

A TARDONAI-DOMBSÁG MIOCÉN MEDENCEFEJLŐDÉSE AZ ÜLEDÉKES SZEKVENCIÁK FÁCIES- ÉS RÉTEGTANI ADATAINAK TÜKRÉBEN

Bevezetés

Az elmúlt évtizedben folytatott részletes térképezés és fúrási adatfeldolgozás során nagy léptékű szekvencia analízissel kiegészítve elemeztük és értékeltük a Kelet-borsodi szénmedence neogén medencekitöltő üledéksorát. Ennek kapcsán elkülönítettünk és az eusztatikus eseményekkel korreláltunk 4 miocén szekvenciát (3. r. ciklust). A lerakódás öskörnyezeteinek rekonstrukcióját irodalmi adatok és saját vizsgálatok alapján, fúrásszelvények és terepi feltárások feldolgozásával, őslénytani és szedimentológiai módszerekkel végeztük. Az egyes üledékes szekvenciák korát integrált sztratigráfiai módszerekkel pontosítottuk.

Az üledéksorban megjelenő ciklicitás (4. r. ciklus), ill. a diszkordancia felületeket határoló képződmények részletesebb vizsgálatával bizonyítottuk 2 tektonikus fázis (Stájer, Lajtai) egyidejű hatását, s ahol erre lehetőség volt, az üledékképződési sebesség figyelembevételével (5. r. ciklusok) meghatároztuk a tektonikus mikroritmusok gyakoriságát is.

A következőkben pontokba szedve mutatom be az egyes témakörökhöz kapcsolódó következtetéseket, dőlt betűvel szedve az újnak minősülő megállapításokat, elkülönítve azoktól a megértéshez szükséges pontoktól, melyek már korábban publikált eredményeken alapulnak, ill. amelyek egyértelműen következnek valamely korábbi pontból.

A széntelepes rétegsor vizsgálata során tett új következtetések

1. *A nagy felbontású szekvencia analízis során a K-borsodi medence D-i részén a Salgótarjáni Barnakőszén Formációban 25 paraszekvenciát mutattunk ki. A teljes rétegsoron belül az üledékképződési viszonyok eltolódása alapján hat jelentősebb transzgressziós és ezt követő progradációs esemény állapítható meg (1) (1. ábra).*
2. *A ciklusok rendűségének értékelésekor a teljes rétegsor egyetlen eusztatikus eredetű harmadrendű szekvencia transzgresszív, ill. korai nagyvízi kifejlődésének felel meg, melyben négy negyedrendű szekvencia különíthető el. Ezek közül három feltehetően tektonikus eredetű. A paraszekvenciák a precessziós ingadozások által generált ötödrendű ciklusok. A térség egykori kiemelt, medenceperemi helyzetére, ugyanakkor relatíve gyors üledékképződésére utal, hogy érzékenyen reagál a kisléptékű tengerszint ingadozásokra, ami elősegítheti az ötödrendű ciklusok felerősödését, egyszersmind az erősen oszcillatív jelleg kialakulását (2).*
3. *A teljes képződménysor tehát egy harmadrendű ciklus transzgresszív és korai nagyvízi rendszer egységének selfperemi (párkányperemi) kifejlődéseként jött létre, s figyelembe véve az összlet egy részének valószínű kárpáti korát, az É-Magyarországon egyidejűleg megjelenő medencebeli kifejlődések (pl. Garábi Slír) partközeli heterópikus fácieseként fogható fel (3).*
4. *Az V. telep retrogradációs, az e fölött települő telepek progradációs, ill. progradációs-aggradációs üledékképződési szakaszhoz kapcsolódnak, amit nem csak a beágyazó üledékek szedimentológiája, de a széntelepek megjelenése (teleposztódások, kis horizontális kiterjedés) is kitűnően igazol (4).*
5. *Az ösföldrajzi értékelés valószínűsíti a K- és Ny-borsodi széntelepes rétegsor egykorú közvetlen kapcsolatát, ami a Darnó-vonal tektonikai értelmezéséhez fontos adalék (5).*

6. A karottázskorreláció alapján ugyancsak felmerül a Ny- és K-borsodi széntelepek párhuzamosításának alternatív lehetősége. Ennek során a Ny-borsodi III. - K-borsodi V., Ny-borsodi II. - K-borsodi IV., ill. Ny-borsodi "Borsodi csik" - K-borsodi IIIa. telepek bizonyultak leginkább egybevetethetőnek, míg a Ny-borsodi I. telep K-Borsodban csak csökevényesen jelenik meg (6).

A bádeni rétegsor vizsgálata során tett új következtetések

1. A bádeni rétegsor bázisán található durvatörmelék hordalékkúp (Sajóvelezdi rétegek) izovastagsági térkép alapján a hordalékkúpot alkotó anyag forrása a Darnó vonal mentén kiemelt alaphegységi rögök területe, lehordási iránya ÉNy-i, a kavicsok anyaga főként kvarcit, alaphegységi mészkövek, ostrea cserepek, zöld homokkő. Az alaphegységi törmelék megjelenése és a lehordási irányok megváltozása a kárpáti - bádeni határon zajló tektonikai aktivitást jelez, ahol a medencealjzat a Darnó-vonal mentén tovább tagolódott és helyenként az egykori felszínig tolódott terrénúmot képezve (7).
2. A transzgresszió kezdetén lerakódott Bótai tagozatra jellemzőek a homokos sekélytengeri kifejlődések, partközeli homokzátony, külső-parti homokos fácies és medencebeli iszapos üledékek jelenlétével, az átlagosnál durvább szemcseösszetétellel. Ennek oka az intenzív terrigén és vulkanoszedimentációs anyagutánpótlódás (8).
3. A Bótai tagozat foraminifera fajainak túlnyomó többsége (55) sekélytengeri vagilis bentosz elem, összesen 7 plankton fajjal. Az együttes képét partszegélyi környezeteket jelző genusok határozzák meg (*Amphistegina*, *Lenticulina*, *Florilus*, *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Rotalia*, *Textularia*). Gyakoriak az erősen koptatott egyedek (9).
4. A minták szedimentológiai és paleontológiai adatainak összehasonlító elemzése alapján a foraminifera vizsgálatok eredményeinek kiértékelésekor a plankton/bentosz arány mellett jelentős szerepe lehet az agglutinált és mészhéjú bentosz arány figyelembevételének. Kellően nagyszámú homokos fáciest reprezentáló minta esetében feltehetően igazolható, hogy a szórás/medián – agglutinát/mészhéjú bentosz összefüggés lehetővé teszi a partközeli fáciesek szétválasztását. A zátonyhomok planktonikus fajokat és agglutinált bentosz alakokat nem tartalmazó foraminifera társulással rendelkezik, míg a szublitórális homokos fáciesek 5 %-nál nagyobb arányban tartalmaznak agglutinált vázú alakokat. A korreláció szorosságának megállapítására az alacsony mintaszám nem volt elegendő. A szétválasztás alapját elsősorban a dűnehomokok és a partközeli homoksíkságok eltérő környezeti adottságai képezhetik. A dűnehomokok szemeloszlására jellemző enyhén negatív ferdeség a kőzetlisztes és agyagos frakció hiányára, ill. áramlásokkal zavart tengerfenékre utal, ami kedvezőtlen az agglutinált alakok vázépítő tevékenysége során (10).
5. A fáciessorrend és a ciklikus felépítés alapján a Bótai tagozatra nézve megállapítható, hogy a part felől benyomuló (progradáló) parti homokzátonyok fogazódnak itt össze a zátonyelőtéren kialakult partközeli homoksíkság anyagával. A zátony kiépülését időről időre megszakította a transzgresszió, mely újra a homoksíkságok kiterjedését, sőt esetenként az iszapos medencebelső megjelenését is lehetővé tette (11).
6. A bádeni transzgresszió felerősödésével a nyílttengeri környezetek kiterjedtek, uralkodó kőzettípussá vált a változó homoktartalmú zöldesszürke kőzetlisztes agyag, agyagmárga, agyagos aleurit (Sátai tagozat). A rétegsor felsőbb szakaszán újabb progradációk jelentkeztek. Ezek mikrofosszília együttesében a foraminiferák között meghatározóak a plankton alakok (*Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Orbulina*, *Pullenia*, *Sphaeroidina*), de gazdag (> 130 faj) a medencebeli fáciest tükröző bentosz asszociáció (*Dentalina*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Uvigerina* stb.) is.
7. A **foraminifera** adatok alapján (pl. KORECZNÉ 1985, KERNERNÉ 1975) a rétegsor jelentős része a BLOW-féle N9 plankton foraminifera szinttel egyidejű. A **nannoplankton** adatok

