

A Balaton-felvidék és környezete szerkezeti felépítése

Az 1960-as évek földtudományi forradalma, a lemeztektonika alapján a Föld kérgének és kőzetburkának (litoszférájának) fejlődését alapvetően a lemezek mozgása szabályozza. Az egymáshoz képest elmozduló lemezek a lemezhatárokon a teljes litoszféra és ezen belül a kéreg deformációját váltják ki. A lemezperemi mozgásokat és a kapcsolódó kéregdeformációt ma már több módon is meg tudjuk figyelni. Legmodernebb technika talán a GPS, amely a ma végbemenő mozgásokat rögzíti mm-es pontossággal. A régmúlt lemeztektonikai mozgásait és deformációit a kőzetekbe írt szerkezete révén tudjuk rekonstruálni. A Balaton-felvidék ennek klaszikus példája, hiszen Lóczy Lajos felismerései a múlt század elején is magas szinten álltak és némelyik ma is igaznak bizonyul. Ebben a fejezetben a Balaton-felvidék és környezetének deformációiról rendelkezésre álló ismereteket foglaljuk össze, egy rövid bevezető után.

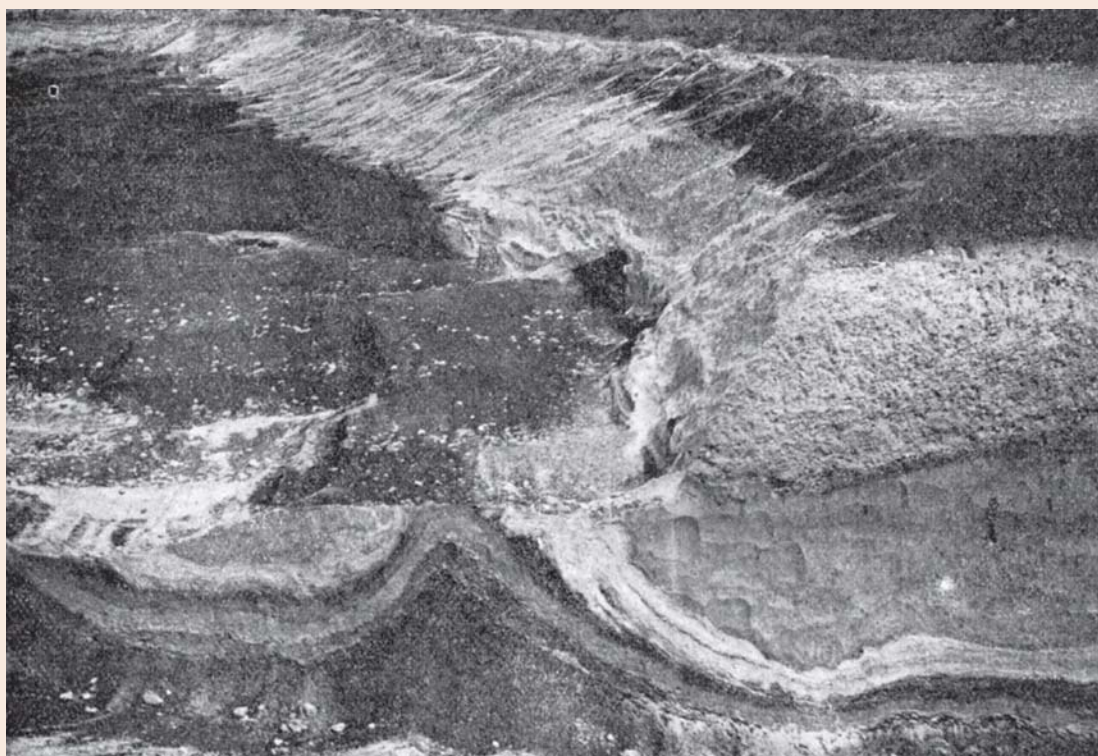


A Balaton-tó medenczjének helyzete és felépítése

... Az egész nyugati magyar középhegység Keszthelytől Budapestig délnyugat-északkeleti irányú, régibb hasadások színhelye. Különösen egy ilyen irányú főtörést ismer-

gat felé lehajló rétegpaketták következnek nagyobb szélességben.

A törések mellett a rétegeknek megismétlődése is látható. A hosszanti töréseket, harántosan északnyugat-délkeleti irányúak metszik, ezeket hosszú tektónikus vonalakban a Balatontól a Bakonyon keresztül a kis



► Gyűrődés a várpalotai lignitlepben

rünk, azt, amely a veszprémi Séd-pataktól Litér felé tart és egyenes vonalban a Balatonfelvidék magas párkányperemén végig, a keszthelyi hegységben Vállus falu felett a Szent Miklós-kútnál végződik. Ezzel párhuzamosan a felvidék balatoni aljában és a veszprém—nagyvázsonyi fennsíkon is elnyúlnak rövidebb-hosszabb repedések.

Valamennyin a rétegek keskeny övben össze vannak törve, élükre állítva és mindegyik törésre pikkelyesen északnyu-

magyar Alföldig sikerült kinyomozni; általában fiatalabb eredetűek az előbbieknél, mert amíg a hosszanti törések a miocénkori rétegeket már nem érintették, a harántos törések mentén a mediterrán, sőt a pontusi rétegeket is helyükből kimozdulva láttam.

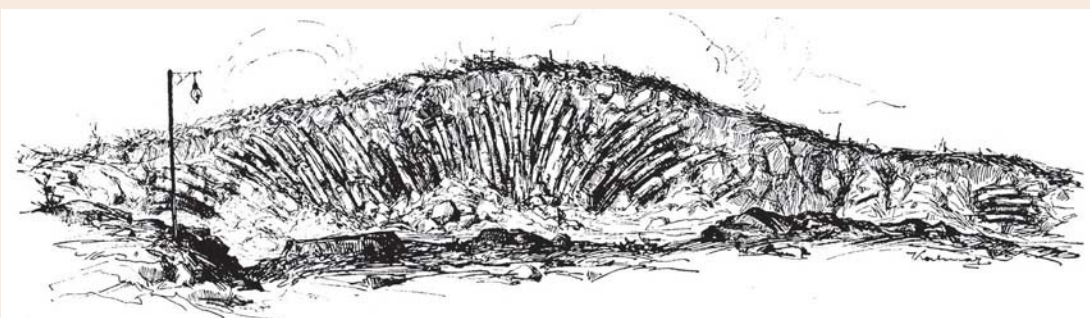
Földkéregmozgások azonban mind a két törési rendszer szerint a középhegységben és kerületén a legutolsó geológiai időkhöz történtek. ...

Részlet Lóczy Lajos A Balaton földrajzi és társadalmi állapotainak leírása című könyvéből

Kristályos mészkő Szabadbattyán és Polgárdi között.

... Újabb időben (1908) a polgárdi Somlyó szőlőhegy nyugati tövében gróf Batthyányi hitbizománya mészégető és kőzúzó gyártelepet emelt és a Szőlőhegy kopár oldalán hatalmas kőfejtőt nyitott (4. és 5a. ábra). Ebben a mészkő finomszemű, úgyszólván tömött és vastag padokban hirtelen szűkü-

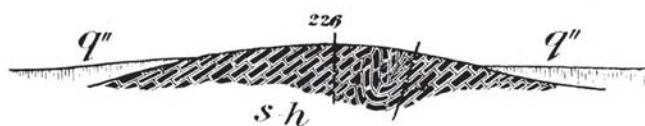
oldalon mangános burkolat jelzi a hasadékok mellékét, szélesen kísérve azt; középett a szinklinális délkeleti oldalán bekérgezett breccsás törmelék és finom, kékes színekbe játszó aragonit bekérgezés, cseppkő és szkaloóederes kalczit tölti ki azokat. A kőfejtő északi részében pedig terra-rosszával részben kitöltött 70—80 cm. átmérőjű kürtő mélyed a mészkőbe, amely Pávay-Vajna F. úr mérése szerint 40 m. mélységű.



4. ábra. A gróf Battyányi hitbizományi gyártelep kőfejtője a polgárdi Somlyóhegy nyugati oldalán. (1909. december havában.)



5a. ábra. A polgárdi Somlyó szőlőhegy metszete.



5b. ábra. A polgárdi mészkőbányában látható rétegeesség. 1 : 12500.
s-h ó-paleozoi mészkő, q'' lösz.

lő szinklinálist alkot, amelynek tengelye NE—SW csapású. Kékesszürke sávokkal erezett, gyengén bitumenes, fehér mészkő uralkodik ebben a fejtőben. Elég vastag 30—60 cm. padjait (4. ábra) palás, szericzi-tes vagy talkos közök választják el. Számos hasadék szeli át a kőfejtő hátfalát. A déli

A kőfejtő szállító siklója mellett mélyebb szintben megnyitott fejtőben ugyanannyira mangánosak a 30°-kal NW felé hajló rétegek, mint a Somlyó északkeleti oldalán.

Részlet Lóczy Lajos A Balaton környékének geológiai képződményei és ezeknek vidékek szerinti telepedése című könyvéből

A polgárdi Somlyóhegy

A lemezek mozgását olyan ciklusokban tudjuk elképzelni, amelyek százmillió éves nagyságrendben zajlottak le, többször a Föld életében. Ezek kezdeti szakasza egy egykor egységes lemez szétválása, amelyet riftesedésnek nevezünk. A riftesedés során a kéreg egy adott szélességben megnyúlik, hossza többszörösére változik. A megnyúlás következtében a felszín előbb-utóbb lesüllyed és tenger önti el. Ez a folyamat olyan töréses szerkezetek révén megy végbe, amelyet normálvetőknek vagy normál nyírózónáknak nevezünk. Előbbiek olyan felületek, amelyek 60–70°-ban dőlnek és síkjuk mentén elmozdulás történik: az egyik blokk a másikhoz képest lefelé csúszik. A nyírózónák szélesebbek, kissé laposabbak is lehetnek, és a zóna egésze veszi fel az elmozdulást. A normálvetők mentén határolt blokkok fokozatosan kibillennek. A felső kéregrész normálvetői alatt a litoszféra mélyebb részei a nyírózónák mentén vékonyodnak.

