

## A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatával kapcsolatos geomorfológiai vizsgálatok tapasztalatai<sup>1</sup>

### Bevezetés

A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonságával kapcsolatos geomorfológiai vizsgálatok, térképezések elvégzését a domborzatfejlődés időbeni menete, a térség domborzatának mai képe, maga a felszínforma-együttes, valamint a belső és a külső erők tér- és időbeni változásainak, együttes hatásainak eredménye indokolja. A fenti vizsgálatokkal rekonstruálhatók a korábbi folyamatok, az őket létrehozó okok és ezek tendenciáinak ismeretében a prognózisok is felvázolhatók. Különösen a tektonikus mozgások és felszíni, felszínközeli megnyilvánulásai formaképződésben megmutatkozó eredményei lehetnek fontosak a földrengésbiztonság megítélése szempontjából.

A geomorfológiai szakirodalom alapján különösen két témakörben indokolt a körültekintő elemzés és értékelés: egyrészt a tágabb értelemben vett tömegmozgások, különösen a földcsuszamlások és a tektonikai folyamatok hatására, továbbá egyéb okok következtében megjelenő kőzetrések eredetének feltárása. Másrészt szintén fontos feladat a mindenkori víz- és völgyhálózat fejlődésének, az erózióbázisoknak, továbbá a meder-irányváltozások okainak felderítése. Következésképpen e tanulmány főként a vizsgálati terület geomorfológiai adottságai és domborzati sajátosságai közül azokkal foglalkozik, amelyek a szerkezeti tényezők szerepének megítélése szempontjából fontosak lehetnek (1. ábra). Az atomerőmű környezetére vonatkozó geomorfológiai vizsgálatok szempontjából ide tartoznak az *atektonikus kőzetrések*, a *víz-*, ill. a *völgyhálózat irányítottsága*, az *erózióbázisok* és a *meder-irányváltások*. Elsőként az atektonikus kőzetréseket vesszük szemügyre.

### Atektónikus kőzetrések

A dunai magaspartok felső-pannóniai és negyedidőszaki üledékeiben gyakoriak az *atektonikus mozgások* és jelenségek. Az itt kétségtelenül előforduló tektonikus kőzetréseken kívül kőzetfizikai, ill. mérnökgeomorfológiai okokra visszavezethető, csuszamlásos eredetű litoklázisok is előfordulnak. A litoklázisok genetikájához és korához fontos minősítési szempont lehet a belőlük helyenként leírt, ill. általunk is megfigyelt  $\text{CaCO}_3$  kitöltés, limonitos bevonat, ill. molluszka-héjtöredékek előfordulása.

A kőzetrések atektonikus eredetét több példa igazolja, s közülük talán a legmeggyőzőbb az *alsószentiváni löszfeltárás*. Itt a község belterületén egy löszhát Ny-i orrán lévő, kb. 100–120 m széles löszfal mindkét végénél párhuzamos litoklázisok sűrű rendszere látható. A törérendszer mindkét helyen a lejtők irányába, tehát *egymáshoz képest ellentétesen dől*, míg a feltárás közepén, a hát gerincvonalaiban nincsenek litoklázisok. A törések a völgyközi hát lejtőjének talajmechanikai szempontból leggyengébb állékonyágú részén láthatók, ott, ahol a függőleges terhelésből adódó aktív feszültség legjobban meghaladja a löszhát lábát „támasztó” tömeg passzív nyomását. A K-i töréscsomó még ívesen is követi a lejtő hajlását (1. kép).

A völgyközi hát uralkodó csapásiránya 140–320°, ill. 165–345° közötti, és pontosan követi a völgyközi hát felszínének, ill. a szegélyező völgy oldalának az irányát. A fentiekből a kőzetrések atektonikus eredete következik – a korábban kialakult völgyek irányába lezajlott csuszamlásos-rogyásos folyamattal kapcsolatban. Erre utal az is,

<sup>1</sup> Forrásmű: MAROSI S., SCHWEITZER F. 1997. Geomorfológiai vizsgálatok Paks környékén. In: MAROSI S., MESKÓ A. szerk.: A Paksi Atomerőmű földrengésbiztonsága. Témavezető: SCHWEITZER F., Akadémiai Kiadó, Budapest, 153–175.





1. kép. A tektonikus – csuszamlásos – eredetű litoklázisok az alsószentiváni löszfeltárás Ny-i peremén. A kép alján látható, litoklázisokkal áttört fosszilis talajhorizontok (BD-talajkomplexum) a legújabb vizsgálatok alapján az utolsó interglaciálist képviselik (Fotó: SCHWEITZER F.)

hogy a völgyközi hát középső, D-i oldalán, a kápolna alatti löszfalban az említett irányú kőzetrések már nem láthatók, mivel a hát kiszélesedése és a meredek szegélylejtők hiánya miatt itt már nincsenek meg azok a talajmechanikai feltételek (instabilitás stb.), amelyek a litoklázisokat és az elmozdulásokat okozhatták volna.

A lejtőperemeken az üledékösszleten belüli deformációk kialakulásában tehát szerepet játszott az elsődleges domborzat, a deformálódott rétegek magas víztartalom miatti képlékeny állapota, aminek következtében ezek a rétegek – nem tudva elviselni a felettük lévő kőzet súlyából adódó terhelés hatását – a szegélyező völgyek felé, oldalirányban kimozdultak, megcsúsztak. Tehát ilyen folyamat hatására nem csupán rétegdeformáció lép fel,

hanem a felül lévő összletben az egyenlőtlen alátámasztás miatt törések és hasadékok jönnek létre, továbbá blokkokra töredezés megy végbe, s mindezt a rákövetkező üledékek kitöltik, lefedik és konzerválják.

Az alsószentiváni löszfeltárás tehát arra ad biztos példát, hogy a fővölgyekkel párhuzamos litoklázis-rendszer létezése nemcsak annak lehet a következménye, hogy a völgyek helyzetét azok a törések szabják meg, amelyekkel kapcsolatban a kőzetrések kialakultak, hanem hogy fordított eset is lehetséges, amikor a litoklázisok a völgyek bevágódása nyomán létrejövő csuszamlások eredményeképpen keletkeznek, s így nem adnak információt a szerkezet alakulására vonatkozóan. Erre a megállapításra támaszkodva vizsgáljuk meg a mezőföldi völgyhálózat irányítottságának a kérdését.