(pl. NAGYMAROSY 1980) NN 5-ös nannozónát (MARTINI – WORSLEY 1970) igazolnak. Ezt erősítik meg a "bótai törpefauna" makrofossziliái alapján levont rétegtani következtetések is (SCHRÉTER 1929, CSEPREGHYNÉ MEZNERICS 1969, 1970). A biosztratigráfiailag jól korrelálható rétegsor eusztatikus eseményekkel történő párhuzamosítása nagy biztonsággal megadható. A Központi Paratethysre vonatkozó beosztások szerint (VAKARCS ET AL. 1998) a bádeni rétegsor a Lan-1 transzgresszió területünkön való megjelenésével értelmezhető.

A szarmata rétegsor vizsgálata során tett új következtetések

1. A Tardonai-dombság területén korábban összevontan kezelt "szarmata-pannon" rétegsor egy betelepült andezittufa összlet segítségével két részre tagolható. *Az andezittufa fölött megjelenő kavicsos terresztrikus kifejlődések medenceirányú kiterjedése diszkordancia felület jelenlétére utal, ami egyben az alsó és felső üledékösszlet között üledékes szekvenciahatárt jelez (12).*
2. *Az alsó üledékösszlet lerakódási környezetét kiemelt terresztrikus háttérrel rendelkező, rövid lefutású vízfolyások tengeri rétegsorokkal összefogazódó kavicsos deltakomplexumai képezték. Jellemző fáciesek az elágazó medrek kavicsos mederkitöltései (deltasíkság), a kavicsos homokos torkolati zátonykomplexumok kapcsolódó tengerparti homokos fáciesekkel (deltafront) és a deltaágak között és előtt kialakult iszapos medencebelső (prodelta) (13).*
3. *A felső üledékösszlet kavicsos bázisterresztrikumai fölött tengerparti majd nyíltmedence környezetek jelennek meg, ezt követően fokozatos elsekélyesedést mutató tengerparti környezetekkel (14).*
4. *A szekvenciasztratigráfiai beosztás során (2. ábra) az alsó szekvenciában 7, a felsőben 8 paraszekvencia bizonyult elkülöníthetőnek. Az alsóban terresztrikus környezet után következő transzgresszív és nagyvízi rendszer egységek különíthetők el, a felsőben a transzgresszív rendszeregység jól rekonstruálható, a nagyvízi rendszer egység üledékei az erőteljes utólagos lepusztulás következtében csak kérdőjelesen körvonalazhatók (15).*
5. *A vízszint mélyüléseivel egyidejű tufahullás a hullámbázis alatti környezetekben bentonitos telepképződéshez vezetett. Mivel a piroklasztikus anyagszolgáltatás az alsó szekvencia nagyvízi rendszer egységével egyidőben zajlott, ezért ott vékony, a paraszekvenciák bázisához kapcsolódó bentonitos szintek jelentek meg. A felső szekvenciában megjelenő nagyobb vastagságú bentonitos telep képződését az ez lehet, hogy a tufahullás egy időben állandó vízszintmélyülést okozó transzgresszív rendszer egység nyíltvízi fáciesének megjelenésével társult (16).*
6. *A bentonitos telepösszlet fedőjéből előkerült faunaelemek megtartási állapotuk szerint (bikonvex kőbelek, in situ beágyazódások) autochton helyzetű makrofossziliák („Codium” ghergutai Jekelius, „Codium” gelichenbergense Papp, „Codium” cf. laticulcum Müntz., Musculus sarmaticus Gat., Mactra vitaliana eichwaldi Laskarev, Mactra reflecta (?), Mactra sp.). Ezek alapján a rétegsor fiatalabb szakasza is a szarmata üledékösszlethez tartozik (tinnyei alemelet alsó része), vagyis a korábban szarmata-pannonnak tekintett rétegsor szelvényekkel feltárt része teljes egészében idősebb a pannonnál (17).*
7. *Figyelembe véve a rétegsorból előkerült vulkáni képződmények K/Ar radiometrikus koradatait, az alsó szekvencia nem lehet idősebb 13 millió évesnél így a középső miocén Ser-2 üledékciklusával korrelálható (18).*
8. *A felső szekvencia kialakulása magyarázható helyi, a neutrális vulkanizmust is megújító tektonikus emelkedéssel a Ser-2 üledékcikluson belül, ill. kapcsolatba hozható a Ser-3 üledékciklussal. Ez esetben felmerül a szarmata üledékek (Sajóvölgyi Formáció) két*

2. ábra

üledékes szekvenciába sorolásának lehetősége, amit megerősít a tinnyei alemelet alsó szintjeinek túlterjedő települése is. (19).

9. A betelepült vulkanitok helyenként fiatal radiometrikus kora alapján ugyancsak felmerül az alsó pannon üledékek bázisának 12,7 millió évnél lényegesen fiatalabb kora.

A szekvencia-fejlődés menete a Kelet-Borsodi medencében

A Borsodi medence a miocén során a Központi Paratethys viszonylag kiemelt helyzetű peremi fióksüllyedékét alkotta, melyben a miocén glacioeusztatikus transzgressziók korai kisvízi állapotait szárazföldi környezetek helyettesítik, a terület elöntésére csak a transzgressziós szakaszok során került sor. A nagyvízi állapotokhoz tartozó üledéktömeg jelentős része utóbb lepusztult a következő kisvízi állapottal egybeeső terasztrikus felszínfejlődés során. Az egyes szekvenciáknak így elsősorban transzgressziós és korai nagyvízi állapotai őrződtek meg, jelentős diszkordanciával települve egymásra (**3. ábra**).

