

MAGYARORSZÁG FÖLDTANI SZERKEZETÉNEK ÁTTEKINTÉSE

Kőrössy László^{x/}

Mots-clés BERGM-CNRS tárgyszavak: Tectonique-d' ensemble, tectogénése, style-tectonique, tectonique-tangentide, Hongrie

Jelenleg a földtani szerkezeti ismeretek nagyarányu fejlődésben vannak, gyakran változnak a nézeteink. A lemeztectonika mind újabb szerkezeti modellek kidolgozását teszi lehetővé és lendületes fejlődésben tartja szerkezeti ismereteinket. Sok még az ismeretlen is, hiszen országunk területének 80%-át fiatal üledék takarja el szemeinktől, egy-egy furás pedig gyakran nem várt eredményt hoz, ami nézeteink átértékelését teszi szükségessé. Ezen a bonyolult földtani szerkezetű területen a szórványos adatainknak egységes képbe való illesztése még nem lehet egyértelmű, több megoldás is lehetséges.

Mégis sok olyan szerkezeti ismeretünk van, amiben szakembereink zöme egyetért. Sok az összegyűlt értékes geofizikai adat és mintegy 6000 mély és 100 000 sekélyfurás tárta fel

x/

Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat 1981. április 22-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1982. július 5-én

a medenceterületeinket. Mindezeket röviden összefoglaltuk és 1:500 000 méretű térképen ábrázoltuk a Kárpát-Balkán tektonikai térkép céljaira. Erről szándékszem beszámolni. Nem törekedhetünk tektogenetikai fejlődési folyamatok fejtegetésére, mert a térkép csak a jelenlegi szerkezeti helyzetet szemlélteti.

Már LÓCZY L. (1918), TELEGDI ROTH K. (1929), VADÁSZ E. (1960), SZENTES F. (1961) és különösen a lemeztektonika alkalmazása óta SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1971), STEGENA L. (1971), WEIN GY. (1969) újabban CSÁSZÁR G. et al (1980) felismerték azt, hogy Hazánk területe olyan szerkezetegységekből, litoszféra lemezdarabokból tevődik össze, amelyek korábban egymástól távol, különböző viszonyok között fejlődtek, ezért felépítésük különbözik. Felismerhető, hogy az eredetileg egymástól távol kifejlődött különböző felépítésű területek regionálisan követhető szerkezeti választóvonalak mentén különültek el (KÖRÖSSY L. 1963) és ezek mentén mozaikszerűen kerültek egymás szomszédságába a földtörténet folyamán, de az ujalpi, posztalpi időkben az egymástól különböző felépítésű területrészek a tektonikai erők hatására már egységesen reagáltak. Ez a fejlődéstörténet a mai felfogás szerint a litoszféra-lemezek, illetve ezek töredékeinek mozgásában nyilvánult meg.

Az ország területén az alábbi szerkezeti egységeket különböztetjük meg:

1. Nyugatmagyarországi egység
2. Kisalföldi egység
3. Középhegységi egység
4. Igal-Bükk-i egység
5. Kaposfői kristályos vonulat
6. Mecsek-Kiskőrös-északalföldi egység
7. Mórágyp-kezőpalföldi kristályos vonulat

8. Villány-délalföldi egység
9. Délmagyarországi kristályos vonulat.

Mindezek ismeretét az alábbiakban foglaljuk össze.

1. NYUGATMAGYARORSZÁGI EGYSÉG

Közismert, hogy az ország NY-i részére átnyulnak a Keleti Alpok központi kristályos övének alsókeletalpi képződményei. A Keleti Alpok alatt Ny-felől folytatódó Penninikum a Kőszegi, Borostyánkői, Vashegyi és Ausztriában a mölterni területen tektonikai ablakként a felszínre jut (SCHÖNLAUB, H.P. 1973). Az ópaleozóos alsó-keletalpi kristályos képződmények folytatásának tartjuk a Soproni hegység csillámpalait, az ezeket áttörő herciniai ortogneisz csoportot és az alpi szerkezeti mozgásfelületeken keletkezett fillonitokat, leukofilliteket is, VENDEL M. (1929), VENDEL M. - KISHÁZI P. (1975), KISHÁZI P. (1975, 1977), WEIN GY. (1971). Ismereteink szerint a csillámpala eredeti kőzete ópaleozóos, esetleg prekambriumi geoszinklinális üledék, a metamorfózisa és granitoid intruziói variszkusziak. Az ausztriai hegységképződéssel itt jelentős vízszintes mozgás, takaróképződés, a gránitoidok gneiszé alakulása, fillonitosodás, leukofillit képződés történt.

FÜLÖP J. (1979) furási adatok alapján ÉÉK-i vergenciával kialakult lapos áttolódási sikokat, takarójellegű szerkezeteket említ, melyhez miocén utáni töréses szerkezetek csatlakoznak. A felsőrákosi palaszigetben a Wechsel-sorozathoz lát hasonlóságot, mely milonit övvel érintkezik a soproni kristályospalákkal.

A soproni képződmények a Pinnye-1, Mihályi-4, Mosonszentjános-1 és 2 furások szerint ÉK-felé folytatódnak a neogén üledék alatt és valószínű, hogy a csapodi-váti szerkezeti

választóvonalig követhetők. E választóvonaltól NY-ra a miocén felső részéig kiemelkedő szárazföld volt, csak a legfelső miocén és pannon üledékek takarták el. A csapodi-váti diszlokációs vonallal ópaleozoi bázisos magmás kőzetek vannak kapcsolatban, amire a szombathelyi és váti földmágneses anomáliák és furások szerint az ópaleozoi képződmények magmás eredetű kőzetei utalnak.

A Kőszegi hegységtől D-re a felsőcsatári furások még a penninikumhoz tartozó cáki konglomerátumot találták meg.

A tektonikai térképen a nyugat-magyarországi kristályos képződmények területét az alpi hegységképződéssel átmozgatott variszkuszi szerkezetek csoportjába soroljuk; a Kőszegi hegység óalpi szerkezetegység egyenget alpi átalakulással.

2. KISALFÖLDI EGYSÉG

A csapodi-váti vonaltól K-re a Rába-vonalig, a neogén alatt gyengén átalakult ópaleozóos, anchimetamorf képződményeket tárt fel mintegy 70 mélyfúrás. E képződmények ezen a területen a felszínen nem fordulnak elő. Legrészletesebben BALÁZS E. 1971, 1975 foglalta össze az ismeretüket.

A rétegsor alsó része kovás homokkőpala betelepülésekkel váltakozó szericites kloritpala, szericitpala, aleurolitpala, ezek graptolithesek alapján a szilurba tartoznak, ORAVECZ J. 1964. Az előbbieken főként tengeralatti képződésű diabáz és kloritpala sorozat következik, majd sziderites dörzsbreccsák, végül karbonátos sorozat: devon faunás dolomit és mészmárga-pala, meszes dolomitos szericitpala, grafitos márga. Az eredeti kőzetösszetétel alsórésze agyagos-homokos, a felsőrésze karbonátos geoszinklinális üledék volt, amelybe savanyu- majd bázisos magmás anyag került.

Az egész összletet gyenge metamorfózis érte, valószínűen a breton fázisban, mert a reátelepült karbon-perm üledék (Tét, Szabadbattyán, stb.) már átalakulatlan.

A kisalföldi ópaleozóos vonulat szerkezeti helyzete tisztázatlan, mert még egyetlen furás sem harántolta. Feküjét nem ismerjük, pedig 620 m (Tét-1) illetve 550 m-t (Ikervár-1) furtunk benne. Néhányan föltételezik, hogy a Dunántuli Középhegység ópaleozoikumának folytatása, ahol szinklinális helyzetű, helyetadva a mezozóos üledékképződésnek, míg a Kisalföldön antiklinális helyzetben lennének, amelyről hiányzik a mezozoikum. WEIN GY. 1972 az ópaleozóos képződményeket elnyult antiklinális helyzetűnek feltételezi, amelynek magjában lenne a szilur üledék. A szilur azonban inkább a DK-i részen fordul elő. Azt tudjuk, hogy a szilur-devon képződmények elhatárolódása KÉK-NYDNY irányu, míg a medencealzat mai morfológiáját kialakító ujalpi mozgások ÉÉK-DDNY irányu horszt-graben szerkezetekre tagolták a területet (Ikervár, Mihályi-Répcelak, Ölbő kiemelkedések).

A kisalföldi egységnek a nyugatmagyarországi kristályos képződményektől való elhatárolása a kevés föltárás következtében bizonytalan; csak feltételezhető, hogy a csapodiváti mély vonulat mentén keressük. A bükki furások a devonba sorolt dolomitot, dolomitpalát, szericitpalát találtak; ezeket már a kisalföldi szerkezetegységhez soroljuk. A DK-i elhatároló a Rába vonal, amely mentén az anchimeta-morfitok tektonikusan érintkeznek a Középhegység főleg töréses szerkezetű mezozoikumával.

A Rába-vonal helyét több helyen jól meghatározzák a furások. A kisalföldi része közel párhuzamos a keletalpi Mur-Mürcvonallal, de a Kisalföldi É-i részén csak a komáromi furás érte el a medencealzatnak a középhegységi triászba sorolt márgás mészkövet.

A szlovákiai geológusok a Rába-vonalat Ógyalláig, innen Párkányig vezetik (GRECULA, P., VARGA, I. 1980). A Komáromtól É-ra mélyült Zeleni Haj-1 furás BIELI, A. és KULEMANOVA, A. 1979 szerint 1652—1756 m közt mészkő és lidit rétegeket harántolt. Ezeket tentaculitesek alapján a középső devonba sorolják, ami a Rába vonaltól NY-ra eső ópaleozoikum folytatását jelentené. BIELA, A. 1978 munkájában viszont ez a rétegsor alsó- középső- és felsőjuraként szerepel.

Az ország területén újra a Börzsöny hegység D-i része alatt ismerjük fel a Rába-vonal folytatását. Ettől D-re a furásokban itt is mezozoikum jelenik meg (Visegrád-1., Nagybátony-1), míg az É-ra levő diósjenői, szécsényi furásokban ópaleozoos képződmények vannak: kovapala, grafitos agyagpala, fillit, biotitos csillámpala. Figyelemreméltó a Márianosztra 14. furás, mely rupélien alatt kárpáti vulkanitokat, ezalatt egerien üledékeket talált. A rendellenes rétegsort fiatal feltolódással magyarázzák (VARRÓK K. 1977), amely a Rába-vonallal lehet kapcsolatban. A paleozoikum-mezozoikum határt, vagyis a Rába-vonalat a földmágneses térképen élesen jelentkező Diósjenő-Érsekvadkert-Balassagyarmat mágneses maximum D-i szegélye jelzi. A mágneses maximum a furások szerint a kristályos medencealjzattal azonos. Innen ÉK-felé Salgótarján, Susa vidékéig követhető (ZELENKA T. 1977). Itt is, mint a Kisalföldön, pliocén alkali bazaltok kísérik.

A Rába-vonal folytatásának talán a Rozsnyó-vonal tekinthető (GRECULA, P., VARGA I. 1980), amely mentén a délgömörida egység mezozoikuma rápikkelyeződött a Gömör-Szepesi érc-hegységnek a herciniai Rakvec kristályospala sorozatára. Az utóbbit a kisalföldi anchimetamorfitekkel lehet párhuzamosítani.

A mélyszerkezetre szeizmikus és magnetotellurikus adataink vannak: a Bakony alatt megvastagodott kéreg és kb. 10 km

mélységben levő jólvezető réteg a Rába-vonalnál kiékelődik, megszűnik (ÁDÁM A. 1981).

Térképünkön a Kisalföldi Egység a paleoherciniai-herciniai szerkezetegységhez tartozó alzatu neogén medenceként szerepel.

