

Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében

KONRÁD Gyula, SEBE Krisztina

Pécsi Tudományegyetem, Földtani Tanszék; 7624 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: konrad@ttk.pte.hu, krisztina.sebe@gmail.com

New details of young tectonic phenomena in the Western Mecsek Mts and their surroundings

Abstract

This article gives details about the investigations into exposures of Neogene and Quaternary age along the main structural zones of the Western Mecsek Mts (SW Hungary) in order to study post-Miocene tectonic activity, with an aim of supplementing studies on the long-term stability of the region. Field observations showed that young movements affected only the mountain fronts and the foreland. From the 24 studied exposures, those with impacts of tectonic activity were located along the major fault zones of the Western Mecsek Mts; these exposures prove that tectonic/seismic events occurred as late as the Late Pleistocene along the Mecsekalja Dislocation Zone and probably the Hetvehely–Magyarszék Fault. In contrast, no impact of neotectonic activity was found within the Western Mecsek Anticline, indicating that this area behaved as a single solid block during post-Miocene movements. Dating from the Karpatian age, 5 tectonic phases can be distinguished. From these — somewhat different to previous research — transtension seems typical for the Karpatian along the Hetvehely–Magyarszék Fault. The Early Pannonian transtensional stress field did not continue to exist at the beginning of the Late Pannonian. Tectonic inversion started only within the first half of the Late Pannonian and can be considered to be still active day in the major part of the area.

Keywords: neotectonics, Mecsek Mts (Hungary), basin inversion

Összefoglalás

A munka során a Nyugati-Mecsek fő szerkezeti vonalainak környezetében feltárt neogén és kvarter képződményeket vizsgáltuk fiatal (posztpannóniai) tektonikai aktivitás nyomai után kutatva, elsősorban a terület hosszú távú stabilitásának megítéléséhez. A terepi megfigyelések alapján a fiatal mozgások csak a hegységperemet és az előteret érintették. A vizsgált 24 feltárásból a fiatal tektonikával érintettek a Nyugati-Mecsek meghatározó szerkezeti vonalai mentén helyezkednek el, és még a késő-pleisztocénben is szerkezeti mozgásokat, illetve szeizmikus aktivitást bizonyítanak a Mecsekalja-öv és valószínűleg a Hetvehely–Magyarszéki-törés mentén. Ezzel ellentétben a Nyugat-mecseki-antiklinális területén belül neotektonikára utaló jeleket nem észleltünk, ez alapján a pannóniai–negyedidőszaki mozgások során a Nyugati-Mecsek egységes tömbként viselkedhetett.

A kárpáti korszak óta öt tektonikai fázis volt elkülöníthető a területen. Ezek közül — a korábbi vizsgálati eredményekkel szemben — a kárpáti korszakra jellemzőnek tűnik a transztenzió a Hetvehely–Magyarszéki-törés mentén. A kora-pannóniai transztenziós feszültségtér a Mecsekalja-öv mentén még a késő-pannóniai elején is fennállt. Az inverzió a késő-pannóniai első felében kezdődött és a terület legnagyobb részén máig aktívnak tekinthető.

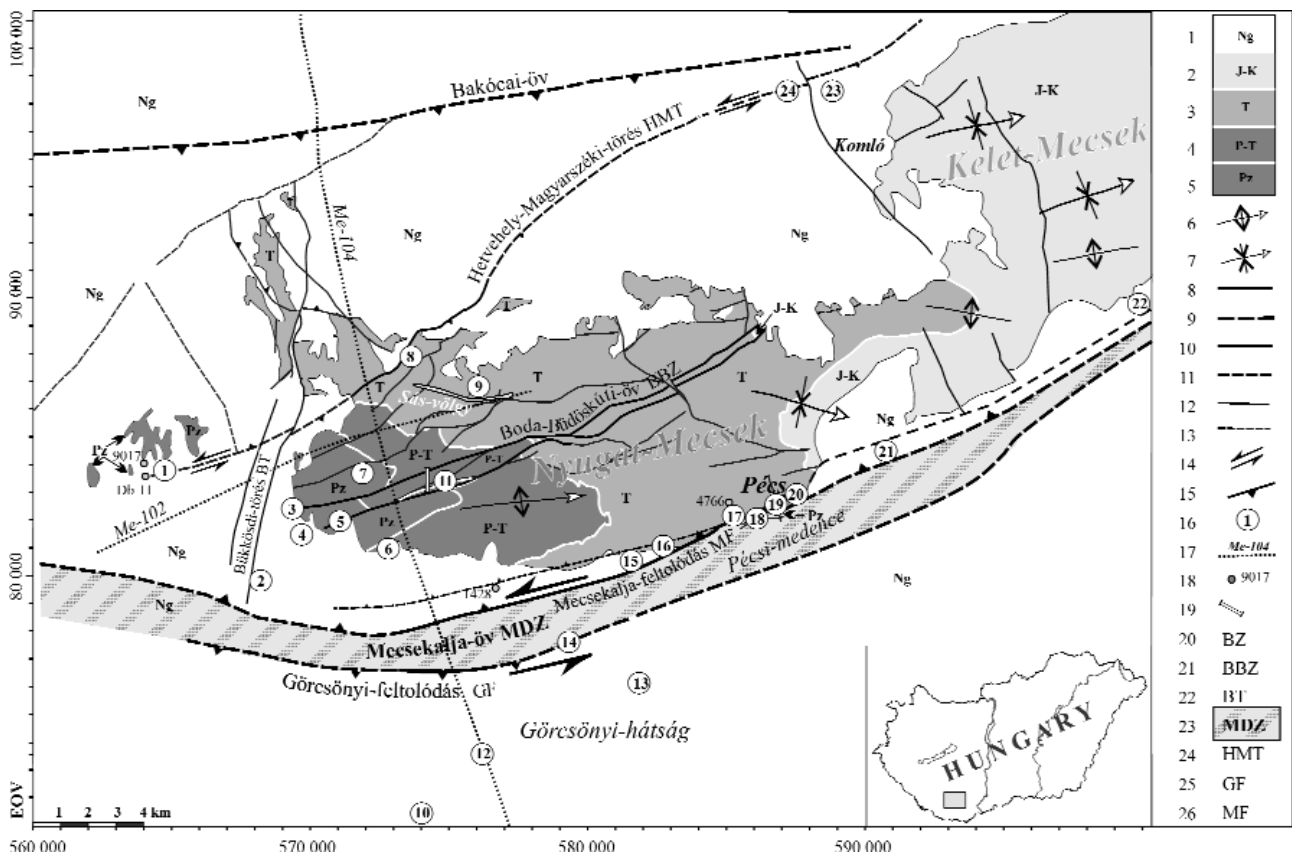
Tárgyszavak: neotektonika, Nyugati-Mecsek, inverzió

Bevezetés

A nagy aktivitású radioaktív hulladékok elhelyezése érdekében már több mint két évtizede folynak kutatások a Nyugati-Mecsekben, a Bodai Aleurolit mint potenciális befogadóközet környezetében. A tanulmányok egyik sarkalatos kérdése a fiatal (késő-neogén–kvarter) tektonikai aktivitás. Ezért került sor az alább megnevezett fő törésövek mentén olyan neogén és kvarter feltárások szerkezetföldtani vizsgálatára, amelyekből korábban már ismertté váltak tektonikai jelenségek, illetve helyzetük alapján várható volt ilyenek előfordulása. Mivel az elsődleges cél a posztpannóniai tektonika felderítése volt, a legtöbb esetben felsőpannóniai vagy fiatalabb üledékeket vizsgáltunk, de néhány helyen ennél idősebb (középső-miocén) képződmények is bekerültek a felmérésbe.

A Mecsek déli szerkezeti határát alkotó Mecsekalja-öv bonyolult, összetett szerkezeti zóna (1. ábra), amely mentén változatos közzettípusok kerültek egymás mellé és számos tektonikai fázis nyomai rakódtak egymásra. A

törések pontos térbeli helyzetét csak néhány esetben ismerjük a felszín alatt (pl. az 1428 és a 4766 számú fúrásban). Az egymást követő és ismétlődő eltolódások, normálvetők és feltolódások időbeli elkülönítése a feltártsági viszonyok miatt nem lehetséges. Az öv északi és déli határának a Mecsekalja- és a Görcsönyi-feltolódást tekintjük, amelyek maguk is több elemből álló törésövek, és egyben a legfiatalabb elemei is a rendszernek. A Mecsekalja-feltolódás mentén a perm–triász–jura üledéksor érintkezik a Mórágai Komplexumba sorolható, változatos, magmás és metamorf eredetű kőzetegyüttessel. Ez a feltolódás jól azonosítható a Mecsekalja-öv Ófalu környékéről leírt északi határával (BALLA et al. 2009) és a Nyugati-Mecsek déli peremén is az alpi töréses övhöz sorolható. Átlagosan 200 m széles, Ny–K-i, majd nyugatabbra NyDNy–KÉK-i csapású, 50–60° dőlésű, déli vergenciajű feltolódásokról álló törésrendszer. A törésrendszeren belül felismerhetők a korábbi eltolódásos rendszer elemei is. Pécssett a felszínen is feltártak egyes szakaszai. A Mecsekalja-öv nagy része és déli határa azonban fedett. Keleti szakaszán (a Mórágyi-



1. ábra. A Nyugati-Mecsek és környezetének szerkezetföldtani térképe (készült WÉBER 1977, CHIKÁN & KONRÁD 1982, CHIKÁN et al. 1984, KONRÁD 1996 és CSONTOS et al. 2002 alapján). A vizsgált feltárásokat a térképen és a szövegben azonos számok jelölik.

1 – neogén képződmények; 2 – jura–kréta képződmények; 3 – triász képződmények; 4 – felső-perm–alsó-triász képződmények; 5 – paleozoos képződmények általában; 6 – antiklinális; 7 – szinklinális; 8 – észlelt elsőrendű szerkezeti elem; 9 – szerkesztett elsőrendű szerkezeti elem; 10 – észlelt másodrendű szerkezeti elem; 11 – szerkesztett másodrendű szerkezeti elem; 12 – észlelt harmadrendű szerkezeti elem; 13 – szerkesztett harmadrendű szerkezeti elem; 14 – eltolódás a jobbos vagy balos jelleg jelzésével; 15 – feltolódás; 16 – vizsgált feltárás; 17 – szeizmikus szelvény nyomvonala; 18 – mélyfúrás; 19 – kutatóárok; 20–26 – a térképen megnevezett fő szerkezeti elemek

Figure 1. Structural geological map of the Western Mecsek Mts and surroundings (compiled from data from WÉBER 1977, CHIKÁN & KONRÁD 1982, CHIKÁN et al. 1984, KONRÁD 1996 and CSONTOS et al. 2002). Studied exposures are numbered the same way on the map and in the text

1 – Neogene; 2 – Jurassic–Cretaceous; 3 – Triassic; 4 – Upper Permian – Lower Triassic; 5 – Palaeozoic in general; 6 – anticline; 7 – syncline; 8 – observed first-order fault; 9 – compiled first-order fault; 10 – observed second-order fault; 11 – compiled second-order fault; 12 – observed third-order fault; 14 – strike-slip fault; 15 – reverse fault; 16 – studied exposure; 17 – trace of seismic profile; 18 – borehole; 19 – trench; 20 – Bakóca Zone; 21 – Boda-Büdöskút Zone; 22 – Bükkösd Fault; 23 – Mecsekalja Dislocation Zone; 24 – Hevhehely–Magyarszék Fault; 25 – Görcsöny Reverse Fault; 26 – Mecsekalja Reverse Fault

rög határán) az öv variszkuszi nyírásos zóna, amely bizonytalan, de valószínűleg variszkuszi minőségű DK-i határán a szintén paleozoos Mórági Gránittal és a Bataapáti Metahomokkővel érintkezik (BALLA et al. 2009). A Nyugati-Mecsek előterében az öv fedett, a variszkuszi korú déli határ pontos helyzete nem ismert. Az öv jelenlegi déli tektonikus határának ezért a Görcsönyi-feltolódást tekintjük, bár ez a törés fiatal, és valószínűleg felülírja, elfedi a variszkuszi határt. A feltolódás 60–70 fokkal dél felé dőlő síkja szeizmikus szelvények és az aljzatmorfológia alapján szerkeszthető meg.

A Nyugati-Mecseket deformáló fiatal (pannóniai–posztpannóniai) kompressziós tektonikai rendszer északi megnyilvánulásának WÉBER (1977) a Hetvehely–Magyarországi-törést („Hetvehely–Magyarország-vonal”) tartotta. Véleményünk szerint inkább a Bakócai-öv tekinthető a Mecsek-alja-feltolódás párjának, amelynek két oldalán az alaphegység felszíne 600–700 méter szintkülönbséget mutat és a Me–104 jelű szeizmikus szelvényben inkább értelmezhető feltolódásnak, mint normálvetőnek, ahogyan azt korábban vélték (SZEDERKÉNYI 1964). A terület jelentős törészónája még a Boda–Büdöskúti-öv és a Bükkösditörés.

A szerkezeti elemek elnevezésében igazodtunk a hagyományos nevezéktanhoz, de figyelembe véve a szerkezet-alakulás jellegét, szükség esetén módosítottuk azt. A Mecsek-alja-öv elnevezést használjuk a Mecseket délről határoló „diszlokációs öv”-re (BALLA 1985). A Mecsek-alja-öv északi határfelületének a Mecsek-alja-feltolódást tekintjük, ami WÉBER (1977) munkájában „Mecsek-alja-vonal”-ként szerepel. Ugyancsak övként tárgyaljuk a Boda–Büdöskúti-törészónát, amelynek határoló törései mentén igen eltérő képződmények érintkeznek egymással, valamint a Bakócai-övet a csapásában folytatódó „északi-pikkely” felépítése és a Me–104 jelű szeizmikus szelvényben látható képe alapján. Törésként említjük a Bükkösditörést és a „Hetvehely–Magyarország-vonal”-at (WÉBER 1977). A Me–104 szeizmikus szelvény (TÓTH 2005) alapján megszerkeszthető, északi vergenciájú, a negyedidőszak rétegeket is érintő fiatal feltolódást Görcsönyi-feltolódásnak nevezzük (1. ábra).

Kutatási előzmények

A Nyugati-Mecsek meghatározó törés szerkezeti elemei függőleges és vízszintes komponenssel egyaránt rendelkező, nagyméretű elmozdulási síkok vagy övek. Ismereink — a szén-, uránérc- és vízkutatásnak köszönhetően — a Mecsek-alja-övről a legbővebbek.

Az eltolódások és hegységperemi törések jelentőségét VADÁSZ (1935) ismerte fel a területen, legfontosabbnak a Mecsek-alja-övet tartva. A zóna már a variszkuszi orogenezis során 1 km-nél szélesebb eltolódásos övként működött (SZEDERKÉNYI 1976, 1977). Késő-triász elmozdulást jelöl a diszlokációs övhöz közeli fúrásokkal feltárt, középső-triász mészkőkavicsokat tartalmazó felső-triász, kavicsos homok-

kő, konglomerátum (NAGY 1969). A miocénben az öv mentén széthúzásos (pull-apart) medencék nyíltak meg (TARI et al. 1992, BENKOVICS 1997). A Szentlőrinci Formáció intramontan molassz jellegű fáciese és vastagságviszonyai alapján az eltolódás kiváltotta pull-apart medencefejlődés már a paleogénben megindulhatott (KONRÁD et al. 2005a). A szerkezeti övben régóta ismeretesek késő-pannóniai üledékeket érintő mozgások is (VADÁSZ 1935), ezek legjelentősebb megnyilvánulása az alaphegységnek a déli előtérre való feltolódása. A Mecsek-alja-övben a különböző korú elmozdulások síkjai bonyolult rendszerben, átfedésekkel helyezkednek el. A Hetvehely–Magyarországi-törést WÉBER (1977) definiálta (vonalként), és átbukó redő átolódási síkjaként magyarázta. Ugyanő a gravitációs maradókanomália-térkép vizsgálatából a Mecsek-alja-öv („Mecsek-alja-árok”) határtöréseit nyugat felé csökkenő jelentőségűnek tartotta. Az antiklinálist átlósan metsző törésrendszer (JÁMBOR & SZABÓ 1961) később a „Büdöskúti-árok”-kal összekötve KONRÁD (1998) írta le Boda–Büdöskúti szerkezeti övként.

A legtöbb szerző (pl. HÁMOR 1966, FORGÓ et al. 1966, WEIN 1966, 1967, KLEB 1973, NÉMEDI VARGA 1983) már VADÁSZ (1935) óta megegyezik abban, hogy a Mecsek szerkezetének alapjai, az alaphegység gyűrődése és a nagy határvetők a kréta időszakban alakultak ki, de ezeket a későbbi, elsősorban a pannóniai és posztpannóniai mozgások (akár jelentősen is) módosították, felülírták. A vető menti mozgások igen gyakran a régebbi szerkezetek felújulásával történtek. WEIN (1967, 1969) kiemeli, hogy a pliocén mozgások, ha gyengébben is, de a pleisztocénben tovább éltek. SZABÓ P. Z. (1955, 1957), MOLDVAY (1964, 1965) és SEBE et al. (2008) elsősorban geomorfológiai megfigyelések alapján következtettek a terület kvarter tektonikai aktivitására.

WEIN (1961) a Mecsek déli kristályos előterét rögökre töredezettnek írta le. KLEB (1973) szerint az újræledt törési síkok, valamint a déli merev alaphegységen történő torlódás következtében a pannóniai korszakbeli szerkezetalakulás fő iránya ÉK–DNy-i és K–Ny-i; HÁMOR (1966) nyomán ő is hangsúlyozta a hegységperemi haránttörések eltolódásos jellegét. NÉMEDI VARGA (1977, 1983) az ÉNy–DK-i erőhatású kréta és az É–D-i erőhatású pannóniai szerkezetalakulást aszimmetrikus ékszerkezet képződési mechanizmusával magyarázta, szerinte a hegységperemen a fiatal, bonyolult szerkezeti képet kialakító hegységképző fázisok hatása érződik. BALLA (1988) a Mecsek-alja-övet egy kompressziós jellegű, bonyolult, pikkelyes felépítésű diszlokációs övnek tartja, amely a neogénben alakult ki, és eltolódás jellemezte.

Általánosan elfogadott, hogy a Mecsek déli határán a legfontosabb és legjellemzőbb elmozdulás balos eltolódás jellegű volt (SZEDERKÉNYI 1976, NÉMEDI VARGA 1983, BENKOVICS 1997). BARABÁSNÉ (in FÜLÖP 1994) a permii képződmények vastagságviszonyai és fácieseloszlása alapján a Nyugati-Mecsek és a Máriakérmend–Bári-vonulat között mintegy 20–25 kilométeres balos eltolódást szerkesztett. WEIN (1961) pécsi földtani szelvényét BALLA et al. (2009) az eltolódásokra jellemző virágszerkezetként

értelmezik. Azonos eredményre jutottunk WÉBER (1983) pécsi földtani szelvényeinek értelmezése során. Az eltolódások következtében miocén korú pull-apart medencék is keletkeztek (TARI et al. 1992), amelyek fejlődéstörténetét BENKOVICS (1997) ismertette részletesen. BERGERAT & CSONTOS (1988) mikrotektonikai vizsgálatok alapján öt különböző neogén–kvarter feszültségmező jelenlétét mutatta ki a mecsek–villányi területen, ezek korát CSONTOS & BERGERAT (1992), majd CSONTOS et al. (2002) pontosították. Mindegyiket alapvetően eltolódásos jellegűnek tartják, amihez kompresszió vagy extenzió társul. BENKOVICS (1997) elsősorban neogén képződményeken tett megfigyelései alapján pontosította az egyes mozgások korát és jellegét. A neogénben több transzpressziós és transzpressziós fázist mutatott ki, az utolsó, transzpressziós fázist jelenleg is aktívnek tartja. WÓRUM (1999) a hatvanas–hetvenes években készült szeizmikus szelvények újraértelmezése során jelentős fiatal, elsősorban kompressziós szerkezeteket mutatott ki a Mecsek tágabb értelemben vett déli és északi előterében. E munkákban a tárgyalt legfiatalabb üledékek pannóniai korúak voltak. A radioaktív hulladékok elhelyezésének kutatási munkáihoz kapcsolódva a témakörben KONRÁD foglalkozott a Nyugati-Mecsek központi részének földtani térképezésével (KONRÁD 1996, 1998) és az előtér fiatal képződményeinek tektonikai jelenségeivel (KONRÁD 2001, 2002). A hegység fő töréseit egy transzpressziós zónában kialakult Riedel-féle törésszerkezetként értelmezte (KONRÁD 1998). CSÁSZÁR (2007) a Mecsekelja-feltolódás keleti folytatásában az Ófalui-törést eltolódásnak, az eltolódás jellegét feltételelesen jobbosnak minősítette. Az elvetés mértékét legalább 20 km-esnek, korát pedig — szintén feltételeesen — neogénnek vélte.

Kutatási terület, módszerek

A felmérést a túlnyomórészt perm és alsó-triász törmelekes üledékekből és középső-triász karbonátokból felépülő Nyugat-mecseki-antiklinális tömbjén belül, valamint az azt határoló szerkezeti zónák mentén, illetve a hegységelőterében folytattuk. Míg az antiklinális peremén és környezetében vastag neogén–kvarter üledéksor települ, addig ezek az üledékek a hegységi területen a posztpannóniai emelkedés következtében nagyrészt lepusztultak, így itt a vizsgálható feltárások köre jelentősen leszűkül.