## A mezőföldi völgyhálózat irányítottsága

A Mezőföld völgyei egészében véve egy sugaras rendszerbe illeszkednek. Míg a Dunántúl Ny-i részén, Zalában az É–D-i, Somogyban már egyre inkább ÉÉNy–DDK-i, a Mezőföldön ÉNy–DK-i, majd a Duna–Tisza közének É-i részén NyÉNy–KDK-i irányú a jellemző völgyhálózat (amit több helyen keresztesz, ill. színez a Dunántúli-középhegységgel nagyjából párhuzamos, fő szerkezeti csapásirány). Sajátos adottság a közelítőleg hasonló uralkodó szélirány, amely ugyanilyen irányú deflációs formakincset hozott létre. Mindez már önmagában véve is megnehezíti a geomorfológiai jellegek megnyilvánulásaiban tükröződő szerkezeti adottságok szerepének, súlyának valós megítélését.

A szakirodalomban általában (pl. EGYED L. 1957; GÁBRIS Gy. 1986), de a környező területre vonatkozóan különösen (ÁDÁM L. *et al.* 1959; HORVÁTH F. *et al.* 1990) elterjedt az a nézet, hogy a vízhalózat és a szerkezeti (tektonikai) jellegzetességek összefüggenek. Ez gyakran igaz, de önmagában nem elegendő érv.

A völgyek irányítottsága tehát még párhuzamos közetrések esetén sem feltétlenül tektonikus eredetű, és az újpleisztocén üledékekbe vágódott mezőföldi völgyrendszer törésekkel való kapcsolata – a határozott irányítottság ellenére – nem tekinthető bizonyítottnak. Azonban még ha a vízfolyások nem is követnek tektonikus töréseket, irányítottságukban a szerkezeti mozgásoknak annyi szerepe azért lehet, hogy az Alföld süllyedő térszíne, ill. az Alföld-peremi kisebb süllyedékek mint mélyülő erózióbázisok vonzották magukhoz a dunántúli (mezőföldi) vizeket.

## Alföld-peremi erózióbázisok és a Duna helyváltoztatásai

A tárgyalt vidék a középső-pleisztocén végéig (80 000–100 000 évvel ezelőttig) szervesen kapcsolódott a Paks–Dunaszentgyörgy–Tengelic környéki löszterülethez. Ekkor alakult ki a Mezőföldről az Alföld felé ÉNy-ról DK-re lefutó völgyek rendszere. A löszképződés

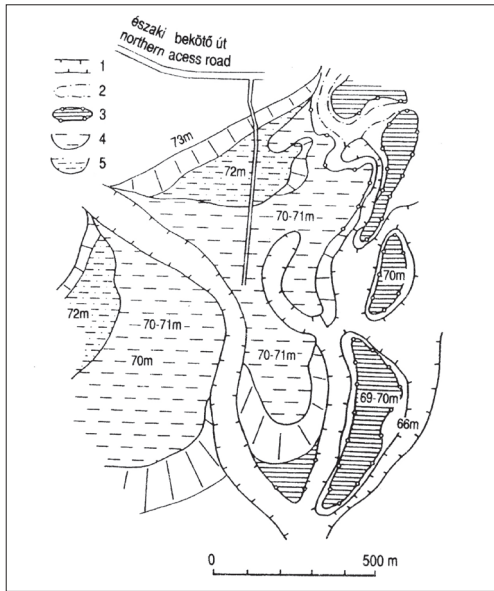
előtti felső-pannóniai üledékek szárazulattá vált felszínébe vágódott és az erózióbázishoz – az ún. *levantei tóhoz* – lefutó eróziós völgyeknek, torrenseknek a harántmetszeteit rekonstruálhatjuk a dunaföldvári Öreghegy, a dunakömlödi Sánc-hegy előterében mélyített vagy az erőmű alatti fúrások alapján, amelyek részben áthalmozott, részben CaCO<sub>3</sub> horizonttal jellemezhető vörösgyag talajszorozatokkal vannak kitöltve (2., 3. ábra).

A fúrásokkal megkutatott eróziós völgyek 50–70 m szélesek és 3–10 m mélyek (2. ábra). Ilyen néhány fokos lejtőjű mélyedések, völgyek számos helyen előfordulnak, s néhány esetben, mint pl. Dunaföldvár, Dunaújváros vagy Dunakömlőd térségében fúrásokkal igazolható volt, hogy a Duna–Tisza közti hátság területén folytatódnak, s a K felé gyengén lejtő pannóniai felszínen is követhetők.

PÁVAI VAJNA F. (1941, 1951) – aki a túlzott tektonikai szemlélet híve volt – ezeket a K felé gyengén lejtő völgyeket szinklinális-ként értelmezte. Dunaföldvárról például két szinklinalist és egy szűk redőt írt le, s szerinte maga Dunaföldvár is egy ilyen szinklinálisban helyezkedik el.

A földtani-geomorfológiai vizsgálatok szerint a Duna a tárgyalt területen a felsőpleisztocén elején jelent meg, mivel ennél idősebb dunai származású anyagot eddig nem sikerült kimutatni (MAROSI S. 1953; PÉCSI M. 1959; ERDÉLYI M. 1960; RÓNAI A. 1964). E vidék elkülönülését a löszterülettől az a süllyedési folyamat – a *Kalocsai-medence* (4., 5. ábra) kialakulása – okozta, amely az utolsó interglaciálisban erősödött fel, s amely nemcsak a mezőföldi hordalékkúp-sorozat peremeit süllyesztette a mélybe, hanem a Duna Ny-i ágait is magához vonzotta, amit a kavicsos-homokos üledékösszlet igazol.

A Kalocsai-medence felső-pleisztocén korú szerkezeti aktivitása a rétegtani-üledékföldtani adatok alapján régóta ismeretes. A Duna ezt a mélyedést hamarosan feltöltötte, majd a terület Ny-i részén Dunakömlőd, Paks és Tengelic között a felső-pannon térszínbe mélyen bevágódva, oldalazó erózióval a vörösgyagos, idős löszösszletből álló lejtőt elrombolva széles völgyeket alakított ki magának.



