

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat
Általános Földtani Szakosztályának
időszakos kiadványa

Szerkeszti:
A Szakosztály Vezetőségének közreműködésével
Dudich Endre

Kézirat
Magyarhoni Földtani Társulat
Budapest, 1975.

Kiadja: MTESZ Magyarhoni Földtani
Társulat

Felelős kiadó: Dr. Hámor Géza

Engedélyszám: 75/55122

Alak: A/4

75/7007-MTESZ Házinyomda, Bp.

Készült: 450 példányban.

TARTALOMJEGYZÉK

	Oldal
DR. JASKÓ SÁNDOR	
Az üledékvastagság-változások szabályszerűségei pliocén üledékeinkben	3
S. JASKÓ	
Regularities of Changes in the Thickness of Pliocene Sediments in Hungary	23
SZEPESHÁZY KÁLMÁN	
Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata	25
K. SZEPESHÁZY	
Geological Setting of the NE-Carpathians and Their Position in the Carpathian System	45
SZEPESHÁZY KÁLMÁN	
Kárpátalja mélytörései, neogén magmatizmusa és ércesedése	61
K. SZEPESHÁZY	
Deep faults, Neogene Magmatism and Ore Mineralization in Sub-Carpathia	78

AZ ÜLEDÉKVASTAGSÁG-VÁLTOZÁSOK SZABÁLYSZERŰSÉGEI PLIOCÉN ÜLEDÉKEINKBEN

Dr. Jaskó Sándor

Bevezetés

A Kárpátok, Alpok és Dinaridák hegyláncai közötti neogén medencék besüllyedési és feltöltődési folyamatának több részletkérdésére nem sikerült mostanáig kielégítő feleletet kapni. A vastagság-elemzések révén kívánok újabb adatokat nyújtani medencerendszerünk fejlődéstörténetéhez.

A Bécsi-medencében elsőnek Janoschek R. állapította meg, hogy a neogén üledékek vastagsága területenként eltérő [Janoschek 1942, 145. old.]. Ezt azóta számos mélyfurás igazolta. Több szacikkben látható a híressé vált Steinberg-törés földtani szelvénye. A keleti, mélyresüllyedt oldalon mintegy háromszor vastagabbak a miocén és pliocén rétegek, mint a magasabb helyzetű nyugati oldalon [Janoschek 1942, 148. Friedl 1937, 136. és Friedl-Kölbl 1964, 2. táblamelléklet, stb.].

Magyarország medenceterületeinek összehasonlító vizsgálatokor Kőrössy L. is leszögezte, hogy "a neogén üledékek egyes rétegeinek vastagsága az alaphegység kiemelkedése felett fokozatosan csökken. A mélyebb rétegek felboltozódása meredekebb, a fiataloké fokozatosan laposabb, diszkordancia nincs a rétegsorban, csak a vastagságuk csökken a felboltozódás helyén." (Kőrössy L. 1963, 168. o.). Két évvel később Völgyi L. a Nagyalföld középső részének Nagykőrös-Hajdusoboszló közötti szakaszát írta le. Az alsópannoniai rétegek térbeli helyzetének és üledékvastagságának összefüggéseit grafikonon és táblázatos számadatokon mutatta be. Megállapította, hogy "az alsópannoniai üledékképződés arányos a medencesüllyedéssel." (Völgyi 1965, 160-161. o.). Jaskó S. a Pannoniai-medence neogén üledékeinek szinorogén szedimentációját vizsgálva, számításokkal igazolta, hogy egyes törések mentén "a tektonikus mozgások folyamatosan mentek végbe, lépést tartva az üledékképződés sebességével." (Jaskó S. 1972, 122. o.). A Mecseki pannon fekvésének tengerszintre viszonyított helyzete és az üledékvastagság között is kimutatható volt az összefüggés. (Kleb B. 1973, 843 o.)

A felsorolt közlemények helyi megfigyeléseket ismertetnek a vastagságváltozások általános törvényszerűségeinek az egész medencerendszerre kiterjedő összehasonlító elemzés nélkül. Ennek egyik oka az, hogy neogén medencéink hegységszerkezete mostanáig sok helyen csak nagy vonásokban ismeretes. Részletesen csak a főbb kőolaj- és lignitelőfordulások furásokkal sűrűn megkutatott környezetét ismerjük. Ez hátráltatta a szinorogén szedimentációra vonatkozó, törésvonalak mentén végzendő mérések és számítások kiterjesztését.

Könnyebb általánosságban vizsgálni a rétegösszletek mélysége és vastagsága közötti összefüggéseket, függetlenül a talpmélység szintkülönbségeit okozó szerkezeti formáktól.

Belouszov V. V. szerint a vastagságváltozások tanulmányozásának módszere megfelelő a süllyedő és emelkedő kéregmozgások történetének analizálásához. A sekély tengerfenékre rakódott üledéksor vastagsága nagyjából megfelel a süllyedés mértékének. (Belouszov V. V. 1937, p.122., és 1962, p. 269-270.). A vízmozgás állandóan kiegyenliti a vízmedence fenekének egyenletlenségeit, olyan szintre, amely nagyjából megegyezik a hullámhatás alsó határával. Ezt a folyamatot már Barell is leírta (Barell J., 1917, 778. o.).

Az utóbbi évtizedekben különböző lumineszcens és radiokativ jelző anyagokkal vizsgálják a tengervízben lebegve szállított, a fenéken sodródó, valamint a lejtős részekben helyenként meg-megcsuszamló törmelékanyag mozgásirányát és sebességét,

Belouszov ismerte fel, a récens vizalatti üledékmovgások összegeződésének a földtörténeti multra vonatkoztatott jelentőségét. Megállapította, hogy: ahol a medencefenék süllyedése és az odahordott üledék felhalmozódása hosszabb földtörténeti időn át folyamatos, ott nagyvastagságú rétegsorok keletkeztek. Bár időnként megváltozhat az arány a törmelékanyagmennyiség, a mozgatóerő és a süllyedés mértéke között, mégis valamely földtörténeti időtartam alatt keletkezett üledék összvastagsága nagyjából egyenlő az ugyanezen idő alatt végbement pozitív és negatív kéregmozgások nagyságának összegével. A helyes eredmény eléréséhez az szükséges, hogy vizsgálatainkat hosszabb időszakokra és nagyobb területekre alkalmazzuk, nehogy helyi anomáliák az átlagtól eltérő eredményekhez vezessenek.

Káspi-brakk fáciesű alsó- és felsőpannon üledéksoraink az ismeretettekhez hasonló körülmények között jöttek létre. Csak a felsőpannon végén és a levanteiben változott meg a helyzet, amikor a medence kiszáradása megindult. Az oszcillációs mozgások következtében a nyílt vízi üledékek közé most már mocsári lerakódások is települtek, majd ezek fedőjében kavicslerakódások jelentek meg. Az ekkor keletkezett lencsés és olykor keresztarégtezett kőzetpadokat nem követeljük vízszintes irányban olyan messzire, mint a fekjükben lévő kongériás rétegeket. Mégis állandóan kiegyenlítődik az üledéksor felszine. A feltöltődés mindig közel vízszintes felszínű síkságot eredményez, amilyen a jelenlegi Kis- és Nagyalfold. Az időnként és helyenként keletkező mélyedések természetes derítőmedencék a rajtuk átfolyó vizek számára mindaddig, amíg a bennük felgyülemelő hordalék ki nem tölti azokat. Ezért, ha nem külön vizsgáljuk az egyes kőzetpadokat, hanem többszáz vastagságú üledéksorban, úgy a szárazföldi, folyóvízi és tavi üledékek összege tükrözi az üledék-képződés alatt végbement süllyedés nagyságát.

Az üledékvastagság változások tér- időbeli megoszlásának kimutatására Belouszov izopach térképeket szerkesztett az általa vizsgált rétegsorok egyes emeleteiről és azokat összehasonlította egymással.

A későbbi vizsgálatok során azonban kitűnt, hogy az egyes összefüggések világosabban kifejezhetőek, ha térkép helyett szelvényeket szerkesztünk és az azokról lemérhető adatokat grafikonokon foglaljuk össze.

Az utóbbi ábrázolásmód lényegét a csatolt rajzokon mutatjuk be (1. sz. ábra).

A jobboldali részábrák földtani szelvényvázlatok, amelyek mindegyikén öt-öt mélyfurással harántolt rétegösszletet látunk. A baloldali ábrásor a szelvényvázlatoknak megfelelő grafikonokból áll. A grafikonok ordinátájára a furásokban harántolt réteg vastagságadatait (a_1, b_1, c_1, d_1, e_1), az abszcisszára pedig a réteg alsó határának a felszíntől számított távolságadatait (a_2, b_2 , stb.) vittük fel.

Az I. sz. szelvényen a ferdén lejtő rétegösszlet vastagsága mind-egyik furásban azonos ($a_1 = b_1 = c_1$), megváltozik viszont a réteg talpának a felszíntől való mélysége ($a_2 \neq b_2 \neq c_2$), ezért a grafikonvonal az ordinátára merőleges egyenes.

A II. sz. szelvényen látható rétegösszlet vastagsága változó ($a_1 \neq b_1 \neq c_1$), de a rétegösszlet alsó határa vízszintes ($a_2 = b_2 = c_2$), ezért a grafikonvonal az abszcisszára merőleges.

A teljesen vízszintes és változatlan vastagságú rétegösszlet esetében a két grafikonvonal egyetlen (egybeeső) ponttá zsugorodik össze.

A III. sz. szelvényen látható rétegösszlet lefelé lejt és vastagsága a mélységgel nő. Ilyenkor a grafikonvonal az abszcissza és ordináta között húzódó ferde vonal. Ez az abszcisszát mindig abban a pontban metszi, amely a vizsgált rétegösszlet teljes kiékelődési mélységét mutatja. Olyan esetekben, ha a réteg nem ékelődik ki a mélyben, hanem a felszint is eléri, ez a vonal az origóból indul ki.

A IV. sz. szelvényen lefelé lejtő és a mélység felé kivékonyodó rétegösszletet láthatunk. Ilyenkor - mivel a két komponens változása ellentétes irányú - a grafikonvonal helyzete a két koordinátatengely által alkotott derékszögű háromszög befogójának felel meg. Az abszcisszával való metszéspont ez esetben is a rétegösszlet kiékelődésének mélységét jelöli. A ferdén lejtő és változó vastagságú rétegösszletek grafikonvonalának meredeksége a rétegvastagság és a talpmélység változások egymáshoz való arányától függ.

Teljesen szabályos (idális) település esetén a felvitt pontok egyetlen vonalba esnének. A valóságban a rétegösszletek vastagság- és mélységváltozásait gyakran megzavarják különböző tényezők (tektonikus elmozdulások, eróziós diszkordanciák, ősföldrajzi fáciesváltozások, stb.) Ezek pedig a felvitt adatok szórását okozzák, egyenes vonal helyett pontthalmazt kapunk.

A grafikon pontjainak egymáshoz viszonyított irányát és távolságát matematikailag is kifejezhetjük. Olyan területeken, ahol a kőolaj- és földgáztelepek tektonikailag nyugodt rétegsorokban helyezkednek el, érdemes ilyen számításokat is elvégezni. A szovjet irodalomban több geometriai dolgozat foglalkozik ennek elvi alapjaival, (Szkidan Sz. A. és Morzszina L. M., 1967, továbbá Perehoda A. Sz. 1974.).

