

## PLIOCÉN KORÚ KÉREGMOZGÁSOK A BORSODI BARNAKŐSZÉNMEDENCÉBEN

DR. JASKÓ SÁNDOR

**Összefoglalás:** A Borsodi barnakőszénmedence felszínét borító szarmata és pannóniai korú fedőtakaró összvastagsága átlag 150 m és az üledékes kőzeteken kívül eruptívok is résztvesznek benne. Az idősebb főtörésvonalak mentén utómozgások történtek a pliocén végén is. Ezek a tektonikus mozgások szétdarabolták a szarmata és pannóniai rétegeket, egyes részeit megemelve, más részeit kibillentve eredeti helyzetükből és mélybe süllyesztve.

A Borsodi-medence felszínét sok helyen szarmata és pannóniai fedőtakaró borítja, mely főleg folyami kavicsból, homokból, riolituffából és andezitagglomerátumból áll és eltérő módon települ az alatta levő tengeri fáciesű középső- és alsómiocén rétegekre. A szarmata előtti lepusztulás egyes helyeken még a kőszénösszlet egy részét is letarolta. A diszkordanciafelület és a kőszénrétegek metszésvonalát megszerkesztve a kőszéntelepek elterjedésének határát is megkapjuk. Ezért gyakorlati szempontból is fontos a szarmata alsó réteghatárának tengerszint feletti magasságát meghatározni. Ez ott, ahol a völgyek az idősebb fektüreegegekig bevágódtak és sem suvadások, sem lejtőtörmelék nem zavarja a képet, felszíni kibúváások alapján is lehetséges. Másutt kutatófúrások adatait kell fölbecsülnünk.

Balogh [1, 2], Jaskó [5, 6, 7] és Schréter [13, 14, 15, 16] közléseiben számos részletadatot találunk a medence szarmata és pannóniai rétegeiről. Összefoglaló, általános rétegtani leírásukat Vadász [20], majd Schréter [17] nyújtotta. A szarmata és pannón tektonikára vonatkozó részletadat azonban aránylag kevés [2; 140. o., 18; 100. o.], és mi is csak megközelítő képet alakíthatunk ki a pannon utáni elmozdulások és az idősebb hegységszerkezet kapcsolatáról.

A faunás pannóniai rétegek elterjedésének nyugati határát Rudabánya [10; 368. o.], Ormospuszta [13; 108. o.] és Hangács jelzik. Jellegetes csökkentsősvízi szarmata makro- és mikrofauna volt kimutatható a miskolci ( $M_1$ ), zilizi ( $Z_1$ ) és damaki ( $D_1$ ) fúrásban, továbbá felszíni előfordulásban Császa-pusztánál [1; 278. o.], a sajókazai Pacsány völgyben [; 280. o.] és a csernelyi Lófő-hegyen [8; 103. o.]. DNy felé már teresztrikus szarmata csigákat találunk Egercsehiben a Villó-tanyánál [19; 354. o.], valamint Heves-aranyosnál [15; 887. o.]. A szarmatakorai beltenger partszegélyének közelsége okozta, hogy a fluviatilis és eruptív képződmények közé helyenként – alárendelten – foraminiferás és molluszkás csökkentsősvízi lerakódások települnek.

A Borsodi-medence felszínét borító törmelékű, illetve delta képződése a pannóniai emelet idején is tovább tartott, azonban a beltenger szegélye kelet felé húzódtott vissza. A folyóvízi eredetű, keresztarétegzett homok- és kavicslencsékben a pannont és szarmatát szétválasztani nem lehet. Így a következőkben az egész rétegösszletet együtt tárgyaljuk.