A felmérések 1995 óta folynak. A tárgyalt feltárások elhelyezkedését az 1. ábra mutatja; ezek egy része természetes vagy nem kutatási célból létrejött mesterséges feltárás, más részüket pedig a Bodai Aleurolit Formáció (BAF) 1995–1998 között folytatott rövidtávú kutatási programja keretében árktolták meg (KONRÁD 1996, HÁMOS 1999). A későbbi azonosíthatóság kedvéért leírásainkban megadjuk a feltárások középpontjainak EOV-koordinátáit is.

A feltárt képződmények korának megállapításakor nagyrészt irodalmi adatokra, illetve őslénytani leletekre támaszkodtunk. A szövegben a pannóniai s.l. képződmé-

nyekre a formációs szintű litosztratigráfiai beosztás dél-dunántúli hiányosságai miatt a hagyományos „alsó-/felső-pannóniai” kifejezéseket használjuk, és MAGYAR et al. (1999) munkája alapján késő-miocénnek (>6,5 millió év) tekintjük őket. Az alsó–középső-miocén képződmények besorolásánál CHIKÁN (1991) és BARABÁS ANDRÁS et al. (1993) beosztását használjuk. Ahol eltérés mutatkozik a Magyar Rétegtani Bizottság által jelenleg elfogadott rendszertől (pl. a Budafai Formáció tagozatai), ott ezt jelezzük. A sztereogramok készítéséhez és a feszültségtér-számításhoz JACQUES ANGELIER „Tector 1994” programcsomagját használtuk. (Sajnos, erre kevés esetben volt lehetőség, mivel a vizsgált fiatal, általában laza üledékeket érintő vetődések elmozdulási irányát csak néhány esetben lehetett meghatározni.)

Észlelések

1. Dinnyeberki

[EOV 564 860; 83 785]

Az 1980-as években folytatott uránérc kutatás tárta fel a nevezett falutól nyugatra, Gyűrűfűtől délre elhelyezkedő terület földtani felépítését, amelyet mindeddig csak kézíratos munkák (KONRÁD 1982; KONRÁD et al. 2005b) ismertettek.

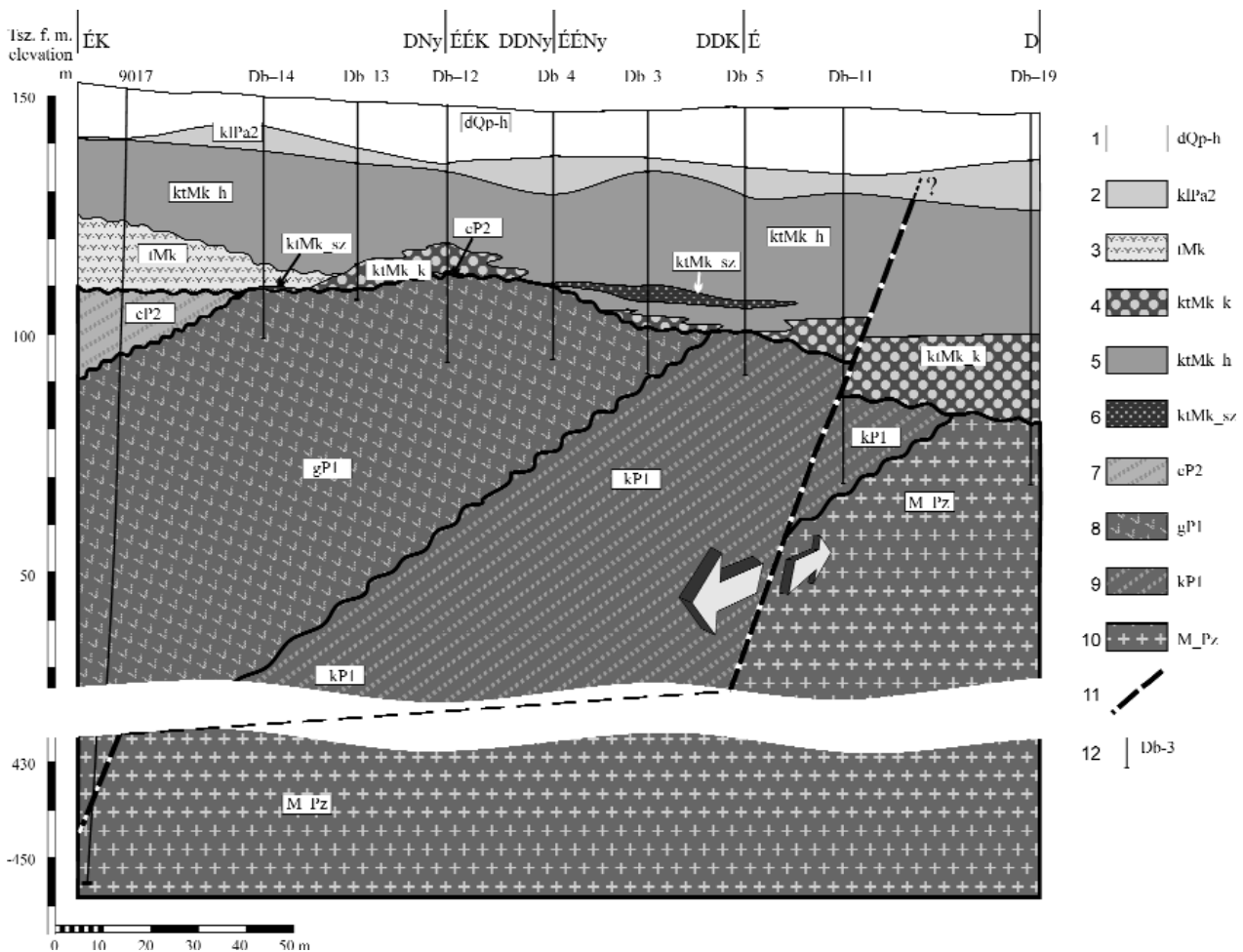
Témánk szempontjából a 9017, a Dinnyeberki Db–11, a Db–29 és a Db–33 fúrás által harántolt eltolódás érdemel figyelmet (2. ábra). A szerkezet helyzete a 20 méteres fúrásnál e négy harántolása alapján 350/70°-nak adódott. Biztosan elvetette a középső-miocén rétegeket, a pannóniai képződmények elmozdulásáról nincs adat. Az alaphegységi képződményekben legalább 100 méteres normálvető jellegű elmozdulás szerkeszthető a fenti fúrások és a Db–19 rétegsora alapján, továbbá annak figyelembevételével, hogy a 9017-es fúrásban a Korpádi Homokkő harántolt vastagsága 268,5 m volt, szemben a sekélyfúrásokkal feltárt területen szerkeszthető hiányos, 40 méteres vastagságával (2. ábra). A lehetséges megoldások közül az eltolódást tartjuk valószínűnek, ami a fedetlen földtani térkép és a perm képződmények ÉNy-i dőlésiránya alapján balosnak szerkeszthető. Az elmozdulás a Hetvehely–Magyarszéki-törés nyugati folytatásaként értelmezhető.

2. A szentlőrinci homokbánya

[EOV 568 165; 79 984]

A szentlőrinci felhagyott homokbánya a várost Cserdivel összekötő műút nyugati oldalán, a temetőtől északra fekszik. Az 1990-es évek második felében még látványos, nagy kiterjedésű feltárás ma már alig néhány m²-es felületen látható. CHIKÁN (1991) a feltárásból kis vetőt írt le, egyébként a rétegsort nyugodtnak minősítette.

A bánya alsó és középső szintje felső-pannóniai sárga, barna, limonitos, lymnocardiumos, zöld és szürke agyag-



2. ábra. Földtani szelvény a dinnyeberki uránérckutató területén keresztül (KONRÁD et al. 2005b nyomán, kiegészítve)

1 – kvarter delúvium; 2 – Kállai Kavics; 3 – Tari Dácitufa; 4 – Keresztúri F., konglomerátum; 5 – Keresztúri F., kavicsos, agyagos homok; 6 – Keresztúri F., nagy szervesanyag-tartalmú kavicsos, agyagos homok; 7 – Cserdi Formáció; 8 – Gyűrűfű Riolit; 9 – Korpádi Homokkő; 10 – Mórágycsoport; 11 – vető; 12 – fúrás

Figure 2. Geological profile across the uranium prospecting area of Dinnyeberki (after KONRÁD et al. 2005b, modified)

1 – Quaternary deluvium; 2 – Upper Miocene Kálla Gravel; 3 – Middle Miocene Tar Dacite Tuff Fm.; 4 – Middle Miocene Keresztúri Fm., conglomerate; 5 – Middle Miocene Keresztúri Fm., gravelly, clayey sand; 6 – Middle Miocene Keresztúri Fm., gravelly, clayey sand with high organic content; 7 – Upper Permian Cserdi Fm.; 8 – Lower Permian Gyűrűfű Rhyolite; 9 – Lower Permian Korpád Sandstone; 10 – Variscan Mórágycsoport; 11 – fault; 12 – borehole

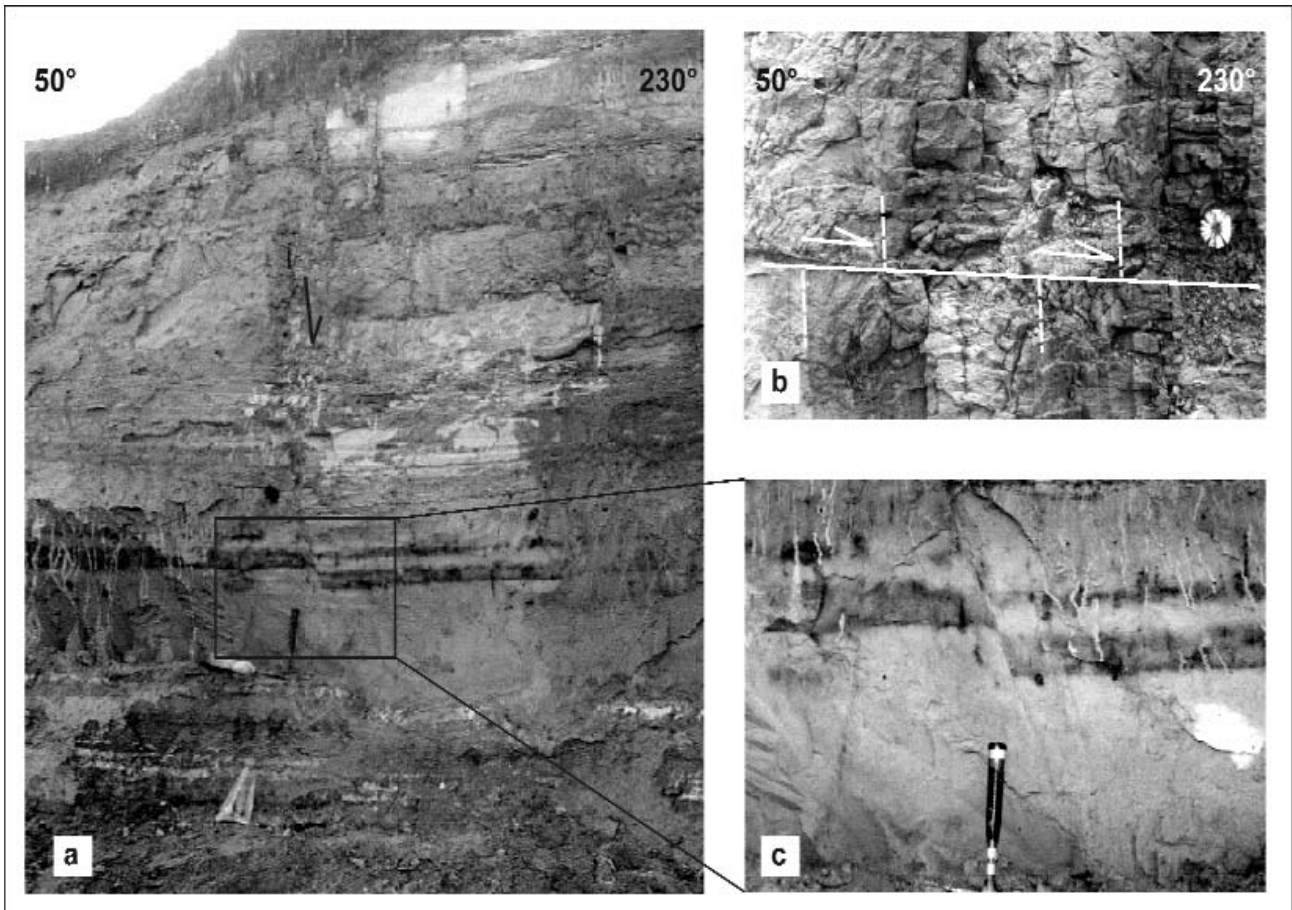
réteges homokot, agyagos homokot, helyenként meszes, keresztarétegzett homokkőrétegeket tárt fel. A rétegsor hasonlóságot mutat a Bodától délre feltárt üledéksorhoz (1. alább), de itt tektonikai elemeket is tartalmaz.

A jól rétegzett összlet dőlése néhány fok déli irányban. Az alsó szint déli falába mélyített árok vetőt tárt fel (3. ábra, a). A vető síkja elhajlik, fölfelé meredekebbé válik és elágazik, szétseprűződik; települése lent $240/60^\circ$, följebb $70/85^\circ$. A látszólagos elvetési magasság 12 cm.

A vető felületén BENKOVICS L. vízszintes elmozdulási karcokat észlelt (szóbeli közlés 1998), így az eltolódásnak bizonyult. Az eltolódás balos vagy jobbos jellege a karcok alapján nem volt meghatározható. A rétegsor néhány fokos déli dőlésirányából és a csapásra merőleges felületen jelentkező, látszólagos normál elvetésből néhány méteres jobbos eltolódás szerkeszthető. A szerkezet felületével párhuzamosan Liesegang-sávok fejlődtek ki (3. ábra, b), erős vető menti vízáramlásra utalva. A területet ért későbbi

tektonikai hatást jelzi, hogy a függőleges limonitsávok közel réteglap menti elmozdulást szenvedtek, a felsőbb rétegek (látszólagosan, karcokkal nem bizonyítottan) nyugatias irányba tolódtak (3. ábra, b). A vető kialakulása a késő-pannoniai utánra tehető, a réteglap menti elmozdulások még későbbiek. Utóbbiak keletkezésére többféle magyarázat lehetséges; a nagyon kis szögű rétegdőlés miatt a lejtő menti lecsúszás nem valószínű, inkább a Mecsek fiatal (kvarter) kiemelkedéséhez kötődő szerkezeti elemek lehetnek.

A rétegsorban több szintben olyan haránthasadásos üledékszerkezet vált ismertté az agyagos homokrétegekben (4. ábra), amelyet a triász Wellenkalk mészkövek számos előfordulásából leírtak, és kialakulására jelenleg széles körben elfogadott magyarázat a szinszediment szeizmikus eredet (SCHWARZ 1975). Ha az analógiát elfogadjuk, a jelenség a terület késő-pannoniai szeizmikus aktivitását jelzi.

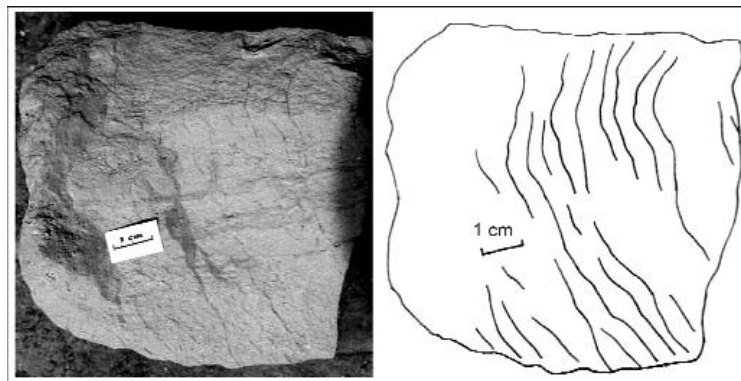


3. ábra. Vető a szentlőrinci homokbányában

a, c) Elvetett homokrétegek; b) a vető felső részét kísérő függőleges limonitsávok elvetése réteglap mentén

Figure 3. Fault in the sand pit of Szentlőrinc

a, c) faulted sand layers; b) bedding-plane displacement of vertical limonite stripes bordering the upper part of the fault



4. ábra. Haránthasadásos üledékszerkezet a szentlőrinci homokbányában

Figure 4. Sigmoidal slab joints in sand in the Szentlőrinc sand pit

3. Cserdi, szőlőhegyi homokbánya [EOV 568 969; 82 309]

Cserdi falu szőlőhegyi településrészének keleti peremén a Ny-i völgyoldalba vágott felhagyott homokbányában felső-pannóniai és pliocén–kvarter összlet látható.

A fal itt É–D csapású, 12–14 m magas, a völgyiránnyal párhuzamosan 40 méter hosszan feltárt. Alsó felét sárga, lymnocardiumos-congeriás, helyenként keresztarétegzett

homokösszlet alkotja, nagy mennyiségű, akár több dm-es, gyakran függőlegesen elnyúlt, hosszú mészkonkréciókkal, meszes tömbökkel tarkítva. A homokot vörös, kavicsos, homokos agyag fedi, mely a pannóniai homok keményebb (főleg limonitos) feldolgozott törmelékét is tartalmazza és a Tengeliczi Vörösagyag Formációhoz sorolható. Az összletre löszös agyag, sárga lösz, majd recens talaj települ.

A feltárásban a rétegzés mindenhol párhuzamos, vízszintes, tektonikára utaló nyomot nem észleltünk.

4. Bodai őrház (Cserdi-DK), homokbánya [EOV 569 709; 81 736]

A bodai őrházról délre, Cserdi falutól DK-re található homokbánya 13 m vastag rétegsora felső-pannóniai és pliocén–kvarter képződményeket tár fel. Korábbi leírását a BAF-kutatás keretében PIRKHOFFER (1997, 1998) készítette el.

A K–Ny-i csapású, kb. 40 m hosszú fal alsó részét párhuzamosan rétegzett meszes, sárga, felső-pannóniai homok, homokkő, valamint agyagos, illetve kavicsos homok és agyag alkotja (5. ábra, 1). A homok a valószínűleg miocén képződményekből áthalmozott kavicsok mellett környékbeli alaphegységi anyagot, változó mértékben koptatott Bodai Aleurolit kavicsokat is tartalmaz. A homok felső részében a limonitosodott *Lymnocardium*- és *Conger*maradványok mellett 2005-ben számos gerincescsontot, többek között bordatöredékeket és ép csigolyát is találtunk, amelyek a danitzpusztai bánya (1. alább) felső-pannóniai

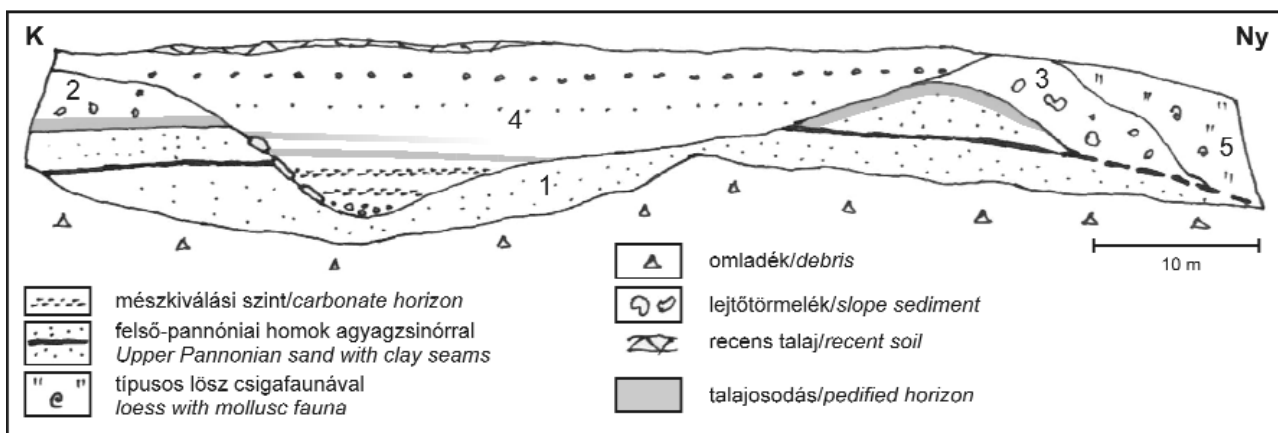
egykori mederbevágódás talpa a jelenlegi völgytalp felett 17 méterrel települ.

A feltárás Ny-i végén a fekére a mai felszínnel párhuzamos (nyugatra dőlő) felület mentén, diszkordánsan sárga, csigamaradványokban gazdag lösz települ (5. ábra, 5).

A jó vezetősintekkel rendelkező feltárásban tektonikai eseményre utaló nyomot nem találtunk. A feltárás nyugati végén a pannóniai rétegek lejtőirányú megnyúlása, lehajlása és szétszakadozása gravitációs eredetű.

5. A bodai erdészház [EOV 570 957; 82 015]

A BAF-kutatás rövidtávú programja során folytatott térképezéskor a falu déli végétől Ny felé induló út (Alsó-Kaposi út) mentén, az erdőben pannóniai homokos üledékek váltak ismertté a Bodai Aleurolitra települve. A képződmé-



5. ábra. A cserdi homokbánya szelvénye; a számok magyarázata a szövegben
Figure 5. Profile of the sand pit of Cserdi; for the explanation of numbers see the text

homokjának miocénből áthalmozott gerincescsontjaira emlékeztetnek.

A pannóniai homok 0,5–1 m vastagságban talajosodott — vörös, zavart, kavicsos — felszínére agyagos-közetlisztes-homokos áthalmozott anyag, lejtőtörmelék települ. A feltárás keleti végén (5. ábra, 2) rétegzett, szürkés-sárga ez a lejtőtörmelék, a nyugati harmadánál (5. ábra, 3) rétegzetlen és áthalmozott vörös paleotalaj-törmelék, mészkonkréciókat és kvarckavicsokat tartalmaz. Rétegtanilag a késő-pliocén–korpleisztocén Tengelici Vöröstasyag Formációba sorolható.