Ezt a módszert többféleképpen lehet variálni. Pl. úgy, hogy az abszcisszára nem a felszíntől mért, hanem egy tetszős szerint megválasztott síkra vonatkoztatott mélység-adatokat rakunk fel. Gyakori, hogy a mélység-adatokat a tengerszintre vonatkoztatják, vagy más esetekben a képződmény alsó határának átlagmélységétől való \pm eltéréseket rakják fel. De felhasználható elméleti bázisszintnek bármely rétegtani korhatárt jelző, jól felismerhető bio- vagy litosztratigráfiai szint is. Természetes, hogy a módszer csakis olyan rétegösszletekre alkalmazható, amelyeknek fedő- és feküszikja jól felismerhető a furásokban és amelyeket a reájuk rakódott fedőrétegek megvédtek a felszíni eróziótól.

Másképpen járunk el, ha csak általánosságban vizsgáljuk a vastagság és mélység közötti kapcsolatokat. Utóbbi esetben a terület összes furásainak adatait felvihetjük ugyanarra a rajzra. Ilyenkor a felhasznált furásoknak nem kell egy szelvényvonalba esniük, mert a furások egymástól való távolsága és iránya nem befolyásolja az ábrázolásmód helyességét. Ez főleg olyankor célravezető, amikor a megvizsgálandó üledéksor sehol nem látható a felszínen, például a tengervíz alatti kutatásoknál, vagy a negyedkori hordaléktakaróval borított síkságok mélyén. Ilyenkor már aránylag kisszámú furásadat feldolgozása is tájékoztathat a települési körülményekről, ha a furáspontok nagyjából egyenletes eloszlásúak és a vizsgálatra kiválasztott terület földtani egységes szerkezetű.

A következőkben ilyen általános üledékvastagság-grafikonokat mutatok be, pliocén rétegsorainkról.

Az adatok felrakásánál kisebb pontatlanságot okozott, hogy a felhasznált irodalomban a mélységhatárok általában a felszínre vonatkoznak. Szerencsére a felhasznált furásokat sík, vagy enyhén dombos vidéken mélyítették, ahol szintkülönbségek nem haladják meg a néhány tíz métert. Így a tengerszintre átszámítás nem okozott volna egy-két százaléknál nagyobb eltérést. Egyedüli kivétel a marginális depresszió nyugatmagyarországi szakasza (II-IV. sz. területek), ahol grafikonjaim mélységadatai a tengerszintre átszámítva olvashatók le.

Neogén üledékeink dőlésszöge általában olyan csekély, hogy a furásokban kimutatott "látszólagos" és a réteghatárookra merőleges "valóságos" vastagságok közötti különbség elhanyagolható.

Nagyobb hibalehetőség az, hogy a mélyfurásokban átfurt réteghatárok megjelölése - itt most részletezni nem kívánt okok következtében - meg lehetően szubjektív. Ennek bizonyítására elegendő, ha a Széles M., 1971. évben megjelent értekezésében közölt mélységadatokat összehasonlítjuk az azonos területekre vonatkozó 1:200,000 -es térképmagyarázóknak közölt táblázatok adataival. A különböző szerzők leírásai közötti eltérések a 100 m-t is meghaladják. Ezért egy-egy vidéken lehetőleg egy ugyanazon forrásból származó adatokat használtam, megjelölve a felhasznált közleményt és szerzőjét.

Az ismertetett zavaró tényezők okozta szórások ellenére kirajzolódik a ponthalmaz többé-kevésbé szabályos elrendeződése és így megszerkeszthető az átlagvonal. Ennek iránya pedig jellemző az illető rétegösszlet kifejlődésmódjára.

A monoklinálisan dőlő és a mélység felé fokozatosan vastagodó rétegösszletek esetében a rétegvastagság-arány grafikonvonalából könnyen megszerkeszthető lenne a rétegösszlet fedőjére vonatkozó grafikonvonal is. Ideálisan kedvező viszonyok esetében egy ilyen ábra felhasználható lenne a tervezett furások várható rétegsorrendjének megállapítására. Az általam megvizsgált s az alábbiakban bemutatásra kerülő példák azonban azt látszanak bizonyítani, hogy neogén rétegsorrendjeinkre ez általában csak hozzávetőlegesen lenne alkalmazható. Különböző iparági szakembereink esetleg vidékenként és rétegösszletenként kiszámíthatják azokat a tapasztalati szórásmutatószámokat, amelyek megadják a módszer valószínűségi változóit (+ hibalehetőségét). A részletekbemenő számítások mellőzésével megelégszem annak elvi bizonyításával, hogy neogén üledéksorainkban általánosan fennáll az üledékvastagság és mélység közötti összefüggés és ennek az aránynak folyamatos változásaiból következtethetünk az illető medencerész süllyedési és feltöltődési folyamataira.

A rétegösszlet-vastagság és talpmélység arányának változásai a Középdunai-medence különböző részeiben

Neogén rétegösszleteink vastagságának és talpmélységének összefüggései vizsgálatára a középdunai-medencerendszer következő területeit választottam ki (fekvésüket a csatolt 2. sz. ábra mutatja):

- I. Bécsi-medence
- II, III, IV. A marginális depresszió nyugat-magyarországi szakasza
- V. A centrális elevációnak a Bakony-, Vértes és Mecsek hegységek között fekvő része
- VI. A marginális depresszió délkelet-magyarországi szakasza
- VII. Mátra-bükkaljai lignitvidék

Ilyen módon példákat látunk mind a centrális eleváció, mind a marginális depressziók különböző kifejlődési részeire. Megjegyzendő, hogy mindenütt csakis olyan rétegösszleteket választottam ki, amelyek nagy területen össze-

függően fejlődtek ki s amelyeket a jelenkori eróziótól üledéktakaró véd. Csak olyan furásokat használtam fel, amelyek teljesen átfúrták az illető rétegösszletet. A csatolt grafikon megszerkesztéséhez 450 furás adatait használtam fel. A furások nagyjából egyenletesen és területarányosan oszlanak meg a megvizsgált medencerészek között,

A miocénkoru üledékek grafikonjait később kívánom közreadni, a miocén medencefeltöltődés, valamint a miocén-pliocén korhatáron bekövetkezett letarolódás tárgyalása során.

A Bécsi-medence pannon rétegeinek felső része sok helyen jelentősen lepusztult a negyedkorban. Itt csak a miocén üledékeken érdemes vastagságváltozás számításokat végezni,

A marginális depresszió nyugat-magyarországi szakaszát kitöltő neogén üledéksor adatait a zalaegerszegi, soproni és győri 1:200,000 méretarányú térképek magyarázó füzeteiben közölt táblázatok tartalmazzák. A felhasznált 150 mélyfúrás adatait grafikonra rajzolva, a következőket mondhatjuk.

Az alsópannon grafikonján (3. sz. ábra) jól kivehető, hogy a rétegösszlet talpmélyiségének és vastagságának egymáshoz való aránya 400 m mélységtől 1200 m mélységig alig változik. 1200 m-es talpmélyiségtől a 2000 m-es talpmélységig a grafikonvonal mind meredekebbé válik, 2000 m-től továbbhaladva a grafikonvonal ismét lankásodni kezd. Szembetűnik, hogy különösen a 700 - 1800 m közötti talpmélyiségeknek megfelelő szakaszon, az adatok nagyon szórtak. Ezen a területen ugyanis az alsópannon rétegek vastagsága nem csak a talpmélyiséggel arányosan, hanem horizontálisan is változó. A medence keleti szélén nagyobb, a nyugati szélén általában kisebb vastagságértékek adódnak az ugyanazon talpmélyiségeknek megfelelő átlagvastagságoknál. Az alsópannon rétegösszlet vastagságának vízszintes változása miatt a marginális depresszió nyugat-magyarországi szakaszát három részre kell bontanunk.

A 2. sz. térképmellékleten II. számmal jelzett terület a medence nyugati peremének egyik részlete. Az itt mélyített pinyei, bükki és mihályi furásokat a 3. sz. ábrán fogazott köröcskék jelölik. Ezeknek a grafikonon elfoglalt helye szerint alsópannon itt aránylag vékony. Az átlagvastagság 1000 m-ben 100 m, 1400 m-ben 230 m, 1800 m-ben pedig 400 m. (A mélységadatokat mindenütt az összlet talpmélyiségét jelzik.)

A medence területének legnagyobb részét a térképen III. szám jelzi. Az ide tartozó furásokat a 3. sz. ábrán (fogak nélküli) apró köröcskék jelölik. A belőlük szerkeszthető grafikonvonal szerint az alsópannon összlet 500 m mélységben 110 m, 1000 m-ben 250 m, 1500 m-ben 500 m, 2000 m-ben 1150 m átlagvastagságú.

A térképen IV. számmal jelzett terület a medence keleti peremének egyik részlete. Az itt mélyített takácsi, téti és vaszari furásokat a 3. sz. ábrán kereszttek jelölik. Itt 1000 m talpmélyiségnek megfelelően 620 m az alsópannon rétegösszlet vastagsága. Ez hatszor nagyobb, mint a nyugati peremrész hasonló talpmélyiségű rétegeinek átlaga.

A centrális eleváció középső része a Bakony, Vértes és Mecsek hegységek közötti vidék, de keleti irányban átnyúlik a Dunán is, egészen Kecskemét-Kiskunhalas-Tompa vonaláig. Jellemzője, hogy a neogén és negyedkori rétegek vékonyabbak, mint a marginális depressziókban.

A Dunántuli Középhegység délkeleti előterének furásadatait Jámbor A. és Korpás L. -né 1969. évi jelentésének 160-166. oldalain közölt táblázatokból vettem át. A Duna-Tisza-közének délnyugati részén lévő furások (Miske, Érsekcsanád, Jánoshalma, Tompa, Kunbaja, stb.) adatait Széles M. 1971. évi munkájának 261-262. oldalán közölt táblázatban találhatjuk. Az igali furásokat Szalánczy M. (1948), a fonyódi, balatonbozosi és győrei furásokat Schwáb M. (1958) ismerteti. Összesen mintegy 80 furás adatait felhasználva készült a centrális eleváció középső részén található alsópannon rétegösszlet grafikonja (4. sz. ábra). Az alsópannon rétegösszlet adatai meglehetősen szórtságot mutatnak. Az átlagvonal hitelességét növeli az a körülmény, hogy ha a szóbanforgó 4. sz. ábra mellé odaillesztjük a keleti irányban szomszédos, mélyebb fekvésű terület rész adatait feltüntető 6. sz. ábrát, úgy a két ábra grafikonvonala jól folytatódik egymásban. Ez is azt mutatja, hogy itt a centrális eleváció és marginális depresszió alsópannon üledéksorai folyamatos kifejlődéssel kapcsolódnak egymáshoz.

A centrális eleváció területén az alsópannon rétegösszlet átlagvastagsága 200 m mélységben 90 m, 400 m-ben 130 m, 600 m-ben 170 m, 800 m-ben pedig 210 m. Az átlagvastagság tehát 200 méterenként 40-40 méterrel nő. Ez azt jelenti, hogy bár a vastagság abszolút értéke nő, de a talpmélységhez viszonyított aránya fokozatosan csökken.

