

## A BAKONY-HEGYSÉG FELSŐKRÉTA KÖSZÉNTÉLEPES ÖSSZLETÉNEK ŐSFÖLDRAJZI ÉS HEGYSÉGSZERKEZETI VÁZLATA

KOPEK GÁBOR\*

**Összefoglalás:** A szerző végigkíséri tanulmányában a bakonyi felsőkréta kőszénterület fejlődéstörténetét. Az őszlet fekéjében hegységszerkezeti szempontból két aljzattípust különít el. A gyűrtszerkezetű aljzat keletkezését a barrémi emeletre (új kimériai mozgások), a rögszerkezetű aljzattét a cenomán – turoni emeletre (pregozauai – szubhercini mozgások) rögzíti. A dániai emelet larámi mozgásai hosszanti töréseket, a poszteocén mozgások pedig hosszanti feltolódásokat, redőződést és a haránttöréseket hozták létre.

Érint továbbá néhány genetikai kérdést is; ennek során megállapítja, hogy a produktivitas bizonyos morfológiai jellegekhez kötött, az őszlet alján levő, legértékesebb telepek édesvízi lúp milióben, a magasabb helyzetű telepek viszont tengermenti, paralikus lúpban keletkeztek. A tengeri előzónlés délnyugat felől származtatható. Részletesen foglalkozik az oszcillációs mozgások őszletalakító hatásával, az „apró lencsés” települést pedig az aljzat morfológiai egyenetlenségének és trópusi monszun-kliáma hatásának tudja be.

A déli és nyugati Bakony észak-nyugati előterében mintegy 20–25 km-es sávot formáló felsőkréta kőszéntélepes őszletnek meglehetősen kiterjedt irodalma van. Azoknak a munkáknak a száma azonban, amelyek tanulmányunk tárgykörébe vágnak, meglehetősen korlátozott. Ősföldrajzi problémákat úgyszólván csak Szádeczky-Kardoss E. [16] és Gondos Gy. [5] szénközettani cikkei tartalmaznak. Hegységszerkezeti vonatkozásokkal pedig Rozlozsnik P. [14], Noszky J. [10, 11, 12], Szentes F. [20], Schmidt E. R. [15], Darányi F. [2] és Vadász E. [18] munkáiban találkozunk.

Az alábbiakat, amelyekben csupán vázlatot kívánunk adni a terület ősföldrajzi és hegységszerkezeti viszonyairól, kiserészt az idézett munkák felhasználásával, nagyobb részt az újabb kutatások eredményeinek értékelésével alakítottuk ki.

A felsőkréta őszlet fekéjét felsőtriász, júra és alsókréta üledékek alkotják. Sümegben — Fülöp J. megfigyelése szerint — a barrémi—apti emeletek tengeri eredetű márga- és mészkőfeleségei, Sümeg és Halimba között a nóri és raeti emeletek földolomitja és dachsteini mészkőve, Ajka térségében alsóliász üledékek és alsókréta márga és mészkő, végül Ajkától északkeletre újra triász üledékek helyezkednek el a mélyfeküben.

Szerkezetileg vizsgálva az őszlet aljzattát egyre inkább két szerkezeti típus körvonalai bontakoznak ki: a rögszerkezetű aljzatté és a gyűrtszerkezetű aljzatté.

A rögszerkezetű aljzattípust eddigi adataink szerint területileg a sáv déli és északi részére, a gyűrtszerkezetű aljzatt viszont a középső részre, Ajka — Úrkút — Szentgál vidékére jellemző (1. ábra).

Meg kell említenünk azonban azt is, hogy gyér adatok valószínűsítik a gyűrtszerkezetű aljzatt területének kiterjesztését — egyelőre nem összefüggően — északkeleti és délnyugati irányban egyaránt.