1. A TB 2.1 (HAQ ET AL. 1988) / Bur-3 (18,7 Ma) (VAKARCS ET AL. 1998) harmadrendű ciklussal korrelálható ottngangi transzgresszió üledékei nem mutathatók ki a területen. Az ezzel egyidejű terasztrikus felszínfejlődést az oligocén üledékek felszínének egyenetlen denudációja és az ottngangi riolittufa (19,6+/-1,4 Ma) szinte teljes lepusztulása is igazolja.
2. Az **1. miocén szekvencia** a TB 2.2 / Bur-4 kárpáti transzgresszió eseményeihez köthető (bázisa 17,3 Ma), melyet a rétegsor legalján megjelenő *Rzehakia socialis* (Központi Paratethys faunahorizont az ottngangi-kárpáti határon) és a rétegsor felsőbb szintjeiben kimutatott, sajnos gyakran nem bizonyító erejű kárpáti faunaelemek (foraminifera, nannoplankton) jeleznek. Az üledékképződés öskörnyezeti viszonyait gyorsan feltöltődő sziliciklasztos sekélytengerpart nagy kiterjedésű lagúnái jelentették, ahol az elláposodás egyszerre több száz négyzetkilométeren mehetett végbe.
3. A **2. miocén szekvenciát** a TB 2.3 / Lan-1 alsó bádani transzgresszió üledékei képviselik (bázisa 16,4 Ma). A transzgressziós eseményeket a területen homokos sekélytengerparti üledékek vezetnek be, melyek fölfelé fokozatosan mennek át a világtengerrel közvetlen kapcsolatban álló nyíltvízi üledékekbe. Az alsó bádani szekvencia késői nagyvízi állapotának, a medence feltöltődésének és a következő elárasztást megelőző felszínfejlődésnek bizonyítható nyomait a következő időszak denudációs eseményei miatt nem ismerjük.
4. A TB 2.4 / Ser-1 felső bádani transzgresszióhoz tartozó üledékösszlet jelenléte a területen nem bizonyítható.
5. A **3. szekvencia** lerakódása a TB 2.5 / Ser-2 harmadrendű ciklushoz köthető, annak transzgressziós és nagyvízi állapotait képviseli (bázisa 14,1-13,6 Ma). A medencebeli és parti üledékek arányát és összefogazódásának helyét tekintve megállapítható, hogy az 1. (kárpáti) miocén szekvenciához képest az üledék felhalmozódás súlypontja jelentősen K-re tolódott, ami a szárazulat peremének általános emelkedésével hozható összefüggésbe.
6. Ezt követően újabb szarmata transzgressziós események zajlottak (**4. szekvencia**), melyek feltehetően a TB 2.6 / Ser-3 harmadrendű ciklus eusztatikus eseményeit tükrözik. A rétegsornak csak a transzgressziós és kezdeti progradációs szakaszát ismerjük, amely esetünkben telepalkotó bentonittelek létrejöttéhez vezetett. E rétegsor ismert szakasza faunadatai alapján belül marad a Pannon-medencében faunisztikailag definiált szarmata emeleten.

3. ábra

A tektonikai hatások bizonyítékai

Mint az a fentiekből kiderül, a miocén rétegsorban összesen 4 szekvencia mutatható ki, a Központi Paratethys eusztatikus eseményeinek megfelelő (VAKARCS ET AL. 1998) Bur-4 (Kárpáti), Lan-1 (Alsó Bádeni), Ser-2 (Szarmata), Ser-3 (Szarmata) 3. r. ciklusok (4. ábra). Ezek közül az első selfperemi lagúnáris kifejlődés, a második sekélytengeri-tengerparti, ill. nyílttengeri összlet, a harmadik és negyedik parti hordalékkúp rendszer nyíltvízi közbetelepülésekkel.

Erre az üledékképződési folyamatra szuperponálódtak rá a medenceperemet érintő tektonikai fázisok hatásai, melyek elsősorban az üledékes rétegsor ciklicitásában, a denudációk egyenetlenségében és a lehordódási irányok időszakos megváltozásában jutottak kifejezésre.

A rétegsor lerakódásával egyidőben zajló orogén fázisok (Stájer, Lajtai) hatása mindvégig kimutatható a rétegsorban:

1. A Bur-4 (Kárpáti) üledékes szekvenciában 4 gyors kimélyülést és ezt követő erőteljes progradációt igazoló negyedrendű ciklus jelenik meg, ami a medencebelső tektonikus lezökkenésével magyarázható. Figyelembe véve az üledéksorban megfigyelhető ötödrendű ciklusokat (precessziós ingadozások 25 000 éves ciklusai), a teljes üledéksor lerakódása alig több mint 600 000 év, így a tektonikus mikroritmusok időbeni távolságát 150 - 200 000 évre tehetjük. Ezek feltehetően a Stájer (Ó Stájer) orogenezis mikroritmusai (20).
2. A Bur-4 / Lan-1 (kárpáti / alsó bádeni) határon megjelenő diszkordancia eusztatikus szekvenciahatár, de bizonyítható az ezzel egyidőben lezajlott erőteljes kompressziós tektonika (Új Stájer orogenezis). A Darnó-vonal mentén fedőüledékeit áttörve kiemelkedő paleo-mezozóos medencealjzat elvetette a széntelepes rétegsor Ny-i és K-i oldalát, sőt terrénummá válva a kárpáti / alsó bádeni határon exhumálódva környezetébe jelentős mennyiségű törmelékot szolgáltatott. Az előterében kialakuló terasztrikus hordalékkúp izovastagsági adatok alapján rekonstruálható lehordási irányai (ÉNy) éppen ellentétesek a medence általános lejtésirányával (DK) (21).
3. A Lan-1 / Ser-2 (alsó bádeni / szarmata) határon megjelenő eróziós diszkordancia tektonikus eredetét (Lajtai orogén fázis) két dolog bizonyítja. 1. a denudáció következtében ki sem fejlődött, vagy teljesen erodálódott a Ser-1 üledékciklus, 2. a Ser-2 előntés bázisán megjelenő szárazföldi hordalékkúp durvatörmelékeinek összetétele a közeli paleo-mezozóos térszínnek jelentős kiterjedését jelzi (22).
4. A Ser-2 üledékes szekvenciával egyidőben felerősödő, a tektonikai aktivitás elhúzódásával kapcsolatba hozható neutrális magmatizmust jelez a báziskavicsokban alárendelt, később uralkodóvá váló magmás kőzetek jelenléte. A beágyazott magmás testek K/Ar radiometrikus kora ($13,03 \pm 0,5$, $12,7 \pm 0,5$, $12,4 \pm 0,5$ Ma) ugyancsak alátámasztja az egyidejűséget (23).
5. A Ser-2 / Ser-3 üledékes szekvenciák határán újabb jelentős andezites vulkáni tevékenység jelentkezik, melynek felszínére a Ser-3 üledékes szekvencia transzgressziós rendszer egysége települ.

4. ábra

Az eusztázia és a tektonika szuperpozíciója a szekvenciafejlődésben

Az üledékes összlet medenceperemi helyzete a szekvenciák jellemzően korlátozott kifejlődését eredményezte. A rétegsorban kialakult diszkordanciák elsődlegesen az eusztatikus tengerszint ingadozásokkal hozhatók összefüggésbe, azok mértékét a peremi jelleg erősödése ill. gyengülése határozta meg.

*Egy ilyen medenceperemi helyzetű üledékes összlet értékelése során kimutatható tektonikai események egy része az üledékképződéssel egyidejű (továbbiakban **szinszekvenciális tektonikai aktivitás**), más része üledékképződéstől mentes időszakokhoz kapcsolódik (továbbiakban **interszekvenciális tektonikai aktivitás**) (24).*

Az üledékképződéssel egy időben zajló (szinszekvenciális) tektonikai aktivitást két dolog bizonyíthatja:

1. Az adott üledékes szekvenciában (pl. Bur-4 - Kárpáti) kimélyülést és ezt követő progradációt igazoló negyedrendű ciklusok megjelenése. Figyelembe véve az üledéksorban megfigyelhető ötödrendű ciklusokat (precessziós ingadozások 25 000 éves ciklusai), számítható a tektonikus mikroritmusok időbeni távolsága, amely esetünkben 150 - 200 000 évre tehető.
2. Az üledékes szekvencia (pl. Ser-2) lerakódásával egy időben meginduló magmatizmus. Ezt jelzi az üledékes sorozatban a magmás közetalkotók megjelenése, ill. a beágyazott magmás testek radiometrikus kora.

