

Rerum Naturalium Fragmenta No. 210

Jaskó Sándor: Pliocénkorú
kéregmozgások a borsodi
barnakőszén-medencében

Budapest
1960

.

Rerum Naturalium Fragmenta

Jaskó Sándor szerkesztése:

Budapest XII., Határőr út 7

Pliocén korú kéregmozgások a borsodi barnakőszén-medencében

Dr. Jaskó Sándor

Összefoglalás: A Borsodi barnakőszén-medence felszínét borító szarmata és pannóniai korú fedőtakaró összvastagsága átlag 150 m és az üledékes kőzeteken kívül eruptívok is részt vesznek 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, riolittufából és andezitagglomerátumból áll és eltérő módon települ az alatta levő tengeri fáciesű középső- és alsó-miocén rétegekre.

A szarmata előtti lepusztulás egyes helyeken még a kőszénösszlet egy részét is letarolta.

A diszkordancia-felület és a kőszénrétegek metszészonalát 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 fekürrétegekig bevágódtak és sem suvadások, sem lejtőtörmelék nem zavarja a képet, felszíni kibúvások 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 pannon 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.], Ormos-pusztá [13; 108. o.] és Hangács jelzik. Jellegzetes csökkent-sósvízi szarmata makro- és mikrofauna volt kimutatható a miskolci (M1), zilizi (Z1) és damaki (D1) fúrásban, továbbá felszíni előfordulásban Császtapusztánál [1; 278. o.], a sajókazai Pacsányvölgyben [; 280. o.] és a csernelyi Lófő-hegyen [8; 103. o.]. DNY felé már terresztrikus szarmata csigákat találunk Egercsehiben a Villó-tanyánál [19; 354. o.], valamint Hevesaranyosnál [15; 887. o.].

A szarmata kori beltenger partszegélyének közelsége okozta, hogy a fluviatilis és eruptív képződmények közé helyenként – alárendelten – foraminiferás és molluszkás csökkent-sósvízi lerakódások települnek.

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

A szarmata és pannóniai rétegek a feküjüket alkotó tortónai és burdigálai üledékektől általában jól elkülöníthetők. Nehézségek legfeljebb a szarmata és tortónai határán mutatkozó riolit-tufa réteg korának eldöntésénél merülhetnek fel [19, 354. o.], különösen fúrásokban, ahol az érintkezés jellege nehezen ismerhető fel.

A riolituffát tortónainak vehetjük, ha lefelé mikrofaunával jellemzett tortónai fehér márgába megy át. Ellenben, ha a riolituffa feküjében rétegtani hézag van, a felsőbb padjaiba pedig andezitgörgetegek ágyazódnak, vagyis fölfelé az andezitagglomerátumhoz kapcsolódik, úgy a szarmatába sorolhatjuk.

A nagy gonddal feldolgozott újabb fúrások Jakfalva (J17), Nagybarca (Nb37), Ziliz (Z1), Damak (D1) azt bizonyítják, hogy a Borsodi-medence területén a riolituffa szórás a legalsó miocéntől a pliocénig hatszor-hétszer is megismétlődött. Ismételt vulkáni törmelékszórás előzte meg már az ún. alsó riolituffát is (J17). 1–2 méteres riolituffa padok kísérik a kőszéntelegeket Lyukóbányán [5, 98. o.] is. Ezek nagyobb távolságon aránylag változatlanul követhetők. A tortónai riolituffa a szarmata előtti lepusztulás következtében többnyire csak foszlányokban található meg. Az „alsó riolituffa” Borsodnásdasdtól Királdig fokozatosan kivékonyodik, Ózd és Putnok vidékén teljesen hiányzik.