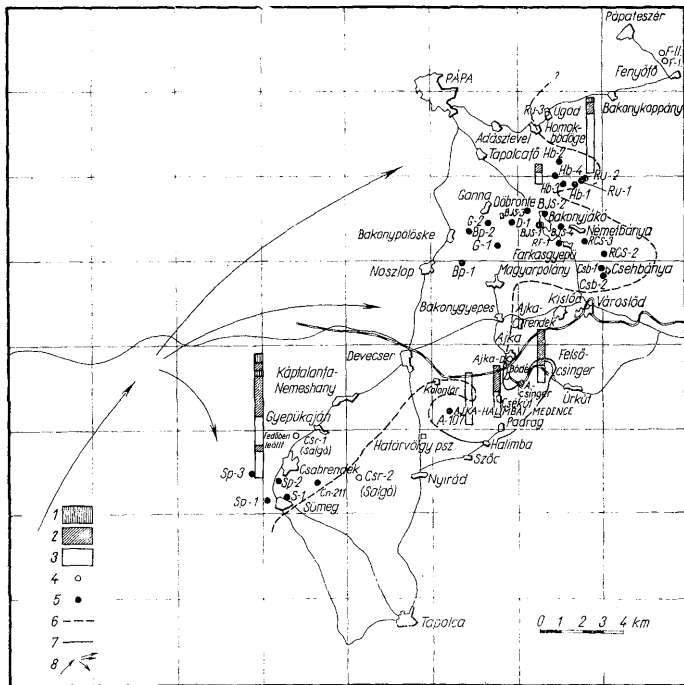
A gyűrtszerkezetű aljzatt jelenléte sok adattal igazolható. Közismertek a szentgáli Tűzköves-hegy, a kislódi Csalános-völgy mellékkárkának, valamint az úrkúti bánya és új útbevágás júra üledékeinek gyűrts formái, továbbá az úrkúti perspektivikus fúrás (U 192) karni (?) képződményeinek tetemes mélységig élére állított rétegei és Végh S. [19] Szentgál melletti, a raeti üledékekben kimutatott szinklinálisa.

Ma még általános az a felfogás, hogy az említett formaelemek nem tekinthetők a mecseki értelemben vett gyűrődéses mozgások eredményeinek, hanem a törése-

\* Előadta a Magyar Földtani Társulat és a Magyar Mezőgazós Bizottság 1961. jún. 7-i szakülésén

ket kísérő hajlításos jelenségek, amelyek vízszintesen és függőlegesen egyaránt korlátozott elterjedésűek.

Véleményünk szerint az a tény, hogy ezek a jelenségek a felsőtriász karni emeletől az alsókrétaig terjedő képződményekre – azok fizikai sajátosságaitól függően, erő-



7. ábra. A Bakony-hegységi felsőkréta kőszénösszlet elterjedési térképe. Magyarázat: 1. Tengeri rétegek, 2. Csökkentsósóvízi rétegek, 3. Édesvízi rétegek, 4. Felsőkréta kőszénösszletet nem ért fúrások, 5. Felsőkréta kőszénösszletet ért fúrások, 6. Valószínű partvonal, 7. Biztos partvonal, 8. A tenger előnyomulásának iránya

Fig. 7. Map of the extension of the upper Cretaceous coalbearing series of the Bakony Mountains. Symbols: 1. Marine bcds, 2. Brackish bcds, 3. Fresh-water deposits, 4. Borings not having reached the upper Cretaceous coal formation, 5. Borings having reached the upper Cretaceous coal formation, 6. Presumable coastline, 7. Shoreline established with certainty, 8. Direction of the sea transgression

teljesebben vagy gyöngébben – de egyaránt jellemzőek, továbbá, hogy területileg már széles sávban kimutathatók, erősen vitathatóvá teszi a fenti felfogás tarthatóságát.

Ha mindezekhez hozzátesszük még azt is, hogy e gyűrű alakzatok között, a kőzetanyag plaszticitása szerint, kis és nagy formák, de a kettő közötti átmenetek egyformán gyakriak, továbbá e rétegek fúrásokban észlelt meredekségének (85–90°) mélység

kihatása ma már 60—300 m-re bizonyított (Ajka 97., Űrkút 192. és 165. fúrások), akkor a magunk részéről állást kell foglalnunk amellett a felfogás mellett, miszerint a szóban forgó formák gyűrődéses jellegű mozgásoknak köszönhetik létrejöttüket. Megemlítjük, hogy erre már röviden D a r á n y i F. [2] is utalt, aki e mozgásokat az újkimérai hegységképződési fázisra rögzítette, és szerkezetileg pikkelyes, gyűrű formáknak tartotta.

A rögszerkezetű aljzat az előbbivel szemben csak töréss elmozdulásokat, ezzel kapcsolatban kisebb-nagyobb méretű kibillenést, esetleg töréssmenti elvonulódásokat mutat.

E különböző szerkezeti típusok kialakulásának ideje is különböző földtörténeti időszakokra tehető.

