe véve azt mondhatjuk, hogy minimálisan az $s=10$ mm-es süllyedés tekinthető olyan értéknek, amit már minden valószínűség szerint a rétegvízszint-csökkenés által kiváltott konszolidáció okoz.



15. ábra

A hidraulikus gradiens ($\text{grad}_{s=0}$) és a telepmélység kapcsolata



16. ábra

A hidraulikus gradiens ($\text{grad}_{s=10}$) és a telepmélység kapcsolata

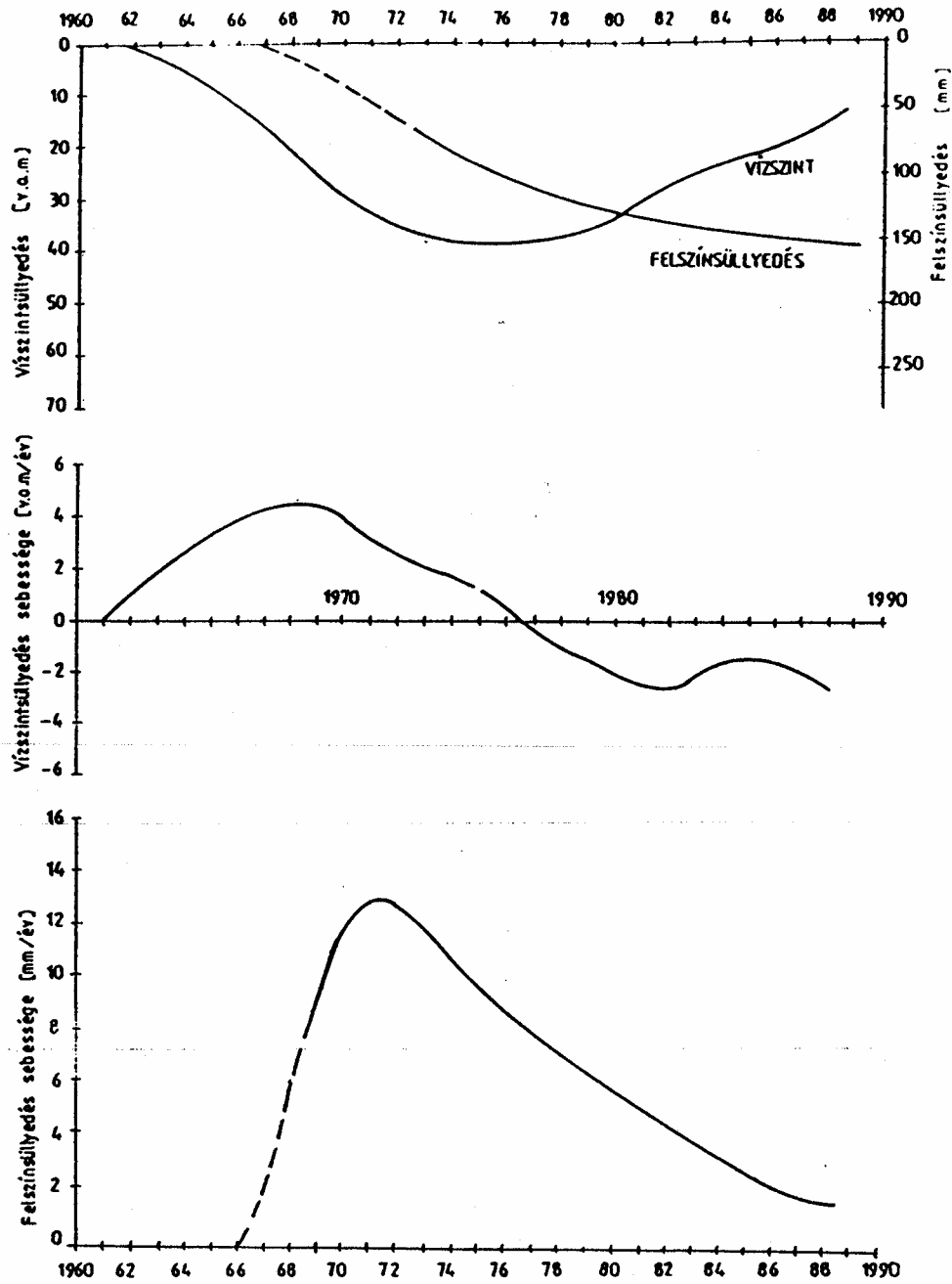
A számítások eredményeit a 16. ábra mutatja. Az ábra adatai alapján megállapíthatóan az $s=10$ mm-t meghaladó felszínüllyedést okozó **hidraulikus gradiens minimális értéke $\Delta h/h=0,05$ v.o.m/v.o.m**, egyes területeken azonban **csak a $\Delta h/h=0,18-0,20$ v.o.m/v.o.m hidraulikus gradiens érték mellett jelentkezik $s=10$ mm-t meghaladó felszínüllyedés**. A korrelációs együttható értéke ($r \approx 28\%$) ez esetben is azt mutatja, hogy az $s=10$ mm-t meghaladó felszínüllyedést eredményező hidraulikus gradiens értéke lényegében független a telepmélységtől.

A kritikus gradiens ($\text{grad}_{s=0}$, $\text{grad}_{s=10}$) mélységtől való „függetlensége” azt mutatja, hogy többtelepes, agyagos és homokos rétegek váltakozóan tartalmazó geológiai összlet esetében a konszolidáció megindulásának feltételei a telepmélységen túlmenően más mechanikai-hidraulikai paraméterektől függően változhatnak.

A bükkábrányi területen a víztelenítés indulásával párhuzamosan kezdődtek a felszín süllyedési mérések és ebből adódóan a mérések a süllyedési folyamat indulását is regisztrálták. Az eredmények értékelése során az adódott, hogy a bükkábrányi területen a felszínsüllyedés a **4-8** vízoszlop méter depresszió (0,4-0,8 bar) elérése után már megindul. A felszíni mozgások megindulásának ($s > 0$) feltétele kisebb telepmélységnél 0,03-0,04 v.o.m/v.o.m /hidraulikus gradiens/ nagyobb telepmélységnél 0,08-0,10 v.o.m/v.o.m gradiens érték lehet. Az $s=10$ mm süllyedés a vizsgált területen általában 0,05-0,10 v.o.m/v.o.m gradiens értékhez kötött, egyes mérések alapján csak 0,15-0,20 v.o.m/v.o.m gradiens érték eredményezett 10 mm-nél nagyobb ($s > 10$ mm) felszínsüllyedést.

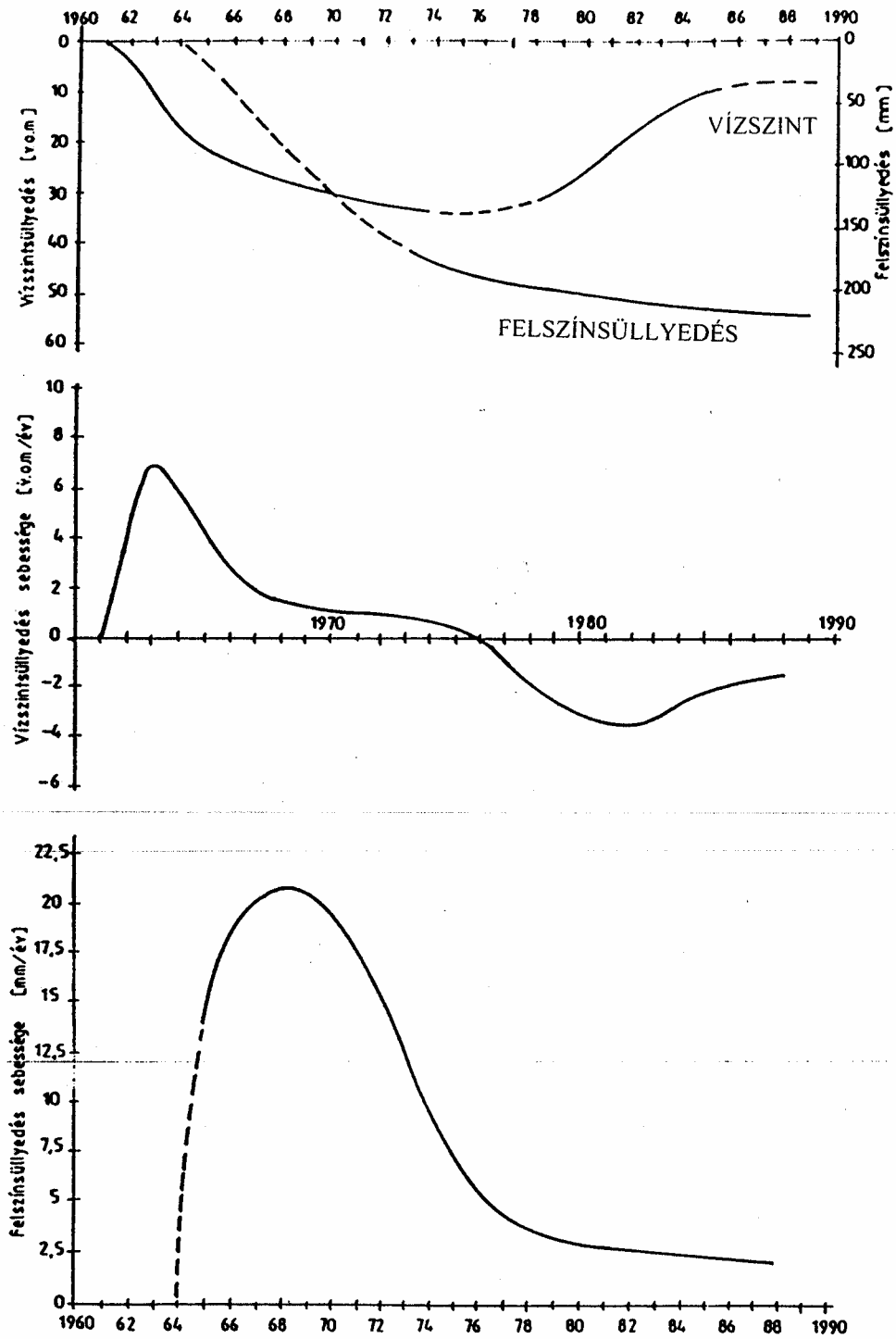
3.5.3. A vízszintsüllyedés és a felszínmozgások jelentkezése közötti késleltetési idő meghatározása

Korábbi kutatások során a visontai és a halmajugrai területre vonatkozóan a [16] értekezés szerzője vizsgálta a vízszintsüllyedés és a felszínsüllyedés kapcsolatát időbeli alakulását. Az értekezésből átvett 17. ábra a Visonta 1-3. mérési szakasz vízszintsüllyedés és külszíni mozgások jellemzőit mutatja. A felszínsüllyedés bizonyos időbeli késleltetéssel követi a vízszintsüllyedés változását, a sebesség függvények lefutása – a maximális sebességek jelentkezése közötti időintervallum – jól szemlélteti a vízszintsüllyedés és a felszínmozgás közötti késleltetés mértékét. Az ábra szerinti késleltetési idő 3-4 év. A 18. ábra a Visonta 4-5. mérési szakasz eredményeit mutatja. Ezen a szakaszon a késleltetés 5-7 év.



17. ábra

Az átlagos vízszintsüllyedés és a külszíni mozgások jellemzői
a Visonta 1-3. mérési szakaszon

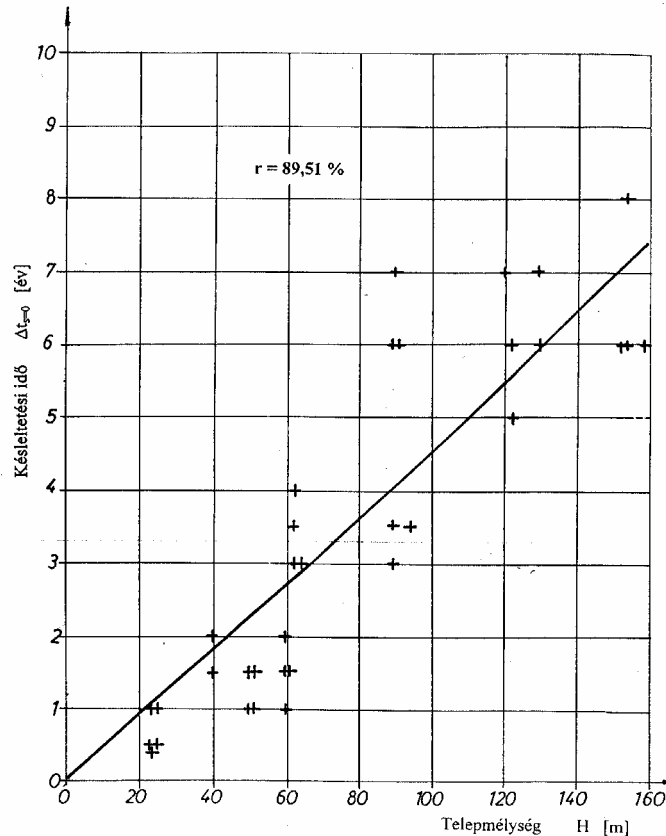


18. ábra

Az átlagos vízszintsüllyedés és a külszíni mozgások jellemzői
a Visonta 4-5. mérési szakaszon

A Visonta-i külfejtések átlagos depresszió és mért felszínsüllyedési adatok alapján olyan eredmény adódott [16], hogy a felszínsüllyedés megindulásához tartozó kritikus depresszió érték $\Delta h_{krit}=15-20$ v.o.m (1,5-2,0 bar). Az adatok szerint a felszínsüllyedés sebessége a süllyedés megindulása után gyakran nő, maximális értéke 13-21 mm/év volt. A süllyedési görbe inflációs pontja a süllyedés megindulása utáni 5-7 év, a maximális vízszintsüllyedés sebesség elérése utáni 3-5 év elteltével jelenik meg. A Visonta-i adatok alapján a felszínsüllyedés megindulásának késleltetési ideje 4-5 évre adódott.

A Bükkábrány-i terület vizsgálatánál abból indulunk ki, hogy többtelepes előfordulás esetében, bonyolult fedüösszletre vonatkozó elméleti összefüggéssel a kritikus depresszió, illetőleg a késleltetési idő nem határozható meg, ezért statisztikai elemzéssel vizsgáltuk a kérdést. A Bükkábrány-i külfejtéses terület adatait a 4. táblázat tartalmazza. A mért vízszintsüllyedések és a felszínmozgások adatainak részletes elemzése alapján a 19. ábra szemlélteti a zérus elmozduláshoz tartozó késleltetési időket ($\Delta t_{s=0}$) a telepmélység függvényében. Az ábra alapján viszonylag szoros regressziós kapcsolat adódik a telepmélység (H [m]) és a zérus elmozduláshoz (a fedümozgás indulása) tartozó késleltetési idő között. A **20-40 m** telepmélység mellett **1-2 év**, **60-80 m** mélység mellett **2-4 év**, a **80-100 m** mélységtartomány fölött már **4-8 év** késleltetéssel követi a **külszíni mozgás megindulása** a vízszintsüllyesztés indítását.

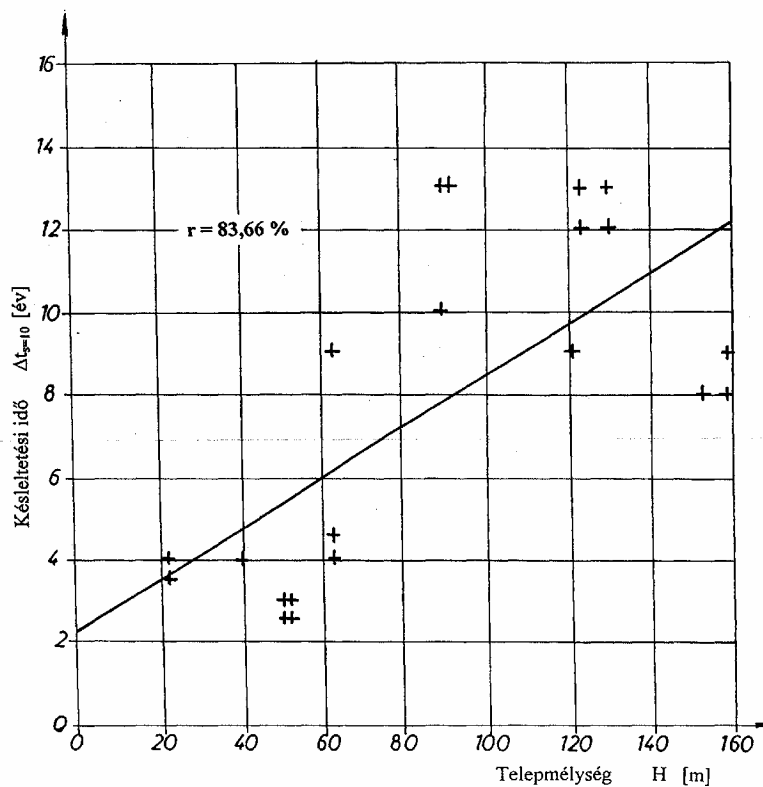


19. ábra

A késleltetési idő ($\Delta t_{s=0}$) alakulása a telepmélység függvényében

A felszíni elmozdulásokat a külszíni agyagtalajok víztartalom változása is okozhatja. Az agyagtalajok duzzadása, illetőleg zsugorodása 10 mm-es felszíni elmozdulásokat is okozhat. Ezért a késleltetési idő meghatározásánál célszerű azt is megvizsgálni, hogy az $s=10$ mm-t meghaladó felszínsüllyedés milyen késleltetéssel jelentkezik a víztelenítés megindítását követően.

A 20. ábra a telepmélység függvényében a 10 mm-t meghaladó süllyedéshez tartozó késleltetési idő alakulását szemlélteti. A viszonylag jó szorosságú regressziós egyenes, illetőleg a mérési-számítási eredmények adatai azt mutatják, hogy **20-40 m** telepmélységnél **2-4 év**, **60-80 m** esetén **4-8 év**, a **80-100 m** fölötti telepmélység mellett pedig már **8-12 éves** késleltetési idővel kell számolni.



20. ábra

A késleltetési idő ($\Delta t_{s=10}$) alakulása a telepmélység függvényében

Jelen kutatás során a Mátrai Erőmű Rt. (Visonta) Bükkábrány-i külfejtés víztelenítése során mért adatokat értékeltük. A víztelenítés indulását követően kezdődtek a felszínsüllyedési mérések is, és ebből adódóan a mérések során a **süllyedési folyamat indulását is regisztrálták**. Az eredmények értékelése során az adódott, hogy a vízszintsüllyedés és a felszínsüllyedés közötti időbeli késleltetés a mélység (fedüösszlet vastagság) függvényében növekszik. A vízszintsüllyesztés indítását követően 20-40 m mélységnél a felszínmozgás 1-2 év múlva indul ($s \geq 0$), 60-80 m mélységnél 3-4 év múlva. 100 m fölötti fedüösszletvastagságnál pedig 5-7 év múlva.