Az eusztatikus szekvenciahatáron megjelenő (interszekvenciális) tektonikai aktivitás a „szintektonikus” üledékek hiánya miatt nem rekonstruálható kellő részletességgel. Tapasztalataink szerint azonban létezésüket a medenceperemi helyzetben fejlődő rétegsorokban számos tényező igazolhatja:

1. A medencealjzat egyidejű tagolódása, amely a már kialakult szekvencia anyagában jelentős elvetéseket idézhet elő, ami természetesen nem érinti a fiatalabb szekvenciák anyagát. Esetünkben a Bur-4 / Lan-1 (kárpáti / alsó bádeni) határon a Darnó-vonal mentén kiemelkedő aljzat vetette el a széntelepes rétegsor Ny-i és K-i oldalát.
2. Különösen erőteljes aljzattagolódást jelez (pl. a Bur-4 / Lan-1 határon), hogy a paleo-mezozóos medencealjzat a felszínig tolódva környezetébe jelentős mennyiségű törmeléket szolgáltatott.
3. Ugyancsak a tagolódás mértékére utal, hogy a szekvenciahatáron (Bur-4 / Lan-1) kialakuló terasztrikus hordalékkúp izovastagsági adatok alapján rekonstruálható lehordási irányai nem egyeznek a miocén szekvenciák kiépülésének általános irányával.
4. A interszekvenciális tektonikai aktivitást jelez, ha a piroklasztikum szórás anyaga a szekvenciahatáron települ (pl. Ser-2 / Ser-3 határ).

Miocene development of the Tardona Hills in relation to the facies and stratigraphic data of sediment sequences

Introduction

In the course of detailed geological mapping, drilling data processing and sequence analyses carried out in the last decade, we have studied and interpreted the Neogene sediment series of the Borsod-basin. As a result, we have separated and then correlated four Miocene sequences (3rd-order cycles) with eustatic events. The reconstruction enclosed both published works and data from new research, analysis of deep drillings and outcrops by sedimentological and pleontological methods. The ages of the given sediment sequences were obtained more precisely by integrated stratigraphic methods.

With the better examination of the cyclicity occurring in the sediments (4th-order cycles) and also the formations bonding the unconformities, we have proved the simultaneous effect of two tectonic phases (Styrian, Leithaian) and where it was possible considering the velocity of deposition (detecting 5th-order cycles) we have determined the frequency and relative intensity of the tectonic microphases.

Now I list the conclusions of each topic. The new statements are indicated by italic style separating them from the others which are necessary from the aspects of understanding the text, however, these were published by others or direct consequences of a previous statement.

Conclusions drawn from the analysis of the coal bearing series

1. *As a result of sequence stratigraphic analysis we could detect 25 parasequences in the Salgótarján Lignit Formation in the southern part of the East Borsod Basin. Based on the spatial shifting of sedimentary circumstances six important transgression and subsequent progradation can be separated within the whole series (Fig. 1). (1)*
2. *The series can be interpreted as a transgressive and early highstand systems tract of one eustatic 3rd-order sequence. Within this sequence, four 4th-order cycles can be separated three of which has tectonic determination. The parasequences are 5th-order cycles generated by the precession fluctuations. This important influence of small scale eustatic oscillations refers to the elevated marginal position of the sub-basin and to a relatively intensive sedimentation which can lead to the thickening of the 5th-order cycles and to the occurrence of the oscillating character. (2)*
3. *So the series can be interpreted as the self marginal series of the transgressive and highstand systems tract of a 3rd-order cycles and considering its Karpathian age it can be regarded as the near shore heteropic facies of the simultaneously accumulated marine sediments (Garáb Schlier Formation) of N-Hungary. (3)*
4. *The coal beam V was formed by a retrogradational period while the others (IV-I) were formed by progradational events, which is evidenced both by the facies pattern of the enclosing sediment series and the geometry of the coal beams (duplication, small horizontal extension). (4)*
5. *The palaeogeographic pattern suggests direct connection between the coal bearing series of the West and the East Borsod Basin during the Karpathian age, which may have important role in the tectonic interpretation of the Darnó Line. (5)*
6. *The analysis of well logs allows the correlation between the coal beams of the West and the East Borsod Basin. Therefore, considering the pattern of the enclosing sediment series we could indicate the analogies between the West Borsodian III and the East Borsodian V, the West Borsodian II and the East Borsodian IV and the so called West Borsodian "Borsod Line" and the East Borsodian IIIa, while the West Borsodian I is hardly detectable in the East Borsod. (6)*

New statements from the analysis of the Badenian series

1. *Based on the isopach map of the coarse siliciclastic fan complex (Sajóvelezd Beds) on the lowermost part of the Badenian series the source of the sediment forming the fan complex was the series of the palaeo-mesozoic blocks that had been elevated from the basement along the Darnó Line. The direction of the sediment transportation was northwestern. The material of the coarse sediment is quartzite, palaeo-mesozoic limestones, shell (*Ostrea*) fragments and green sandstone. The occurrence of palaeo-mesozoic limestones and the important change of the direction of the material transportation were due to the tectonic activity on the Karpathian-Badenian boundary. The strong dissection of the basement along the Darnó Line leads to the elevation of the basement even to the palaeosurface forming terrains. (7)*
2. *The Bóta Member accumulated in the first stage of the transgression is characterised by sandy shore-zone facies, sand bars, sandy shoreface environments and occasionally by muddy lower shoreface and/or offshore facies. The average grain size is bigger than in the case of common nearshore sandy facies, the main reason of which may be the intensive terrigenous and volcanoclastic material income. (8)*
3. *Most of the foraminifer species (55) in the Bóta Member are shallow marine vagile benthic forms, with not more than 7 plankton species. The occurrence of the association is determined by genera indicating shore-zone facies (*Amphistegina*, *Lenticulina*, *Florilus*, *Quinqueloculina*, *Elphidium*, *Rotalia*, *Textuaria*). The strongly eroded specimens are also frequent. (9)*
4. *Making comparison between sedimentological and paleontological data we could see that together with the planktonic/benthic index, the ratio between agglutinated and calcareous benthic forms may have important role in the course of interpretation of data from foraminifer research. Researching a statistically representative sample mass it presumably could be demonstrated that the agglutinated/calcareous ratio of benthic foraminifers plotted against standard deviation/median diameter ratio of the grain size distribution allows the differentiation between shore-zone facies. The associations in the bar sand do not contain planctonic and agglutinated benthic forms. While the ratio of agglutinated benthic foraminifers in the associations of the sandy facies in the shoreface is more than 5%. To demonstrate a statistical significance our sample mass was not enough. The basis of the differentiation is mainly the difference between the ecological conditions of sand bars and shoreface sand sheets. The negative skewness of the grain size distribution being characteristic for the bar sands can refer to the lack of muddy fraction and to the continuous disturbances near the bottom, which can be unfavourable for the agglutinated forms in the course of building skeleton. (10)*
5. *Based on the facies order and on the cyclic character, the Bóta Member can be interpreted as interdigitation between sand bars and shoreface palaeoenvironments. The development of sand bars was interrupted by transgressional periods, which allow the occurrence of sandy and muddy shoreface conditions. (11)*
6. *Since the Badenian transgression the open marine environments became dominant with the accumulation of greenish-grey clayey mud, marl, muddy clay with various sand contamination (Sáta Member). Within their microfossil association the planktonic foraminifers (*Globigerina*, *Globigerinoides*, *Globorotalia*, *Orbulina*, *Pullenia*, *Sphaeroidina*) has determinative role but the benthic association reflecting open marine conditions (*Dentalina*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Uvigerina*, etc.) is also important (with more than 130 species). At the uppermost part of the sediment series further progradation appeared.*
7. *Based on foraminifer data (e.g. Korecz-Laky 1985, Mrs Kerner 1975) the main part of the series is within the N9 planktonic foraminifer zone of Blow (1969). Nannoplankton data*