A gyűrűszerkezetű aljzat kialakulásának időpontja az alábbiakból elemezhető ki:

Rétegtani vonatkozásban folyamatos tengeri üledékképződéssel biztosan csak a felsőjúrág számolhatunk. Fel kell azonban tételeznünk, hogy a lokális jellegű felsőjúra kiemelkedés után az alsókrétában a területet — déli bakonyi analógiára (Sümege) — újra előtűtötte a tenger, és ez a tengeri üledékképződés a barrémi emeletig tartott. További tengeri üledékek már csak az apti — albai emeletekből ismertek. A barrémi emelet szárazföldi jellegét viszont az Ajka 97 sz. fúrásban, a rekviéniás mészkő alatt észlelt bauxitszint teszi kétségtelenné.

Szerkezeti vonatkozásban azt látjuk, hogy a barréminél idősebb képződmények gyűrűtek, a fiatalabbak viszont töréss szerkezetet mutatnak és ennek következtében kibillentek.

A fentieket összefoglalva megállapítható, hogy a gyűrűszerkezetű aljzat kialakulása, az alsók réta barrémi emeletére, valószínűleg annak elejére tehető. E mozgás időpontilag a T e l e g d i R o t h K. [17]-féle tisztiai, illetve V a d á s z E. [18] szerint az újkimérai fázis egy késői megnyilvánulásával esik össze. Ez a mozgás volt egyben az „Ősbakony” kialakítója is, amelynek egy részlete területünkre esik. Itt említhetjük azt is, egyelőre messzemenő következtetések levonása nélkül, hogy mai ismereteink alapján a produktív kőszénlelőhely terület a gyűrűszerkezetű aljzaton található.

A r ö g s z e r k e z e t ű aljzat kialakulásának korát részben a Sümege-1 sz. távlati kutatófúrás szelvénye, másrészt N o s z k y J. külszíni felvétele tisztázta. Sikertelt az említett fúrásból F ű l ö p J. szerint a barrémi és az apti emeletekre jellemző faunaelemeket gyűjteni. N o s z k y J. pedig az albai emelet orbitolinás mészkővét mutatta ki. Ezek az adatok bizonyossá teszik, hogy az alsókrétában folyamatos üledékképződés volt itt, egészen a cenoman emeletig. Az általunk keresett mozgási időszak tehát a cenoman — turon emeletek idejére a pregozauai vagy szubhercúni fázisra esik.

Ez a mozgási időszak kiemelkedésben, a terület feldarabolódásában, erőteljes lepusztulásban, majd újra töréss formaelemek keletkezésében kulminált. Hogy ez a hézag valóban 2 emeletnyi időegységre terjedt ki, igazolja a rekviéniás mészkő jelenléte, továbbá a keleti Bakonyra jellegzetes cenoman márgasorozat teljes hiánya, olyan mértékben, hogy annak még a törmelékanyaga sem található meg a fiatalabb üledékekben.

A cenoman — turon kiemelkedést követően legfontosabb történéss ennek az időszaknak a peremi törések keletkezése és ezekkel kapcsolatban a medence kialakulása volt. A medence kialakulásának kora a középsőturon és a szenon alja közötti időre valószínűsíthető.

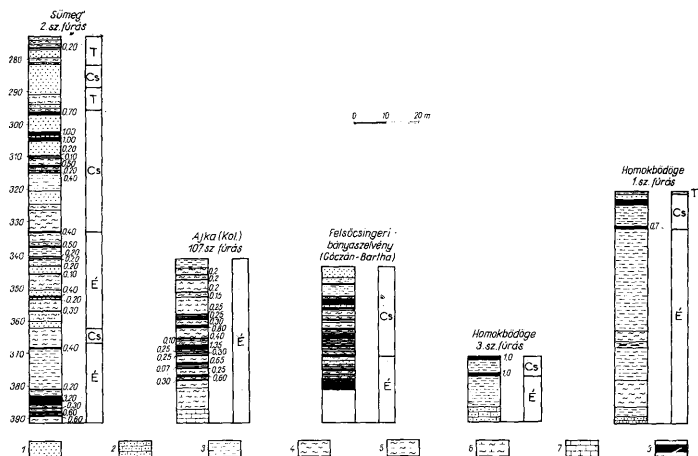
\*

Az alábbiakban egy metodikai természetű kérdést érintünk. Előadásunkban a „medence” kifejezésen az egész Sümege — Ugod közti területet értjük, ezen belül bizonyos morfológiai jellegzetességű kisebb területeket (mint pl. Ajka) csak ennek a nagy medencének részterületeiként fogjuk fel. Helytelen Ajkai-medencéről beszélni, amikor ez a terület a nagy medencének csaknem minden oldalról lehatárolt öböl szerű részlete volt

(1. ábra). E morfológiai alakzat jelenlétének megállapítása azért is fontos, mert a produktívitas legényesebb előfeltételének tekinthető.