A szarmata és pannóniai rétegek a fektüjüket alkotó tortónai és burdigalai üledékektől általában jól elkülöníthetők. Nehézségek legfeljebb a szarmata és tortónai határán

mutatkozó riolittufaréteg korának eldöntésénél merülhetnek fel [19, 354. o.], különösen fúrásokban, ahol az érintkezés jellege nehezen ismerhető fel. A riolittufát tortónainak vehetjük, ha lefelé mikrofaunával jellemzett tortónai fehér márgába megy át. Ellenben, ha a riolittufa fekéjében rétegtani hézag van, a felsőbb padjaiba pedig andezitgörgetegek ágyazódnak, vagyis fölfelé az andezitagglomerátumhoz kapcsolódik, úgy a szarmatába sorolhatjuk. A nagy gonddal feldolgozott újabb fúrások Jákfalva (J<sub>17</sub>), Nagybarca (Nb<sub>27</sub>), Ziliz (Z<sub>1</sub>), Damak (D<sub>1</sub>) azt bizonyítják, hogy a Borsodi-medence területén a riolittufaszórás a legelső miocéntől a pliocénig hatszor—hétszer is megisméltődött. Ismételt vulkáni törmeléskörzés előzte meg már az ún. alsó riolittufát is (J<sub>17</sub>). 1–2 méteres riolittufa padok kísérik a kőszénleteleket Lyukóbányán [5, 98. o.] is. Ezek nagyobb távolságon aránylag változatlanul követhetők. A tortónai riolittufa a szarmata előtti lepusztulás következtében többnyire csak foszlányokban található meg. Az „alsó riolittufa” Borsodnádastól Királdig fokozatosan kivékonyodik, Ózd és Putnok vidékén teljesen hiányzik. A Sajó völgye mentén a korábbi irodalom szerint az alsó riolittufa csak Varbó és Perces, valamint Kurittyán és Szuhakálló környékén volt ismeretes kisebb foltokban. Ezért volt meglepő, hogy a Jákfalva és Felsőnyárad környéki legújabb fúrások 100 m vastagságú riolittufát harántoltak a kőszénösszlet fekéjében [7, 458. o.].

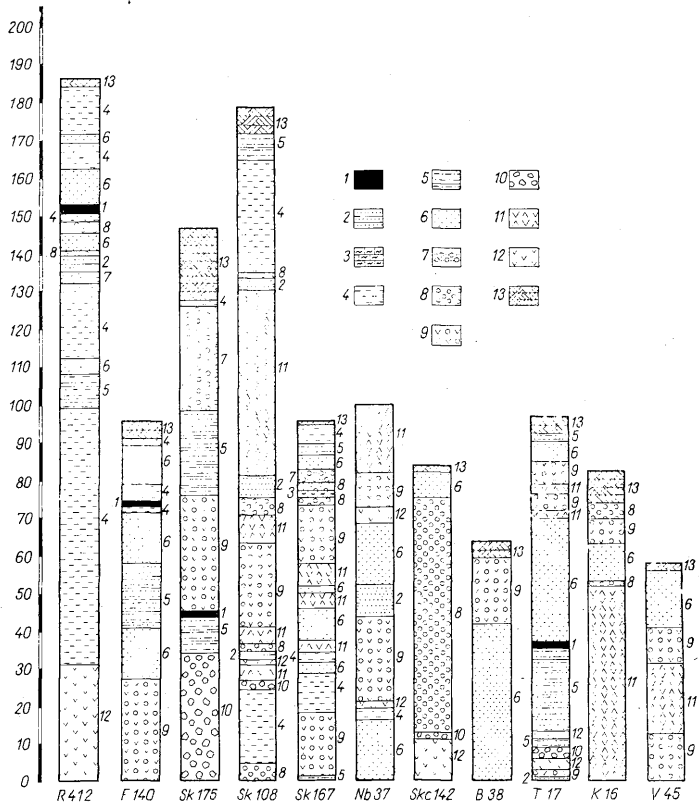
A szarmata és pannóniai rétegsor fluviatilis jellegének megfelelően erősen lencsés kifejlődésű. A felsőnyáradí, 2–300 m-es hálózatban telepített fúrások szelvényeiből kitűnően a különböző homok-, kavics-, riolit- és andezittufa-, valamint andezitagglomerátum-rétegek vastagsága igen változó, gyakori a teljes kiékelődés is. Ha a Rudabánya és Varbó közötti néhány jellegzetesebb fúrás rétegsorát összehasonlítjuk (1. ábra), úgy általános szabályként mindössze annyi állapítható meg, hogy a rétegsor teljes vastagsága 100–150 m; ennek mintegy fele eruptív eredetű réteg (jórészt andezitbreccsia és agglomerátum). Vékony riolittufa- és tufitrétegek vannak több helyen az andezitagglomerátum alatt és fölött is. Az eruptívumok közé települt üledékes kőzetek a rétegsor felső részeiben többnyire agyagból, lejjebb pedig homokból és kavicsból állanak. Az andeziterupció hajdani központjait jelzik: a Sajómercse közelében levő andezittelér, továbbá a sajkazai Ráró-hegyen mélyített fúrás 150 m vastag andezitbreccsiája. Általában Sajómercse, Sajóvelezd, továbbá Tardona környékén a nagy, szögletes andezittömbökből álló breccsia uralkodó, míg innen délnyugatra, Bükkmogyorósd felé, továbbá északkeletre Felsőnyárad irányában az andezittufába ágyazódó andezitgörgetegek már erősen legömbölyitettek.