3. KÖZÉPHEGYSÉGI EGYSÉG

A Kisalföldi egységtől a Rába-vonallal elválasztott és a Balaton-vonalig terjedő területet nevezzük Középhegységi egységnek. Legidősebb képződménye a kambriumba helyezett Balatonfőkajári Kvarcfillit Formáció (MAJOROS GY. 1969), amelyen faunával bizonyíthatóan folyamatos tengeri szilur-devon üledékképződés folyt. Ennek terméke alul finom törmelékes terrigén, felül pedig tengeri mészkő.

Az üledékképződés a hercin orogén mozgással megszűnt. A rétegsor enyhén meggyűrődött, epizódos metamorfózis érte: fillit, szericit- és kovapala, kloritpala, kristályos mészkő és metakonglomerátum keletkezett. A szabadbattyáni vizi-faunás alsókarbon bitumenes mészkő, diszkordáns az előbbieken és már nem metamorf. Ezért az átalakulást a breton fázis idejére teszik. Valószínű, hogy a Balatonfelvidéken a litéri-vonalnál felszínre kerülő diabáz-porfirit is ehhez a sorozathoz tartozik, és a Kisalföldön aljzatában a devonba sorolt diabázok is párhuzamosíthatók velük.

A gránitbnyomulásokat a szudeta fázishoz sorolják (Velenicei hegység, Ságvár, Somogyszentpál, Buzsák).

A középhegység ópaleozoikumát néha párhuzamosítják a Kisalföld ópaleozói anchimetamorfitaival. A kor és némi kifejlődésbeli hasonlóság mellett azonban különbségek is vannak.

Pl. a Kisalföldön nem ismerünk kövületes alsókarbont, ott az anchimetamorfitokat diszkordánsan permi üledék fedi és hiányoznak a gránitintruziók is. A Rába-vonal több tekintetben egymástól eltérő fejlődéstörténetű ópaleozoikumot választ el.

A Középhegységre jellemző a kb. 8500 m vastagra becsült paleo-mezozóos üledékképződés. Ebben a tengeri karbonátos triász van tulsúlyban. A törmelékanyag elmaradt, az egykori partvonal ma ismeretlen helyen volt. A lábai-fázis idején vertikális mozgások nyomait lehet felismerni (NAGY E. 1971) elsekélyesedés és alkalitrachit magmatizmus (RAVASZ CS. 1973) kísérte a mozgásokat. Az ókimmériai fázisban oszillációs mozgások ismerhetők fel. A prealpi és óalpi képződményei az ausztriai orogén fázis idején nagyon erősen diszlokálódtak. Bonyolult töréses pikkelyes szerkezetek jöttek létre és regionális lapos szinklinális keletkezett, melynek K-i szélén a felszínre került NY-i szélén furásokból vált ismertté a paleozóos fekü (Tét, Vaszar, Takácsi, Alsószalmavár). A szinklinális mélyebb tengelyzónájában megvanak a fiatalabb mezozóos (jura-kréta) rétegek. A szinklinális DK-i szárnyát az ÉK-DNY csapású litéri-áttolódás (PÁVAI VAJNA F. 1930) zavarta meg. E mentén az ÉNY-i rész alsó-triász-perm öszlete, sőt nyomokban a fillit-diabáz is, rátolódott a D-i oldal felsőtriászára. A rátolódás a cenomán-szenán közt, az ausztriai mozgásokkal történt.

A paleogén-neogén mozgások diszjunktív haránttöréseket hoztak létre amelyek a Bakony nagy szinklinálisát feldarabolták. E mozgások hatása követhető DNY-on is a medenceüledékekkel eltakart területeken, ahol haránttörések mentén preneogén kiemelkedő gerincek és árkok keletkeztek. DK-en ilyen lesüllyedt rész a Zalai medence alzata, ahol 2—5 km mély neogén üledék alatt több ÉNY-DK irányú gerincszerű kiemelkedést ismerünk. Ezek folytatódnak a Zalai-medencétől, Nagylengyeltől ÉK-felé a neogén üledék alatt az andrászhidai, nagytila-

ji, káldi, takácsi gerincekben, amelyek ÉNY-i csapásiránya a Rába-vonalig nyomozható, ahol elmetsződnek a Kisalföldi egység ópaleozóos alzatának említett ÉÉK-DDNY-i szerkezeti irányjaival.

Nagyobb haránttörések különítik el a Keszthelyi hegységet, ahol az ausztriai-larami fázisban ÉK-i tengelyű felboltozódás, ÉNY-i általános dőlés, a stájer orogénben pedig É-D-i csapású törések jöttel létre BOHN P. 1979).

Nagyobb haránttörés a Bakony és Vértes közötti Móri-árok, amely ÉNY-felé a szigetközi Duna-ág irányába folytatódik DK-re pedig a Sárviz völgyével párhuzamosan nyomozható. A Móri-árok többszöri kiemelkedés és süllyedés területe, amit ma is egyik legaktívabb földrengéses területnek ismerünk.

A Vértes és Gerecse hegység között találjuk a Tatai-haránttörést, melynek valószínű DK-i medencealjzati folytatása a Váli-viz völgyének irányában követhető.

A Középhegységi egység ÉK-felé a Vértes, Gerecse, Pilis és Budai hegységeken át az Esztergom-pilisi törésvonalig van felszínen és csak a Nagyszál és Nézsai-rögben jelenik meg újra. A mélyben azonban folytatódik, Szentendre, Visegrád, Göd, Gödöllő, Tura, Nagybátony stb. furásokkal feltárt területen és a Börzsöny hegység D-i része alatt, ahonnan a Délgömöridák felé követhető. DK-i elhatárolója a Balaton-Darnó vonal, mely itt Tura és Tóalmás között húzódik a K-i Máttra felé.

A Vértes hegységet a Móri-árok és a Tatai-törés között egy szinklinális DK-i szárnyának tekintik, melynek tengelye a hegység ÉNY-i részén húzódik. A szinklinális ÉNY-i szárnya lesüllyedt és paleogén-neogén rétegek takarták el. A DK-i előtér furásai feltárták a Bakonyból ismert fillit-

sorozatot és a perm-alsótriász rétegeket. A hegység maga fiatal szegélytörései mentén a középsőtriász rétegek szintjéig kiemelkedett. A réciai emelet és a liász között az ókimmériai mozgások kiemelkedést, breccsaképződést, hézagos alsóliász rétegsort eredményeztek. Észlelhető az ujkimmériai mozgás hatása is: a titon calpionellás mészkövet vékony berriasi breccsa fedi (Vértessomlyói furás). TAEGGER H. (1909) megállapította, hogy a Vértés főleg töréses szerkezetű, a hajlitott formák alárendeltek. A felsőtriász földolomit látszólagos nagy vastagságát töréses pikkelyes szerkezettel magyarázta. Az eocén előtti mozgásokkal jött létre a scmlyószári vető, a gánti-móri árkos törésrendszer, a tatabányai katlan és a vértessomlyói medence.

A Vértés és Velencei hegység közt, a Vértés DK-i előterében, a Zámolyi-medence alzatában folytatódik a Balatonfelvidékről ismert fillitsorozat és perm-triász üledéksor. Viszont az ÉNY-i előterében (Nagyigmánd, Kocs, Dad) a neogén és paleogén rétegek alatt 100—600 m mélységben mezozoos képződmények következnek. A medencealzat formáit jól követik a gravitációs Bouguer-anomáliák, ezekből törésrendszerrel kialakult árkok-sasbércek jelenlétére lehet következtetni.

A Gerecse hegység a Tatai-törésvonal és É-on a nagy dunai, vagy esztergomi törés között, nagyobb összetört tábla, melyben DNY-ÉK-i és ÉNY-DK-i irányú törések mellett É-D-i irányú, a neogénben is aktív vonalak is gyakoriak. Az újabb furásokkal (Zsámbék-46) feltolódási vonalat is megállapítottak (VÉGH S-né et.al 1981) amely mentén a ladini dolomit alatt tektonikus breccsa, májdn felsőtriász karni dolomit és karni márga következik. A feltolódási vonal a Balatonvonallal közel párhuzamos, de kétoldalán nincsen kifejlődésbeli különbség. A hegység felépítésében jelentkezik az ó- és ujkimmériai mozgás hatása, rövid ideig tartó kiemelke-

déssel. A Gerecse DK-i előterében furások és geofizikai mérések alapján megszerkeszthető a mezozoikum felszínének térképe (SZABADVÁRY L. et al 1975) amelyben ÉÉNY-DDK-i, valamint erre közel merőleges irányú törésrendszer magasrögök és árkok sorozatát alakította ki.

A Középhegységi egység ÉK-felé a Budai és Pilis hegységben folytatódik, ahol nagyobb haránttörések, mint az Ördögárok, a Vörösvári-törés, jól kivehetők a Pesti-síkságon is és részben a Duna-Tisza Közén is. A Pesti-síkságtól É-ra a Cserhát hegység andezittelérei és patak völgyei követik a haránt-töréseket.

A Pilisi-törés mentén ÉK-felé mélybesüllyedő középalpi-óalpi szerkezet helyet ad a paleogén medencének és miocén vulkáni hegységnek. A pilisi töréstől É-ra levő terület lesüllyedése az eocénben megindult (larám-fázis) az eocén üledék elterjedése szerint (Szentendre, Papsziget-1 furás) és folytatódott az oligocénben. A miocénben a stájer mozgásokkal keletkezett törések mentén andezites vulkáni tevékenység indult. A pilisi törés SCHEFFER V. (1963) szerint a Kraisztida lineamens (BONCSEV E. 1958) folytatása. Később BENDEFY L. (1965) a Kiskárpátokat É-on elhatároló ölvedivonallal kötötte össze. WEIN GY. (1969) a kraisztida összeköttetést kétségbe vonta, mert DK-felé nem látott összeköttetést. FUSAN O. et al (1971) szerint a Pilis-vonal folytatása kimutatható a Kisalföld K-i részén a neogén alatt, ahol az idősebb kristályos képződmények csapásiránya megváltozik. Ez a törés a miocénban élesen elkülönítette a Dunazug és Budai hegységet. Feltűnő, hogy a Budai hegységben miocén vulkanitokat nem találunk, eltekintve a kevés tufától.

A Duna-balparton a Duna folyásával szinte szemben folyó patakok völgyei (Rákos, Szilas, Szódi patak, palotai Sós patak, Csömöri patak, Teceviz stb.) az ÉNY-DK-i irányú törés-vonalakra utalnak (SCHAFARZIK F. - VENDL A. 1929). Távolabb

DK-felé a Galga és Tápió völgye jelöli a törések irányát a Tiszáig, a turai furások szelvényében erőteljesen jelentkezik a törés. A Pilisi-törésnek mintegy K-NY-i folytatása a nagy esztergomi törésvonal, amelytől É-ra a csehszlovákiai Kisalföld DK-i része alatt több km mélységre került a közephegységi mezozoikum.

A Középhegységi egységben ÉK-felé további haránttörések ismerhetők fel, a Tápió-vonal és a Nagyszál tömegét felszínrehozó Galga-vonal után ilyen a Zagyva-vonal stb. ugyszintén a Salgótarjáni-medence sűrű ÉNY-DK-i törései is. Ezek helyei és irányai jól egyeznek az ORAVECZ J. (1978, 1981) és CZAKÓ T. (1980) által műhold-felvételekről szerkesztett lineációval.

A Balaton-vonal, mely a Középhegységi egységet DK-en elhatárolja a Bakony alzatához sorolt kristályospala-gránit övtől, DK-re huzódik. Lefutása bonyolult lehet, mert az Alcsutdóboz-2, Tabajd-5 furások szerint a Bicskei-medence alzatában megvan az Igal-Bükki egységre jellemző tengeri felsőperm, tehát vagy a Balaton-vonal kerül haránttörések mentén eltolódva a Bicskei-medence alá, vagy a felsőperm tenger transzgredált a nagyszerkezeti választóvonalon túlra, (WEIN GY. 1977) nagyobb vízszintes mozgásokat említ. Budapesttől D-re a Balatonvonal keresztezi a Dunát. Innen még kevésbé ismert, de a geofizikai térképeken követhető vonalon huzódik a Mátarához, ahol a Nyugati- és Keleti Mátra közt, majd a Darnó-vonalban folytatódik.