A pannóniai–pliocén összetette 6–7 m mély és 15–20 m széles aszimmetrikus, É–D-i csapású meder vágódott, keleten meredek, nyugaton lankás, lassan emelkedő oldalal. A meder falánál több helyen láthatók néhány dm nagyságú, becsúszott tömbök a pannóniai homokkőpadokból. A medret vízszintes, határozottan elváló rétegekben alul inkább áthalmozott vörös paleotalaj (Kovács [2004] szerint szintén Tengelici Vöröstasyag), mész- és agyagkonkréciók, feljebb túlnyomórészt mézskiválásos homok és kavicsos, homokos közetliszt (5. ábra, 4) tölti ki. Egy-két szintben valószínűleg in situ talajosodás nyomai figyelhetők meg. Az

nyek tanulmányozására 1996-ban négy kutatóárok mélyült (KONRÁD 1996). Két árkot 2003-ban újra kitisztítottak és rétegtani szempontból újrapüszögáltak (FABIÁN 2003).

A felső-pannóniai homokos rétegsor közvetlenül vagy abráziós kavicsokkal települ az alaphegységre. A kavicsok anyaga zömében homokkő (a Jakabhegyi és a Kővágószőlősi Formációból) és kvarc, méretük 1–20 cm között változik. A homok jól rétegzett, sárga, szürke, változó szemcseméretű, *Lymnocardium*-héjakat és -kőbeleket tartalmaz. Gyakoriak benne a fehér, tiszta kalcium-karbonát lencsék és rétegek. A legfelső rétegcsoport keresztarétegzett, meszes homokkő. A rétegzés nyugodt, a rétegdőlés vízszintes vagy igen enyhe (140/10°). A négy árok feltárásai között a legnagyobb távolság 50 m, a rétegek azonosíthatók, szerkezeti mozgás nyomai nem észlelhetők.

6. Boda-DK, régi löszmélyút [EOV 573 510; 80 750]

A Boda déli faluvégétől K felé induló földút mellett a volt löszmélyút (ma növényekkel benőtt árok) déli oldalán kb. 6 m vastag, részben természetes feltárásban

látható, részben megárokolt felső-pannóniai és kvarter rétegsor található.

Az árkolás enyhén (5–10 fokkal) DDNy felé dőlő felső-pannóniai rétegeket tárt föl, ezeket sárga és lilás homok, agyagos homok és homokkő alkotja, limonitos *Lymnocardium*-maradványokkal. Az összlet felső részében barna, keresztretegzett, alján kavicsos homokkőpad látható. A homokban a rétegzéssel párhuzamos, annál meredekebb, és szabálytalan, koncentrikus limonitos kérgék is megfigyelhetők. (A pannóniai rétegsor leírását PIRKHOFFER [1997] adja.)

A felső-pannóniai képződményekre kvarter, áthalmozott löszös homok települ. Benne egy szintben 2–15 cm-es kavicsok vannak egymástól néhány centiméterre-deciméterre, melyek anyaga túlnyomórészt kvarcit és riolit, de előfordulnak metamorfítok (az előzőkkel együtt a Jakabhegyi Homokkő főkonglomerátumból), kovás fatörzsdarab (a Kővágószőlősi Homokkő Kővágótöltési Tagozatából) és a pannóniai fekéből áthalmozott limonitkonkréciók is. E szint jellegzetes kavicsait az árok környezetében a szántás is több helyen felszínre hozta. A kavicsok eredetileg jól koptatottak, ám később — valószínűleg fagyaprózódás miatt — éles darabokra töredezték. Több közülük tipikus sarkos kavicsá (dreikantra) vált, szélcsiszolta felső lapokkal, alján mészkiválással, de a szélerózió nyomai szinte mindegyiken láthatók. A kavicsok a lerakódásuk idején már létező nyugati-mecseki hegyláb felszínén kerülhettek mai helyükre (lejtős tömegmozgásokkal vagy időszakos vízfolyás üledékeként), befoglaló üledéküket a szél távolíthatta el. A kavicsok ma már nem eredeti helyzetben találhatók, kiformalódásuk után csekély mértékű áthalmozást szenvedhettek, majd újra lösz fedte le őket.

A feltárás rétegei zavartalan településűek, az összletet fiatal mozgások nem érintették.

7. A bodai Harinkó-gödör [EOV 571 970; 83 930]

Bodától ÉÉNy-ra, a Harinkó-gödör nevű vízmosásban található a perm képződmények felszíni elterjedési területén található legvastagabb löszfeltárás. A Boda–Büdöskúti-öv közelében, annak északi oldalán helyezkedik el. A valószínűleg egykori mélyútban kialakult árokban látható 300 m hosszú, nagyrészt K–Ny-i csapású, függőleges fal maximum 12 m magas. A lösz a Bodai Aleurolit mállott, kőzet-törmelékes felszínére települ. Aljában aleurolittörmelék, kissé feljebb egy vörös paleotalajszint látható benne, amit 2–3 cm-es mészkonkréciókat tartalmazó típusos lösz követ. Ezt barnászörös paleotalaj fedi, alatta krotovinákkal, majd konkréciók nélküli szoliflukciós lösz települ rá.

A rétegsor zavartalan, a feltárásban tektonikai jelenséget nem lehetett megfigyelni.

8. A hetvehelyi felhagyott homokbánya [EOV 573 415; 88 380]

A feltárás a hetvehelyi volt Tsz-kőfejtőhöz vezető út mellett, arról nyugat felé letérve érhető el. A bánya középső-

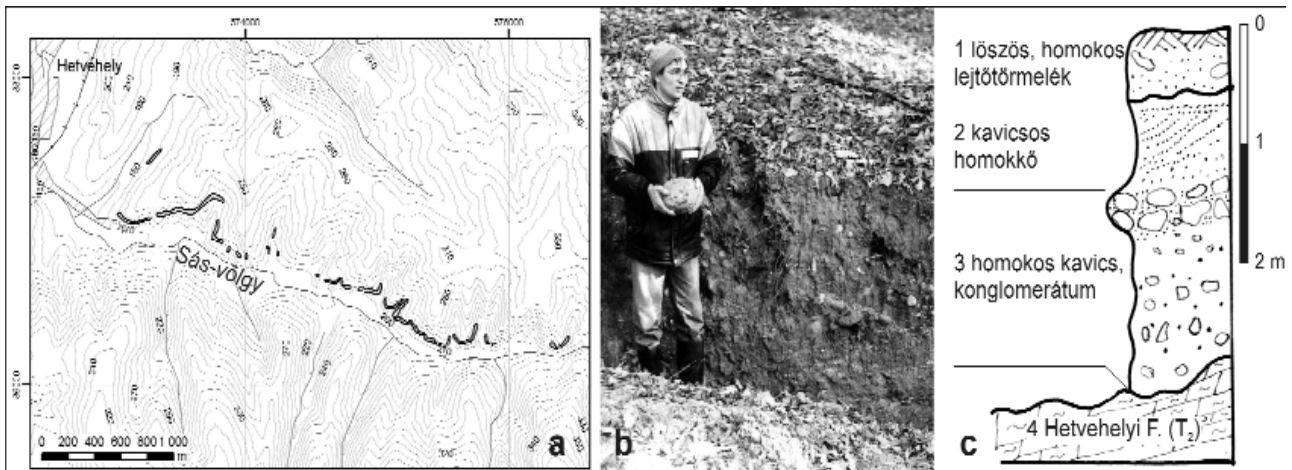
miocén homokot tárt föl. A feltárásban északias dőlésű sík mentén sárga-fehér-sötétszürke homokrétegek és szürke, rétegetlen homok tektonikus érintkezése volt látható. A rétegek elvonszolódásának iránya és a vető két oldalán lévő, nem párhuzamosítható képződmények alapján a mozgásnak normál és eltolódásos összetevője is volt. BENKOVICS (1997) szerint a szerkezet az agyagos rétegekben látható vetőkarcok alapján jobbos eltolódásos összetevőjű normálvető (60/65 30D). HORVÁTH et al. (1998) a feltárásban két, 30/55°, illetve 52/58° dőlésű vető mentén $\geq 1,5$ m, illetve 25 cm (látszólagos) függőleges elmozdulást írtak le. Mivel a bánya az alaphegységben kitérképezett Hetvehely–Magyar-széki-töréstől legfeljebb 250 m-re fekszik, a szerkezet ezen eltolódás aktivitásához kapcsolható.

A feltárt képződmény a Nyugati-Mecsek 1:25 000 méretarányú földtani térképén (CHIKÁN et al. 1984) a kárpáti korú Budafai Formáció Mánfai Tagozataként szerepel, CHIKÁN (1991) könyvében szintén, míg ugyanő badeni összletet (Pécsszabolcsi Formáció) említi a hetvehelyi vasúti bevágás területéről (CHIKÁN & KONRÁD 1982). BENKOVICS (1997) kárpátiként kezeli. A feltárással szintén foglalkozó HORVÁTH et al. (1998) nem foglalnak állást a képződmények korával kapcsolatban, de kárpáti korra engednek következtetni. FÁBIÁN (2001) szerint a környékbeli miocén képződmények valóban a Budafai Formációba tartoznak, de alsó-badeniek. A formációba sorolástól függetlenül a képződményből leírt fauna (CHIKÁN & KONRÁD 1982) badenire utal.

BENKOVICS (1997) a területen a mozgás megindulását egy közeli feltárás bizonyíthatóan szinszediment elmozdulása alapján a homokkal egykorúnak, azaz kárpátinak tekintette, és a két feltárásból ÉÉNy–DDK kompresszióval jellemezhető eltolódásos feszültségeteret határozott meg. Mivel ebben a feltárásban szinszediment tektonika nem igazolható, a megfigyelt vetőből a kor pontosítása után a Hetvehely–Magyar-széki-törés kora-badeni utáni mozgására következtethetünk.

9. A hetvehelyi Sás-völgy [EOV 574 685; 86 745]

A K–Ny-i csapású Sás-völgy északi oldalában egy keskeny sávban, a völgytalp fölött 5–20 méteres magasságban laza, kavicsos homok települ, a feltárások egy részében jelentős agyagtartalommal. Az üledék osztályozatlan, több helyen keresztretegzett, mátrixa finom–durvaszemű vörös kvarchomok, illetve vörösbarna agyag, a kavicsok (és görgetegek) mérete 2 mm és 1 m közötti. A kavicsok anyaga — kvarcit, riolit, vörös, kovás homokkő, fekete, kovás aleurolit — jól azonosíthatóan a Jakabhegyi Homokkő lepusztulásterméke. Koptatottságuk az alig koptatottól a kiválóan koptatottig változik. Az összlet az alaphegység jellemzően Hetvehelyi és Viganvári Formációk alkotta eróziós felszínére települ, egyes helyeken sárga, mészkonkréciókat tartalmazó lösz található fölötté. A völgyoldalban mintegy 4 km hosszban követhető (6. ábra).



6. ábra. A sás-völgyi teraszüledék feltárásai

a) A teraszüledék elterjedése; b) nagy méretű kavicsok a teraszüledék egyik árkában; c) jellemző szelvény

Figure 6. The terrace sediments of Sás Valley

a) distribution of the terrace sediments; b) large boulders from the terrace sediments in a trench; c) typical profile: 1 – slope debris with loess and sand, 2 – pebbly sandstone, 3 – sandy gravel, conglomerate, 4 – Middle Triassic Hetvehely Fm

Az első tízezres méretarányú térképezés az üledéket pannóniai korúnak minősítette (JÁMBOR et al. 1962). BAKÓ et al. (1983) teraszüledékként említik, és az azóta lezajlott fúrásos kutatás, geofizikai szelvényezés és a képződmény részletes térképezése is alátámasztotta, hogy nem rétegszerű kifejlődés, hanem az alaphegységbe bevágódott egykori patak üledéke (KONRÁD 1998). A teraszüledék talpsíkja a geodéziai bemérés szerint (HÁMOS 1999) $1,28^\circ$ -kal déli nyugati irányba, a feltárt jelentős távon elvetésre vagy gyűrődésre utaló szintkülönbséget nem mutat. Magassága nyugat felé haladva kismértékben csökken a Sás-völgy jelenkori talpvonalaéhoz képest, melynek esésszöge $1,24^\circ$.

Mivel ez az akkulációs szint belesimul a Bükkösi-völgy magasabb, két paleotalajos felszínébe, feltehetően kora- vagy középső-pleisztocén korú, ugyanis ez alatt a Bükkösi-völgyben még egy akkulációs felszínmaradvány (dolomítkavicsos lösz) is található, amely valószínűleg würm korú (KONRÁD 1998). Mindezek alapján feltételezhető, hogy a területet legalább a késő-pleisztocén óta nem érte differenciált mozgást eredményező tektonikai behatás.

10. A pécsbogatói erdészeti út bevágása

[EOV 574 515; 71 716]

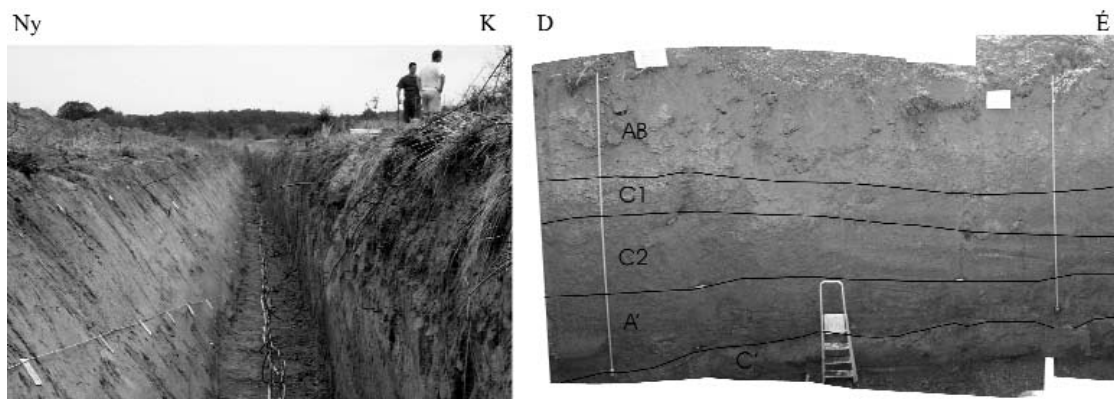
2005 őszén Pécsbogatótól D-re szélesítették a Kishegy Ny-i oldalába vágott erdészeti utat. A földmunkák kb. 200 m hosszan felső-pannóniai–kvarter rétegsort tártak fel, a szélesítés fölött (DDNy felé) a mélyút falában vörösgyaggal és paleotalajos lösszel folytatódik a szelvény. Az útszélesítés érintette az út alatt fekvő egyik felhagyott homokbánya felső részét. Ez a fal pannóniai, sötét homokra települő, rétegzett kőzetliszt, agyagmárga rétegsort, áthalmazott finomhomokot, valamint vörösgyagyas-mészkonkréciós törmeléket tárt föl. Az egyes képződmények szeletekben vagy lencseszerű testekben ismétlődnek. A

különböző részek több nagyméretű tömegmozgásos esemény során kerültek egymás fölé, melyek kora a vörösgyagyas üledékek utáni, azaz negyedidőszaki. Mivel a feltárás a Pécsi-víz völgyének meredek déli lejtőjén helyezkedik el, a csuszamlásokat a völgy mélyülése okozhatta.

11. A bakonyai B–2 kutatóárok

[EOV 574 230; 83 160]

A Boda–Büdöskúti-öv a Bodai Aleurolit ismert elterjedési területének közepén halad át (KONRÁD 1998, HÁMOS 1998), ezért működési idejének megismerése elengedhetetlen a terület földtani stabilitásának értékeléséhez. Ennek érdekében három árkot terveztünk a szerkezeti övre közel merőlegesen: egyet Bakonya felett az alaphegységi kibúvási területre, egyet Cserdi közelébe, a zónában előforduló felső-pannóniai képződmények érintettségének vizsgálatára, egyet pedig Bakonyától ÉNy-ra, egy kvarter üledékkel fedett területre. A három árok közül az utóbbi valósult meg B–2 árok néven (7. ábra), kiegészülve a 4–4 m hosszúságú B–2a és B–2b árkokkal. Az 1300 méter hosszú, É–D-i lefutású árok déli szakasza a Bodai Aleurolit kibúvásába mélyült, északi végén a Kővágószőlősi Homokkő talajjal fedett rétegeit tárta fel, a kettő között kvarter üledékben haladt. Az átlagosan 1,8 m, helyenként 3 m mély árok a geofizikai ellenőrző sekélyfúrások tanúsága szerint maximum 15 m vastag kvarter üledéksor felső részét tárta fel, amely a recens talaj három szintjéből, humuszos lejtőüledékből, löszből és áthalmazott löszből áll (KOLOSZÁR et al. 2004). A recens talaj C szintjének kora OSL-mérések alapján $9,06 \pm 0,94$ ka és $15,83 \pm 1,63$ ka (THAMÓNÉ BOZSÓ 2004). Az alaphegységre települő legidősebb képződmény lösz, korára még nincsenek adataink. Az árok földtani dokumentációját SZEBÉNYI & WIND (2004) foglalta térinformatikai rendszerbe. Az árkokban az ELGI sekélygeofizikai méréseket végzett (GÚTHY et al. 2005).



7. ábra. A B-2 kutatóárok (bal oldalon) és a B-2a kutatóárok (jobb oldalon) feltárása Bakonya közelében

AB – felső talajszint; C1 – csekély mésztartalmú C talajszint; C2 – jelentős mésztartalmú C talajszint; A' – átmeneti talajosodott réteg; C' – mészkiválásos horizont, Paksi Löss Formáció

Figure 7. The trenches B-2 (left side) and B-2a (right side) near Bakonya

AB – upper soil horizon; C1 – C soil horizon with low carbonate content; C2 – C soil horizon with high carbonate content; A' – transitional pedogenic horizon; C' – carbonate horizon, Paks Loess Fm.

A kutatóárok kvarter képződményeiben sem a földtani, sem a geofizikai vizsgálati eredmények nem utaltak tektonikai eseményre. A 233-as markerpontnál és a 307–318-as pontok között észlelt talajszerkezeti anomáliák a csapásirányban néhány méterre mélyített B-2a és B-2b árok feltárása alapján nem tektonikai eredetűnek, hanem a „talajosodással összefüggő talajmozgásnak bizonyultak” (KOLOSZÁR et al. 2004). A Boda–Büdöskúti-öv e szakaszán tehát fiatal negyedidőszaki tektonikus hatásokat nem észleltünk.

12. A zóki löszmélyút [EOV 576 622; 73 574]

A Zók falu déli végénél D felé induló, mintegy 1300 m hosszú, legfeljebb 20 m mély és mintegy 70 m szintkülönbségű löszmélyútban homok, lösz és paleotalaj váltakozásából álló rétegsor tanulmányozható (8. ábra). A Pécsi-medence környékén valószínűleg ez a bevágás fogja át a leghosszabb szakaszt a pleisztocénből, alsó része pedig már felső-pannóniai üledékeket tár fel.

A legelső feltárt képződmény jól osztályozott, rétegzett, sárga vagy szürke, felső-pannóniai agyagos finomhomok, helyenként vörösbarna és szürke sávózással, ritkán kagylómaradványokkal. Ez a szemcseméret finomodásával folyamatosan megy át a rétegsort uraló kőzetlisztbe.

A löszmélyút falát a legnagyobb részen sárga aleurit adja, melynek túlnyomó része lösz, alsó néhány méterének genetikája kérdéses. Legalább 5 talajosodott szint tagolja, melyek közül a mészkonkréció-szintes, rétegzett homokos aleuritba települő legelső még a Tengelici Formációhoz sorolható. Az összlet alsó fele jól rétegzett, párhuzamos rétegzésű, helyenként ferderétegzett, molluszkafaunamentes. Mészkonkréció-szintek tarkítják, a konkréciók helyenként egységes réteggé cementálódtak. Az első gastropodamaradványok a második talajszint fölött figyelhetők meg. A harmadik talajtól kezdve a lösz már eléggé egyveretű, rétegzetlen, sárga, típusos, illetve egy szakaszon áthalmazott lösz, gazdag löszcsigafaunával. Mész-

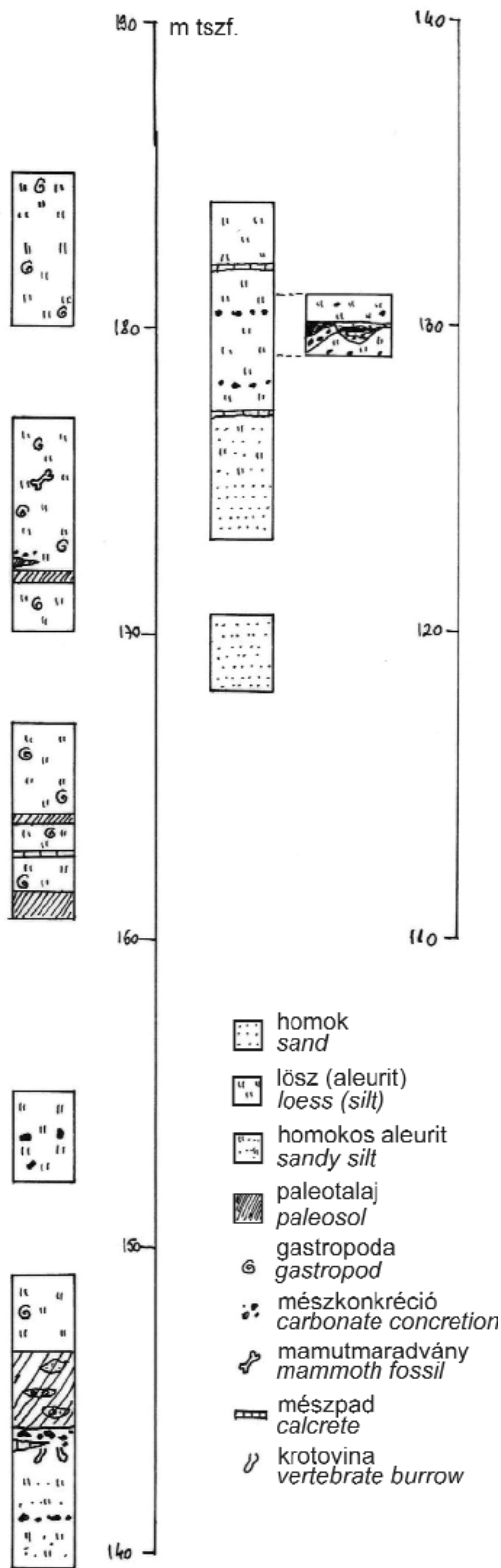
konkréciókat már csak elvétve és igen kis méretben tartalmaz. Legfelső részében gyapjasmamut-maradványt találtunk, amelynek kora ^{14}C módszerrel mérve 21 800 év (KONRÁD et al. 2009).