A szenon üledékek alsó határának, minden területen egyértelműen történő megvonása ma még akadályokba ütközik. Sok helyütt nagyon valószínű, hogy az ún. „terresztrikus” üledékek felső része már a szenon emeletbe tartozik. Magunk részéről a határt az édesvízi eredetű rétegek megjelenésétől számítjuk. Az édesvízi rétegek megjelenése ugyanis a süllyedés erőteljesebb válását, egyes területeknek a karsztvíznívó alá süllyedését jelezheti.

E süllyedés következtében a hegységperemen láptérületek kialakulása és ezzel összefüggően kőszéntelepek képződése válik lehetővé. Szelvényrajzaink jól mutatják, hogy a kőszénképződés kezdeti időszakában édesvízi, lápi eredetű volt. Sőt az a törvényszerűség is leolvasható róluk, hogy a leginkább műre érdemes, legállandóbb telepek keletkezésének (fekü telepek) ez a környezet kedvezett a legjobban.



2. ábra. Néhány bakonyi fúrás felsőkőréta kőszéntelepes összletének földtani szelvénye. M a g y a r á z a t : 1. Homok, 2. Homokkő, 3. Agyag, 4. Márga, 5. Agyagmárga, 6. Mész márga, 7. Mész, 8. Kőszén vagy kőszénes üledék, T: Tengeri képződmény, Cs: Csökkentsósvízi képződmény, É: Édesvízi képződmény  
Fig. 2. Geological profiles of the upper Cretaceous coal-bearing formations in some boreholes of the Bakony Mountains. S y m b o l s : 1. Sand, 2. Sandstone, 3. Clay, 4. Marl, 5. Clay marl, 6. Calcareous marl, 7. Limestone, 8. Coal or coaly beds, T: Marine deposits, Cs: Brackish deposits, É: Freshwater deposits

Később a terület süllyedése folytatódik és csökkentsósvízi rétegek hátrahagyásával behatol a szenon tenger. Ez a behatolás nem szünteti meg a kőszénképződést, sőt a mellékelt szelvények tanúsága szerint egyes helyeken a kőszénösszlet vastagabb része csökkentsósvízi eredetű (2. ábra). Az itt keletkezett telepek nagy része szintén műrevaló. A kőszénösszlet e magasabb része tehát tengerpartmenti, paralikus jellegű képződmény.

A tengeri behatolás irányát keresve e célra legalkalmasabbak Bartha F. [1] és Sidó M. [9] vizsgálatai. Mellékleteinken bemutatjuk makro- és mikrofaunisztikai vizsgálatok alapján kiértékelt szelvények sótartalom szerinti elkülö-

níthetőségét. Ezek szerint a tengeri üledékeknek a legnagyobb, sőt ismételt szerepe délen, Sümeg vidékén van. Itt a tengeri (korallós) üledékek kétszer jelentkeznek a szelvényben. A zalai olajterületen pedig, a kőszéntelepes összeletnek megfelelő rétegek — M a j z o n L. és D u b a y L. szóbeli közlése szerint — már tisztán tengeriek, ezek alapján vitathatatlan, hogy a transzgresszió délnyugat felől jött.

További tisztázandó kérdés az oszcillációs mozgások szerepe a kőszéntelepes összelet sajátos települési formájának kialakításával kapcsolatban.

A kőszénösszeleten belül az o s z c i l l á c i ó s m o z g á s o k települési jellegeket formáló szerepe vitathatatlan. Erre legszebb, de egyben legszélsőséesebb példát a sümegi 1. és 2. sz. távlati kutatófúrások szelvényei mutatják. Az oszcillációnak ilyen mértékével, amely a tengeri, csökkentsósvízi és édesvízi üledékek többszörös ismétlődését eredményezi, sehol másutt nem találkoztunk eddig. A többi szelvényekben a fokozatos sóssá válás mellett (lásd B a r t h a F. ajkai vizsgálatait) az oszcilláció csak a telepek és az azokat elválasztó meddőrétegek ritmusos változását eredményezte és korántsem az „édesvízi származású” kőszéntelepek és a „tengeri eredetű” meddőrétegek ismételt, törvényszerű váltakozását, amint azt G o n d o s Gy. [5] hitte.