A Balaton-vonalat az Északi- és Déli Alpokat elválasztó Periadriai-lineamens folytatásának (BENDEFY L. 1968, WEIN GY. 1969, LAUBSCHER H.P. 1971), transzkurrens törésnek (WEIN GY. 1978), vagy szubdukciós sebhelynek (SZÁDECZKY KARDOSS E. 1971, 1973) tekintik. E lineamens kréta-paleogén tonalitövének folytatásában granodiorit, kvarcdiorit és hiperszténandezit fordul elő, ide soroljuk a hahótedericsi

granodioritot, a pusztamogyoródi és gelsei szubvulkanitokat és ujabban (SZEPESHÁZY K. 1977) a felsőeocén hipersténandeziteket, melynek néhány kitörési centrumát is ábrázolni tudjuk.

Térképünkön a Középhegységi egység prealpi-alpi szerkezet, posztalpi átdolgozással.

4. IGAL-BÜKKI EGYSÉG

A Balatonvonal és a Középmagyarországi (Zágráb-Zemplén) vonal közti területet soroljuk ide, mely ismertetői szerint (SCHRÉTER Z. 1959, HORUSITZKY F. 1961, BALOGH K. 1961, WEIN GY. 1967, 1969, 1973, stb.) a Bükk hegységtől DNY-ra a délalpi kifejlődésű Karavankákhoz, Juli alpokhoz, illetve dinaridákhoz kapcsolódó öv. Szerkezeti helyzete nem teljesen tisztázott, mert csak ÉK-i része van felszínen és bár több mint 100 furás mélyült a területén, ezek alig hatoltak az idősebb rétegekbe. Ilyen furások: Jászberény, Nagykáta, Sári, Bugyi, Dinnyás, Tab, Karád, Buzsák, Táská, Belezna, Letenye, Ujfalu, Igal, Tamási, Mernye, Mezőcsokonya, Inke, Pat, Bajcsa stb. vidékén mélyültek és bizonyítják az ide tartozó tengeri karbon, perm, triász meglétét és elterjedését.

A Bükk hegység, Uppony és Szendrői hegység nyílttengeri paleozoikuma, agyagos, tufás, főként mészköves (rakacai márvány stb.) üledékei igen kistengeri átalakulást szenvedtek (BALOGH K. 1964). Az átalakulás kora ÁRKAI P. (1977) szerint herciniai. Az alsópermekben homokos kifejlődések kiemelkedésre utalnak (asturiai-saali mozgás), de a felsőperm sekélytengeri. A pfalzi mozgásnak kevés nyoma van. Az alsótriászban meggyorsult az üledékképződés. A lábai fázis hatása a felsőanizuszi-ladini emeletekben bázisos és savanyu magmaműkö-

déssel jelentkezett. A felsőtriászban a terület nagyrésze kiemelkedett. A Dunántulon a Vajta-1 furás a paleozoikumba sorolt kristályos dolomitot talált. A jura a szerkezetegység területén csak foltokban van, a Bükkben, és a Dunántulon Táska és Liszó furásokban. Alsókréta üledéket a Tolnanémeti furás talált. Valószínűleg a cenoman-turonban keletkezett a szarvaskői bazisos magmatit, aminek nyomait Tóalmás-2, Inke-9, furásokban is észlelni lehetett és talán azonosak az Alföldön is előforduló krétakori diabázokkal. A Bükk hegység környéke az ausztriai és szubhercin fázisban meggyűrődött, pikkelyeződött (BALOGH K. 1964) a felsőkréta transzgresszív és gosau fáciesben diszkordánsan fedi az előzőleg diszlokált képződményeket.

A Bükk hegység és környékének szerkezetét zömökben D és DK-felé átbuktatott bonyolult redők és pikkelyek jellemzik (BALOGH K. 1964), szerkezeti főtengelye a Bélapátfalva-Garadnavölgy közti északbükki antiklinális, mely délfelé részben átbuktatott redő. Ennek a boltozatnak a D-i szárnyában van az Éleskővár D-DK felé irányuló rátolódási vonal. Az É-i szárnyon Hámor-Kaszáskut vidékén vannak nagyobb rátolódások. Bonyolítja a szerkezetet a Kemesnye szinklinálisa, a Koponyahegy DK-felé átbuktatott pikkelye, D-en a Bükkfennsík D-felé átbuktatott szinklinálisa. A hegység DK-i szélén négy anti- és szinklinális vonulatát figyelték meg. Az egész hegységet fiatal ujalpi, posztalpi peremtörések határolják. Az ÉNY-i szélén a Darnó-vonal mentén a Bükk hegység egész tömege rátolódott az alsó-középső miocénban a szomszédos oligocén medencerész szélének 1—1,5 km vastag üledékösszletére.

WEIN GY. (1969) a középsőtriász bazisos vulkanitjait ofiolitoknak tekintette és az egész szerkezeti övet egy paleozoos-mezozoos eugeoszinklinális összeszükült maradványának tartotta, melyben a karbontól a felsőtriázig lényegében folyamatos volt az üledékképződés és csak az ókim-

mériai mozgások emelték ki. Ujabban kisebb litoszféra-lemez darabnak tekintik. Mások kétségbevonják önálló létezését és valamelyik szomszédos területhez csatolják (MAJOROS GY. 1980, KASSAI M. 1980).

Az Igal-Bükki egység DK-i határa a Középmagyarországi szerkezeti választóvonal. Ennek létrejöttére SCHEFFER V. 1959 utalt először, mint a geomágneses és gravitációs méréseredményekben is jelentkező diszlokációs övre, és Inke-Ragmec vonalnak nevezte el. Részletesebben WEIN GY. 1967, 1969, 1978 írta le Zágráb-Zemplén vonal néven, felismerve nagyszerkezeti választóvonal jellegét. BENDEFY L. 1965, prevariszkuszi eredetű, később újraéledt lineamentumnak, hazánk legfontosabb szerkezeti vonalának tekintette, mely K-re a Szamos vonalig és a Kárpátokon túl is követhető. SZEPESHÁZY K. 1975, Középmagyarországi nagyszerkezeti vonal néven említi, amit ofiolitok kísérek és különböző fejlődéstörténetű egységeket választ el. Összefoglalta a vonal két oldalán levő területek lényeges különbségeit: megszűnnek az alpi kapcsolatok és déli, keleti hasonlóságok lépnek előtérbe. Jelenlétére a gravitációs és magnetotellurikus mérések szolgáltatnak mélyszerkezeti adatokat (ÁDÁM A. 1981).

A Középmagyarországi-vonalat medenceüledékekkel takart miocén mészkálai vulkáni öv kíséri: Letenye, Szentá, Mezőcsokonyá, Igal, Nagyszokoly, Kulcs, Örkény és a Tokaji hegység Nyírség vonaláig (KÖRÖSSY L. 1970). Figyelemre méltó, hogy a szerkezeti vonaltól ÉNY-ra eső területen az ópaleozós képződményeket a variszkuszi ciklusban gyenge zöldpala fáciesű átalakulás érte (ARKAI P. 1977, 1981), míg DK-re ezek az üledékek (Szalatnak-3, stb.) átalakulatlanok, (JANTSKY B. 1979).

Térképünkön a szerkezetegység É-i része (Szendrői hegység és környéke) variszkuszi, DNY-i része alpi szerkezetként szerepel, nagyrésztben neogén medenceüledék alatt.

5. KAPOSFŐI KRISTÁLYOS VONULAT

A Középmagyarországi-vonaltól DK-re három kristályos vonulat közt két üledékes szerkezetegységet találunk. Ezek eltérő felépítésűek az előbbi kelet- és délalpi rokonságu területektől és déli, keleti kapcsolatok ismerhetők fel bennük.

A Középmagyarországi-vonaltól D-re meg-megszakadva ismerjük azt a kristályos vonulatot, amelyet SZALAI T. 1958. Lóczy-küszöbnek, majd Lóczy-hátnak, WEIN GY. 1967. pedig Kapos-mágocsi kristályos vonulatnak nevezett; itt az első feltáró furás után (Kaposfő-1, 1940) röviden Kaposfői-vonulatnak nevezünk.

Ennek a vonulatnak legjobban a NY-i részét ismerjük, ahol sok furás tárta fel és ahol a babócsai, szigetvári vonalak által ÉNY-DK-i "dinári" irányu rögvonulatokra tagolódik. JANTSKY B. (1979) részletes vizsgálatai szerint proterozóos palákból áll, amelyekkel valószínűen tektonikusan érintkező felsőkarbon üledékeket tártak fel a Komló-1, Kálmán-csa, Szulok, Kisdobsza, Darány, Téseny és Bogádmindszent környéki furások. Néhol paleozóos, mezozóos, de legnagyobb részben csak neogén üledék fedí. A Mecsek hegységtől É-ra a kaposfői furásban gyüredezett muszkovitos kvarcit, JANTSKY B. szerint diaftorit és a mágocsi furásban vörös gránit, Szalatnak-3 furásban átalakulatlan kövületes szilur mállási övvel fedett nagyszemű gránit fordul elő (WEIN GY. 1967). ÉK-i folytatása bizonytalanabb, a dunaujvárosi furásban csillámpala és gneisz-gránit előforduláson át Soltszentimrén kvarcit, csillámpala és gránit, kecskeméti, nagykőrösi, ceglédi gránit, gneisz, migmatit előfordulásokig ismerjük az elterjedését. Az ÉNY-DK-i kecskeméti haránttörésekkel érintkezik a Szolnok-mármarosi flis vonulattal; valószínűleg alatta folytatódik.

A kaposfői kristályos vonulat ÉK-felé való tovább folytatása bizonytalan. BALOGH K. (1964) feltételezi, hogy a Bükk hegységtől D-re kristályos tömeg van jelen, amit északalföldi kristályos rögnék nevezett. Erre a szerkezeti viszonyokból és az oligocén-miocén alapkonglomerátumokból következtetett. Távolabb, talán a Zempléni Szigethegység (Vily, Regmec) vagy ÉK-re a Komoró-furás kristályos kőzetei felé lehet kapcsolata. JANTSKY B. (1978) említi, hogy a Vilyvitánynál felszinenlevő amfibolit, migmatit kora (PANTÓ G. és KOVÁCH A. 1967) valamint metamorf fáciese egyezik a ceglédi-mecseki gránitosodott kristályos kőzettel. Kérdés, hogy ez a csak szaggatottan ismert kristályos vonulat mennyiben összefüggő és önálló szerkezetegység.

A kaposfői kristályos vonulat D-i elhatárolója az Északmecske-Páhi nagy szerkezeti választóvonal. A Páhi NY-1 furás ebbe a tektonikai övbe mélyült. Az alsópannon üledék alatt 1114 m-ben bádai agyagmárga-mészmárga és breccsa alatt alsókréta diabáz, majd ismét 40 m vastag bádai üledék következett; alatta 150 m vastag alsójura és felsőtriász kövületes mészkő és breccsa fordul elő. A felsőtriász alatt, — mely tektonikusan nagymértékben igénybevett kalciteres mészkő, dolomit és mészmárga —, ismét bádai agyagmárga következik, a furás 1602 m mélységben ebben ért véget.

A proterozoikumba, prekambriumba helyezett (SZEPESHÁZY K. 1968, JANTSKY B. 1978, MESSZÉNA B. 1978) migmatitok, gránitgneiszek, gránitok felett a történelmi szerkezeten (Tö-11 furás) az előbbieknél fiatalabb, valószínűen ópaleozóos epimetamorf agyagpalát, homokkőpalát, fillitet találtunk.

A Kaposfői kristályos vonulat a Mecsek hegységtől ÉK-re a bátaszéki haránttörés vonalak mentén ÉNY-felé eltolódott. Emellett még több haránttörés keresztezi, legnagyobb a Kadai miocén árok, melyben 250 m-nél vastagabb bádai

üledék van és a Kecskeméti-vonal, ahol a kristályos vonulat a flis alá merül. Mindezeknél az 1908, 1911, 1937 évi ismétlődő földrengések tanúsága szerint a jelenkorban is nyugtalan a kéreg.