A paleotalajok változatos kifejlődésűek, vörösek vagy barnák, anyaközetük kavics, homok vagy lösz. A legelső, vaskérges, vasborsós vörös talaj egy fosszilis meder árterén rakódott le. A meder üledéke nagy mennyiségű újrafeldolgozott mészkonkréciót és vörös paleotalajt tartalmaz. A meder csapása megegyezik a Pécsi-víz mai csapásával. A második, vörösbarna talaj több m vastag, benne mecseki anyagú kvarckavicslencsék, alatta jól fejlett mészkiválási szint és krotovinák láthatók. A következő három talajszint vékonyabb. Legmagasabb helyzetben egy halványvörös, gyengén fejlett, kiemelkedő talajosodott szint látható. Az alsó két talajból korhatározási céllal mintát vettünk, az agyagásvány-összetélt KOVÁCS PÁLFFY Péter (MÁFI) állapította meg, a kormérést PÉCSKAY Zoltán (MTA Atomki, Debrecen) végezte. Sajnos az alsó talaj ásványtani összetétele nem volt alkalmas K/Ar-vizsgálathoz, míg a felső talaj korvizsgálata nem adott értékelhető eredményt.

A rétegsor jellemzően horizontális párhuzamos rétegzettségű, tektonikus elmozdulás nem figyelhető meg benne. A legelső, felső-pannóniai homokos aleuritban figyelhető meg néhol enyhén ívelt település és íves elválási felszín, de ezek valószínűleg üledékes eredetűek. A második, vastag vörös talaj geodéziai bemérése $1,3^\circ$ -os átlagos északi dőlést adott, míg a kb. 15 méterrel fölötte elhelyezkedő mészpad dőlése gyakorlatilag nem volt mérhető ($0,3^\circ$ É).

13. A gyódi Rudolf-hegy [EOV 582 482; 74 992]

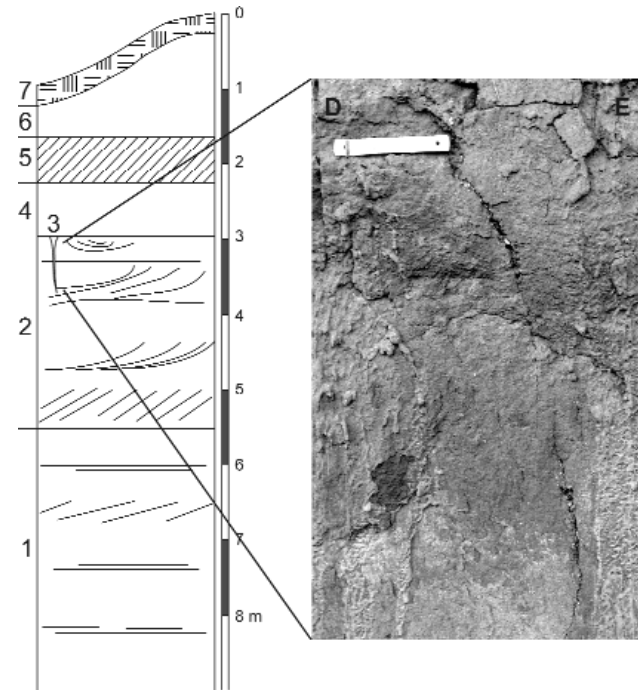
A vizsgált felhagyott homokbánya Gyód falutól északra, a Rudolf-hegy oldalában található. 2000-ben látható rétegsorát a 9. ábra mutatja.



8. ábra. A zóki löszmélyút rétegszlopa
Figure 8. Profile of the road cut of Zók

A rétegsor jól osztályozott, általában horizontális párhuzamos rétegzettségű, ritkán aprókavicssinókkal tagolt homokkal kezdődik. Ezt rosszul osztályozott, ferderétegzett, finom-durvaszemű kavicsos homok követi, mely patak-

üledéknek minősíthető, kora löszben előforduló hasonló megjelenésű üledékek alapján pleisztocén. Az aprókavicsos betelepülések anyaga zömmel a nyugati-mecseki Kővágószőlősi és Jakabhegyi Homokkőből származik, bár CZIGÁNY & LOVÁSZ (2000) alig koptatott szürke mészkőkavicsokat is talált benne. (Ugyanők — valószínűleg a korábbi jobb feltárt-



9. ábra. A Rudolf-hegyi (Gyód) felhagyott homokbánya rétegsora és a kavicssal kitöltött hasadék. A fényképen a méretarány 12 cm

1 – jól osztályozott, párhuzamos rétegzettségű homok; 2 – rosszul osztályozott, ferderétegzett kavicsos homok; 3 – hasadék; 4 – áthalmazott lösz és kavicsos homok; 5 – paleotalaj; 6 – áthalmazott talaj, lösz és kavicsos homok; 7 – recens talaj

Figure 9. Log of the abandoned sand pit at Rudolf Hill (Gyód) and the gravel-filled fissure. Scale on the photo is 12 cm

1 – well-sorted sand with horizontal bedding; 2 – poorly sorted, cross-bedded pebbly sand; 3 – fissure; 4 – redeposited loess and pebbly sand; 5 – paleosol; 6 – redeposited paleosol, loess and pebbly sand; 7 – recent soil

sági viszonyok között — homokba mélyülő, lösszel kitöltött medret is leírtak.) A homokban egy valószínűleg eróziós felszínről induló, aprókavicssal kitöltött, nagyjából K–Ny-i csapású, legfeljebb 1,5–2 cm széles hasadékot figyeltünk meg, ami 80 cm mélységben kiemelődött (9. ábra).

A ferderétegzett homokra éles határral aprókavicsos pataküledéket és löszcsigákat is tartalmazó, áthalmazott lösz települ. Ezt egy 50–60 cm vastag vörösbarna paleotalajszint követi szintén éles határral. A paleotalaj eróziós felszínére ismét áthalmazott, homokos, kavicsos lösz rakódott, mely a paleotalaj feldolgozott anyagát is tartalmazza. Ez a legfelső réteg a recens talaj alatt.

A feltárásban szerkezeti mozgás nyomát nem észleltük. A kavicssal kitöltött hasadék szinszediment jelenség, eredete kétséges. A kitöltő üledék nyugati-mecseki eredete arra mutat, hogy a keletkezés idején a feltárástól északra nem jelenhetett még meg a morfológiában a mai Pécsi-medence, ezért a mai lejtőnek megfelelő irányú gravitációs tömegmozgások nem okozhatták a repedést. Lehet kiszá-

radásos eredetű, de nem zárható ki É–D-i enyhe szinszediment tektonikus extenzió hatása sem.

14. A pellérdi uránipari zagytározó övárka [EOV 579 442; 77 549]

A volt uránipari zagytározók Pellérdtől Ny-ra, a falu és a Pécsi-víz között helyezkednek el. 2001-ben a rekultiváció során az északi, I. sz. zagytározó K-i és ÉK-i oldala mentén az alagsóvezéshez ún. övárkot mélyítettek, mely általában 3, de néhol 6–8 méter mélységig tárt fel felső-pannóniai és kvarter képződményeket (10. ábra).

A dokumentált rétegsor legidősebb része az árok legészakabbi részén több 10 m hosszan és 20–70 cm vastagságban feltárt, világossárga, finomszemű homok, amit a környékbeli fúrásokban késő-pannóniai korúnak minősítettek (MAJOROS 2000). (Az övárkok alján mélyített 4–5 m mélységű keskeny aknákból kiemelt anyagban magas szervesanyag-tartalmú, sötétszürke homok is látható volt, ami a Tihanyi Formációra jellemző.) A homokban akár több 10 cm-es átmérőjű, alig koptatott, metamorf — leggyakrabban kvarcit, csillámpala és gneisz — anyagú kavicsok és görgetgek találhatók. A zagytározók alatt a kristályos

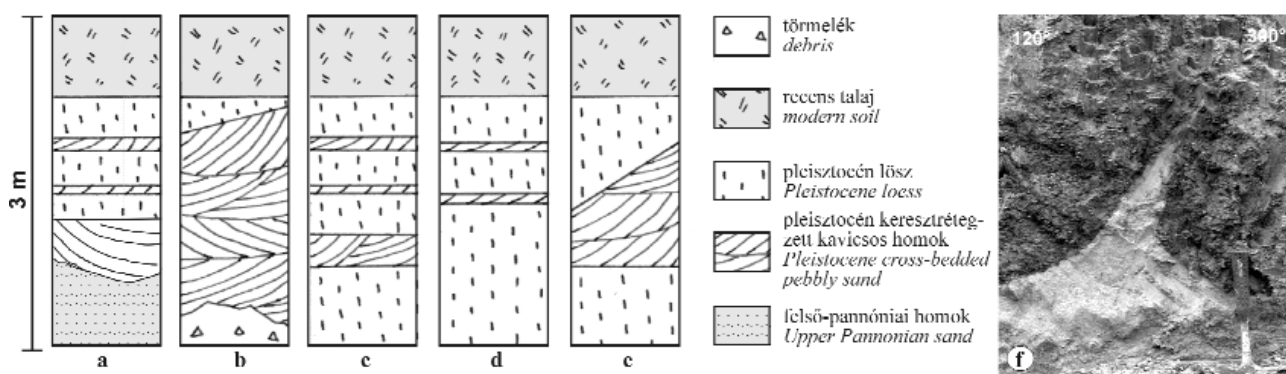
tartalmazó paleotalajszint is társul hozzájuk. Fosszilis medrek, csatornakitöltések a teljes szelvényben előfordulnak, szélességük néhány dm és néhány m közt változik. A lösz kora CHIKÁN & KÓKAI (2004) szerint késő-pleisztocén, a folyóvízi üledékeké késő-pleisztocén–holocén. A löszbe települő kavicsos homokot több helyen lösszel kitöltött fagyékek harántolják. A legnagyobb ék szélessége 80 cm, hossza kb. 1,2 m.

A fiatal szeizmikus aktivitás bizonyítéka egy szeizmitnek határozható üledékszerkezet (10. ábra): a felső-pannóniai finomhomok ék alakban nyomult bele 30–40 cm magasan a fedő kavicsos homokba. Az ilyen típusú üledékfolyósodás legalább 5,5-es magnitúdójú földrengést jelez (OBERMEIER 2005). A mozgás kora a folyóvízi üledékekkel összefogazódó lösz kora alapján késő-pleisztocén vagy annál fiatalabb.

Az árok a Görcsönyi-feltoldás síkja felett mélyült.

15. Pécs, Pellérdi út [EOV 581 849; 80 536]

Pécs nyugati részén, a Pellérdi út 62. sz. ház keleti oldalán fekvő telken egy megkezdett házalap kibillent felső-pannóniai kavics-homok összetételt tárt fel 2005-ben (11.



10. ábra. Jellemző rétegsorok, illetve szeizmikus eredetű üledékfolyósodási jelenség a pellérdi zagytározó övárkából

a) felső-pannóniai homokra települő kvarter sorozat; b) nagy vastagságú, patakmeder fációs kvarter rétegek; c) löszbe települő mederfációs, vékony medri-ártéri fációs; e) kiemelkedő mederfációs lösszel összefogazódva; f) üledékfolyósodási szerkezet

Figure 10. Typical sedimentary sequences and a liquefaction feature of seismic origin in the trench of the tailing ponds near Pellérd

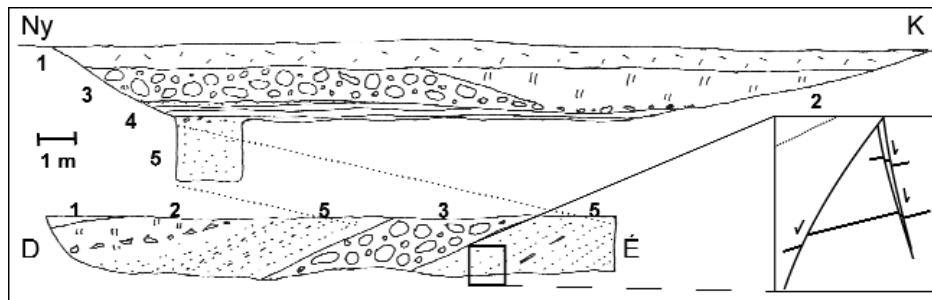
a) Quaternary sequence overlying Upper Pannonian sands; b) thick Quaternary channel sands and gravels; c) loess with interbedded channel sediments; d) loess with interbedded thin channel and floodplain sediments; e) wedging-out channel sequence interfingering with loess; f) liquefaction structure

alaphegység egy — a felső-pannóniai rétegek lerakódása során is — emelkedő blokkja (Pellérdi-rög) csak 20–30 m-re van a felszín alatt, és késő-pannóniai abráziós alapkonglomerátum fedi (MAJOROS 2000), így vélhetőleg a görgetegek is abráziós eredetűek. A homok szabálytalanul hullámos eróziós felszínre éles váltással települ a fedő.

A homokot a recens talajig két, egymással részben heteropikus képződmény: sárga, rétegzetlen, csigákat tartalmazó típusos lösz és lilászvörös, kavicsos, mecseki eredetű folyóvízi homok fedi. Arányuk szélsőségesen változó a keresztretegzett homok dominálta szelvénytől a csak vékony aprókavicszinórokat tartalmazó löszig. Sok helyen összefogazódnak vagy egymással váltakozva települnek, az árok É-i végén sárga és szürke kőzetlisztes agyag, valamint egy 20 cm vastag, sok áthalmozott mészkonkréciót

ábra). Néhány 10 m-rel nyugatabbra, az azóta már felépült ház alapozásakor az 1990-es évek elején ugyanezt a képződményt tárták fel (HAMOS Gábor szóbeli közlése).

A rétegsor finom–középszemű, jól osztályozott, keresztretegzett, erősen muszkovitcsillámos, szürke — feljebb limonitsávós — homokkal indul, melybe agyaglencsék, tiszta mészsizaplencsék és kavicszinórok települnek. A homokra rétegzetlen, osztályozatlan kavics települ, jól kerekített, változatos (túlnyomórészt riolit és többféle triász mészkő, valamint elenyésző mennyiségű kvarcit, homokkő, aleurolit és agyag) anyagú kavicsokkal. Ezt ismét az előzőekben leírt homok fedi, melyre kisebb dőléssel kavicsos, rétegzetlen, valószínűleg áthalmozott lösz következik. Mind a kavics és a lösz (a Ny–K-i falban), mind a lösz és a recens talaj diszkordánsan érintkezik.



11. ábra. A Pécs, Pellérdi úti házalap szelvénye; jobb oldalon a feltárt vetők kinagyított képe látható

1 – recens talaj; 2 – agyagos aleurit (áthalmazott lösz); 3 – osztályozatlan kavics; 4 – kavicsos meszes homokkő; 5 – agyag- és kavicszinóros, limonitsávos homok

Figure 11. Profile of the excavation in Pécs, Pellérdi út (Pellérdi Str), with the observed faults (right side)

1 – soil; 2 – clayey silt (redeposited loess); 3 – sorted gravel; 4 – gravelly calcareous sandstone; 5 – limonitic sand with clay and gravel seams

A pannóniai rétegek déli dőlésűek (180/25°). Az alsó homokösszletet a 170–350° csapású falban két, fordított V alakban találkozó vető metszi, melyek találkozására és felső folytatására a fedő durvakavicsos réteg miatt nem kivehető. Az északi ág két lépcsős vetőből áll. A limonitos rétegek alapján az elvetés az északi és déli ágon egyaránt néhány cm-es, a déli vető 60°-os délies, az északi vetők 70°-os északias dőlésűek.

16. Pécs, Rácváros, Ürögi határút [EOV 583 028; 80 850]

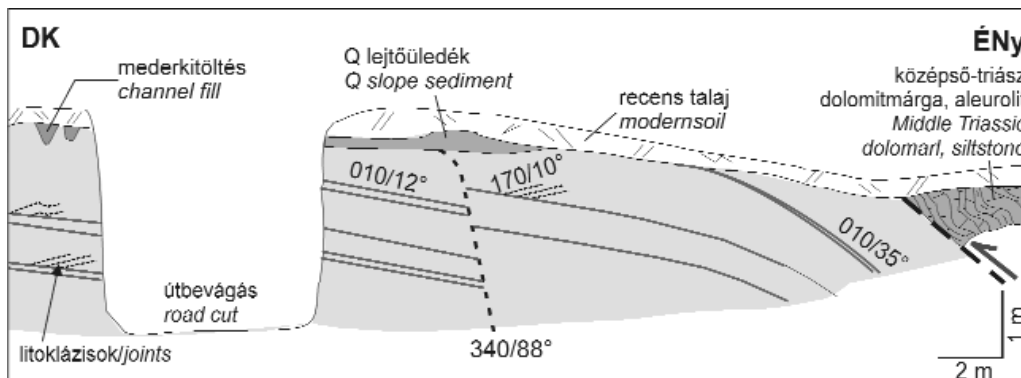
A város nyugati felében, a rácvárosi templom fölött, az Ürögi határút és a Cserebogár dűlő találkozásánál a mintegy 4 m magas, több szakaszban összesen kb. 70 m hosszú útbevágásban felső-pannóniai lymnocardiumos homok és kvarter löszös lejtőüledék található.

A limonitos homok SZABÓ J. (1972b) szerint a felső-pannóniai alsó részét képviseli, és a középső-triász Hetvehelyi Formáció tolodott rá (12. ábra). A feltolódás síkját már beépítették, BARABÁS Andor szóbeli közlése és SZABÓ J. (1972a) szerint egy viszonylag lapos, északi dőlésű feltolódás mentén történt az elmozdulás. A rátolódásos mozgásnak tulajdonítható a rétegdőléssel lapos szöveget bezáró, déli dőlésű, esetenként íves elválási felületek kialakulása. A fentiekben kívül a Mohr-párokat alkotó egyéb litoklázisok

csapása, illetve az eredetileg déli dőlésű pannóniai rétegsor északias billenése is ÉÉNy–DDK-i irányú kompresszióra utal. A pannóniai és a triász összlet tektonikus érintkezéséről néhány méterre, délre megfigyelhető, 340/88° helyzetű törés, amelynek két oldalán nincsenek párhuzamosítható rétegek, eltolódásként értelmezhető, és valószínűleg a fent leírtnál korábbi tektonikai fázis terméke. A homokos rétegsor tetejébe vágódó negyedidőszaki kis medrek kitöltése vízszintesen rétegzett, a feltárást lefedő löszös, kavicsos lejtőüledék nyugodt településű.

17. A pécsi Hétkaréjos sírkamra [EOV 586 325; 81 840]

A Hétkaréjos sírkamra vagy Cella Septichora Pécs történelmi belvárosában, a székesegyháztól keletre, közvetlenül a Káptalani Levéltár és Plébánia épületének keleti oldalán található. A világörökségi program részeként 2004–2006-ban került sor régészeti feltárással és turisztikai célú kiépítésre. A sírkamra helyét felső-pannóniai homokba vágta a római korban; ez a homok a régészeti munkák során több helyen ismét láthatóvá vált. Egyes rétegei nagy mennyiségben tartalmaznak függőleges, hengeres, limonitos elszíneződésű életnyomokat. Ilyenek rétegeket Danitzpusztán (l. alább) közvetlenül az alsó-felső-pannóniai határ fölött ismerünk.



12. ábra. A rácvárosi útbevágás északi részének szelvénye

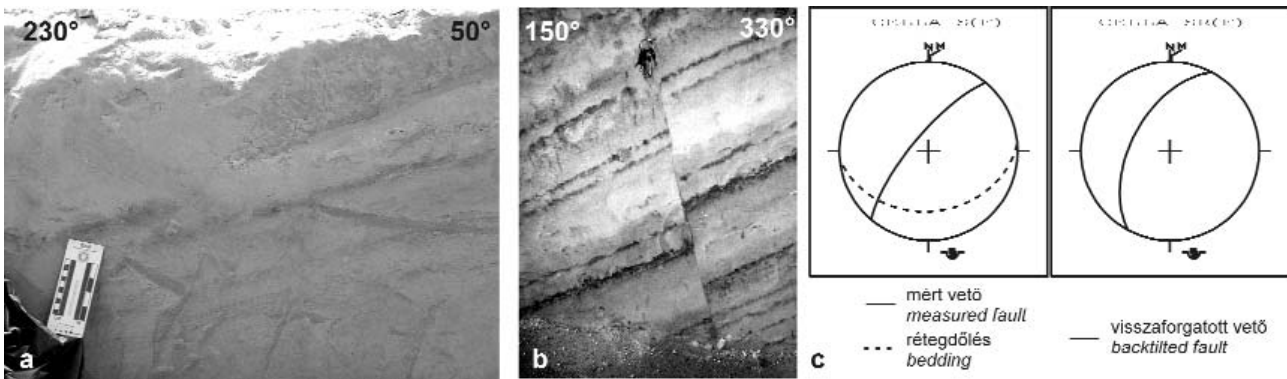
Figure 12. Profile of the northern part of the Rácváros road cut

A homok párhuzamosan rétegzett, limonitos, mészcsíkos, dőlése $175/32^\circ$. A sírkamra DNy-i oldalában, a kőfal alatt KRAFT János (Pécsi Bányakapitányság) kis feltolódást talált benne (13. ábra). Ennek áldőlése a fal csapásában 70° körüli és északias, függőleges elvetése 12–15 cm. Néhány héttel később az ásítás ÉNy-i falában, már a sírkamrán kívül mértünk egy $310/75^\circ$ dőlésű, 6 cm függőleges elvetésű lát-szólagos feltolódást. Karcok hiányában egyik esetben sem állapítható meg, hogy valóban feltolódások, vagy pedig eltolódások történtek-e.

zavart homok és a fillit érintkezését a felső-pleisztocén löszös üledékek lefedik (KRAFT 2006), igazolva a mozgás késő-pleisztocén előtti korát.