Az alábbiakban a telepeken belüli v a s t a g s á g i és m i n ő s é g i v á l t o z á s o k okaival foglalkozunk. Ezek a változások vízszintes és függőleges irányban egyaránt rendkívül korlátozott kiterjedésűek, úgyszólván métereken belül végbemenők. Ha ezeket oszcillációs mozgásokkal akarnánk megmagyarázni, úgy állandó értőfel és egyenlőtlen mozgásban kellene tartanunk az egész medence aljátot. Ezzel szemben véleményünk szerint e változásoknak egyik oka az aljzat morfológiai egyenetlensége, a másik a szállító közeg, a víz mennyiségének munszun-jellegű trópusi éghajlattal összefüggő ritmusos változása lehetett.

A szénkőzettani vizsgálatok eredményei (G o n d o s Gy. [5], P a á l Á.-né [13]), a kőszén nagy fuzit tartama és az ismétlődő liptobiolitos zónák jelenléte vitathatatlaná teszi a lóp sekély jellegét. A feltételezett monszun-klíma viszont a száraz és nedves évszakok váltakozásával, igen erős ingadozást idéz elő a vízállásban. A nedves évszakokban a befolyó vizek sodra erősödik, ami a nagyobb mennyiségű törmelék bezúditása (öbölsegélyeken gyakoriak a márgát helyettesítő homok és homokkő üledékek) mellett erős romboló hatást is végez a korábban képződött üledékekben és egyben megemeli a víznívót. A száraz évszakokban viszont a víznívó, az erősen karsztosodott fekkőzetek nagy nyelőképessége és az erős párolgás következtében, gyorsan visszaáll az eredeti karsztvízszintre, megcsappan a törmelékbehordás, sőt egyes területeken a feltorlódot üledékek — ezek között a kőszén nyersanyagának — egy része szárazra kerül. A fenti elmélettel jól értelmezhető az említett lencsés szerkezet és a kőszén egy telepen belüli liptobiolitos zónáinak gyors vízszintes és függőleges változása is.

A kőszéntelepes összelet egykori partvonal a külszíni felvételek és a területen lemélyített kutatófúrások segítségével, mint az a mellékelt térképen is látható, ma már jól rögzíthető. Problematikus egyelőre az ajka — halimbai összeköttetés kérdése, amelynek megoldására a későbbi kutatások adhatnak lehetőséget.

G ó c z á n F. [3, 4] pollenanalitikai, G o n d o s Gy. [5] és P a á l Á.-né [13] szénkőzettani vizsgálatai a keletkezés körülményeit illetően az alábbi következtetésekre vezetnek. Az összelet trópusi klíma alatt keletkezett. Az összelet alján édesvízi, főntebb paralikus, G ó c z á n F. szerint valószínűleg erős láptenyészet alakult ki a területen. A flóráképet a lombosfák és harasztok uralták, a túlevelűek csak alárendeltek, területileg a lóp területén kívül éltek. A kőszén erősen fuzitos jellege és a liptobiolitos zónák egy telepen belüli többszöri ismétlődése pedig a fentiekkel magyarázható.

A kőszéntelepes összelet ké p z ő d é s e n e k a fokozottabb süllyedés és a terület tenger alá merülése vet véget. Tengeri üledékképződéssel egészen a kréta

végéig számolhatunk, amikor is a terület újra kiemelkedésnek indul. E kiemelkedés és szárazföldi időszak a dániai, a monsi és thanéti emeletekre tehető, vagyis a larámi fázissal esik egybe. Ennek a mozgásnak a kőszénteleges összlet szempontjából legnagyobb jelentőségű első szakasza a dániai emeletre rögzíthető. Ekkor a hosszanti irányú törések mentén árkos besüllyedések, illetve kiemelt helyzetű pásztták jönnek létre, amelyek közül az előbbiek megvédték, az utóbbiak méginkább hozzáférhetőbbé tették felsőkréta rétegeinket az eocénalji nagy lepusztulás számára.