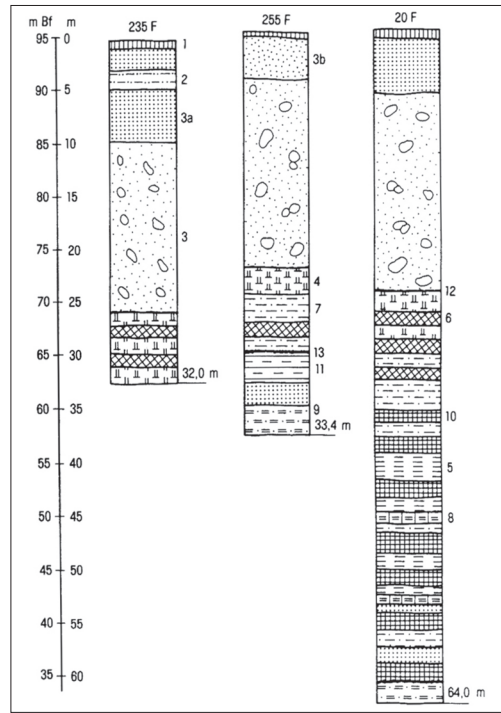
2. ábra. Szárazulattá vált felső-pannóniai felszínbe vágódott eróziós völgyek vörösgyagyas kitöltései (szerk.: SCHWEITZER F. 1971). – 1 = eróziós völgy; 2 = feltételezett eróziós völgy; 3 = (domborzati) sziget (69–70 m a tszf.); 4 = erodált felszínek (70–71 m a tszf.); 5 = erodált felszínek (72–73 m a tszf.)

A süllyedő mozgás 2–3 ritmusban játszódott le, amit a katlan 30–60 m vastag folyóvízi összletében 23 több szintben kimutatható 6–10 m vastag kavics-horizontok igazolnak (4. ábra).

A mozgásfázis első szakaszában (utolsó interglaciális) a terület kb. 20–25 m-t süllyedt, míg a felső-pleisztocén közepén –  $^{14}\text{C}$  40 000–50 000 évvel ezelőtt – (Paks és Tengelic között) mintegy 20–25 m-t, de egyes részeken ezt az értéket meg is haladhatta (5. ábra, 6a. ábra).

A Duna a korábbi üledékeire ekkor újabb 15–20 m-es vastagságú hordalékanyagot rakott le. A középső würm végén, kb. 32 000–26 000 évvel ezelőtt alakult ki a II/a. sz. teraszfelszín, amit az tanúsít, hogy ártéri üledékein a 26 000–13 000 év közötti időszakból származó fagyjelenségek észlelhetők, s felettük nagy vastagságú fosszilis dűnehomok települ (2. kép).

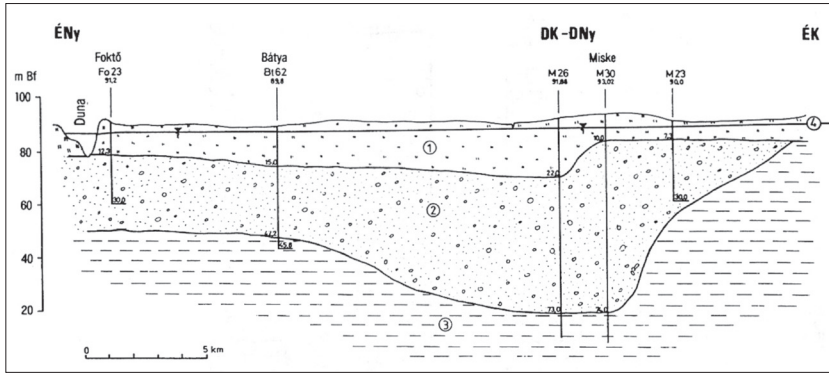
Az erómű területének és közvetlen környékének geomorfológiai adottságai és földtani



3. ábra. Pakstól D-re az idősebb pleisztocén és pliocén üledékeket harántolt fúrások rétegszelvényei (SCHEUER, Gy., SCHWEITZER, F. 1989 alapján). – 1 = talaj; 2 = folyóvízi iszap; 3 = dunai homokos kavics; 3a = folyóvízi homok; 3b = futóhomok; 4 = konkréciós lösz; 5 = iszap; 6 = fosszilis talaj; 7 = iszapos homok; 8 = mocsári agyag; 9 = homokos iszap; 10 = vörösgyag; 11 = felső-pannóniai iszapos agyag; 12 = dunai folyóvízi üledékek elterjedési határa; 13 = pleisztocén–felső-pannóniai határ

viszonyai végül is azt látszanak valószínűsíteni, hogy ezen az É-ábbi területen a felső-pleisztocén befejező szakaszától kezdve nem mutathatók ki lényeges szerkezeti változások. Erre az eredeti, építés előtti állapotból is következtetni lehet. Az 1967–1968. évi feltárások 3–7 m vastagságú szélfújta homokról tanúskodtak. Ezt az összletet 2–3 fosszilis talaj tagolta. Közülük a legelső volt a legkifejlettebb, és ez azonosítható volt az eróműtől Ny-ra lévő homokbányánál feltárt alsó fosszilis talajjal (3. kép).

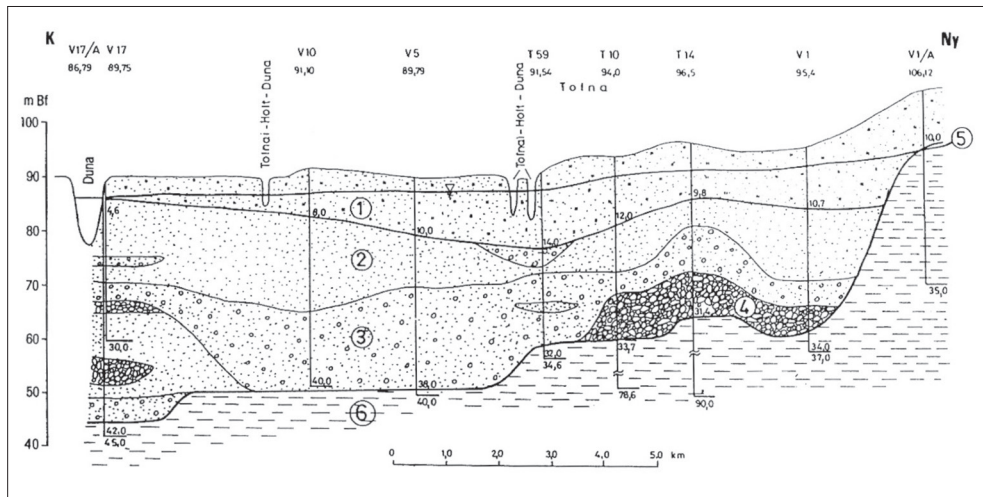
Ezek az adatok azt támasztják alá, hogy a Duna a felső-pleisztocén befejező szakaszában a területet már elhagyta, fő- és mellék-