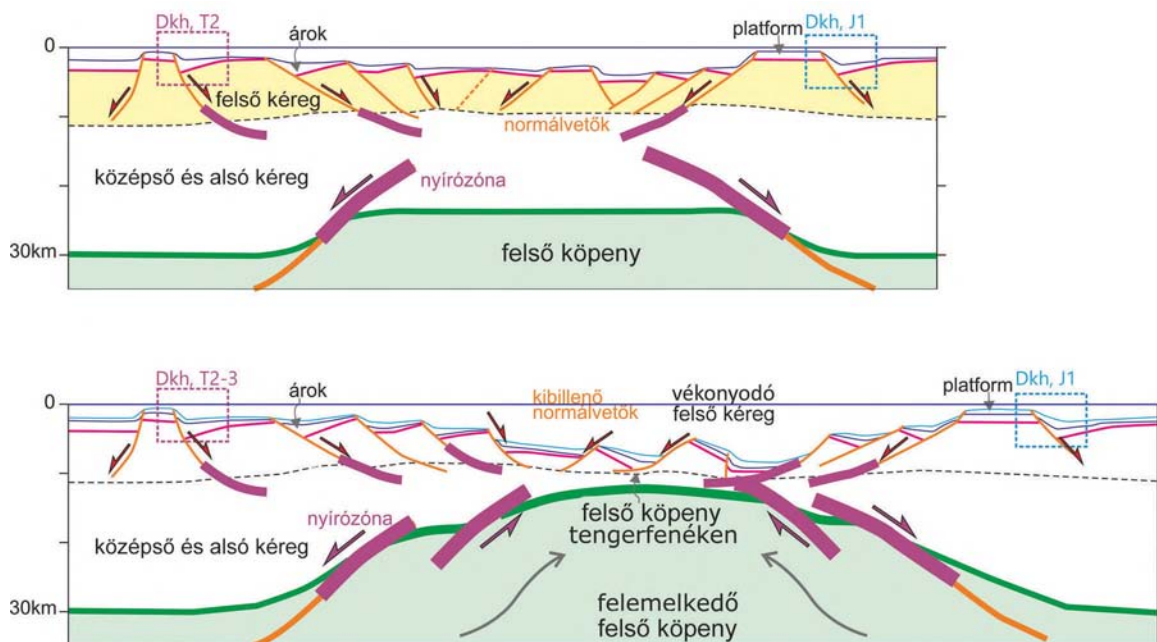
A riftesedés következménye lehet, hogy a kontinentális kéreg annyira elvékonyodik, hogy új óceáni kéreg jön létre a mélyből feláramló köpenyanyag segítségével. A létrejött óceán

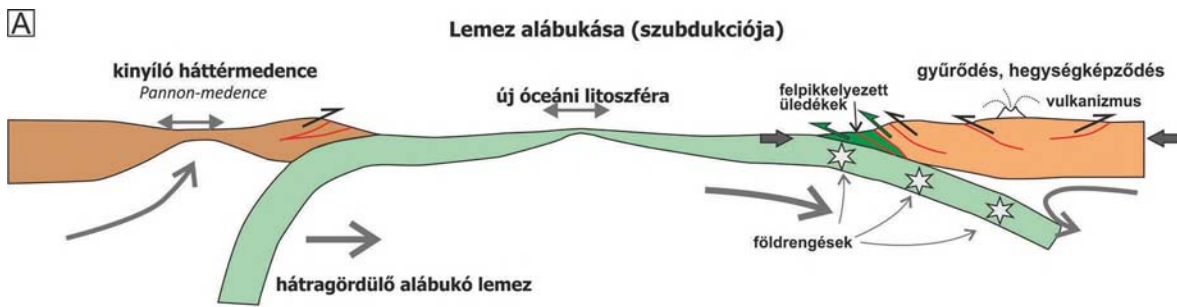
folyamatosan tágul, két pereme távolodik, amint az ma az Atlanti-óceán esetében történik.

Az óceán szétterjedésében akkor áll be változás, amikor az óceán peremén vagy esetleg éppen az óceáni lemezrészén belül megindul egy alábukási folyamat, azaz valamelyik lemez a másik alá tolódik (szubdukálódik). A gravitációt is figyelembe véve ez majdnem mindig a nehezebb óceáni litoszféra, két óceán esetében pedig az öregebb, amelyik sűrűbb és nehezebb. Az alábukásnak több fajtája is van, attól függően, hogy milyen idős az alábukó lemez, milyenek az érintkező lemezek mozgássebességei.

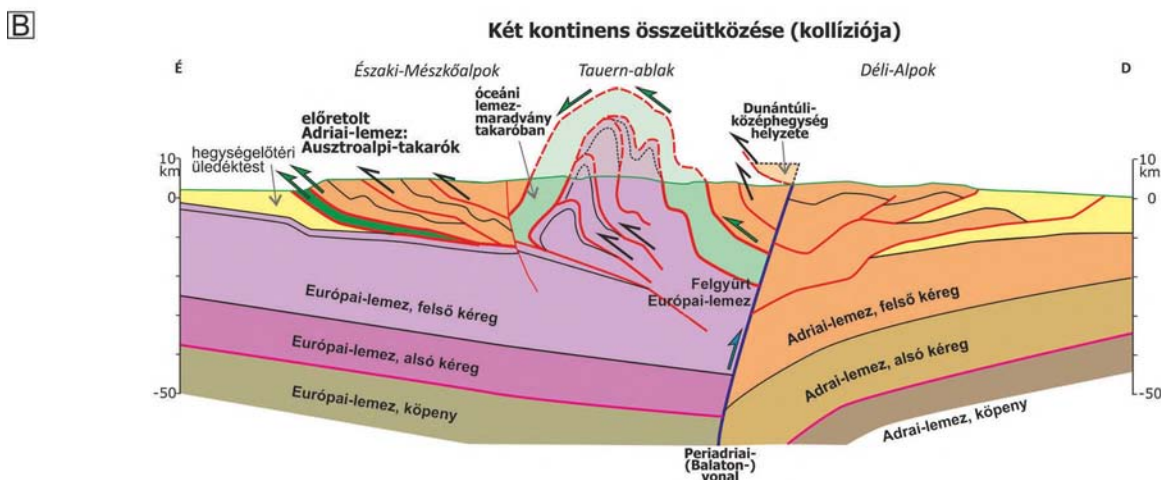
Az alábukás következménye többféle lehet. Az alábukási zónák mentén pattannak ki a földrengések, felettük aktív vulkánok kezdenek meg működni. Az alábukási zónában a mélytengeri üledékek egymásra torlódhatnak. Egy másik fontos következmény, hogy az alábukás feletti lemez nagyon erősen meggyűrődik, illetve ezen felső lemezt alkotó kőzetek egymásra tolódnak: úgynevezett takarók jönnek létre. Ez a deformáció a rátolódo lemezen viszonylag jelentős területet érint és számos esetben magas platók

►
Egy lemezhatár születése, azaz a kéreg és a litoszféra vékonyodása, új óceáni kéreg létrejötte – egyszerűsített modell





Két kőzetlemez
közéledésekor
bekövetkező
alábukás
(szubdukció),
és a lemezha-
táron létrejövő
rövidülési
szerkezetek
(takarók, ráto-
lódások, redők)



kialakulását is eredményezheti (például Andok). Ezek a területek úgynevezett rövidülési deformációt szenvednek. Ez akkor a legjelentősebb, ha az alábukó óceáni lemez teljesen eltűnik, és az egykor két oldalon levő két kontinens összeütközik – ez történt például az Alpok esetében is.

Az egymásra tolódás, rövidülés következménye kéregvastagodás lesz. Mivel a rátorlódott, megvastagodott kéreg könnyű és mintegy úszik a mélybeli köpeny egy részén (asztenoszférán), ezért kiemelkedik. Így születnek a gyűrt-takarós hegységek, idegen szóval orogének (más nevükön lánchegységek). Az Alpok ilyen szerkezetű, de látni fogjuk, hogy a Dunántúli-középhegység és a Balaton-felvidék is igen hasonló.