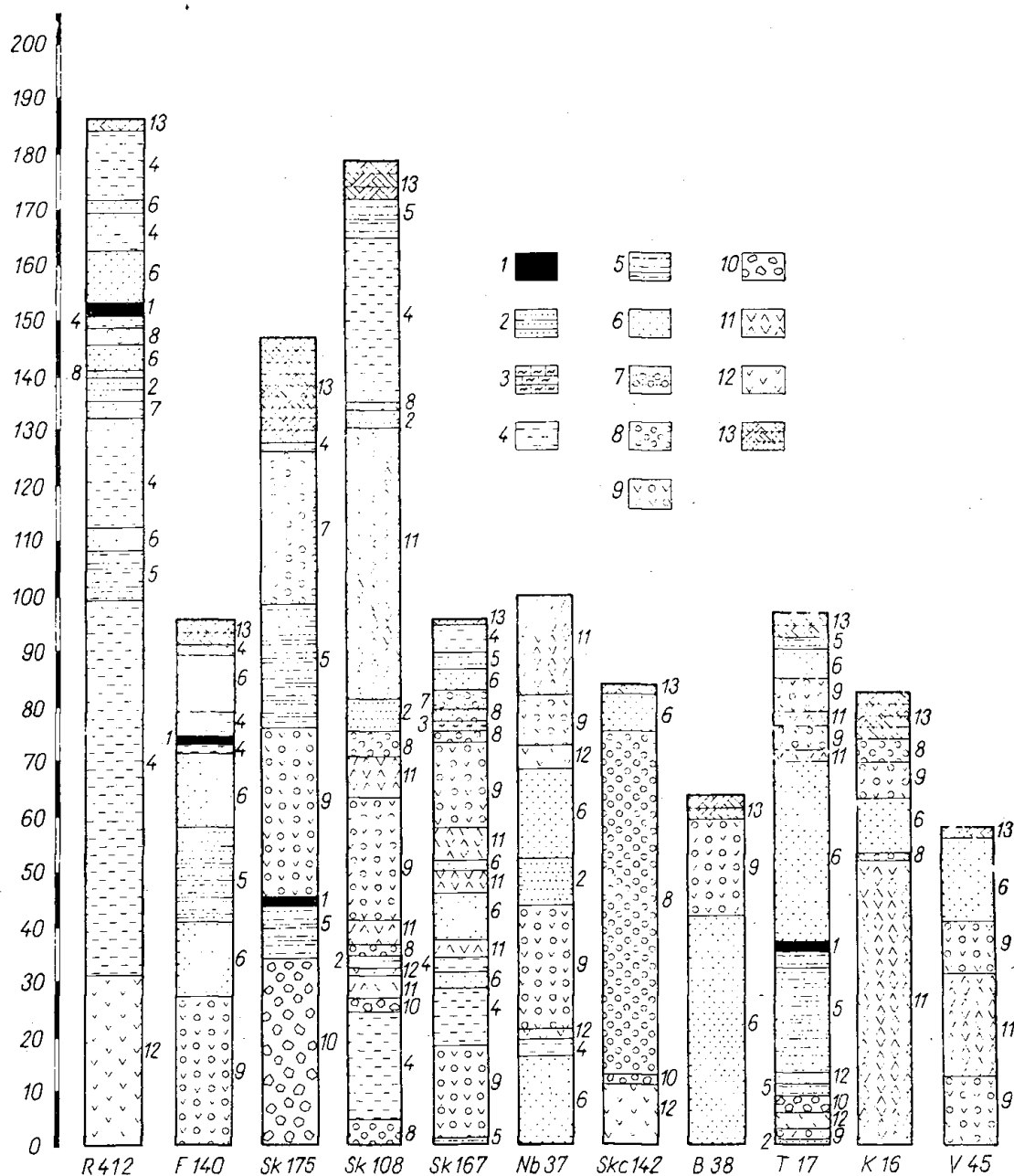
A Sajó völgye mentén a korábbi irodalom szerint az alsó riolituffa csak Varbó és Pereces, valamint Kurittyán és Szuhakálló környékén volt ismeretes kisebb foltokban. Ezért volt meglepő, hogy a Jakfalva és Felsőnyárád környéki legújabb fúrások 100 m vastagságú riolituffát harántoltak a kőszén-összlet feküjében [7, 458. o.].

A szarmata és pannóniai rétegsor fluviatilis jellegének megfelelően erősen lencsés kifejlődésű. A felsőnyárádi, 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 általánosan szabályként mindössze annyi állapítható meg, hogy a rétegsor teljes vastagsága 100–150 m; ennek mintegy fele eruptív eredetű réteg (jórészt andezitbreccsa 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 andezit eruptió hajdani központjait jelzik: a Sajómercse közelében levő andezittelér, továbbá a sajókazai Ráró-hegyen mélyített fúrás 150 m vastag andezitbreccsája.

Általában Sajómercse, Sajóvelezd, továbbá Tardona környékén a nagy, szögletes andezittömbökből álló breccsa uralkodó, míg innen délnyugatra, Bükkmogyorósd felé, továbbá északkeletre Felsőnyárád irányában az andezittufába ágyazódó andezitgörgetegek már erősen legömbölyítettek.