A kaposfői kristályos vonulat térképünkön: neogén üledékel takart prebajkáli szerkezetegység, amelyet erős alpi hatás ért.

6. MECSEK-KISKÖRÖS-ÉSZAKALFÖLDI EGYSÉG

Ezt az üledékes övet NY-felé a szigetvári-haránttörés határolja az előbbi kristályos vonulat NY-i részétől, ÉNY-i határa az Északmecsek-Páhi vonal, míg D-en a Mecsekalja-Szolnok-Ebes vonal választja el a Mórágymiske-Szank stb. kristályos vonulattól. Jellemzi a vastag felsőpaleozoikum, mely a Villány-szalatnaki haránttöréstől DNY-ra különösen vastag (KASSAI M. 1973), továbbá a törmelékes felsőtriász kifejlődése és ennek a K-i részéről való hiánya, a jura gresteni és foltosmarga kifejlődése, az alsókréta kiemelkedése és bázisos magmás kőzetei. A mecseki felsőtriász és liász faunája (GÉCZY B. 1973, 1975) és mikroflórája (BÓNA J. 1972) különbözik a Középhegységi egységtől, köztük "flóraválasztó tengert" vagy nagyobb vízszintes eltolódást (WEIN GY. 1978) lehet feltételezni. Jólismert felszíni kibuvása a Mecsek hegység, ahol két nagyobb szerkezeti egységet ismerjük, a Nyugati-antiklinálist és a Kelet-mecseki (Zengő) szinklinálist, körbefutó csapással. E két egységet a szalatnaki törés (KASSAI M.) választja el, amely mentén a K-i rész É-ra eltolódott (SCHMIDT E.R. 1954). A NY-i rész szerkezetiránya közel K-NY-i, a K-i részé DNY-ÉK-i. A Mecsekben a lábai fázis kiemelkedést okozott; a ladini üledék regressziós, agyagos, növénylenyomatos homokkő, a felsőtriászból delta-üledék maradt. Az ujkimmériai mozgás szin-

szedimentációs gyűrődést (WEIN GY. 1976) a pregosai gyűrődést, a széleken pikkelyeződést és töredezettséget, a szávai fázis töréses elmozdulásokat, a stájer fázis epirogén jellegű mozgásokat, dilatációt, medenceképződést és gyengébb gyűrődést okozott (HÁMOR G. 1966). A rodáni fázisban a hegység szélein erős pikkelyeződés az ó- és középalpi szerkezeteknek pannon rétegekre tolódása figyelhető meg. Mindez részleteiben bonyolult szerkezetet hozott létre.

A Mecsek - Kiskőrösi egység ÉK-felé való folytatódását sok furási adat bizonyítja. Mint a NY-i és K-i Mecsek közötti törésvonal mentén, úgy az említett bátaszéki haránttörés mentén is É-felé eltolódva folytatódik az üledékes öv ÉK-felé. Ezt a Tengelic, Kiskőrös, Páhi, Soltvadkert, Kecel, Tabdi, Orgovány, Jakabszállás, Kunszállás, Bugac, stb. furások bizonyítják.

Távolabb ÉK-felé a Mecsek- Kiskőrös- Északalföldi egység a Tompa-Kecskemét bonyolult haránttörés-vonal mentén lemerül a Szolnok-mármaros flis alá. Ezzel a leszakadással hozható kapcsolatba az a nagy DNY-ÉK-i irányú diabáz-vonulat, amelyet itt a furások (Jászkarajenő, Szandaszőlős, Alcsi) és a mágneses anomáliatérkép jeleznek Kecskemét, Jászkarajenő, Szolnok térségében. De tovább a Szolnok-Ébes vonal mentén a flis alól újra megjelennek főleg a jura és alsókréta képződmények, főleg a mecsekihez hasonló alsókréta bázisok. ANDRUSOV 1968 szerint feltételezhető, hogy ez az üledékes öv folytatódik a Lápos hegységben a bazitai stb. pikkelyekben és innen a piennini szirtvonulatig. Ezek az ÉK-i hasonlóságok talán összhangba hozhatók lesznek a Mecseknek az eurázsiai litoszféra lemezről való származtatásával (GÉCZY B, 1973, WEIN GY. 1978).

E szerkezeti egység vertikális mozgásai következtében DNY-on a Mecsekben találjuk a legvastagabb ujpaleozóos és mezozóos üledéksort, később itt emelkedett legmagasabbra. A Du-

na-Tisza közén a paleo-mezozoikum vékony, alatta több furás kristályos alaphegységbe ért (Páhi-NY-1, Solt-1, Solt-É-1 stb.), mely mind a kaposfői, mind pedig a mórági kristályos kőzetekkel rokonságot mutat.

Kecskeméttől ÉK-re a mélyben folytatódik a mecseki jellegű jura és alsókréta diabáz, de az ausztriai mozgásokkal nagyobb mélységbe került. Valószínű, hogy itt a Mecsek-Északalföldi egység D-i szélére rátolódott a bihari autochtonnak (Parautochtonnak) tekinthető Középtiszántuli Kristályos Vonulat É-i széle (KÖRÖSSY L. 1956, 1964). Az így keletkezett mély mozgékony árokba transzgredált az a felsőkréta-paleogén tengerág, amelyben a D-felől feltolódó, kiemelkedő és nagymértékben lepusztuló kristályos területről származó nagytömegű törmelék gyors, flisjellegű lerakódása következett be. Ezt a területet Szolnok-mármarosi flisövnék nevezük (PAPP K. 1940, JASKÓ S. 1947, MAJZON L. 1956, KÖRÖSSY L. 1956, 1959, 1964, JUHÁSZ Á. 1968, BOMBITA G. 1972, SZEPESHÁZY K. 1973, DUDICH E. 1980), mely két szerkezetegység érintkezésének mozgékony övében keletkezett (SZÁDECZKY KARDOSS E. 1973, BALLA Z. 1980).

A flis-öv északi részét és a tőle É-ra levő területet hatalmas miocén alkalimész vulkáni tömegek takarták el. A flis és a vulkáni árok elhatárolása bizonyára az Északmecsek-Páhi vonal folytatása. ÉK-en a furások többsége a flisben, vagy a vulkanitokban végződött, idősebb alzatról alig van adatunk. Az ország ÉK-i részének szerkezetére főleg a geofizikai mérésekből következtethetünk (BODOKI T., JÁNVÁRY J., NEMESI I., POLCZ I., SZEIDOVITS GY-né 1977 és NEMESI L., HOBOT J. et al 1981). A geofizikai adatok és a kevés mélyfurás szerint közel K-NY-i irányu hatalmas vulkáni vonulatok szerkezetirányokat képviselnek és köztük 4—5 km mélységű, főként miocén és talán flis üledéket tartalmazó medencék vannak. A nyirbogáti K-NY-i irányu földmágneses öv a szeizmika szerint 3 km-nél vastagabb vulkáni vonulat;

kijelölhetők rajta a kitörési központok nagyvastagságú övei és a mélyebb peremi medencék helyei (MÜLLER P. 1967). A medencealzat magasabban levő helyeit az É-Nyírségben (Záhony, Kisvárda) és Nyírlugos, Baktalórándháza, Nyírbátor, Nagyecsed stb.) vidékén várhatjuk. A Szamos medencében, Mátészalkától K-re 5 km vastag neogén üledék és esetleg 2 km flis várható. A Nyírség az alsópannonban még alig süllyedt, egyes részein csak felsőpannon van, amely 600—1500 m vastag. ÉK-en elmosódnak az eddigi ÉK-i szerkezeti irányok és a Szamosvonal ÉNY-DK-i irányai jelentkeznek.

A Mecsek-Északalföldi egység D-i határa a Szolnok-Ebes vonal, az ország egyik legjelentősebb szerkezeti választóvonala, amely mentén a flis vonulat a Tiszántúli kristályospala szerkezetegységgel tektonikusan érintkezik, bár néhol a flis tulnerjedően, diszkordánsan telepszik a kristályos palára (Turkeve-7 furás). Ettől a vonaltól É-ra a kristályos alaphegység ismeretlen nagy mélységbe került, mélyfurás csak távolabb É-on érte el (Komoró-1, Regmec) és csillámpala törmelékét ért a sátoraljaujhelyi furás. Mély helyein a geofizikai mérések a kristályos alap felszínét nem észlelték egyértelműen.

Néhányan föltételezik, hogy hazánkban két fő szerkezetegység van, az Alpok felől átnyuló ÉNY-i és egy DK-i, ezek elhatárolásának egyik szakasza (a különböző neveken szereplő) Szolnok-Ebes vonal, újabb elgondolás szerint lemezszegély érintkezés vonala (SZALAI T. 1964, SZEPESHÁZY K. 1980, CSÁSZÁR G. et al. 1980). Mivel azonban a flis K-i kapcsolatot jelent, ezért e választóvonal szerepe inkább a Középmagyarországi vonalnak tulajdonítható.

A Szolnok-Ebes vonal DNY-i folytatásának tekintjük a Duna-Tisza közén a Szolnok-Miske vonalszakaszt és ennek folytatásában a Mecseket a mórági kristályos egységtől elválasztó Mecsekalja vonalat (NÉMEDI VARGA Z. 1969), vagy másnéven

Délmecseki szerkezeti vonal, Délmecseki főtörésvonal (WEIN GY 1967) vagy Pécs-Ófalu vonal (JANTSKY B. 1978). Megállapították, hogy a Mecsekalja-vonal az ausztriai fázisban lehetett legnagyobb szerepű, NÉMEDI VARGA Z. az áltikai és rodáni fázis idején jelentős DNY-i vízszintes elmozdulást bizonyít.

A Mecsek-Északalföldi egységet nagyobb harántirányú szerkezeti vonalak tagolták. DNY-on ilyen az említett szigetvári- és szalatnaki vonal (SCHMIDT E.R. 1954), utóbbit KAS-SAI M. (1973) ismertette részletesebben, szerinte e vonaltól DNY-ra 4 km vastag paleozoikum K-felé megszűnik, a mélytörésnél felsőperm kvarcporfir képződött. A Mecsektől ÉK-re már említett Bátaszéki-vonal mentén a szekszárdi, tolnai, tengelici furások szerint a törésvonaltól ÉK-re eső terület eltolódott ÉK-felé. VADÁSZ E. 1954 még azt tartotta, hogy a Mecsek K-felé nem folytatódik, mert ott kristályos tömeg következik. Az említett furások alapján tudjuk, hogy É-felé eltolódva folytatódik. A bátaszéki törésvonal a jelenkori földrengések tanúsága szerint most is aktív.

A Duna-Tisza közén elsősorban a Kecskemét környéki haránttörések nagyjelentőségűek, a haránttörések mentén kialakult kadai miocén árokban a bádai üledék vastag. Kecskeméttől ÉK-re haránttörések mentén a mezozoikum a flis alá merül és ezekhez kapcsolódik a valószínűleg az alsókrétába tartozó bázisos vulkanitok tekintélyes vonulata Jászkarajenő, Szandaszőlős, Nagykőrös között. Tovább ÉK-felé a flis bonyolult szerkezete elfedi a haránttöréseket, de néhány kiemelkedő szerkezet, mint Nádudvar, Hajduszoboszló, Kishegyes, és a köztük levő mély vonulatok, mint Kaba stb. elárulják a jelenlétüket.

A térképünkön a Mecsek-Kiskőrös-Északtiszántuli egység, herciniai, -ó és középalpi, neogénnel takart szerkezet. A K-i

része neogénnel eltakart mezoalpi heterogén flis (vagyis flis és nem tipos flis váltakozása) valamint neogénnel takart ujalpi vulkanitok területe.