A már biztosan érzékelhető – a felszíni agyagréteg víztartalom változás hatására történő duzzadását meghaladó mértékben – felszíni elmozdulás ($s > 10$ mm) 20-40 m összletvastagságnál 2-4 év múlva, 60-80 m esetében 4-6 év múlva, 100 m fölött pedig 8-12 év múlva jelentkezik.

4. A csapadék, a talaj- és a rétegvízszint kapcsolata a Mátra-Bükkaljai területen

A bányászati (külfejtési) víztelenítés hatásainak elemzése során ismételt felmerül a kérdés, hogy a rétegvízszintek csökkenése milyen módon befolyásolja adott területen a talajvízszint alakulását. E kérdéskör kapcsán kutatásaink során először azt vizsgáltuk, hogy a csapadék és a talajvízszint alakulása elsődlegesen az adott terület csapadék értékeinek időbeli változásától függ és a rétegvízszintek alakulása – különösen nagyobb mélységben már nem befolyásolja a talajvízszint értékeket, azok időbeli változását.

A vizsgálat során a Mátra-Bükkalja-i régióban egyrészt olyan területet választottunk, ahol a bányászati vízelvonás, a rétegvízszint csökkentés hatása még nem érvényesült, másrészt pedig egy olyan területet, ahol jelentős mértékű rétegvízszint csökkenést okozott a bányászati vízelvonás.

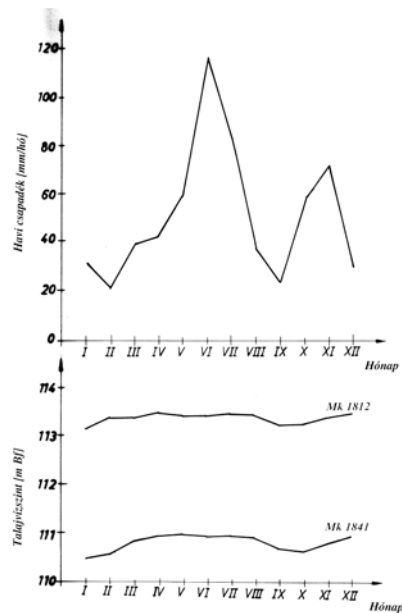
Az első területen Mezőkövesd és Mezőkeresztes községek talajvízszint változásának elemzését végeztük el, a bányászati víztelenítéssel érintett terület pedig Detk és Ludas községek talajvízszint adatait jelenti.

4.1. A csapadék és a talajvízszint alakulásának kapcsolata Mezőkövesden

A mezőkövesdi területen a Bükkábrányi bányaüzem víztelenítési tevékenysége még nem érintette a rétegvízszintek nyomás, ill. vízszint alakulását, ezért a talajvízszintek időbeli változása alapvetően a csapadék változásától függhet, feltételezve természetesen, hogy a talajvízszint kiemelés (használat) időben számottevő mértékben nem változott.

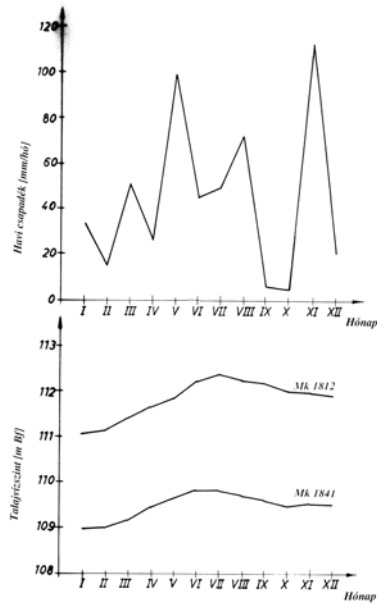
Vizsgálatainkat a Mezőkövesd-i 53703 számú csapadékmérő állomás 1973-2000 évek közötti csapadék adatai, illetőleg a Mezőkövesd-i 001812-es és 001841-es talajvízkutak 1975-2002 évek közötti talajvízszint adatai alapján végeztük. A részletes (évi és havi) csapadék és talajvízszint adatokat a [18] kutatási jelentés tartalmazza, az értekezésben csak jellemző adatsorokat mutatunk be.

Az 1980 évi csapadék és talajvízszint adatok éven belüli alakulása azt mutatja, hogy a csapadék értékek „ugrálását” nem követi közvetlenül a talajvízszint ingadozása, még a júniusi 117 mm-es csapadék mennyiség hatása sem jelentkezett talajvízszint alakulásában. (21. ábra) Az 1985 évi adatok alakulása viszont azt mutatja, hogy az április-júniusi magasabb csapadék értékek után jelentősebben emelkedtek a talajvízszintek. (22. ábra) Hasonló tendencia látszik a 23. ábrán is, miszerint az 1999 évi – egyébként is csapadékos évben (751 mm/év csapadék) – júliusi kiugróan magas 181 mm/hó csapadék jelentősen megemelte a talajvízszinteket. A 24. ábra viszont azt mutatja, hogy az aszályos, csapadék hiányos 2000 évben (340 mm/év) csökkentek a talajvízszintek.



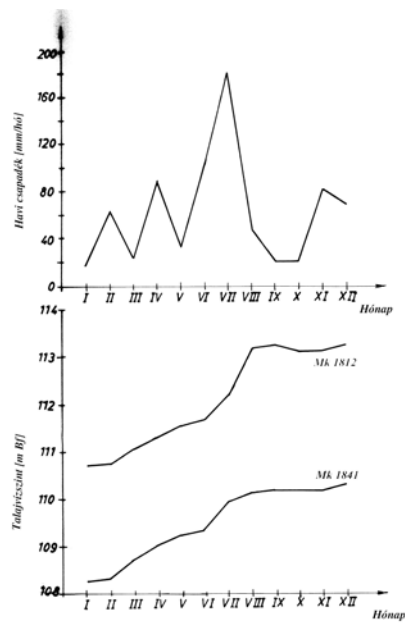
21. ábra

Az 1980. évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkövesden



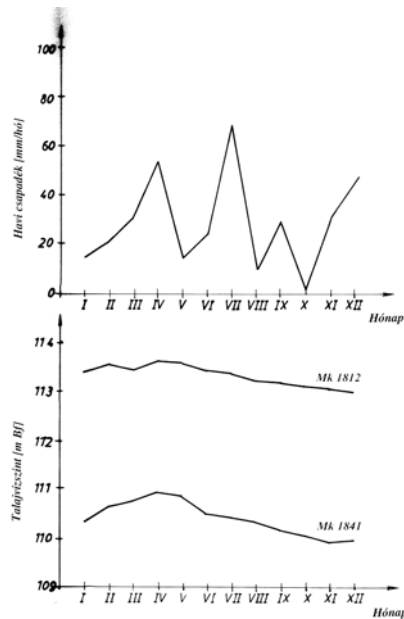
22. ábra

Az 1985. évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkövesden



23. ábra

Az 1999. évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkövesden



24. ábra

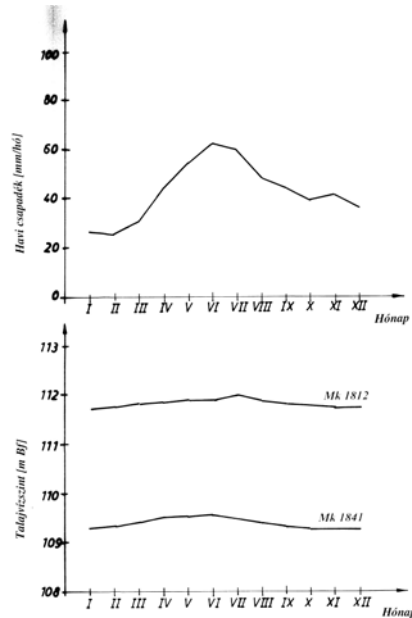
A 2000. évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkövesden

A részletes elemzés alapján tehető megállapítások:

- a talajvízszint alakulása általában közvetlenül nem köve a havi csapadék értékek ingadozását, éven belüli (évszakos) változását
- a 60-80 mm/hó alatti csapadék érték mellett általában (egyáltalán) nem mutatható ki a csapadék talajvízszintet változtatató hatása
- a 80-100 mm/hó csapadék mellett ha jelentkezik is hatás, az csak minimális mértékű
- a 100-120 mm/hó tartományban egyes esetekben már kimutatható a csapadék talajvízszintet emelő hatása, ez a hatás azonban nem mindig jelentkezik
- a 140-150 mm/hó fölötti csapadék a talajvízszintet jelentős mértékben, 1-2 m-re is növelheti
- az igen csapadékos (>600 mm/év), illetőleg az igen száraz (<450 mm/év) évek talajvízszintet változtatató hatása már biztosan megjelenik.

A 25. ábra az 1975-2001 évek adatai alapján az év egyes hónapjainak átlagos csapadék és talajvízszint értékeit mutatja. A csapadék havonkénti eloszlása a szokásos változást mutatja [19], a talajvízszintek 27 év átlagában lényegében

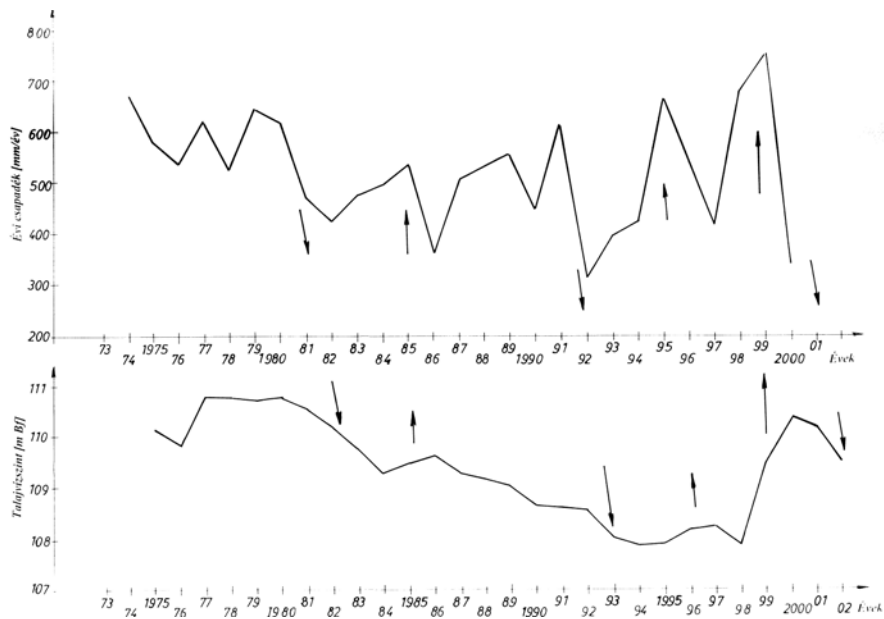
változatlan értékek, minimális (10-20 cm) emelkedés csak a tavaszi-nyáreleji hónapokban mutatkozik.



25. ábra

**A havi átlagos csapadék és a talajvízszint értékek éven belüli alakulása Mezőkövesden
(az 1975-2001. között 27 év átlaga)**

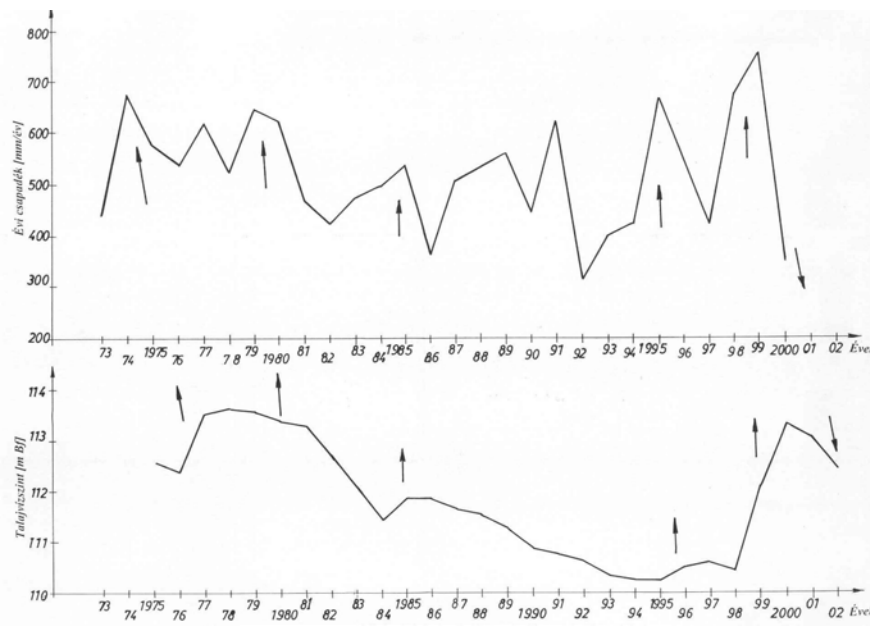
A 26. ábra az éves csapadék és a talajvízszint időbeli alakulását mutatja az 1973-2002 közötti időszakban. (Mezőkövesd 001841-es kút.) A csapadék értékek ciklikus változását [19] egyes időszakokban – bizonyos késleltetéssel – követi a talajvízszint változása. (A nyilak a változás tendenciáját, illetőleg a késleltetés jellegét mutatják.) Az 1977-1980 közötti 550-650 mm/év csapadék értékekhez 110-111 mBf talajvízszint „tartozik”, az 1980-1984 közötti 400-500 mm/év csapadék érték 1-1,5 m-es talajvízszint csökkenést okozott. Ugyanakkor – ezzel szemben – az 1991-es 620 mm-es, ill. az 1995-ös 660 mm-es évi csapadék „hatása” a talajvízszintben nem jelentkezett. Igen karakterisztikus ugyanakkor, hogy az 1998-as 679 mm-es és az 1999-es 751 mm-es évi csapadék hatására a talajvízszint kerekén 2 m-rel emelkedett. Majd a 2000. évi 340 mm-es talajvízszint „minimum” hatására 2001-2002-ben jelentős talajvízszint csökkenés indult.



26. ábra

Az éves csapadék és talajvízszint értékek alakulása a Mezőkövesdi 001841-es kútban az 1973-2002 közötti időszakban

A 27. ábra a Mezőkövesd 001812-es kút adatait mutatja. Hasonlóan a 26. ábra adataihoz, az 1977-1980-as 600 mm/év körüli csapadékok viszonylag magas 113,5 mBf talajvízszintet eredményeztek, az 1981-1984 közötti 400-450 mm/év „csapadékszegény” időszakban viszont mintegy 2 m-rel csökkent a talajvízszint. Ugyanakkor az 1991-es (620 mm/év) és 1995-ös (660 mm/év) esős évek hatása a talajvízszintet nem emelte. Szignifikáns viszont az 1998 és 1999 évi kiugróan magas csapadék érték 2,5-3,0 m-es talajvízszint növelő hatása, majd a 2000 évi 340 mm/év csapadék „utáni” 2001 és 2002 évi talajvízszint csökkenés.



27. ábra

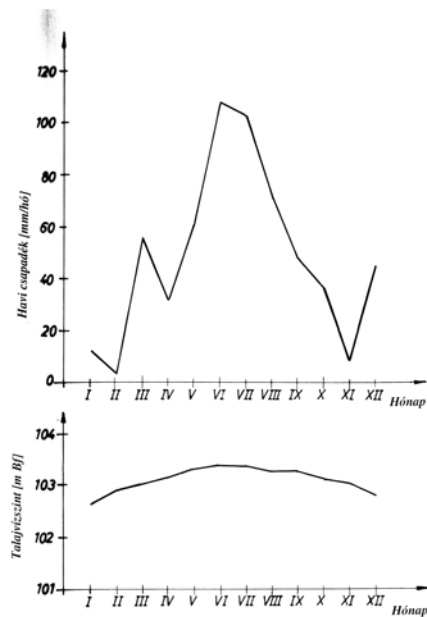
Az éves csapadék és talajvízszint értékek alakulása a Mezőkövesd-i 001812-es kútban az 1973-2002. közötti időszakban

A 26. és 27. ábrán bemutatott éves adatok értékelése alapján megállapítható, hogy:

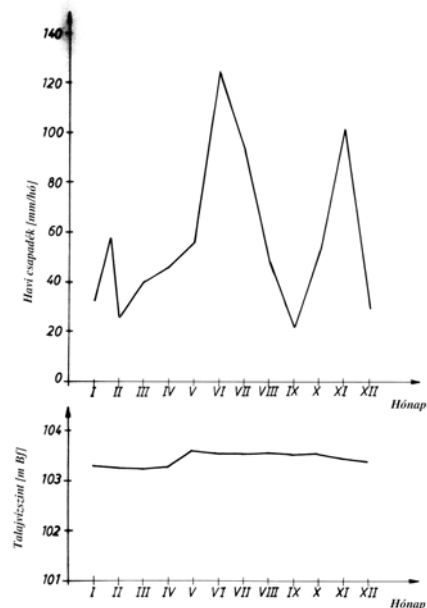
- az 550-650 mm-es – a 25 éves 560 mm-es átlagot – kereken 100 mm/év-vel meghaladó éves csapadék egyes esetekben (1977-1980 között) számottevő 1-1,5 m-es talajvízszint emelkedést okoz, más esetekben (1991 és 1995) ez a csapadék mennyiség még nem érzékelteti hatását a talajvízszint változásban,
- az 560 mm/év „sokéves” csapadék átlagot 150-200 mm/év-vel meghaladó évi csapadék mennyiség már jelentős, 2,5-3,0 m-es talajvízszint emelkedést eredményez,
- az 560 mm/év sokéves csapadék átlag alatt 150-200 mm/év-vel elmaradó (350-400 mm/év) száraz időszakok már hosszú távon (5-8 éven át) is számottevő (1-2 m-es) talajvízszint csökkenést okozhatnak.

4.2. A csapadék és a talajvízszint alakulásának kapcsolata Mezőkeresztesen

A mezőkeresztesi talajvízszint vizsgálatoknál a csapadék jellemzőket a Mezőkeresztes 53705 számú csapadékmérő állomás, a talajvízszinteket a Mezőkeresztes 001814 számú talajvízkút adatai alapján elemeztük. A részletes adatok táblázatos formában a [18] kutatási jelentésben található. A részletes elemzés adataiból most csak egyes jellemző adatsorokat emeltünk ki.