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 (R412 és Sz1 sz. rudabányai és szendrői kutatófúrások).



1. ábra. A Borsodi kőszénmedence szarmata és pannon rétegeinek fúrás-szelvényei: 1. Fás barnakőszén, 2. Homokkő, 3. Mészkő 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. Riolittufa, 13. Negyedkori barna agyag.

A Bódvától keletre eső terület szarmata és pannóniai rétegsora kissé különbözik a Borsodi kőszénmedencében levőtől, így annál jóval nagyobb vastagságú. A damaki (D1), zilizi (Z1)

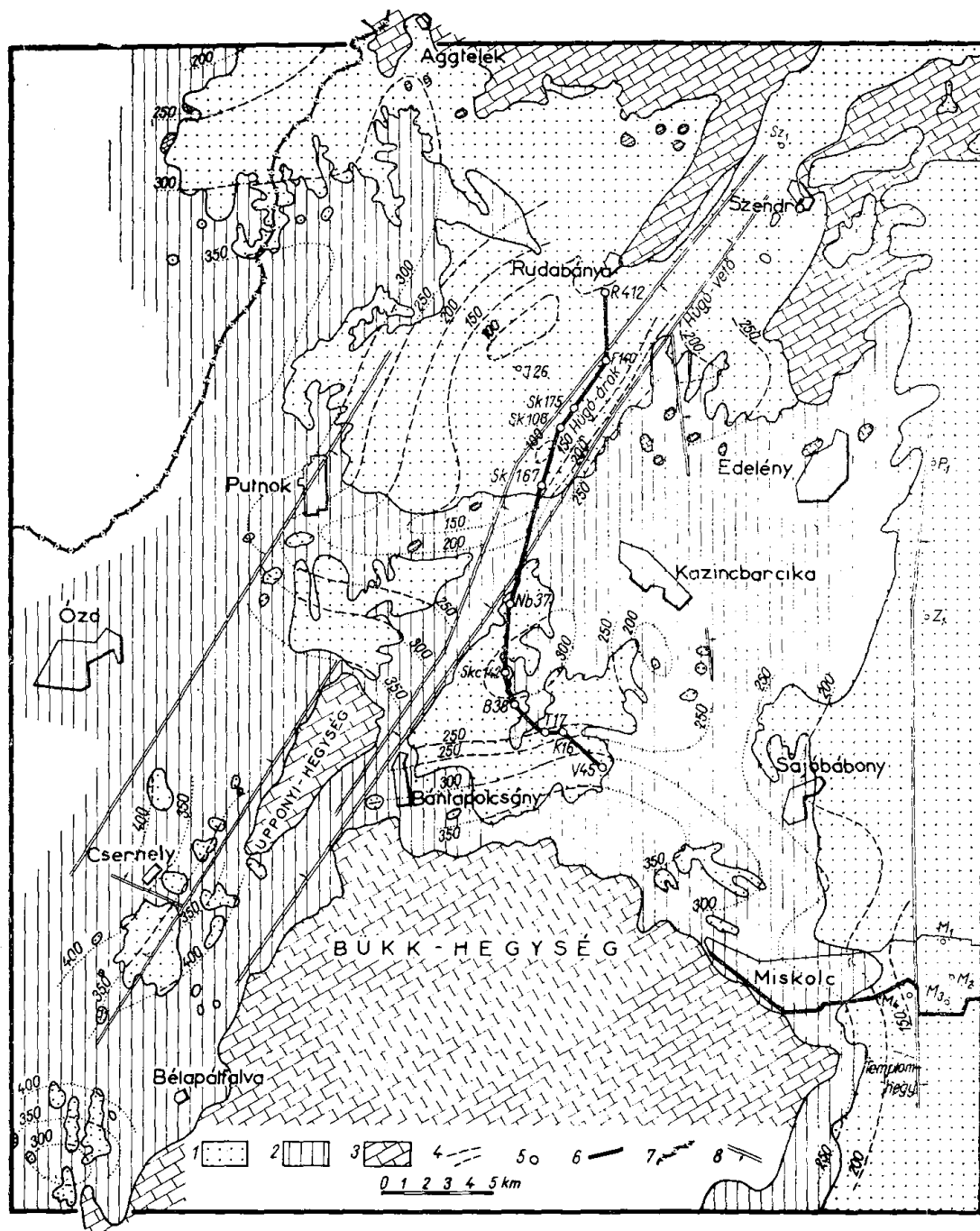
fúrásokban, továbbá a miskolci Deichsel gyári (M1), strandfürdői (M2) és Martin-telepi (M3) fúrt kutakban a főleg homokból és agyagból álló pannóniai rétegsor összvastagsága 60–150 m között változik, ennek alsó részében vékony lignitpadok, felső részébe pedig riolittufa réteg települ.