A medence északi szegélyén, Rudabánya és Szendrő környékén az andezittufa hiányzik. A szarmata—pannon rétegsor 10–20 m vastag alapkonglomerátummal és riolittufával kezdődik, melyre fás-barnakőszén-tartalmú homok- és agyagrétegek következnek. Utóbbiak összvastagsága 100–150 m-t is elérhet (R<sub>412</sub> és Sz<sub>1</sub> sz. rudabányai és szendrői kutatófúrások).

A Bódvától keletre eső terület szarmata és pannóniai rétegsora kissé különbözik a Borsodi kőszénmedencében levőtől, így annál jóval nagyobb vastagságú. A damaki (D<sub>1</sub>), zilizi (Z<sub>1</sub>) fúrásokban, továbbá a miskolci Deichsel gyári (M<sub>1</sub>), strandfürdői (M<sub>2</sub>) és Martin-telepi (M<sub>3</sub>) fúrt kutakban a főleg homokból és agyagból álló pannóniai rétegsor összvastagsága 60–150 m között változik, ennek alsó részében vékony lignitpadok, felső részébe pedig riolittufaréteg települ. A szarmata rétegek vastagsága pedig 150–300 m között váltakozik, javarészt andezit és riolittufából, kövületekkel jellemzett tufás agyagból és finomszemű homokból áll. Durvaszemű üledékek: kavics- és agglomerátumrétegek csak kivételesen, néhány vékony padban fordulnak elő. A rétegek lencsés kiékelődése kisebb mértékű.

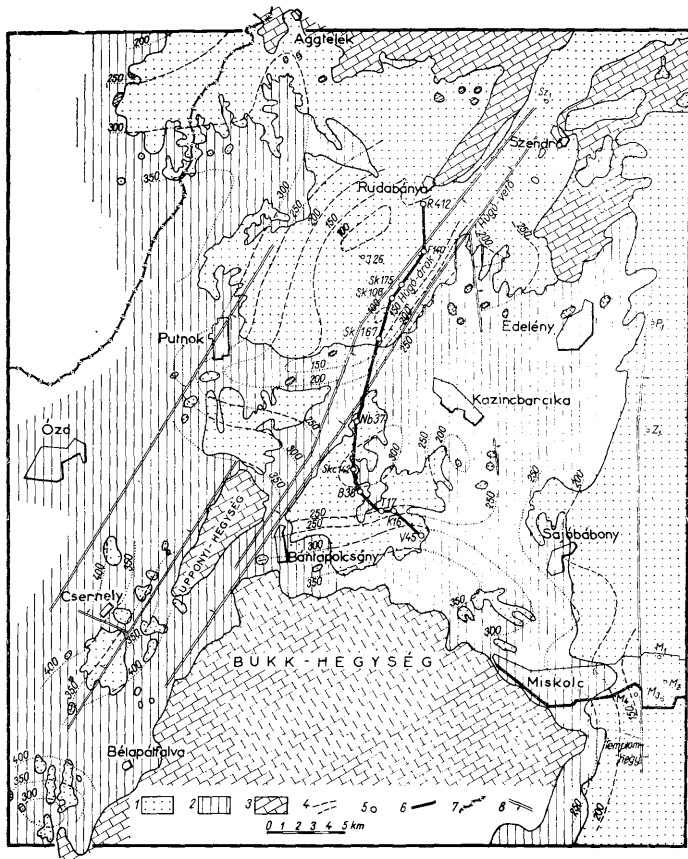
A szarmata és pannóniai üledékek Tornalja, Bánréve, Ózd, Bükkszék vonalától nyugatra a fekéjükben levő miocén kőszénösszlettel együtt lepusztultak.