A Balaton-felvidék és a környező területek deformációi

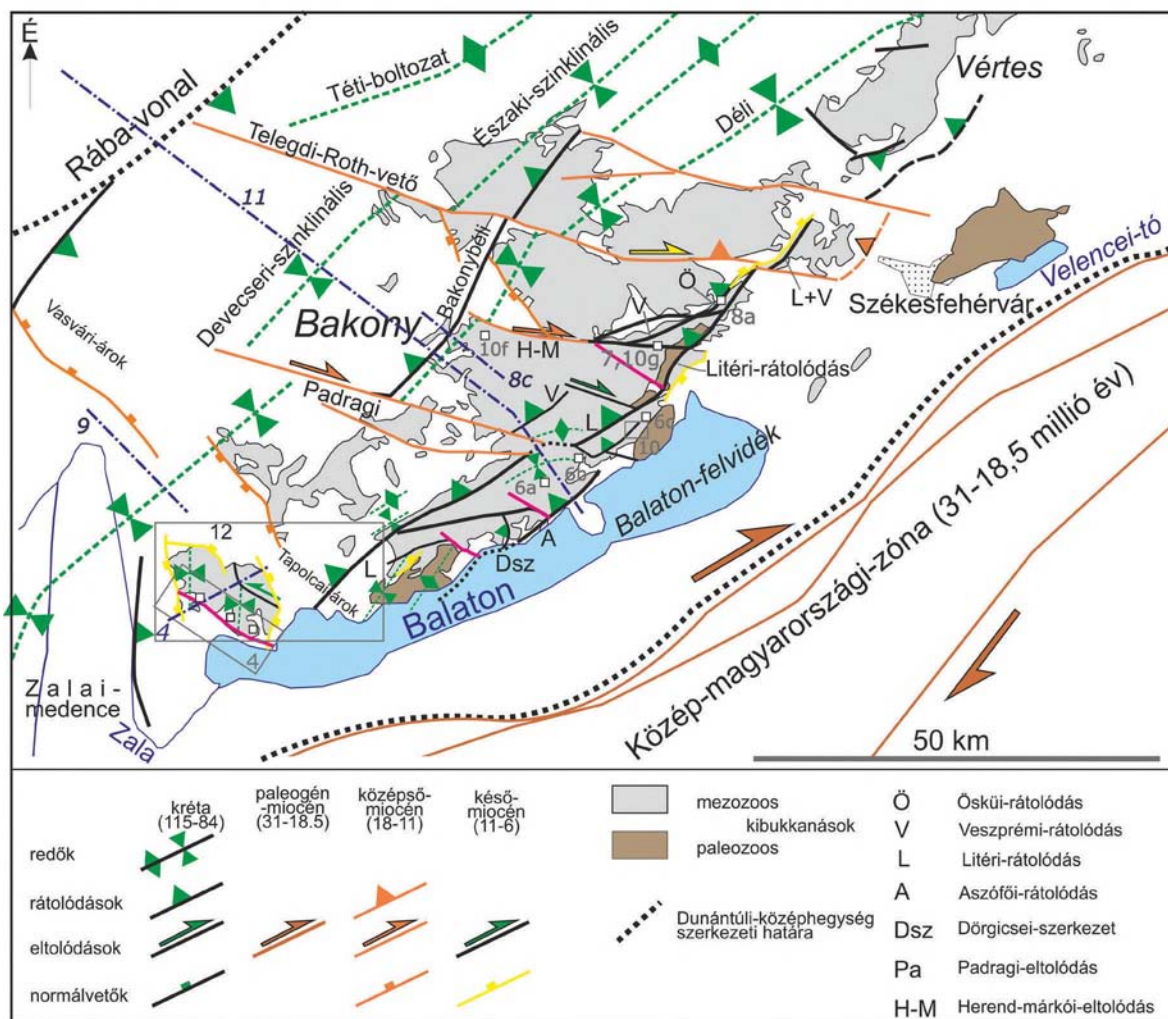
A fent tárgyalt riftesedési és rövidülési deformációs folyamatok nyomait felismer-

hetjük a Balaton-felvidék és a Dunántúli-középhegység egy részének rétegsoraiban és deformációs szerkezeteiben is. A fő deformációs eseményeket időrendben tekintjük át és a szerkezetek vázlatos térképi képét a 78. oldal térképén követhetjük nyomon.

A mezozoikum során két óceán kinyílásának távoli tükröződése is nyomot hagyott a Balaton-felvidék területén. Az egyik a triász közepén kinyíló Neotethys-óceán, a másik a jura közepén óceánná növekedő Piemont–Liguriai-óceán. Különösen az utóbbi esetében jellemző, hogy az óceán kialakulását hosszan tartó kéregmegnyúlásos deformációk előzték meg: normálvetők alakultak ki és a süllyedő árkokban vastag üledéksorok halmozódtak fel.

A Balaton-felvidéken főleg a triász közepén kialakult árokszerkezetek azonosíthatók. A kitöltő mélyebb tengeri üledéksort a felsőrsi híres alapszelvényben és Aszófő táján

► A Balaton-felvidék és a Dunántúli-középhegység szerkezeteinek vázlata



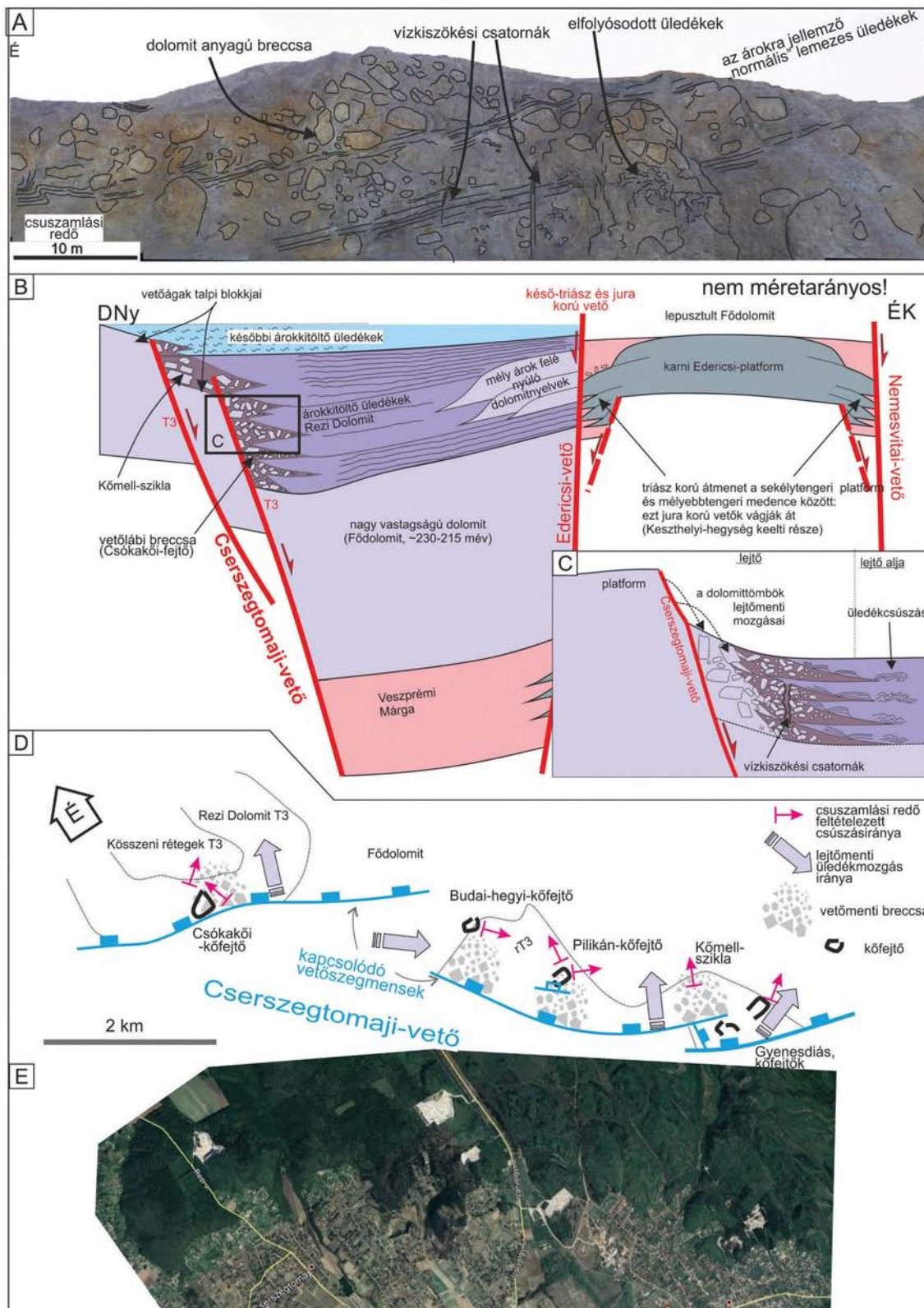
láthatjuk. A normálvetők talpi blokkjában a tengeraljazat kiemelt maradt, és ott sekélytengeri meszes kőzetek jöttek létre az úgynevezett platformokon, mint például a Tagyon melletti Hangyás-tető (részleteket lásd a 2. fejezetben). Ennek az időszaknak az érdekessége, hogy az árok kialakulásához vulkanizmus is társult: a vulkánokból származó finomszemcsés törmelék (részben vulkáni hamu) adja az agyagnak is nézhető kőzetek jellegzetes zöld színét.

A triász végén, mintegy 215–205 millió évvel ezelőtt megjelenő újabb árok kialakulását már a Piemont–Ligúriai-óceán kialakulásához kapcsolhatjuk. Ilyen árok leginkább a Keszthelyi-hegységen keresztül húzódhattak és a hegység déli részén, a

Balatonhoz közel nyomozhatjuk ezeket. A peremvetők mentén különleges kőzetek, nagy blokkokból álló, úgynevezett breccsák jöttek létre. E vető menti breccsák szép példái a Gyenesdiás melletti Kőmell és a Rezi melletti Csókakő-bányában láthatjuk. A vető talpi blokkjából letöredezett kőzetblokkok az árokban rakódtak le, közöttük az árok „normális”, vékonyan rétegzett üledéke jelenik meg. Mivel a vetőhöz közel relatíve meredek a tengerfenék, így a lerakódott tömbök és a közöttük levő anyag is megcsúszhatott, és úgynevezett üledékcsúszási redőket formált. A lejtőn többszörösen megmozduló üledék víztartalma pedig a csúszás végén, vízkiszökési csatornák mentén távozott.

A vető menti breccsatetek az árok mélyebb részei felé gyorsan elfogynak, szakszóval kiékelődnek: a vetőtől távolodva ezeket nem

is találjuk meg. Ezt szemlélteti a bemutatott egyszerűsített ábra az árkon keresztül. Az egymást követő breccsanylevek a vetőműködés



215–205 millió éves árok pereme a Keszthelyi-hegység déli részén.

A) vető menti breccsatetek a Csókakői-kőfejtőben.

B) A vetőműködéssel kialakuló árok elvi szelvénye.

C) A vető környezetének üledékei.