A szarmata rétegek vastagsága pedig 150–300 m között változik, javarészt andezit és riolittufából, kövületekkel jellemzett tufás agyagból és finom-szemű homokból áll. Durva-szemű 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 fekvükben levő miocén kőszén összlettel együtt lepusztultak.

A Borsodi-medence szarmata és pannon rétegei nyugatról kelet felé enyhén lejtő térszínen rakodhattak le. Ezt azonban a pliocénvégi tektonikus mozgások szétdarabolták, egyes részeit megemelték, másokat pedig, vízszintes helyzetükből kibillentve, lezökkentették.

A rendelkezésre álló adatok hiányosságai miatt meg kell elégednünk a nagy formák 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. Középső miocén és annál idősebb harmadidőszaki rétegek, 3. Mezozoós és paleozoós alaphegység a felszínen, 4. A szarmata alsó réteghatára a tszf., 5. Kutatófúrás, 6. Szelvényvonal, 7. Országhatár, 8. Poszt-pannon törésvonal.

Bélapátfalva és Egercsehi között a dombtetőket koronázó szarmata foszlányok 4–5 km átmérőjű, lapos teknőt alkotnak. Itt zökkennek a kőszéntelepek is legmélyebbre, melyek Szúcsnál

és Egercsehinél kelet felé dőlnek, e teknő keleti oldalán a Bükk-hegység tövében pedig ismét hirtelen kiemelkednek. Szentes F. földtani térképe [19] számos kis szarmata utáni vetődést is feltüntet itt. Ezek a vetődések ÉÉK —DNy-i, illetve Ny ÉNy —KDE-i csapásúak és átlag 400—500 m-re húzódnak egymástól, sakktáblaszerűen darabolva fel a területet.

Csernely és Szilvásvár között a szarmata rétegeket ÉK —DNy-i irányú törés bontja két egymással szemben lejtő táblára. Ennek folytatásába esik az Upponyi-hegység ÉNy-i szegélye, ahol a mezozoós —paleozoós alaphegység rátolódott az alsó-miocénre [9, 97. o.]. Az ÉNy-i táblát egy NyÉNy—KDK-i csapású törés Csernelynél kettéválasztja oly módon, hogy a Csernely tői 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 DNy felé nyitott, míg a többi égtájak felé mindenütt kifelé lejtnek a szarmata és pannóniai rétegek. A „boltozat” tengelyvonala mentén oligocén bukkan felszínre [16, 58. o.]. Putnoktól ÉK-re olyan éles ÉK—DNy-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 Felsőnyárád közötti kutatófúrások egy kisebb részteknyőre mutatnak. Ez a pacsányvölgyi besüllyedés éppen felette fekszik a kőszén-összletben kimutatott tektonikus besüllyedésnek, melyet a bányászok „Hugó-árok” néven jelölnek.

A főmélyedés középpontja azonban Dövény környékére esik. A tekno DNY felé – úgy látszik – Dubicsánynál végződik. A Sajótól délre már mindenütt ÉÉK felé lejtnek a szarmata rétegek.