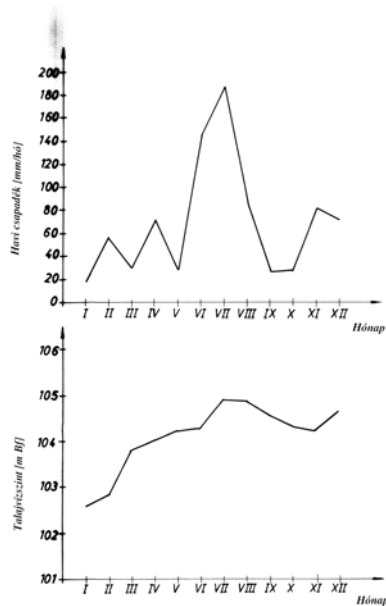


28. ábra
Az 1975 évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen

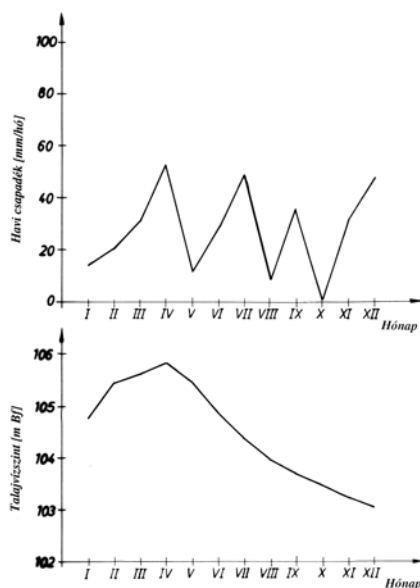


29. ábra
Az 1980 évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen

A 28. ábra az 1975. évi jellemzők alakulását mutatja. Az év közepén jelentkező nagyobb (VI. hó 108 mm/hó, VII. hó 103 mm/hó) csapadék mintegy 1 m-rel emelte a talajvízszintet. A 29. ábrán az 1980. évi jellemzők alakulása során ugyanakkor az adódik, hogy a talajvízszint gyakorlatilag állandó, a 125 mm/hó és a 103 mm/hó csapadék sem érezteti hatását. A 30. ábra mutatja egyrészt, hogy az 1998. évi 660 mm/év csapadék érezteti hatását, másrészt, hogy az 1999. évi 660 mm/hó csapadék tovább emelte a talajvízszintet. A 31. ábra jelzi ugyanakkor, hogy 2000 évi igen alacsony(283 mm/év) csapadék értéke, az aszályos időjárás majd 3 m-rel csökkentette a talajvízszintet.



30. ábra
Az 1999 évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen

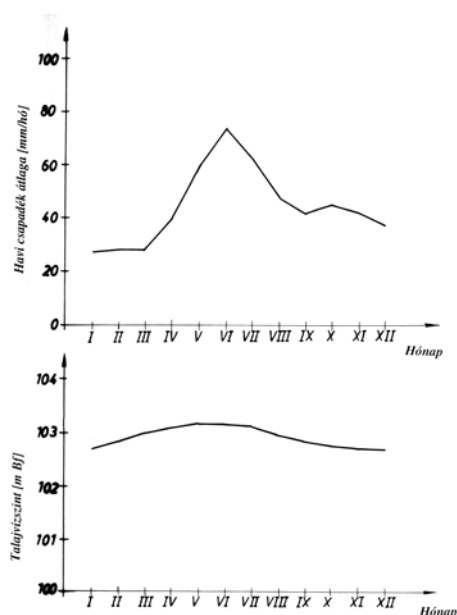


31. ábra
A 2000 évi csapadék és a talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen

A bemutatott ábrák, illetőleg a [20] tanulmány eredményei alapján megállapíthatóan:

- a tartósan 40-60 mm/hó alatti csapadékot hozó hónapok (az évi csapadék kisebb mint 400 mm) során/után a talajvízszint számottevő mértékben csökken,
- a 100-120 mm/hó csapadék általában még nem okoz kimutatható talajvízszint emelkedést,
- a 120-140 mm/hó csapadék mellett már kimutatható talajvízszint emelkedés jelentkezhet,
- a 140 mm-t meghaladó havi csapadék már rövid időn (1 hónap) belül is számottevő talajvízszint emelkedést eredményez.

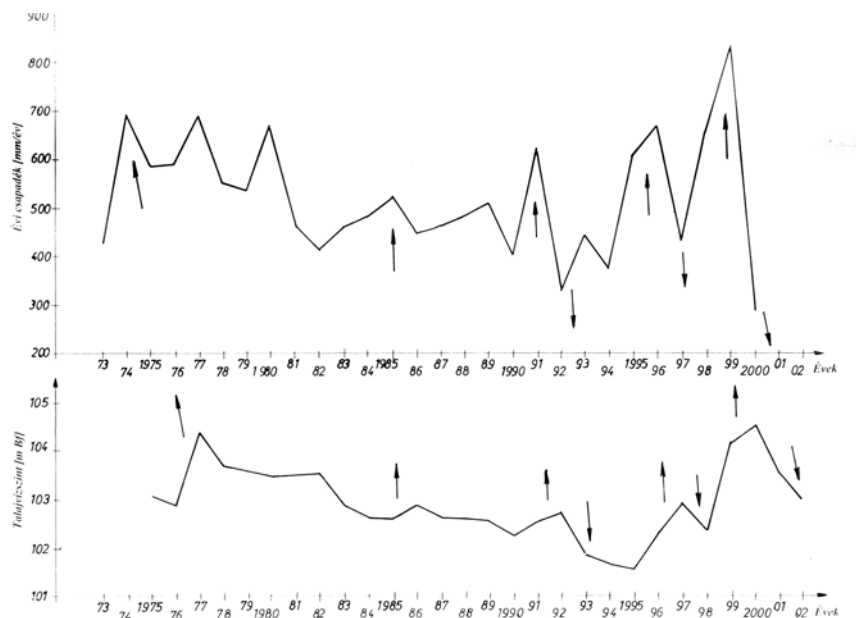
A 32. ábra Mezőkeresztes 27 éves havi csapadék, ill. talajvízszint átlagos adatainak éven belüli alakulását mutatja. A csapadék az általános tapasztalat szerint [19] a tavaszi-nyári hónapokban mutat maximumot. Ezt a változást azonban csak „tompítottan” követi a talajvízszint alakulása. Ennek oka a fentiekén túlmenően nyilvánvalóan az is, hogy a nyári hónapokban maximális a párolgás, illetőleg a tavaszi-nyári időszakban a növényi vegetációs ciklus is maximális vízmennyiséget igényel.



32. ábra

A havi átlagos csapadék és a talajvízszint értékek éven belüli alakulása Mezőkeresztesen (1975-2001 közötti 27 év átlaga)

A 33. ábra az évi átlagos csapadék és talajvízszint értékek 1973-2002 közötti alakulását mutatja. A csapadék változás ciklikusságát általában követi a talajvízszint időbeli alakulása is:



33. ábra

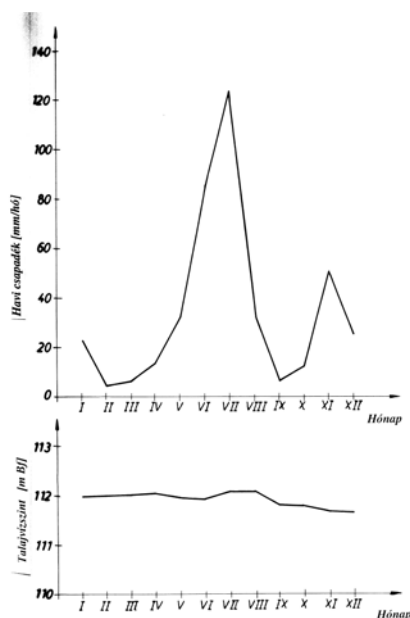
Az éves csapadék és talajvízszint alakulása a Mezőkeresztes-i 001814-es kútban az 1973-2002 években

- az 560 mm/év „sokéves” átlagos értéket meghaladó csapadékos időszakban (1974-1980, 1998-2000) magasabb talajvízszint jelentkezik,
- a 600-700 mm/év csapadék mennyiség érzékelhetően megemeli a talajvízszintet (1977, 1986, 1991, 1997),
- a 700 mm/év-et meghaladó csapadék ugrásszerűen növeli a talajvízszintet (1999 évben 834 mm),
- a 400 mm/év körüli, illetőleg alatti csapadék értékek a talajvízszint érzékelhető csökkenését okozzák (1973, 1982, 1990, 1992, 1995, 2000).

4.3. Csapadék – talajvízszint – rétegvízszint változás Ludason

A 4.1. és 4.2. fejezetben Mezőkövesd és Mezőkeresztes-i adatok elemzése alapján a csapadék és talajvízszint alakulás kapcsolatát vizsgáltuk olyan területeken ahol még nem jelentkezett rétegvízszint változás. Ludas és Detk területén azt elemeztük, hogy a bányászati víztelenítéssel érintett területeken (ahol jelentős rétegvízszint csökkenés is jelentkezett) milyen kapcsolat van a csapadék, a talajvízszint és a rétegvízszint változása között, a bányászati víztelenítés milyen mértékben van hatással a talajvízszint alakulására, továbbá azt is, hogy a csapadék időbeli változása milyen mértékben (ill. mélységben) befolyásolja az egyes rétegek vízszintjének alakulását. A Ludas-i és a Detk-i területen a rétegvízszintek alakulását döntő módon a Visonta Keleti-II és a D-i bányák víztelenítése befolyásolta.

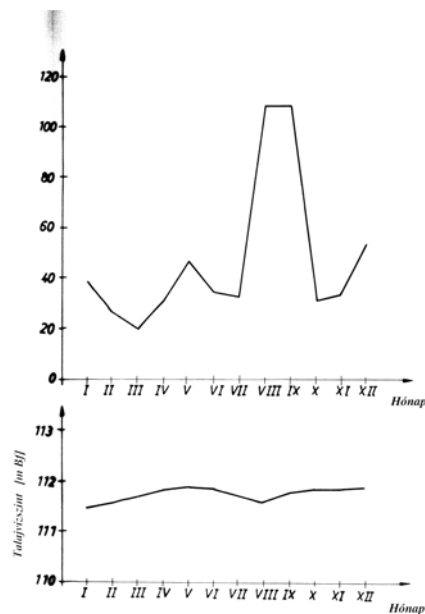
A csapadék jellemzők a Ludas 53502-es számú csapadékmérő állomáson adottak, a talajvízszint adatok a Ludas 001827 talajvízkútban mért értékek, a rétegvízszintek időbeli változását a Lu-25-ös kút rétegvízszint adatai adják. [18] A [18] jelentésben, ill. [22] tanulmány részletes adatsoraiból most csak a jellegzetes adatsorokat emeljük ki.



34. ábra

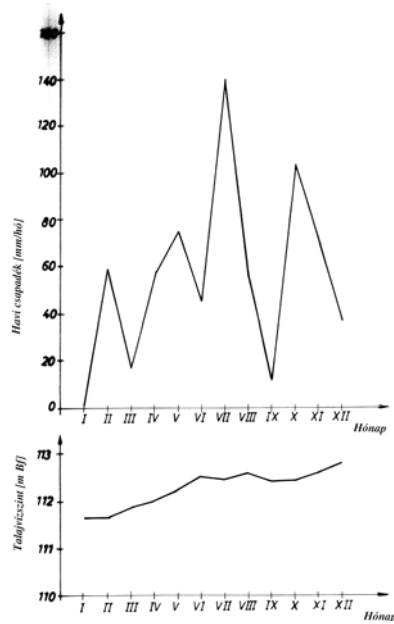
A havi csapadék és a talajvízszint alakulása
1997 évben Ludason (1987-es kút)

Első lépésben az egyes évek adatai alapján azt vizsgáljuk, hogy a havi csapadék milyen módon/mértékben van hatással a talajvízszint változására. A 34. ábra az 1997 évi adatok alapján azt mutatja, hogy viszonylag alacsony, évi 418 mm csapadék mellett a júliusi 124 mm/hó csapadék nem hozott talajvízszint emelkedést. Hasonló megállapítást tehetünk a 35. ábra diagrammja alapján is, miszerint 1996-ban az átlagos 569 mm/év csapadék mellett az augusztusi és szeptemberi 109 mm/hó csapadék hatása nem jelentkezik. A 36. ábra ugyanakkor azt mutatja, hogy 1991 júliusában a 142 mm/hó csapadék hatása a talajvízszint emelkedésben is megmutatkozik. A 37. ábra szerint az 1999 év júliusi 216 mm/hó csapadék ugrásszerű, kerekén 2 m-es talajvízszint emelkedést eredményezett.



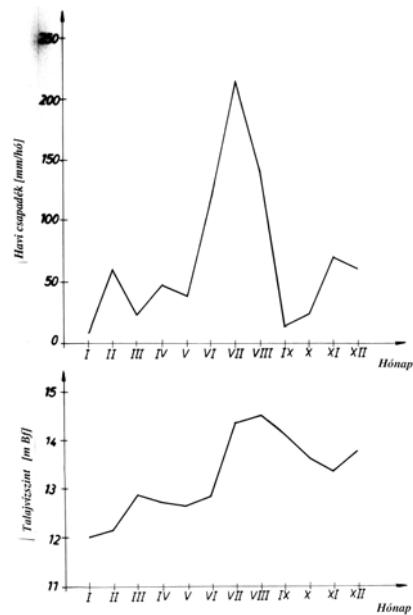
35. ábra

A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1996 évben Ludason
(1827-es kút)



36. ábra

A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1991 évben Ludason
(1827-es kút)

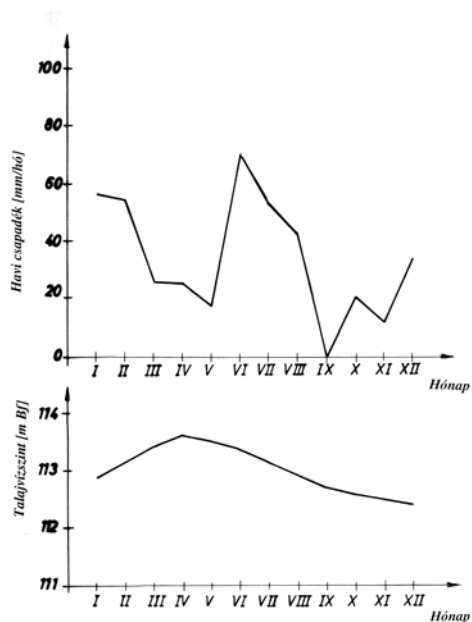


37. ábra

A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1999 évben Ludason
(1827-es kút)

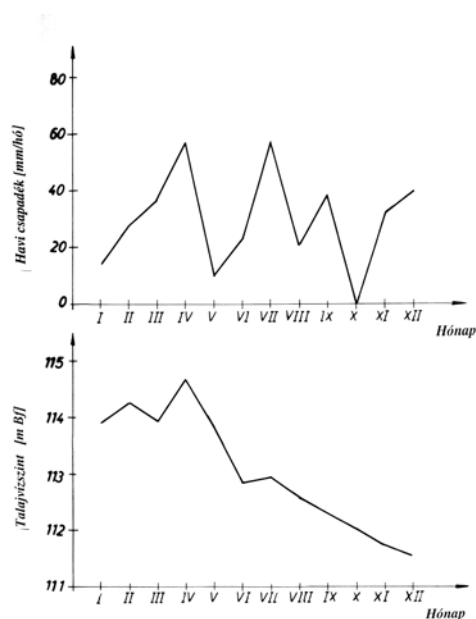
Az 1986. évi adatok alakulása (38. ábra) arra példa, hogy a 413 mm/év alacsony évi csapadék a talajvízszint jelentős mértékű csökkenését okozta. Hasonló

módon a 2000. évi aszályos esztendő (362 mm/év) 2000-ben és a következő 2001. évben kerekén 4 m-es talajvízszint csökkenést okozott. (39. ábra)



38. ábra

A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1986 évben Ludason (1827-es kút)



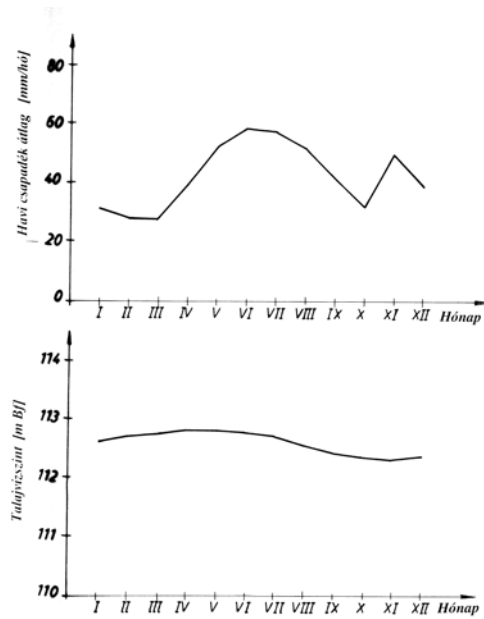
39. ábra

A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 2000 évben Ludason (1827-es kút)

Az 1976-2002. évek csapadék és talajvízszint adatai alakulásának részletes elemzése alapján rögzíthető eredmények:

- a havi csapadék értékek alakulása (ingadozása) általában közvetlenül nem mutatkozik meg a talajvízszint havi változásában,
- a 40-50 mm/hó átlaghoz viszonyítva magasnak számító egyedi 80-100 mm/hó csapadék értékek talajvízszint növelő hatása nem jelentkezik, nem mutatható ki,
- a havi 40-50 mm-es átlagot 2-3 szorosán meghaladó egyedi 100-140 mm/hó közötti csapadék értékek hatása csak az évi csapadék értékektől függően jelentkezik, egyes esetekben igen, más esetekben nem,
- az átlagos havi értékeket (40-50 mm) 3-4-szeresen meghaladó 140-150 mm/hó fölötti csapadék már minden esetben érzékelhető, a 180-200 mm/hó fölött már jelentős talajvízszint emelkedést eredményez,
- az éves adatok alapján úgy tűnik az is, hogy kiugróan alacsony éves csapadék értékek (1992, 2000, 2001) után a talajvízszint számottevő mértékben csökken.