D) A triász vetőzóna térképi nézete, a breccsatetek és csuszamlási redők előfordulásával.

E) A kőfejtők elhelyezkedése a Google Earth képen

fázisait szemléltetik: feltehető, hogy a vető növekedése sok-sok földrengésen keresztül valósult meg, és éppen a rengések indították el lefelé a leszakadt dolomitblokkokat.

Ahogy a természetben ez gyakori, az árok északkeleti oldalát határoló vető talán nem volt olyan aktív, így ott nem látunk breccsát a vető mentén, hanem az ottani peremről indulva sekélytengeri dolomitnyelvek nyúltak be az árok mélyebb része felé. Tovább északkelet felé elérjük a Keszthelyi-hegység keleti részének hegyeit, amelyek sekélytengeri karbonátból állnak, és amely terület az árokképződés idején az északkeleti kiemelt perem lehetett.

Térképen jól láthatjuk, hogy a triász árok peremvetője hogyan követhető a mai dombok mentén. Több helyen látunk vető menti breccsatesteket és csuszamlási redőket. A fő Csereszegtomaji-vető szegmensekből, szakaszokból áll össze, épp olyan módon, ahogy a mai árkok, például a Kelet-afrikai-árokrendszer esetében is látjuk. A szegmensek kapcsolódása környékén az üledékcúszás iránya is eltérő a fő szakaszokhoz képest, akár a vetővel párhuzamos is lehet.

A kicsit később, a jura elején, 195–180 millió évvel ezelőtt kialakult árkok inkább a Bakonyban és a Gerecsében érhetők tetten.

Kréta rövidülés: gyűrődések, áttolódások

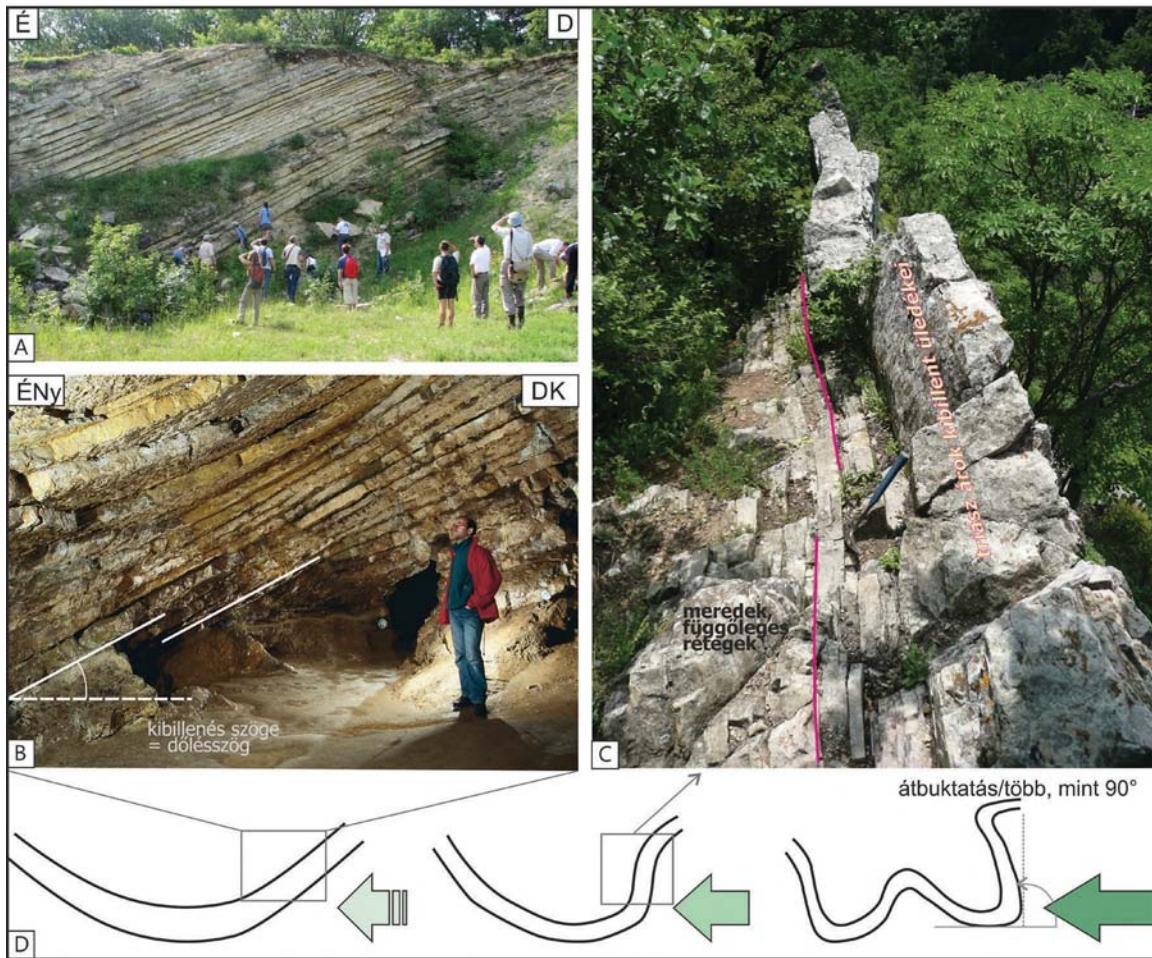
A hosszú ideig távolodó kontinensek a jura közepén változtatták meg relatív mozgásukat: elindult az óceáni lemez alábukása. Először, mintegy 180 millió éve a Neotethys, később, talán 100 millió évvel ezelőtt a Piemont–Liguriai-óceán lemeze is megkezdte alábukását.

A rövidülésnek a Dunántúli-középhegység és a Balaton-felvidék szerkezetalakulása szempontjából döntő jelentősége volt. A teljes rétegsor meggyűrődött, nagy hullámhosszú redőteknők

(szinklinálisok) és boltozatok (antiklinálisok) jöttek létre. Ennek a Balaton-felvidék területén az a következménye, hogy a rétegek majdnem mindenhol északnyugat felé dőlnek. A Balaton-felvidék tulajdonképpen az egyik redőteknő délkeleti szárnya. Ilyen 20–40° dőlésű rétegeket például a Lóczy-barlangban, a pécselyi Meggy-hegy kőfejtőjében, és számos más kőfejtőben is láthatunk. A további rövidülés, gyűrődés következő lépése, amikor a rétegek egyes helyeken akár függőlegessé válnak, mint például a felsőörsi Szent-Kereszt-hegyen, de ez a Balaton-felvidéken csak ritkán történt meg. Azt pedig, hogy a rétegek még a függőleges helyzetben is továbbforduljanak, még ritkábban láthatjuk, de Litér mellett, egy nagyobb szerkezeti elem részeként előfordul ilyen nagymértékű rövidülésre utaló redőalak is.

A feltárásnál nagyobb, közepesen nagy redőket a Balaton-felvidék morfológiai adottságai miatt egyetlen pillantással nem fedezhetjük fel. Ezek csak a földtani térképeken, vagy a szerkezeti vázlatokon, keresztmetsvényeken tükröződnek. A redők tengelyének iránya jellemzően ÉK–DNy-i. A 78. oldal térképe is jelez néhányat, melyek hullámhossza 1–5 km körüli, amplitudója 50–500 m közeli. E redők egy részét már Lóczy és fia is felismerte, de számuk a kutatás révén folytonosan nő.

A nagy hullámhosszú redők mellett kisebbek is fellépnek. Talán a legszebbeket a Litéri-murvabányában tanulmányozhatjuk. A redőalak itt változatos, vannak szögletes fordulású, vagy kerekítettebb csuklójú redők. Ilyen kis méret mellett igen valószínű, hogy a redők a rétegek egymáson való elcsúszásával jöttek létre, mint amikor egy kártyapakli egyik végét lehajlítjuk. Mivel a rétegek vékonyak és változatos kőzetekből állnak, ezért a



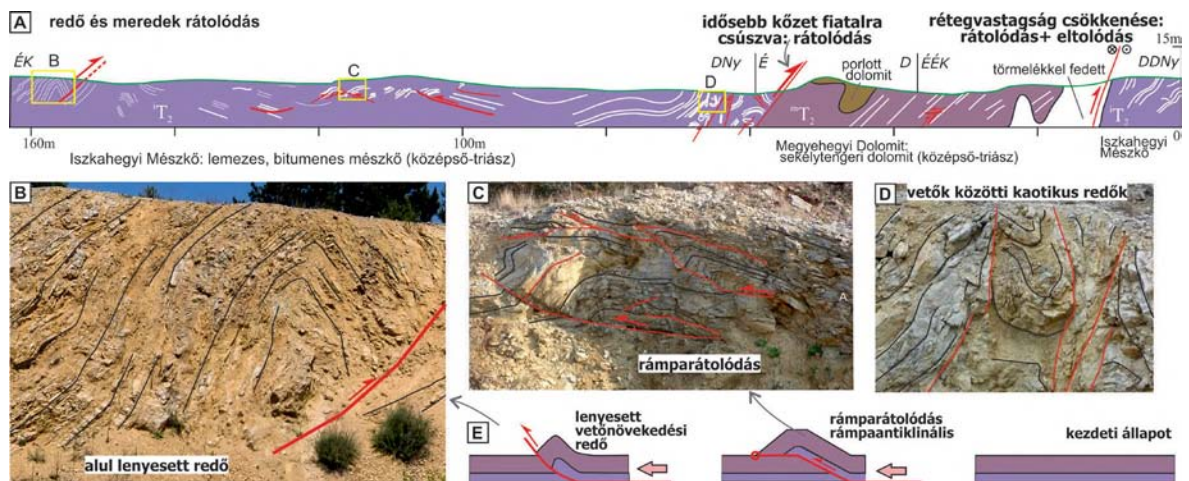
Kibillentett rétegek a Balaton-felvidéken. A) Pécsely, Meggy-hegy (fotó: Kericsmár Zsolt), B) Lóczy-barlang (fotó: Egri Csaba), C) Függőleges állású rétegek a felsőörsi Szentkereszt-hegyen (fotó: Budai Tamás). D) A kibillenes a nagy hullámhosszú redőződés következménye; a változó redőalak az egyre nagyobb mértékű rövidülés következménye

redőalak is igen eltérő lehet. Ez attól is függ, hol szakadnak el egymástól a rétegek, milyen kis rátolódások kapcsolódnak hozzájuk. A 82. oldal ábráján két fajtájukat mutatjuk be: a rátolódás két réteg menti lenyesési szakaszt köt össze, illetve amikor a rátolódás mértéke a felszín felé növekszik. Előbbi esetben a rátolódás feletti redő viszonylag lapos, míg a második esetben jobban összecukott, meredek szárnyú, sőt átbuktatott is lehet. A redők és rátolódások a Litéri-bányában egy nagyobb szerkezethez kapcsolódnak, ami egy nagyobb rátolódás és eltolódás kombinációja: ennek következtében idősebb képződmény került fiatalabb fölé, de mindegyik vastagsága eltér a normálistól.