A Borsodi-medence szarmata és pannon rétegei nyugatról kelet felé enyhén lejtő térszínen rakodhattak le. Ezt azonban a pliocénvégi tektonikus mozgások szétidarabolták, egyes részeit megemelték, másokat pedig, vízszintes helyzetükből kibillentve, lezökken-tették. A rendelkezésre álló adatok hiányosságai miatt meg kell elégednünk a nagy for-



1. ábra. A Borsodi-közémmedence szarmata és pannon rétegeinek fúrásfelvényei: 1. Fás barnaköszén, 2. Homokkő, 3. Mész- és mészmárga, 4. Agyag, 5. Agyagos homok és homokos agyag, 6. Homok, 7. Kavicsos homok, 8. Kavics, 9. Andezittufa legömbölyített kvarcit- és andezit-kavicsokkal, 10. Andezit-agglomerátum, 11. Andezittufa, 12. Rhyolitufa, 13. Negyedkori barna agyag. — Fig. 1. Bohrprofile durch das Sarmat und Pannon des Borsoder Braunkohlenbeckens. 1. Ligmit, 2. Sandstein, 3. Kalk und Kalkmergel, 4. Ton, 5. Toniger Sand und sandiger Ton, 6. Schottriger Sand, 8. Schotter, 9. Andesittuff mit abgerollten Quarzit- und AndesitkieSELN, 10. Andesitagglomerat, 11. Andesittuff, 12. Rhyolituff, 13. Quartärer brauner Ton.

mák körvonalainak hozzávetőleges felvázolásával, bár azokon belül még számos kisebb vetődés is van. Ezért a 2. ábra rétegszintvonalai nem tükrözik teljes pontossággal a szerkezeti képet.



2. ábra. Szarmata és pannon rétegek elterjedése a Borsodi kőszénmedencében: 1. Szarmata és pannon, 2. Középsőmiocén és annál idősebb harmadidőszaki rétegek, 3. Mezozoos és paleozoos alaphegység a felszínen, 4. A szarmata alsó réteghatára a tszf., 5. Kutatófúrás, 6. Szelvényvonal, 7. Országhatár, 8. Posztpannon törésvonal. — Fig. 2. Verbreitung der sarmatischen und pannonischen Ablagerungen im Borsoder Braunkohlenbecken. 1. Sarmat und Pannon, 2. Mittelmiocän und älteres Tertiar, 3. Mesozoisches und paläozoisches Grundgebirge am Tag, 4. Sarmatsöhle, Höhe ü. d. M., 5. Schurfböhrung, 6. Profilinie, 7. Landesgrenze, 8. Postpannonischer Bruch

Bélapátfalva és Egercsehi között a dombtetőket koronázó szarmata foszlányok 4–5 km átmérőjű, lapos teknőt alkotnak. Itt zökkennek a kőszéntelepek is legmélyebbre, melyek Szucsnál és Egercseinél kelet felé dőlnek, e teknő keleti oldalán a Bükk-hegység tövében pedig ismét hirtelen kiemelkednek. S z e n t e s F. földtani térképe [19] számos kis szarmata utáni vetődést is feltüntet itt. Ezek a vetődések ÉÉK–DDNy-i, illetve NyÉNy–KDK-i csapásúak és átlag 400–500 m-re húzódnak egymástól, sakkítáblaszerűen darabolva fel a területet.

Csernely és Szilvásvárads között a szarmata rétegeket ÉK–DDNy-i irányú törés bontja két egymással szemben lejtő táblára. Ennek folytatásába esik az Úpponyi-hegység ÉNy-i szegélye, ahol a mezozoós–paleozoós alaphegység reátolódott az alsómiocénra [9, 97. o.]. Az ÉNy-i táblát egy NyÉNy–KDK-i csapású törés Csernelynél kettéválasztja oly módon, hogy a Csernelytől északra levő Koncz-hegyen kb. 50 m-rel alacsonyabb szinten vannak a szarmata rétegek, mint a Csernelytől délre levő hegytetőkön.