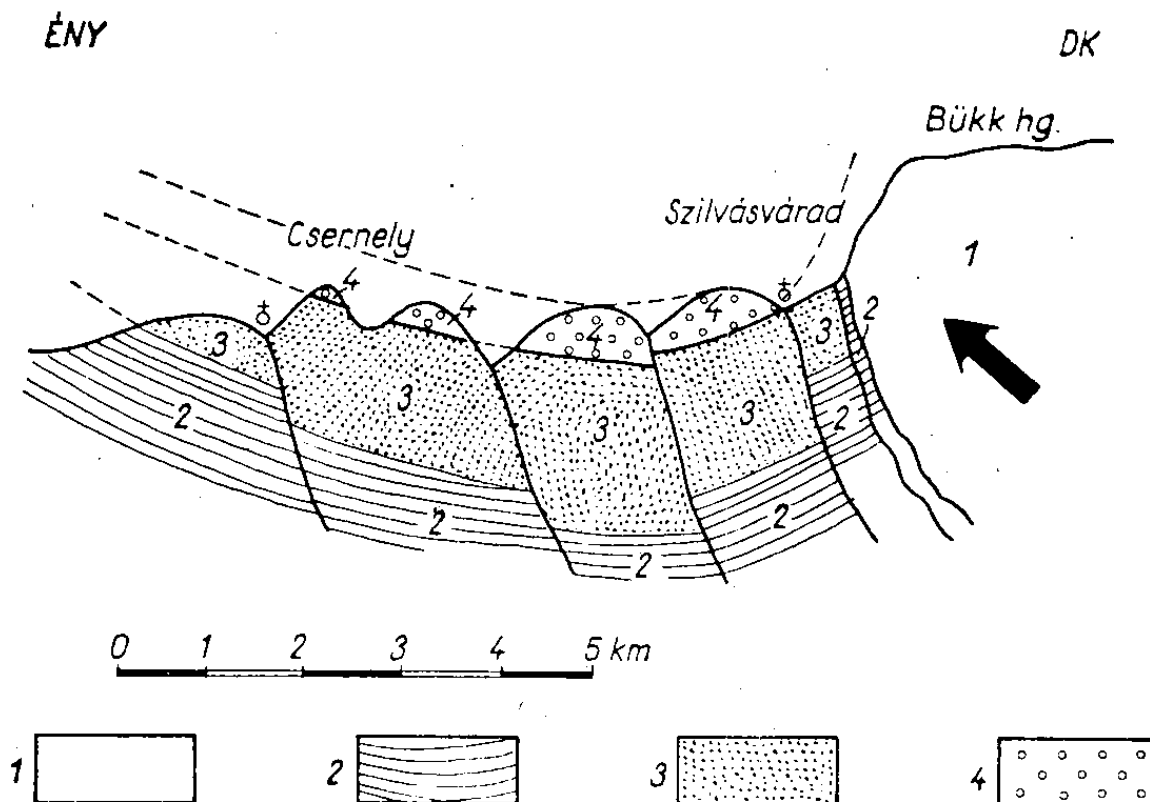
Jelentős tektonikai vonal húzódik a Bán-völgye mentén, majd a Sajót keresztezve csaknem egészen Szendrőig. Felsőnyárad és Kurittyán, valamint Sajógalgóc és Sajókaza között hirtelen meredeken felemelkednek a szarmata és pannóniai rétegek. A Bán völgyében a szarmata rétegek lepusztultak, ezért itt nem figyelhető meg pontosan az elmozdulás módja.

Kétségtelen azonban, hogy a Bán-völgyénél megszűnik a Sajó-mercse és Sajóvelezd környékén kimutatott KDK–NyÉNy-i általános csapásirány és helyette Bánhorvátitól K-re lapos „boltozat” alakult ki, Kazincbarcikától 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 tekno húzódik. Ettől D-re a Bükk hegység felé, É-ra pedig az említett bánhorvati „boltozat” irányában emelkednek a rétegek. A teknot keresztező Harica-, Kazinci- és Bán-völgyben jól megfigyelhető, hogy a völgyoldalakon egyre mélyebbre süllyed a szarmata alsó réteghatára, míg csak el nem érjük a tekno tengelyvonalát.

Az alsó-miocén fekvőjének szintvonalas térképét [12] a szarmata fekvő felszínének szintvonalalaival összehasonlítva (2. ábra), szembetűnik, hogy itt a hegységszerkezeti formák többé-kevésbé fedik egymást, vagyis a besüllyedések és kiemelkedések

nagyjából mindkét rétegfelületen párhuzamosak. Különbség csak abban van, hogy az alsó-miocén fekvőn mérhető vertikális elmozdulások kb. kétszer nagyobbak a szarmata fekvő hasonló jellegű elmozdulásainál.