A redők valójában rátolódásokhoz vagy réteg menti lenyeséshez kapcsolódnak. A rá-

tolódások gyakran közvetlen a redők mellett láthatók, mint a 82. oldal ábrájának B és C részén, de más esetben a mélyben húzódnak meg és csak helyenként jönnek a felszínre, lapos dőlésű felületként. A rátolódások közül az egyik legfontosabb a Balaton-felvidék teljes hosszában nyomozható Litéri-rátolódás. Felismerése már a XIX. században megtörtént, de Lóczy nevéhez fűződik első szisztematikus vizsgálata. Leírásából tudjuk, hogy sikerült e fontos szerkezeti elemet teljes hosszában követni, az északkeleti végétől, Öskü környékétől Litéren keresztül egészen a Tapolcai-medencéig. A XX. század közepén és végén zajló kutatások tisztázták a rátolódás egyes szegmenseinek jellemzőit, bár a geometria és képződés egyes részleteit még ma is elemizzük.

Redők a Litéri-murvabányában. A) teljes szelvény az Iszkahegyi Mésző rátolódásos ismétlődésével, B–D) változó geometriájú redők és rátolódások, E) rátolódások és a felettük levő redők két lehetséges válfaja



A Litéri-rátolódás menti mozgás következtében az egykor több km mélyen lévő paleozoikumi kőzetek is a felszínre kerültek és a triász végi kőzetekre tolódtak. Ha a vízszintes rövidülést nézzük, mintegy 3–4 km-es mértéket feltételezhetünk. Ez ugyan nem vetekszik az Alpokban található, nagy áttolódásokkal, de már jelentős elmozdulásnak számít.

Ha dél felé lépünk a Litéri-rátolódástól, akkor a Balaton partja mentén az Aszófői-rátolódásra bukkanhatunk, bár ez nehezen követhető a felszínen. A két rátolódás között összetett szerkezeti együttes lép fel, ahol a rétegek csapása a megszokott ÉK–DNy-i irányhoz képest mintegy 90°-kal elfordul. Ez a Dörgicsei-szerkezet, amelyen belül Dörgicse és Pécsely között több kisebb pikkelyben ismétlődik a középső-triász rétegsor. Talán hasonló eredetű lehet az a kisebb redő, amit a balatonfüredi Száka-hegyen is láthatunk. E szerkezeteknek a többitől eltérő iránya egyelőre még fejtörésre ad okot, bár ötletben nincs hiány.

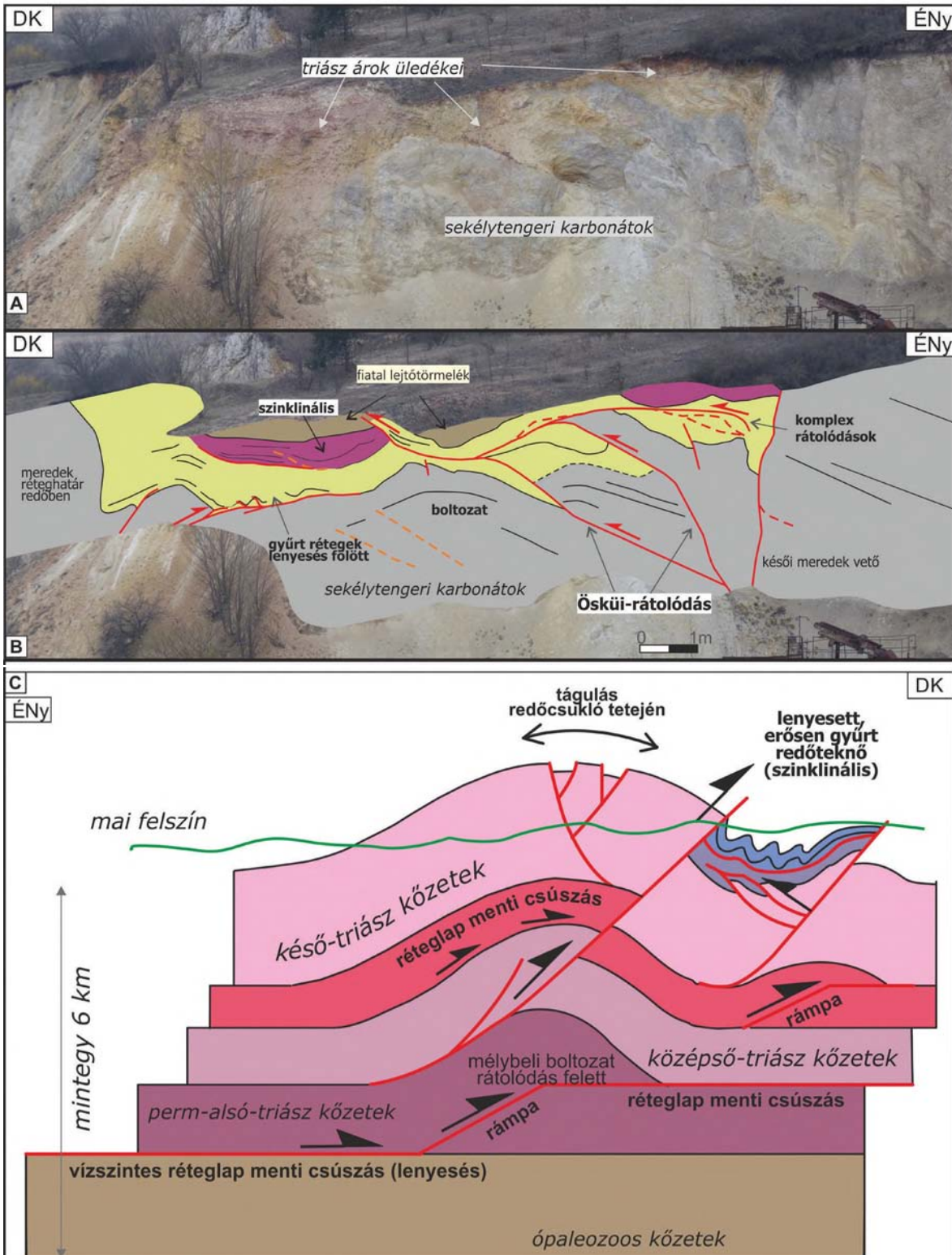
A Keszthelyi-hegység érdekessége, hogy itt a redők iránya megváltozik, és észak–déli csapást vesz fel (lásd 78. oldal térkép). A Pilikáni-bányában, valamint a Gyenesdiási-kőfejtőben jól kirajzolódik egy boltozat, amely a kréta rövidülés során jött létre.

A Litéri-rátolódástól északnyugat felé haladva a következő nagyobb rátolódás a Veszprémi-rátolódás, amely a 8-as út közelében halad. Az út szélesítésekor rövid szakaszai feltárultak, de ma már nem láthatók. E fontos rátolódás egyik kisebb kísérő szerkezete, az Ösküi-rátolódás már jobban látható az Öskü és Várpalota közötti úgynevezett Kikeri-bányában, a 8-as úttól közvetlen délre. A kissé idősebb dolomit jól látható ékekben a fiatalabb (középső-triász) sárga, vörös, lila mészőre, márgára, vulkáni tufás agyagra tolódott. A rátolódás ágai mentén és azok előterében redőket is megfigyelhetünk, melyek a triász közepén kialakult árok üledékeit gyűrték meg. Ezek vékonyréteges mészkövek és vékony agyagfilmek váltakozásából állnak, így könnyen meggyűrhetőek voltak.

Ettől még északabbra húzódik a Bakonybéli-rátolódás (amelyet Tari Gábor kollégánk ismert fel). Ez, hasonlóan az eddigi szerkezetekhez, délkeleti irányba tolta fel az idősebb kőzetsomagot a fiatalabb tetejére (lásd 78. oldal térképe). A Bakony közepén végzett térképezési munkák alapján felállíthatunk egy modellt, ami a rátolódás környezetének szerkezeteit jellemzi. Ezek szerint a rátolódás délkeleti előterében erős gyűrődést tapasztalunk: a kapcsolódó redők egy nagy redőteknőt (szinklinálist) formálnak. Ezen

redők meredek, függőleges szárnyát a Kislódtól induló Csolános-völgyben találhatjuk meg a felszínen. A gyúrt jura képződmények a rátolódási sík alá dőlnek. A mélység felé haladva eltérést

tapasztalunk a redők alakjában: mivel vastagpados karbonátokban nem könnyen alakulnak ki összeszorított redők, itt másképp valósul meg a rövidülés. Enyhébb redőket sejtethünk, amelyek



Rátolódások és redők a Balaton-felvidéken és a Dunántúli-középhegységben. A, B) Az Ösküi-rátolódás értelmezés nélküli és értelmezett képe. C) Elvi keresztmetszvény a Bakonybéli-rátolódáson keresztül.