7. MÓRÁGY-KÖZÉPALFÖLDI KRISTÁLYOS VONULAT

Ezt az egységet ÉNY-on az említett Mecsekalja-Miske-Szolnok-Ebes vonal határolja, DK-en pedig a Mohács-Kiskunhalas-Szank-Sebeskőrös vonal, míg DNY-felé a babócsai, kaposfői kristályos képződményektől nem tudjuk jól elhatárolni. A vonulat NY-i részei mint Babócsa, Mórág, Sükkösd, Jánoshalma, Szank, kétségtelenül összetartoznak, amit több részletes tanulmány bizonyít (KÖRÖSSY L. 1963, JUHÁSZ Á. 1965, 1966, SZEPESHÁZY K. 1968, JANTSKY B. 1978, MESZÉNA B. 1978). Viszont az ÉK-i rész idős kristályos képződményeit a Bihari autochtonnak a medenceüledékek alatti folytatásaként említik (KÖRÖSSY L. 1956, SZÁDECZKY KARDOSS E. 1970, SZEPESHÁZY K. 1973). A kristályos képződmények K-i és NY-i része a tiszai süllyedék alatt, valószínűen a Tompa-Kecskemét törésöv mentén érintkezik.

A vonulat legismertebb része a mórági terület, ahol JANTSKY B. (1978) vizsgálata szerint alsóproterozóos (prebajkái) amfibolit, almandin-amfibolit fáciesű kristályospala összlet zónánként ultrametamorfózison ment át: migmatit, diatexit, porfiroblasztos gránit, végül homogenizált gránit keletkezett. Az ultrametamorfózis után újabb (alsóbajkái) üledék-képződés folyt, üledékei a felsőbajkái orogén idején zöldpala fáciesű kőzetekké alakultak: fillit, amfibolit, márvány. Ezek tektonikusan érintkeznek a migmatitos összlettel. Ezután a kristályos öv kiemelkedett, később helyenként újra lesüllyedt és szilur-karbon üledékképződésnek adott helyet, amely már nem metamorfizálódott, bizonyítva azt, hogy az átalakulás itt a herciniainál régebbi. Láttuk, hogy a Közép-

hegységi egységben és az Igal-Bükk egységben az ópaleozóos képződmények gyengén átalakultak, granitplutonok nyomultak beléjük kontaktmetamorf és hidrotermális elváltozásokat okozva. Mindez a két nagyszerkezeti egység lényeges fejlődéstörténeti különbségére utal.

Az ausztriai mozgások idején a mórági metamorfitek erős tektonikai hatások érték, jura rétegroncok begyűrődtek a kristályos palába (NIKOLAI I. in JANTSKY B. 1976), és a Mecsek-alja vonal mentén összepréselődéseket okozott. NY-felé a kristályos öv tovább követhető Babócsa-Gyékényes, Iharosberény területéig, ahol a Középmagyarországi vonal határolja.

K-felé az említett Bátaszéki-haránttörés mentén ez az öv is É-ra tolódott, aztán K-felé folytatódik a miskei migmatitok, gránitgneiszek és a sükkösdői, érsekcsanádi, jános-halmi, szanki, erős tektonikai hatást szenvedett gneiszek (SZEPESHÁZY K. 1968) fillonitok, milonitok területén. Általában ultrametaamorfózis során keletkezett szelektív gránitosodás különböző fokozatai ismerhetők fel a réteges migmatitoktól a gránitig. BALÁZS E. és MESZÉNA B. szerint a Duna-Tisza közén négy kristályos közet-sáv ismerhető fel: két migmatit öv, ezeket K-felé gneisz-csillámpala öv követi és DK-en ismét migmatit öv következik. Gyakori a diaforitképződés alpi tektonikai hatásként.

Az egész Mórágyszanki kristályos öv, a Tompa-kecskeméti haránttöréssel mélyre süllyedt a tiszai süllyedék alatt. Utoljára a pálmonostori furás biotitos gránit-gneisz közeleként ismerjük, de a Tiszántúlon ismét megjelenik az öcsödi-1 furásban gneisz, kloritos kvarcit alakjában és innen több száz furásból ismert Középtiszántúli kristályos vonulat-ként (KÖRÖSSY L. 1956) összefüggő tömegben terjed az Erdélyi Középhegység bihari autochtonja felé, amellyel rokon jellegű és ennek medencealatti folytatásául tekinthető.

A Tiszántuli Kristályos vonulat a mórágyihoz és a bihari autochton Szamos formációjához hasonlóan, almandin-amfibolit fáciesű kristályos palák csillámpalák, migmatitok, gneiszek, gránitgneiszek ritkábban amfibolitok. A környezetéből mintegy 1000 m-el kiemelkedő kristályos vonulat testében haránttörések mentén mély leszakadások vannak. Törésekkel határolva kiemelkedik a turkevei, biharnagybajomi, nádudvari magas rög, amit a kabai mélyebb terület választ el a hajduszoboszlói kiemelkedéstől. A legnagyobb ismert leszakadás azonban a helyenkint 6 km mély Könyári-derecskei árok, amelytől K-re Kőrösszegapáti, Kismarja, Álmosd magas vonulat következik. E magas vonulattól K-re a határokon túl is folytatódó mély árokban felsőkréta-paleogén flis üledék is van, Hegyközujlak, Kőrösgyéres környékén, mely D-en Komádinál csatlakozik a nagy Békési-süllyedéshez.

A Tiszántuli kristályos vonulat gyűrűt és töréses-pikkelyes szerkezetű. Több törészónánál kevés mezozoós üledéket tártak fel az újabb furások. Ezek a bihari autochtonéhoz hasonlíthatók. Így az Endrőd-7. furásban alsókréta breccsa, echinuszos mészkő, mészpala, felsőjura breccsás mészkő, szivacsos márga, calpionellás márga, alsójura breccsás homokkő, szenes agyag, végül középsőtriász breccsás dolomit fordul elő. A Füzesgyarmat-4 furásban kalciteres finomszemű homokkő, ostracoda, szivacsos és alga-tartalmu sötétszürke kőzet és a rajta diszkordáns neogén alapkonglomerátumban mészkőkavicsokban gazdag tiron Calpionella fauna van. A Fü-7 furásban alsókréta faunás mészkő, tüzskő és diabáz fordul elő, KÖVÁRY J. őslénytani vizsgálatai szerint. Ez a mezozoikum bizonyára az ausztriai mozgásokkal keletkezett pikkelyek között, vagy töréses árkok üledékeinek lepusztulástól megőrzött maradványai. Hasonló helyzetük lehet a Mórágyról említett kristályos palák közé begyűrődött jurakori maradványokkal és az egész egység rokonvonásait gyarapítják.

Ennek az egységnek D-i elhatárolója a Mohács-Sebeskőrös vonal, melynek DNY-i szakaszát jól kijelölik a kristályos és mezcsoos előfordulások. A Duna-Tisza közén kristályos alzatot talált Baja-2, Rém, Kiskunhalas ÉK, Tázlár, Szank, Pálmonostora és másrészt a villányi mezozoikumot talált furások között helyenkint, mint Kiskunhalason pontosan ismerjük a lefutását. Nagyvonásokban a Tiszántulon is kijelölhető a helyzete Biharugráig, ahonnan a Sebeskőrös völgyének D-i oldaláig követhető, ahol a bihari autochton és a Kodru takarórendszer között folytatódik a Nagybihar takarórendszerig.

Térképünkön a Mórágym-Középföldi Kristályos vonulat: prebajkái szerkezetegység, alpi átdolgozással és nagyrészt neogénnel fedetten.

8. VILLÁNY--DÉLALFÖLDI EGYSÉG

A Mórágym-Középföldi Kristályos vonulattól D-re, a regionálisan követhető Mohács-Kiskunhalas-Sebeskőrös szerkezeti választóvonal után következik a Villány-Délalföldi egység. Ennek legismertebb része a Villányi hegység, de kérdéses, hogy ennek rétegtani jellemzői mennyiben vannak meg az egész üledékes vonulatban. Mint közismert, a hegységtől É-ra megvan a felsőkarbon (Téseny) és perm (Siklósbodony-1) a saali mozgások hatása észlelhető (RAKUSZ GY. 1937, RAKUSZ GY., STRAUSZ L. 1953, NOSZKY J. 1959, FÜLÖP J. 1966, WEIN GY. 1969). A meg-megszakadó üledék vastagsága a Mecsekének mintegy a fele (kb. 4100 m). Az alsótriász felszínen nincs meg, de furások megtalálták (Turony-1) és az alföldi folytatásban is föltárta több furás. Az anisusi emelet üledékei megvannak, K-felé is kimutatta több furás, de a lábai- és ókimmériai mozgás kiemelte a területet. Ennek következtében a felsőtriász, az alsó és részben a középső jura hiányzik. A bath, kallowi, kimmériai emelet üledékei tengeri kifejlődésűek, de a jura végén az ujkimmériai orogén hilszi fázisa alatt a Villányi

hegység újra kiemelkedett, bauxit és a barrémi transzgresz-szió üledékei képződtek. Az apti mészkövek, albai lerakódások után újra kiemelkedett a terület és az ausztriai orogénben É-ra tolódva hét pikkely keletkezett (WEIN GY. 1969).

A Villányi hegységtől ÉK-re a Bolyi-medence mélyre süllyedt területét találjuk, ahol kb. 1500—2000 m vastag neogén alatt folytatódik a mezozoikum, csak a medence szélein van felszínen kis foltokban triász és jura. Ez a mély terület K-re folytatódik a Mélykut-kiskunhalasi miocén árokban, ahol Mélykuton a furások jura mészkő, mészmárga, homokkő, középsőtriász anizuszi dolomit, dolomitos mészkő, anhidrites dolomitos agyag és alsótriász kvarchomokkő, agyagpala, dolomit rétegeket tártak fel. Távolabb Kiskunhalason, Majsán, Harkán és Felgyőn hasonló triász, jura és kréta üledékeket ismerünk, a miocén árok D-i oldalán pedig Madaras, Csikéria, Sükkösd, Öttömös, Üllés NY-2 furás tárt fel mezozoós üledékeket.

Valószínűen ugyanez a mezozoikum folytatódik a Tiszántul D-i részén, több furás tanúsága szerint, Szeged, Algyő-26, Makó-2, Tótkomlós, Pusztaföldvár, stb. vidékén, hasonlóan Békés-1 furásban, ahol szenón faunás agyagmárga, Kőröstarcsa-1-ben anizuszi márga-mészmárga, dolomitbreccsa és dolomit fordul elő. Ezeket a mezozoós képződményeket többen az Erdélyi Középhegység kodru takarórendszerével párhuzamosítják, ami azonban még megerősítést igényel, mert a nálunk megismert üledékek nagyon redukált megfelelői lehetnek az erdélyieknek. A mélyebb szerkezet (Moho-felület) K-felé összefüggést nem cáfol az Alföld és az Erdélyi Középhegység közt, K-felé egyenletesen vastagodik a kéreg (RADULESCU D. et al 1976).

Mint említettük, a Villány-Délalföldi egységet É-on a Mohács-Kiskunhalas-Sebeskőrös szerkezeti választóvonal határolja. Ennek a vonalnak a jelentőségét emeli az, hogy tőle D-re megváltozik a szerkezeti stílus: fokozott jelentőségűekké válnak a Jugoszláviából átnyuló közel É-D-i irányú fia-

tal szerkezetek. A fiatal töréses szerkezetek az idősebb képződményeket feldarabolták, miocén-pliocén üledékekkel töltött mély árkok, medencék keletkeztek mint Boly, Halas, Dorozsma, Makó, Békés és közöttük sasbércszerű kiemelkedések keletkeztek, mint Pusztamérges-Üllés-Forráskút, Ferencszállás-Algyő, Pusztaföldvár-Battonya. A közel É-D-i szerkezetirányokat a Vardaridákkal hozzák kapcsolatba (SCHEFFER V. 1963, BENEDELY L, 1964, 1965, HADŽI E et al 1974, CSÁSZÁR G. et al 1980), de a Vardaridákra jellemző képződmények, mint a paleocén gránit, felsőjura diabáz-szarukő formáció, ofiolitok, melange, alsójura granitoidok stb. — hazánk területén nagyrészt ismeretlenek. Nálunk jelenleg csak a miocén és miocén utáni mozgás mutatható ki, ezért legfeljebb Vardar szerkezetirányról beszélhetünk és nem Vardaridákról. Leginkább a még kevésbé ismert Tompa-Kecskemét vonal hozható kapcsolatba a Vardar szerkezetiránnyal.