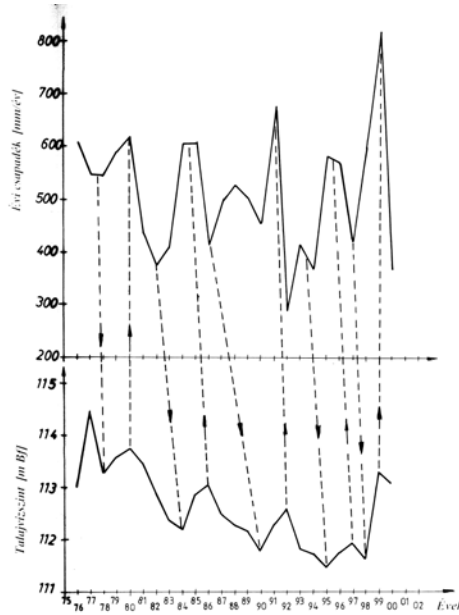
Az 1976-2000 évek (25 év) adatai alapján meghatároztuk a csapadék és a talajvízszint értékek havi átlagos adatait is. A 40. ábrán látszik – más hasonló vizsgálatok eredményeihez hasonlóan -, hogy a tavaszi-nyári hónapokban az éves átlagosnál lényegesen nagyobb csapadék értékek jelentkeznek, míg a talajvízszint átlag éven belüli változása minimális. A tavaszi-nyáreleji magas csapadék nagyrészt a párolgást, a növényi vegetációt fedezi, a talajvízhez történő beszivárgás és a felszíni lefolyás minimális.



40. ábra

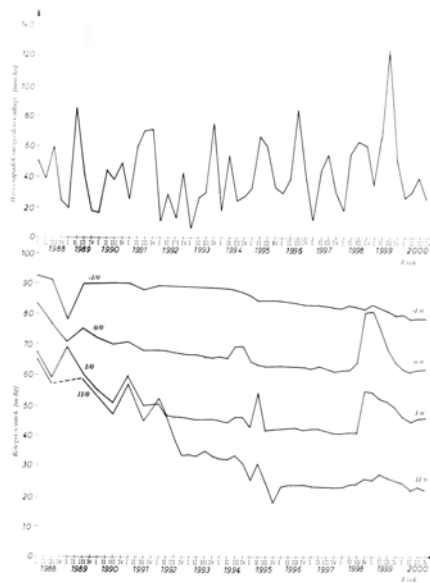
A havi átlagos csapadék és a talajvízszint alakulása az 1976-2000 évek adatai (25 év) alapján

A 41. ábra a vizsgált időszak évi csapadék, illetőleg talajvízszint értékeket mutatja. Mindkét jellemző változásában bizonyos ciklikusság jelenik meg, ismétlődően maximális, ill. minimális értékek jelentkeznek. Jól megfigyelhető, hogy a talajvízszint szélső értékei 0,5-1,5 éves késéssel követik a csapadék szélső értékek megjelenésének időpontját. Számottevő talajvízszint emelkedés olyan időszakot követ, amikor az évi csapadék meghaladja a sokéves csapadék átlagot (560 mm/év), eléri a 600-650 mm/évet.



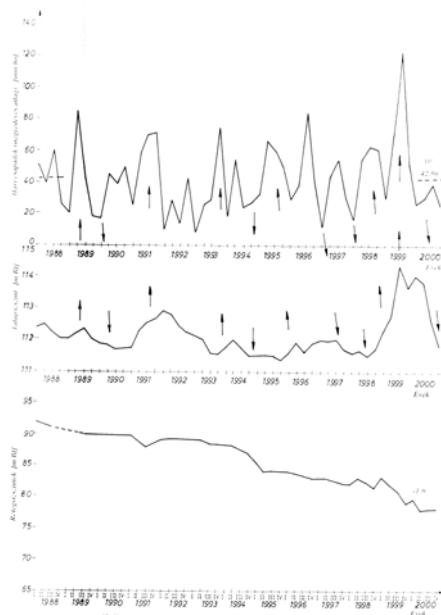
41. ábra
A évi csapadék értékek és a talajvízszint alakulása Ludason
(1827-es kút)

A Ludas-i területen lehetőség van a csapadék és a rétegvízszintek kapcsolatának elemzésére is. A rétegvízszint időbeli alakulását a Lu-25 kút adatai alapján vizsgálhatjuk. A 42. ábra a havi csapadék negyedéves átlagértékeinek, illetőleg a rétegvízszintek (mBf) negyedéves értékeinek időbeli változását mutatja. A csapadék értékek ciklikus változást mutatnak, a rétegvízszinteknél hasonló jellegű alakulás nem jelentkezik. Általában azt mondhatjuk, hogy a rétegvízszintek alakulása független a csapadék mennyiségétől.



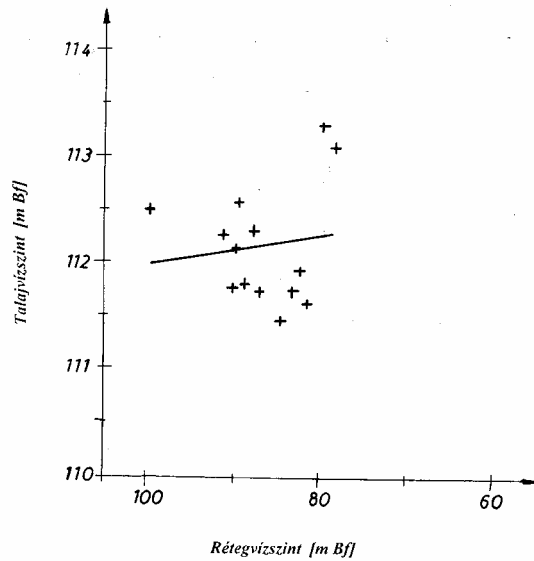
42. ábra
A csapadék és a rétegvízszintek időbeli alakulása Ludason (Lu-25 megfigyelő kút)

A 43. ábra a csapadék, a talajvízszint és a rétegvízszint (-1/0 réteg) időbeli alakulásának összehasonlítására ad lehetőséget. A talajvízszint ciklikus változása – a maximumok megjelenése – negyedéves-féléves „késéssel” követi a csapadék maximumok megjelenését. A felszíntől 45-65 m-es mélységben települt -1/0 víztartó rétegben a vízszint viszont (a bányászati víztelenítés hatására) monoton csökken. A bemutatott „függvények” lefutása **nem utal arra**, hogy az adott időpontban/időszakban **a csapadék és rétegvízszint között határozott kapcsolat lenne**. (A -1/0 víztartó réteg a külszíntől a 45-64 m-es mélységben települt.)



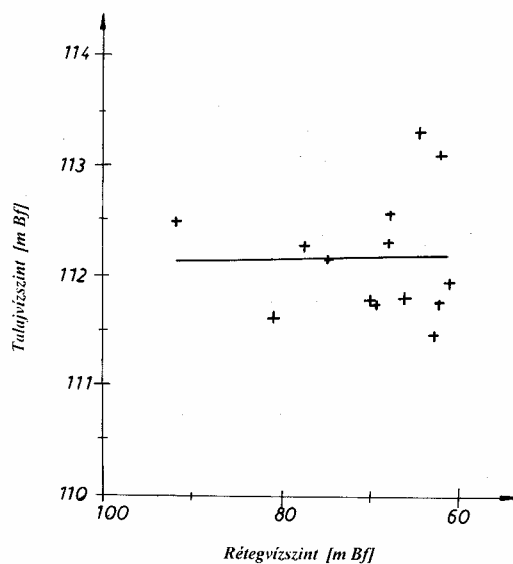
43. ábra
A csapadék, a talajvízszint és a -1/0 réteg vízszintjének időbeli alakulása

A 44. ábrára – adott időponthoz tartozóan – felraktuk a -1/0 rétegvízszint és a talajvízszint értékeit. (Ludason 001814-es talajvízkút.) A -1/0 réteg vízszintjének 25 m-es csökkenése nem befolyásolja a talajvízszint alakulását. A talajvízszint 111,5 mBf és 113,3 mBf között ingadozik az adott időszak csapadék értékeitől függően. Az ábra adatai alapján a statisztikai elemzés azt mutatja, hogy a változók – a rétegvízszint és a talajvízszint – közötti kapcsolat korrelációs együtthatója ($r=0,1293=12,93\%$) azt igazolja, hogy a változók „korrelálatlanok”, a rétegvízszint csökkenés (-1/0 réteg) és a talajvízszint alakulása között nincs függvényszerű/oksági kapcsolat.



44. ábra
A -1/0 réteg vízszintsüllyedése és a talajvízszint alakulása Ludason

A 45. ábra a 0/0 réteg vízszint értékeihez tartozó (adott időben megjelenő) talajvízszint értékeket mutatja. A 0/0 réteg kereken 30 v.o.m-es vízszint csökkenése mellett/ellenére a talajvízszint a 111,5-113,3 mBf szintek között „alakult”, minden bizonnyal a csapadék ingadozáshoz kapcsolódóan. A regressziós elemzés alapján az adódott, hogy a 0/0 réteg vízszintcsökkenése és a talajvízszint alakulása független egymástól ($r=0,0138=1,38\%$).



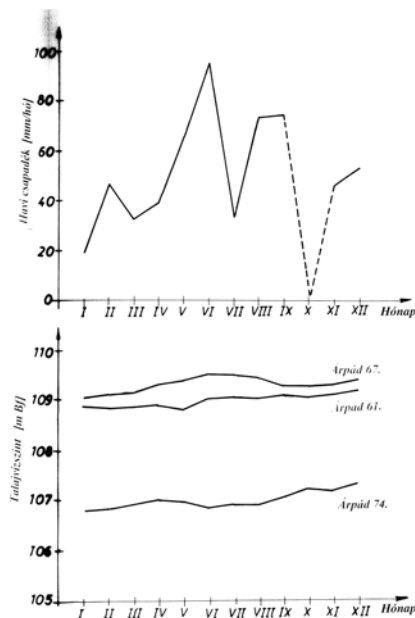
45. ábra
A 0/0 réteg vízszintsüllyedése és a talajvízszint alakulása Ludason

A bemutatott eredmények alapján azt összegezzük, hogy **bizonyos csapadék értékek** – kiugróan magas, ill. alacsony – **a talajvízszintet 0,5-1,5 éves késéssel jelentős mértékben megváltoztatják**. A talajvízszint változása ugyanakkor **független** a bányászati víztelenítéssel lecsökkentett **rétegvízszintek alakulásától**.

4.4. Csapadék – talajvízszint – rétegvízszint változás Detken

A Detk-i adatok alapján is először a csapadék és a talajvízszint változás kapcsolatát elemezzük, majd arra keresünk választ, hogy a csapadék értékek hatása a rétegvízszintek alakulásában milyen módon érvényesül, illetőleg a rétegvízszint és a talajvízszint változás közötti kapcsolatot vizsgáljuk.

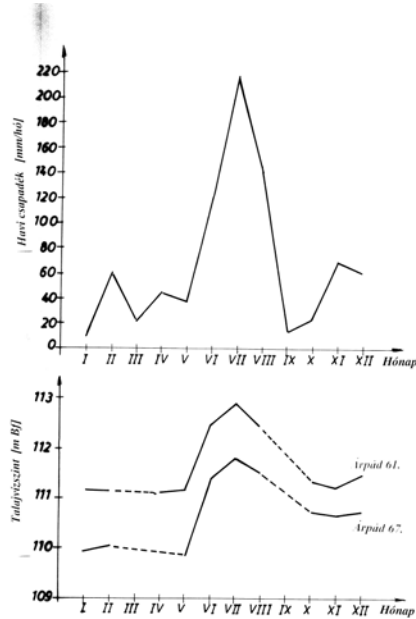
A Detk-i terület vízrendszerét a Visonta Keleti-II és a D-i külfejtéses víztelenítési munkái érintették. A csapadék értékeket a szomszédos terület, a Ludas-i 53502 állomás adatai adják, a talajvízszint megfigyelő kút Detk Árpád u. 61; 67. és 74. szám alatt található, a rétegvízszintek alakulását a területen található F-372 rétegvízszint megfigyelő kút adatai alapján értékeljük. A részletes adathalmazok a [18] kutatási jelentésben és a [21 és 22] tanulmányban találhatóak.



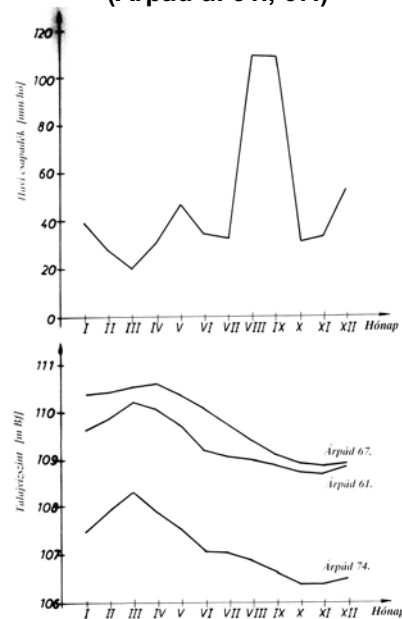
46. ábra

A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1995 évben Detken
(Árpád u. 61., 67., 74.)

Az éven belüli havi adatok változásának elemzése során a 46. ábra azt mutatja, hogy a havi csapadék 40 és 100 mm/hó közötti változása a talajvízszintet alig változtatja. A 47. ábra szerint ugyanakkor a 200 mm/hó értéknél nagyobb, kiugróan magas csapadék jelentősen, 2,5-3,0 m-rel emelte a talajvízszintet. A 48. ábrán viszont az látszik, hogy az év folyamán többségben levő kis csapadék értékek talajvízszint csökkentő hatását a 100 mm-t meghaladó augusztusi és szeptemberi csapadék sem tudta ellensúlyozni.



47. ábra
A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1999 évben Detken (Árpád u. 61., 67.)



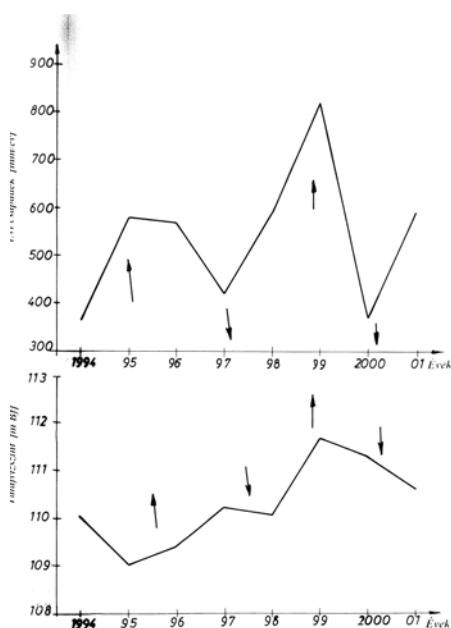
48. ábra
A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1996 évben Detken (Árpád u. 61., 67., 74.)

A havi csapadék és a talajvízszint közötti kapcsolat elemzése alapján a következőket rögzíthetjük:

- a havi átlagtól (40-50 mm/hó) magasabb 70-100 mm/hó csapadék értékek talajvízszint növelő hatása közvetlenül nem jelentkezik,
- a 100-140 mm/hó közötti csapadékok egyes esetekben még nem, más esetekben viszont már érzékelhető, de nem jelentős hatással bírnak,
- a 140-160 mm/hó fölötti – adott esetben 216 mm/hó – csapadék már közvetlenül számottevő talajvíz emelkedést eredményez,
- a száraz időszakok (400 mm alatti évi csapadék) hatása már jelentkezik a talajvízszint csökkenésben.

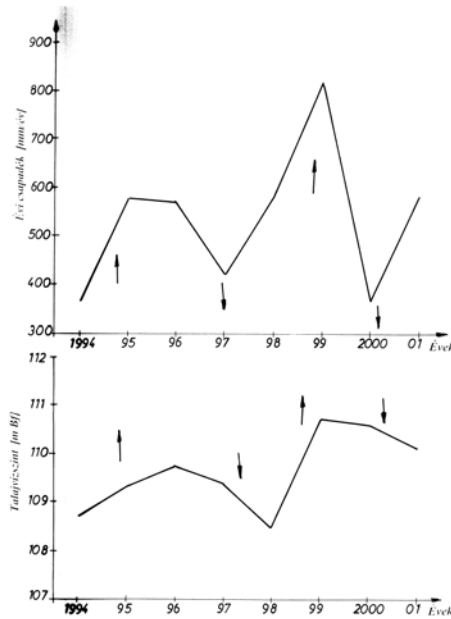
A Detk-i adatok alapján vizsgáltuk az évi csapadék értékek és az évi átlagos talajvízszint adatok alakulását is.

A 49. ábra az Árpád út 61; az 50. ábra az Árpád út 67. szám alatti kút adatait mutatja. Az 1993. évi 414 mm/év és az 1994. évi 366 mm/év alacsony csapadék értékek okozhatják az 1994-1995 évi alacsony vízszinteket, majd az 1995 és 1996 évi csapadék hatására már emelkedik a talajvízszint, az 1999 évi 819 mm/év csapadék „csúcs” közvetlenül is jelentős emelkedést eredményez. A Detken egymáshoz viszonylag közel telepített talajvízkutakban azonos vízszintváltozási tendencia jelenik meg.



49. ábra

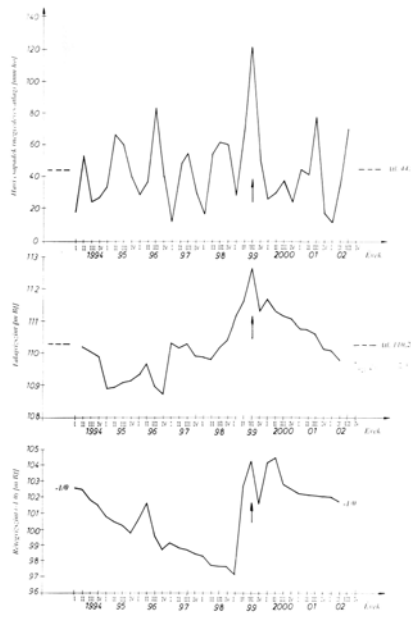
**Az évi csapadék és az évi átlagos talajvízszint alakulása Detken
(Árpád u. 61. kút)**



50. ábra

Az évi csapadék és az évi átlagos talajvízszint alakulása Detken
(Árpád u. 67.)