A marginális depresszió délkelet-magyarországi szakasza az előbbieken tárgyalt területtől kelet felé fekszik. Délen és keleten egészen a román határig tart, északi szélét Nagyiván, Nádudvar, Berettyóujfalu vonala jelzi. Az alábbi elemzéshez felhasznált közel 130 furásadat zöme Széles M. 1971. évi munkájának 305-306 és 312-314. oldalakon lévő táblázatairól olvasható le. (Szolnok és Rákóczipfalva környéke azért maradt ki a most megvizsgált területből, mert itt - mint Széles is reámutatott (1971. 281.) - "a vastagságadatok Völgyi L. (1965) értekezésében, a szolnoki 1 : 200,000-es földtani térképmagyarázóban és a Kőolajipari Laboratórium jelentéseiben egymástól lényegesen eltérnek."

A marginális depresszió délkelet-magyarországi szakasza főleg abban különbözik a többi területrésztől, hogy itt a felsőpannon rétegsort több száz méter vastag levantei és negyedkori fedő borítja. Így a felsőpannon rétegösszlet átlagvastagsága az átlagos talpmélységnek csak mintegy harmadát-felét teszi ki (5. sz. ábra).

A délkelet-magyarországi alsópannon rétegösszletre vonatkozó grafikon vonala (6. sz. ábra) - mint már említettem - mintegy folytatása a centrális eleváció grafikonvonalának (4. sz. ábra). Délkelet-Magyarorszá-

gon az alsópannon rétegösszlet átlagvastagsága 1000 m mélységben 300 m, 1400 m-ben 400 m, 1800 m-ben 550 m, 2200 m-ben 810 m.

Összehasonlítás céljából (kerekítve) felsorolom a Völgyi L. által megállapított számadatokat is (1965, 150. o.) Völgyi L. 1000-1100 m mélységben 200 m vastagságú, 1400-1500 m mélységben 500 m vastagságú, 2000-2100 m mélységben 800 m vastagságú alsópannon rétegeket irt le Debrecen és Kecskemét környékéről.

Eredményeim ezzel csak nagyjából megegyezők. A mutatkozó eltérés oka az, hogy az általam feldolgozott adatok mintegy háromszor nagyobb területre vonatkoznak, mint Völgyi L. adatai (a Völgyi L. által feldolgozott furások kb. 5000 km² területen, az általam vizsgált furások pedig több mint 14.000 km² területen voltak telepítve). Így számos olyan furást is tekintetbe vettem, amelyek Völgyinél nem szerepelnek, ami az értékek átlagát némileg módosítja. További eltérés az, hogy Völgyi L. a számításokat csak az alsópannonra vonatkozóan közölte, az én számításaim pedig ezen a vidéken kiterjednek a felsőpannonra is.

A Mátra-bükkaljai-lignitvidéken a Mátra és Bükk hegységek tövében fokozatosan kivékonyodnak a pannon rétegek. Itt a felsőpannon rétegsorban található lignittelepes összlet nagyszámú kutatófurással tárták fel. Ezek közül kiválasztottam 34 olyan furást, amelyek a lignittelepes összletet teljesen átharántolták. Ezeknek a tengerszintre átszámított adataiból szerkesztettem meg az előzőekben ismertetettekhez hasonló grafikonomat (7. sz. ábra). A felhasznált furások adatainak javarésze megtalálható a Távlati Földtani Kutatás c. kiadvány 1963, 1964, 1965. évi köteteiben, továbbá Schmidt E. R. 1935. évi jelentésében.

A Mátra-Bükkalján jellemző az adatok erős szórása. Ez az alábbi két okra vezethető vissza:

- a/ a lignit-telepösszlet felső részének területenként változó mértékű denudáltsága. Ez a lepusztulás valószínűleg még a felsőpliocén végén következhetett be, ugyanis a 100 m vastagságot is meghaladó negyedkori és levantei fedőrétegsor helyenként eróziós diszkordanciával fedi a telepösszlet egyenlő felületét.
- b/ A telepösszlet keletkezésének idején uralkodó ősföldrajzi viszonyok helyi eltéréseiből adódó fácieskülönbségek: a lignittelepeket létrehozó mocsári növénymaradványok néhol nem a legmélyebb süllyedésű pontokon halmozódtak össze. A lignittelepes összlet ősföldrajzi körülményeinek részletes tanulmányozásától még további eredményeket remélhetünk.

Az erős szórás ellenére megállapítható, hogy a mélység felé haladva itt is nő az összlet vastagsága. (A 100 m-es szintben 30 m, a 0 m-es szintben 60 m, a 100 m-es szintben 130 m, a 200 m-es szintben pedig 220 m)

A lignittelepes összlet szinorogén szedimentációja jól bizonyítható a Mezőkövesd környéki kutatófurások adataiból szerkesztett földtani szelvényen (8. sz. ábra). Ezen jól látható, hogy a réteghatárok konvergálnak a boltozattető irányába. A telepösszlet (vagyis a lignittelepek és az azokat kísérő meddőrétegek összessége) a boltozattetőn 30-40 m-re kivékonyodik, a redőszárnyakon viszont mindkét irányban 150-200 m vastagságra nő. Maguk az egyes lignitpadok nem vastagodnak meg, hanem ehelyett újabb és újabb telepek iktatódnak közéjük a redőszárnyakon. A boltozat közepe felé haladva pedig éppen fordítva, sorra kimarad a telepek javarésze, anélkül azonban, hogy a végülis megmaradó néhány telep feltűnően kivékonyodna. Ezek a körülmények kétségtelenül bizonyítják, hogy itt, Mezőkövesden nem egy eredetileg egyforma vastagságú rétegekből felépített, vízszintesen lerakódott üledéksor utólagos felgyűrődéséről van szó, hanem a terület egyenetlen, oszcillációs süllyedő mozgása az üledékképződés egész időtartama alatt folytatódott. Ahol a süllyedés intenzívebb volt, ott vastagabb, a kevésbé süllyedő részekeken pedig vékonyabb rétegsor keletkezett. Az a körülmény viszont, hogy az egyes lignitpadok vastagsága nem változik meg a teljes telepösszlet vastagság-változásával együtt, megfelelő a bevezetésben már közölt azon megállapításnak, hogy a tavi és folyóvízi lerakódások esetében nem lehet az egyes különálló kőzetpadokat tekintetbe venni a vastagság és süllyedés kapcsolatának kimutatásához, hanem csak a számos rétegből összetevődő teljes telepösszletet.

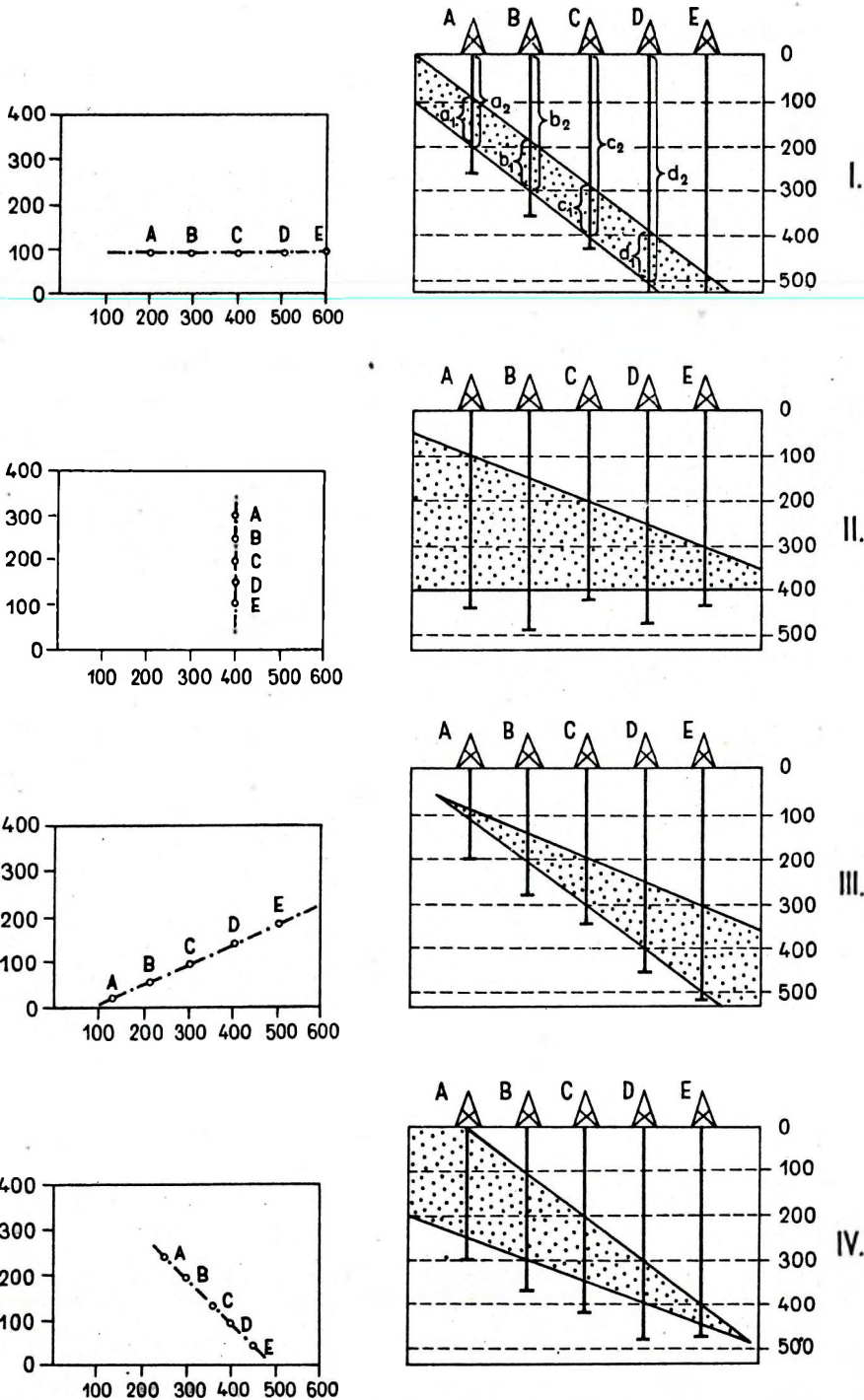
Következtetések.

A most bemutatott üledékképződési jellegörbékéből a következő általános megállapítások vonhatók le.