(e.g. Nagymarosy 1980) refer to NN 5 nannoplankton zone of Martini and Worsley 1970. These data are confirmed by stratigraphic consequences of macrofossil data (Schréter 1929, Csepregy-Meznerics 1969, 1970). So the biostratigraphically well detected series can be regarded as the occurrence of the transgression Lan-1 of the eustatic curve established for the Central Paratethys (Vakarcs et al 1998).

Conclusions from the analysis of the Sarmatian series

1. *The formerly non-dissected Sarmatian-Pannonian series of the Tardona Hills can be separated along an interlayered andesite tuff horizon into two main parts. The expansion of the coarse terrestrial sediments lying above the andesite tuff towards the inner part of the basin refer to the existence of a regional discordance and therefore indicate a sequence boundary between the lower and upper sediment series. (12)*
2. *The paleoenvironments for the accumulation of the lower sediment series were alluvial gravely fan deltas of short streams with relatively elevated catchment area interdigitating with lagoonal - shallow marine facies. Characteristic facies are the braided rivers with gravely channel deposits (delta plain), gravely – sandy channel mouth bars with associated sandy shoreline facies (delta front) and muddy basin fill deposits between and in front of the delta complexes (prodelta). (13)*
3. *Above the coarse grained terrestrial basis of the upper sediment series shoreline sandy deposits and then open marine conditions appeared followed by gradual progradation of sandy nearshore sediments. (14)*
4. *In the course of the sequence stratigraphic analysis (**Fig. 2**) we could dissect 7 parasequences in the lower and 8 ones in the upper sequence. In the lower sequence a terrestrial, a transgressive, and a high stand stage can be separated while in the upper only the transgressive systems tract can be reconstructed because of the strong denudation of the sediments of the highstand systems tract. (15)*
5. *The acid tuff deposition being simultaneous with the deepening leads to the formation of bentonite sites below the wave base. Since the deposition of the pyroclastic material in the case of the lower sequence was simultaneous with the highstand systems tract, the bentonite sites can only appear as thin beds on the basis of the parasequences. The appearance of a much thicker bentonite site in the upper sequence was allowed by the coincidence of the tuff deposition and the development of the transgressive systems tract with permanently deepening paleoenvironments. (16)*
6. *The macrofauna elements („Cardium” ghergutai Jekelius, „Cardium” gleichenbergense Papp, „Cardium” cf. latisulcum Münst., Musculus sarmaticus Gat.) appearing in the overlying strata of the bentonite site considering their maintenance (biconvex casts, in situ enclosed specimens) can be regarded as autochthonous macrofossils. These indicate the Sarmatian age of even the upper part of the series, so the observed part of the series previously regarded as Sarmatian – Pannonian is older than Pannonian. (17)*
7. *Considering the K/Ar radiometric age of the volcanic rocks from the sediment series the lower sequences can not be older than 13 m.y. so it can be correlated with Ser-2 cycle of the Middle Miocene. (18)*
8. *The development of the upper sequence can be interpreted as local tectonic elevation initiating the local neutral magmatism or it may be in connection with Ser-3 sequence. In the latter case the dissection of the sarmatian series (Sajóvölgy Formation) into two sediment sequences arises. (19)*
9. *The relatively young radiometric age of the enclosed volcanites raises that the age of the Lower Pannonian sediments can be younger than 12,7 m.y.*

Sequence development in the East Borsod Basin

The Borsod basin was a relatively elevated marginal sub-basin of the Central Paratethys in the Miocene, in which the early lowstand systems tract of the glacioeustatic transgressions were substituted by terrestrial conditions and the area was covered by water only during transgressive systems tract. The majority of the sediments of highstand systems tract were eroded during the following terrestrial surface formation in the next lowstand systems tract. Therefore mainly the transgression and early highstand systems tract of the sequence were preserved laying with significant unconformity on each other (**Fig. 3**).

1. Ottnangian transgressional sediments which can be correlated with the TB 2.1 (HAQ et al. 1988) / Bur-3 (18,7 Ma) (VAKARCS et al. 1998) 3rd order cycle can not be found in the area. The uneven denudation of the surface of the Oligocene sediments and the complete denudation of the Ottnangian rhyolite tuff (19,6+/-1,4 Ma) indicate simultaneous terrestrial surface development.
2. The **first Miocene sequence** is associated with the TB 2.2 / Bur-4 Karpathian transgression (its base is 17,3 Ma) which is indicated by the occurrence of *Rzehakia socialis* (Central Paratethys fauna horizon at the boundary of Ottnangian-Karpathian) at the bottom of the sediment series. The occurrence of Karpathian fauna elements (foraminifers and nannoplanktons) in the upper layers of the sediment series is unfortunately not regarded as evidence because of the lack of zone indicator species. However, based on analogies it can confirm the reality of the Karpathian age. The paleogeographical environments of the sedimentation were extensive lagoons of a siliciclastic shallow marine coastal area, where lagoon formation was characteristic for several hundred km².
3. The **second Miocene sequence** is represented by sediments of the Lower Badenian TB 2.3 / Lan-1 transgression (its base is 16,4 Ma). The age of this series is evidenced by zone indicator fossils (*Orbulina suturalis* and NN 5 nannoplankton zone). The transgression starts with sandy shallow marine - coastal sediments which transverse into offshore sediments reflecting connections with the ocean. Signs of the late highstand systems tract of the Lower Badenian sequence and the material of the next transgression are not known, as it is frequent that Sarmatian sediments lay directly over sequence 2 reflecting erosional unconformities.
4. Sediments of the TB 2.4 / Ser-1 Upper Badenian transgression (its base is 15,4-14,8 Ma) are not detectable in the area.
5. The deposition of the **third Miocene sequence** represents the transgressive and highstand systems tract of the TB 2.5 / Ser-2 3rd order cycle (its base is 14,1-13,6 Ma). Regarding the rate of basinal and coastal sediments and the position of their interdigitation we can state that the centre of sedimentation drifted towards East significantly, compared to the first (Karpathian) Miocene sequence. This drift is due to the general elevation of the margins.
6. After this the transgression of the **fourth Miocene sequence** started which can be associated with the eustatic events of the TB 2.6 / Ser-3 3rd order cycle. We only know the transgressive and initial progradational phase of the highstand systems tract. The transgression together with the deposition of acid tuffs led to the formation of bentonite seams. This sediment series is mainly within the Sarmatian stage based on its fauna.