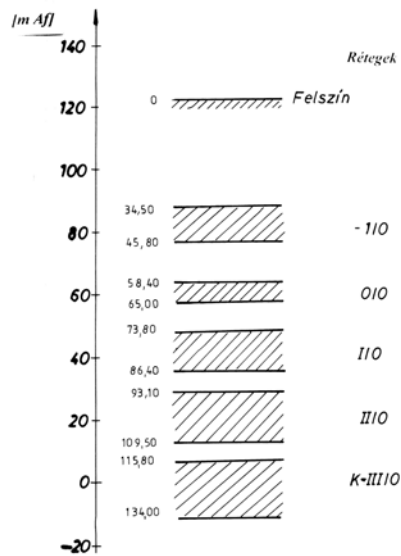
A Detk-i területen lehetőség van a csapadék, a talajvízszint és a rétegvízszintek kapcsolatának elemzése is. Az 51. ábra a csapadék, az Árpád út 61. alatti talajvízszint és az F-372-es rétegvízszint megfigyelő kút -1/0 réteg vízszintjének alakulását mutatja. A csapadéknál a szokásos ciklikusság jelentkezik, hozzá a szokásos módon kapcsolódva a talajvízszint változása is. A -1/0 rétegben az 1999. I. negyedévig csökkenő vízszintben 1999. II. és III. negyedévben ugrásszerű emelkedés jelentkezik, nagy valószínűséggel az adott időszakban megjelent kiugróan magas, negyedévi átlagban havi 123 mm-es csapadék hatására. Az 1996. II. negyedévben jelentkező vízszintemelkedés nem lehet az 1996. III. negyedévi kiugró csapadék hatása, a vízszint emelkedés ugyanis korábban volt mint a nagyobb csapadék, 1996. II. negyedévben pedig csak 20-40 mm/hó csapadék volt. Az ábra alapján jól látszik, hogy az 1999. III. negyedévi kiugróan magas csapadék (VI. hó 120 mm, VII. hó 216 mm, VIII. hó 140 mm) a külszíntől **35-45 m mélységben települt -1/0 rétegben a rétegvízszint alakulásában éreztette hatását.**



51. ábra

A csapadék, talaj- és rétegvízszint értékek alakulása
(Árpád u. 61., ill. -1/0 réteg)

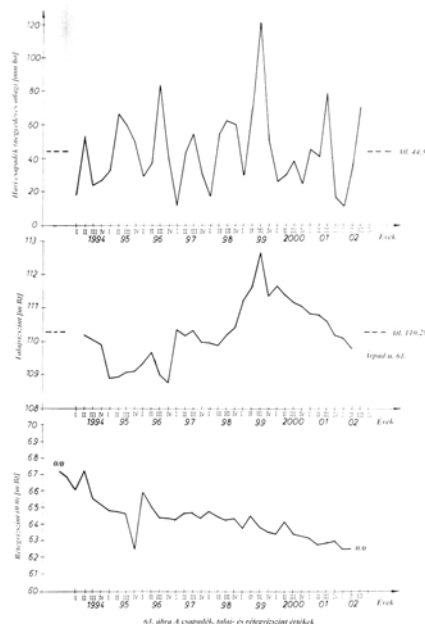
Az 52. ábrán bemutatjuk a Detk F-372-es megfigyelő geológiai rétegsorát, amiből megállapítható, hogy a -1/0 réteg az adott helyen a 35-46 m közötti mélységközben települt. Itt visszautalunk a Ludas-i terület elemzési adataira, miszerint a Ludason **45-65 m-es mélységközben** települt -1/0 réteg esetében „már” **nem érvényesült a csapadék rétegvízszintet módosító hatása.** (Lásd. 42. és 43. ábra)



52. ábra

Geológiai rétegsor Detken, az F-372 megfigyelő kútban

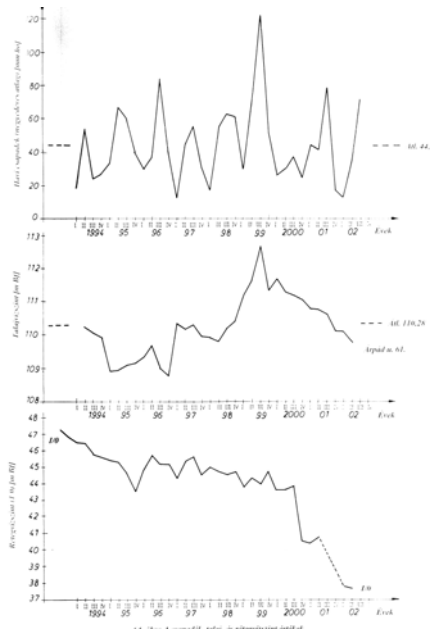
Az 53. ábrán a csapadék és a talajvízszint adatok mellett a 0/0 réteg rétegvízszint alakulása látható. A 60 m körüli mélységben települt rétegben már az 1999. III. negyedévi kiugróan magas csapadék sem érezteti hatását. Az 1996. I. negyedévi kiugró rétegvízszint érték – hasonlóan a -1/0 réteg adataihoz – nem lehet a csapadék változás eredménye, mivel az adott időszakban csak átlag alatti havi csapadék értékek voltak.



53. ábra

**A csapadék, talaj- és rétegvízszint értékek alakulása
(Árpád u. 61., ill. 0/0 réteg)**

Az 54. ábra a csapadék és talajvízszint adatok mellett az I/0 réteg vízszint alakulását mutatja. Az általános csökkenő tendencia először 1996. I-II. negyedévben törik meg. A vízszint emelkedést azonban nem okozhatja a csapadék változás, mivel az adott időszakban átlag alatti, 30-40 mm-es havi csapadékok voltak. A külszíntől számított 75-85 m-es mélységközben települt I/0 réteg vízszintváltozását már nem befolyásolta az 1999. III. negyedévi magas csapadékérték. Az I/0 réteg vízszint csökkenését a 2001. III. negyedévi közel 80 mm-es havi átlagos csapadék sem befolyásolta.



54. ábra

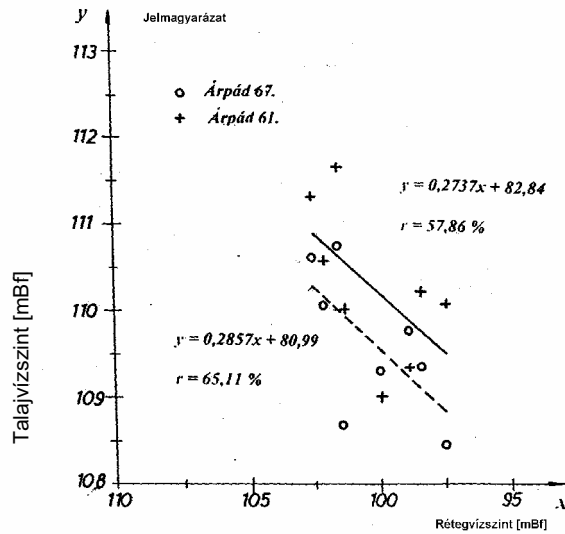
**A csapadék, talaj- és rétegvízszint értékek alakulása
(Árpád u. 61., ill. I/0 réteg)**

Az elemzés alapján az adódott tehát, hogy a felszíni csapadék még kiugróan magas értéke – 120-130-216 mm-es havi érték, 123 mm/hó negyedéves átlag – is **csak a 30-40 m mélységben települt -1/0 víztartó réteg vízszintjére volt hatással.** Az 58-60 m mélységben található 0/0, illetőleg a szomszédos Ludas-i területen a 45-60 m mélységben található -1/0 réteg vízszint alakulását kimutatható mértékben **már nem érinti a felszíni csapadék kiugróan magas mennyisége sem.**

A kutatás során elemeztük azt is, hogy rétegvízszint változás befolyásolja-e a talajvízszint alakulását.

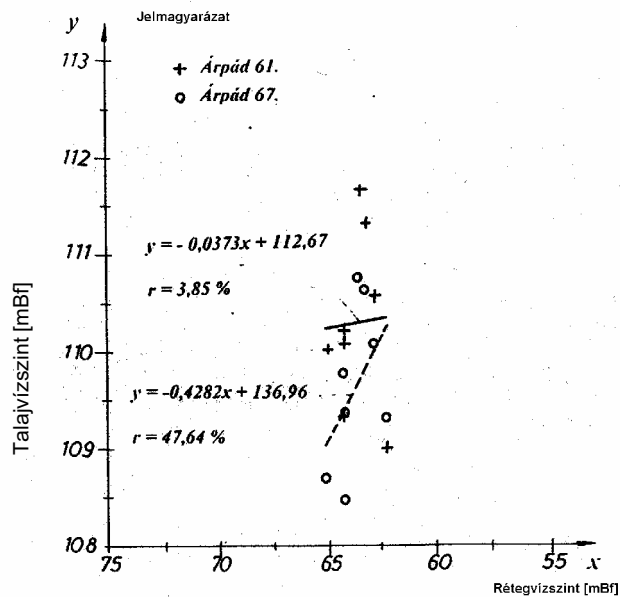
Az 55. ábra a -1/0 réteg vízszint változása függvényében – azonos időpontokra vonatkozóan – mutatja az Árpád út 61. és 67. alatti kút talajvízszint értékeit. Az látszik, hogy a talajvízszint 108,5-111,5 mBf közötti változása csak „laza” kapcsolatban van a -1/0 réteg vízszint alakulásával.

A statisztikai elemzés regressziós jellemzői ($r=57,86\%$, ill. $r=65,11\%$) azt mutatják, hogy e két változó között nincs szoros, közvetlen kapcsolat. A talajvízszint csökkenés, illetőleg a -1/0 réteg vízszint csökkenése „egyaránt” a csapadék változásának eredménye/következménye.



55. ábra
A -1/0 réteg vízszintsüllyedése és a talajvízszint alakulása Detken

Az 56. ábra a 0/0 réteg vízszintváltozása függvényében mutatja a talajvízszintek alakulását. Az látszik az ábrán, hogy lényegében változatlan, 65 mBf körüli rétegvízszint értékek mellett a talajvízszint – nyilván a csapadék mennyiségétől függően – számottevő mértékben változott, 108,5-111,5 mBf értékek között alakult. A korreláció szorossága az Árpád út 61. esetében $r=3,85 \%$, az Árpád út 67. esetében $r=47,64 \%$ azt jelzi, hogy a rétegvízszint változása és a talajvízszint alakulása között nincs determinisztikus kapcsolat.



56. ábra
A 0/0 rétegvízszint süllyedése és a talajvízszint alakulása Detken

5. A csapadék és talajvízszint értékek spektrális elemzése

A külfertések víztelenítése során az érintett víztartó rétegekben jelentős nyomás, illetőleg vízszintcsökkenés jelentkezik. Felmerül a kérdés, a rétegvízszintek csökkenése hatással van-e a talajvízszint változásra, milyen kapcsolat van a rétegvízszintek, illetőleg a talajvízszint időbeli alakulása között. A Mátra és Bükkaljai külfertéses terület csapadék, talajvízszint és rétegvízszint adatainak elemzése során olyan eredmény adódott, hogy a rétegvízszintek alakulása nincs kapcsolatban a talajvízszint időbeli változásával, a talajvízszintek alakulása döntő módon az adott terület csapadék értékeinek változásától függ. (Lásd 4. fejezet)

A következőkben azt vizsgáljuk, hogy a csapadék és a talajvízszint alakulásában megjelenő periodikus jelleg milyen paraméterekkel írható le, illetőleg a csapadék és a talajvízszint periódusok jellemzői milyen módon és mértékben mutatnak hasonlóságot, avagy esetlegesen azonosságot.

A vizsgálat során Mezőkeresztes és Ludas község területén mért adatokat elemeztük. Mezőkeresztes területén az eddigiek során a bányászati vízelvonás (rétegvízszint csökkenés) hatása még nem érvényesült, Ludas területén viszont már jelentős rétegvízszint csökkenés következett be.

A vizsgálat során éves adatokkal dolgoztunk. Az évi csapadék értékeket, illetőleg az évi átlagos talajvízszint adatokat elemeztük. Az 5. táblázat a mezőkeresztes, a 6. táblázat a ludasi adatokat tartalmazza.

A vizsgálat célja annak elemzése, hogy az évi csapadék, valamint az évi átlagos talajvízszint változásában milyen periodicitás fedezhető fel, illetőleg két paraméter esetében vannak-e azonos periódus idejű ciklusok.

5. táblázat

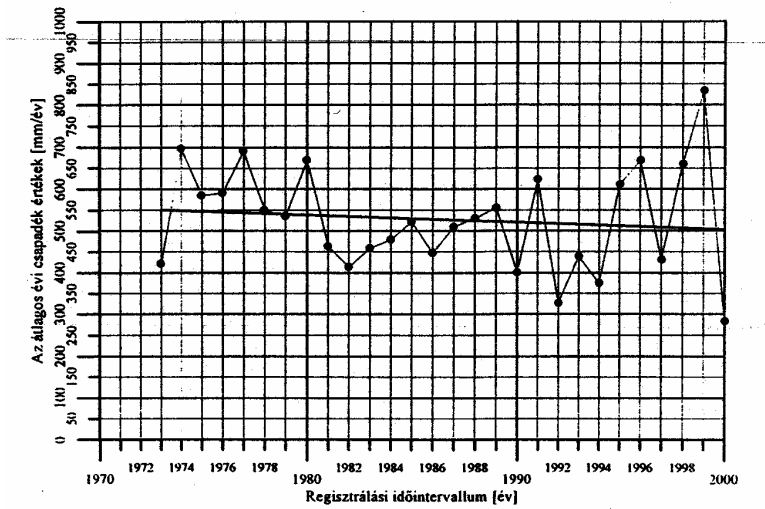
Csapadék és talajvízszint értékek Mezőkeresztes területén

Év	Csapadék [mm/év]	Talajvízszint [mBf]
1973	421	
1974	696	
1975	584	103,03
1976	590	102,85
1977	690	104,38
1978	550	103,67
1979	535	103,55
1980	669	103,44
1981	463	103,47
1982	413	103,51
1983	459	102,83
1984	479	102,57
1985	522	102,56
1986	447	102,87
1987	510	102,63
1988	530	102,58
1989	555	102,53
1990	400	102,21
1991	623	102,51
1992	326	102,70
1993	439	101,84
1994	374	101,62
1995	611	101,56
1996	668	102,29
1997	431	102,86
1998	660	102,32
1999	834	104,14
2000	283	104,50
2001		103,50
	2002	102,59

6. táblázat
Csapadék és talajvízszint értékek Ludas területén

Év	Csapadék [mm/év]	Talajvízszint [mBf]
1973	403	
1974	723	
1975	577	
1976	613	112,99
1977	547	114,48
1978	546	113,27
1979	591	113,57
1980	620	113,74
1981	435	113,47
1982	377	112,88
1983	407	112,33
1984	604	112,17
1985	606	112,83
1986	413	113,03
1987	492	112,50
1988	526	112,27
1989	501	112,14
1990	452	111,77
1991	680	112,30
1992	282	112,57
1993	414	111,80
1994	366	111,74
1995	579	111,46
1996	569	111,75
1997	418	111,93
1998	586	111,62
1999	819	113,30
2000	362	113,09
2001	593	-

A mezőkeresztesi csapadék értékek alakulását az 57. ábra mutatja.



57. ábra

Mezőkeresztes évi csapadék értékeinek alakulása

Az ábrán megadtuk az

$$Y_{\text{trend}(t)} = M(t-1973) + C \quad [\text{mm/év}]$$

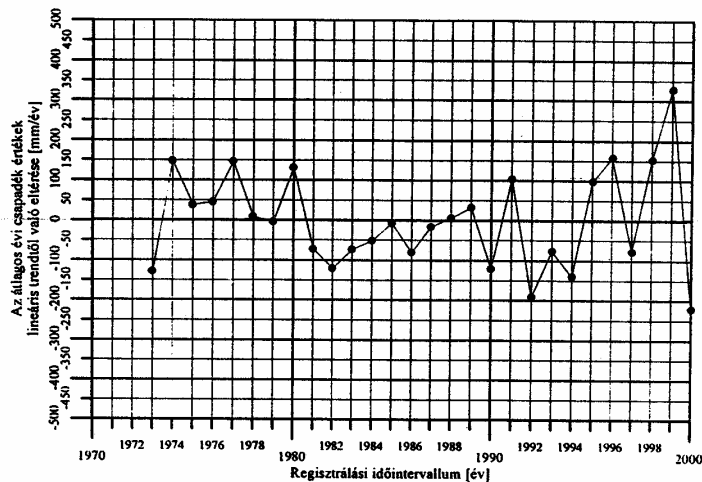
lineáris függvényt is, amelynél

t – az évek abszolút sorszáma

M – a trend meredeksége

C – a trend értéke 1973-ban

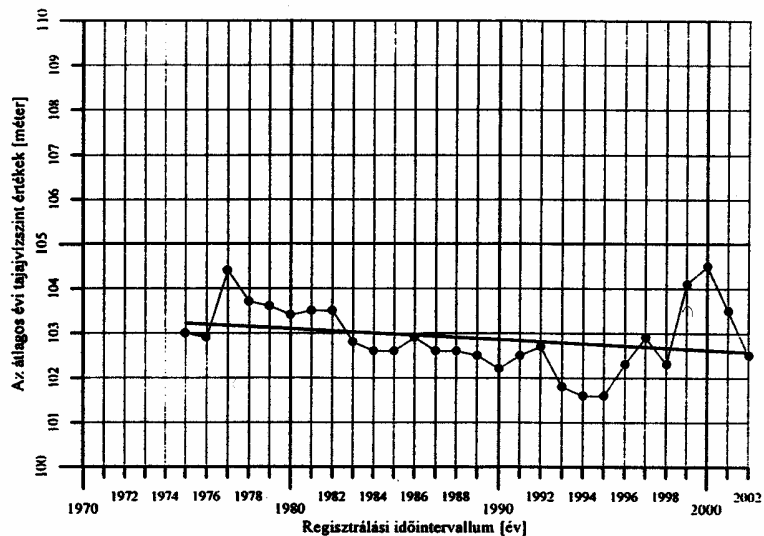
A trendtől való eltérések alakulása a 58. ábrán látható. Az ábráról megállapíthatók a csapadékosabb (pozitív tartományok) és szárazabb időszakok.



58. ábra

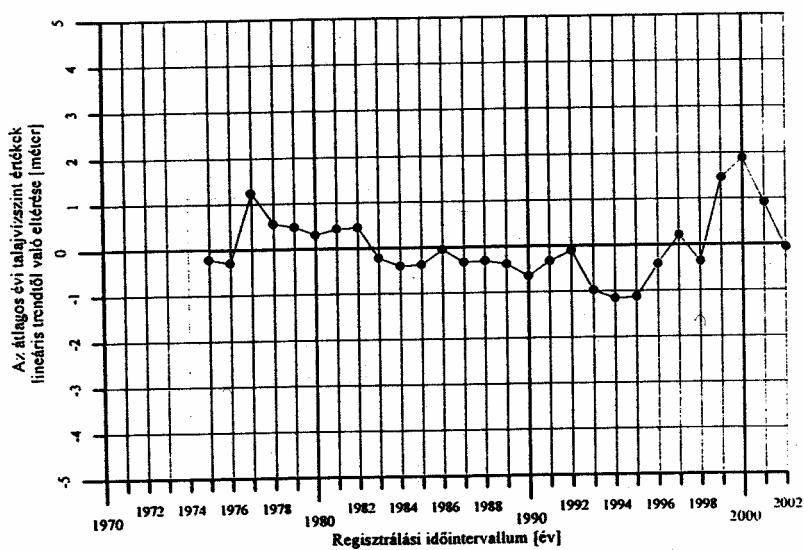
Az évi csapadék értékek lineáris trendtől való eltéréseinek alakulása Mezőkeresztesen

Az **évi átlagos talajvízszint** változás esetén az adatokat és a lineáris trendfüggvényt az 59. ábra mutatja. A trendtől való eltérések alakulását a 60. ábra szemlélteti.