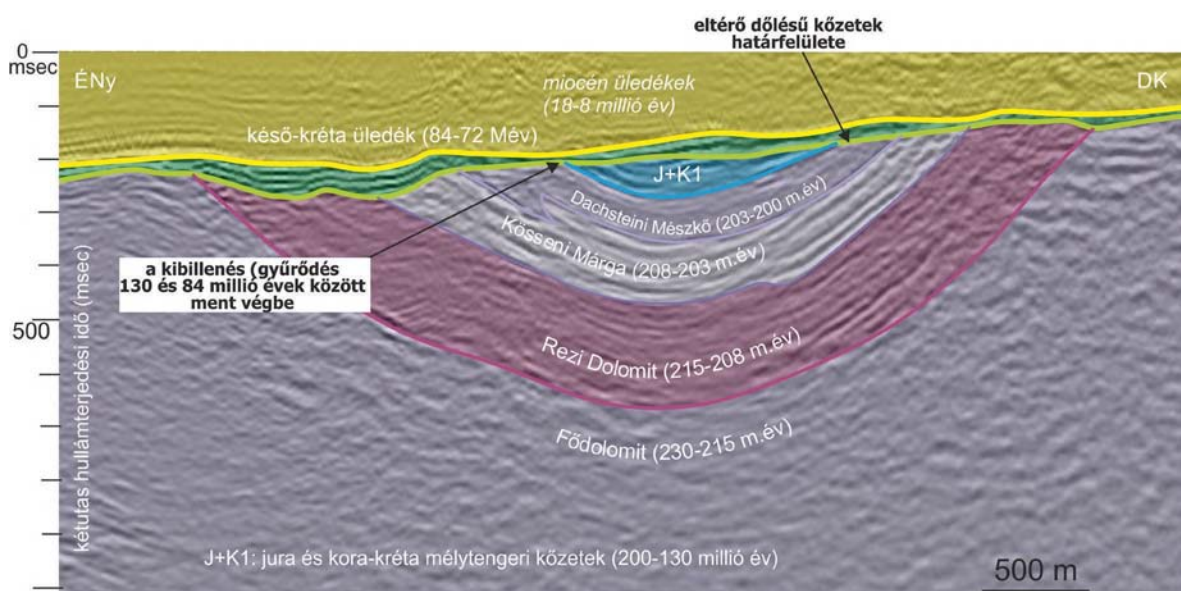
rátolódásokhoz kapcsolódnak. A rátolódások először réteg menti csúszással kezdődnek, majd egy helyen ferdén metszik a rétegeket: ezek azok a rámpák, ahol az igazi rátolódás, a rétegsorok megduplázódása végbemegy. A rámpák felett mindig boltozatok jönnek létre. Ez egykor a felszínen is megvolt, de a későbbi lepusztulás mára eltüntette a jól látható nyomokat. A rámpák és réteg menti csúszások több szintben is jelentkeznek, és a rátolódásoknak akkor is van kihatása a felszíni szerkezetekre, morfológiára, ha a rátolódások maguk nem értek ki az egykori felszínre. E modell azt mutatja, hogy a mélybeli és a felszínközeli szerkezetek bonyolult összekapcsolódásával állt elő a Dunántúli-középhegység és a Balaton-felvidék mai összetett szerkezete.

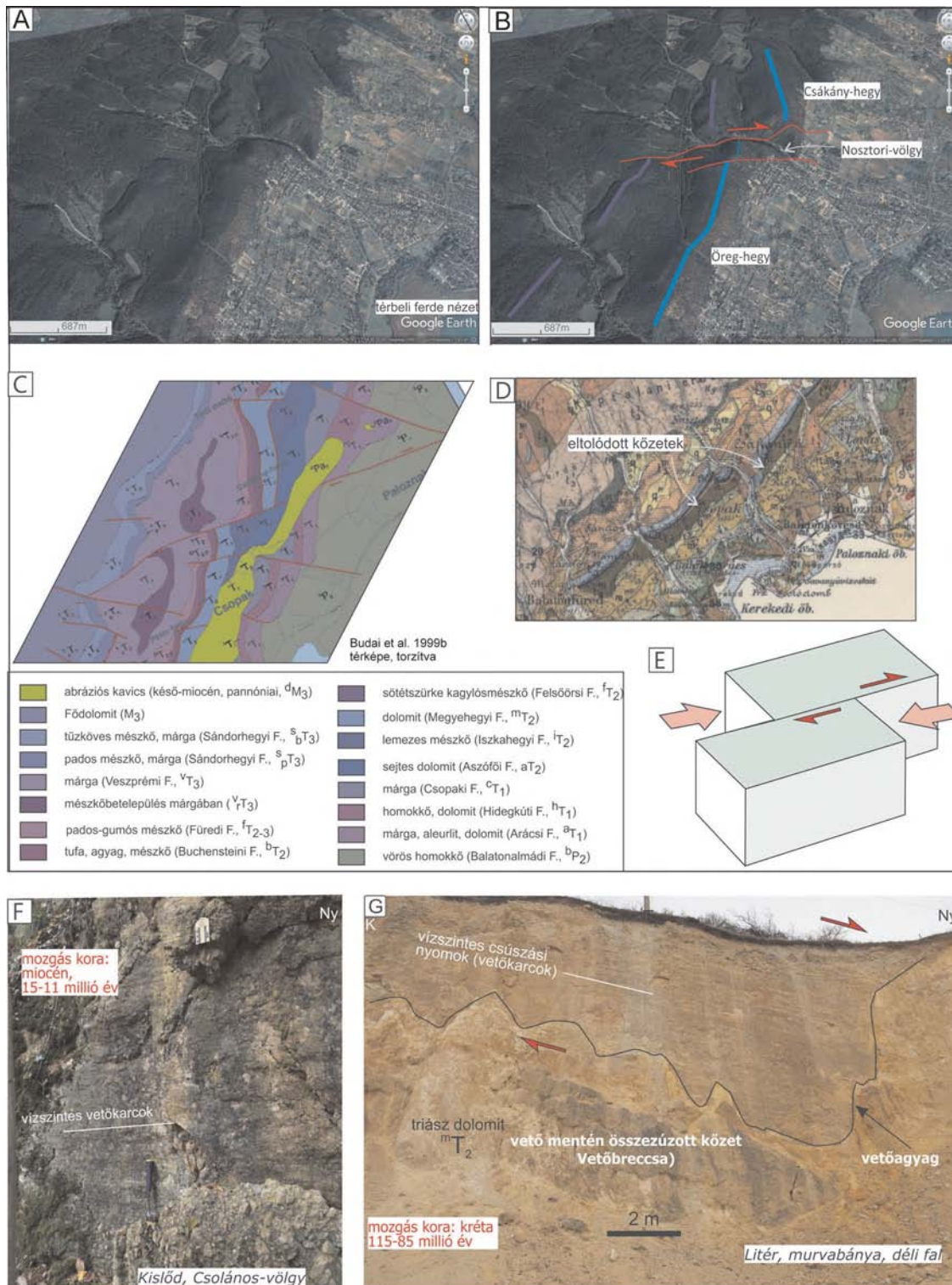
A Keszthelyi-hegységben és a Zalai-medence fiatal üledékei alatt a gyűrődések kiválóan nyomozhatók, a szénhidrogén-kutatási célból készült szeizmikus reflexiós adattömbökkel. A kép mesterséges rengéshullámok (robbantások) visszaverődése útján keletkezik, ezért a mélységskála nem kilométer, hanem a hullámnak a kétszeres út megtételéhez szükséges időt mutatja milliszekundumban. A skála lefelé nem lineáris.

A szeizmikus szelvények egyik előnye, hogy jól látjuk, melyik rétegek gyűrődtek meg és melyek nem: így meg tudjuk határozni a gyűrődések korát. Bár ezen a területen ez csak tág határok között adható meg, de ha figyelembe vesszük a Dunántúli-középhegység egészét, akkor a fő gyűrődés mintegy 115 és 90 millió évvel ezelőtt mehetett végbe, amiből az első 5 millió év tektonikája különösen intenzív volt.

Egy másik olyan szerkezeti, geometriai érdekesség, amit a Balaton-felvidéken Lóczy és későbbi kutatók már rég felismertek: olyan vetők, amelyek vízszintesen eltolják a rétegeket, a redők tengelyét vagy akár a rátolódásokat. A vetők elmozdulása a felszínnel párhuzamos, ezért ezeket eltolódásoknak is nevezzük. Egyik szép példája a Csopak melletti Nosztori-völgy két oldalának, a délebbi Öreg-hegy–Kopasz-domb és az északi Csákány-hegy egymáshoz képest történt elmozdulása. A 85. oldal C ábrán jól látszik, hogy a hegygerinc nem folytatódik tovább egyenesen, hanem mintegy elugrik: ez pontosan az eltolódás hatása. A részletes térképezés megállapította, hogy az északnyugatra kibillent triász rétegek északi blokkja mintegy 500 m-rel

► *Jellegzetes szeizmikus reflexiós szelvény, amely a Dunántúli-középhegység gyűrt szerkezetét, és annak korát mutatja*





◀
Eltolódás a csopaki Nosztori-völgy környezetében. A) és B) Eredeti és értelmezett Google Earth kép. C) A Balaton-felvidék földtani térképe. D) Lóczy eredeti térképe. E) Tömbábra a jobbos eltolódásról. F) és G) egyéb eltolódások a Dunántúli-középhegységben (fotók: Csillag Gábor)

keletre tolódott el a déli blokkhoz képest, holott egykor folytonosak voltak a rétegek.