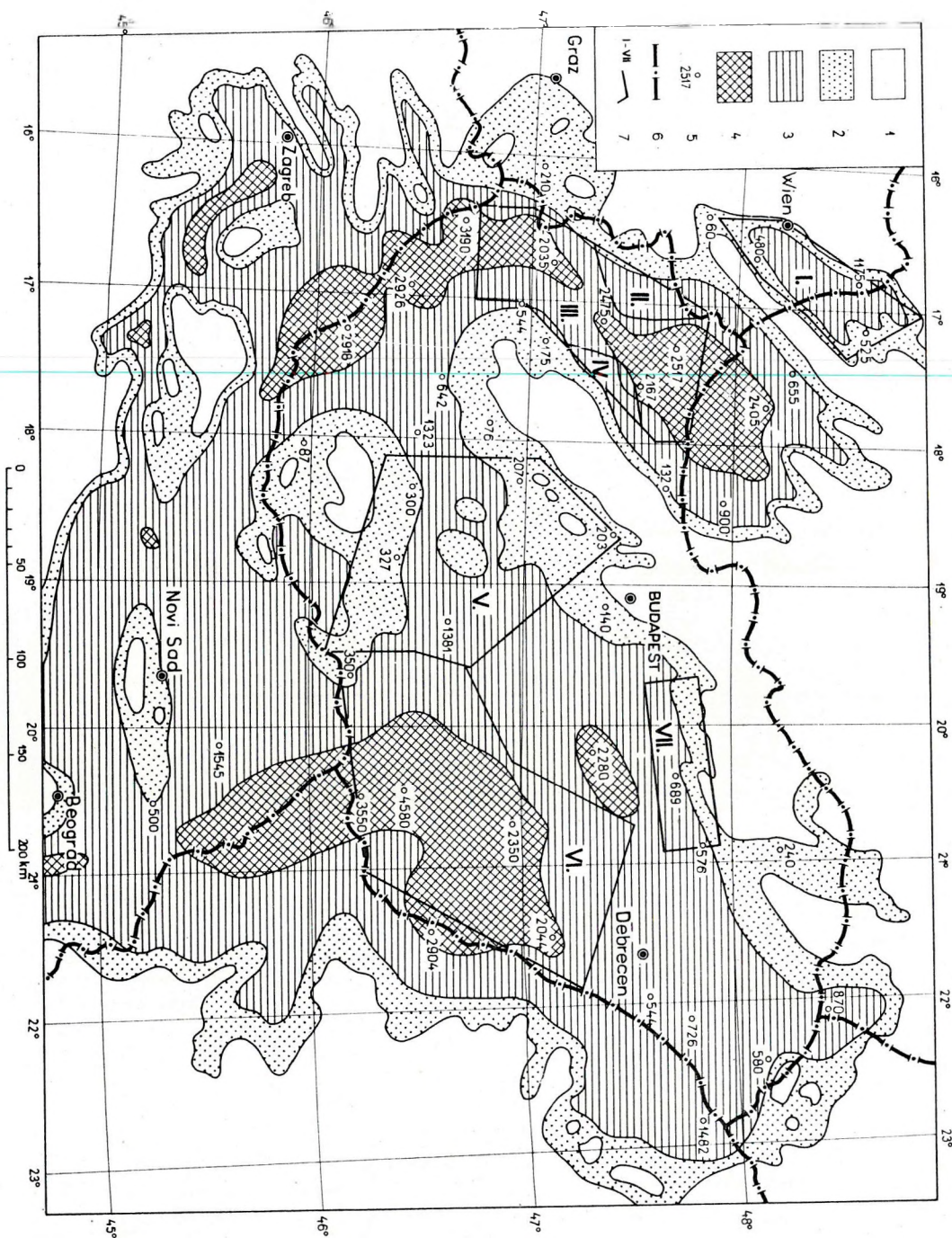
A módszernek a magyarországi pliocén üledékekre alkalmazhatóságát bizonyítja, hogy kimutatható volt a pontthalmazként feltüntetett furásadatok átlagörbéivel a vastagságértékek és a bázisszint települési mélységek közötti összefüggés. Ebben a tekintetben nincs eltérés a centrális eleváció és a marginális depressziók között. A kétféle típusú terület között fokozatos az átmenet, éles határ nélkül. Üledékképződési jellegörbéinken nem mutatkozik olyan éles határokkal jelzett, szakaszos váltakozás, mint amilyeneket Völgyi L. ír le a Nagykőrös és Hajduszoboszló közötti mélyfurások alapján (1965. i. 61. o.). Ha helyenként vannak is hirtelen változások a talpmélység és üledékösszlet vastagság arányában, ezek nem általánosíthatók, hanem csak egy-egy kisebb rész-szerkezet sajátosságai.

Igaz ugyan, hogy különbségeket találunk a Pannóniai medencerendszer egyes pliocén rétegsorai között, ha a vastagságokat a talpmélységek százalékában fejezzük ki. Például a Kisalföld nyugati szélén 10-30 százalékát, keleti szélén viszont 50-70 százalékát teszi ki az alsópannon átlagvastagsága a hozzátartozó talpmélységeknek. Az egyes területrészek azonban - mint már mondtuk - vízszintesen fokozatos átmenetekkel kapcsolódnak egymáshoz.

Grafikonjaimnál nem alkalmazhattam az egyes formációtagoknál (alsó- és felsőpannon) részletesebb beosztást, mert a kinyomtatott szakirodalom nagyrésztében sem találunk ennél részletesebb bontású vastagságadatokat. (Széles M. 1971.) Ezért itt csak röviden emlitem meg, hogy ahol kimutathatók az egyes kőzettani szintek, ott azok külön-külön is megvastagodnak a mélyebbre süllyedt helyeken. (Lásd pl. a Kőrössy L. által szerkesztett korrelációs szelvényeket, az 1971, 209-210 old.) Ha pedig szintekre bontás nélkül, egybefoglalva tekintjük az egész alsópannont, úgy grafikonjaim átlagvonalai kétségtelenül arra utalnak, hogy az összlet a medenceszélek felől a medencerészek belseje felé haladva fokozatosan vastagodik arányosan a süllyedéssel. Tehát nem horizontális, vagy közel horizontális fekvésű és így csak a feltöltődés előrehaladó folyamatának megfelelően transzgresszív üledéksorral van dolgunk. Grafikonrajzaim éppen ellenkezőleg azt bizonyítják, hogy a medencerendszer besüllyedése bár folyamatosan történt, de ez a peremeken gyengébb, a középső részeken pedig intenzívebb mértékű volt. Ha voltak is ettől időnként és helyenként eltérő jelenségek, ezek azonban legfeljebb időszakos helyi jellegűek lehetnek.

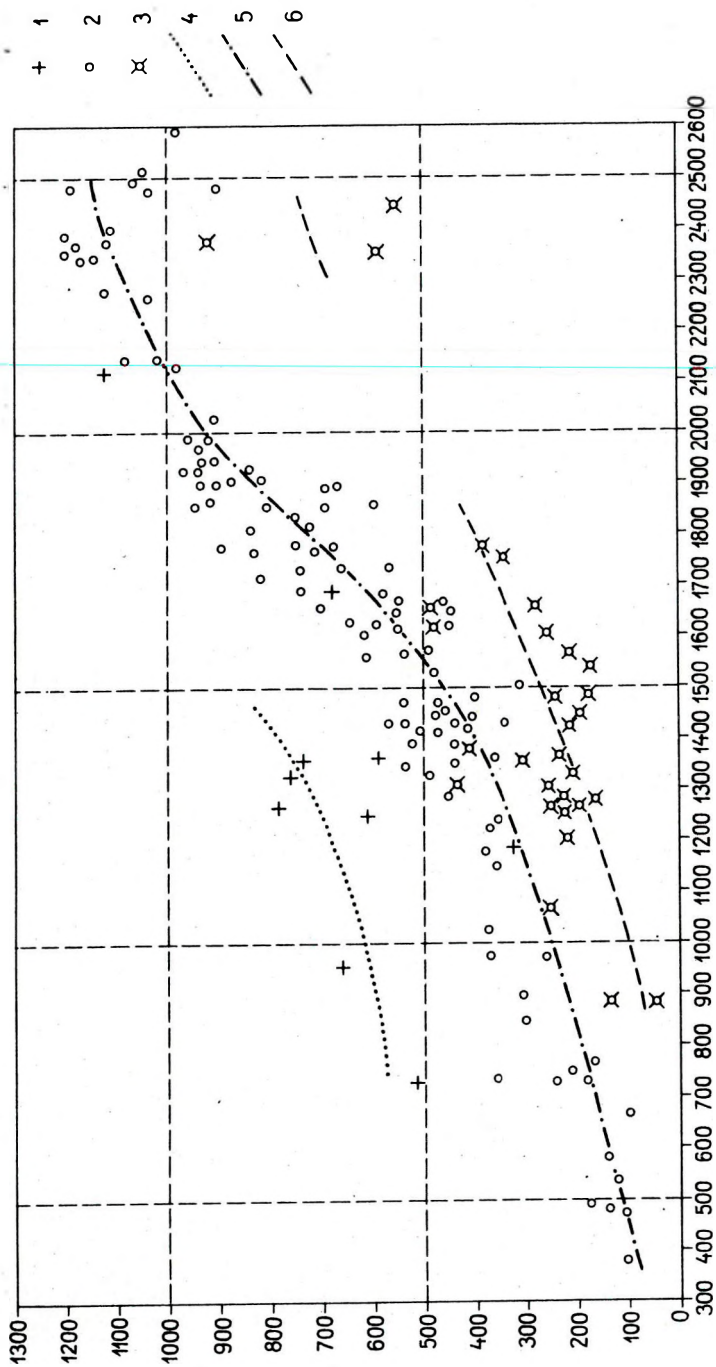


1. sz. ábra. Sematizált földtani szelvényvázlatok és grafikonrajzok. A rétegvastagság és rétegtalpmélység közötti arány különféle települési formák esetében.



2. sz. ábra. A pliocén képződmények vastagsága a középdunai-medencerendszerben.

1. / pliocén képződmény nélküli terület, 2. / 500 m-nél vékonyabb pliocén képződmény,
3. / 500-2000 m vastag pliocén képződmény, 4. / 2000 m-nél vastagabb pliocén képződmény,
5. / mélyfúrás a pliocén képződmény méterben megadott vastagságával,
6. / országhatár, 7. / a megvizsgált területrészek határvonalai és sorszámjai.



3. sz. ábra. A nyugat-magyarországi alsópannon rétegösszlet grafikonja.

1 = a medence keleti peremére eső furások

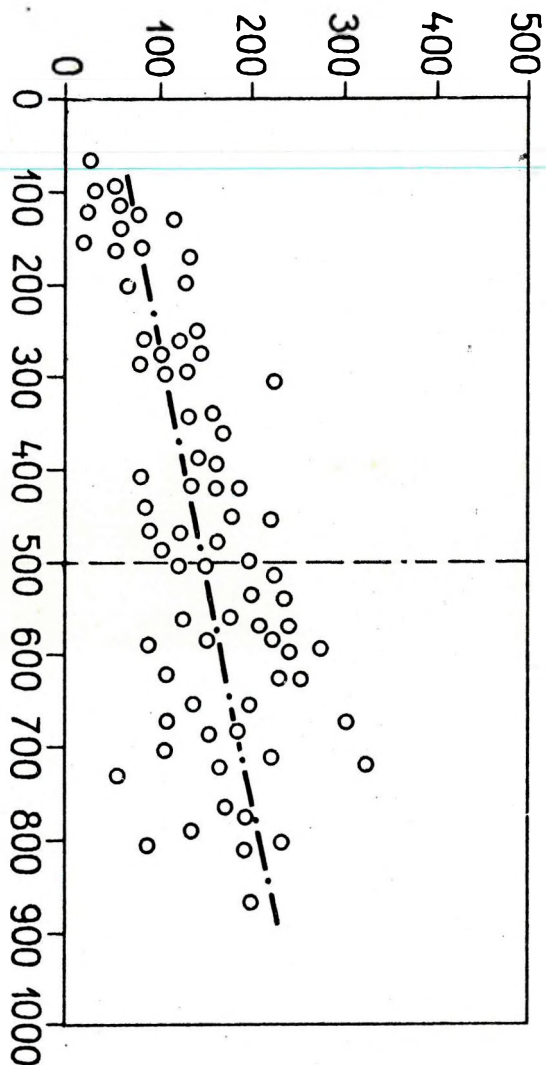
2 = a medence középső részére eső furások