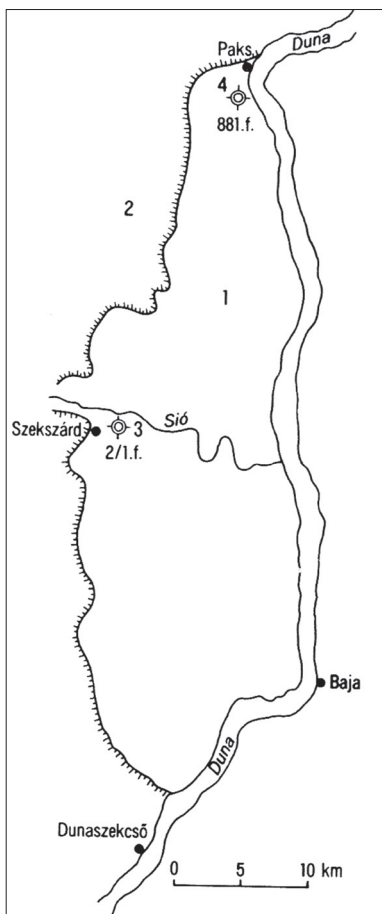
4. ábra. A Kalocsai-medence feltöltődését tükröző ÉNy-DK, ill. DNy-ÉK irányú vízföldtani keresztmetsvények (PETZ E., SCHEUER Gy. 1990 alapján). – 1 = fedő (iszap homok); 2 = vízádréteg (homokos kavics, kavicsos homok); 3 = fekvő (iszap, agyag); 4 = átlagos talajvízszint

ágai K felé tolódtak el, feltételezhetően azért, mert a K-i rész tovább süllyedt. Az erőmű területének és környékének süllyedő mozgása megállt, ez a terület szárazra került, és így a dunai üledékeken több szakaszban szélfújta homok halmozódhatott fel (7. ábra, 3. kép). A <sup>14</sup>C-es vizsgálati eredmények alapján Paks környékén szakaszos, gyors süllyedéssel jellemezhető periódus valószínűsíthető, amely

után a mozgás lelassult, majd leállt. Ezt igazolják azok a fúrési eredmények, amelyek a Paks és a Sió közötti Duna-parton mélyültek. Ezekben a fúrásokban 2–3 szintben jelentkeztek durvaszemcsés, kavicsos rétegek, amelyek fölfelé fokozatosan finomodtak, s az egyes ilyen feltöltődési periódusokat iszap vagy homokos iszap zárta le (3., 4., 5., 6b. és 7. ábra).



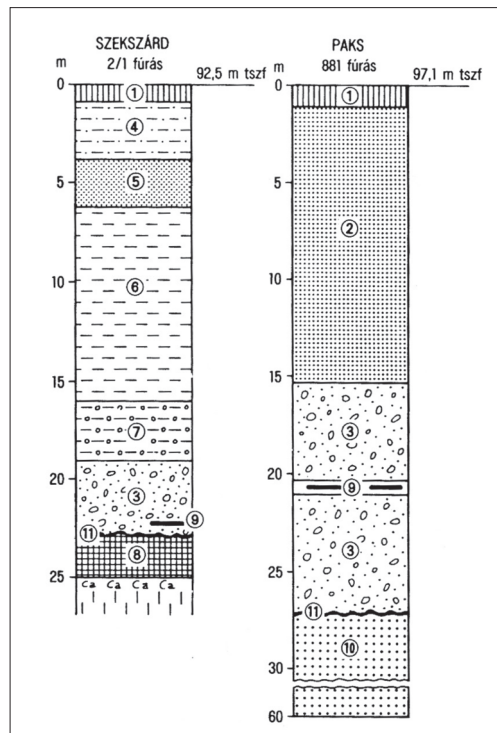
5. ábra. K–Ny-i irányú földtani-geomorfológiai szelvény Tengelice-Szőlőhegy és a Duna között (PETZ E., SCHEUER Gy. 1990 alapján). – 1 = iszap, finom homok; 2 = homok; 3 = kavicsos homok; 4 = kavics; 5 = átlagos talajvízszint; 6 = agyag



6a. ábra. Áttekintő helyszínrajz a Duna jobb partjáról az uszadékfát feltárt fúrások feltüntetésével (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1989 alapján). – 1 = a Paks–Szekszárdi süllyedék; 2 = a süllyedék határoló magaspárt; 3–4 = a szekszárdi, ill. paksi fúrás helye

A süllyedési folyamat legfiatalabb eredménye az ún. *Sárközi-medence*. A  $^{14}\text{C}$  adatok szerint a süllyedés 11 ezer évvel ezelőtt vonzotta erre a Duna Ny-i ágait, majd magát a bővizű folyót is. A vizsgálatok szerint ezen a területen a felsőwürm végétől a holocénen át is még erős volt a süllyedés, aminek mértéke kb. 20 m volt (6a,b. ábra).

Az erőmű és tágabb környete térségében a Duna kanyarogva bevágó szakaszjelleggel folyik. Meandereinek esetleges összefüggé-



6b. ábra. A fúrások rétegszelvénye (SCHEUER Gy., SCHWEITZER F. 1989 alapján). – 1 = talaj; 2 = homok; 3 = homokos kavics; 4 = homokos iszap; 5 = finom homok; 6 = iszap; 7 = kavicsos iszap; 8 = vörösgyag; 9 = az uszadékfa helye; 10 = felső-pannóniai homok; 11 = eróziós diszkordancia

se a tektonikával külön elemzést igényel. A *dunai medrek irányváltozásai* Pakstól E-ra a mederfenéken lévő kavicstakaró akadályozza a folyó bevágódását és a szabad kanyarulatok kialakulását, Pakstól D-re viszont nincs ilyen akadály, mert a kavicsréteg 5–10 m-rel a mai meder alá süllyedt. Így felette szabadon fejlődhetnek a *Duna kusza kanyarolatai*. Egy-egy ilyen nagy meder kialakulásától a természetes lefűződésig SOMOGYI S. (1974) vizsgálatai alapján 150–200 évre volt szükség (8–9. ábra).