59. ábra

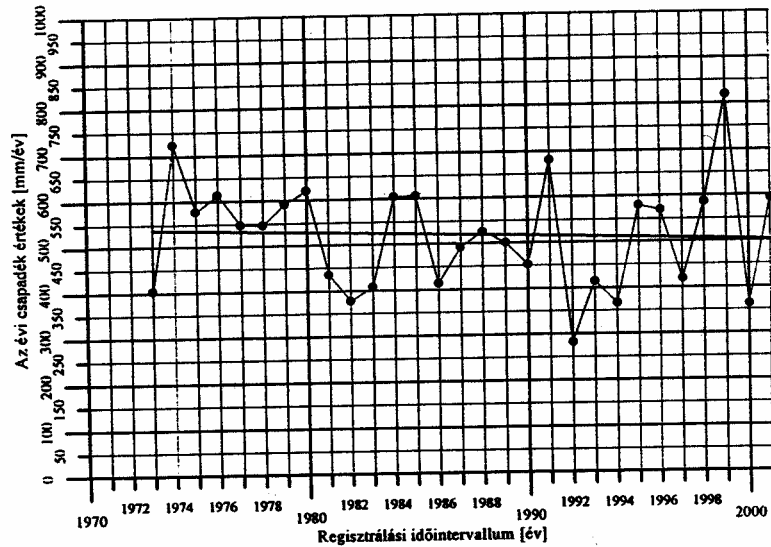
A talajvízszint évi átlagos tengerszint feletti magasságának alakulása Mezőkeresztesen



60. ábra

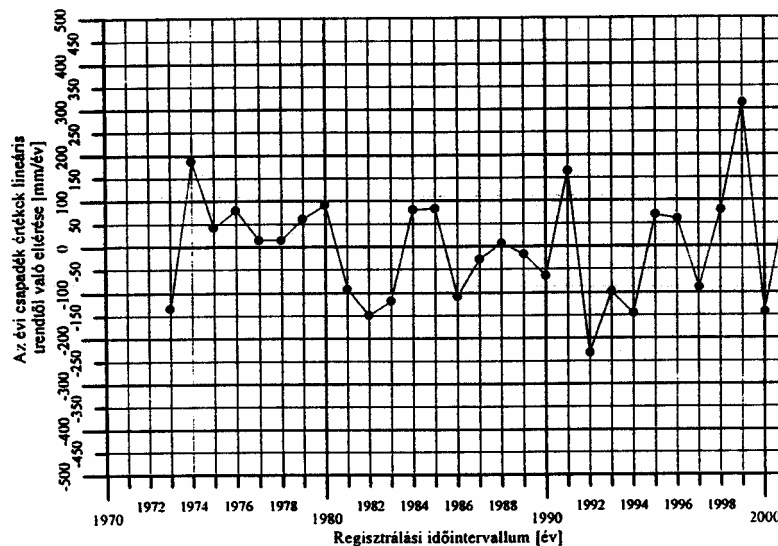
A talajvízszint évi átlagos tengerszint feletti magasságának eltérése a lineáris trendtől Mezőkeresztesen

A **Ludas-i évek csapadék** értékek alakulását a 61. ábra mutatja. A trendtől való eltérések alakulását a 62. ábra.



61. ábra

Ludas évi csapadék értékeinek alakulása

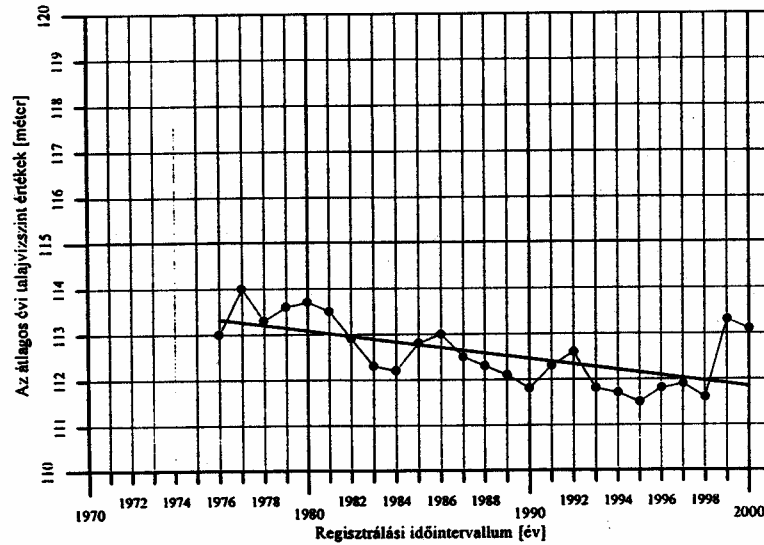


62. ábra

Az évi csapadék értékek lineáris trendtől való eltéréseinek alakulása Ludason

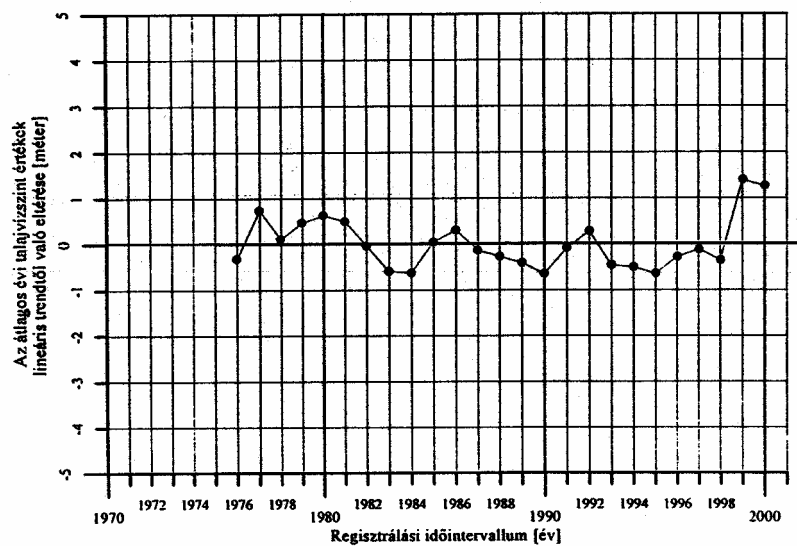
Az **évi átlagos talajvízszint** változását a 63. ábra, a trendtől való eltérések alakulását a 64. ábra.

A bemutatott ábrák alapján a vizsgált paraméterek periodikus változása feltételezhető, amelyet azonban a klasszikus statisztika szórás és trend vizsgálatával nem lehet kimutatni. Ezért spektrális elemzéseket végeztünk a főbb periodikus komponensek meghatározása céljából.



63. ábra

A talajvízszint évi átlagos tengerszint feletti magasságának alakulása Ludason



64. ábra

Az évi átlagos talajvízszint értékek lineáris trendtől való eltérésének alakulása Ludason

A **spektrális elemzéseket** a Diszkrét Fourier-Transzformáció (DFT) egy analitikus változatával végeztünk el. [24]

A diszkrét periódusidő értékek függvényében meghatároztuk az évi csapadékértékek $y(t-1973)$ függvényének a komplex amplitúdó sűrűség spektrumait $[Y(T)]$. A komplex $Y(T)$ spektrumot leíró négy valós spektrum (reális – képzetes – amplitúdó – fázis) közül a továbbiakban az amplitúdó spektrumokat mutatjuk be. Az

ábrázolásnál a logaritmusos – lineáris léptéket a spektrum maximumainak élesebb szemléltetése miatt választottuk.

A spektrumok számításánál a várható értéktől (\bar{Y}) való $\Delta y(t)$ eltéréseknek néztük meg a spektrumát:

$$\Delta y(t) = y(t) - \bar{Y}$$

A jelben elméletileg kereshető minimális periódusidőt (T_{\min}) a Nyquist frekvencia (f_N) határozza meg, az alábbiak szerint:

$$\Delta t = 1 \text{ év} \quad f_N = 0,5 \text{ év}^{-1} \quad T_{\min} = 2 \text{ év}$$

Mivel a mintavételi idő mind a négy jelnél 1 év volt, a paraméterek változásaiban egyaránt csak 2 évnél nagyobb periódusidejű ciklusok mutathatók ki az elemzéssel.

A maximális periódusidőt (T_{\max}) elméletileg a regisztrátum hossza (T_{reg}) határozza meg:

$$T_{\max} = T_{\text{reg}} \quad \text{intervallum véges mintavétel esetén}$$

$$T_{\max} = T_{\text{reg}} + \Delta t \quad \text{intervallum közepes mintavétel esetén}$$

Mivel a T_{reg} adatsoronként (5. és 6. táblázat) változott:

Mezőkeresztes, évi csapadék

$$T_{\max} = 27 \text{ év} - 28 \text{ év}$$

Mezőkeresztes, évi átlagos talajvízszint

$$T_{\max} = 27 \text{ év} - 28 \text{ év}$$

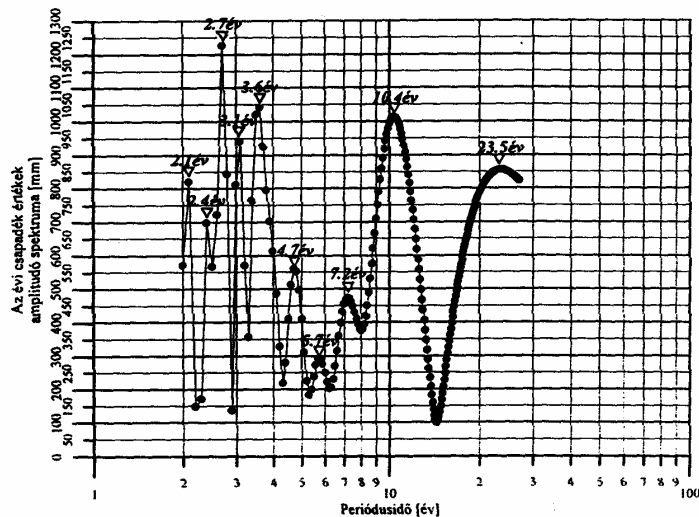
Ludas, évi csapadék

$$T_{\max} = 28 \text{ év} - 29 \text{ év}$$

Ludas, évi átlagos talajvízszint

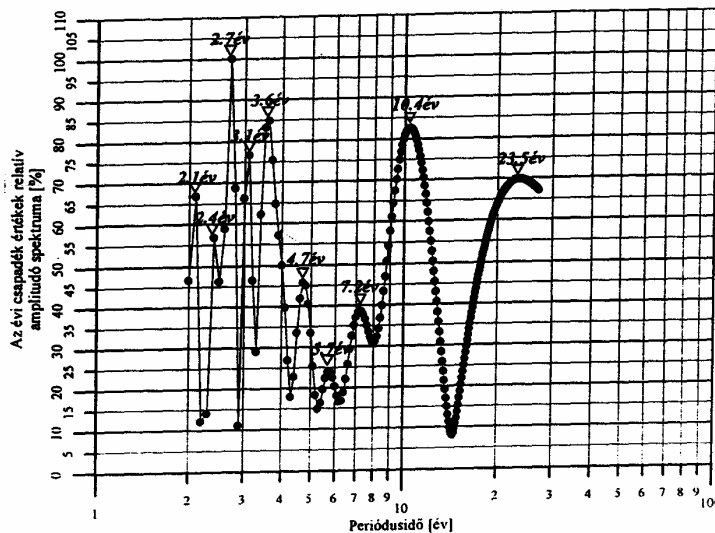
$$T_{\max} = 24 \text{ év} - 25 \text{ év}$$

A spektrumok meghatározása után az amplitúdó sűrűségek spektrumait mutatjuk be az 65; 66; 67. és 68. ábrában.



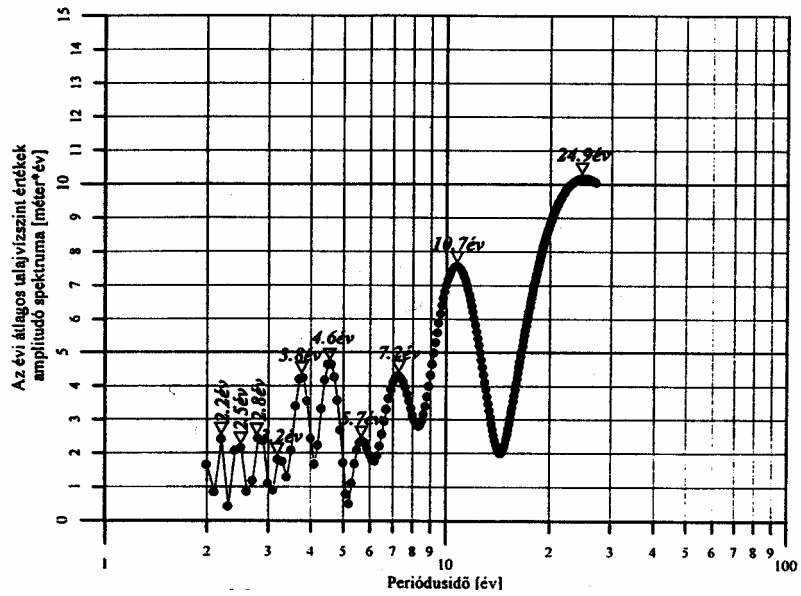
65. ábra

Az évi csapadék értékek amplitúdó spektruma Mezőkeresztesen
(mintavételi időköz = 1 év)



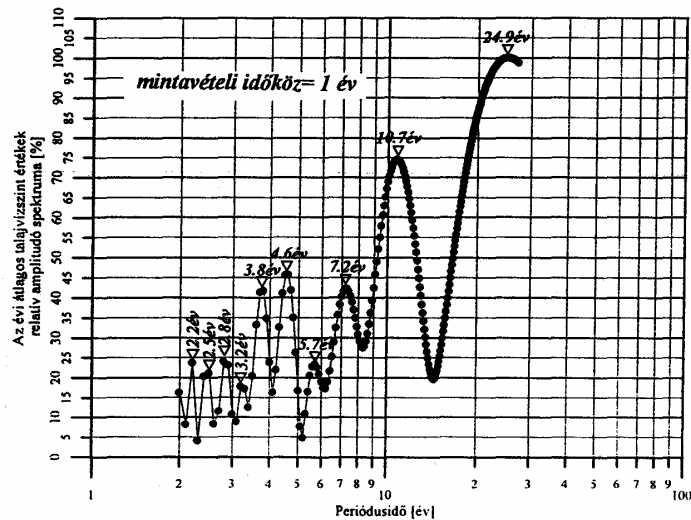
66. ábra

Az évi csapadék értékek relatív amplitúdó spektruma Mezőkeresztesen
(mintavételi időköz = 1 év)



67. ábra

Az évi átlagos talajvízszint értékek amplitúdó spektruma mezőkeresztesen
(mintavételi időköz = 1 év)

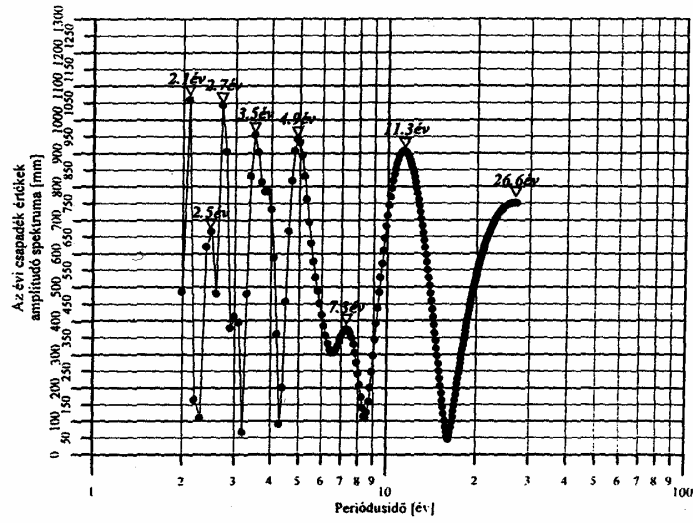


68. ábra

Az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitúdó spektruma Mezőkeresztesen
(mintavételi időköz = 1 év)

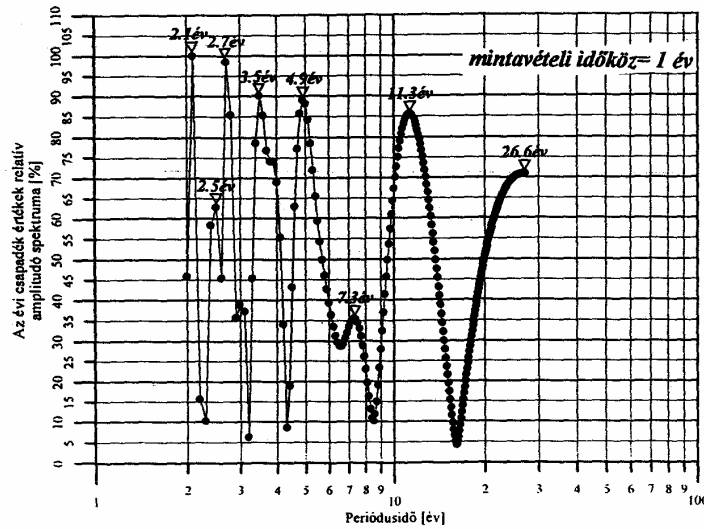
A relatív spektrumok számításánál a maximális spektrumértékekre normáltuk a spektrumokat. Ez esetben mindig 0 és 1 közötti, illetve 0 és 100% közötti számot kapunk. A relatív spektrumokat a 69; 70; 71. és 72.. ábrákon mutatjuk be.

Az előzőekben leírtak miatt az elemzésnél a 3 évesnél nagyobb periódusidők esetében vesszük stabilnak a megoldásokat.