18. Pécs, Búza tér [EOV 587 383; 81 701]

A tér északi felén, a MTE SZ-székház É-i oldalán a mélygarázs építéséhez ásott, 5–6 m mély, téglalap alaprajzú gödör enyhe D-i dőlésű pannóniai homokrétegeket és azok törme-



13. ábra. Vetők a Hétkaréjos sírkamra melletti felső-pannóniai homokban

a) ÉNy-i fal; b) DNy-i fal (Kraft J. felvétele, a méretarány egy kulcsesomó); c) sztereogram az ÉNy-i fal feltolódásáról a jelenlegi helyzetben és a rétegdőléssel visszaforgatva

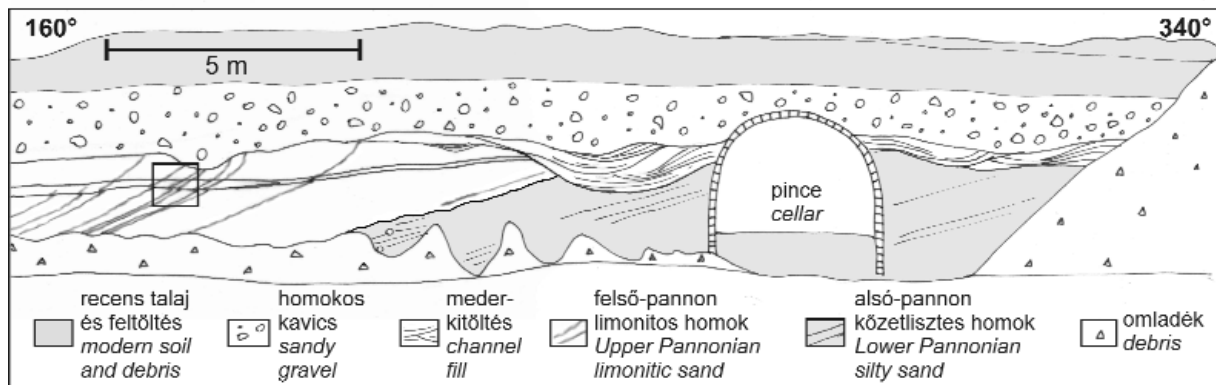
Figure 13. Faults in the Upper Pannonian sand surrounding the Cella Septichora (Pécs)

a) NW wall; b) SW wall (photo courtesy of J. Kraft; a bunch of keys for scale); c) stereogram of the fault in the SW wall of the exposure in present and backtilted position

A homok kibillenése és az elmozdulások a Mecsek-aljöv működéséhez köthetők, mivel mind az innen, mind a közelben máshonnan leírt más deformációk (erős billenés a Bazilika alatt, feltolódások a Barbakánnál; KRAFT 2006) az ókeresztény temetőterület és egyben a felső-pannóniai homok elterjedésének északi határán található, néhány tíz (a Bazilika alatt csak néhány) méterre délre a Mecsek-aljövbe becsípődött paleozoos fillitsávtól. Ezt támasztja alá az is, hogy amennyiben az ÉNy-i falban látható feltolódásnak volt eltolódásos összetevője is, akkor az a rétegdőlést is figyelembe véve balos volt, valamint a rétegdőléssel visszaforgatott vető csapásiránya alapján is kapcsolódhat a Mecsek-aljöv itteni szakaszához. A vetők és kibillenések egymáshoz viszonyított kora nem állapítható meg, de a

lékes fedőjét tárta föl, két szakaszon összesen kb. 60 m hosszan (14. ábra).

A fal alsó 2–3 m-ében kibillent pannóniai összlet látható. A rétegtanilag alacsonyabb helyzetben lévő, párhuzamosan rétegzett, szürke, kemény, meszes, agyagos-közetlisztes, finomszemű homok (a fal É-i felében) délies, $160\text{--}190/10\text{--}30^\circ$ közötti, jellemzően 15° dőlésű. Felső részében sok kagylómaradványt és helyenként mészkonkréciókat tartalmaz. Erre enyhe eróziós diszkordanciával világosszürke, jól osztályozott, kissé homokos aprókavics következik, amelyet kb. 30 fokkal D felé dőlő, 5–15 cm vastag, limonittal színezett sávok, kötegek tagolnak. A limonitsávok nagyrészt a rétegzést követik, felső részük azonban elhajlik. Az első két, kibillent összletet a falak



14. ábra. A Búza téri feltárás nyugati fala; a 15. ábra fényképének helye fekete kerettel jelölve

Figure 14. The W wall of the exposure of Búza tér; black frame indicates the location of the photo of Figure 15



15. ábra. Limonitsávok elmozdulása pannóniai aprókavicsban Pécssett, a Búza téri feltárásban

Figure 15. Displaced limonitic stripes in Pannonian fine-grained gravel in the exposure of Búza tér, Pécs

középső szintjében egy vízszintes, erősen hullámos, szabálytalan eróziós felület metszi el. Rajta 0,6–1,5 m vastag rétegzetlen, osztályozatlan homokos kavics települ. Széles határok között mozgó szemcsemérete (homoktól a 8–10 cm-es kavicsig), a vegyes kavicsanyag és az erősen változó koptatottság hegységelőtéri kvarter hordalékkúp üledékére utal. A pannóniai összlet felső részébe a diszkordanciafelület mentén számos meder vágódik be, kitöltésük mind a fekü, mind a fedő anyagát tartalmazza, tehát a hordalékkúp lerakódásának kezdeti fázisát jelzik. A törmelék 0,5 m recens talaj fedi, e fölött 0,3–2 m vastagon antropogén eredetű feltöltés látható.

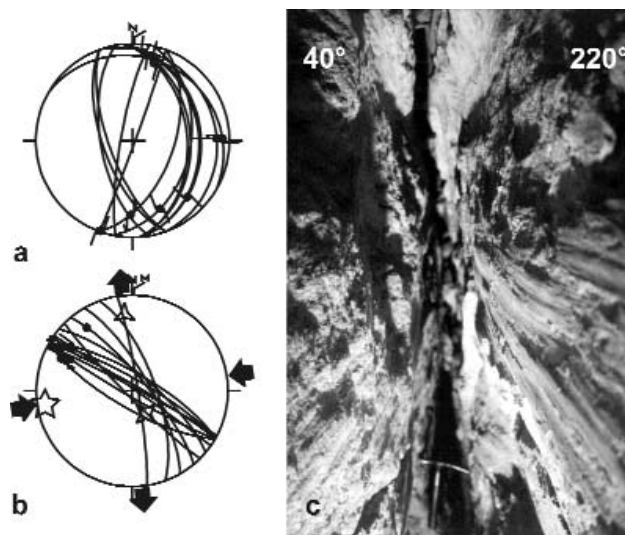
Az eróziós felszín alatt néhány dm-rel két igen enyhén (legfeljebb néhány fokkal) délre dőlő, legfeljebb 2–3 cm vastagságú, sötétbarna aprókavicszsinór látható, amelyek a dőlő limonitsávokat elmetszik és amelyek mentén a limonitsávok felső szakasza 6–15 cm-rel délre toldott (15. ábra). A Ny-i falban a két zsinór É felé összetart, és egy meder oldalában végződik. Az elmozdulás magyarázatára az egyszerű lejtő menti lecsúszás a zsinórok rendkívül kis dőlés-szöge miatt valószínűtlen. A szerkezetet a rétegdőléssel visszaforgatva azonban lapos szögű rátolódást kapunk, ami a rétegsor kibillenésével együtt köthető az intra-, illetve posztpannóniai kompressziós tektonikához, melynek során a Mecsek feltolódása az előtéri laza üledékek enyhe deformációját okozta. Mivel a zsinórokat a hordalékkúp vízfolyásainak medre elmetszi, a mozgás (késő-)pleisztocén előtti.

19. A pécsi Havi-hegy

Pécs középső részén a Havi-hegy szarmata mészköve (Tinnyei Formáció) tektonikusan, a Mecsek-alja-feltolódás mentén érintkezik a Tettye környéki középső-triász karbonátos sorozattal (Misinai Formációcsoport). Már VADÁSZ (1935) részaránytalán, töréssel elmetszett, szarmata boltozatot írt le innen.

Felszíni mérések [EOV 587 377; 82 656]

Az 1:10 000-es méretarányú földtani térkép (NAGY & HÁMOR 1964) a Havi-hegyre meredek redősorozatokat jelöl, amelyben a rétegdőlés helyenként közel függőleges. A viszonylag szabályos, nagyjából ÉK–DNY-i csapású redősor mellett számos egyéb tektonikai elem (flexura, vető, litoklázis) is megfigyelhető (16. ábra, a). A mérések során több helyen találtunk függőleges összetevővel is rendelkező eltolódásokat és réteglap menti elcsúszásokat, de a sziklafelület mállottsága miatt általában csak a karcok csapása állapítható meg, az elmozdulás pontos iránya nem. A rétegtalpakon gyakran megfigyelhetők egy 120–300° és 20–200° csapású (gyakorlatilag Mohr-párt alkotó), a rétegzésre nagyjából merőleges litoklázisrendszer tagjai. A tektonikus határ túlsó oldalán lévő Lapsi Mészkő vékony rétegei szerkezetileg erősen igénybevettek, felaprózottak, emiatt mállottabbak is, gyűrtek és meredek dőlésűek, feltolódás jellegű és vízszintes elmozdulásokkal. A felszíni mérésekből számított feszültségtér bizonytalansága túl nagy volt, így azt a sztereogramon nem jelenítettük meg.



16. ábra. Szerkezeti elemek a Havi-hegyről

a) a felszíni mérések sztereogramja; b) a barlang jellemző törési síkjainak sztereogramja és a számított feszültségtér; c) a hasadékbarlang fő járatának falait borító elmozdulási karcok, lépték lent a két fal közé akasztott kalapács

Figure 16. Tectonic features from Havi Hill

a) Stereogram of the surface measurements; b) stereogram of the typical fault planes of the cave and the calculated stress field; c) slickensides on the walls of the fault cave (note hammer hanging between the two walls for scale)

A Havi-hegyi hasadékbarlang [EOV 587 263; 82 434]

A Havi-hegy meredek Ny-i oldalán 197 m tszf. magasságban, a Kisboldogasszony u. 16. sz. ház udvarának végéből tektonikai hatások és részben emberi beavatkozás következtében kialakult, 22 m összhosszúságú barlang nyílik (SEBE & DEZSŐ 2008). A 6 m hosszú mesterséges bejárati részen gerendákkal aládúcolt meglazult kőzetblokkok találhatók. Erre a járatra csaknem merőleges a főág, ahol a természetes formák dominálnak.

A barlang falait szálaban álló szarmata mészhomokkő, illetve tektonikus breccsa alkotja. Az előbbi jól rétegzett meszes homokkő, jelentékeny kvarchomoktartalommal (Tinnyei Formáció), helyenként kőzetalkotó mennyiségben tartalmaz molluszka- (elsősorban kagyló-) kőbeleket. Jellemző rétegdőlése $270/12^\circ$, ami eltér a Havi-hegyen általános, K–Ny-i csapású boltozatok dőlésirányaitól, egy kisebb kibillent szerkezet része lehet. A breccsa néhány cm-től 15–20 cm-ig terjedő méretű törmelékdarabokból áll, mátrixa kevésbé cementált, sárga, meszes homokkő. A törmelék a barlangot létrehozó elmozdulás során keletkezett, nem pedig később behordódott üledék. Ezt támasztja alá, hogy a szemcsék anyaga megegyezik a barlangot befoglaló szálkőzetével, másrészt pedig hogy a hasadék mind oldalirányban, mind fölfelé teljesen beszűkül, majd bezáródik. A tektonikus breccsa diagenizált, sok helyen a közel függőleges szálkőzeten is megőrződött — a bejárat fölötti függőleges sziklafelszín is ez alkotja —, tehát a hasadék barlanggá szélesedésekor már szilárd kőzetként viselkedett. Ebből legalább két mozgási fázisra következtethetünk, melyek korolása csak analógiák alapján lehetséges (24. ábra).

A barlang egy $130\text{--}310^\circ$ csapásirányú fő törés mentén alakult ki. Itt az egyébként viszonylag durvaszemcsés kőzet felülete teljesen simára csiszolódtott, de vetőagyag nem fedí. A falakat nagy felületen közel vízszintes, balos elmozdulásra utaló karcok borítják (16. ábra, c). A vetőtűkör épsége mutatja, hogy a barlang tisztán tektonikus eredetű, oldásos folyamatok nem játszottak szerepet kialakításában (a felszín alatti vízmozgások csak a vetőbreccsa egy részének korai elszállításában vehettek részt). A sziklafelület a barlang alsó két-három méterén erősen mállott, ennek ellenére a vetőkarcok itt is egyértelműen láthatók, bár a mozgás balos vagy jobbos volta nem állapítható meg. A jellemző csúsztási karcok adatai jól mutatják mind az enyhe függőleges komponensű eltolódásos mozgást, mind az elmozdulási felszín erősen hullámos voltát (16. ábra, b). A barlang főágának délnyugati falát alkotó két kőzetblokk egymáshoz képest elmozdult: a fal jellemző dőlése az északi részen $60/75^\circ$, a délin $210/85^\circ$, de nyilvánvaló, hogy a két falszakasz egykor összefüggő felszínűt alkotott. Mivel a járat csak néhány méterrel húzódik a Havi-hegy meredek nyugati lejtője mögött, a kibillenést nem fiatalabb tektonikai eseménynek, hanem a külső kőzettömb gravitációs kimozdulásának tulajdoníthatjuk.

A fő hasadékon kívül sűrű töréshálózat szövi át a kőzetet, a jellemző irányokat a 16. ábra c része mutatja. A barlang DK-i részén egy nagyobb, a fő töréssel hegyesszöget bezáró elmozdulási felszín látható, melyet szintén csúsztási karcok borítanak, de az elmozdulás balos vagy jobbos volta a kőzetfelszín mállottsága miatt nem állapítható meg.

A Havi-hegyen és környékén a földtani szerkezetet meghatározó Mecsekalja-öv lefutása és a gyűrt szerkezetek tengelyének jellemző csapásiránya is KÉK–NyDNY-i (NAGY & HÁMOR 1964). Ennek sem a felszínen, sem a barlangban mért törések fő irányai nem felelnek meg. Mivel a mozgások közül sok közel áll a vízszinteshez, illetve

eltolódásos összetevője is van, kialakulásuk feltehetően az eltolódás jellegű Mecsekalja-öv aktivitásához kapcsolódik, azonban az eltolódásos rendszeren belül egy lokális feszültségtér hozhatta létre őket. A felszíni adatok inkoherenciájának a több mozgási fázis is oka lehet. A barlang adatai a Havi-hegy tetején megfigyelhetőkhöz képest eltérően mozgó blokkra utalnak — a két mérési hely között a szintkülönbség kb. 50 m, de kapcsolatuk nincs feltárva —, de jól illeszthetők a kora-pannóniai transztenziós feszültségtérbe.

HÁMOR (1966) szerint a Havi-hegy szarmata összetétét meggyűrő mozgás a késő-pannóniaiban zajló rhodáni fázishoz köthető, amely még az alsó-pannóniai rétegeket is érintette. A szarmata végi attikai fázis jelenlétét nem látta bizonyíthatónak, mert nem ismert olyan alsó-pannóniai képződményeket, amelyek nem a miocénnel együtt deformálódtak volna. Erre éppen a Havi-hegy környéke a cáfolat, ahol az alsó-pannóniai üledékek erős szögdiszkordanciával települnek a szarmatára (pl. Havi-hegy, Erzsébettelep, Szamárkút), tehát a fő gyűrődésnek a szarmata végén kellett történnie. Erre utal az is, hogy a kora-pannóniai (KLEB 1973) ábrázoló az Erzsébettelep–Szamárkút fölötti részen egyaránt pusztította a közvetlenül egymás mellett elhelyezkedő szarmata és triász mészkőrétegeket. Az alaphegység előtérre történő toldása ugyanakkor később is folytatódott, hiszen a környékbeli alsó-pannóniai üledékek is kibillentek a hegységperemen. E mozgás kora fedőüledékek hiányában nehezen állapítható meg. A korábbi irodalom (NAGY & HÁMOR 1964, KLEB 1973) a környéken nem említ felső-pannóniai előfordulást. A szarmata mészkőbívástól kb. 100 m-re ÉK-re elhelyezkedő néhány m²-es, KERTÉSZ (2001) által felső-pannóniainak leírt, NAGY & HÁMOR (1964) szerint alsó-pannóniai, nyugodt településű, $0\text{--}10^\circ$ dőlésű limonitos homokkőfoltok kora ősmaradványok hiányában nem bizonyítható; látszólagos nyugodtságuk valószínűleg csak a feltárások igen kis méretének köszönhető. Keletebbi analógiák, elsősorban a Danitzpuszta környéki homokbányák a késő-pannóniai első felére jeleznek számottevő deformációt.

A barlang kialakulásának korát még kevésbé tudjuk pontosan megállapítani. A fő járatot kialakító eltolódás akár egyidős is lehet a szarmata mészkő gyűrődésével, míg a hasadék megnyílását későbbi (talán a kora-pannóniai medencefejlődéshez kapcsolódó) extenziós esemény okozhatta, bár itt nem zárható ki teljesen a gravitációs mozgás sem.

20. Pécs, Erzsébettelep, kőfejtő [EOV 587 712; 82 902]

A Pécs, Erzsébettelep, Havihegyi út 55. és 57. számú ház között, magántulajdonban lévő telken található régi kőfejtő szarmata, pannóniai és kvarter üledékes összetételű föld (17. ábra).

A rétegsor legalsó részét szarmata ooidos, meszes homokkő alkotja, mely főleg a bánya ÉNY-i falában, kisebb foltokban a DNY-i falban is megjelenik. A homokkő üregeiben vörös, homokos-agyagos kitöltések láthatók. A

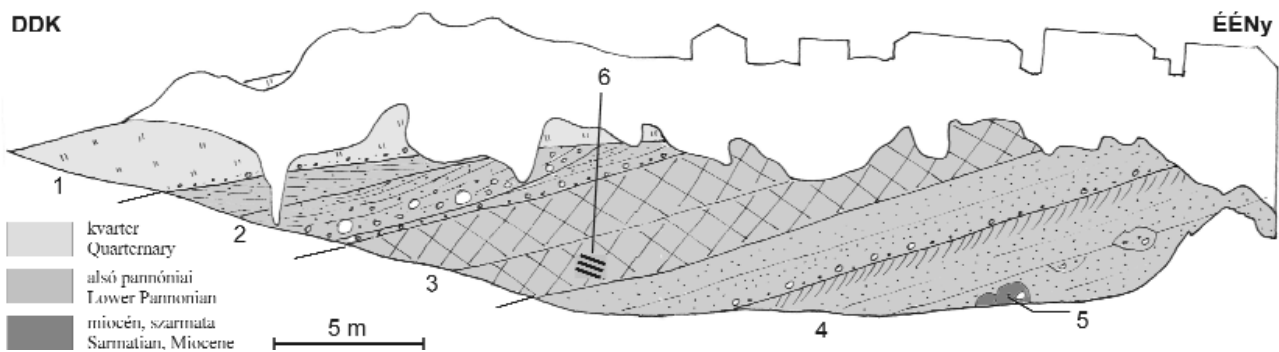
homokkő szabálytalan lefutású, repedezett (abráziós) felületére szögdiszkordanciával települnek a fedő alsó-pannóniai (KLEB 1973) rétegek. Alul kb. 6 m vastagságban mészkő-kavics-konglomerátum, keresztretegzett homok és homokkő helyezkedik el, kavicsbetelepülésekkel. Az akár 20–30 cm-es nagyságot is elérő görgetett kavicsok anyaga főleg a közelben kibukkanó triász mészkő, de jelentős a fekéü szarmata mészkövek aránya is. Ezt 3 m vastag breccsás szerkezetű, erősen porózus, homokos mészkő, majd ismét homok és kavics fedi, több kavicsal, mint a fekéüben, valamint egy nagyméretű mederrel. A kibillent (230/25–30°) pannóniai rétegsorra diszkordánsan paleotalajos lösz települ. Az ÉK-i falat, melynek a feltárás többi részével való kapcsolata nem állapítható meg, gyengén rétegzett finom- és közepesmű homokkő alkotja, ebbe áthalmozott szarmata puhatestű-faunát tartalmazó aprókavicsos konglomerátum

a pannóniai kort támasztja alá. Ez alapján a billenés a kora-pannóniai és a pleisztocén között következett be, valószínűleg a környékbeli feltárásokban láthatóakhoz hasonlóan a késő-pannóniai első felében.