Ismertek ebből az időszakból olyan harántvetők is, amelyek korát biztosan ide-rögzíti a kőszénteleges összletre és annak fekjére korlátozott voltuk is. A két larámi törésvonal-rendszer közül a bányafelvételek alapján az utóbbiak a fiatalabbak.

Az alsóeocén szpárnakumi emeletében újra süllyedni kezd a terület és rövid édes- illetve csökkentsósvízi üledéksor után tengeri tagok következnek. Ez a tengeri időszak, erős oszcillációval és lokális jellegű kiemelkedésekkel egészen az eocén végéig tart. Az oszcillációs mozgások közül a lutéci—bartoni határán történt mozgást ki kell emelnünk. Egyrészt azért, mert bár egyes területeken kétségtelen a tengeri üledékfolytonosság (Halimba, Kolontár), ez a kiemelkedés mégis nagy területekre kihatott, másrészt ebből az időből származó törésvonalakat Sümeg környékén sikerült biztosan rögzítenünk [K o p e k G. 8]. Ez a mozgás a pireneusi fázissal azonosítható. Ennek a mozgásnak a kimutatását a bartoni üledékekben található tufás szintek gyakorisága is igazolja.

Az oligocénból és a miocén alsó részéről nem ismerünk üledékeket, feltehetően ekkor újabb kiemelkedéssel szárazulattá vált a terület. Ez a szárazulattá válás a szávai és óstájer mozgások eredménye lehetett. Meg kell említenünk, hogy a terület egyes részein találunk szárazföldi, édesvízi és tengeri helvétii—törtónai rétegeket, ezek tektonikai igénybevételét azonban nem ismerjük annyira, hogy segítségükkel a fenti fázisok tektonikai elemét szét tudnók választani az újstájer, attikai és rhodáni mozgások hegység-szerkezeti formaelemeitől.

Ezeknek a mozgási időszakoknak szerkezetet formáló hatása a kőszénteleges összletre nézve mégis rendkívül fontos és kétirányú. Nagyjából hosszanti feltolódások és ezzel kapcsolatban a plasztikusabb rétegekben enyhe redőzés éri a területet, másrészt létrejönnek a leggyakoribb törésvonalaink, a harántvetők. A medence, de különösen az ajkai öböl úgynevezett fővetői ebbe a kategóriába tartoznak.

Mindkét töréstípus poszteocén korát az eocén rétegeknek a mozgásban történő részvétele bizonyítja. A feltolódásoknak a harántvetőkkel szembeni idősebb voltát viszont a harántvetők általi feldaraboltságuk és a redőformák a harántvetők mentén történő elvágódása, illetve vízszintes eltolódása igazolja. Véleményünk szerint, egyelőre nem elég bizonyíthatóan, a feltolódásokat a szávai fázissal (oligocén — akvitáni határ), a haránt-töréseket pedig a stájer vagy attikai fázissal hozhatjuk kapcsolatba.

A törésmenti mozgások méreteiről az alábbiakat mondhatjuk. A síkok meredeksége ritkán éri el a 70 fokot. Az elmozdulás módja ritkán függőleges vagy vízszintes, inkább oldalazó mozgás. A lezökkenések mértéke maximálisan 100—200 m, a vízszintes elvonzolódásoké 300—400 m, a feltolódásé kb. 80—100 m.

A kőszéntelevet ért tektonikai mozgások összefoglalása (3. ábra):

**Ú j k i m é r i a i m o z g á s o k** fiatal szakasza. Hatása a barrémi és esetleg az apti emelet aljára terjed ki. A legerőteljesebb gyűrődéses szakasz a barrémi emelet elejére tehető. A szárazföldi periódus későbbi szakaszában fokozatos süllyedés mellett erőteljes erózióval, bauxitképződéssel és végül a gyűrt terület első feldarabolódásával (hosszanti vetők mentén) számolhatunk.

**P r e g o z a u i** vagy **s z u b h e r c i n i** szakasz. A cenomán—turoni emeletekre terjed ki. Az egész területen általánosan kimutatható. Első szakaszában kiemelkedéssel, szárazulattáválással, töréses feldarabolódással és erózióval, második szaka-

szában a peremi törésvonalak kialakulásával, meginduló súlylyedéssel és a teresztrikus rétegek lerakódásával jellemezhető.

Larámi mozgási szakasz. Hatása a dániai, thanéti és a monsi emeletekre terjed ki. Főmozgási szakasza a dániai emeletre tehető. Ekkor kiemelkedéssel, szárazulattá válással, hosszanti törések menti feldarabolódással, az eocénalji szakaszban pedig nagyméretű erózióval számolhatunk. Ebből az időből a területen nem ismerünk üledékeket.