3 = a medence nyugati peremére eső furások

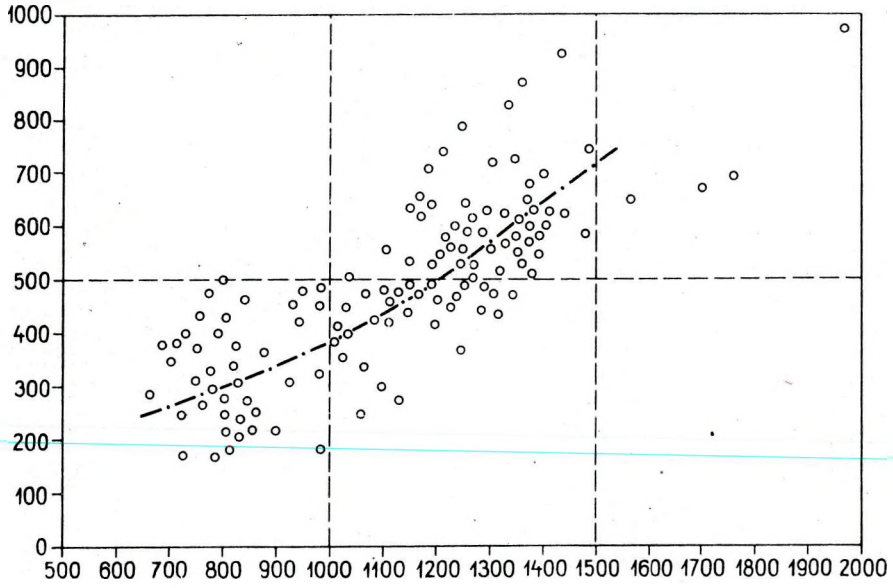
4 = az alsópannon átlag-vonala a medence keleti peremén

5 = az alsópannoni átlag-vonala a medence középső részén

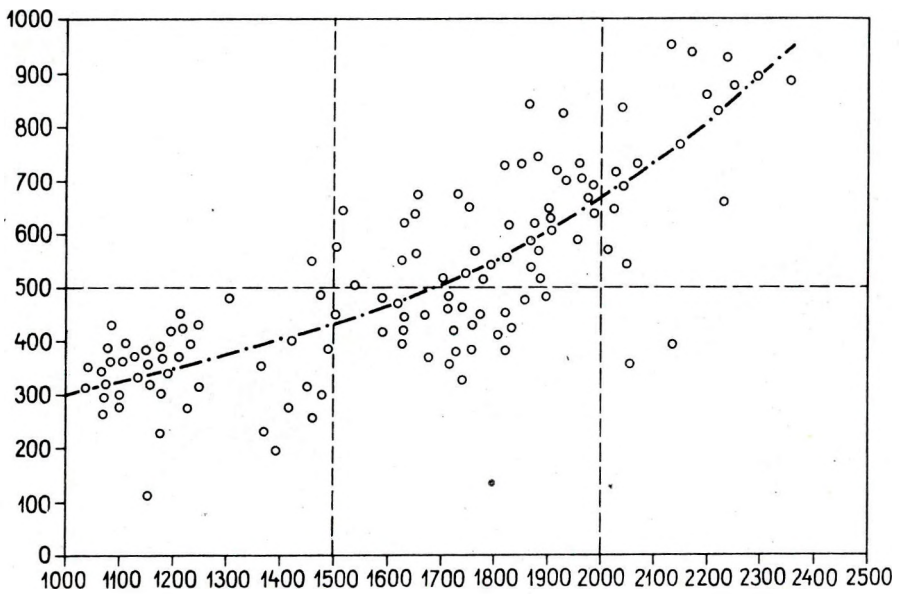
6 = az alsópannon átlag-vonala a medence nyugati peremén



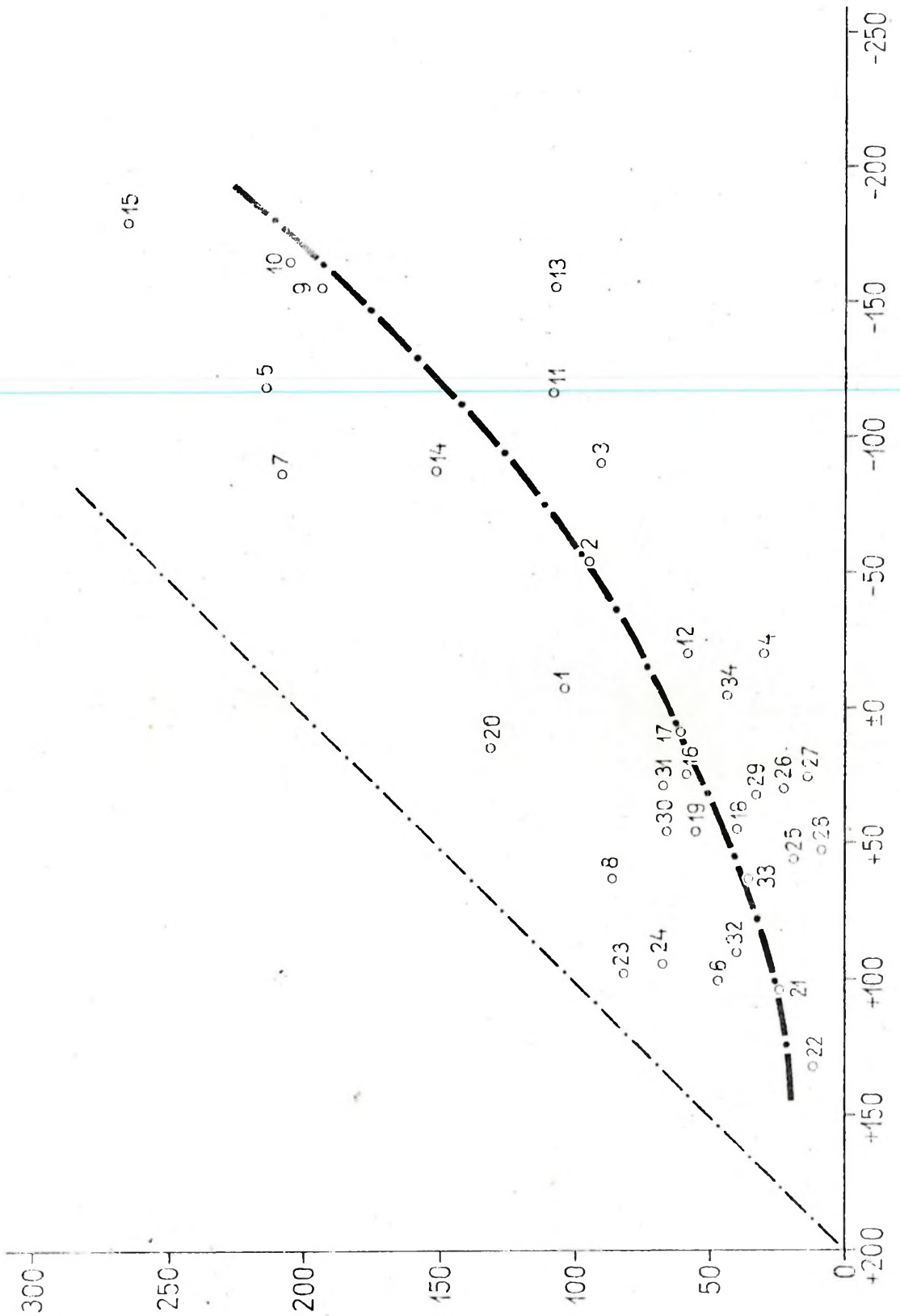
4. sz. ábra. A Bakony, Vértes és Mecsek hegységek közötti terület alsópannon rétegösszletének grafikonja.



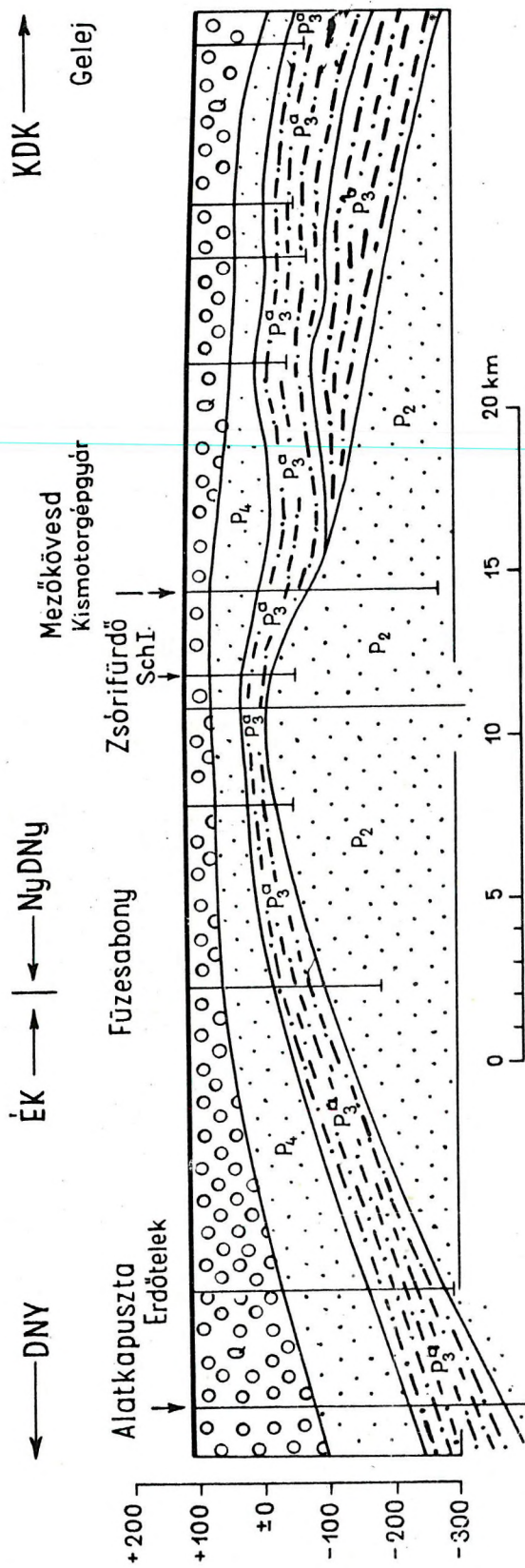
5. sz. ábra. A délkelet-magyarországi felsőpannon rétegösszlet grafikonja.



6. sz. ábra. A délkelet-magyarországi alsópannon rétegösszlet grafikonja.



7. sz. ábra. A Mátra-bükkaljai felsőpannon lignitösszlet grafikonja.



8. sz. ábra. Föltani szelvény Füzesabony és Mezőkövesd környékéről.

Q = negyedkori, P₄ = felsőpliocén (levantei) koru fedőüledékek, P₃^a = felsőpannon lignit telepösszet, produktív kifejlődésben, P₃^b = felsőpannon lignit telepösszet alsó része, valószínűleg csak vékony lignitzsinórok-
kal és lignites agyagrétegekkel. P₂ = felsőpannon koru fektösszet.