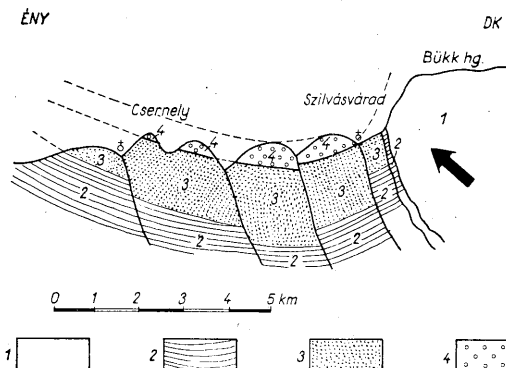
Kelemér–Zádorfalva és Ragály községek összekötő vonala mentén lapos „boltozat” húzódik, mely DDNy felé nyitott, míg a többi égtáj felé mindenütt kifelé lejtnek a szarmata és pannóniai rétegek. A „boltozat” tengelyvonala mentén oligocén bukkán felszínre [16, 58. o.]. Putnoktól ÉK-re olyan éles ÉK–DDNy-i törés mentén süllyednek le a szarmata rétegek, melynek folytatását az idősebb rétegekben a Sajótól délre, Sajónémetitől a királdi Zsigmond-aknáig követhetjük.

Dövény és Dubicsány között lapos, széles teknő húzódik, mely több részletformára oszlik. Így a Sajókaza és Felsőnyárad közötti kutatófúrások egy kisebb részteknyőre mutatnak. Ez a pacványvölgyi besüllyedés éppen felette fekszik a kőszénösszletben kimutatott tektonikus besüllyedésnek, melyet a bányászok „Hugó-árok” néven jelölnek. A főmélyedés középpontja azonban Dövény környékére esik. A teknő DDNy felé — úgy látszik — Dubicsánynál végződik. A Sajótól délre már mindenütt ÉÉK felé lejtnek a szarmata rétegek.

Jelentős tektonikai vonal húzódik a Bán-völgye mentén, majd a Sajót keresztezve csaknem egészen Szendrőig. Felsőnyárad és Kurittyán, valamint Sajóalgócs és Sajókaza között hirtelen meredeken felemelkednek a szarmata és pannóniai rétegek. A Bán-völgyében a szarmata rétegek lepusztultak, ezért itt nem figyelhető meg pontosan az elmozdulás módja. Kétségtelen azonban, hogy a Bán-völgyénél megszűnik a Sajómerce és Sajóvelezd környékén kimutatott KDK–NyÉNy-i általános csapásirány és helyette Bánhorvátitól K-re lapos „boltozat” alakult ki, Kazincbarcikatól D-re pedig egy besüllyedés körvonalai láthatók. Kimutatható a bánvölgyi nagy törésvonal az idősebb miocén rétegekben is. Ez azonos a bánfalvai, sajókazai és kurittyáni bányaterületeket határoló ún. „Hugó”-vetődéssel, melynek nyugati oldalán a kőszénrétegek lesüllyedtek.

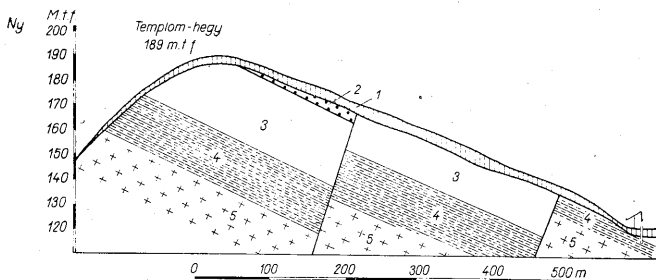
Kondótól Bántapolcsányig K–Ny-i irányú keskeny teknő húzódik. Ettől D-re a Bükk-hegység felé, É-ra pedig az említett bánhorvátii „boltozat” irányában emelkednek a rétegek. A teknőt keresztező Harica-, Kazinci- és Bán-völgyben jól megfigyelhető, hogy a völgyoldalakon egyre mélyebbre süllyed a szarmata alsó réteghatára, míg csak el nem érik a teknő tengelyvonalát. Az alsómiocén fekvőjének szintvonalas térképét [12] a szarmata fekvő felszínének szintvonalaival összehasonlítva (2. ábra), szembetűnik, hogy itt a hegység szerkezeti formák többé-kevésbé fedik egymást, vagyis a besüllyedések és kiemelkedések nagyjából mindkét rétegfelületen párhuzamosak. Különbség csak abban van, hogy az alsómiocén fekvőn mérhető vertikális elmozdulások kb. kétszer nagyobbak a szarmata fekvő hasonló jellegű elmozdulásainál. Így az alsómiocén fekvő süllyedése R a d n ó t h y térképe szerint [12] a Bükk-hegység északi szegélyétől a Bántapolcsány–kondói teknő középpontjáig kb. 300 m; a szarmata rétegeken ugyanez csak 100–150 m-nek mérhető. A kazincbarcikai besüllyedés az alsómiocén fekvőn 100 m, a szarmata fekvőn pedig csak 50 m.