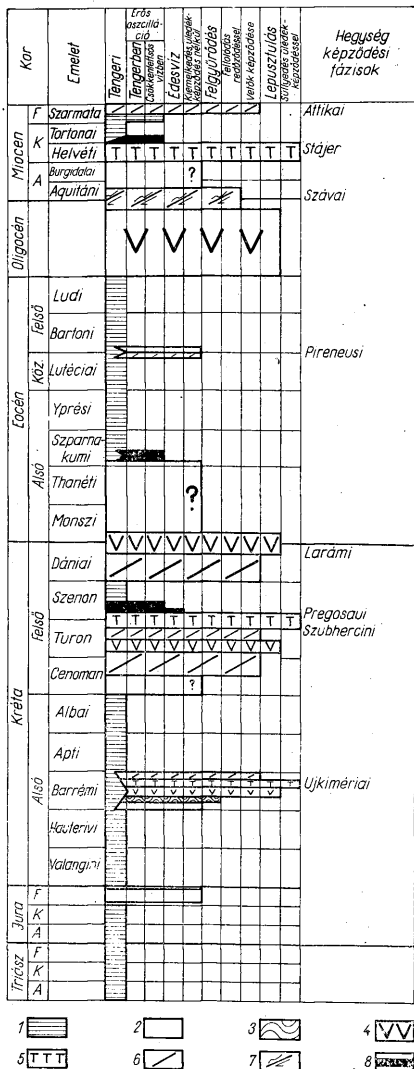
Pireneusi mozgási szakasz. A lutéciai-barton határra korlátozódik. Egyes helyeken folyamatos az üledékképződés, a mozgás utóhatását itt csak tufás jellegű közbetlepek jelzik. Másutt kiemelkedés, szigetszerű szárazulatok képződése és törésvonalak kialakulása jelzi a mozgásokat.

Poszteocén mozgások. Szávai, stájer és attikai mozgásokat foglalja magába, anélkül azonban, hogy az egyes mozgási jelenségeket akármelyikben biztosan rögzíteni tudnók. Kiemelkedéssel, feltolódások és redőformák kialakulásával, a haránttörések létrejöttével jellemezhető.

3. ábra. A bakonyi felsőkréta kőszéntelepek fejlődéstörténeti vázlatára Magyarázat: 1. Tengeri és csökkentsósvízi üledékképződés, 2. Üledékhiány, 3. Felgyűrődés, 4. Erős szárazföldi lepusztulás, 5. Szárazföldi üledékképződés, 6. Vetődések, 7. Feltolódás, redőzések, 8. Kőszénképződés

Fig. 3. Sketch of the evolution history of the upper Cretaceous coal basin in the Bakony Mountains.

Symbols: 1. Marine and brackish deposition, 2. Hiatus, 3. Folding, 4. Intense continental denudation, 5. Terrestrial sedimentation, 6. Faults, 7. Overthrusting, folding, 8. Coal formation.