Evidences of tectonic effects

As it was listed above, 4 sequences can be identified in the Miocene sediments: the Bur-4 (Karpathian), Lan-1 (Lower Badenian), Ser-2 (Sarmatian), Ser-3 (Sarmatian) 3rd order cycles corresponding to the eustatic events of the Central Paratethys (VAKARCS et al. 1998) (**Fig. 4**). The first is a shelf marginal lagoonal formation. The second is a shallow marine -

coastal and offshore formation. The third and fourth are coastal fan systems with insignificant offshore intercalations.

The effects of the orogene phases acting at the time of the deposition of the sediment series are continuously detectable because the tectonic events also affected this sedimentation process. This can be traced in the cyclicity of the sediment series, the uneven character of the denudations, in the periodical change of the direction of denudation and in the rock composition of coarse clastic sediments in the base of the sequences.

1. *In the sequence of Bur-4 (Karpathian) four 4th order cycles occur indicating quick deepening and subsequent progradation which can be the result of the tectonic subsidence of the inner part of the basin. This establishment is confirmed by the 4th order cycles detected in analogous formations of the East Slovakian Basin. Taking into account the 5th order cycles (cycles of the 25000-year precession fluctuations) appearing in the sediments the complete deposition of the sediment series is not more than 600000 years. Thus the distance between the tectonic microrhythms in time is around 150000-200000 years. These are probably the micro rhythms of the Sthyrian orogene. (20)*
2. *The unconformity occurring at the boundary of Bur-4 / Lan-1 (Karpathian - Lower Badenian) is a sequence boundary. However, simultaneous compressional tectonic activity (Sthyrian orogene) is also proved. The penetrating Paleo-Mesozoic basement along the Darnó line elevated up to the surface and it became exposed at the time of the Karpathian - Lower Badenian boundary. Its erosion produced significant amount of coarse clastic sediments forming a terrestrial alluvial fan West of the Darnó line, on the surface of the Karpathian sequence below the Lower Badenian marine sediments. The isopach map of this fan shows north-western directions of the transportation opposite to the general inclination of the basin (south-eastern). (21)*
3. *The unconformity at the boundary of Lan-1 / Ser-2 (Lower Badenian - Sarmatian) is also a sequence boundary. Simultaneous tectonic activity (Leitha orogene) is proved by two things. 1, The Ser-1 (Upper Badenian) cycle is completely destroyed (or even could not develop) 2, The composition of the coarse debris of the terrestrial fan occurring at the base of Ser-2 sequence indicates the significant extension of the neighbouring Paleo-Mesozoic terrains. (22)*
4. *The occurrence of magmatic rock was insignificant in the base gravel of the 4th sequence but then became dominant, suggesting neutral magmatism simultaneous with the 4th sedimentary sequence. The magmatism can be associated with tectonic activity. The K/Ar age (13,03 $\pm$ 0,5; 12,7 $\pm$ 0,5; 12,4 $\pm$ 0,5 Ma) also confirms the simultaneity.*
5. *At the boundary of Ser-2 / Ser-3 an important andesitic volcanism with tuffaceous formations appeared suggesting tectonic activity.*

Superposition of eustatic and tectonic events within the sequence development

The elevated marginal position of a basin lead to the limited deposition of its sequences. The presence of unconformities in the series can be associated primarily with eustatic fluctuations and their magnitude is determined by the strengthening or weakening of the marginal character.

Some parts of the tectonic events detected in the course of the analysis of the sediment series are simultaneous with the deposition (termed as **"synsequence" tectonic activity** in the following), while the other parts are associated with deposition-free intervals (termed as **"inter sequence" tectonic activity** in the following). (24)

Two characteristics can prove the *"synsequence" tectonic activity*:

1. The occurrence of 4th order cycles reflecting subsidence and subsequent progradation in the particular sedimentary sequence (e.g. Bur-4 - Karpathian). Considering the 5th order cycles (25000-year cycles of precession fluctuations) observed in the sediment series, the time between tectonic micro-rhythms can be calculated, which in our case is around

150000-200000 years. It is worth noticing that this kind of reconstruction can only be carried out in the case of shelf marginal sequences in which the intensity of accumulation together with significant facies drifts can allow the detection of lower order cycles.

2. The magmatism commencing together with the deposition of the sedimentary sequence (e.g. Ser-2). This is indicated by the occurrence of magmatic rocks in the sedimentary series and also by the radiometric age of the enclosed magmatic bodies.

The "*inter sequence*" tectonic activity, because of the lack of "syntectonic" sediments, can not be reconstructed as well as "synsequence" ones. However, in our experience, the presence of them can be proved by several characteristics of sediment series forming in basin marginal position.

1. The fact that the paleo-mesozoic basement elevated up to the surface, produced a significant amount of debris into its environment, indicates very strong basement dissection (e.g. at the boundary of Bur-4 / Lan-1).
2. The fact that the reconstructed denudation directions of the terrestrial fan developed at a sequence boundary (Bur-4 / Lan-1) based on isopath data, do not correspond to the general sedimentation direction of the Miocene sequences, also suggests strong dissection.
3. If the material of pyroclastic ejection lays along the sequence boundary, this indicates volcanic activity at sequence boundary suggesting tectonic activity.

Irodalom/References:

- CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1969: "Nouvelles Gastropodes et Lamellibranches pour la faune hongroise des gisements tortonien inferieurs de la Montagne de Bükk – Ann. hist.-nat. Mus, Nat. Hung., 61. p. 63-115.
- CSEPREGHYNE MEZNERICS I. 1970: A Bükk-hegység alsótortonai képződmények és a bótai törpefauna – Földt. Közl. 100. 259-273.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and Cycles of Sea-level change – Sea-Level Changes. An Integrated Approach, SEPM Special Publication 42
- KERNERNÉ SÜMEGI K. 1975: A Sajómercse 84/T-37 sz. kutatófúrás kőzetanyagának mikrofauna vizsgálata – Kézirat, Komló Term. Tud. Múz. Adattár
- KORECZNÉ LAKY I. 1985: A Kelet-Borsodi medence ottnangi képződményeinek foraminifera vizsgálata – Geol. Hung. Ser. Paleont. 48. pp. 180-237.
- MARTINI E., WORSLEY T. 1970: Standard Neogene calcareous nannoplankton zonation – Nature. 225. 5229. pp. 289-290.
- NAGYMAROSY A. 1980: A Magyarországi badenien korrelációja. Bull. Hung. Geol. Soc. 110, 206–245.
- SCHRÉTER Z. 1929: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása – MÁFI alkalmi kiadvány Bp. pp. 5-390.
- VAKARCS, G., HARDENBOL, J., ABREU, V.S., VAIL, P.R., VÁRNAI, P., TARI, G., 1998: Oligocene - Middle Miocene Depositional Sequences of the Central Paratethys and their Correlation with Regional Stages. SEPM Special Publication No. 60, 209–231.