I R O D A L O M - R E F E R E N C E S

1. BARELL J. 1917: Rhythms and the measurements of geological time. - Bull Geol. Soc. of America. Vol. 28.
2. BELOUSZOV V. V. 1937: Izucszenie moscsnosztoj otlozsenij kak metod geotektonicseszkogo analiza. - Probl. szovj. geol., 7/2.
3. BELOUSSOV V. V. 1962: Basic problems in geotectonics. - New York
4. FRIEDL K. 1937: Der Steinberg - Dom bei Zistersdorf, - Mitteil. Geol. Ges. Wien. Bd 29.
5. FRIEDL K. - KÖLBL L. 1964: Erdölfelder, Zentrales Wiener Becken. Mitteil. Geol. Ges. Wien. Bd 57.
6. JÁMBOR Á. - KORPÁSNÉ HÓDI M. 1971: A pannóniai képződmények szintezési lehetőségei a Dunántuli Középhegység DK-i előterében. (Stratigraphische Horizontierungsmöglichkeiten in der Pannonablagerungen im Südost-Vorland des Transdanubischen Mittelgebirges.) - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1969. évről.
7. JANOSCHEK R. 1942: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. - Oel und Kohle. Jg. 38.
8. JASKÓ S. 1947: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás Magyarországon a kainozoikumban. (Erosion and sedimentation in the Hungarian Basin during the Kainozoic Era.) Föld. Közl. LXXVII.
9. JASKÓ S. 1974: Neogén medenceüledékeink szinorogén szedimentációja. (Synorogenic sedimentation in the Neogene basins of Hungary. - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1972. évről.
10. KLEB B.: 1973: A megyeki pannon földtana. Magy. Áll. Földt. Int. Évk. VIII.
11. KŐRÖSSY L. 1963: Magyarország medenceterületeinek összehasonlító földtani szerkezete. (Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary.) - Föld. Közl. XCIII.
12. KŐRÖSSY L. 1970: Entwicklungsgeschichte der neogenen Becken in Ungarn. Acta Geol. Ac. Sc. Hung. 14.
13. PEREHODA A. Sz. 1974: Analiz moscsnosztej v zonah, oszlozsnenüh diz' junktivnami narusenijami. - Geologija i geofizika. No, 7.

14. RÓNAI A. 1972: Negyedkori üledékképződés és éghajlattörténet az Alföld medencéjében. (Quartärsedimentation und Klimageschichte im Becken der Ungarischen Tiefebene.) - Magy. Áll. Földt. Int. Évkönyve. LVI./1,
15. SCHMIDT E. R.: A mezőkövesdi geofizikai maximum környékének geológiai és tektonikai viszonyai. Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1933-35, II,
16. SCHWÁB M.: Az 1957-58 évi távlati kutatófurások. - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1960. évről.
17. SZALÁNCZI Gy. 1948: Földtani adatok Somogyból. (Az igali mélyfurások.) - Földtani Közl. LXXVIII. 1948,
18. SZÉLES M. 1971: A Nagyalföld medencebeli pannon képződményei. - ("A magyarországi pannonkori képződmények kutatásai" c. kötetben.) Budapest.
19. SZKIDAN Sz. A. - MORZSINA L. M. 1967: Novoe v tektonicszeszkom analize moscsnosztej. - Geologija i geofizika, No 11.
20. VÖLGYI L. 1965: A Nagyalföld középső részének mélyföldtani vizsgálata. (Geological studies of the deepstructural features of the central parts of the Great Plain.) - Földt. Közl. XCV.

Regularities of Changes in the Thickness of Pliocene
Sediments in Hungary

by

S. Jaskó

ABSTRACT

The general problems of the subsidence and filling up of the Upper Tertiary basin system surrounded by the Alps, Carpathians and Dinarides have been studied by numerous workers. Still few are the authors, however, who have considered the regularities of thickness variation on the basis of quantitative data in Hungary (VÖLGYI 1965, JASKÓ S. 1972). In the USSR, it was SKIDAN S. A. - MORZHINA L. M. (1967) and PEREKHODA A. S. (1974) who published papers on the geomathematics of this variation.

The method of plotting the relationship between the thickness and depth of sedimentary sequences has been shown in Fig. 1. The left side graphs correspond to the geological profiles on the right side. Thickness data (a_1 , b_1) have been plotted as ordinates, bottom hole depths as abscisses (a_2 , b_2). Depending on the presence of conformity or disconformity of data, the trend of the graphs may be different. If the geology of an area be studied at large, the data of all boreholes can be plotted on the same graph. In such cases there is no need for all boreholes to fall in one and the same profile line.

Such graphs of sediment thicknesses at large are shown for single portions of the Upper Tertiary basin system. The locations of the subareas under consideration, designated by numbers I to VI, can be seen in Fig. 2. (Area I is the Vienna Basin, outside of Hungary). The dotted portions indicate Pliocene sediments from 1 to 500 m thick, the fields striped horizontally denote 500 to 2000 m thicknesses, the obliquely cross-striped ones - thicknesses more than 2000 m,

Fig. 3, shows the Lower Pannonian sedimentary sequence of West Hungary (areas II-IV). The boreholes drilled in Area II are represented by indented circles, those of Area III by unindented ones, and those of Area IV - by crosses. Lines 4 to 6 are the averages in the E, central and W parts of the Area, respectively.

Fig. 4, presents the Lower Pannonian sequence of Area V situated between the Transdanubian Central Mountains and the Mecsek Mountains.

In Fig. 5, the Lower Pannonian sequence and in Fig. 6 the Upper Pannonian one of Area VI (S-E Hungary) are shown.

Fig. 7. is the graph of the Upper Pannonian lignite bearing complex in the southern foreland of the Mátra and Bükk Mountains.

Fig. 8. is a geological cross section of the Füzesabony-Mezőkövesd area. (Legend: Q Quaternary, P^a Upper Pliocene (Levantian) cover, P^b_3 Upper Pannonian lignite complex, P^b_4 lower, not workable part of the lignite bearing complex, P_2 Upper Pannonian footwall of the lignite bearing complex.

The average plots of the graphs have confirmed that there is a relationship between strata thickness values and the depths of the basal level. The individual subbasins are interlinked horizontally with gradual transitions. As proved by the trends of the average plots, the sequences under consideration (Lower and Upper Pannonian) will grow gradually thicker proceeding from the margins of the basin towards the centre. This may be explained by a uniform and continuous subsidence and filling up of the basin system, processes that evolved at a lower rate at the margins and very intensively in the central areas.

AZ ÉSZAKKELETI-KÁRPÁTOK FÖLDTANI FELÉPÍTÉSÉNEK
ÉS A KÁRPÁTI TÉRSÉGBEN VALÓ NAGYSZERKEZETI
HELYZETÉNEK VÁZLATA

Szepesházy Kálmán

A. Az Északkeleti-Kárpátoknak a kárpáti ívben való helyzete

Az Északkeleti-Kárpátok az alpi gyűrt rendszer több mint 1500 km hosszúságu kárpáti ívének az egyik részlete.

A kárpáti ív csak földrajzi, geomorfológiai egység. Földtani fejlődéstörténetét és nagyszerkezeti felépítését tekintve, hosszanti irányban négy egymástól lényegesen különböző egységből áll (1. térkép).

1. A Déli-Kárpátok egy a középsőkréta folyamán konszolidálódott kéregrészt, amely az un. Danubiai-autochtonból és a K-Ny-i csapásirányu, déli vergenciájú takarórendszerből, az un. Géta-takarórendszerből áll. Az autochton prebajkái, bajkái és herciniai metamorfitek és granitoidokból, továbbá változatos kifejlődésű paleo- és mezozoos üledékekből, a takarórendszer pedig uralkodólag idős metamorf kőzetekből van felépítve. A Déli-Kárpátokat a neogén orogén fázisok lényegesen nem zavarták meg. A felsőkréta és a kainozóikum folyamán itt már csak vertikális elmozdulások voltak; flis-képződés nem volt.

2. A Dimbovica folyótól keletre kezdődő, bezárólag a Máramarosi-havasokig (kb. a Tarac völgyéig) tartó Keleti-Kárpátoknak autochtonja nincs. A hegység valamennyi kristályos, mezozoos és kainozóos képződménye É-D-i irányu, K-i vergenciájú takarórendszerekbe torlódott. - A középsőkréta folyamán itt a kristályos és mezozoos képződményekből három (Belső öv, Dacidák), a felsőkréta, paleogén és neogén képződményekből a neogén folyamán ugyancsak három (külső öv, Moldavidák) bonyolult takarórendszer jött létre.

3. A Bécsi-medencétől kb. az Eperjes-Tokaji-hegység vonaláig terjedő Nyugati-Kárpátok nagyszerkezetiileg, harántirányban, három övre bonthatók: egy Belső vagy Központi övre, egy Külső vagy Flis-övre és a kettő között elhelyezkedő un. Szirtövre. A Belső övet csak kréta, a Külső övet csak miocén plikativ tektonikai hatások érték, a Szirtövet viszont a kréta és a miocén fázisok egyaránt megzavarták.

A Belső vagy Központi öv, az alpi orogenezist tekintve, részben autochton helyzetben lévő, részben kréta koru orogén fázisokkal nagy kiterjedésű takarókba gyűrt, tehát allochton helyzetű mezozoos és mezozoikum előtti képződmények alkotta szerkezeti egységekből áll. Az előbbieket Tatridák, az utóbbiakat Veporidák és Gemeridák néven foglalják össze.

A Külső vagy Flisöv, a Keleti-Kárpátok Külső övéhez hasonlóan, kréta és paleogén kora flis-képződményekből felépített É-e vergenciájú neogén takarókból és pikkelyekből áll. A Flisöv fejlődéstörténetileg az alp-kárpáti geoszinklinális rendszer tartozéka, de képződményei a neogén orogén fázisok hatására takarókba, pikkelyekbe gyűrődve, másodlagosan a Keleteurópai-tábla fölé kerültek.

A Szirtöv vagy Pieninek, Pienidák öve egy legmagasabb rendű diszlokációs, mélytöréses öv, amely a Bécsi-medence és a Tarac folyó között mintegy 550 km hosszúságban, s maximálisan 20 km szélességben követhető, s tulajdonképpen határovezet a Cseh-masszivum, illetve a Keleteurópai-tábla és az azoktól mélyföldtani felépítését tekintve gyökeresen különböző alp-kárpáti mobilis, geoszinklinális övezet között.

4. Az Északkeleti-Kárpátok felépítése az Északnyugati- és a Keleti-Kárpátokéval csak részben azonosítható.

Az ÉK-i vergenciájú, miocén kora pikkelyekből, takarókból és rátolódásokból álló, kréta-paleogén Flisöv, a kisebb nagyobb faciológiai különbségek ellenére, az Északnyugati- és a Keleti-Kárpátok Flisövével lényegében jól azonosítható. A Bécsi-medencétől a Dimbovica völgyéig kb. 1200 km hosszúságban húzódó Külsőkárpáti Flisöv egy összefüggő, egységes nagyszerkezeti övnek tekinthető.

Az Északnyugati-Kárpátok Szirtöve DK-i irányban, ha csak roncsokban is, de a Tarac (Tyereszva) völgyéig az Északkeleti-Kárpátokban ugyancsak tovább követhető.

A Szirtövön belül az Északkeleti-Kárpátokban mindenütt a Kárpát-aljai belső süllyedék neogén vulkáni és üledékes képződményei vannak a felszínen. Tehát az Északkeleti-Kárpátoknak a felszínen az Északnyugati- és a Keleti-Kárpátokéhoz hasonló, kristályos és mezozóos képződményekből álló, takarós felépítésű Belső öve nincs. A Máramarosi-masszivum még a Keleti-Kárpátokhoz tartozik, az itt lévő kristályos és mezozóos képződmények a Bukovinai-takarórendszer részei. A Kárpát-aljai belső süllyedék neogén képződményeinek aljzatában sem a Tatridák, Veporidák, Gemeridák, sem pedig a Keleti-Kárpátok Dacida nem folytatódnak. Az itteni aljzat földtani felépítése az Alföld neogén aljzatáéval rokon. Röviden, a Tatridák, Veporidák, Gemeridák és Bükk hegység kristályos-mezozóos képződményei kb. az Eperjes-Tokaji-hegység vonalában, a Keleti-Kárpátok Dacida takarórendszerei pedig a Tarac völgye közelében, egy-egy nagyszerkezeti öv mentén véget érnek, s a Kárpát-aljai belső süllyedékben az Alföld neogén aljzata folytatódik egészen a Szirtövig.