Az ormospusztai paleozóos rögök szegélyén közel É–D-i csapású törésvonal húzódik. Nagyjából ennek folytatásába esik a Kazincbarcikától délre levő szarmata rétegek kelet felé hirtelen megsüllyedése is (2. ábra).



3. ábra. Vázlatos szelvény a Bükk-hegység ÉNy-i tövéből: 1. Mezozoos és paleozóos alaphegység, 2. Oligocén, 3. Mediterrán, 4. Szarmata és pannon. — Fig. 3. Profilskizze vom nordwestlichen Fusse des Bükkgebirges: 1. Meso-paläozoisches Grundgebirge, 2. Oligozän, 3. Mediterran, 4. Sarmat und Pannon.

Sajóbabony, Miskolc, Görömböly vonalában a Bükk-hegység irányából általában egyenletesen K-felé lejtnek a rétegek. Kisebb, 15–20 m-es antitetikus törések voltak megfigyelhetők Hejőcsabánál, a cementgyár részére végzett agyagkutató fúrásoknál (4. ábra).



4. ábra. A hejőcsabai Templom-hegy földtani szelvényvázlata (tűlmagasítással). Negyedkor: 1. Barna agyag, P a n n o n; 2. Homok és homokos agyag, 3. Agyag Congeriákkal és Limnocardiumokkal, S z a r m a t a; 4. Agyag és homok sűrűn váltakozó rétegekben, C e r i t h u m o k k a l, 5. Riolitufa. — Fig. 4. Überhöhte geologische Profilskizze des Tempelberges von Hejőcsaba. Q u a r t ä r: 1. Brauner Lehm, P a n n o n; 2. Sand und sandiger Ton, 3. Ton mit Congerien und Limnocardien, S a r m a t; 4. Dicht alternierender Sand und Ton mit Congerien, 5. Rhyolithuff.

A Bükk-hegység K-i szegélyén a kőszénösszlet dőlésiránya azonos a fedőjét alkotó szarmata dőlésirányával. A kőszéntelepek azonban kilométerenként 30–70 m-t, a szarmata rétegek pedig csak 20–30 m-t süllyednek nyugatról kelet felé haladva [5; 100. o.].

Balajt, Boldva, Sajókerecsúr, Hejőcsaba vonalában ÉD-i csapású nagy törésvonal húzódik, melynek K-i oldalán a Borsodi-medence kőszéntelepes rétegsora hirtelen lesüllyed, a szarmata és pannóniai fedőrétegek pedig, mint azt a zilizi ( $Z_1$ ) és damaki ( $D_1$ ) kutatófúrások bizonyítják, jelentékenyen megvastagodnak. Miskolc városát kb. az Avas hegy K-i tövénél keresztezi ez a nagy lezökkenés, mert míg az egyetemi városnál ( $M_1$ ) a felszíntől 40 m-re, vagyis +134 m abszolút magasságban van a szarmata alsó határa, addig a Martin-telepi fúrásban ( $M_3$ ) a felszíntől 186 m-re, vagyis –76 m abszolút magasságban még andezit-agglomerátum volt a fúrás talpa. A miskolci strandfürdő fúrása ( $M_6$ ) pedig a felszíntől 360 m-re, vagyis –245 m abszolút magasságban érte el az andezittufa fekvőjét. Itt tehát a törésvonal mentén beálló süllyedés kb. 380 m. Ezt a törést DK-felé valószínűleg még további lépcsős lezökkenések követik, mert a Sajóhídvég 1. sz. fúrásban a pannóniai rétegek talpát 655 m-ben, a szarmatát pedig 1006 m-ben érték el [18, 110. o.].