A TÉMÁBAN MEGJELENT PUBLIKÁCIÓK JEGYZÉKE

Tudományos közlemények

1. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1996: Építésföldtani jellemzők környezeti alapjai a Bábony patak völgyében (K-i Bükk) - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **33**, 205-218.
2. PÜSPÖKI Z., PIROS O., KOZÁK M. 1996: Mikrofácies vizsgálatok szarmata mészkőkavicsokon a K-i Bükkalján - Acta Geogr. ac Geologica et Meteor. Debr. **33**, 219-238.
3. PÜSPÖKI Z. 1998: Stratigraphic Characteristics and Boundary Problems of Badenian Sediments in the Northern Foreland of Uppony - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **34**, 281-304.
4. PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., CSÁMER Á. 1998: Paleo tömegmozgás okozta zavarok a földtani térképezésben - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **34**, 219-233.
5. CSATHÓ B., PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., SZALAI K., PETŐ A. 1998: Szarmata-pannon rétegsor az upponyi Szilas-tetőn - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **34**, 305-326.
6. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., GYURICZA GY., LÁSZLÓ A., CSATHÓ B. 1998: Torlatok és durvatörmelékek környezetrekonstrukciós szerepe a Tardonai-dombság DK-i részének pannon rétegsorában (Sajóbábony) - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **34**, 235-252.
7. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., CSATHÓ B., KOVÁCS PÁLFFY P., PETŐ A., CSÁMER Á. 1998: Miocén medenceüledékek települése az upponyi paleozóos felszínre Lázberc környékén - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **34**, 253-280.
8. KOZÁK, M., PÜSPÖKI, Z., MCINTOSH, R. 2001: Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent regional studies - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **35**, 135-174.
9. PÜSPÖKI Z. 2001: A Kelet-Borsodi szénmedence (Tardonai dombság) széntelepés rétegsorának felosztása a szekvencia- és biosztratigráfiai adatok tükrében - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **35**, 245-254.
10. PÜSPÖKI, Z., KOZÁK, M., CSÁMER, Á. 2001: A Borsodi-medence miocénjének vulkanosztratigráfiai kapcsolatai a K-ÉK-Magyarországi térséggel - Acta Geogr. Geol et Meteor. Debr. **35**, 255-262.
11. PÜSPÖKI Z. 2001: Szekvenciasztratigráfiai vizsgálatok a K-Borsodi szénmedence D-i részén (Tardonai-dombság) – Földt. Közl. **131**, 361-384.
12. PÜSPÖKI Z., GÖNCZY S., IZSÁK T. 2001: Párhuzamok a Kárpátaljai és Magyarországi neogén kifejlődésekben - ACTA Beregszasziensis **1**, 163-170.
13. PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., CSÁMER Á., MCINTOSH R., VINCZE L. 2002: A Tardonai-dombság szarmata-pannon üledéksorának öskörnyezeti vizsgálata és szekvenciasztratigráfiája – Földt. Közl. megjelenés alatt

Nemzetközi konferenciakötetben megjelent tanulmány

1. Z. PÜSPÖKI, M. KOZÁK 1995: Perishing geological values in the tertiary fluvial successive layers in the foreland of the Bükk Mts. (NE Hungary) - CBGA XV. Kongr. (Athen) konf. kiadv. 1059-1063.
2. M. KOZÁK, Z. PÜSPÖKI 1995: Correlative relationship between denudational periods and sedimentation in the foreland of the Bükk Mts. (NE Hungary) - CBGA XV. Kongr. (Athen) konf. kiadv. 340-345.
3. K. SZALAI, Z. UTASI, G. DEMETER, Z. PÜSPÖKI 2002: Lithological, structural and geomorphological endowments as determinative factors in the landuse of an area – „Anthropogenic aspects of landscape transformations” Univ. of Silesia 77-83.
4. Z. PÜSPÖKI, M. KOZÁK, R. MCINTOSH, L- VINCZE 2002: Sequence stratigraphy of the coal bearing Ottnangian (?) - Karpathian sediment series in the East Borsod Basin (N-Hungary) – CBGA XVII. Congress Pozsony in press

5. Z. PÜSPÖKI, M. KOZÁK, R. MCINTOSH, L- VINCZE, J. SZEPESI 2002: Sequence stratigraphy of the Sarmatian – Pannonian (?) sediment series in the East Borsod Basin (N-Hungary) – CBGA XVII. Congress Pozsony in press
6. M. KOZÁK, R. MCINTOSH, Z. PÜSPÖKI 2002: Structural development outline of the Bükk Mountains reflecting recent regional studies – CBGA XVII. Congress Pozsony in press

Nemzetközi konferencia előadás, resume, poster

7. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., CSÁMER Á., CSATHÓ B., PÉCSKAY Z., BARTA I. 1998: Volcanology and Geochronology of East Borsod Basin - resume CBGA XVI Congress (Wien) pp. 301.
8. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., PIROS O., LÁSZLÓ A. 1998: The Structural Position of the Bükk Mountains Based on Tectono- and Pebble Stratigraphic Analyses - resume CBGA XVI Congress (Wien) pp. 303.
9. KOZÁK M., SZÉKY-FUX V., PÜSPÖKI Z. 1998: The Structural Development Background of Covered Miocene Magmatism of East Hungary - resume CBGA XVI Congress (Wien) pp. 304.
10. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., GÖNCZY S. 1999: The relation between neogene magmatism and the structure of the crust in the inner foreland of the Ukrainian Carpathians (Hungary) - Carpathian foredeep basin – Its evolution and mineral resources Kraków, September 17-18. Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego 387. Pp. 126-127.
11. BALÁZS E., BALOGH KAD., KISS J., KOZÁK M., NEMESI L., PÉCSKAY Z., PÜSPÖKI Z., SZÉKY-FUX V., ÚJFALUSSY A., ZELENKA T., RAVASZ CS. 2000: Buried miocene volcanic structures in Hungary – An. Inst. Geol. Rom. 72. Special Issue, Bucuresti p. 14.
12. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., LÁSZLÓ A. 2000: Examination of a structural-reconstruction model area in the north-eastern part of the Carpathian Basin – An. Inst. Geol. Rom. 72. Special Issue, Bucuresti p. 14.
13. CSÁMER, Á., KOZÁK, M., PÜSPÖKI, Z. 2000: Magmatectonic model of the Carpathian Basin – IAVCEI General Assembly 2000. Exploring Volcanoes Utilization of their Resources and Mitigation of their Hazards Abstract. p. 13.
14. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., KOVÁCS-PÁLFFY P., CSÁMER Á. 2001: Új vulkanogén agyagtelepek a Sajó mentén - Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia EMT Csíksomlyó 2001 április 5-8.
15. PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., MCINTOSH R. 2001: A tektonika és az eusztázia kapcsolata és szerepe a széntelepképződésben ÉK-Magyarországon - Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia EMT Csíksomlyó 2001 április 5-8.
16. SÜTŐ L., KOZÁK M., BESZEDA I., PÜSPÖKI Z. 2001: Mineralizációs folyamatok borsodi szénmeddőkön - Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia EMT Csíksomlyó 2001 április 5-8.
17. NÉMETH G., PÜSPÖKI Z., VINCZE L., GYULA G. 2001: Földtani térképezés és medenceanalízis térinformatikai támogatással - Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia EMT Csíksomlyó 2001 április 5-8. (poszter)
18. KOZÁK M., VINCZE L., PÜSPÖKI Z., KOVÁCS-PÁLFFY P. 2002: Miskolc környéki vörösiszap előfordulások települése, ipari jelentősége, építésföldtani jellemzői - Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia EMT Menyháza 2002 április 5-7.
19. KOZÁK M., VINCZE L., PÜSPÖKI Z., MCINTOSH R. 2002: Adalékok a Sajó mellékvizei völgyfejlődésének szerkezet morfogeneziséhez és mérnökgeológiájához - Bányászat, Kohászat, Földtan Konferencia EMT Menyháza 2002 április 5-7.