Kárpátukrajnának, illetve az Ukrán Kárpátoknak a területe az Északkeleti-Kárpátok legnagyobb, középső és keleti részét, valamint a Keleti-Kárpátok legészakibb csücskét foglalja magában.

B. Az Északkeleti-Kárpátok nagyszerkezeti felépítésének vázlata

A kárpáti iv északkeleti része, harántirányban az alábbi egységek-
ből áll (2. térkép):

1. A Keleteurópai-tábla délnyugati pereme

2-3. Kárpáti előmélyedés:

2. Külső (epiplattformi) öv
3. Belső (epigeoszinklinális) öv

4-15. Kárpáti gyűrt terület

a/ Külső antiklinális öv

4. Pikkelyek öve

b/ Közbülső szinklinális öv:

5. Szubsziléziai öv-nyugaton
6. Sziléziai (Krosznoi) öv - nyugaton
7. Csernogorai (Sipot) öv - keleten
8. Duklai öv - nyugaton

c/ Belső antiklinális öv:

9. Magurai öv - nyugaton
10. Parkuleci öv - keleten
11. Rachovi öv - keleten

d/ A Kárpátaljai mélytörés öve:

12. Máramarosi kristályos masszívum - keleten
13. Máramarosi öv - keleten
14. Pienini szirtek öve - nyugaton

e/ Belsőkárpáti flisöv

15. Podhalei flisöv

16-19. Kárpátaljai belső süllyedék:

16. Vihorlát-Gutin vulkáni lánc
17. Monoklinális vagy szegély-öv
18. Sódiaapírok és brachiantiklinálisos redők központi öve
19. Csap-nagyszőlősi lefedett vulkáni vonulat
20. A Pannóniai-mélytörés öve
21. Pannóniai hegységközi medence

1. A Keleteurópai-tábla délnyugati pereme

A Keleteurópai-tábla, mint általában a táblák, gyürt-metamorfi-zált aljzataból és gyűrődést, metamorfózist nem szenvedett üledékburokból áll. - A tábla ÉK-i, belsőbb részének az aljzatát igen idős, prekambriumi kristályos képződmények építik fel. A tábla DNy-i peremén ezekhez a képződményekhez Ny-felé egyre fiatalabb, bajkái, kaledóniai, majd herciniai (Sziléziában) gyürt képződmények tapadnak. A tábla peremi része körülbelül Lvov-Csernovci vonalában folyamatosan mélyre süllyedve, eltűnik a közvetkező nagyszerkezeti egységnek, a Kárpáti előmélyedésnek az üledékei alatt.

2-3. Kárpáti előmélyedés

Ez egy miocén molassz üledékekkel kitöltött fiatal süllyedék, amely az eltérő aljzat, valamint a miocén képződmények eltérő rétegtana és szerkezete alapján két egységre bontható.

Az előmélyedés fiatalabb, külső övében a tortónai-alsószarmata kora un. felsőmolassz képződmények nyugodt településűek, legfeljebb csak igen lapos redőket, boltozatokat, valamint vetődéseket tartalmaznak, s közvetlenül a Keleteurópai-táblára települnek. A tábla gyürt, kristályos aljzata itt prekambriumi (riféi) fillitekből, az üledékburok pedig paleozóos (kambriumi, szilur és devon) palákból, továbbá mezozóos (jura és kréta) rétegekből áll. A tábla képződményeit a külső övben nagyon sok mélyfurás elérte. A furásokkal feltárt legidősebb kőzetek Lvovtól DNy-ra prekambriumi (riféi) és kambriumi, Ivanov-Frankovszk-tól D-re szilur és devon koraúak. Az előmélyedés külső öve tehát egy epiplattformi süllyedék.

Az előmélyedés idősebb, belső övében az alsó-miocén-helvéciai kora, sóformációs un. alsőmolassz képződmények igen erősen tektonizált, rátólódásos, pikkelyes szerkezetűek. A parautochton aljzatuk, amellyek egy rátólódási felülettel érintkeznek, erősen tektonizált kréta-paleogén kárpáti flisképződményekből áll. Ez utóbbiaknak a 6-7000 m mélységben feltételezhető aljzatát az eddigi mélyfurások még nem érték el. - A belső öv tehát egy epigeoszinklinális süllyedék.

Az előmélyedés belső öve tektonikai diszkordanciával, rátólódási felülettel érintkezik a külső övvel. Mindkét öv különféle szerkezeti alakulataiban sok helyen alakultak ki szénhidrogén-csapdák. A belső öv sótelepekben is gazdag.

4-15. Kárpáti gyürt terület

Az Északkeleti-Kárpátok gyürt területéhez a szovjet geológusok a Flisövet, a Pienini szirtek övét, valamint a Máramarosi masszívumot sorolják, bár ez utóbbi tulajdonképpen már a Keleti-Kárpátok tartozéka.

A Flisövre különleges litológiai és tektonikai sajátosságok jellemzőek. A Kárpátok orogenezisének megindulása után (inverzió), a kréta és paleogén folyamán kialakult tengervályu-komplexusban lerakódott terrigén törmelékanyag a miocén orogén fázisok plikativ hatására összetorlódott. A nagyvastagságú, gyakran ritmusosan rétegzett flisképződmények, egymásra rohanó tengerhullámokhoz hasonlóan, keskeny, de csapásirányban nagy-hosszuságú eldőlt redők, pikkelyek, takarók és rátolódások alakjában rendeződtek el. Az egyes rátolódások, pikkelyek amplitudója helyenként a 15-20 km-t is meghaladja. A flis-üledékek lerakódása nem egyetlen tengermedencében, hanem a barrierekkel és kordillerákkal elválasztott kisebb-nagyobb tengervályuk egész sorában ment végbe. Ennek következtében az egy időben lerakódott üledékek faciológiailag igen változatosak; így a különböző szerkezeti alakulatok egykorú üledékeinek az azonosítása legtöbbször igen nehéz, annál is inkább, mert a flisképződmények ősmaradványokban többnyire nagyon szegények.

A Keleti-Kárpátok Flisövezetét a litológiai és nagyszerkezeti sajátosságok alapján harántirányban három fő övre lehet osztani.

A Külső antiklinális övre a nagyszabású pikkelyképződés jellemző, ezért ezt az övet a Pikkelyek övének is szokták nevezni. Az övet felépítő felsőkréta és paleogén rétegek hat nagy, ÉK-i vergenciájú pikkelyben az előmélyedés miocén képződményeire torlódtak.

A Közbülső szinklinális övet széles szinklinálisokba is keskeny antiklinálisokba gyűrű, főleg oligocén koru üledékek (krosznoi és menilités rétegek) építik fel. Az öv szerkezeti egységeinek a csapása a hegység tengelyét ferde szögben metszi, így a nyugati egységek, a Szubsziléziai, a Sziléziai vagy Krosznoi-öv, valamint a Duklai-öv, kelet felé kiékelődnek s átadják helyüket a Csernogorai vagy Sipoti-öveknek.

A Belső antiklinális öv litológiai és szerkezeti szempontból mind a két előbbtől különbözik. A menilités rétegek itt hiányoznak, viszont gyakoriak a nagy homokkő-összletek s keleten az alsókréta fekete palák. Szerkezeti szempontból jellemzőek erre az övre a nagyméretű, gyakran másodlagosan is gyűrű, visszahajló redők és a nagy rátolódások. - Nyugaton ehhez a főövhez tartozik a Szlovákia felől áthuzódó Magurai-öv, keleten pedig a Porkuleci-öv és a Rachovi-öv.

A Kárpátaljai mélytörés övéhez nyugaton a legtöbbször neogén vulkanitokkal lefedett és csak helyenként felszínre bukkanó Szirtöv tartozik. Ennek legkeletibb, legutolsó nyulványa a Tarac jobb partján, Novoszeleicé közelében helyezkedik el. A Latorcától keletre a Szirtöv északi oldalán, DK-felé egyre jobban kiszélesedve a Máramarosi-öv húzódik, melynek a Rachov (Rahó) környékén felszínre bukkanó magva a Máramarosi kristályos masszívum. A máramarosi öv rátolódása az öv északi szegélyén, az ún. Máramarosi szirtök övében, aljzattól elszakadt idősebb olisztolitokat, szirt-

teket is tartalmaz. A Máramarosi kristályos masszívumot a szovjet-geológusok egyrésze (Muratov, Szlavin, Lazarenko) a Belső-Kárpátok tartozékának, a Tatroveporidák K-i folytatásának tekinti. Mások viszont (Vjalov, Gluzko) a Külső-Kárpátokhoz sorolják. A valóság az, hogy a Máramarosi-masszívum már nem az Északkeleti, hanem a Keleti Kárpátok tartozéka, része a Dacida (tehát kréta koru) Bukovinai-takarórendszernek, s egy kb. 18 km-es felület mentén rá van tolvá a Rachov-öv neokom fekete flisére.

A Bécsi-medencétől a Tarac völgyéig nyomon követhető Szirtöv vagy Pieninek öve (exotikus blokkok öve) a Kárpátok legbonyolultabb, legérdekesebb és legtöbbet vitatott szerkezeti alakulata. Ez a több mint 500 km hosszúságú, de 20 km-nél seholsem szélesebb öv a Külső és Belső-Kárpátok határvonalát jelzi. Fejlődéstörténete a középső-krétáig a Belső-Kárpátokéval volt azonos. Az ausztriai fázis hatására az öv képződményei (főleg jura mészkövek), igen erőteljes diszlokációt szenvedtek. Ettől kezdve az öv fejlődéstörténete a Külső-Kárpátokéval volt azonos. A merev jura mészkő-tömegeket kisebb-nagyobb vastagságban laza, puha, többnyire flis jellegű felsőkréta és paleogén üledékek borították be. A felsőkréta képződmények egyik igen jellegzetes kifejlődési formája ebben az övben az ún. púhói (púchovi) márga. - A miocén orogén fázisok a Belső-kárpátok konszolidált tömegét már nem zavarták meg, a Szirtövet viszont ugyanolyan erőteljes miocén tektonikai hatások érték, mint a Külső-Kárpátokat, vagyis a Flisövet. A préselő hatásokkal szemben azonban az öv merev jura mészkő-tömegei másképpen viselkedtek, mint a felső kréta-paleogén burok puha üledékei. A mészkőrétegek aljzatuktól és egymástól elszakadva, kisebb-nagyobb, gyakran több km átmérőjű összezuzott, felforgatott, gyökértelen tömbök, olisztolitok alakjában, beágyazásokhoz hasonlóan helyezkednek el a fiatalabb, puhább üledékek ugyancsak erősen összekuszált tömegében. A Szirtöv tehát tulajdonképpen gigantobreccsának (mélange-nak) tekinthető.