21. Pécs, Danitzpuszta, homokbánya [EOV 591 108; 84 243]

A ma ismét művelés alatt álló bánya Pécs keleti peremén, a városhatáron álló laktanya keleti szomszédságában található. Itt lymnocardiumos, congeriás, fehér, alsó-pannóniai márgára miocénből áthalmozott gerincesmaradványokat (KAZÁR et al. 2007) tartalmazó sárga, limonitos, felső-pannóniai homok települ. VADÁSZ (1935) óta az ún. „intrapannon mozgások” klasszikus feltárása.

A korábbi leírók erős szögdiszkordanciát említenek a



17. ábra. Az erzsébettelepi kőfejtő NyDNY-i fala

1 – paleotalajos lösz, 2 – homok, homokos kavics, 3 – homokos mészkő, 4 – kavics- és konglomerátumbetelepüléssel homok és homokkő, 5 – ooidos homokkő, 6 – csúszási karcok

Figure 17. The WSW wall of the Erzsébettelep Quarry

1 – loess with palaeosol, 2 – sand, sandy gravel, 3 – sandy limestone, 4 – sand and sandstone with gravel and conglomerate interbeddings, 5 – ooidal sandstone, 6 – slickensides

tumrétegek települnek. A fal felső részén valószínűleg szálban álló, de töredezett (szétfagyott?) homokkő látható (rétegdőlése 120/15°), majd erre szabálytalan, meredek határral lejtőtörmelék következik. Amennyiben valóban szálban álló homokkőről van szó, akkor a pannóniai rétegsoron belül is történt billenés, de ez a feltárás alapján nem bizonyítható.

A kőfejtő fal vastag mészkőpadjának felületén kifényesedett elmozdulási felszíneket találtunk, jelenleg vízszinteshez közeli irányú csúszási karcokkal. Az ÉK-i fal homokjában a rétegdőléssel szöveget bezáró, több irányú kőzetrések rendszere látható, melyek néhány helyen egymást is elmetszik.

A kőfejtő szelvényét az 1:10 000-es méretarányú térképezés során alsó-pannóniainak minősítették (NAGY & HÁMOR 1966), KLEB (1973) is így írta le (nála a feltárás az utca régi elnevezésével, „Bertalan-hegy, Mező Imre úti déli homokbánya” néven szerepel). Az összlet felső részével kapcsolatban felmerült a pliocén vagy negyedidőszaki kor lehetősége, de a homokos mészkő alatti, illetve az azt közvetlenül fedő homokrétegekből vett minták spóra-pollen vizsgálata (MEDZIHRADSKY ZSÓFIA, Magyar Természetudományi Múzeum, Növénytar) nem járt eredménnyel, ami

felső-pannóniai összleten belül (VADÁSZ 1935, KLEB 1973), illetve a meredek, függőlegeshez közeli alsó- és az enyhébb dőlésű felső-pannóniai összlet között (1958-as fényképfelvétel alapján BENKOVICS 1997 és CSONTOS et al. 2002). HÁMOR (1966, 1970) szerint posztpannóniai aktivitású, D-i dőlésű vető állította élére az alsó-pannóniai márgát. KLEB (1973) 1960-as években készített fényképén a szögdiszkordancia a felső-pannóniai limonitos homokon belül látható. Az eltérő döléseket BENKOVICS (1997) késő-pannóniai vak feltolódással és a hozzá kapcsolódó eróziós diszkordanciával magyarázta.

Mindezekkel szemben a mai feltártsági viszonyok közt bizonyítható, hogy az alsó-felső-pannóniai határ konkordáns, diszkordancia csak a felső-pannóniai homokon belül alakult ki. A fejtés 1998-ban érte el, ekkor a meredek dőlésű alsó-pannóniai összlet átbuktatott rétegeit is feltárták. A határ az elmúlt évek termelési munkái következtében nagy területen került felszínre — megfigyelhető helyzete alapján az 1:10 000-es méretarányú földtani térkép (HÁMOR et al. 1966) is pontosítható —, teljes feltárt hosszában függőleges vagy ahhoz közeli helyzetű. Jelenleg a rétegdőlés az északias, 350–20/20–30° dőlésű átbuktatott alsó-pannóniai márgarétegektől dél felé, a rétegsorban fölfelé haladva a

függőleges körüli alsó–felső-pannóniai határon keresztül fokozatosan 10–15°-ra csökken. Az alsó-pannóniai összletben a rétegdőlés csapás mentén is akár több 10 fokot változik. Ha figyelembe vesszük, hogy a bánya azóta sokat haladt előre É felé, akkor ezek az adatok beilleszthetők a BENKOVICS (1997) által felvázolt modellbe, azaz a már lebányászott diszkordanciafelszín alatt a D-i vergenciájú vak feltolódáshoz kapcsolódó, 100 m-nél nagyobb sugarú, D felé átbukó redő belsőbb részeit látjuk. A gyűrődés által létrehozott bonyolult szerkezetet jelzi, hogy a bánya viszonylag új, keleti udvarában az alsó-pannóniai márga felső részében néhány éve még számos redő volt látható több nagyságrendben, így pl. egy jelenleg függőlegeshez közeli tengelyű, több 10 m-es sugarú redő vagy ezen belül egy párhuzamos réteglapokkal határolt zöld agyagrétegbe települő, erősen gyüredezett mészmárgaréteg (18. ábra, a).

A felgyűrődés mellett számos, É–D-i kompresszióra utaló töréses elem látható (vagy volt látható) a bányában. A teljes összletben jellemzőek az É-i és D-i vergenciájú feltolódások, az alsó-pannóniai márgában a vetőkarcok szinte kizárólag függőleges mozgást mutatnak. A márgában több helyen az erősen átbuktatott réteglapok szolgálták elmozdulási síkként. A csak részlegesen feltárt alsó-pannóniai összletben a rétegdőlés igen rövid távon, kb. 10 m-en belül fordul át a viszonylag lapos szögű, 20–30°-os északi dőlésből 70° körüli délre, feltehető, hogy itt is nagyobb töréssel számolhatunk. Feltolódás még a bánya legdélebbi részén, a rétegsor legenyhébben (10–15°-kal) dőlő és legfelső szintjén is megfigyelhető volt, ez alapján a mozgások kizárólag intrapannóniai kora megkérdőjelezhető.

A gyűrődést megelőzte egy transztenziós esemény, amit az alsó–felső-pannóniai határt és a közvetlen fölötté települő rétegeket érintő törések mutatnak. Ezek eredetileg normál összetevőjű vetőként működtek (18. ábra, b), de ma a függőlegesen álló rétegsorban több helyen látszólagos feltolódásként jelennek meg. A bányában mért töréseken

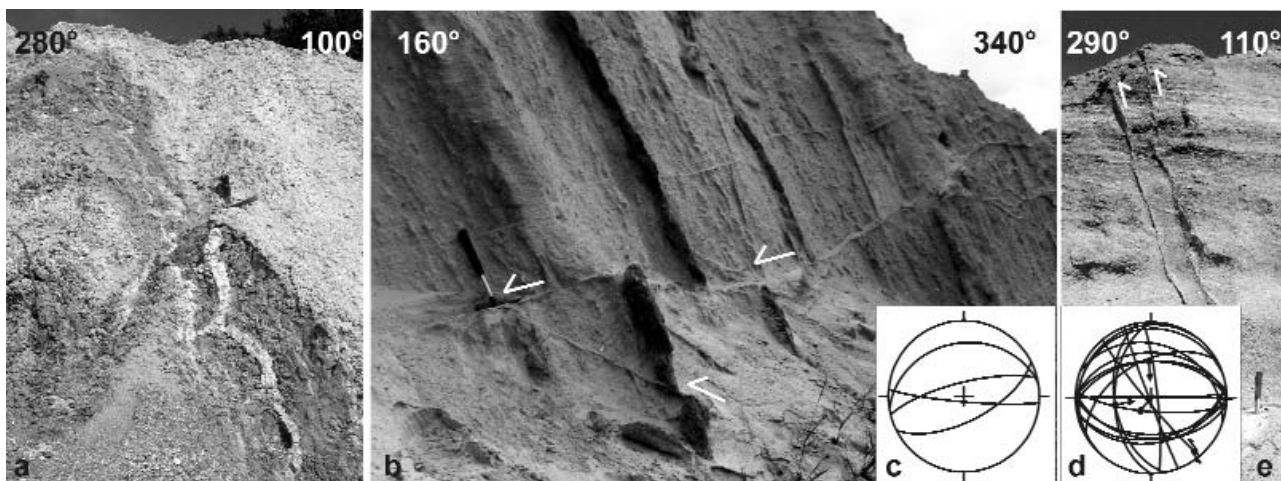
karcok hiányában a mozgás pontos iránya nem volt megállapítható, de a nyilvánvaló normál komponens mellett vízszintes elmozdulásra utal, hogy a vetősíkokat a rétegdőléssel visszaforgatva a Mecsekalja-öv csapásával nagyjából egyező irányt kapunk (18. ábra, c). Ezt erősíti meg a KLEB (1973, 793. o.) fényképén felismerhető, K–Ny-ias csapású negatív virágszerkezet is, amely szintén a felső-pannóniai homok alsó részében volt látható.

A jellemző K–Ny-i csapású vetőkön kívül kevés más csapású törés volt mérhető (18. ábra, d). Ezek között eltolódások is találhatók (18. ábra, e), melyek függőlegeshez közeli helyzetben vannak, tehát valószínűleg az eddig felsoroltaknál fiatalabb szerkezetek.

A felső-pannóniai homokösszletre jellemző mind a rétegzéstől független, mind az ahhoz kötődő, hullámos vagy egyenes limonitsávok jelenléte. KRIVÁN (1958) a felszínhez közeli hullámos mintázatot würmi állótundra-jelenségként írta le. Mivel a kiválásokat a fejtés legmélyebb szintjein, a felszíntől számított 20–30 m mélységben is és minden lehetséges irányban és formában megtaláltuk, ezek inkább talajvízmozgáshoz kapcsolhatók. A limonit sokszor kiemeli a rétegek vagy törések síkját, máskor azonban szöveget zár be azokkal. Több helyen 10–15°, de akár 40°-os eltérés is látható a homokösszletben a jól azonosítható rétegek (pl. kavicsbetelepülések) és a limonitsávok dőlése közt, ezért a szerkezeti vizsgálatokban a limonitsávok óvatosan kezelendők.

22. A pécsváradai homokbánya [EOV 600 200; 88 783]

A Pécsváradtól DNy-ra, a régi és az új 6-os út között elhelyezkedő nagy homokbánya („Pécsvárad-I.” bánya) kb. 300×400 m területű. Felső-pannóniai limonitos, földpátos kvarchomokot termel, bár legalsó szintjén az alsó-pannóniai agyagos, vízzáró összlet is megjelenik. A bánya látványos metszetet ad a progradáló delta nyelhe délies dőlésű



18. ábra. Tektonikai jelenségek a danitzpusztai homokbánya északi falában

a) eltérő kompetenciájú alsó-pannóniai rétegek (zöld agyag és fehér mészmárga) különböző mértékű képlékeny deformációja; b) a limonitsávós felső-pannóniai homok kibillenését megelőző vetők; c) a vetők eredeti helyzetűje; d) a bányában mért vetőadatok sztereogramja; e) feltolódásos összetevőjű eltolódások

Figure 18. Tectonic features in the N wall of the Danitzpuszta sand pit

a) different plastic deformation of Lower Pannonian strata (green clay and white calcareous marl) of different competence; b) the normal faults predating the tilting of the Upper Pannonian limonitic sand; c) the original (backtilted) position of the faults; d) stereogram showing all types of faults measured in the sand pit; e) strike-slip faults with reverse component

rétegeiről. A homok az alsó részen cementált, kavicsos részeket, feljebb lignitzsinórokat, majd a pannóniai összetetetején mészlencsékét és -rétegeket tartalmaz. Erősen limonitos, a kiválások a rétegzést nem követik, sok helyen azzal ellentétes dőlésűek. A bánya déli peremén a homok fölött plio–pleisztocén kavicsos hegylábi törmelék, egy másik szakaszon vöröses paleotalaj jelenik meg a recens talaj alatt.

A több száz m hosszú feltárás legnagyobb részén a rétegsor nyugodt településű, tektonikai elemeket csak a DNy-i fal északi végén tudunk dokumentálni (19. ábra). Itt a lignitzsinóros homokban enyhe felboltozódás, valamint egyenes, illetve ívelt, maximum 20 cm-es függőleges elvetésű feltolódások sorozata látható; ez utóbbiak lefelé a homogén homokban nem követhetők. Karcok hiányában az elvetés pontos iránya nem állapítható meg, de az alapján, hogy egyazon vető mentén különböző (és függőlegesen nem következetesen változó) elvetések mérhetők az egyes rétegeken, a mozgás rendelkezett eltolódásos összetevővel

aktivitására, elsősorban ÉNy–DK-i kompresszióra és transzpressziós elmozdulásokra következtethetünk. A mozgás fiatal korára utalhatnak a közvetlenül a bányától északra megfigyelhető kaptúrák (SEBE 2009).

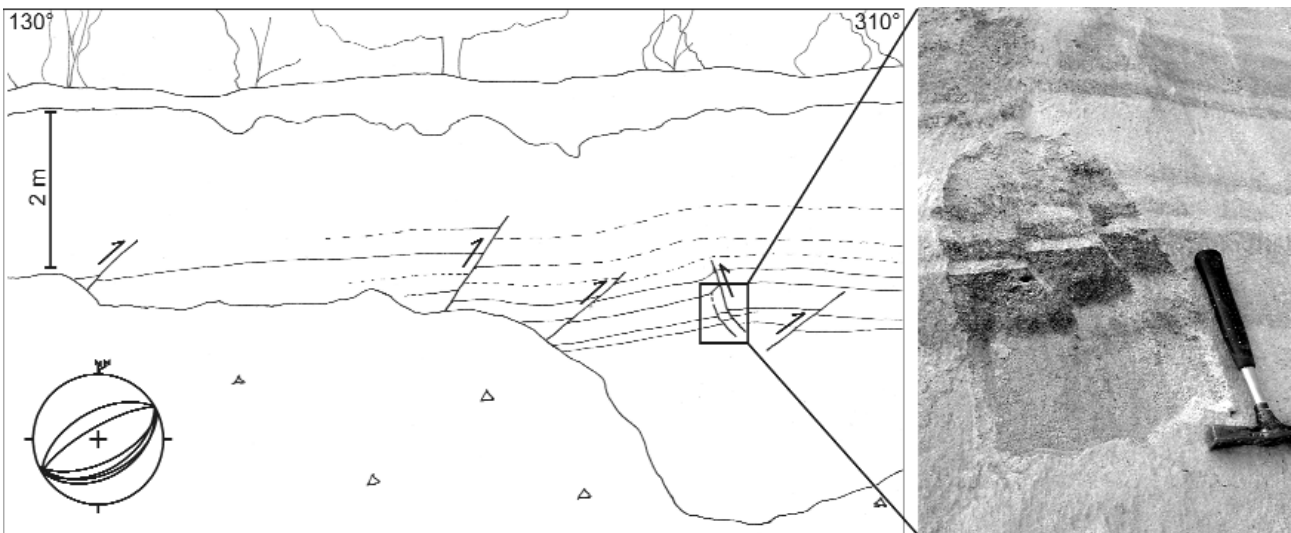
23. Komló–Mecsekjánosi, egykori homokbánya

É–D-i csapású feltárás: [EOV 589 185; 97 370];

Ny–K-i csapású feltárás: [EOV 589 008; 97 103]

A Mecsekjánosi–Kisbattyán műúttól É-ra található feltárás két nagy falból áll, melyekben középső–miocén törmelékes rétegsor és kvarter lösz tanulmányozható. A délebbi K–Ny-i csapású, a műúttól kb. 100 m-rel É-ra helyezkedik el, hajdan homokbányaként szolgált; az északi oldaltól 200 m-re É-ra, É–D-i csapásban húzódik kb. 200 m hosszan, és a szeméttelép bővítések jöttek létre.

Az É–D-i csapású falat jól rétegzett, agyag, agyagmárga, mészmárga, mész és finomhomok váltakozása alkotja. A mikrofoszfiliák hiánya (TÍMÁRNÉ 2005) és a szór-



19. ábra. Feltolódások a pécsvárad nagy homokbánya DNy-i falában
Figure 19. Reverse faults in the SW wall of the big sand pit of Pécsvárad

is. A mért síkok 60–240° körüli csapása illeszkedik a Mecsekalja-öv irányához. Ugyan a feltolódások fölfelé elhalnak, de a fölöttük lévő rétegek felboltozódása miatt inkább tekinthetők üledékképződés utáni vak feltolódásoknak, mint színszediment szerkezeteknek.

KLEB (1973) az ettől a bányától valamivel délebbre, a 6-os út déli oldalán elhelyezkedő kis homokbányából a környéken jellemzővel ellentétes, enyhe ÉNy-i rétegdőlést és normálvetők sorozatát írja le. BENKOVICS (1997) a 6-os úttól délre fekvő bányából normálvetőket említ, ezek irányából ÉK–DNy-i tágulásra következtet. BALLA & DUDKO (1996) szerint cikkük írásakor nem volt ismert eltolódás a mecseki pannóniai képződményekben, csak az erdősmecseki homokbányában, de a hasonló csapásirány alapján a pécsvárad homokbánya vetőnek látszó töréseiről is valószínűsítették az eltolódásos eredetet. Ezekből az adatokból az új észlelésekkel együtt is a Mecsekalja-öv posztpannóniai

ványos halpikkely-előfordulások, valamint a litofacies alapján az összetet a kárpáti korú Budafai Formációba sorolható, átmenetet képez a Komló (korábban „halpikkelyes agyagmárga”) és a Mánfai Tagozat („budafai összetet”) között (SOÓSÉ 2005). A fal közepén 8 m vastag fehér dácittufa (Tari Dácittufa Formáció) települ az összetetbe.

A rétegdőlés a fal mentén folyamatosan változik. Déli végén egy enyhén ívelt, K–Ny-i csapású antiklinális volt látható még 2003-ban, azóta a falról leomló törmelék a nagy részét betemette. Észak felé a rétegdőlés egyre meredekebb, a fal középső szakaszán 340–350/60–90° közötti, majd átbuktatott. A feltárás É-i harmadában több helyen erős tektonikai igénybevételre utaló gyüredzettség látható, ettől kezdve a rétegdőlés — bár ingadozásokkal — folyamatosan csökken. Sok helyen figyelhetők meg kisebb-nagyobb (néhány cm – néhány dm) elvetésű síkok, közvetlenül egymás mellett ellentétes irányúak (normálvetők és feltoló-

dások) is előfordulnak. Számos rétegcsoportban szinszediment iszapcsúsúzásos jelenségek tanulmányozhatók.

A Ny–K-i csapású fal (20. ábra) meszes homokkőpadokkal tagolt, sárga, pectenés homok, illetve az azt fedő agyagmárga alkotja, rájuk eróziós diszkordanciával paleotalajos lösz települ. A homokban durvakavicsos konglomerátum néhány tömbje, valamint szórta több, néhány dm vastag, akár 1 m hosszú agyag és kőzetlisztes agyag anyagú lencse látható. Ez utóbbiak a partszegélyt alkotó agyagmárgából származnak és HÁMOR (1970) szerint a medenceperem gyors szinszediment emelkedésére utalnak. A miocén összlet rétegdőlése ingadozó, de vízszinteshez közeli; a löszben rétegzés nem látszik, a paleotalaj szintén nyugodt településű, csak a paleodomborzathoz kapcsolódó dőlése van.

A fal Ny-i része kb. 10 m hosszban egy 10/75–90° dőlésű vetőt tár fel (21. ábra). A síktól délre a homokkőpados homok, északra két képződmény, vékonyréteges kőzetlisztes agyagmárga, föllette pedig mészkonkréciós lösz látható. A mélyebb helyzetű agyagmárgarétegek a vető mentén fölhajlanak, sokszor hosszabb távon követhetők, így viszonylag lassú, normál jellegű vetőmozgás tételezhető fel. Az agyagmárga és a lösz közti határt egy néhány cm vastag, elmosódó határu, vörösbarna agyagréteg alkotja (ezt BENKOVICS [1997] végig a homokösszletet elmetesző vető mentén jelöli, de a feltárásban csak annak felső részén, a lösz mentén és a lösz és agyagmárga közti vető mentén találtak meg). Az agyag helyenként függőlegeshez közeli dőlésű, rajta csúszásnyomok figyelhetők meg. A feltárás középső szakaszán egy árokszerű szerkezetben a homokba szintén jól rétegzett, de a mikrofoszsziliák alapján (TÍMÁRNÉ 2005) a vető mögött feltárt agyagmárgától eltérő, barna agyagmárgatest települ, melyet a rétegzés mentén valószínűleg utólagosan kivált mészc síkok tarkítanak. A mélyedést határoló síkok a homokban lefelé nem követhetők.