Az 1735–1750 között készült Mikovinyi-féle térképet a dunai meanderek szerkezeti irányítottságának megállapítása céljából megvizsgálva, jellemzőnek találtuk az ÉNy-DK-i, és az erre merőleges már *elhagyott meder*

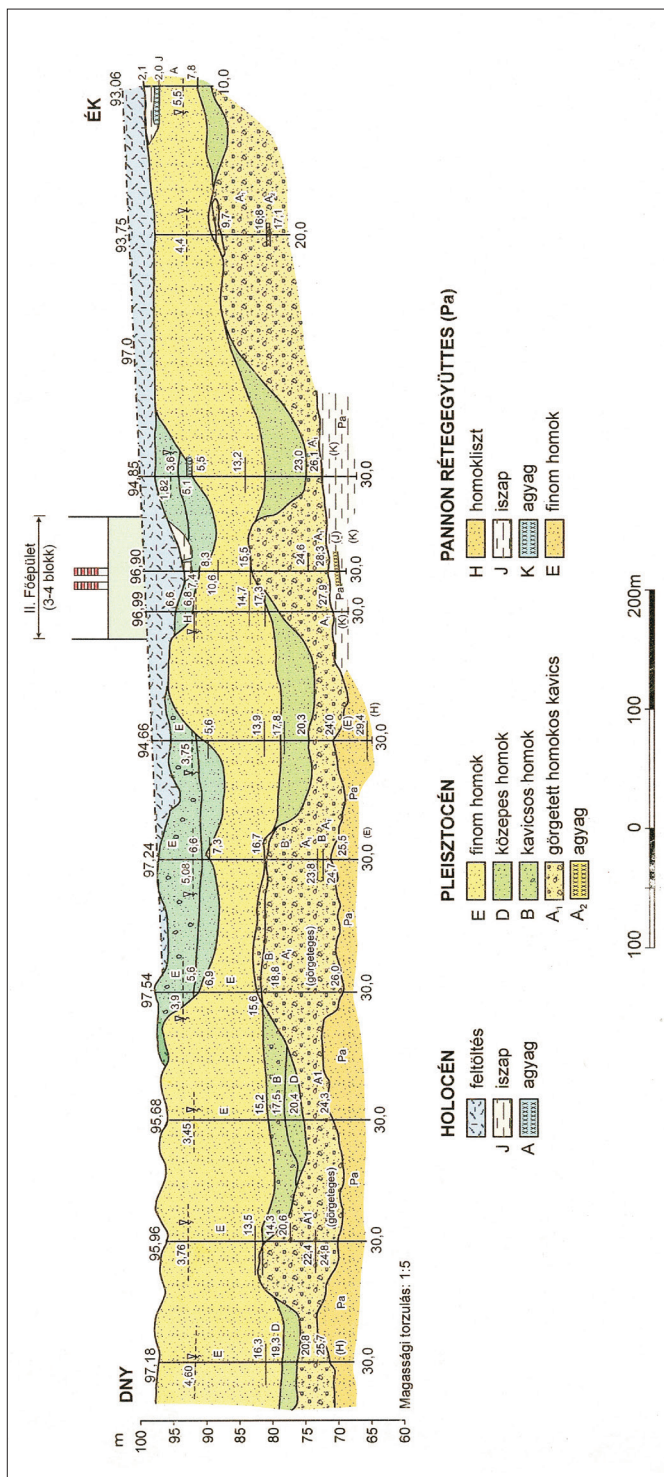


2. kép. Talajfagy hatására kialakult atektonikus rétegdeformációk a paksi homoknyerő feltárásában. A permafroszthoz köthető rétegdeformációkat – mint például a képen látható formát is – több kutató tektonikus mozgáshoz kötötte. A periglaciális területeken ezek igen gyakori formák. (Fotó: SCHWEITZER F.)

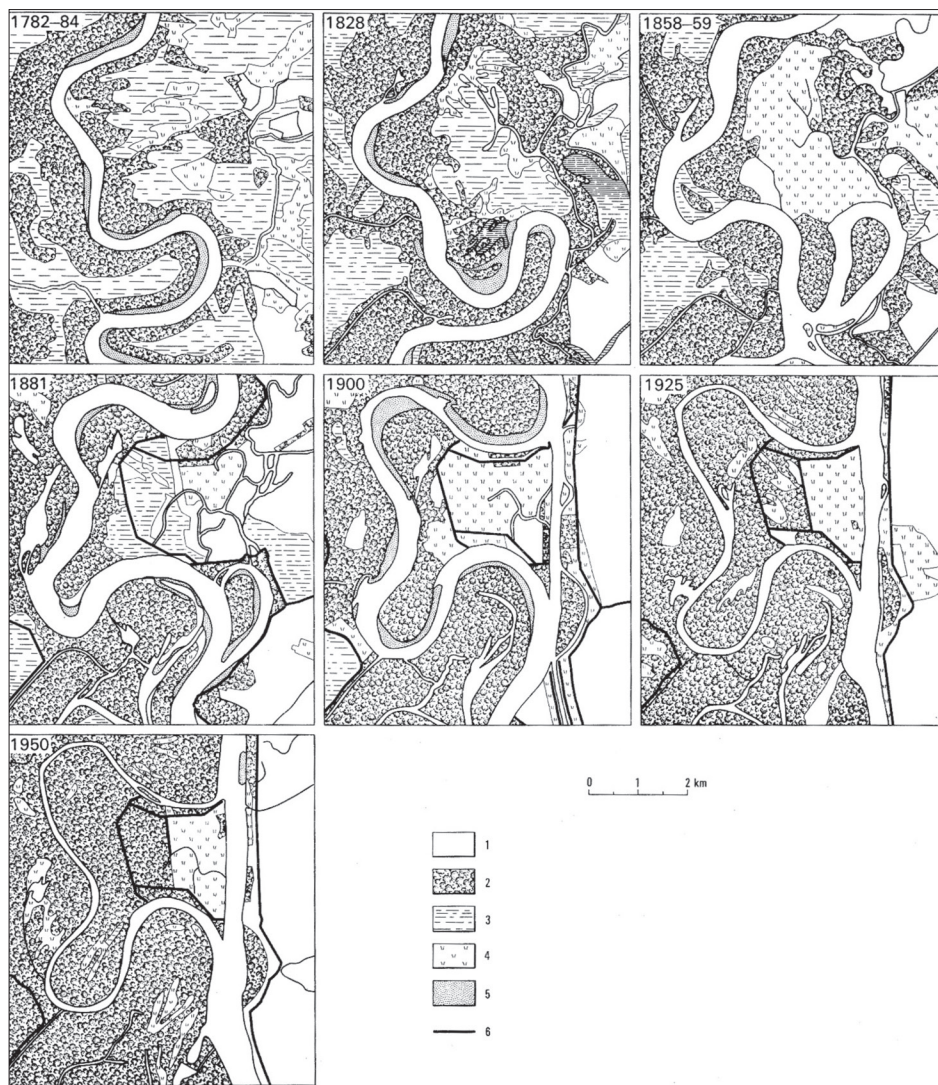


3. kép. A II/a. teraszfelszín borító felső-würmi (FW), ill. óholocén (OH) időszaki futóhomokos felszín a régi paksi homoknyerő területén. (Fotó: SCHWEITZER F. 1992.)