Az eltolódások felismerése tulajdonképpen Lóczyhoz köthető. Sajnos azonban a monográfia ezen felismerése nem került bele

a nemzetközi szakmai köztudatba, így amerikai kutatók az 1970-es években mintegy „újra felfedezték” az eltolódásokat. Az is tény persze, hogy a földrengések és eltolódások viszonyát a ma is aktív Szent András-vető mentén sokkal

jobban látni, mint a már „befagyottnak”, inaktívnak tűnő Balaton-felvidékiek esetében.

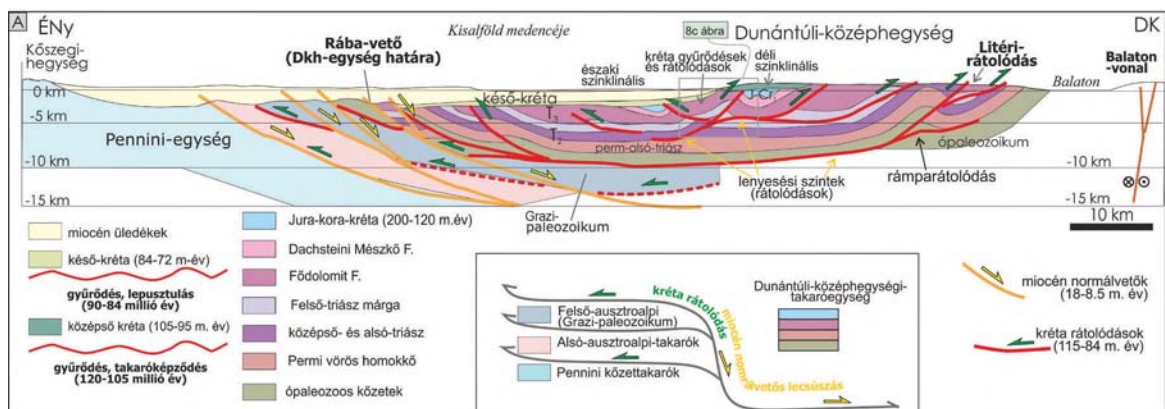
A Dunántúli-középhegység belsejében néhány kilométeres áttolódásokat tudunk kimutatni. Több olyan földtani metszet, szelvény készült, amely a mélység felé mutatja a szerkezetet és a kőzetek elhelyezkedését. Jól látjuk a felszín közelében levő fő redőket és a rátolódásokat. Izgalmas kérdés, mi van a mélyben, azaz hogy hogyan függnek össze a szerkezetek a mélység felé és főleg hogyan viszonyul a Dunántúli-középhegység más alpi szerkezeti (tektonikai) egységekhez (lásd a 2. fejezetben). Ennek megítélése sokáig vitatéma volt a kutatók között, hiszen a szerkezeti határokat fiatal üledékek fedik. Szerencsére, a mai modern módszereknek köszönhetően a mélyből is vannak szerkezeti információk. Így például egyes geofizikai adatok arra utalnak, hogy a Dunántúli-középhegység alatt olyan zóna van, amely mentén jelentős elmozdulás ment végbe. Más adatok közvetve vagy közvetlenül igazolják a gyúrt-rátolódásos szerkezetet: így szeizmikus szelvények segítségével követni tudjuk a Kőszegi-hegységben feltárt kőzeteket a mélység felé, azaz a Dunántúli-középhegység alá. Aztán Szlovénia (Muraszombat) felé tekintve látjuk, mely takarós egységek vannak a Dunántúli-középhegység alatt. Ezen információk bevetítéséből áll elő a kép, amely azt

mutatja, hogy a Dunántúli-középhegység alatt több alpi takaróegység folytatódik: ezeket összefoglalóan Ausztróalpi és Pennini-takaróegységeknek nevezzük. Közülük a legközelebb a Graz környékén ismert, ópaleozoos kőzetekből álló, Grazi-paleozoikum gyanítható a Dunántúli-középhegység alatt is.

Mindezek alapján ma a legtöbb kutató úgy látja, hogy a Dunántúli-középhegység egy nagy áttolódással került más kőzettömegek fölé. Ennek mértéke meghaladta a 10 km-t, inkább 50–100 km körül lehetett, így a Dunántúli-középhegység takarónak tekinthető. A többi alpi takaróhoz viszonyítva a Dunántúli-középhegység a legfelsőbb takaró az alpi orogénben, ezért – az alpi hasonló szerkezetekkel ellentétben – nem szenvedett nagy hőmérsékletű átalakulást (metamorfózist) és ezért nincs felette további kőzettömeg. A rátolódás kora kissé bizonytalan, de nagy valószínűséggel megegyezik a Balaton-felvidék gyűrődéseinek korával, azaz 120–90 millió évvel ezelőtt történhetett.

Ha ez a modell igaz, ez azt jelenti, hogy a Dunántúli-középhegység az alpi hegységrendszer teljesen integráns része volt. Ugyanúgy gyúrt-takarós felépítésű, mint az alpi társai, folytatásai. Felvethető ezért, hogy nem röghegység, mivel alapvetően gyúrt és csak fejlődésének legvégén tört össze. A mai morfoló-

► *A Dunántúli-középhegység ÉNy–DK-i irányú metszete, amely mutatja a mélybeli kéreg-rész szerkezetét*



giai különbségek a kréta utáni, főleg az utóbbi 20 millió év eltérő eseményeinek a következményei: ezek a folyamatok egyrészt a Pannon-medence kialakulásával kapcsolatosak, másrészt a jégkorszaknak az Alpokban, illetve hazánkban eltérő megjelenéséből erednek.

Késő-paleogén–kora-miocén eltolódás a Balaton-felvidéktől délre

A Dunántúli-középhegységet – és ezen belül a Balaton-felvidéket – délkeletről egy nagyon jelentős törésvonal határolja. Ezt együttesen Közép-magyarországi-zónának hívjuk, ennek északi eltolódásos vetőjét pedig Balaton-vonalnak nevezzük, mely a Balatontól kissé délre követhető. Az eltolódási zóna legnagyobb elmozdulása nagyjából 31 és 18,5 millió év közé tehető. Ennek mértékéről még folynak a becslések, de 100 km-es nagyságrendben van (150–350 km). Legfontosabb eredménye az volt, hogy a zónától északra levő kőzettömegek (benne a Balaton-felvidék is) jelentősen keletre mozdult az alpi kőzettestekhez képest. Mivel a Balaton-felvidéken ezen mozgás nyomai kevésbé követhetők, részletes ismertetésétől eltekintünk.

Miocén riftesedés és eltolódások

A miocén folyamán a triászhoz hasonló riftesedési deformáció játszódott le a Balaton-felvidék környezetében. A deformációnak több szakasza volt, és a vetők is többször felújultak. Megkülönböztethetünk 18–15, 15–11,5, és 11,5–8,5 millió évek közötti deformációs szakaszokat. 8,5 és 6 millió év között nem tapasztalunk érdemi vetőmozgást, de a kéreg egységesen süllyedt a lerakódó üledék terhelő hatására, ami ráadásul még a kéreg kihűlésével is kombinálódott.

A hasonlóságok mellett az egyik különbség, hogy a miocén normálvetők jobban láthatók a

mai morfológiában, mint a triász vetők, mivel a későbbi folyamatok inkább kiemelték, mint el-tűntették azokat. Így a riftesedéshez köthető vetők szépen fejlett formáját láthatjuk a Keszthelyi-hegység minden peremén. A fennmaradt blokkban ugyanis a kemény karbonátok vannak, míg a lesüllyedt blokkban a puha árokkitöltő üledékek fordulnak elő. Ez utóbbiakat a fiatal lepusztulási folyamatok mintegy szelektíve elszállították, így kitakarva a vetők zónáit.

A normálvetők árkokat határolnak. A morfológiában is jól felismerhető a Tapocai-árok, hiszen puhább üledékek töltötték ki, amelyek az utolsó 2–4 millió évben könnyebben lepusztultak, mint a kemény triász karbonát-közetek. A földtani szelvényeken jól láthatjuk az árok helyenként közel szimmetrikus, helyenként aszimmetrikus belső szerkezetét. Az árok üledékeit áttörő bazaltvulkánok mintegy megőrizték az akkori felszín helyzetét.