20. KOZÁK M., KOVÁCS-PÁLFFY P., PÜSPÖKI Z., PATAKI A. 2002: Bentonitteles szarmata rétegsor Sajóbáonyban (É-Magyarország) – GEO 2002. Sopron (poszter)

Hazai konferencia előadás, resume, poszter

1. KOZÁK M., PÉCSKAY Z., PÜSPÖKI Z. 1995: Neogén folyóvízi rétegsor korvizsgálata betelepült vulkanitok alapján a Bükk-hg. K-i előterében - A MFT Alföldi Szervezetének Előadóülése - Debrecen
2. PÜSPÖKI Z., CSÁMER Á., GYURICZA GY. 1997: Geológiai környezetelemzés és állapotfelmérés szerepe a borsodi szénmedencék régiófejlesztése kapcsán - A geokörnyezet szerepe a településfejlesztéstől a településrendezésig - Szeged 1997. szept. 25.
3. SZÉKYNÉ FUX V., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1997: Kelet Magyarország neogén vulkanotektonikája - OMBKE és az MFT közös előadó ankétja - Orosháza 1997. szept. 30.
4. PÜSPÖKI Z., CSATÓ B., CSÁMER Á. 1997: Domsági területek környezetföldtani és értékvédelmi problémái - OMBKE és az MFT közös előadói ankétja - Orosháza 1997. szept. 30.
5. KOVÁCS PÁLFFY-P., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1998: Bentonit kutatás a Tardonai-dombság területén - A MFT Jubileumi Vándorgyűlése - Nyíregyháza
6. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1998: Kelet-Magyarország szerkezeti és magmatektoniaki helyzetének geodinamikai értelmezése az alpida rendszerben - A MFT Jubileumi Vándorgyűlése - Nyíregyháza
7. PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., SÜTŐ L. 1998: Tömegmozgásos folyamatok a bükkelőtéri molassz térszín üldéksorában - A MFT Jubileumi Vándorgyűlése - Nyíregyháza
8. SZÉKYNÉ FUX V., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1998: Kelet-Magyarország eltemetett miocén magmatizmusának 1:500 000-es térképe és térképmagyarázója (vulkáni körzetek) - A MFT Jubileumi Vándorgyűlése - Nyíregyháza
9. PÜSPÖKI Z., KOZÁK M., GÖNCZY S. 1999: Neogén vulkano-sztratigráfiai analógiák az ÉK-i Kárpát-medence határmenti részein - Dr. Balogh Ernő és Dr. Tulogdy János emlékére rendezett Tudományos ülésszak Kolozsvár, V. 29.
10. PÜSPÖKI Z. 2000: Szekvencia-sztratigráfiai alapú ösföldrajzi rekonstrukció a Kelet-Borsodi-medencében - "A Bükk és környezetének terciér képződményei: rétegtan, üledékföldtan, ösföldrajz, öslénytan, szerkezetalakulás" MFT Általános Földtani Szakosztály, Budapesti és Észak-Magyarországi Területi Szervezetek közös rendezvénye
11. NÉMETH G., VINCZE L., PÜSPÖKI Z. 2000: Térinformatikai adatbázis a Tardonai-dombság földtani feldolgozásában - "A Bükk és környezetének terciér képződményei: rétegtan, üledékföldtan, ösföldrajz, öslénytan, szerkezetalakulás" MFT Általános Földtani Szakosztály, Budapesti és Észak-Magyarországi Területi Szervezetek közös rendezvénye
12. PÜSPÖKI Z. 2001: Nyugat- és kelet-borsodi bádeni rétegsorok települése és korrelációja - Fenntartható fejlődés és ásványi nyersanyagok az észak-magyarországi régióban MFT-OMBKE Vándorgyűlése 2001 június 8-10 Miskolc
13. KOZÁK M., SZURKOS G., GYURICZA GY., PÜSPÖKI Z. 2001: Alkalmazott és környezetföldtani térképezés a Sajó menti régió településfejlesztése és területhasznosítása szempontjából - Fenntartható fejlődés és ásványi nyersanyagok az észak-magyarországi régióban MFT-OMBKE Vándorgyűlése 2001 június 8-10 Miskolc

14. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z., KOVÁCS-PÁLFFY P. 2001: Bentonitipar megteremtésének lehetősége Borsodban - Fenntartható fejlődés és ásványi nyersanyagok az Észak-magyarországi régióban MFT-OMBKE Vándorgyűlése 2001 június 8-10 Miskolc

Könyv, könyvrészlet

1. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1994: Sajóbábony geológiai adottságai. - Sajóbábony monográfiája. (megjelenés alatt a Hermann Ottó Múzeum kiadásában)
2. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 2002: A Bükkhát (Upponyi-hegység, Tardonai-dombság) – in Baráz Cs. (szerk.) A Bükki Nemzeti Park (megjelenés alatt)

Térképek, térképmagyarázók

1. SZÉKYNÉ FUX V., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. (SZERK.) 1998: Kelet-Magyarország fedett neogén vulkanológiai térképe 1:500 000 - 8 db 1:200 000-es szerkesztési lappal együtt
2. BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I., KOZÁK M., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PEREGI ZS., PRAKFALVI P., PÜSPÖKI Z., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., FÖLDESSY J., ZELENKA T. 1999: Az Északi Középhegységi terület fedetlen földtani térképe (negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép) 1: 100 000
3. BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I., KOZÁK M., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PEREGI ZS., PRAKFALVI P., PÜSPÖKI Z., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., FÖLDESSY J., ZELENKA T. 1999: Az Északi Középhegységi terület preneogén földtani térképe (neogén és negyedidőszaki képződményektől mentes földtani térkép) 1: 100 000

Kéziratok, adattári jelentések

1. KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1997: Ásványi nyersanyagkutatás engedélyeztetése - Bentonitkutatás Sajóbábony-Ssajókeresztúr térségében (Részletes fázis tervezete) - Kézirat Ad. É-Mo-i Bányakapitányság, Miskolc, KLTE Debrecen p. 23.
2. BUDAI T., BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I., CHIKÁN G., CSILLAG G., GYALOG L., HORVÁTH I., JOCHÁNÉ EDELÉNYI E., KNAUER J., KOZÁK M., KÓKAY J., MÜLLER P., PENTELÉNYI L., LESS GY., PELIKÁN P., PEREGI ZS., PRAKFALVI P., PÜSPÖKI Z., RADÓCZ GY., SELMECZI I., TÓTHNÉ MAKK Á. 1999: Új rétegtani egységek bevezetésére (ill. módosítására) tett javaslatok - MÁFI Adattár
3. GYALOG L., TULLNER T., TURCZI G., BUDINSZKYNÉ SZENTPÉTERY I., LESS GY., MÜLLER P., PELIKÁN P., PENTELÉNYI L., PEREGI ZS., RADÓCZ GY., TÓTHNÉ MAKK Á., PRAKFALVI P., KOZÁK M., PÜSPÖKI Z. 1999: Jelentés "A szénhidrogénkutatás térinformatikai alapú földtudományi adatrendszerének fejlesztése" című szerződés teljesítéséről az Északi-középhegység területen – MÁFI adattár
4. KOZÁK M., SZÖÖR GY., CSÁMER Á., GYULA G., KISS A., MCINTOSH R., NÉMETH G., PÜSPÖKI Z., SIMULÁK J., VINCZE L. 2002: Borsodi bentonitlep kutatása, komplex anyagvizsgálata, importkiváltó bentonittermékek fejlesztése, a környezetvédelmi, ipari, mezőgazdasági felhasználás lehetőségei – NKFP 3/083/2001. sz. pályázat kutatási részjelentése