7. ábra. Rekonstruált ösföldrajzi szelvény a Duna felső-pleisztocén árteréről a Paksi Atomerőmű környezetében (SCHEUER Gy. 1990 fűrésadatainak felhasználásával szerk. SCHWEITZER F. 1993)

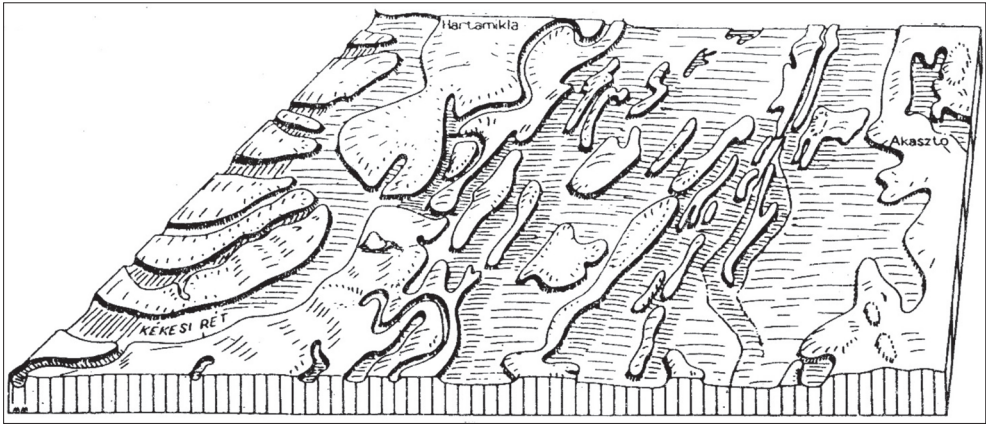


8. ábra. A sárközi Duna-szakasz térképfelvételeinek azonos méretarányra átszerkesztett szelvényei (Somogyi S. 1974 alapján). – 1 = szántó; 2 = erdő; 3 = mocsaras, lápos terület; 4 = vizenyős rét; 5 = övzátony; 6 = gát

irányokat, de ezen belül világosan észleltük az É-D-i, ill. a K-Ny-i egykori meandereket is. A Paks és Szekszárd közötti Duna-szakaszt ábrázoló térkép szerint az egykori medrek szinte az egész területet behálózzák, s legsűrűbben Kalocsa környékén mutatkoznak. A térkép alapján valószínűsíthető, hogy amennyiben a meanderek szerkezeti irányokat és

vonalakat követnének és jeleznének, akkor a tektonikai szempontból legaktívabbnak ítéltető terület Kalocsa környéke lenne.

Magassága szerint a holocén ártér általában két szintre osztható. Az *alacsonyabb rész* (lefűződött medrek, erodált laposok) az árvízmentesítés előtt közepes vízszintnövekedés folytán, tehát gyakrabban, egy évben



9. ábra. Óholocén és újholocén felszínek, meanderek tömbszelvénye Kiskőrös és Dunapataj között (SZILÁRD J. 1955 alapján)

többször is víz alá kerülhetett (*alacsony ártér, új holocén felszín*), míg a nagyobb kiterjedésű magasabb felszín csak a legmagasabb árvizek önthették el. Ilyen árvizek a folyót csak igen ritkán duzzasztották fel annyira, hogy az a *magasabb szintet* (*magas ártér, óholocén terasz*) is rövid időre teljesen elárassza. Emiatt a Duna-völgyben sok település – pl. Géderlak, Úszód, Gerjen, Foktő, Kalocsa – épült rajta. Ennek során nemcsak nagyobb É–D-i és ÉÉK–DDNy-i vagy K–Ny-i irányú mellékágak vagy meanderek keletkeztek, ill. töltődtek fel, hanem az árvizeket el- és levezető kisebb, rendszerint erősen kanyargó erek is kialakultak. Ezek medrüket és partjukat a környezetükhöz képest felmagasították, gyakran úgy, hogy sűrű hálózatos medreik között 1–2 m-rel mélyebb lefolyástalan laposok, mélyedések, szikes tavak keletkeztek.

Különösen az alacsony ártéren gyakoriak ezek az elgátolt és ez által elszikesedett kis laposok (Pécsi M. 1959). A Duna-medre szabályozásával, a partvédő művek és az árvízgátak megépítésével az ártér fejlődését jelentősen befolyásolták. Az árvizeket gyorsabb lefolyásra és jelentősen szűkebb ártérre kényszerítették, a mederkanyarulatok elburjánzását, a meder és partjai gyors eltolódását, ill. feltöltődését megakadályozták, ill. lecsökkentették. A gátakon kívüli óriási ártéren a

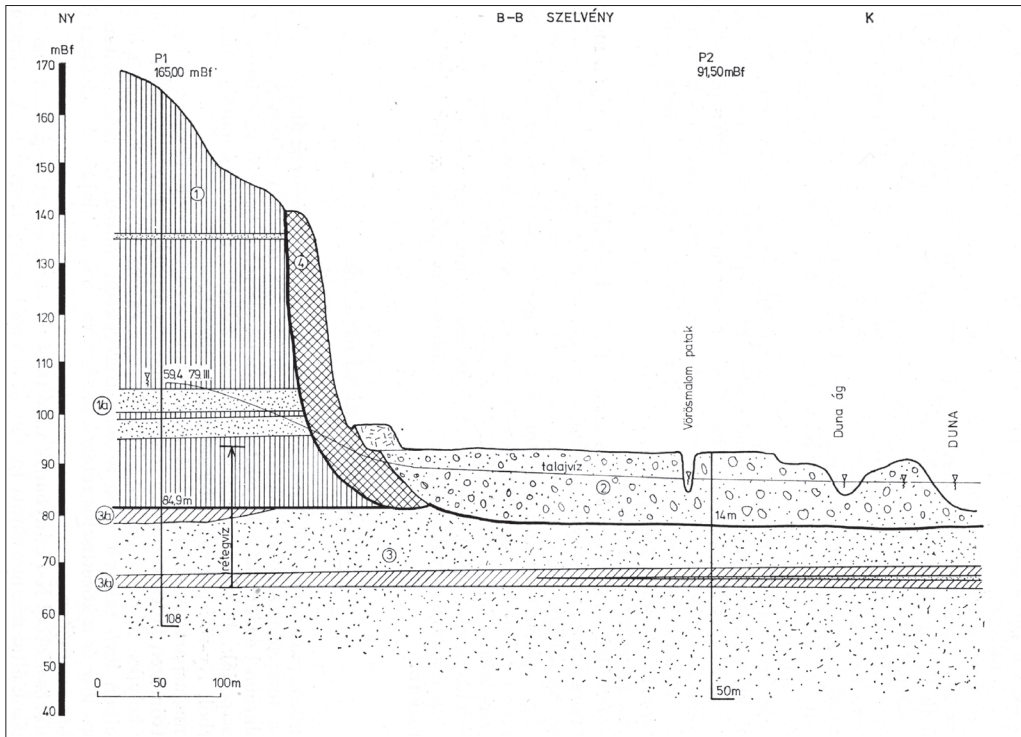
főfolyó évszakos aktivitását megszüntették, és a felszínfejlődés irányára elsősorban az antropogén tevékenység, a talajképződés és kis részben az organogén szukcesszió folyamata hat (Pécsi M. 1959; SOMOGYI S. 1974).