Térképünkön mint ó- és középalpi szerkezetegység szerepel, nagyrészt neogénnel fedve.

9. DÉLMAGYARORSZÁGI KRISTÁLYOS VONULAT

Végezetül a Villány-Délalföldi egységtől D-re helyenkint hazánk területére átnyulik egy kristályos kőzetekből felépülő vonulat, amit nagyszerkezeti választóvonallal nem tudunk elválasztani az előbitől. Ennek oka az, hogy a perm-mezozoikum itt diszkordánsan telepszik a kristályos alzatra, nem tektonikusan érintkeznek és az említett közel É-D-i szerkezetirányok elhomályosítják a hosszanti vonalakát. A balkáni közel É-D-i irányok szét ágazása NY-ra az Alpok felé és K-re az Erdélyi Középhegység felé, megváltoztatja az eddigi DNY-ÉK-i csapású rendszert.

A Délmagyarországi Kristályos vonulat kőzetei csillámpalák, csillámkvarcitok, tektonitok és milonitok, blasztomilonitok és gneiszek (SZEPESHÁZY K. 1976) továbbá réteges migmatitok, jól homogenizált ultrametamorf eredetű biotitok gránitok (JANTSKY B. 1978), tehát lényegében ugyanazok a kőzetek genetikai nevezéktan szerint.

A délmagyarországi kristályos palákat Madaras, Kunbaja, Kelebia, Ásotthalom, Üllés, Forráskút, Sándorfalva, Dorozsma, Szeged, Algyő, Kiszombor, majd Pusztaföldvár-Battonya és Sarkadkeresztúr vidéki nagyszámu furás tárta fel. Szerkezeti helyzetét nem ismerjük pontosan, gyürt pikkelyes felépítésre vannak adatok, nagy haránttörések szabdalják részekre, melyek mentén miocén-pliocén árkos besüllyedések keletkeztek. A legnagyobb vertikális mozgás a makói és békési 6—7 km mélységű árok területén van. A kristályos vonulat K-i részét T. KOVÁCS G. (1978), SZEPESHÁZY K. (1980), és mások kapcsolatba hozzák az Erdélyi Középhegység Kodru takarórendszerében levő magmás-metamorf képződményekkel.

Térképünkön medenceüledékekkel takart prebajkái, bajkái szerkezetként szerepel.

UJALPI ÉS POSZTALPI SZERKEZETEK

Az idősebb szerkezetegységeknek ujalpi-posztalpi mozgásokkal való besüllyedése folytán, prealpi, ó- és középalpi alzata harmadidőszaki medencék jöttek létre. A medencesüllyedés valószínű okait és módját SZÁDECZKY KARDOSS E. 1970 és STEGENA L. és munkatársai (1971) foglalták össze, jelenleg csak a szerkezetük morfológiájára vázolására törekszünk.

A kialakult medencék földrajzi helye és nagyságuk különböző, megkülönböztetjük az alábbiakat:

Szolnok-mármarosi flisárok, felsőkréta-paleogén üledékes öv, mely a Szolnok-ebesi szerkezeti választóvonalat kíséri és a két nagyszerkezet érintkezésénél kialakult mozgékony területen keletkezett. Létrejötte a kimmériai mozgásokkal indult, a jura-alsókréta nyomok szerint, de teljes kifejlődése az ausztriai mozgásokkal van kapcsolatban (KÖRÖSSY L. 1959). A Zazari furás (Nagybánya) a kristályos alaphegység felé alb-cenoman sötétszürke márgát, turon-senon puhói márgát, ezen eocén flis talált. A kréta-eocén közt a larami mozgások helyenkint kiemelték a flisövet, a kréta lepusztult anyaga az eocén flisben megtalálható (SZEPESHÁZY K. 1967). Őslényekkel igazolható a felsőkréta, paleocén, alsó- és középsőeocén jelenléte, flis kifejlődésben. A felsőeocén és középső oligocén epikontinentális (DUDICH E. 1980) míg az országhatártól K-re főleg oligocén flis fejlődött ki (IONESCU, G., ISTOCESCU, D. 1970). A felsőoligocénnel megszűnt az üledékképződés, a szávai mozgások kiemelték az üledékes medencét.

A Paleogén-medence a Középhegységi egységet kíséri. Itt a larami mozgás okozta kiemelkedés és lepusztulás után az alsőeocénben kezdődött a transzgresszív jellegű üledékképződés, a medencesüllyedés maximumát a felsőeocénben érte el, mely oszcillációkkal folytatódott az oligocénben. Az eocén 100-400 m, (Zalaszentgrótnál 1490 m), az oligocén 1000-1500 m vastag, tengeri márga, mészkő, agyagmárga, a Bakony ÉNY-i részén az oligocén terresztrikus-lagunás delta üledék. A középső-felsőeocénben többször ismétlődő vulkáni működés folyt, mely az illir mozgásokhoz fűződik, Kis intenzitású, felsőköpeny eredetű magmás testek, tufaszórások ismertek, Velencei hegységi és Zalai-medencebeli kitörési központokkal. Az eocén-oligocén közt Budapest környékén folyamatos pelites üledékképződést találunk, de pl. a Bakonyban lepusztulási szakasz iktatódott közbe a pireneusi mozgások hatására. Az alsó-középső oligocén határán a medenceszélek megemelkedtek, (infraoligocén denudáció, TELEGGDI

ROTH K. 1927) a medencékben kiédesedés, félsós illetve sekélyebbvízi lithothamniumos agyagos-meszes üledék keletkezett, majd a kiscelli agyag vastag tengeri üledéke. Az egerienben ismét kiemelkedés következett (szávai fázis). A paleogén képződmények általában nyugodt településűek, rétegdülések 5° -ig, szerkezeti vonalaknál $20-30^{\circ}$ -ig terjednek, a buzsáki furásokban meredek. A miocénben a paleogén medence területét sűrű töréshálózat járta át a Bükk hegység környékén és a Darnó-vonal mentén a Bükk hegység mezozóos tömege rátolódott az oligocén medenceüledékekre.

A miocén medencék. A szávai fázissal a környező hegységek kiemelkedésével megszűnt a Földközi tengerrel való közvetlen kapcsolat, majd kialakultak a Paratethys medencék. A regresszív egerien üledékek után az ország nagyobb része szárazulat maradt, csak ÉK-en indult meg az alsómiocén medence süllyedése és az eggenburgien üledékképződés. Vertikális mozgásokkal kialakult az etesí, Ózd-egercsehi árok, a Sajó-árok, a Cserhát-budafoki csatorna (HÁMOR G. 1980), változatos üledékképződéssel. Új kiemelkedés az első riolittufaszórás után megkezdődött a második miocén medenceképződés az ottangien emeletben, amikor az ország ÉK-i részéről áterjedt a beltenger a Bakony, Mecsek, Sopron vidékére is. Az óstájer fázis hatására a középső riolittufa szórás után további medencerészek süllyedtek le, a bádai tenger elterjedt a magyar medencerendszer belsejébe is, ahol töréses árkos besüllyedésekben 600—1000 m vastag, környezetükben vékonyabb üledék keletkezett, de maradtak nagyobb szárazulatok is. Mélyebb bádai süllyedések a Dunántulon a Győri medence, Csapodi-árok, Dabrony-vinári süllyedék, Zalamedence, Oltárci árok, Dráva-árok az Alföldön pedig a Kiskunhalasi-árok, Makói-árok, Kónyár-derecskei árok, Békési süllyedék, Jászsági süllyedék.

A tektonikus árok keletkezésével a miocénben megindult vulkáni tevékenység nagy méreteket öltött, elsősorban a Közép-

magyarországi szerkezeti vonalat kísérvé (Letenye, Merse, Mezőcsokonya, Nagyszokoly, Kulcs, továbbá Örkény, Farnos, Sövényháza) az Eperjes-Tokaji hegység és a Nyírségig. A Mátrában 15 vulkáni ciklust, tufaszórást és lávaömlést lehet felismerni, rétegvulkánok, törésvonalakon és felnyílásokon ülő scrvulkánok vannak, miocén, oligocén, triász, kristályospala és gránitból felépülő töréses-rögös alzaton (VARGA GY. 1974). Az Eperjes-Tokaji hegység vulkanitjai főleg felsőtorton és alsószarmata koruak. Tektonikus árkos süllyedékben először tengeri és szubvulkáni működés folyt, a szarmatában nagytömegű (felső)riolittufa, piroxénandezitek, végül kevés olivinbazalt (Sárospatak) került felszínre, a Hernád törésrendszert és a hegység lábánál levő termális vonalat kísérvé, mely a Középmagyarországi vonal medenceszéli elágazó-elhaló folytatása.

Pannon medence. A szarmata végén az ország nagyrésze kiemelkedett rövid időre az attikai fázisban és az alsópannon alapkonglomerátummal transzgredált de egyes mélyebb medencékben valószínű a folyamatos üledékképződés is. A pannonban areális süllyedés váltotta fel a töréses árkokat, kivéve a Makói árkot stb. ahol ez még felismerhető. A nyírségi miocén vulkáni vidék az alsópannonban még alig süllyedt. A ródáni szakasz újabb területek süllyedését okozta, szinszedimentációs törések, lapos felboltozódások a Zalai-medence DNY-i szélén lapos gyűrődések keletkeztek, a Mecsek hegység paleo-mezozoi képződményei pikkelyes feltolódással a pannon fölé kerültek, és újabb haránttörések jöttek létre.

A negyedkorban az ország DK-i részén nagyobb medencesüllyedésekkel kialakult a mai földtani szerkezet.

A neoalpi, posztalpi szerkezetekben ellentét mutatkozik a kárpáti hegyláncok takaróképződésig terjedő térszűküléses és a Kárpátmedence szétdarabolódásos-árkos, tágulásos fel-

építése között, ami ma legjobban SZÁDECZKY KARDOSS E. könyvboltozatával magyarázható.

A nagyobb mélységek jelenleg ismert szerkezete, a Moho-fel-szin és a kisebb mélységek szerkezete közt összefüggés látszik a Középhegységi egység esetében, ahol a paleo-mezozoikum nagyobb területű felszínrelépése és a Moho-fel-szinek mintegy 5 km-el mélyebb helyzete (MITUCH E. 1968, POSGAY K. 1975, ÁDÁM A. 1977, 1981) a kisebb sűrűségű kőzetek megvastagodására utal, ami a Balaton- és/vagy Középmagyarországi vonal mentén esetleg D-ről való szubdukcióval magyarázható. A Moho-felületen is jelentkezik az ÉK-DNY-i irányítottság. De feltűnő, hogy a Pannon medencében a Bakonynál nagyobb, több km magas eltemetett hegységvonulatok és árkok nem jelentkezik, vagy az adataink szórványosak.

Az Erdélyi Középhegységnek az Alföld alzatában való folytatására a nagy mélységben nincs adatunk. A Magyar Medence vékony kérge (kb. 25 km) a Bihar hegység alatt vastagabb, és K-re tovább vastagszik, a Keleti Kárpátoknál 30—54 km.

ÖSSZEFOGLALÁS

Magyarország szerkezeti képe a mostani ismeretünk szerint valósabb, mint a régebbi: nem idegen tömeg a környezetében. NY-on alpi jellemvonások ismerhetők fel a Rábavonalig, Balaton-Darnó vonalig, délalpi jellemvonások a Középmagyarországi vonalig. A Balaton-vonalban folytatódik az É-i és D-i Alpokat elválasztó Periadriai lineamens, több jellemző tulajdonságával. A Középmagyarországi vonaltól DK-re az Erdéllyel való rokonság lép előtérbe, bár ennek is vannak "alpi" tulajdonságai. Mégis egyre szembevetőbb az ismeretek fejlődésével, hogy a Középmagyarországi vonal a legfontosabb szerkezeti választóvonal, mely az ország területét két nagy

részre osztja: az ÉNY-i alpi rokonságu és a DK-i erdélyi és déli rokonságu alföldi részre.