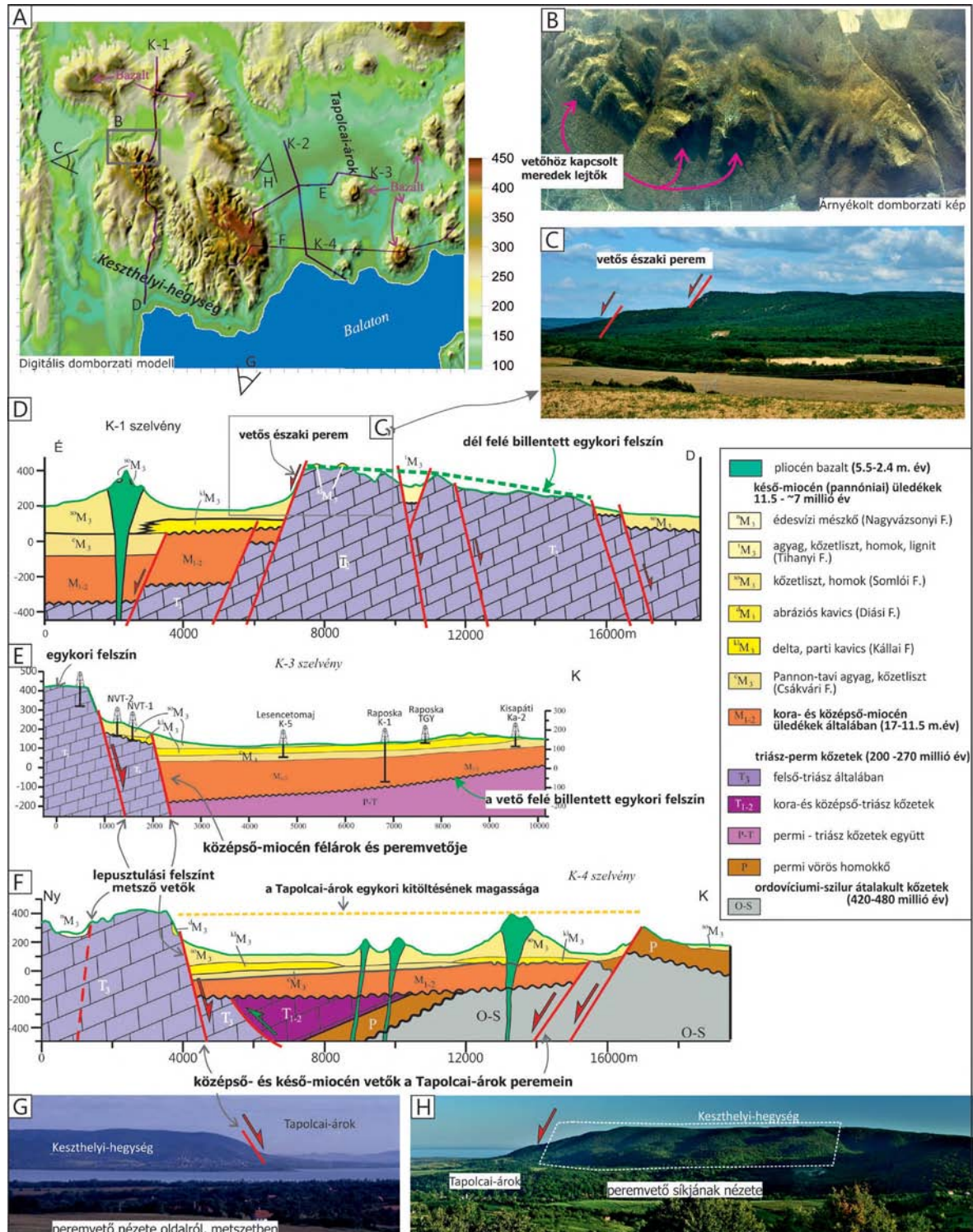
A Keszthelyi-hegység nyugati peremétől nyugatabbra a Zalai-medence árok szerkezetei következnek. Ezek hatása már nem látszik a morfológiában, mivel a normálvetők működése utáni, 8–11 millió éves üledékek már lefedik azokat. A mélybeli adatokból tudjuk, hogy a Keszthelyi-hegységben felszínen lévő kőzetek mintegy 4–4,5 km mélységbe süllyednek, mire megközelítik a magyar–szlovén határt az őrségi Bajánsenye környékén. Ez a süllyedés kapcsolatban van a kréta áttolódási felületek felújulásával: a kis dőlésű felületek mentén, a takarócsomagban mélyre került kőzetegységek a felszín közelébe, vagy az akkori felszínre kerültek. Mint a bevezetőben láttuk, ilyen lapos-szögű normálvetők a riftesedés szükséges elemei. A Dunántúli-középhegység körül mind a Kőszegi-hegység, mind Szlovénia felé találunk ilyeneket. A Balaton-felvidék e nagy lecsúszó-

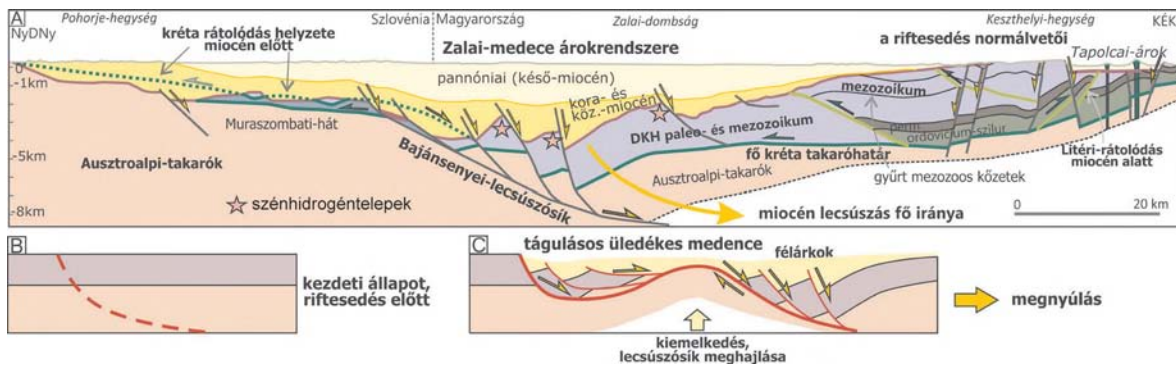
síkok feletti kőzetblokkban foglalt helyet és a mozgás során kissé a tenger alá süllyedt. Ez a süllyedés a szomszédos Zalai-medencében gazdasági szempontból nagyon jelentős, mivel több szénhidrogén-felhalmozódás ennek

köszönheti létrejöttét: a süllyedés során a korábban betemetett szerves anyag jelentős hőfluxust kapott és szénhidrogénné alakult.

Érdeemes megemlíteni, hogy a riftesedés során különleges szerkezetek is létrejöttek,

▶ A Pannon-medence kialakulásával egyidős Tapolcai-árok és keszthelyi-hegységi peremének szerkezete és morfológiája. A) Digitális domborzati modell. B) A Keszthelyi-hegység északi peremvetőinek képe északról, és C) nyugatról nézve (Karmacs). D), E), F) A Tapolcai-árok felépítését mutató földtani szelvények. G) a Keszthelyi-hegység keleti peremvetőjének látványa délről és H) északról. (fotók: Csillag Gábor)





A) Laposszögű lecsúszások a Zalai-medence alatt. B), C) Modell a lecsúszások létrejöttére. A Keszthelyi-hegység a lecsúszások feletti tömb része

amelyek a Dunántúli-középhegység és a Balaton-felvidék jellegzetes képéhez is hozzájárultak. Ezek pedig olyan, közel kelet–nyugati irányú eltolódások, amelyeket több kutató – így például Mészáros József az 1980-as évektől – mutatott ki a térképek elemzésével. Az eltolódások sora a Cseszneki-zónától kezdve, a Várpalotánál húzódó Telegdi-Roth-vonalon keresztül, a Herend–Márkói-, a Padrag(kút) i- és Petri-eltolódásig húzódik. Korábbi vélemények alapján inkább a miocén működést hangsúlyozták, nagyjából 11–12 millió évek között, míg ma úgy látjuk, hogy ezek a szerkezetek (legalább részben) már a krétában is működhetek. A Balaton-felvidék szempontjából a Padragi-eltolódás talán a legfontosabb, amely úgy tűnik, elveti a korábban említett fő rátolódást, a Litéri-rátolódást (lásd 78. oldal térkép).

Összetett kérdés, mikor és hogyan emelkedett a felszínre a Balaton-felvidék és milyen nyomai vannak ennek a területen? Ami egyértelmű, hogy a Dunántúli-középhegység lassan kiemelkedett, amely folyamat kezdete talán 6 millió évvel ezelőttre tehető. Ennek oka többértű: egyrészt megváltoztak a Pannon-medence környezetének főbb lemeztektonikai jellemzői. A Kárpátok íve alatt megszűnik vagy lényegesen lecsökken az Európai-lemez alábukása. Ugyanakkor, délről az Adriai-lemez – Afrika által tolva – egyre jobban nyomja az

előtte levő Pannon-medence területét. Mind-ezen okok miatt a Pannon-medence riftesedési folyamata megszakad, és ismét rövidülés kezd jellemezni. Ez jelenleg még nem nagymértékű (1 mm/év körül lehet), így nem pusztító földrengések révén jelentkeznek, hanem középhegységeink lassú kiemelkedése lesz a következménye. Ha ez a változás nem következett volna be, akkor a Dunántúli-középhegység – és benne a Balaton-felvidék is – talán az Alföldre emlékeztető síkvidék képét mutatná – amit talán a kissé kiemelkedő bazaltvulkánok tarkítanának.

Ajánlott irodalom

- Budai, T., Császár, G., Csillag, G., Dudko, A., Koloszar, L., Majoros, Gy. 1999a: A Balaton-felvidék földtana. Magyarországi Földtani Intézet Alkalmi Kiadványa 197, 257 p.
- Budai, T., Csillag, G., Dudko, A., Koloszar, L. 1999b: A Balaton-felvidék földtani térképe, 1:50.000. – Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- Fodor L., Uhrin A., Palotás K., Selmeczi I., Tóthné Makk Á., Riznar, I., Trajanova, M., Rifelj, H., Jelen, B., Budai T., Muráti J., Koroknai B., Mozetič, S., Nádor A., Lapanje, A. 2013: A Mura–Zala-medence vízföldtani elemzést szolgáló földtani-szerkezetföldtani modellje. – Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése, 2011, 47–91.
- Héja G., Kövér, Sz., Németh, A., Csillag, G., Fodor, L. 2018: Evidence for pre-orogenic passive-margin extension in a Cretaceous fold-and-thrust belt on the basis of combined seismic and field data, (western Transdanubian Range, Hungary). – International Journal of Earth Sciences 107 (8), 2955–2973.
- Mészáros J. 1982: Nagyméretű vízszintes eltolódás a Bakony nyugati részén és szerepe a nyersanyagkutatásban. – MÁFI Évi Jelentése 1980-ról, 517–536.
- Tari G., Horváth F. 2010: A Dunántúli-középhegység helyzete és coalpi fejlődéstörténete a Keleti-Alpok takarós rendszerében: egy másfél évtizedes modell időszerűsége. – Földtani Közlöny 140 (4), 483–510.

Lima lóczyi