Összegezve a geomorfológiai elemzés eredményeit megállapítható, hogy a pleisztocén üledékekben észlelhető kőzetréseknek legalább egy része atektonikus jellegű, és a völgyek irányítótsága még párhuzamos kőzetrések esetén sem bizonyít tektonikus eredetet. A Duna ármentesítés előtti folyása mentén, Dunaföldvár–Dunakömlőd–Paks térségében nem találtunk olyan egyértelmű bizonyítékokat, amelyek szerint a mai Duna medre törésvonala(ka)t követne. Sokkal inkább úgy tűnik, hogy a főmeder mindig a süllyedék-területek felé irányul (10. ábra).

A geomorfológiai adatok mellett a szerkezeti elemzésben szerepet játszhat egy indirekt módszer is, a felszín alatti vizek kloridtartalmának értelmezése.

#### A felszín alatti vizek kloridtartalmának értelmezése

A talaj- és a felső-pannóniai rétegvizek magas, 300 mg/l kloridtartalma a sós vizek mélyből történő feláramlását valószínűsíti



10. ábra. Áttekintő földtani szelvény Dunakömlődtől D-re (FODOR T.-NÉ, SCHEUER, Gy., SCHWEITZER F. 1981). – 1 = pleisztocén löszösszlet; la = homokrétegek a löszösszletben; lb = fosszilis talajok a löszösszletben; 2 = dunai üledékek; 3 = felső-pannóniai homokrétegek; 3a = felső-pannóniai agyagrétegek; T = talajvíz; R = rétegvíz

a fellazult szerkezetek mentén. Ebből kiindulva a szerkezetkutatás közvetett módjára megfelelő módszerként tarthatjuk számon a talaj- és rétegvizek kloridtartalmának megállapítását. Vizsgálataink szerint az erőmúnél sem a talajvízben, sem a felső-pannóniai rétegekből származó rétegvizekben nem mutatható ki klorid-anomália. A kloridtartalom 6–22 mg/l között változik, ami normálisnak tekinthető. Ez a megállapítás vonatkozik a Paks vízellátását biztosító mélyfuratú kutak kloridtartalmára is, amelyek a Csámpai-völgyben, ill. annak környékén helyezkednek el. E kutak 40–145 m közötti felső-pannóniai homokrétegek vizeit hasznosítják. Így a völgy tektonikus eredetét a 45–145 m közötti felső-pannóniai rétegvizek kloridtartalmával nem igazolhatjuk.

A kloridtartalom ugyan a vízáadó rétegek mélységével növekszik, de ennek nem a tektonikával összefüggő okai vannak. Érdekes módon viszont a Sió menti talajvizet feltárt kutatófúrások közül kettőnél több mint 300 mg/l kloridtartalom volt tapasztalható, ami a térségre jellemző értékeknél jelentősen magasabb. Magas kloridértékek jellemzik még a szekszárdi felső-pannóniai rétegvizeket is, ami a terület erős süllyedésére utal (6b. ábra).

### Összefoglalás és javaslatok

A Paksi Atomerőmű földrengéskockázatát annak a fényében kellene megítélnünk, mi ismeretes a negyedidőszaki képződményeket érintő törésekről. A geológusok és geofizikusok

zikusok által korábban megvizsgált földtani adatokból megállapítható, hogy Paks alatt húzódik át DNy-ÉK-i irányban az ország medencealjzatának legnagyobb jelentőségű töréses öve, de a pleisztocén üledékekben mért kőzetreszek nem állnak vele bizonyítható kapcsolatban, sőt sok esetben tektonikus eredetük sem egyértelmű (BREZSNYÁNSZKY, K., HAAS, J. 1985; CHIKÁN G., KÓKAI A. 1989; CHIKÁN G. *et al.* 1990, HORVÁTH F. *et al.* 1990; SZEIDOVITZ GY. *et al.* 1990; BALLA Z. *et al.* 1993). A geomorfológiai adatokban ez az irány Paks környékén gyakorlatilag nem jelentkezik; erre merőleges – ÉNy-DK-i – lefutású viszont a mezőföldi völgyek döntő többsége, amelyeknek a tektonikus eredete mellett felhozott érvek azonban nem meggyőzők. A klorid-anomáliákból kirajzolódó képen Paks körzete tektonikai zavaroktól mentesnek látszik.