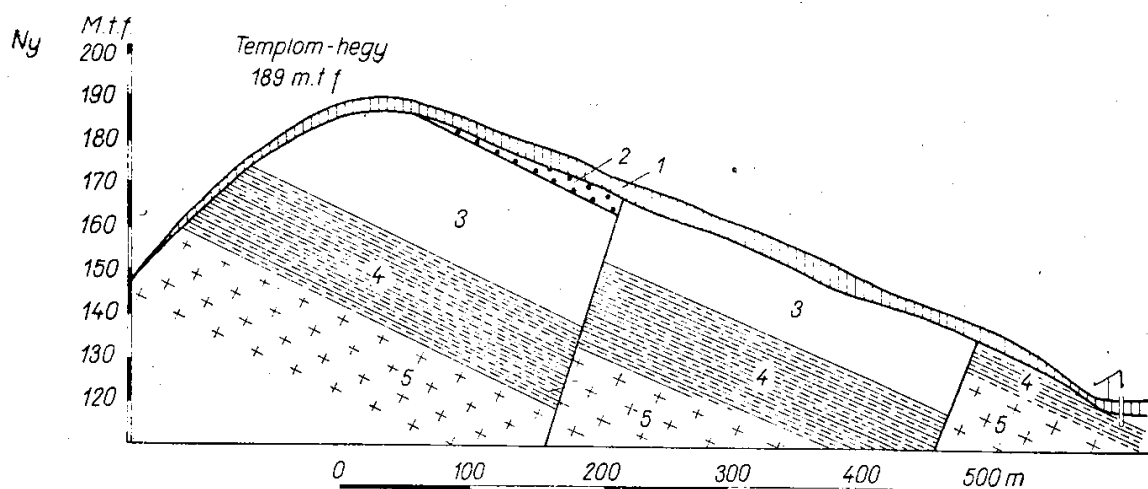
3. ábra. Vázlatos szelvény a Bükk-hegység E,Ny-i tövéből: 1. Mezozoós és paleozoós alaphegység, 2. Oligocén, 3. Mediterrán, 4. Szarmata és pannon.

Így az alsó-miocén fekvő süllyedése Radnóthy 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 alsó-miocén fekvőn 100 m, a szarmata fekvőn pedig csak 50 m.

Az ormospusztai paleozoós 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).

Sajóbábony, 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 (túlmagasítással). Negyedkor: 1. Barna agyag, Pannon: 2. Homok és homokos agyag, 3. Agyag Congeriákkal és Liimnocardiumokkal, Szarmata: 4. Agyag és homok sűrűn váltakozó rétegekben, Cerithiumokkal, 5. Riolit-tufa.

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, Sajókeresztúr, Hejőcsaba vonalában ÉD-i csapású nagy törésvonal húzódik, melynek K-i oldalán a Borsodi-medence kőszéntelepés rétegsora hirtelen lesüllyed, a szarmata és pannóniai fedőrétegek pedig, mint azt a zilizi (Z1) és damaki

(D1) kutatófúrások bizonyítják, jelentékenyen megvastagodnak.

Miskolc városát kb. az Avas hegy K-i tövénél keresztezi ez a nagy lezökkenés, mert míg az egyetemi városnál (M4) a felszíntől 40 m-re, vagyis +134 m abszolút magasságban van a szarmata alsó határa, addig a Martin-telepi fúrásban (M3) a felszíntől 186 m-re, vagyis -76 m abszolút magasságban még andezit-agglomerátum volt a fúrás talpa. A miskolci strandfürdő fúrása (M2) 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 Bükkhegység 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 mezozoós – paleozoós tömegének pliocénvégi mozgása alakíthatta ki.

A szarmata és pannóniai emelet folyamán történt, ismételt szakaszos süllyedéssel magyarázható a rétegek jelentékeny megvastagodása Miskolctól DK-felé.

IRODALOM

1. Balogh K.: A Bódva és Sajó közti barnakőszén-terület földtani viszonyai. Földt. Közi. 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. Közi. 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 Pereces 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 mintakutatói területen. Bány. Lap. 92. évf. 1959.,
8. Majzon L.: Újabb adatok Szilvásvár és Csernely 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 vasércvonulat 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 pinceomlászai. Földt. Int. Évi Jelentése 1933—35. évekről. IV. k.
15. Schréter Z.: Heves-aranvos, Bátor és Szűcs 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 sajóvölgyi barnakőszén-medencében. Földt. Int. Évi Jelentése 1949-ről.
18. Szentés F.— Balogh K.— Horusitzky F.— Kretzoi M.— Rónai A.— Noszky J.: Magyarázó Magyarország 1 : 300.000 földtani térképéhez. Földt. Int. Kiadványa., 1958.
19. Szentés F.: Előzetes jelentés Egercsehi környékének földtani térképezéséről. Földt. Int. Évi Jelentése 1955—56-ról.
20. Vadász E.: A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. Budapest, 1929.
(Földt. Közl.; 1960., no.2, 185-191)