## IRODALOM — REFERENCES

1. Bartha F.: A Déli Bakony felsőkréta korú kőszéntelepek képződményeinek biosztrati-gráfiai vizsgálata. Kézirat 1961. — 2. Darányi F.: Néhány megjegyzés az úrkúti mangánércmezőről és az érc koraól. Bányászati Kutató Intézet Közleményei 1959. — 3. Göczán F.: A bakonyi szenon palinológiája. MÁFI Évkönyv XLIX. k. 3. füzet. 1961. — 4. Göczán F.: A bakonyi szenon rétegtani palinológiája. Kézirat 1961. — 5. Gondos Gy.—Schulteis Z.: Adatok az ajkai felsőkrétakori szénmedence ismeretéhez. I. Veszprémi Vegyipari Egyetem Közleményei 3. kötet. 1959. — Kopek G.: Az ajkai barnakőszén-medencéresztel bányaföldtani viszonyai. Kézirat, MÁFI Adattár. 1957—58. — 7. Kopek G.: Jelentés a símegei kőszénkutatás eddigi eredményeiről és javaslat a továbbkutatásra. Kézirat 1959. MÁFI Adattár. — 8. Kopek G.: Jelentés a Bakony-hegység eocén üledékeinek 1958—1959 évi újravizsgálatáról. Kézirat 1960. MÁFI Adattár. — 9. Kurucz né Sidó M.: A bakonyi szenon rétegtana Foraminifera vizsgálatok alapján. Kézirat 1961. — 10. Noszky J.: A Nyirád, Ódórgópuszta, Monostorapáti, Diszel, Hegyesd és Tótvázosny környékének földtani viszonyai, különös tekintettel a bauxitelfordulás lehetőségére. Kézirat 1938. — 11. Noszky J.: Szentgal—Herend—Márkó—Városlód környéki júra területek földtani felvétele. MÁFI Évi jelentése 1941—42. — 12. Noszky J.: Jelentés az 1944. évi símegei földtani felvételről. MÁFI Évi Jelentése 1944. — 13. Paál Á-né: Az ajkai kőszéntelepek kőszénkőzettani vizsgálatának eredményei. MÁFI évkönyve XLIX. k. 3. füzet. — 14. Rozslosznik P.: A csingervölgyi bányászat múltja, jelene és jövője. MÁFI Évi Jelentése 1933—35. — 15. Schmidt E. R.: Geomechanika. Akadémiai Kiadó 1957. — 16. Szádeczky-Kardoss E.: Az ajkai felsőkrétakori kőszénképződmény. Ettre etc.: A kőszén képződése, kémiája és bányászata. Nehézipari Kiadó 1952. — 17. Telegdi Roth K.: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezoosó fejlődéstörténetéhez. Math. Term. Tud. Ért. LII. 1935. — 18. Vadász E.: Magyarország földtana. II. kiad. Akadémiai Kiadó 1960. — 19. Véghe S.: A Bakony-hegység kőszénrétegei. Földt. Kozl. 91. k. 3. füzet. 1961. — 20. Vigh F.—Szentes F.: Az ajkai szénmedence hidrologiai viszonyai és a vízvesztés elleni védekezés módja. Bányászati Lapok XII (XC) 1957.

### A palaeogeographical and tectonical study of the upper Cretaceous coal-bearing series of the Bakony Mountains, Central Transdanubia, Hungary

G. KOPEK

In the northwestern foreland of the Southern and Western Bakony Mountains the Senonian coal-bearing series forms a strip some 20 to 25 kilometres wide. The Senonian is underlain by upper Triassic, Jurassic and lower Cretaceous deposits. Tectonically, the structure of the underlying formations may be classified as folded and faulted. The folded structure occupies the central part of the area, whereas fault structures occur in the northern and southern lateral zones.

The fold structures were developed in the course of the Barremian emergence, in the Late Cimmerian phase of orogeny, whereas the block-faulted structure was formed by the pre-Gosau (Subhercynian) phases that acted in the period of emergence extending to the Cenomanian and Turonian stages of the Cretaceous. The Late Cimmerian phase brought about further an intense denudation connected with the formation of NE—SW-striking longitudinal faults and with bauxite formation. In the pre-Gosau phases, transverse faults facilitating the subsidence of the basin were formed. In the final stage of this tectonical event took place the redeposition of bauxite, and the formation of the upper Cretaceous terrestrial deposits in general.

At about the end of the Cretaceous the area was uplifted again by the Laramian phase of movements. At this time, graben-like depressions and uplifted fault ridges were formed along the longitudinal faults. This was followed by intense denudation in the Monsian and Thanetian stages of the Eocene. The only tertiary movements to be dated with certainty are the Pyrenean movements at the boundary of the Lutetian and Bartonian stages.

Concerning the overthrusts observed in the coal-bearing series as well as the accompanying folds and the transverse faults dissecting them, we may state only so much that they are post-Eocene. Their assignment to one phase or another of tectonic history as presented in Table 3 is based solely on analogies with the surrounding areas.

The productive area of the coal-bearing series is restricted to an embayment-like feature open on one side only. The lower part of the series, containing the most valuable seams, is the product of a fresh-water forest swamp, whereas the upper part of the series is coastal, paralic.

The sea that inundated the area in the Senonian came, as revealed by the borings in the Símege area, from the southwest. Within the scope of the steady subsidence there occurred also oscillatory movements, resulting in a rhythmic alternation of the seams and of the unproductive beds separating them.

The changes of thickness and grade in the seams, of an exceedingly restricted extension, are partly due to the uneven relief of the basement and partly to rhythmical changes of the influx of water under a tropical climate of the monsoon type.