Az ÉNY-i rész négy elkülönülő egységét a Nyugatmagyarországi, Kisalföldi, Középhegységi- és Igal-Bükki egységet, általában regionálisan jól követhető nagyszerkezeti választóövek: Rábavonal, Balaton-vonal, Középmagyarországi-vonal választják el. A nagyszerkezeti egységek közt itt szélesebb kristályos vonulatok nincsenek. A DK-i terület öt egységre tagolható: a Kaposfői, Mecsek-Északalföldi, Mórágypalföldi, Villány-Délalföldi-Délmagyarországi egységre, de ez a taglalás mesterkétebb. Ezt az öt egységet is nagyszerkezeti választóvonalak különítik el, amelyek egyes szakaszaikon itt is világos választóövek, pl. a Szolnok-Ebesvonal, ahol különböző fejlődéstörténetű nagyszerkezeti egységek érintkeznek. De más részeiken nem követhetők jól, vagy azért mert hasonló fejlődéstörténetű területek közé jutnak, vagy pedig azért, mert feltárásuk gyenge. Az Észak-mecsek-Páhi vonalat ÉK-felé Kecskemétig lehet követni, egy főleg kristályos és egy főleg mezozoós övet választ el, de néhol bizonytalanul. A Tiszántulon nem is jelöltük tovább, mint említettük talán a flis É-i elhatárolását adja, de nincs furásokkal feltárva.

Erőteljesen jelentkezik a Mecsek-alja-Szolnok vonal, de az általa délfelé elválasztott Mórágypalföldi Kristályos vonulat nem különbözik lényegesen a Kaposfői Kristályos vonulattól és a Délmagyarországitól sem. A Mecseki és Villányi egységek K-felé lényegében szintén hasonlókká válnak (hiányos mezozoós üledékeikkel) ha térbelileg el is választhatók. ÉK-en új elemként jelentkezik a kiterjedt flis képződmény, ami a Tiszántul K-i kapcsolatait erősíti. A DK-i terület öt szerkezeti egységében különbség jelentkezik a Tompa-Kecskemét vonal, illetve a tiszai süllyedék két oldalán, amennyiben a tiszántuli rész medencealzata az Erdélyi Középhegységhez válik hasonlóvá. A jellegváltozások nem élesek, határozott elkülönítés nem lehetséges.

A DK-i terület három kristályos öve felfogható úgy is, mint egyazon nagyszerkezeti egységen belüli három antiklinórium, vagy kristályos hátság, küszöb és a köztük levő két üledékes öv úgy, mint szinklinóriumok. A Középmagyarországi szerkezeti választóvonal jelentősége ezzel is fokozódik.

Bár a neogén üledék alatt még sok részlet bizonytalan, világosan láthatók a Középmagyarországi szerkezeti választóvonnallal elkülönülő különböző fejlődéstörténetű területek és jól elkülönülnek a délalpi-keletalpi rokonságu övek is. Térképünknek nem feladata a tektogenetikai kérdések tisztázása, először csak a történések, folyamatok végeredményét, a mai tektonikai állapotot kellene megismernünk. Ez is olyan cél, ami teljességében nehezen érhető el, csak megközelíthető. A szerkezeti fejlődés terén annyi felismerhető világosan, hogy az óalpi crogén fejlődési szakasz végéig egymástól távol, különböző viszonyok között fejlődő egységek, litoszféralemez töredékek a középalpi mozgásokkal szorosan egybeforrtak és az ujalpi-posztalpi mozgások már az egységessé vált területet érték. A fiatal haránttörések már egysegesen keresztezik a különböző fejlődéstörténetű, de a középalpi fejlődés folyamán egybeforrott szerkezetegységeket.

Vizsgálódásainkra találó, amit FAUST mondott "Mit nem tudunk, épp arra volna szükség" de a folytatása esetünkben nem igaz "S amit tudunk az mind haszontalan" (GOETHE). Amit tudunk, az biztos alapja a további fejlődésnek.

IRODALOM - REFERENCES

ÁDÁM A. 1981.

Statisztische Zusammenhänge zwischen elektrischer Leitfähigkeitsverteilung und Bruchtektonik in Transdanubien - Acta Geod. et Mont. 16. 1. 97.

ÁRKAI P. 1977.

Low-grade Metamorphism of Paleozoos sedimentary Formations of the Szendrő Mountains. - Acta Geol. 21. 1.-3. 53-80.

BALÁZS E. 1971.

A Kisalföld medencealzatának ópaleozóos kőzetei. MÁFI Éj. 1969. 659-673.

BALÁZS E. 1975.

A Kisalföld medence paleozóos kőzetei. F. Kut. 18. 4. 17-26.

BALLA Z. 1980.

A neogén vulkanitok jelentősége és problematikája a Kárpáti régió geodinamikai rekonstrukciójához. - Geof.-Közl. 26. 5-41.

BALOGH K. 1961.

Az Észak-Magyarországi mezozoikum. - MÁFI Évk. 49. 2. 279.

BALOGH K. 1964.

A Bükkhegység földtani képződményei. MÁFI. Évk. 48. 2. 245-719.

BALOGH K. - KÖRÖSSY L. 1968.

Tektonische Karte Ungarns im Masstabe 1:1000 000 Acta Geol. 12. 255-262.

BENDEFY L. 1964.

Az 1963 évi skopjei földrengés magyarországi vonatkozásai. Földr. Ért. 13. 1. 31-56.

BENDEFY L. 1965.

A Magyar Medence mélyszerkezetének balkáni-dinarid és kelet-alpi vonatkozásai. - Földr. Ért. 14. 4.

BIELA, A. 1978.

Hlboké vrty v zakrytych oblastiach vnutornych zapadnych Karpát. - Geol. Ustav D.S. Bratislava, No. 10. p. 1-244, No. 11. p. 1-224.

BIELY, A. - KULMANOVA, A. 1979.

Ein Vorkommen von Devon-Sedimenten im Donau-Becken. - Geol. Prace. 73. 29-38.

BODOKY T, - JÁNVÁRI J. - NEMESI L. - POLCZ I. - SZEIDLÓWITZ GY-né 1977.

Komplex geofizikai kutatások eredményei a Nyírségben. - Ált. Föld. Szeml. 10. 5-44.

BOHN P. 1979.

A Keszthelyi hegység regionális földtana. Geol. Hung. 19. 1-197.

BOMBITA G. 1972.

Studii Geologice in Muntii Lapusului. - An. Inst. Geol. 39. extras, p. 7-108.

BONA J. 1972.

A mecseki alsóliász és felsőliász rétegek palynológiai vizsgálata. - Kandidátusi dolgozat.

BONČEV, E. 1958.

Über die tektonische Ausbildung der Kraistiden. - Geologie, 7. 3-6. 409-419.

CSÁSZÁR G. - HÁMOR G. - HAAS J. - HALMAI J. - KORPÁS L. 1980.

A tektonikai fázisok szerepe Magyarország földtani történetében. - Előadás.

- CSIKY G. 1963.
A Duna-Tisza Köze mélyszerkezeti és ösföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. - Földr. Közl. 11. p. 19-35.
- CZAKÓ T. 1980.
A törésvonalak és szénhidrogéntároló szerkezetek feltárása a távérzékelés módszerrel. - MTA, X. oszt. Közl. 13. 1. p. 54-70.
- DANK V. - BODZAY I. 1971.
A magyarországi potenciális szénhidrogén készletek fejlődéstörténeti háttere. - MTA, X. Oszt. Közl. 4. 2-4. p. 261-268.
- FÜLÖP J. 1979.
Ausztria és Magyarország geológiai kapcsolatai. F. Kut. 22. 1-2. p. 1-4.
- GÉCZY B. 1973.
Plate tectonics and Paleogeography of the East-Mediterranean Mesozoic. - Acta Geol. 17. köt.
- GÉCZY B. 1975.
A jura időszak klimája lemeztektonikai megvilágításban. - MTA, X. Oszt. Közl. 8. köt. 1-2. szám.
- GRECULA, P. - VARGA I. 1980.
Nagyszerkezeti választóövek a Nyugati Kárpátok belső oldalán. Földt. Kut. 23. 3. p. 17-22.
- HADŽI, E. - ALEKSIĆ, V. - PANTIĆ, N. - KALENIĆ, M. 1974.
The Alpides of Southeastern Europe in the Light of Plate Tectonics. - In: Metallogeny and Concepts of the Geotectonic. Belgrade University. p. 275-310.
- HÁMOR G. 1966.
Ujabb adatok a Mecsek hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. - MÁFI. Éj. 1964-ről. p. 193-208.

HORUSITZKY F. 1961.

Magyarország triász képződményei a nagyszerkezetük tükrében. MÁFI. Évk. 49. 2. p. 267-278.

HORVÁTH F. - STEGENA L. - GÉCZY B. 1975.

A Pannon medence késő-kainozóos fejlődése. - FK. 105. 2. 101-123.

ISTOCESCU, D. - IONESCU, GH. 1970.

Geology of the Northern Part of the Pannonian Depression (Oradea-Satmar Area). - Inst. Geol. Dari seama ale sedimentelor. Vol.LV. (1967-68) 5, Tectonica si Geol. p. 73-78.

JÁMBOR Á. - MOLDVAY L. - RÓNAI A. 1966.

Magyarázó Magyarország 200 000-es földtani térkép-sorozatához, L-34-II. Budapest, p. 1-358.

JÁMBOR Á. 1969.

Karbon képződmények a Mecsek és Villányi hegységek közötti területről. MÁFI Évi jel. 1967. p. 215-221.

JANTSKY B. 1979.

A mecseki gránitosodott kristályos alaphegység földtana. MÁFI Évk. 60. köt.

JASKÓ S. 1947.

Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban. Földt. Közl. 77. p. 26-36.

JUHÁSZ Á. 1965.

Adatok a Duna-Tisza köze metamorf és magmás medencealzatának ismeretéhez a soltvadkerti és mecseki furások alapján. - Földt. Közl. 95. p. 375-381.

JUHÁSZ Á. 1968.

A magyarországi flis. - Földt. Közl. 98. 3. p. 374-380.

KASSAI M. 1973.

A délkelet-dunántuli paleozóos rétegsorok facies meghatározásának problémái. - Földt. Közl. 103. 3-4. p. 389-402.

KASSAI M. 1980.

A délkelet-dunántuli felsőkarbon képződmények elterjedésének meghatározása szeizmikus és tellurikus adatok alapján. MÁFI Évi jel. 1978. p. 301-307.

KISHÁZI P. 1975.

Hozzájárulások a Soproni hegység metamorf kőzeteinek ismeretéhez. - Földt. Kut. 18. 4. p. 27-31.

KÖRÖSSY L. 1956.

A Tiszántul északi részén végzett kőolajkutató földtani eredményei. - Földt. Közl. 86. p. 390-402.

KÖRÖSSY L. 1959.

A Nagy Magyar Alföld flisjellegű képződményei. - Földt. Közl. 89. 2. p. 115-124.

KÖRÖSSY L. 1963.

Magyarország medence területeinek összehasonlító földtani szerkezete. - Földt. Közl. 93. 2. p. 153-172.

KÖRÖSSY L. 1964.

Tectonics of the Basin Areas of Hungary. - Acta Geol. Ac. Sc. Hung. 8. p. 377-394.

LAUBSCHER H.P. 1971.

Das Alpen-Dinariden Probleme und die Balinspastik der südlichen Tethys. - Geol. Rundschau 60. 3. p. 831-833.

LÓCZY L. 1918.

Magyarország földtani szerkezete. Budapest.

MAJOROS GY. 1969.

A balatonfői ujpaleozoikum kutatása. - MÁFI Évi
jel. 1969.

MAJOROS GY. 1980.

A perm-i üledékképződés problémái a Dunántuli Kö-
zéphegységben: egy Ösföldrajzi modell és néhány
következtetés. - Földt. Közl. 110. p. 323-341.