A földrengéskockázat tehát földtani-geomorfológiai alapon nem minősíthető nagyobbak, mint az országos átlag, de maga ez az alap meglehetősen bizonytalan. Talán előrelépést jelentene az alábbi vizsgálatok elvégzése:

1. Tovább tanulmányozandó a mezőföldi pleisztocén üledékekben vitathatatlanul mutatózó szerkezeti mozgásnyomok szerepe. Ehhez minél több törés és kőzetresz bemérése és ellenőrzése lenne szükséges tágabb területen is; a genetikán kívül különösen a törések korának és az érintett üledékek keletkezési idejének a megállapítása lenne fontos (üledékföldtani, paleopedológiai, abszolút kronológiai módszerekkel), hiszen a fiatalabb törések feltételezhetően nagyobb földrengésveszélyt jeleznek, mint az idősebbek;

2. A mezőföldi völgyirányok egy sugaras rendszerbe illeszkednek, s tektonikus eredetük bizonyítéka az lehetne, hogy Ny-on, ahol a vonalasság É-D-i, és K-en, ahol az csaknem NyÉNy-KDK-i irányú, a kőzetreszek a vízrajzi irányokhoz képest azonos módon helyezkednének el, vagyis Ny-ról K-re haladva azokkal „együtt forognának”. A párhuzamos völgyek tektonikus eredetének bizonyítása megnövelné, cáfolata viszont lecsökkentené az erőmű becsülhető földren-

gés-veszélyeztetettségét. A döntést elősegítené, ha a kérdéses területeken egy-egy kb. 100 km<sup>2</sup>-nyi területrészt feltárásaiban 80–100 db kőzetreszt bemérenének és kiértékelnének. Ugyancsak a mezőföldi völgyrendszer tektonikai irányítottságának igazolása vagy cáfolata érdekében újra kellene vizsgálni a földtani-geomorfológiai reambuláció alá kellene vonni az É-abbra fekvő mezőföldi területek paleogeográfiai fejlődéstörténetét.

3. Az erőmű földrengés-veszélyeztetettsége valószínűleg más megítélés alá esne, ha bebizonyosodna, hogy a mai Csámpapatak, amely az Ős-Sárvíz feltételezett satnya utóda, tektonikus irányt követ-e, netán a „Móri-töréssel” összefüggésben, vagy sem. A „Móri-törés” feltételezett DK-i folytatásának igazolása vagy cáfolata érdekében az eddigi adatokat újra kellene értékelni, szükség esetén néhány fúrás lemélyítésével. Emellett korrekt földtani szelvényt kellene készíteni a Csámpapatak völgyén keresztül a feltételezett vetők megítélése céljából.

4. A negyedidőszaki szerkezetalakulás pontosabb megismerését szolgálhatná egy megfelelő, 1:25 000-es genetikai geomorfológiai térkép készítése az erőmű körzetéről.

5. Minthogy az alsószentiváni löszfeltárásban megismert litoklázisok jelentős részéről kitűnt, hogy atektonikus-csuszamlásos eredetűek, ígéretes és szükséges lenne a litoklázisokkal is jellemzett paksi homokfejtők feltárásainak geokronológiai-üledékföldtani-talajtani feldolgozása, többek között <sup>14</sup>C mérésekkel.

6. Indokoltnak látszik további részletes vizsgálatok elvégzése a térségben a klorid-anomáliás területek feltárása céljából.

## IRODALOM

- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. 1959. A Mezőföld természeti földrajza. *Földrajzi Monográfiák* 2. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- BALLA Z., MAROSI S., SCHEUER GY., SCHWEITZER F., SZEIDOVITZ GY. 1993. A Paksi Atomerőmű földrengés-kockázatával kapcsolatos szerkezeti és geomorfológiai vizsgálatok. *Földrajzi Értesítő* 42. 1–4. 111–141.
- BREZSNYÁNSZKY, K., HAAS, J. 1985. *The new tectonic map of Hungary. Proceeding reports. 13<sup>rd</sup> Congress of Carpatho-Balkanica Geological Association, Part I.* Cracow, Geological Institute, 174–177.
- CHIKÁN G., HORVÁTH F., SZABÓ Z., SZEIDOVITZ GY. 1990. *Paks környékének szeizmikus kockázata. Összefoglalás.* Kézirat, Budapest, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály.
- CHIKÁN G., KÓKAI A. 1989. *Szerkezetföldtani vizsgálatok Tengelic-Szőlőhegy és Pusztahencse között.* Kézirat, Budapest, MÁFI Adattár.
- EGYED L. 1957. Vízfolyások morfológia és tektonika kapcsolata. *Földtani Közlöny* 87. 1. 69–72.
- ERDÉLYI M. 1960. Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár–Solt és Izsák környékén. *Földrajzi Értesítő* 9. 3. 257–276.
- FODOR T.-NÉ, SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1981. A Dunakömlőd–Paks közötti dunai magaspart mérnökgeológiai térképezése és vizsgálata. *Földtani Közlöny* 111. 2. 258–280.
- GÁBRIS GY. 1986. A vízhálózat és a szerkezet összefüggései. *Földtani Közlöny* 116. 1. 45–55.
- HORVÁTH F., CSONTOS L., ERDÉLYI M., FERENCZ CS., GÁBRIS GY., HEVESI A., SÍKHEGYI F. 1990. *Paks környezetének neotektonikája.* Kézirat, Budapest, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály.
- MAROSI S. 1953. Morfológiai megfigyelések a Mezőföld déli részén. *Földrajzi Értesítő* 2. 2. 218–233.
- PÁVAI VAJNA F. 1941. *Az 1938. évi Budapest környéki kiegészítő geológiai jelentésem.* Budapest, Magyar Kir. Földtani Intézet Évi Jelentése az 1936–1938. évekről, 399–438.
- PÁVAI VAJNA F. 1951. *Az alföldi Duna mellék rétegtana és hegyszerkezete.* Budapest, A MÁFI Évi Jelentése az 1951. évről, 69–75.
- PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. *Földrajzi Monográfiák* 3. Budapest, Akadémiai Kiadó.
- PETZ E., SCHEUER GY. 1990. *Az Alsó-Duna-völgy parti szűrésű vízszerszés lehetőségei; jobb part, bal part.* Kézirat, Budapest, FTV.
- RÓNAI A. 1964. *A dunántúli és alföldi negyedkori képződmények érintkezése Paks és Szekszárd között.* Budapest, A MÁFI Évi Jelentése az 1961. évről. 19–61.
- SCHEUER, GY., SCHWEITZER, F. 1989. *Genetics and occurrence of Holocene travertines in Hungary. Geomorphological and Geocological Essays. Studies in Geography in Hungary,* 25. Budapest, Akadémiai Kiadó, 39–47.
- SOMOGYI S. 1974. Meder- és ártérféjlődés a Duna sárközi szakaszán az 1782–1950 közötti térképfelvételek tükrében. *Földrajzi Értesítő* 23. 1. 27–36.
- SZEIDOVITZ GY., GELLÉN P., MARÓTYNÉ KISZELY M., MÓNUS P., TÓTH L., ZSÍROS T. 1990. *Paks földrengéskockázata.* Kézirat, Budapest, MTA GGKI Szeizmológiai Osztály.
- SZILÁRD J. 1955. Geomorfológiai megfigyelések Kiskőrös és Paks vidékén. *Földrajzi Értesítő* 4. 2. 263–278.