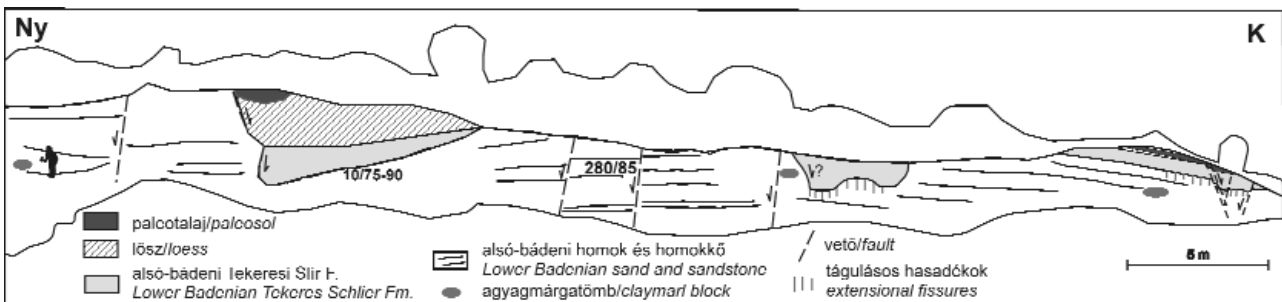
A fal más részein is több helyen láthatók extenziós mozgások nyomai, ezek csapása mindenhol megközelítőleg merőleges a tárgyalt vetőre. Jellemzők a néhány dm-es függőleges elvetésű, 280/85° körüli dőlésű vetők. A fal K-i részén, valamint a középső részen az árokszerű szerkezetben megjelenő agyagmárga alatt nagy számban fordulnak elő É–D-i csapású, nyílt, függőleges hasadékok; némelyikben kalcitbekérgezés és cseppkő is képződött. Mindenhol a homok-homokkő összlet felső határán vagy a homok-

kőpadokban láthatók, ahol a nagyrészt vízzáró fedő agyagmárga megakadályozta kitöltődésüket. A fal K-i szakaszán az agyagmárga-homok-lösz-paleotalaj sorozatban kb. 3 m széles, É–D-i csapású árokszerkezet figyelhető meg. Mivel az elvetés a lösz és a paleotalajt is érinti, az elmozdulás igen fiatal. Topográfiai helyzete alapján (viszonylag meredek völgyoldalban, a völgyvel párhuzamos csapásban, felszínhez közel található) a szerkezet lehet atektonikus, gravitációs eredetű is. Képviselet azonban az előbb felsorolt normálvetőkkel és húzásos hasadékokkal egyazon eseményt is, ez esetben az igen fiatal kort a kevésbé állékony homokban keletkezett hasadékok nyitott, kitöltetlen volta, a tektonikus eredetet pedig a hasadékok völgyperemtől távoli (lejtőmozgásokra már kevésbé érzékeny) helyen való előfordulása is alátámasztja. Az extenziós mozgás kora ez esetben késő-pleisztocén, de akár holocén is lehet.

A homok-homokkő sorozat foraminiferafaunája kora-badenire jellemző, mind ez a fauna, mind a litofácies meg egyezik az itt nem tárgyalt mecsekjánosi homokbányából regressziós összletként (HÁMOR 1970) leírt sorozatával (TÍMÁRNÉ 2005). Emiatt SOÓSÉ (2005) a Tekerési Slíren belüli regressziós rétegcsoportnak tartja. A homokösszlet fedőjében, valamint az árokszerkezetben települő agyagmárga foraminiferák alapján az alsó-badenibe tartozik, míg a nagy vető mögötti agyagmárga gazdag mikrofaunája az alsó-badeni alsó részét (alsó Lagenidae-s szint) képviseli (TÍMÁRNÉ 2005). Mindegyik előfordulás a Tekerési Slírhez sorolható (SOÓSÉ 2005), de nem pontosan ugyanazt a szintet képviselik, ezért a nagy, K–Ny-i csapású vetőnél az elvetés nagysága nem állapítható meg.

Az, hogy az északi fal idősebb képződményeket tár fel, de magasabban helyezkedik el, mint a déli, É–D-i kompresszióra utal, és valószínűvé teszi egy K–Ny-i csapású feltolódás jelenlétét is a két fal közötti feltáratlan szakaszon.

A mecsekjánosi feltárás tektonikai elemzésével BENKOVICS (1997) foglalkozott. Az északi falban szinszediment extenzió okozta deformációt írt le, és mivel a feltárt rétegcsoport HÁMORRA (1970) hivatkozva az ún. regressziós összletbe (ma Fóti Formáció) helyezte, a szerkezetalakulást a kora-badenire tette. (A HÁMOR [1970] által említett mecsekjánosi homokbánya, ahonnan a regressziós összletet leírta, nem azonos az itt bemutatott feltárással, és könyvében HÁMOR [1970] a regressziós összletet a kárpátiba tette.) A fentebb írtak alapján az északi fal anyagának kora kárpáti,



20. ábra. A mecsekjánosi feltárás déli fala a fő tektonikai elemekkel (KERTÉSZ 2003 nyomán, módosítva)

Figure 20. The S wall of the Mecsekjánosi exposure with the main structural features (after KERTÉSZ 2003, modified)



21. ábra. Vetők Komló-Mecsekjános hulladéklerakójának déli feltárásában
1 – homok-homokkő összlet (kárpáti), 2 – rétegzett közelsztes agyagmárga (badeni), 3 – lösz (pleisztocén)

Figure 21. Faults in the S exposure of the Komló-Mecsekjános communal waste dump
1 – Karpatian sand and sandstone, 2 – Badenian well-bedded silty claymarl, 3 – Pleistocene loess

így ha valóban szinszediment az elmozdulás, akkor annak kora is ez. A déli falban feltárt képződményeket KLEB (1973) könyvére hivatkozva BENKOVICS (1997) pannóniai korúnak tekinti, az összlet azonban egyértelműen a középső-miocénbe sorolható. A vetőnél gravitációs mozgást valószínűsít. Valóban gyakori jelenség a lösz lecsúszása vörösgyag alkotta csúszófelületen, de ha itt is tömegmozgásos eseményről lenne szó, akkor azóta a domborzatnak jelentősen át kellett volna alakulnia, mivel ma a lejtőirány ellentétes a vetősík dőlésével.

24. A mecsekpölöskei homokbánya [EOV 586 240; 97 277]

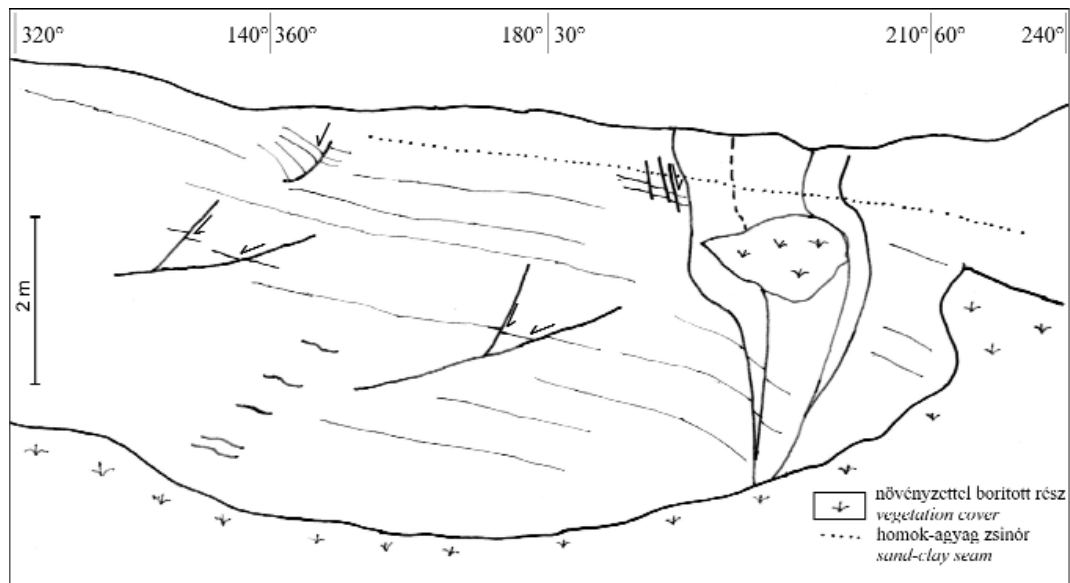
A felhagyott homokbánya a falutól 1 km-re DK-re vágott bele egy kis KÉK–NyDNY-i csapású hát nyugati végébe, és meszes homokkőpadokkal tagolt homokot tár fel. A képződmény a Fóti Formációba tartozik (CHIKÁN et al. 1984), uralkodóan durvaszemű, meszes, jellemző rétegdőlése 200/45°.

A homokbányában több, szinszediment tágulásra utaló szerkezeti elem látható (22. ábra). A viszonylag lapos szögű, árokszerű szerkezetet alkotó vetőpárok fölfelé fokozatosan elhálnak, csakúgy, mint az alattuk található flexurasor. A bánya felső részén egy kis lisztrikus vető két oldalán a rétegvastagságok eltérőek, a vető fölött nagyobbak. A fal déli részét egy nagy, függőleges virágszerkezet metszi el, amelynek törései mentén a homokot néhány cm távolságig

mész cementálta keményre. Ez a virágszerkezet szintén mutat enyhe levetéseket, de függőleges helyzete alapján már a kárpáti rétegsor kibillenése után jött létre. A bánya DNy-i részén a cementált homokkőpadokon látható csúszási karok későbbi, réteglap menti feltolódásokat jeleznek.

A homokbányától kb. 150 m-re keletre egy pince ugyanezt a homokösszletet tárja fel. Itt a homokot három, egymást metsző törésgeneráció tagolja. A túlnyomórészt északi vergenciájú kis feltolódásokból álló legkorábbi csoport, valamint az azt követő, eltolódásos vetőkötveg még a rétegsor kibillenése előtt jött létre, míg a harmadik, szintén északi vergenciájú, gyakran réteglap menti feltolódásokat tartalmazó generáció már a billenés utánra tehető. Az eltolódásos zóna eredeti helyzetében a Hetvehely–Magyar-széki-töréssel párhuzamos csapású volt.

A bánya felső részén kb. 15 m hosszan egy közel vízszintes, 0,5–3 cm vastag, erősen agyagos homok anyagú sáv metszi a miocén homokrétegeket. A sávot szabálytalan, kacskaringós határral elválasztva két színű, szürkésfehér, illetve szürkéslila agyagos homok alkotja. Ilyen kőzetanyag sem a feltárt rétegsorban, sem a fedőben nem jelenik meg. A homoksáv helyenként elágazik, majd újra összeolvad, máshol en echelon formában elhelyezkedő kisebb szakaszokból áll. Keletkezésére legvalószínűbb magyarázatnak a földrengés hatására létrejövő benyomulások eredet (homokinjekció, üledékes telér) tűnik. Mind a szinszediment vetőket, mind a virágszerkezetet metszi, így azoknál fiatalabb eseményt képvisel.



22. ábra. Szerkezeti elemek a mecsekpölöskei homokbányában
 Figure 22. Tectonic features in the Mecsekpölöske sand pit

Ertékelés

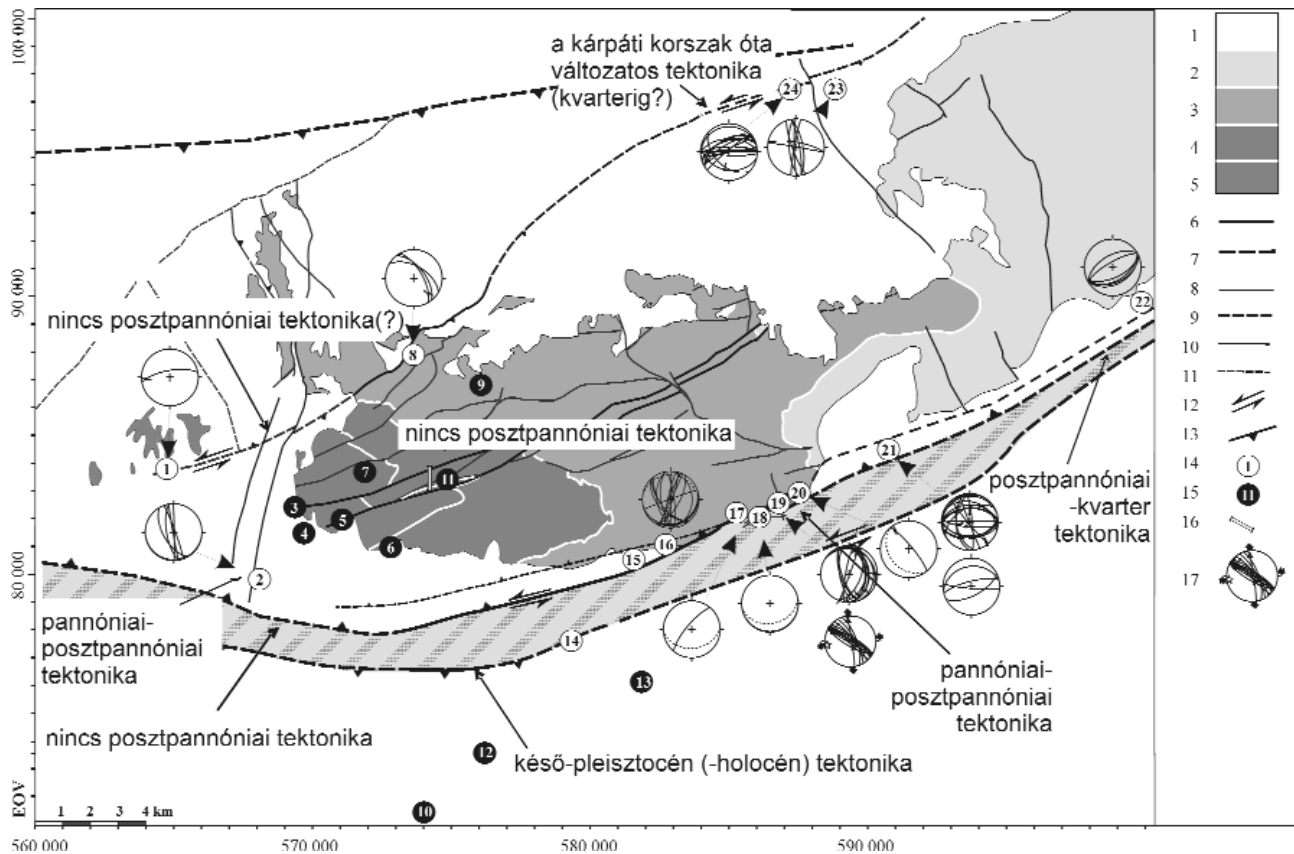
A Nyugati-Mecsek törésekkel határolt, alaphegységi kibúvásokkal jellemezhető területén miocén és fiatalabb képződmények ritkán találhatók, ezért a neogén tektonikai aktivitás nehezen észlelhető, illetve bizonyítható. A megfigyelések eredményeit térképen összegezve ennek ellenére is szembetűnő, hogy a fiatal tektonikával érintett feltárások (1–2., 8., 14–24.) a Nyugati-Mecsek meghatározó szerkezeti elemei mentén helyezkednek el (23. ábra). Az egyes vetőzónák utolsó működése változó, de a Boda–Büdöskúti-öv kivételével az összes többi jelentős neogén aktivitást mutat.

Északon, a *Hetvehely–Magyarszéki-törés* mentén a három keletebbi feltárás kárpáti–kora-badeni utáni É–D-i kompresszióra, illetve K–Ny-i extenzióra utal. Amennyiben Mecsekjánosiban (23. feltárás) az extenziós jelenségek mind egy tektonikai eseményhez tartoznak, akkor e mozgás legalább a pleisztocén második felére vagy még későbbre tehető. Ugyanakkor a törésöv nyugatabbi részén a szintén a nyugati-mecseki kutatás keretében mért regionális szeizmikus szelvények (TÓTH 2005) nem jeleznek posztpanóniai elmozdulást. Még nyugatabbra, Dinnyeberki (1. feltárás) mellett a fúrési adatokból kiszerezhető eltolódás a *Hetvehely–Magyarszéki-törés* folytatásának tekinthető; ezen eltolódás mentén csak a középső-miocén összlet elvetése bizonyítható, a pannóniai–kvarter fedőről már nincs adatunk.

A *Bükkösdi-törés* pontos lefutása bizonytalan, ezért csak valószínűsíthetjük — a szentlőrinci (2.) feltárás helyzete, de főleg az ott észlelt vető csapásiránya alapján —, hogy az említett homokbányában látott szerkezeti elemek e törés aktivitásához kapcsolhatók. Itt késő-panóniai szinszediment szeizmikus esemény, valamint posztpanóniai eltolódás és azt követő kompresszió nyomozható.

A *Boda–Büdöskúti-öv* környezetében, illetve a Nyugat-Mecseki-antiklinális tőle távolabbi, de belső területein a Mecsek-alja-öv mentén fekvő felső-panóniai rétegekkel azonos kifejlődésű és faunájú képződményeket Boda (5–7. feltárás) és Cserdi község határában (8. feltárás) zavartalan településben találjuk. Ettől a szerkezeti övtől délre, Boda mellett sem találtunk neotektonikára utaló jeleket. A Bakonya határában mélyített, É–D-i csapású B–2 kutatóárok (11. feltárás) 1300 méter hosszban harántolta a zónát és tárta fel az alaphegységre települő kvarter fedőüledékeket, bármilyen szerkezeti mozgásra utaló nyom nélkül (KOLOSZÁR et al. 2004). A Sás-völgy pleisztocén teraszüledéke (9. feltárás) szintén a mozgások hiányát mutatja a Boda–Büdöskúti-övtől északra.

A *Mecsek-alja-öv* Pécsen át és attól kelet felé húzódó mintegy 20 km hosszú szakasza élénk tektonikus aktivitás nyomait mutatja. Az alaphegységi kibúvás peremén a panóniai rétegek gyakorlatilag mindenhol kibillentek, az alaphegységi öblözetben fekvő Danitzpusztán (21. feltárás) pedig gyűrődések és törések is szép számban kimutathatók. A billenés, illetve gyűrődés mindenhol K–Ny-i vagy ÉK–DNy-i tengelyű (É–D-i, illetve ÉNy–DK-i kompressziós erőhatásra utal). Az alaphegység előtéri üledékekre, elsősorban alsópanóniai rétegekre tolodása végig követhető Pécsen keresztül (WEIN 1966), és valószínűsíthető, hogy ugyanez a feltolódásos mozgás okozta több fázisban a Búza téri (18. feltárás), erszébbetelepi (20. feltárás) és danitzpusztai panóniai és a havi-hegyi (19–20. feltárás) szarmata üledékek deformációját is. Eltolódás egy kivételével minden feltárásban megtalálható volt, akár normál, akár feltolódásos függőleges összetevővel. Csapásuk nagyjából követi a Mecsek-alja-övét, bár vannak ettől eltérő adatok is. A rétegek kibillenésének/gyűrődésének, valamint a vetők kialakulásának időbeli viszonya csak kevés helyen nyomozható, de a legfiatalabb mozgás általában É–D-i kompressziós jellegű (feltolódás, illetve gyűrődés vagy



23. ábra. A Nyugati-Mecsek fő törésöveinek fiatal aktivitása a vizsgálatok alapján

1-5 – alaphegységi képződmények (részletesen l. az 1. ábrán), 6-13 – szerkezeti elemek (részletesen l. az 1. ábrán), 14 – feltárás posztpannóniai tektonika nyomaival, 15 – posztpannóniai tektonikával nem érintett feltárás, 16 – kutatóárok, 17 – a mért tektonikai elemek sztereogramja

Figure 23. Activity of the the main fault zones of the Western Mecsek Mts based on the presented investigations

1-5 – basement rocks (for details see Figure 1), 6-13 – faults (for details see Figure 1), 14 – exposure affected by post-Pannonian tectonic activity, 15 – exposure unaffected by post-Pannonian tectonic activity, 16 – trench, 17 – stereogram of the measured tectonic features

billenés). Több helyen — Rácváros (16. feltárás), Búza tér, Erzsébettelep, Danitzpuszta (utóbbi egy KLEB [1973] könyvében közölt fénykép alapján) — látható, hogy a felső-pleisztocén üledékeket már nem érintette a mozgás.

A Mecsek-alja-feltolódás a pécsi feltárásoktól nyugatra fedetté válik. A peremi, feltolódás összetevőjű elmozdulás a cserkúti 10 000-es földtani térképlap nyugati részén (SZABÓ J. 1972b) és a kővágószőlősi lap területén (JÁMBOR 1967a) már zavartalan felső-pannóniai rétegekkel fedett. Szentlőrinc mellett a Me-101 szeizmikus szelvény (TÓTH 2005) a teljes pannóniai rétegsort nyugodtnak mutatja. Ezen adatok alapján a törésöv mentén az utolsó működés óta eltelt idő Pécsről nyugat felé nő. Az eltérő aktivitású szakaszok a vető szegmentáltságára utalnak. A kelet-nyugati változás egyik lehetséges magyarázata, hogy az északi irányban nyomást gyakorló Görcsönyi-hátság feltolódási frontja nem párhuzamos a hegységperemmel. CHIKÁN (2000) szerint a Mecsek-alja-öv jellege K felé haladva is fokozatosan megváltozik, Ófalutól keletre már fedik a pannóniai képződmények. Ezt alátámasztja, hogy a közelmúltbeli mozgást jelző vízfolyás-lefejeződések is csak Pécsvárad térségéig mutathatók ki (SEBE 2009).

A Pécsi-medence déli peremét jelenleg a Görcsönyi-feltolódás alkotja. Ennek vonalában, Pellérdnél (14. feltárás)

találtak a legfiatalabb, késő-pleisztocén mozgások nyomát őrző üledékeket. Bár a feltolódástól délre fekvő feltárásokban egyértelmű tektonikus deformáció nem volt kimutatható, a Görcsönyi-hátság észak felé tolódásával és a feltolódás fölötti felboltozódással jól magyarázható a gyödi homokbánya (13. feltárás) pleisztocén hordalékában talált extenziós hasadék, a zóki feltárás (12.) alsó, vörös talajának enyhe északi dőlése, valamint a csuszamlásokkal szegélyezett Pécsi-víz erős bevágódása is (Pécsbagotánál, a 10. feltárás közelében). A feltolódás miatt az eredetileg pull-apart kialakulású Pécsi-medence jelenleg inkább transzpressziós medenceként fejlődik.