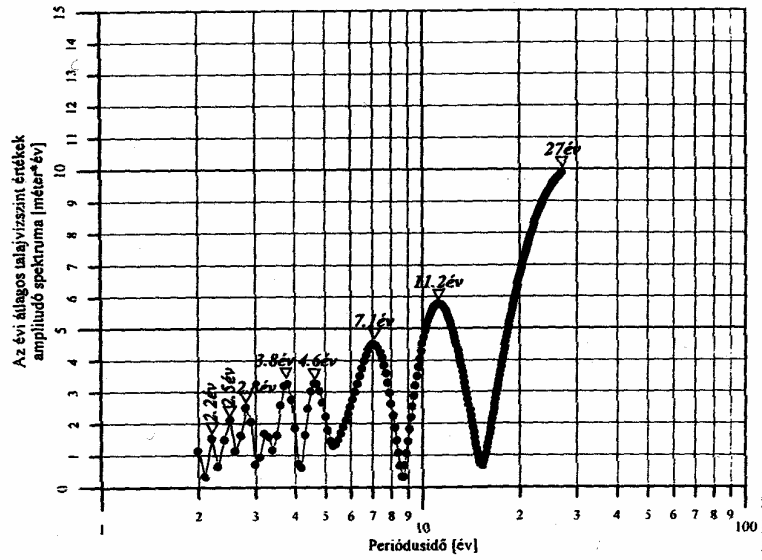
69. ábra

Az évi csapadék értékek amplitúdó spektruma Ludason
(mintavételi időköz = 1 év)



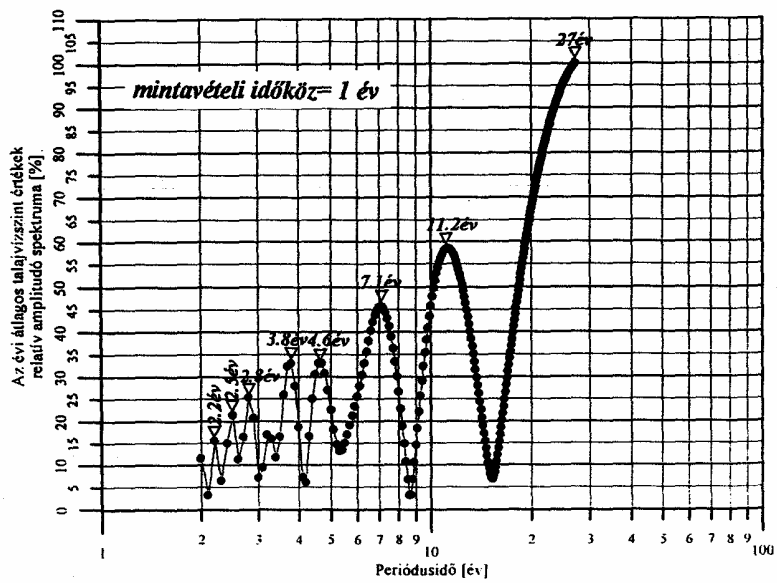
70. ábra

Az évi csapadék értékek relatív amplitúdó spektruma Ludason



71. ábra

Az évi átlagos talajvízszint értékek amplitúdó spektruma Ludason
(mintavételi időköz = 1 év)



72. ábra

Az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitúdó spektruma Ludason

Mezőkeresztes évi csapadékértékeinek változásaiban az amplitudó spektrum (65. ábra) és a relatív amplitudó spektrum (66. ábra) alapján.

3,1 éves éves, 3,6 éves, 4,7 éves, 5,7 éves, 7,2 éves, 10,4 éves és 23,5 éves ciklusok találhatók.

Mivel a 23,5 éves ciklus adódhat a regisztrátum ablak hosszából (27 év) is, ezért ezt a periódust nem vesszük figyelembe az összehasonlító elemzésnél.

Az amplitudó erősségek alapján megállapítható, hogy Mezőkeresztesen az évi csapadékértékek változásaiban 3 fő és 3 mellék ciklus mutatható ki.

A fő ciklusok:

1. 3,6 éves 1050 mm amplitudó sűrűséggel
2. 10,4 éves 1000 mm amplitudó sűrűséggel
3. 3,1 éves 950 mm amplitudó sűrűséggel

A mellék ciklusok:

1. 4,7 éves 550 mm amplitudó sűrűséggel
2. 7,2 éves 480 mm amplitudó sűrűséggel
3. 5,7 éves 300 mm amplitudó sűrűséggel

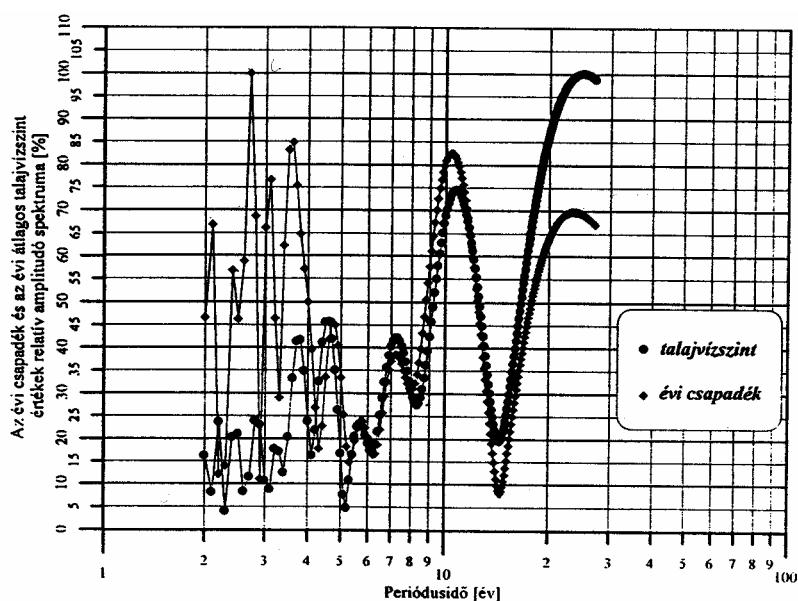
Mezőkeresztes évi átlagos talajvízszint változásaiban az amplitudó spektrum (67. ábra) és a relatív amplitudó spektrum (68. ábra) alapján.

3,2 éves, 3,8 éves, 4,6 éves, 5,7 éves, 7,2 éves, 10,7 éves és 24,9 éves ciklusok találhatók.

A 24,9 éves ciklustól ez esetben is eltekintünk.

Az évi csapadék és a talajvízszint relatív spektrumait együttesen mutatja a 73. ábra. Az előzőekben közölt adatokból és a 73. ábráról egyaránt látható, hogy

Mezőkeresztesen mind az évi csapadék, mind pedig az évi átlagos talajvízszint értékeinek változásában ugyanaz a 6 periódus (3,1 – 3,2 éves, 3,6- 3,8 éves, 4,6 – 4,7 éves, 5,7 éves, 7,2 éves és 10,4-10,7 éves) mutatható ki. Tehát a spektrális elemzés alapján **megállapítható a két vizsgált paraméter között igen erős korreláció**. Ez alapján feltételezhető, hogy a **talajvízszint változásának fő oka a csapadék mennyiségének a változásában keresendő**.



73. ábra

Az évi csapadék és az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitúdó spektruma Mezőkeresztesen (mintavételi időköz = 1 év)

Az amplitúdó erősségének alapján megállapítható, hogy Mezőkeresztesen az évi átlagos **talajvízszint értékek** változásaiban 1 darab fő és 5 mellékciklus mutatható ki.

A fő ciklus:

10,7 éves 7,6 méter* év amplitúdó sűrűséggel

A mellékciklusok:

1. 4,6 éves 4,7 méter* év amplitudó sűrűséggel
2. 7,2 éves 4,3 méter* év amplitudó sűrűséggel
3. 3,8 éves 4,2 méter* év amplitudó sűrűséggel
4. 5,7 éves 2,3 méter* év amplitudó sűrűséggel
5. 3,2 éves 1,8 méter* év amplitudó sűrűséggel

Látható tehát, hogy a hosszú periódus idejű fő ciklus (10,4 – 10,7 éves) mind az évi csapadék mind pedig az évi átlagos talajvízszint változásában megtalálható, azonban a 3,1 éves és a 3,6 éves évi csapadék változásban kimutatható fő periódusok súlya azonban az évi átlagos talajvízszint változásainál csökken, s ezek ennél a pereméternél csak mellékperiódusok. (3,1 éves és 3,6 éves) lesznek. Ennek oka a rövid idejű (éven belüli havi) csapadék ciklusok hatásának területi és időbeli szétoszlásában keresendő, az évi átlagos talajvízszint értékek tekintetében. Ez a szétoszló, súlycsökkenéssel járó hatás az évi csapadék és a talajvízszint viszonylatában a kisebb periódus időknél ($T < 4$ év) szemléletesen mutatkozik meg a 73. ábrán szereplő spektrumok lefutásában és egymáshoz való illeszkedésében.

Ludas évi csapadék értékeinek változásában az amplitudó spektrum (69. ábra) és a relatív amplitudó spektrum (70. ábra) alapján.

3,5 éves, 4,9 éves, 7,3 éves, 11,3 éves és 26,6 éves ciklusok láthatók.

A 26,6 éves ciklus értékelésétől most is eltekintünk.

Az amplitudó erősségek alapján megállapítható, hogy Ludason az évi csapadék értékek változásaiban három és egy mellékciklus mutatható ki.

A fő ciklus:

1. 3,5 éves 960 mm amplitudó sűrűséggel
2. 4,9 éves 950 mm amplitudó sűrűséggel
3. 11,3 éves 920 mm amplitudó sűrűséggel

A mellékciklusok:

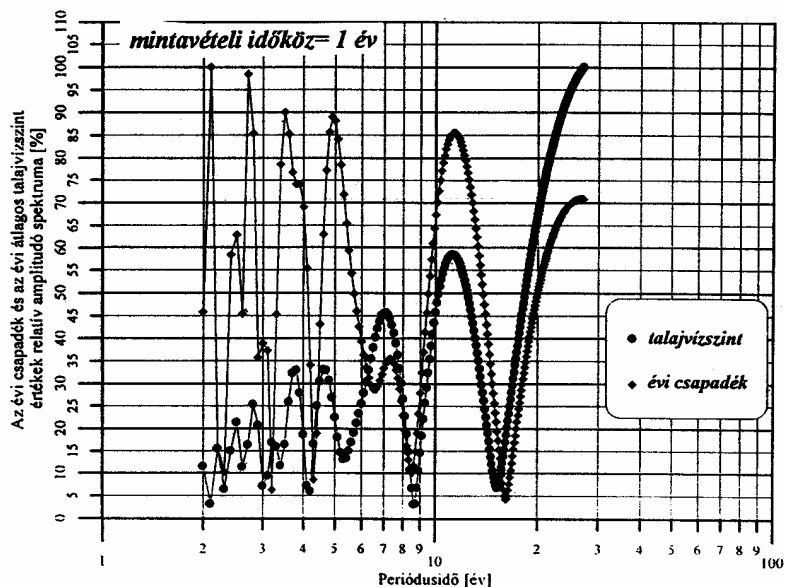
7,3 éves 370 mm amplitudó sűrűséggel

Ludas évi átlagos talajvízszint váltoásaiban az amplitudó spektruma (71. ábra) és a relatív amplitudó spektrum (72. ábra) alapján.

3,8 éves, 4,6 éves, 7,1 éves, 11,2 éves és 27 éves ciklusok találhatóak.

A 27 éves ciklus értékelésétől itt is eltekintünk.

Az évi csapadék és a talajvízszint relatív spektrumait együttesen mutatja a 74. ábra. Az előzőekben közölt adatokból és a 74. ábráról egyaránt megállapítható, hogy Ludason mind az évi csapadék, mind pedig az évi átlagos talajvízszint értékeinek változásában ugyanaz a négy periódus (3,5-3,8 éves, 4,6-4,9 éves, 7,1-7,3 éves és 11,2-11,3 éves) mutatható ki. A spektrális elemzés alapján is **megállapítható a két vizsgált paraméter közötti igen erős korreláció**. Ez alapján ezen a területen is feltételezhető, hogy a talajvízszint változásának a fő oka a csapadék mennyiségének a változásában keresendő.



74. ábra

Az évi csapadék és az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitudó spektruma Ludason

Az amplitudó erősségek alapján megállapítható, hogy Ludason az évi átlagos talajvízszint értékek változásaiban egy darab fő és három mellék ciklus mutatható ki.

A fő ciklus:

11,2 éves 5,8 méter* év amplitudó sűrűséggel

A mellékciklusok:

1. 7,1 éves 4,5 méter* év amplitudó sűrűséggel

2. 4,6 éves 3,3 méter* év amplitudó sűrűséggel

3. 3,8 éves 3,2 méter* év amplitudó sűrűséggel

Látható tehát, hogy a hosszú periódus idejű fő ciklus (11,2 és 1,3 éves) mind az évi csapadék, mind pedig az évi átlagos talajvízszint változásában megtalálható, azonban a 3,5 éves és a 4,9 éves évi csapadék változásában kimutatható fő periódusok relatív súlya az évi átlagos talajvízszint változásainál azonban csökken, s ezek ennél a paraméternél csak mellékperiódusok (3,8 éves és 4,6 éves) lesznek. Ennek az oka itt is döntően a rövid idejű (éven belüli havi) csapadék ciklusok hatásának területi és időbeli szétoszlásában keresendő, az évi átlagos talajvízszint értékek tekintetében. Ez a szétoszló, súlycsökkenéssel járó hatás az évi csapadék és a talajvízszint viszonylatában a kisebb periódus időknél ($T < 6$ év) szemléletesen mutatkozik meg a 74. ábrán szereplő spektrumok lefutásában és egymáshoz való illeszkedésében.

A két terület elemzését összevetve megállapítható, hogy mind az évi csapadék, mind pedig az évi átlagos talajvízszint tekintetében a **fő ciklus 11 év körüli**, Mezőkeresztesen 10,4-10,7 év, míg Ludason 11,2-11,3 év. Ez a két terület földrajzi közelsége miatt várható is, ha a két paraméter között ok-okozati összefüggés van.

A **hét év körüli periódus** – Mezőkeresztesen 7,2 év Ludason 7,1-7,3 év – szintén mindkét területen mindkét vizsgált paraméter esetén **mellékciklusként** van jelen.

Az **5,7 éves mellékciklus** csak a mezőkeresztesi adatsorokban mutatható kis, ezért ezt csak szűkebb területre érvényes **lokális mellékciklus**ként minősíthetjük.

A **4,6-4,9 év közötti periódus** – Mezőkeresztesen 4,6-4,7 év, míg Ludason 4,6-4,9 év – **Ludason az év csapadék változásában fő ciklus**ként, a **talajvízszint változásban** pedig **mellékciklus**ként míg **Mezőkeresztesen mindkét vizsgált paraméter esetében mellékciklus**ként jelentkezett.

A **3,1-3,8 év közötti periódus** Mezőkeresztesen két különváló 3,1-3,2 éves és 3,6-3,8 éves, míg Ludason egyetlen 3,5-3,8 éves periódusként, **mindkét területen az évi csapadék változásában fő ciklus**ként, a **talajvízszint változásában** pedig **mellékciklus**ként mutatható ki.

Az előző eredmények alapján joggal következtethetünk az évi csapadék és az átlagos évi talajvízszint változás közötti ok-okozati kapcsolatra.

A 11 év körüli fő ciklus esetében megvizsgáltuk mindkét területen az évi csapadék és az átlagos évi talajvízszint maximumai közötti időeltolódást. Ezen két mennyiség fázis spektrumaiból számítottuk az időeltolódás mértékét.

Mezőkeresztesen a $\Delta T_{\text{csapadék-talajvíz}}$ értéke 0,76 évnek, Ludason ($\Delta T_{\text{csapadék-talajvíz}}$ értéke 0,68 évnek adódott. Az adott két területen a spektrális elemzés alapján a **csapadék és a talajvízszint maximumok közötti eltérés értéke kerekén 0,7 évnek adódott.**

6. A vizsgálatok alapján meghatározható eredmények (összefoglalás)

1. A Bükkalja-i területen kövér és közepes agyagtalajoknál 50-60 mm/hó, illetőleg 500-550 mm/év csapadék érték alatt a felszíni talajban jelentkező talaj-zsugorodás átlagosan 8-10 mm felszínsüllyedést, a 60 mm/hó, illetőleg 600 mm/év-et meghaladó csapadék mellett a felszíni talaj duzzadása 6-8 mm felszín emelkedést okoz(hat). Ezeket a felszínmozgás értékeket a szintezési eredmények értékelésénél figyelembe kell venni. Ezekkel a mozgásokkal a bányászati tevékenység (rétegvízszint-süllyesztés) okozta felszínmozgások kiértékelésénél is számolni kell.
2. A bükkábrányi területen a felszínsüllyedés már 4-8 vízoszlop méter depresszió (0,4-0,8 bar) elérése után elindul. A felszíni mozgások megindulásának ($s > 0$) feltétele kisebb telepmélységnél 0,03-0,04 v.o.m/v.o.m hidraulikus gradiens, nagyobb telepmélységnél 0,08-0,10 v.o.m/v.o.m gradiens érték lehet. Az $s = 10$ mm süllyedés a vizsgált területen általában 0,05-0,10 v.o.m/v.o.m gradiens értékhez kötött, egyes mérések alapján csak 0,15-0,20 v.o.m/v.o.m gradiens érték eredményezett 10 mm-nél nagyobb ($s > 10$ mm) felszínsüllyedést.
3. A vízszintsüllyedés és a felszínsüllyedés közötti időbeli késleltetés a mélység (fedüösszlet vastagság) függvényében növekszik.
A vízszintsüllyesztés indítását követően 20-40 m mélységnél a felszínmozgás 1-2 év múlva indul ($s \geq 0$), 60-80 m mélységnél 3-4 év múlva. A 100 m fölötti fedüösszlet vastagságnál pedig 5-7 év múlva.
A már biztosan érzékelhető – a felszíni agyagos rétegek víztartalom változás hatására történő duzzadását meghaladó mértékben – a felszíni elmozdulás ($s > 10$ mm) 20-40 m összletvastagságnál 2-4 év múlva, 60-80 m esetében 4-6 év múlva, 100 m fölött pedig 8-12 év múlva jelentkezik.
4. A talajvízszintek változása a csapadék mennyiségétől függően a bányászati víztelenítéssel érintett (rétegvízszint-csökkenés esetén) (Ludas, Detk) és a nem érintett területeken (Mezőkövesd, Mezőkeresztes) azonos módon

változik. A **havi csapadék** mennyisége közvetlen talajvízszint emelkedést csak a kiugróan magas, 150-180 mm-t meghaladó értékek mellett okoz.