Összefoglalva megállapíthatjuk, hogy az oligocén és mediterrán rétegeket elvető főtörésvonalak mentén a pliocén végén is történtek mozgások. Igen érdekesek a Bükk-hegység É-i, valamint az Upponyi-hegység Ny-i oldalát kísérő, még a pliocénben is fejlődő mélyedések. Ezek aszimmetrikus voltát valószínűleg az Upponyi-szigethegység és Bükk-hegység mezozoos–paleozoos tömegének pliocénvégi mozgása alakíthatta ki. A szarmata és pannóniai emelet folyamán történt, ismételt szakaszos süllyedéssel magyarázható a rétegek jelentékeny megvastagodása Miskolctól DK-felé.

#### IRODALOM — LITERATUR

1. Balogh K.: A Bódva és Sajó közti barnakőszénterület földtani viszonyai. Földt. Közl. LXXIX. 1949. — 2. Balogh K. — Pantó G.: A Rudabányai-hegység földtana. Földt. Int. Évi Jelentése 1949-ről. — 3. Horusitzky H.: A miskolci Deichsel-féle gyár artézi kútja. Hidr. Közl. IV—VI. k. 1924—26. — 4. Jaskó S.: Újabb adatok a Putnok és Egercsehi közötti terület harmadkori rétegeinek ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jelentése 1949-ről. — 5. Jaskó S.: Lyukóbánya és Perces környékének bányaföldtani leírása. Földt. Int. Évi Jelentése 1955—56-ról. — 6. Jaskó S.: A Darnóvonal. Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseiről. 1946. — 7. Jaskó S.: Új kőszéntelep a borsodi mintakutatósi területen. Bány. Lap. 92. évf. 1959. — 8. Majzón L.: Újabb adatok Szilvasvárad és Csermely közötti terület geológiájához. Földt. Int. Évi Jelentése 1945—47-ről. — 9. Pantó G.: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. Földt. Int. Évi jelentése 1952-ről. — 10. Pantó G.: A rudabányai vasércvonalat földtani felépítése. Földt. Int. Évkönyv XLIV. k. 1956. — 11. Radnóthy E.: Földtani vizsgálatok a borsodi kőszénmedence déli részén. Földt. Közl. 1948. — 12. Radnóthy E.: A keletborsodi kőszénmedence vízföldtani kérdései. Földt. Int. Évi Jelentése 1953-ról. I. r. sz. — 13. Schréter Z.: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. Budapest, 1929. — 14. Schréter Z.: A miskolci Avas pincomlásai. Földt. Int. Évi Jelentése 1933—35. évekről. IV. k. — 15. Schréter Z.: Heves-aranyos, Bátor és Szucs környékének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jelentése 1936—38-ról. II. k. — 16. Schréter Z.: Ózd—Tornaalja vonalától K-re eső harmadkori terület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jelentése 1943. — 17. Schréter Z.: Újabb vizsgálatok a sajó völgyi barnakőszén-medencében. Földt. Int. Évi Jelentése 1949-ről. — 18. Szentes F. — Balogh K. — Horusitzky F. — Kretzoi M. — Rónai A. — Noszky J.: Magyarország Magyarország 1:300.000 földtani térképhez. Földt. Int. Kiadványa. 1958. — 19. Szentes F.: Előzetes jelentés Egercsehi környékének földtani térképezéséről. Földt. Int. Évi Jelentése 1955—56-ról. — 20. Vadász E.: A borsodi kőszénmedence bányaföldtani viszonyai. Budapest, 1929.