A terepi megfigyelések megerősítik azt a korábbi megállapítást (KONRÁD 2001), hogy a fiatal mozgások csak a hegységperemet és az előteret érintették. A Mecsek-alja-öv és valószínűsíthetően a Hetvehely–Magyarszéki-törés mentén a feltárások még a késő-pleisztocénben is szerkezeti mozgásokat, illetve szeizmikus aktivitást bizonyítanak. Ezzel ellentétben a Nyugat-Mecseki-antiklinális területén belül — a tervezett hulladéklerakó lehetséges helyén — neotektonikára utaló jelek nem voltak dokumentálhatók, eszerint a pannóniai–negyedidőszaki mozgások során a Nyugati-Mecsek egységesen emelkedő tömbként viselkedhetett. Az, hogy a vizsgált feltárásokban nem lehetett

tektonikai jelenségeket dokumentálni, természetesen nem zárja ki teljes bizonyossággal a hegységen belüli fiatal mozgások lehetőségét, hiszen a terület nagy részén hiányoznak a fiatal fedőüledékek. Minden jel arra utal azonban, hogy ha voltak is mozgások, nem voltak jelentősek a hegységperemen lezajló eseményekhez képest. Ez nem meglepő annak fényében, hogy a hegységperemi törések régóta, több fázisban működnek, és e gyengeségi síkok mentén a feszültségek könnyebben oldódnak ki.

Tektonikai fázisok

A feltárásokban nyomozható tektonikai eseményeket a 24. ábra foglalja össze, melyen az újabb adatokat a terület szerkezetfejlődésének fázisaival legutóbb foglalkozó CSONTOS et al. (2002) eredményeivel vetjük össze. A kevés mérhető törés miatt az ábra nyilai sok esetben nem feszültséget, csak lokális deformációs irányokat jelölnek.

Gyakorlatilag minden feszültségtér rendelkezett eltolódás összetevővel, bár a Görcsönyi-feltolódás esetében a horizontális komponens közvetlenül nem volt kimutatható.

A középső-miocénben CSONTOS et al. (2002) szerint az uralkodó főfeszültség É–D-i kompresszió volt, a mecsekjánosi feltárásban (23.) tapasztalható extenziót lokális hatásként kezelik, atektonikus medenceperemi lecsúszás eredményének

tekintik. Az újabb ősföldrajzi vizsgálatok (BARABÁSNÉ 2009) szerint a Hetvehely–Magyarszéki-törés egy része mentén a medence valóban É (ÉNy) felé mélyült, de a több helyen tapasztalt szinszediment extenzió jelenléte alapján a medence-süllyedésben transzteniós hatás játszhatott szerepet, még ha csak a Mecsek északi részén is. A középső-miocén további részében — az általános süllyedési tendencia mellett — az általunk vizsgált feltárásokban is kompresszió mutatható ki, több fázisban.

A kora-pannóniai transztenió nemcsak a Mecsek-alja-övben, hanem — némileg bizonytalan korbesorolással — a Hetvehely–Magyarszéki-törés mentén is nyomozható. Az új felmérések fontos eredménye, hogy ez a feszültségtér a Mecsek-alja-öv mentén még a késő-pannóniai elején is fennállt. Az inverzió a késő-pannóniai első felében kezdődött, és a terület legnagyobb részén máig aktívnak tekinthető.

A Mecsek-alja-feltolódás mentén több feltárásban található a tektonizált pannóniai üledékek fölött zavartalan (késő-)kvarter fedő. Ennek ellenére a geomorfológiai megfigyelések (medence- és vízfolyásfejlődés; SEBE 2009) a holocénben is zajló mozgásokra utalnak a zóna pécsi és attól keletebbi szakaszán. Az alaphegységi törések fiatal aktivitása elsősorban függőleges mozgásokban nyilvánul meg, és a fedőhegységben rendszerint nem okozott még feltárás léptékben észlelhető deformációkat.

	tektonikai fázisok CSONTOS et al. 2002 szerint	Hetvehely– Magyarszéki-törés				Görcsönyi- feltolódás	Mecsek-alja-öv										tektonikai fázisok								
		24. Mecsekpölsöke	23. Mecsekjánosi	8. Hetvehely	1. Dinnyeberki		Bükkösdi- törés (?)	2. Szentlőrinc	10. Pécsbagota	13. Gyód	14. Pellérd	15. Pellérdi út	16. Rácváros	17. Hétkarajos sírk.	18. Búza tér	19. Havi-hegy		19. Havi-hegy. bg.	20. Erzsébettelep	21. Danitzpuszta	22. Pécsvárad				
holocén			↑ ↓																						
pleisztocén		☆								☆			X	X	X	X					X	X	X		
pliocén	↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗		↘ ↗								↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗					↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗	
késő- pannóniai					☆																				
kora- pannóniai	↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗																						
szarmata	↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗																						
badeni	↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗																						
kárpáti	↘ ↗	↘ ↗	↘ ↗																						

24. ábra. A feltárásokban nyomozható tektonikai fázisok. A csillag szeizmikus eseményt, az X deformálatlan kvarter fedőt jelöl

Figure 24. Tectonic phases based on the field observations. The star indicates a seismic event, while X marks an undeformed Quaternary cover

Köszönetnyilvánítás

Az erzsébettelepi minták pollenvizsgálataért MEDZIHRADSKY Zsófiát (TTM Növénytár), a pannóniai molluszkák határozásáért MÜLLER Pált (MÁFI), a szerkezetföldtani adatok elemzésében nyújtott támogatásért FODOR Lászlót (MÁFI), a kézirat egy korábbi változatának véleménye-

zéséért ALBERT Gáspárt és DUDKO Antonyinát (MÁFI) illeti köszönet. Köszönjük BALLA Zoltánnak és MAROS Gyulának (MÁFI) a gondos lektori munkát és a hasznos észrevételeket, tanácsokat.

A munka a Radioaktív Hulladékokat Kezelő Kht. által finanszírozott nyugati-mecseki földtani kutatás keretében készült.

Irodalom — References

- BAKÓ T., FUTÓ J., HÁMOS G. 1983: Terepgyakorlati jelentés az 1982 nyarán Hetvehelyen végzett munkáról. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, (J–1053).
- BALLA Z. 1965: A kővágószőlősi antiklinális fejlődéstörténete. — *Földtani Közlemények* **95/4**, 382–400.
- BALLA Z. 1988: On the origin of the structural pattern of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2**, 53–63.
- BALLA Z. & DUDKO A. 1996: Törések pannóniai képződményekben. — *Földtani Közlemények* **126/2–3**, 209–262.
- BALLA Z., CSÁSZÁR G., GULÁCSI Z., GYALOG L., KAISER M., KIRÁLY E., KOLOSZÁR E., KOROKNAI B., MAGYARI Á., MAROS Gy., MARSII I., MOLNÁR P., ROTÁRNÉ SZALKAI Á. & TÓTH Gy. 2009: A Mórággyi-rög ÉK-i részének földtana. — *Magyarország tájegységi térképsorozata*, Magyar Állami Földtani Intézet, 491 p.
- BARABÁS ANDRÁS, CSICSÁK J., HÁMOS G. & MÁTHÉ Z. 1993: A nyugat-mecseki neogén részletes vizsgálata. — *OTKA zárójelentés (F 7421)*, kézirat, 27 p.
- BARABÁS STUHL Á. 2009: A nyugat-mecseki neogén összlet földtani jellemzése, különös tekintettel a hidrogeológiai modellezéshez szükséges tényezőkre. — *Kutatási jelentés, kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 66 p.
- BENKOVICS L. 1997: Étude structurale et géodynamique des monts Buda, Mecsek et Villány (Hongrie). — *Doktori értekezés, kézirat*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 230 p.
- BERGERAT, F. & CSONTOS L. 1988: Brittle tectonics and paleo-stress field in the Mecsek and Villány Mts. (Hungary): Correlation with the opening mechanism of the Pannonian Basin. — *Acta Geologica Hungarica* **31**, 81–100.
- CHIKÁN G. 1991: A Nyugati-Mecsek kainozoós képződményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **72**, Budapest, 281 p.
- CHIKÁN G. 2000: Az üveghutai kutatási terület neotektonikája. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1999-ről*, 447–458.
- CHIKÁN G., CHIKÁN G.-NÉ & KÓKAI A. 1984: A Nyugati-Mecsek földtani térképe. 1:25 000. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CHIKÁN G. & KONRÁD Gy. 1982: A Nyugat-Mecseki földtani térképezés újabb eredményei. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1980-ról*, 169–186.
- CHIKÁN G. & KÓKAI A. 2004: A 2. kutatási terület földtani térképe. A Bodai Aleurolit Formáció Középtávú Kutatási Programja. M=1:50 000. — *Kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- CSONTOS L. & BERGERAT, F. 1992: Reevaluation of the neogene brittle tectonics of the Mecsek–Villány area (SW Hungary). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis Rolando Eötvös Nominatae, Sectio Geologica* **29**, 3–12.
- CSONTOS L., BENKOVICS L., BERGERAT, F., MANSY, J-L. & WÓRUM G. 2002: Tertiary deformation history from seismic section study and fault analysis in a former European Tethyan margin (the Mecsek–Villány area, SW Hungary). — *Tectonophysics* **357/1–4**, 81–102.
- CZIGÁNY SZ., LOVÁSZ Gy. 2000: Újabb adatok a Pécsi-medence kialakulásához. — In: FÁBIÁN SZ. Á., TÓTH J. (szerk.) 2000: *Geokronológia és domborzatfejlődés*. PTE TTK Földrajzi Intézet, Pécs, 31–41.
- FÁBIÁN K. 2001: A hetvehelyi bádeni képződmények értékelése aktuálszedimentológiai megfigyelések alapján. — *Kézirat, Tudományos diákköri dolgozat*, Pécsi Tudományegyetem, 15 p.
- FÁBIÁN K. 2003: A bodai pannon rétegek földtani vizsgálata. — *Kézirat, szakdolgozat*, Pécsi Tudományegyetem, 42 p.
- FORGÓ L., MOLDVAY L., STEFANOVITS P. & WEIN Gy. 1966: Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. L–34–XIII Pécs. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 196 p.
- FÜLÖP J. 1994: *Magyarország geológiája. Paleozoikum II.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 447 p.
- GÚTHY T., KONRÁD Gy. & BERTA Zs. 2005: Joint interpretation of near surface seismic reflection, tomography and exploratory trench data. — *EAGE 67th Conference and Exhibition, Madrid, Spain*, 13–16 June 2005.
- HÁMOS G. 1966: Újabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről*, 193–206.
- HÁMOS G. 1970: A Kelet-mecseki miocén. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **53/1**, 371 p.
- HÁMOS G., NAGY E. & FÖLDI M. 1966: A Mecsek földtani térképe, 1:10 000-es sorozat, Pécs-Meszies. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- HÁMOS G. 1998: A BAF fedőszintvonalas térképe. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár.
- HÁMOS G. (szerk.) 1999: Földtani dokumentációs munkák a BAF megismerésére. A BAF minősítésének Rövidtávú Programja. Kutatási Zárójelentés, 3. kötet. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 208 p.
- HORVÁTH Z., LORBERER Á. F. & RÓZSA E. 1998: Miocén tengerparti fáciesek Hetvehely környékén (Nyugat-Mecsek). — *Földtani Közlemények* **128/4**, 573–584.

- JÁMBOR Á. 1967: Magyarázó a Mecsek földtani térképéhez. 1:10 000-es sorozat, Kővágószőlős. — MÉV-MÁFI kiadvány, Budapest, 36 p.
- JÁMBOR Á. & SZABÓ J. 1961: A II. sz. kutatócsoport jelentése a lelőhelytől É-ra lévő terület 1:10 000-es földtani térképezéséről. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős 117 p.
- JÁMBOR Á., TÓZSÉR O., WÉBER B. 1962: A II. sz. kutatócsoport 1961. évi előzetes jelentése a mecseki permii antiklinális M=1:10 000 méretű földtani térképezéséről. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, (J-1022).
- KAZÁR E., KORDOS L. & SZÓNOKY M. 2007: Danitz-pusztá. In: PÁLFY J., PAZONYI P. (szerk.): Óslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben. — Hantken Kiadó, Budapest, pp. 131–132.
- KERTÉSZ K. 2001: A pécsi Havi-hegy és környéke neogén képződményeinek fácies és szerkezeti helyzete. — *Kézirat*, Tudományos diákköri dolgozat, Pécs, 21 p.
- KERTÉSZ K. 2003: A mecsekjánosi szeméttelapi miocén feltárás földtani vizsgálata. — *Kézirat*, diplomamunka, Pécsi Tudományegyetem, 39 p.
- KLEB B. 1973: A mecseki pannon földtana. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **53/3**, 750–943.
- KOLOSZÁR L., KONRÁD Gy., MAGYARI Á., MARSI I., NÁDOR A. 2004: Magyarázó a B-2 kutatóárok földtani szelvényéhez. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 10 p.
- KONRÁD Gy. 1982: Javaslat a Dinnyeberki kutatások (37. téma) folytatásának irányához. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 7 p.
- KONRÁD Gy. 1996: Jelentés a Bodai Aleurolit Formáció 1995–96. évi földtani térképezéséről. — *Kutatási jelentés (J-2743)*, kézirat, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 44 p.
- KONRÁD Gy. 1997: A DK-dunántúli alsó- és középső-triász képződmények szedimentológiai vizsgálatának eredményei. — *Kandidátusi értekezés*, Budapest, 118 p.
- KONRÁD Gy. 1998: A Ny-Mecsek késő-kainozóos fejlődéstörténete. Jelentés a Bodai Aleurolit formáció 1995–1998. évi kutatásáról. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 58 p.
- KONRÁD Gy. 2001: A Dél-Dunántúl átfogó neotektonikai elemzése, különös tekintettel a hosszú távú stabilitás, illetve a szeizmológiai kockázatok kérdéseire című tanulmányhoz a BAF-2000/12 számú szerződés szerint készülő rész munkák eredményei. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 26 p.
- KONRÁD Gy. 2002: A neogén tektonika szempontjából fontos miocén és kvarter feltárások dokumentálása a Nyugati-Mecsek térségében. — *Kutatási jelentés, kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 40 p.
- KONRÁD Gy., HALÁSZ A. & TÖRÖK P. 2005a: Jelentés a Mecsek déli előtere neogén medenceüledékeinek tektonikai értékeléséről. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 40 p.
- KONRÁD Gy., HALÁSZ A., VARGA A. & TÖRÖK P. 2005b: A dinnyeberki kutatás, termelés és kármentesítés adatrendszerének homogenizálása, újraértelmezése. — *Kutatási jelentés, kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 51 p.
- KONRÁD Gy., KOVÁCS J., HALÁSZ A., SEBE K., PÁLFFY H. 2009: Late Quaternary woolly mammoth (*Mammuthus primigenius* Blum.) remains from southern Transdanubia, Hungary. — *Comptes Rendus Palevol* **9/1–2**, 47–54.
- KOVÁCS J. 2004: A vörösgyagok és a vöröses talajok jelentősége a későkainozoikum (pliocén) ősföldrajzi fejlődéstörténetében. — *PhD értekezés*, Pécsi Tudományegyetem, 124 p.
- KRAFT J. (szerk.) 2006: A pécsi ókeresztény temető geológiája és felszínének fejlődése. — *Örökségi füzetek* **5**, Pécs/Sopianae Örökség Kht., Pécs, 99 p.
- KRIVÁN P. 1958: Jégglencsés-leveles állótundra jelenségek Magyarországon. — *Földtani Közöny* **88/2**, 201–209.
- MAGYAR, I., GEARY, D., H. & MÜLLER, P. 1999. Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **147/3**, 151–167.
- MAJOROS Gy. 2000: A Pécsi medence földtani viszonyai. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 61 p.
- MOLDVAY L. 1964: Adatok a Mecsekhegység és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1962. évről*, 105–110.
- MOLDVAY L. 1965: A negyedkori szerkezetalakulás kérdései a Mecsek hegységben és a magyar közephegységeken. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1964. évről*, 209–220.
- NAGY E. 1969: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete. Földtan. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/2**, 970 p.
- NAGY E. & HÁMOR G. 1964: Magyarország földtani térképe. 10 000-es sorozat, Pécsbányatelep. — Magyar Állami Földtani Intézet Budapest.
- NAGY E. & HÁMOR G. 1966: Magyarázó Magyarország földtani térképéhez. 10 000-es sorozat, Pécsbányatelep. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 32 p.
- NÉMEDI VARGA Z. 1977: A Kapos-vonal. — *Földtani Közöny* **107/3–4**, 313–328.
- NÉMEDI VARGA Z. 1983: A Mecsek hegység szerkezetalakulása az alpi hegységképződési ciklusban. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1981-ről*, 467–484.
- OBERMEIER, S. F., OLSON, S. M. & GREEN, R. A. 2005: Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. — *Engineering Geology* **76/3–4**, 209–234.
- PIRKHOFFER E. 1997: A Ny-mecseki antiklinális déli szárnyának késő-kainozóos fejlődéstörténete. — *Szakdolgozat*, Pécsi Tudományegyetem, 78 p.
- PIRKHOFFER E. 1998: Fosszilis medermaradvány a Nyugat-Mecsek déli előterében. — *Közlemények a Janus Pannonius Tudományegyetem Földrajzi Intézetének Természetföldrajz Tanszékéről* **9**, pp. 3–14.
- SCHWARZ, H. U. 1975: Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates. — *Contributions to Sedimentology* **3**, Schweizerbart, Stuttgart, 100 p.

- SEBE K. 2009: A Nyugat-Mecsek és környezete tektonikus geomorfológiai elemzése. — *PhD disszertáció*, Pécsi Tudományegyetem, 113 p.
- SEBE K. & DEZSŐ J. 2008: A pécsi Havi-hegy hasadékbarrangja. — *Karszt és Barlang* **2004–2005**, 23–25.
- SEBE, K., CSILLAG, G., KONRÁD, Gy. 2008: The role of neotectonics in fluvial landscape development in the Western Mecsek Mountains and related foreland basins (SE Transdanubia, Hungary). — *Geomorphology* **102/1**, 55–67.
- SOÓS J.-NÉ 2005: Miocén rétegtani kérdések újragondolása két új Komló környéki feltárás kapcsán. — *Folia comloensis* **14**, 73–86.
- SZABÓ J. 1972a: Magyarország földtani térképe, 10 000-es sorozat, Cserkút. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- SZABÓ J. 1972b: Magyarországi Magyarország földtani térképéhez. 10 000-es sorozat, Cserkút. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 41 p.
- SZABÓ P. Z. 1955: A fiatal kéregmozgások geomorfológiája és népgazdasági jelentősége Dél-Dunántúlon. — *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **4**, 11 p.
- SZABÓ P. Z. 1957: A Délkelet-Dunántúl felszínfejlődési kérdései. — *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **13**, 397–413.
- SZEBÉNYI G. & WIND A. 2004: A Bakonya B-2 kutatóárok digitális dokumentációs alaplankái. A földtani dokumentáció multimédiás feldolgozása. V.1.0. — *Kutatási jelentés, DVD*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Pécs.
- SZEDERKÉNYI T. 1964: Javaslát a Bakóca-2 geofizikai ellenőrző fúrás lemélyítésére. — *Kézirat*, Mecsekérc Zrt. Adattár, Kővágószőlős, 2 p.
- SZEDERKÉNYI T. 1976: Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia. — *Acta Geologica Hungarica* **18/3–4**, 305–313.
- SZEDERKÉNYI T. 1977: Geological evolution of South Transdanubia (Hungary) in Paleozoic time. — *Acta Mineralogica et Petrographica, Szeged* **23/1**, 3–14.
- TARI G., HORVÁTH F. & RUMPLER I. 1992: Style of extension in the Pannonian Basin. — *Tectonophysics* **208/1–3**, 203–219.
- THAMÓNÉ BOZSÓ E. 2004: A Bodai radioaktív hulladéklerakó kutatásához tartozó minták optikai lumineszcens kormeghatározásáról (Bakonya, B-2 árok). — *Kutatási jelentés, kézirat*, Magyar Állami Földtani Intézet, 20 p.
- TÍMÁR I.-NÉ 2005: A Komló-Mecsekjános melletti két új miocén feltárás Foraminifera vizsgálata. — *Folia Comloensis* **14**, 87–98.
- TÓTH S. 2005: Regionális szeizmikus reflexiós és tomográfiai mérések. — *Kutatási jelentés, kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 59 p.
- VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — *Magyar Tájak Földtani Leírása*, Magyar Királyi Földtani Intézet, Budapest, 180 p.
- WÉBER B. 1977: Nagyszerkezeti szelvényvázlat a Ny-Mecsekből. — *Földtani Közlemények* **107/1**, 27–37.
- WÉBER B. 1983: A Mecsek-alja-árok neogén és paleogén képződményeiről. — *Kutatási jelentés, kézirat*, Mecsekérc Zrt. adattár, Kővágószőlős, 63 p.
- WEIN Gy. 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/3**, 759–768.
- WEIN Gy. 1966: Pécs hegységszerkezeti képe. — MTA Dunántúli Tudományos Intézet kiadványa, *Dunántúli Tudományos Gyűjtemény* **56**, pp. 7–16.
- WEIN Gy. 1967: Délkelet-Dunántúl hegységszerkezeti egységeinek összefüggései az óalpi ciklusban. — *Földtani Közlemények* **97/3**, 371–395.
- WEIN Gy. 1969: Újabb adatok a Villányi-hegység szerkezetéhez. — *Földtani Közlemények* **99/1**, 47–59.
- WÓRUM G. 1999: A Mecsek-villányi térség szerkezete és fejlődéstörténeti eseményei szeizmikus szelvények alapján. — *Szakdolgozat*, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 141 p.
- Kézirat beérkezett: 2009. 11. 24.