MAJZON L. 1965.

Kőolajfurások újabb rétegtani eredményei. - Földt.
Közl. 86. p. 44-58.

MESKO A. 1980.

Gravitáció és nyersanyagkutatás. - Magy. Tud.
25. p. 743-752.

MESZÉNA B. 1978.

A Kiskunhalas NY-3 szénhidrogénkutató furással fel-
tárt alsópannónia bazalt és próterozoi migmatit
képződményeiről. - Földt. Közl. 108. p. 53-64.

MITUCH E. 1968.

A III. nemzetközi földkéregkutató vonalak magyar-
országi szakaszain végzett szeizmikus mérések
eredményei. - Geof. Közl. 17. p. 7-11.

NAGY E. 1971.

A lábai fázis jelentősége a Dunántul szerkezetfej-
lődése szempontjából. - MÁFI Évi jel. 1969.
p. 583-580.

NÉMEDI VARGA Z. 1969.

A Mecsek hegységi feketeköszén területföldtani és
hegységszerkezeti vizsgálata. - Kand. ért. p. 1-
335.

NENESI L. - HOBOT J. - VARGA G. - DRASKOVITS P. - GÖRGEI J.
1981.

A Tiszavidék és a Tiszántul mélyszerkezetének geo-
lektromos kutatása. - Geof. Közl. 27. p. 3-98.

- ORAVECZ J. 1964.
Szilurképződmények Magyarországon. - Földt. Közl.
94. p. 3-9.
- ORAVECZ J. 1978.
Északmagyarország fototektonikai vázlata. Ált.
Földt. Szemle, 11. p. 35-64.
- PANTÓ G. - KOVÁCH A. et al. 1967.
Rb/Sr check of Assynthian and Caledonian igneous
activity and metamorphism in north-eastern Hungary.
- Acta Geol. 11. p. 278-287.
- PAPP K. 1940.
A kincstári csonkamagyarországi szénhidrogénkutató
mélyfurások. - Bány. Koh. Lapok 73. köt. 5. sz.
p. 72-75.
- PÁVAI VAJNA F. 1930.
Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. -
Földt. Közl. 60. p. 149-181.
- POSGAY K. 1975.
Földkéreg és köpeny kutatás az Eötvös L. Geofizikai
Intézetben. - Geonómia és Bány. 8. p. 1-2.
- RADULESCU, D. - CORNEA, I. - SANDULESCU, M. - CONSTANTIN-
NESCU, P. - POMPILLAN, A. 1976.
The Structure of the Earth's Crust in Romania. -
Anaural Inst. Geol. Geof. Vol. L. p. 5-36.
- RAKUSZ GY. - STRAUSZ L. 1953.
A Villányi hegység földtana. MÁFI Éj. 41. k.
p. 44.
- RAVASZ CS. 1973.
Mineralogical-Petrographical Studies on Middle
Triassic tuffs of the Transdanubian Central Moun-
tains, Hungary. - Acta Univ. Szeged, 21. p. 123-
139.

RÓNAI A. 1977.

Negyedidőszaki kéregmozgások a Magyar medencében.
- Földt. Közl. 107. p. 421-436.

SCHFARZIK F. - VENDL F. 1929.

Geológiai kirándulások Budapest környékén. Bp.

SCHEFFER V. 1959.

A magyar "közbenső tömeg" kérdéséhez. - Geof. Közl.
9. p. 56-68.

SCHEFFER V. 1963.

Adatok a Vardaridák és a Bánáti árok felszínalatti
vonulatainak követéséhez a Kárpát Medencékben. -
Földt. Közl. 93. p. 286-303.

SCHMIDT E.R. 1954.

A Baranyai hegységcsoport nagyszerkezete és a liász
további feltárási lehetőségei geomechanikai megvi-
lágosításban. - Bány. Koh. Lapok, 87. p. 426-427.

SCHÖNLAUB, H.P. 1973.

Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge
und ihr Stratigraphischer Wert, Jb. GRA. Wien, 116.
p. 35-49.

SCHRETER Z. 1959.

A Bükk hegység tengeri eredetű permi képződményei.
- Földt. Közl. 89. p. 364-373.

STEGENA L. 1971.

Lemeztektonika, Tethys és a Magyar Medence. - Ált.
Földt. Szemle, 1. sz. p. 41-58.

SZABADVÁRY L. 1975.

Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegy-
ségben. - MÁELGI 1974 évi jel. p. 11-22.

SZÁDECZKY KARDOSS E. 1970.

Subsidence and Structural Evolution Mechanism in the Pannonian Basin. - Acta Geol. 14. p. 83-93.

SZÁDECKY KARDOSS E. 1971.

A Kárpát-Dinári terület az új globális tektonika szemszögéből. - MTA. X. Oszt. Közl. 4. 1. p. 64-67.

SZÁDECZKY KARDOSS E. 1973.

A Kárpát-Pannon terület szubdukciós övezetei. - Földt. Közl. 103. 3-4. p. 224-244.

SZÁDECZKY KARDOSS E. 1978.

Tiszia és lemeztektonika. Földr. Közl. 102. 4. p. 305-315.

SZALAI T. 1958.

A Kárpátok geotektonikai szintézise. - Geof. Közl. 7. p. 111-145.

SZALAI T. 1964.

A Tiszia epirogén mozgásai. - Geof. Közl. 12. p. 101-123.

SZENTES F. 1961.

Magyarország hegységszerkezeti térképe. - MÁFI, Éj. 1957. p. 7-29.

SZEPESHÁZY K. 1968.

A kristályos alzat fontosabb kőzettípusai a Duna-Tisza köze középső és déli részén. - MÁFI Éj. 1966. p. 257-289.

SZEPESHÁZY K. 1973.

A Tiszántul északnyugati részének felsőkréta és paleogén képződményei. - Akad. kiadó. p. 1-96.

SZEPESHÁZY K. 1975.

Az Északkeleti Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázolata. Ált. Földt. Szeml. 8.

SZEPESHÁZY K. 1976.

A Duna-Tisza köze déli részének metamorf kőzetei.
- MÁFI Éj. 1973. p. 147-166.

SZEPESHÁZY K. 1980.

A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység nagyszerkezeti kapcsolatai. - MÁFI Évijel. 1978. p. 173-186.

TELEGDI ROTH K. 1929.

Magyarország geológiája. Pécs, Danubia kiadó.

TAEGER H. 1909.

A Vértess hegység földtani viszonyai. - MÁFI Évk. 17. k.

T. KOVÁCS G. 1978.

Paleozoic and Precambrian Formations of Algyó, Ferencszállás and Kiskundorozsma Areas. - Acta Univ. Szeged, 23. 2. p. 267-278.

VADÁSZ E. 1954.

Magyarország földtani nagyszerkezeti váza. MTA. Műsz. Oszt. Közl. 14. 1-3. p. 217-255.

VÉGH S-né - MENSÁROS P. - MAJKUTH T. 1981.

A Gerecse hegységi és előtéri triász kutatások újabb eredményei. Előadás, MFT. 1981. IX. 23.

VENDL M. 1929.

Sopron környékének geológiája. - Bány. Koh. Oszt. Közlem. p. 225-272.

WEIN GY. 1929.

Délkelet Dunántul hegyszerkezete. - Földt. Közl. 97. 4. p. 371-395.

WEIN GY. 1969.

Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. - Acta Geol. 13. p. 399-436.

WEIN GY. 1969.

Ujabb adatok a Villányi hegység szerkezetföldtani felépítéséhez. - Földt. Közl. 99. 1. p. 47-59.

WEIN GY. 1971.

A Dunántul neogén rétegekkel fedett északnyugati részének szerkezetföldtani vázlata. - MÁFI Éj. 1969. p. 563-582.

WEIN GY. 1977.

A Budai-hegység tektonikája. - MÁFI alk. kiadv.

WEIN GY. 1978.

A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. - Ált. Földt. Szeml. 11. p. 5-23.

ZELENKA T. 1979.

A Darnó-vonal jelentősége északmagyarország szerkezeti fejlődésében. - Ált. Földt. Szemle, 13. sz. p. 7-31.

OVERLOOK OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF HUNGARY

by

L. Kőrössy

ABSTRACT

About 80% of Hungary's territory is covered by a thick sequence of young sediments. Accordingly, the deep structure can be studied mostly by means of deep drilling and geophysical measurements. Thanks to about 6.000 deep drill holes, 100.000 shallow boreholes and to the geophysical measurements having been carried out since the beginning of this century, the Hungarian Basin is one of the best-known basins of the world.

Earlier, the presence of a crystalline mass, called Tisia, was assumed in the basement. According to our present-day knowledge, however, there is no exotic mass in the area. In the West, alpine features can be traced to the Rába and even to the Balaton-Darnó line., South Alpine features to the Central Hungarian Line. The Balaton line is the prolongation of the Periadriatic lineament dividing the Northern and the Southern Alps. South-east of the Central Hungarian Line, Transylvanian and southern affinities prevail. In this way, this structural lineament divides the country into a western, alpine and a south-eastern part.

In the Northwestern part, four structural units can be distinguished: the West-Hungarian, the Kisalföld (Little Plain), the Central Range, and the Igal-Bükk unit. These are separated from each other by regionally traceable structural

zones, the Rába line and the Balaton line. The Southeastern part can be subdivided into five units, such as the Kaposfő, Mecsek-Északalföld, Mórágý-Középalföld, Villány-Délalföld and South Hungarian units. This subdivision seems to be more artificial. In some portions also these units are separated by megatonic dislocation zones. However, these are difficult to follow in some areas, being poorly explored, or separating areas of similar geohistorical evolution.

The Mecsekajja-Szolnok line is well marked. However, the Mórágý Crystalline Range separated by it does not differ considerably neither from the Kaposfő Crystalline, nor from the South Hungarian Crystalline. The Mecsek and Villány units are essentially similar, with their incomplete Mesozoic sequence, but they can be separated in space. In the NE, a new element is represented by the Flysch, emphasizing NE-Transylvanian affinities. There are differences in both sides of the Tompa-Keckemét line and of the Tisa Depression, respectively: the basement beyond the Tisa resembles the Apuseni Mts. However, the differences have not been explored sufficiently so far.

The three crystalline units of the Southeastern part can be regarded an anticlinoria and the two sedimentary units an synclinoria of one single megatonic unit.

Many details remain uncertain due to the mighty Neogene cover. Nevertheless it is obvious that dislocation lines separate structural units of different origin. In the present paper, no attempt has been made to discuss the structural development, only to state the present-day state. Nevertheless it can be established that units or plate fragments that had been developing far away from each other up to the end of the paleoalpine stage, became

united by mesoalpine movements and the nealpine. postalpine movements affected already the unified region. The young transversal faults intersect all the structural units of different origin.

Manuscript received: 5. July, 1982

Address of the author:

Dr. Kőrössy László

Budapest, Vas Gereben u. 1.

H-1124.

ÁBRAALÍRÁS - CAPTIONS

1. ábra Magyarország tektonikai vázlata

Szerkezetegységek:

1. Nyugatmagyarországi egység
2. Kisalföldi egység
3. Középhegységi egység
4. Igal-Bükk egység
5. Kaposfői kristályos vonulat
6. Mecsek-Kiskőrös-Északalföldi egység
7. Mórágypalföldi kristályos vonulat
8. Villány-Délalföldi egység
9. Délmagyarországi kristályos vonulat.
 1. - Nagyszerkezeti választóvonalak
 2. - Törésvonalak, haránttörések
 3. - Vulkáni központok.

Fig. 1. Structural Sketch of Hungary

Structural units:

1. Western Hungarian Unit
2. Kisalföld (Little Plain) Unit
3. Central Range Unit
4. Igal-Bükk Unit
5. Kaposfő Crystalline Range
6. Mecsek-Kiskőrös-Északalföld Unit
7. Mórágypalföld Crystalline Range
8. Villány-Délalföld Unit
9. South Hungarian Crystalline Range
 1. - Megtatectonic linemants
 2. - Faults, transversal faults
 3. - Volcanic centres.