#### Pliozäne Krustenbewegungen im Borsoder Braunkohlenbecken

DR. S. JASKÓ

Die oberflächlichen Bildungen des Borsoder Braunkohlenbeckens bestehen hauptsächlich aus sarmatischem und pannonischem Schotter, Sand, Rhyolithuff und Andesit-agglomerat, die diskordant über unter- und mittelmiozänen marinen Bildungen lagern. Die präarmatische Erosion hat an manchen Stellen selbst den oberen Teil des Kohlenkomplexes abgetragen. Deshalb hat die Bestimmung der Höhenlage der Sarmatsohle eine grosse praktische Bedeutung. Wir haben darum aus den Angaben der oberflächlichen Ausbisse sowie der Schurfbohrungen eine Karte konstruiert, die die Isohypsen der Sohlen des Sarmats bzw. Pannons zeigt.

Im östlichen Teil unseres Gebietes, in der Nähe von Miskolc, sowie im Bódvatal führen sowohl Sarmat als auch Pannon kennzeichnende Fossilien, sodass sie recht einfach unterschieden werden können. Wir haben im Südwesten des Gebietes nur terrestrische Sarmatgastropoden gefunden, und pannonische Fossilien fehlen gänzlich. Die geographische Verbreitung der Faunen von verschiedener Fazies wird dadurch erklärt, dass in diesem Gebiet die Küste der brackischen sarmatischen Binnensee verlief, sodass sich lokal und untergeordnet brackische Einschaltungen mit Foraminiferen und Mollusken zwischen den fluviatilen und eruptiven Bildungen lagern. Die Bildung des die Oberfläche des Kohlenbeckens zuschüttenden fluviatilen Schuttkegels, bzw. Deltas dauerte noch im Pannon fort, wogegen die Küste sich nach dem Osten zurückzog. In der Beckenmitte ist die ganze Mächtigkeit der sarmat-pannonischen Schichtreihe 100 bis 150 m, bis um die Hälfte aus eruptiven Bildungen bestehend. Im Norden des Beckens kommen hauptsächlich Sand- und Tonserien vor, mit Einschaltungen aus Lignit. Im Osten des Beckens erreicht die totale Mächtigkeit des Pannons etwa 150 m, meistens aus Sand und Ton bestehend. Die Mächtigkeit der Sarmatschichten verändert sich zwischen 150 und 300 m, grösstenteils aus vulkanischen Tuffen. Grobe Ablagerungen, Schotter und Konglomerate sind aus dem Osten des Beckens unbekannt.

Die oberflächlichen Sarmat- und Pannonbildungen des Borsoder Braunkohlenbeckens haben sich auf einer sanft nach Osten einfallenden Oberfläche abgelagert. Diese einst zusammenhängende Fläche ist von den spätpliozänen tektonischen Bewegungen zerstückelt worden, wobei einige Blöcke emporgehoben, andere wieder gekippt und gesenkt worden sind. Wenn wir die Isohypsenkarten der Sarmat- und Untermiozänsohle vergleichen, so geht es hervor, dass die tektonischen Formen sich mehr oder weniger überdecken, jedoch dass die vertikalen Verschiebungen des untermiozänen Liegenden ungefähr das Doppelte derjenigen der Sarmatsohle ausmachen. So sank das untermiozäne Liegende vom Nordrande des Bükkgebirges bis nach der Achse der Bántapolcsány-Komlóer Synklinale 300 m und der Sarmat bloss 100–150 m.

Obwohl an der Grenze Sarmat-Mittelmiozän zweifellos eine Diskordanz vorliegt, kamen doch entlang der Hauptbruchlinien, die die räumliche Lage der älteren (Oligozän- und Mediterran-) Bildungen ausgestaltet haben, posthume Bewegungen noch im Spätpliozän vor. Die die Nordflanke des Bükkgebirges sowie die Westflanke des Upponyer Gebirges begleitenden Tröge, die sich noch im Pliozän weiterentwickelt haben, sind von besonderem Interesse. Der asymmetrische Querschnitt dieser Tröge ist vermutlich durch die spätpliozäne Senkung der mesozoisch-paläozoischen Massen des Upponyer Gebirges und des Bükkgebirges bedingt worden. Die bedeutende Verdickung der Ablagerungen südöstlich von Miskolc kann auch durch eine sich periodisch wiederholende Senkung im Sarmat und Pannon erklärt werden.