- a tartósan 40-60 mm/hó alatti csapadékot hozó hónapok során/után (különösen ha az évi csapadék is 400 mm/év alatt van) a talajvízszint számottevő mértékben, 2-3 m-rel is csökken,
- a 60-80 (100) mm/hó havi csapadék értékek mellett általában nem mutatható ki a talajvízszintet változtató hatás,
- a 80 (100)-120 mm/hó csapadék általában még nem okoz kimutatható hatást, esetenként csak minimális hatás valószínűsíthető,
- a 120-140 (150) mm/hó csapadék mellett általában már kimutatható talajvízszint növelő hatás jelentkezik, különösen akkor, ha az évi csapadék is meghaladja a 600 mm/év értéket,
- a 140 (150) mm/hó csapadék érték fölött már minden esetben rövid időn belül is (1 hónap) jelentős, 1-2 métert meghaladó talajvízszint emelkedés jelentkezik.

5. A havi csapadék értékek negyedéves átlagai, különösen pedig az évi csapadék átlag határozott periódikus időbeli változást mutat. A talajvízszint bizonyos „késéssel”:

- az évi beosztású diagramok alapján – általában egy évvel követi a csapadék mennyiség változását,
- a sokéves (560 mm/év) csapadék átlagot 100 mm/év-vel meghaladó 600-700 mm/év csapadék időszakában már érzékelhető, egyes években 1-1,5 m-es talajvízszint emelkedés jelentkezik,
- a sokéves átlagot 150-200 mm-rel meghaladó, 700 mm/év fölötti csapadék már kivétel nélkül jelentős, 2,5-3 m-es talajvízszint emelkedést eredményez,
- a sokéves átlagtól (560 mm/év) 150-200 mm-rel elmaradó – 400 mm/év alatti – csapadék értékek jól érzékelhető 1-2 m-es talajvízszint csökkenést okoznak. Ez a hatás több éven keresztül is érvényesülhet.

6. A csapadék változás hatása a rétegvízszint alakulására csak rendkívül magas 140-200 mm/hó csapadék érték mellett és csak korlátozott mélységben települt víztároló réteg estén jelentkezik. Ez a hatás csak 35-45 méteres

mélységig jelentkezik (Detk -1/0 réteg 30-40 m mélységben), nagyobb mélységnél a kiugróan magas csapadék érték (216 mm/hó) sem módosítja a rétegvízszintet (Ludas -1/0 réteg 45-65 m mélységben).

7. A bányászati vízemelés hatására megjelenő rétegvízszint csökkenés – a regressziós elemzés paramétereit szerint – nincs számottevő hatással a talajvízszintek alakulására. (Kivéve természetesen, ha a „talajvízszint-kutak” a bányászati víztelenítéssel érintett külszín közeli víztároló rétegre települnek.)

8. A Mezőkeresztes-i és Ludas-i csapadék és talajvízszint jellemzők spektrális elemzése alapján megállapítható, hogy mind a csapadék, mind pedig a talajvízszint alakulásában (időbeli változásában) határozott ciklikus jelleg mutatkozik.

E két jellemző között igen erős korrelációs kapcsolat létezik, ami alapján állítható, hogy a talajvízszint változásának (időbeli alakulásának) fő oka a csapadék mennyiségének a változások keresendő (van).

9. A csapadék és a talajvízszint változásában:

- a 3,1-3,8 év közötti periódus **mindkét területen az évi csapadék változásában fő ciklusként, a talajvízszint változásában mellékciklusként** mutatható ki,
- a 4,6-4,9 év közötti periódus Ludason az évi **csapadék változásában fő ciklusként, a talajvízszint változásában mellékciklusként**, Mezőkeresztesen mindkét vizsgált paraméter változásában **mellékciklusként** jelentkezett,
- a 7 év körüli periódus mindkét területen mindkét vizsgált paraméter esetében mellékciklusként van jelen,
- a **csapadék és a talajvízszint** változás esetén is **határozottan** (viszonylag pontosan) **jelentkezik egy 11 éves fő ciklus mindkét területén.**

Az eredmények alapján az **évi csapadék és az átlagos évi talajvízszint változás között** joggal következtethetünk **ok-okozati kapcsolatra.**

10. A spektrális elemzés eredményei alapján a **csapadék** és a **talajvízszint maximumok** közötti **időbeli eltérés** kerekén **0,7 évnek** adódott.
(Mezőkeresztesen 0,76, Ludason 0,68 év)

7. IRODALOM

1. Driscoll, R. (1983): The influence of vegetation on the swelling and shrinking of clay soils in Britain. Geotechnique. IVa.2.
2. Rétháti László (1977): Altalaj eredetű épületkárok. Akadémiai Kiadó Budapest
3. Szalin, M. E. (1980): Nabuhanie glin v uszloviah perekrütia ih szloem krupnooblomocsnüh gruntov. Osznovania, fundamenti i mechanika gruntov. No. 5.
4. O'Neil, M. W. – Povrmvayed, N. (1980): Methodology for foundations on expensive clays. Prox. ASCE No. GT-12.
5. Rétháti László (1995): Alapozás kedvezőtlen talajban. Akadémiai Kiadó Budapest
6. Barados, A. – Bozozuk, M. (1957): Seasonal movements is some Canadian clays. Proc. of the 4th Int. Conf. on SMFE, Vo. I. London
7. Szorocsan, E. A. (1974): Sztroitelsztvo szooruzsenij na nabuhajuscsih gruntah. Sztrojizdat, Moszkva
8. Burov, E. Sz. – Szorocsan, E. A. – Csuszeffkin, V. G. (1966): Isszledovanyije nabuhajuscsih – uszadvesnüh glin v rajone g. Keres. Osznavanyija, fundamenti i mehanika gruntov. No. 4.
9. Észak-Magyarország Atlasza. Magyarország tervezési-gazdasági környezetei II. Mezőgazdasági és Élelmezésügyi Minisztérium, Országos Földügyi és Térképészeti Hivatal Budapest 1974. X. tábla
10. Miskolci Egyetem Bányászati és Geotechnikai Tanszék: A Mátra- és Bükkalja-i csapadékviszonyok elemzése. Kutatási részjelentés a Mátrai Erőmű Rt. (Visonta) részére. Miskolc 2000. január

11. Miskolci Egyetem Bányászati és Geotechnikai Tanszék: Bükkábrányi bánya és környéke süllyedésmérés 2001.
12. Miskolci Egyetem Bányászati és Geotechnikai Tanszék: A vízszintsüllyedés és a felszínmozgások kapcsolatának meghatározása a Bükkábrányi Külfejtés víztelenítési határterületén. Kutatási jelentés a Mátrai Erőmű Rt. (Visonta) részére, Miskolc, 2002. július.
13. F. Kovács – J. Breuer – W. Kortmann: Surface Movements Caused by Precipitation in Clay Soils. A Publication of the University of Miskolc Series A Mining, Volume 65. pp. 63-72.
14. Kovács F. – Breuer J. – W. Kortmann – Turai E.: Csapadék és talajvízszint értékek spektrális elemzése. (Kézirat)
15. Schmieder A. et. al.: Vízveszély és vízgazdálkodás a bányászatban. Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1975.
16. Jambrik Rozália: Külfejtések víztelenítésének hatására jelentkező felszínmozgások meghatározása. Akadémiai doktori értekezés, Miskolc, 1993.
17. Kovács Ferenc – Janositz János – Breuer János: A rétegvízszint-csökkenés és felszínsüllyedés kapcsolatáról. Bányászati és Kohászati Lapok Bányászat 137. (2004.) évf. 2-3. szám 8-11. old.
18. Miskolci Egyetem Bányászati és Geotechnikai Tanszék: A csapadék, a talaj- és rétegvízszint kapcsolata a Mátra-Bükkalja-i külfejtési területen. Kutatási jelentés a Mátrai Erőmű Rt. (Visonta) részére, Miskolc, 2003.
19. Vadászi Marianna: Csapadék, párolgás és lefolyás adatok elemzése a Mátraalja-i külfejtési területen. Doktori értekezés, Miskolc, 2003.

20. J. Molnár – J. Breuer – W. Kortmann: Ground Water Table Influenced by the Amount of Precipitation in the Mezőkeresztes Region. Lucrarile Stiintifice ale Simpozionului International „UNIVERSITARIA ROPET 2003” Ecologie si protectia mediului. Editura UNIVERSITAS, Petrosani pp. 27-29.
21. F. Kovács – J. Breuer – W. Kortmann: The estimated duration of primary stage of surface subsidence near Detk. High Technologies: tendencies of development. Matters XIII. International Technical Science Seminar, 12-17. September 2003. Kharkov-Alusta 2003. pp. 117-123. ISBN 966-7810-50-X
22. F. Kovács – J. Breuer – W. Kortmann: The Estimated Duration of Primary Stage of Surface Subsidence near Detk. The 4th International Conference on Carpathian Euroregion Ecology CERECO' 2003. Proceedings April 28-30. 2003. Miskolc-Tapolca Hungary, pp. 107-112.
23. F. Kovács – J. Molnár – W. Kortmann: Water Table of Sand and Gravel Layers Influenced by the Amount of Precipitation in the Visonta Mine District. Lucrarile Stiintifice ale Simpozionului International „UNIVERSITARIA ROPET 2003” Ecologie si protectia mediului. Editura UNIVERSITAS, Petrosani pp. 30-33.
24. F. Kovács – J. Breuer – W. Kortmann: Estimation of Delay of Surface Subsidence Resulted by Decreasing Water Table. Mining and Geotechnology Environmental Management. Series A. Mining, Volume 65. (2003) pp. 11-20.
25. Turai Endre: A Fourier transzformáció egy numerikus módszere és alkalmazása GP-jelenség rendszerjellemező függvényel történő leírásnál. Magyar Geofizika XXIV. évf. 1. szám 11-19. old.

8. Ábrák, táblázatok jegyzéke

1. ábra Térfogatváltozás okozta függőleges mozgások idősora egy raktár É-i és D-i csapján mérve
2. ábra A bükkábrányi mérési körök szintezési pontjain az 1991 évi felszínemelkedések
1. táblázat Csapadék és felszíni elmozdulás adatok a Bükkalja-i területen
3. ábra A Mátra-Bükkalja átlagos csapadék értékeinek alakulása. (Közelítő folyamatos görbe)
4. ábra A felszínmozgás jellemzői a havi átlagos csapadék értékek függvényében
5. ábra A felszínmozgás jellemzői a havi csapadék értékek függvényében
6. ábra A felszínmozgás jellemzői az évi átlagos csapadék értékek függvényében
7. ábra A felszínmozgás jellemzői az évi csapadék értékek függvényében
8. ábra A vízszintmegfigyelő kútcsoportok és a felszíni mérési (szintezési) pontok a bükkábrányi területen
2. táblázat A szintezési pontok térképi száma és azonosítási száma (jele) területenként
3. táblázat Az „összetartozó” kútcsoport – felszíni mérési pontok a bükkábrányi területen
4. táblázat A süllyedési jellemzők összefoglalása

9. ábra A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
10. ábra A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
11. ábra A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
12. ábra A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
13. ábra A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
14. ábra A rétegvízszint-csökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata Bükkábrányban
15. ábra A hidraulikus gradiens ($\text{grad}_{s=0}$) és a telepmélység kapcsolata
16. ábra A hidraulikus gradiens ($\text{grad}_{s=10}$) és a telepmélység kapcsolata
17. ábra Az átlagos vízszintsüllyedés és a külszíni mozgások jellemzői a Visonta 1-3. mérési szakaszon
18. ábra Az átlagos vízszintsüllyedés és a külszíni mozgások jellemzői a Visonta 4-5. mérési szakaszon
19. ábra A késletetési idő ($\Delta t_{s=0}$) alakulása a telepmélység függvényében
20. ábra A késletetési idő ($\Delta t_{s=10}$) alakulása a telepmélység függvényében
21. ábra Az 1980. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkövesden

22. ábra Az 1985. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkövesden
23. ábra Az 1999. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkövesden
24. ábra Az 2000. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkövesden
25. ábra A havi átlagos csapadék és a talajvízszint értékek éven belüli alakulása Mezőkövesden (az 1975-2001 közötti 27 év átlaga)
26. ábra Az éves csapadék és talajvízszint értékek alakulása a Mezőkövesd-i 001841-es kútban az 1973-2002 közötti időszakban
27. ábra Az éves csapadék és talajvízszint értékek alakulása a Mezőkövesd-i 001812-es kútban az 1973-2002 közötti időszakban
28. ábra Az 1975. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen
29. ábra Az 1980. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen
30. ábra Az 1999. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen
31. ábra Az 2000. évi csapadék és talajvízszint alakulása Mezőkeresztesen
32. ábra A havi átlagos csapadék és a talajvízszint értékek éven belüli alakulása Mezőkeresztesen (1975-2001 közötti 27 év átlaga)
33. ábra Az éves csapadék és a talajvízszint alakulása a Mezőkeresztes-i 001814-es kútban az 1973-2002 években)
34. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1997 évben Ludason (1827-es kút)
35. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1996 évben Ludason (1827-es kút)

36. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1991 évben Ludason (1827-es kút)
37. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1999 évben Ludason (1827-es kút)
38. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1986 évben Ludason (1827-es kút)
39. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 2000 évben Ludason (1827-es kút)
40. ábra A havi átlagos csapadék és a talajvízszint alakulása az 1976-2000 évek adatai alapján (25 év)
41. ábra Az évi csapadék értékek és a talajvízszint alakulása Ludason (1827-es kút)
42. ábra A csapadék és a rétegvízszintek időbeli alakulása Ludason (Lu-25 rétegvízszint megfigyelő kút)
43. ábra A csapadék, a talajvízszint és a -1/0 réteg vízszintjének időbeli alakulása
44. ábra A talajvízszint és a -1/0 réteg vízszintjének kapcsolata („összefüggése”) Ludason
45. ábra A talajvízszint és a -0/0 réteg vízszintjének kapcsolata („összefüggése”) Ludason
46. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1995 évben Detken (Árpád u. 61., 67., 74.)

47. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1999 évben Detken (Árpád u. 61. és 67.)
48. ábra A havi csapadék és a talajvízszint alakulása 1996 évben Detken (Árpád u. 61., 67., 74.)
49. ábra Az évi csapadék és az évi átlagos talajvízszint alakulása Detken (Árpád u. 61. kút)
50. ábra Az évi csapadék és az évi átlagos talajvízszint alakulása Detken (Árpád u. 67. kút)
51. ábra A csapadék, a talaj- és rétegvízszint értékek alakulása (Árpád u. 61. kút, ill. -1/0 réteg)
52. ábra Az F-372 megfigyelő kút geológiai rétegsora (Detk)
53. ábra A csapadék, a talaj- és rétegvízszint értékek alakulása (Árpád u. 61. kút, ill. 0/0 réteg)
54. ábra A csapadék és a talaj- és rétegvízszint értékek alakulása (Árpád u. 61., kút, ill. I/0 réteg)
55. ábra A -1/0 réteg vízszintjének kapcsolata a talajvízszint értékekkel (Detk Árpád u. 61. és 67. kút)
56. ábra A 0/0 réteg vízszintjének kapcsolata a talajvízszint értékekkel (Detk Árpád u. 61. és 67. kút)
5. táblázat Csapadék és talajvízszint értékek Mezőkeresztes területén
6. táblázat Csapadék és talajvízszint értékek Ludason
57. ábra Mezőkeresztes évi csapadék értékeinek alakulása

58. ábra Az évi csapadék értékek lineáris trendtől való eltéréseinek alakulása Mezőkeresztesen
59. ábra A talajvízszint évi átlagos tengerszintfeletti magasságának alakulása Mezőkeresztesen
60. ábra A talajvízszint évi átlagos tengerszint feletti magasságának eltérése a lineáris trendtől Mezőkeresztesen
61. ábra Ludas évi csapadék értékeinek alakulása
62. ábra Az évi csapadék értékek lineáris trendtől való eltéréseinek alakulása Ludason
63. ábra A talajvízszint évi átlagos tengerszint feletti magasságának alakulása Ludason
64. ábra Az évi átlagos talajvízszint értékek lineáris trendtől való eltéréseinek alakulása Ludason
65. ábra Az évi csapadék értékek amplitudó spektruma Mezőkeresztesen
66. ábra Az évi csapadék értékek relatív amplitudó spektruma Mezőkeresztesen
67. ábra Az évi átlagos talajvízszint értékek amplitudó spektruma Mezőkeresztesen
68. ábra Az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitudó spektruma Mezőkeresztesen
69. ábra Az évi csapadék értékek amplitudó spektruma Ludason
70. ábra Az évi csapadék értékek relatív amplitudó spektruma Ludason

71. ábra Az évi átlagos talajvízszint értékek amplitudó spektruma Ludason
72. ábra Az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitudó spektruma Ludason
73. ábra Az évi csapadék és az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitudó spektruma Mezőkeresztesen
74. ábra Az évi átlagos csapadék és az évi átlagos talajvízszint értékek relatív amplitudó spektruma Ludason

Tartalomjegyzék

	Oldal
1. Előzmények, célkitűzések	1
2. Csapadék okozta felszínmozgások agyagos talajoknál a Bükkábrányi területen	2
2.1. A térfogatváltozó alapozási talajok kedvezőtlen adottságai és a jelentkező mozgások mértéke	3
2.2. Talajviszonyok a vizsgált területen	7
2.3. Csapadék és felszínmozgás értékek	7
2.4. Az elemzés alapján rögzíthető eredmények	13
3. A rétegvízszintcsökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolatáról	14
3.1. A kérdés jelentkezése	14
3.2. Általános alapvetés	14
3.3. Korábbi eredmények	17
3.4. A vízszint- és felszínsüllyedési adatok kiértékelése	18
3.5. A vizsgálat eredményei	26
3.5.1. A rétegvízszintcsökkenés és a felszínsüllyedés kapcsolata	26
3.5.2. A hidraulikus gradiens és a felszínsüllyedés kapcsolata	30
3.5.3. A vízszintsüllyedés és a felszínmozgások jelentkezése közötti késleltetési idő meghatározása	33
4. A csapadék, a talaj- és a rétegvízszint kapcsolata a Mátra-Bükkaljai területen	39
4.1. A csapadék és a talajvízszint alakulásának kapcsolata Mezőkövesden	39
4.2. A csapadék és a talajvízszint alakulásának kapcsolata Mezőkeresztesen	46
4.3. Csapadék – talajvízszint – rétegvízszint változása Ludason	50
4.4. Csapadék – talajvízszint – rétegvízszint változás Detken	59
5. A csapadék és talajvízszint értékek spektrális elemzése	67
6. A vizsgálatok alapján meghatározható eredmények (összefoglalás)	85
7. Irodalom	89
8. Ábrák, táblázatok jegyzéke	92