A Tarac völgyétől DK-re, a Keleti-Kárpátokban, a Szirtövhöz hasonló szerkezeti alakulat nem ismeretes. Érdekes viszont, hogy Északerdélyben a Cibles hegységben a Belsőkárpáti flis miocén takaróinak a déli peremét, valamint az alföldi Debrecen-szolnoki flisöv déli peremét. Ebes és Hajdusoboszló környékén, ugyancsak egy keskeny, tektonikailag kréta és neogén mozgásokkal egyaránt erősen zavart, főleg jura, valamint alsókréta rétegekből álló öv szegélyezi.

Ungvártól északra, a Szirtöv belső oldalán, a neogén vulkanitok alól, egy kis területen, a Nyugati-Kárpátok belső flisövének, az ún. Podhalei flisnek a legkeletibb nyulványa is a felszínre bukkan.

16-18. Kárpátaljai belső süllyedék

A Nyugati-Kárpátokban a Szirtövön belül, a Belső-Kárpátoknak a kréta időszak végén konszolidálódott, kristályos-mezozoos képződmények-

ből álló nagyszerkezeti egységei, a Tatridák, Veporidák és Gemeridák helyezkednek el. - Az Északkeleti-Kárpátokban ez a belső öv hiányzik. A Szirtov belső oldalán egy miocén-pliocén molassz üledékekkel és magmás képződményekkel kitöltött, ÉNy-DK-i irányú medence, a Kárpátaljai belső süllyedék húzódik, amelynek az aljzata nem a Nyugati-Kárpátoknak, hanem az Alföld neogén aljzatának a folytatása.

A Kárpátaljai belső süllyedék kialakulása, a Kárpáti előmélyedéshez hasonlóan, a Külső-kárpáti gyűrődések megindulásával egy időben, a paleogén és miocén határán, illetve a tortónai korszak elején kezdődött meg. A süllyedéket ÉK- és DNy-felé egy-egy ÉNy-DK-i irányú mélytöréses öv határolja. A kárpáti gyűrű területtől ÉK-en a Kárpátaljai mélytörés öve, a Pannóniai-medencétől DNy-on a Pannóniai mélytörés öve választja el. (A szovjet irodalomban Pannóniai-medence elnevezést csak a pliocéntól kezdve használják, s csak a pliocén képződmények aljzatát nevezik Pannóniai masszivumnak.)

Geomorfológiai és fejlődéstörténeti alapon a Kárpátaljai belső süllyedék két medencére osztható. ÉNy-i része a miocén-pliocén Csap-munkácsi medence, amely Ny-felé a Kelet-szlovákiai medencében folytatódik. DK-i része a pliocén üledékeket már nem tartalmazó Aknaszlatinai-medence, amely DK-felé a Máramarosi neogén medencével áll összeköttetésben. A két medencét a szubmeridionális irányú, térd-alaku Vihorlát-Gutin pliocén vulkáni lánc választja el egymástól. A Csap-munkácsi medence DNy-i szegélyén a Csap-nagyszőlősi lefedett miocén vulkáni vonulat húzódik.

Nagyszerkezeti alapon a Kárpátaljai belső süllyedéket sokkal célszerűbb nem haránt, hanem hosszanti (Kárpáti) irányban az alábbi két egységre osztani:

- a/ Monoklinás vagy szegély öv, amely mérsékelt vastagságú, meredek dőlésű miocén rétegekből áll.
- b/ Sódiairos és brachiantiklinálisos redők központi öve, amelyre a miocén képződmények nagy vastagsága jellemző. Ezt az övet mindkét oldalán egy-egy szinklinális öv szegélyezi.

A Kárpátaljai belső süllyedéket számos fiatal, főleg tortónai utáni hosszanti- és harántvető szeli át. Ezek mentén a medence aljzatának kisebb-nagyobb részletei egyenlőtlenül süllyedtek. A magasabban maradt részletek sásbércszerűen emelkednek ki mélyebbre süllyedt környezetükből. A harántvetők mentén nemcsak vertikális, hanem 3-4 km-t meghaladó horizontális elmozdulások is bekövetkeztek. A sásbércszerű alakulatok főleg a süllyedék nyugati részére, különösen pedig a Pannóniai mélytörés övére jellemzőek. Ilyen például a beregszászi, 700-1000 m, a nagydobronyi, 1800 m, az ungvári, 700-1100 m, a csapi, 1400 és a viski, 900-1100 m mélységben lévő neogén aljzattal.

A központi övre jellemzőek a hosszanti, ÉNy--DK-i irányban megnyult brachiantiklinálisok és a sódiapirook hatására kialakult, meredek oldalu kupolák. A sódiapirook különösen a keleti, Aknaszlatinai-medencében közismertek, ahol több helyen a felszínig hatolnak. A nyugati, Csap-munkácsi medencében, sőt Kelet-szlovákia területén sem hiányoznak, de ott nagyobb mélységben helyezkednek el.

A Kárpátaljai belső süllyedék neogén molassz üledékeinek az összvastagsága 600-700 m-től 2500-3000 m-ig változik. Azokat a régebbi elképzeléseket, melyek szerint az összvastagság a 6000 m-t is meghaladja, a területen lemélyített közel negyven mélyfúrás adatai megcáfolták.

Rétegtani szempontból a kárpátaljai neogén molassz az alábbi egységekre (rétegtani emeletekre) bontható:

A burdigalai emelet egyetlen szintje, a maximálisan 80 m vastag Burkalo szint, homokkő- és aleuolitrétegekből áll, s a süllyedék ÉK-i szegélyén, diszkordanciával, eocén flis képződményekre települ.

A helvéciai emelet jelenléte alig bizonyítható. A helyenként a Burkoló szintre települő, maximálisan 100 m vastag Teresuli konglomerátum-összletet szokták idesorolni, bár egyesek azt is a burdigalai emeletbe helyezik.

A tortónai emelet a süllyedék neogén képződményeinek a legnagyobb részét magában foglalja s összvastagsága gyakran a 2000 m-t is jóval meghaladja. Igen változatos üledékes és vulkanogén képződményekből álló szintjei alulról felfelé a következők:

A Novoszelica szint (30-700 m) Aknaszlatinától Beregszászig mindenütt jelen van. Uralkodólag változatos plagioklász-riolit-(riodácit) tufákból, tufitokból s kisebb mennyiségben, főleg a szint legfelső részében agyag- és márga-rétegekből áll. Régebben ezt a szintet a helvéciai emeletbe sorolták. A zöldesszürke színű Novoszelicai tufa, illetve az azzal azonos, mélyfúrásokkal feltárt Danyilovoi tufa, a magyarországi Középső riolittufa szinttel és az Erdélyi-medence Dési tufájával azonosítható.

A Tyereblja (Talabor) szint alsó, 50-250 m vastagságú része aleuolit-, homokkő-, tufit- és gipszrétegekkel tagolt argillitekből, felső, 100-500 m vastagságú része pedig sós, gipszes agyagrétegeket tartalmazó kősó-összletből áll (sóformáció).

A Szolitvino (Aknaszlatina) szint 100-800 m vastag, s aleuolit- és homokkő-közbetelepüléseket, valamint két 20-120 m vastag riodácit-tufa közbetelepülést tartalmazó agyagösszletből áll.

A felsőtortónai Tyereszva (Tarac) szint maximálisan 900 m vastag, s karbonátos kötőanyagú homokkő-, kemény aleuolit-, valamint riodácit-tufa közbetelepüléseket tartalmazó agyag- és agyagmárga-rétegekből áll.

A tortónai emelet legfelső tagja a 30-150 m vastag Baszheu szint homokkő- és aleurolit-közbetelepüléseket tartalmazó vékonyréteges agyagmárgából áll.

A szarmata emeletet alsó- és középső-szarmata koru képződmények képviselik.

Az alsószarmata két szintje, a max. 600 m vastagságú Dorobrato szint és a 25-450 m vastagságú Lukovo szint, a medenceperemeken főleg szublitorális konglomerátum- és homokkő-rétegekből, a medence centrális részében inkább agyag, agyagmárga- és aleurolit-rétegekből áll. Mindkét szintben riódácitos összetételű tufa-, tufoláva- és összesült tufa-közbetelepülések is előfordulnak (magyarországi Felső riolittufa szint).

A középső szarmata 50-200 m vastagságú Almás szintje aleurolit-, homokkő-, márga-, mészkő- és riódácit-tufa-közbetelepüléseket tartalmazó agyag-, agyagmárga-rétegekből áll.

A süllyedék nyugati részében a szarmata emelet andezites összetételű vulkanitokat és piroklasztikumot is tartalmaz.

A szarmata képződmények megszakítás nélkül mennek át a pannóniai emelet képződményeibe.

Az alsópannóniai alemeletet képviselő Iza szint 30-98 m vastag, s aleurolit-, homokkő-, márga-, valamint helyenként lignit-közbetelepüléseket tartalmazó agyag- és agyagmárga-rétegekből áll. Ebben a szintben helyezkednek el a Csap-nagyszőlősi vulkáni lánc andezites piroklasztikumai.

A felsőpannóniai alemelet 80-350 m vastag Koselev szintje főleg szenesedett növénytöredékekben gazdag homokos-agyagos kőzetekből, lignitcsikokból, továbbá helyenként konglomerátum-, máshol tarka agyagközbetelepülésekből áll. Ebben a szintben jelennek meg a Vihorlát-Gutin lánc andezites összetételű tufa-, tufit- és láva-padjai s ehhez a szinthez tartozik a Csap-nagyszőlősi lefedett vulkáni vonulat középső andezites összlete is.

A levantei emelet 100-600 m vastag, s három szintből áll. A legalsó, Ilyice szint agyag-, aleurolit- és homokkőrétegekből, valamint lignitpadokból áll. A középső, Gutin szint főleg a Vihorlát-Gutin lánc vulkanogén kőzeteit foglalja magában. A felső, Buszor szint a kárpátaljai neogén vulkanizmust lezáró fázis bazaltos, andezito-bazaltos laváit és tufáit tartalmazza.

A pleisztocén emelet maximálisan 350 m vastag Csop (Csap) szintje homokkő- és konglomerátum-közbetelepüléseket tartalmazó tarka agyagokból áll.

20. A Pannóniai mélytörés öve

Bár a Kárpátaljai belső süllyedék és a Pannóniai-medence is egy-egy neogén medencealakulat, fejlődéstörténetüket tekintve lényegesen különböznek egymástól,

A Kárpátaljai belső süllyedék üledékei uralkodólag miocén, elsősorban tortónai korúak. Pliocén üledékek csak a medence nyugati, csap-munkácsi részében fordulnak elő, de a szerepük ott is jelentéktelen. A süllyedék része volt annak a miocén medencekomplexusnak, amely a Déli-Kárpátoktól az Erdélyi medencén át egészen a Gemeridákig húzódott. Ennek a medencekomplexusnak a legérdekesebb és legértékesebb sajátossága, hogy benne a tortónai korszak elején, az ősföldrajzi viszonyok kedvező alakulása következtében, hatalmas sóformáció jött létre.

A Pannóniai-medence alföldi része a miocén elején, a burdigálai és helvéciai korszakban még nagyrészt lepusztuló szárazulat volt, a tortónai és szármáciai korszakban pedig egy olyan szigettenger, amelyben az üledék-képződés nagyobb méreteket sehol sem öltött. Az Alföld területén eddigi ismereteink szerint legfeljebb csak egészen jelentéktelen, lokális anhidrittelepek kialakulására került sor, pl. Kecskemét környékén.

A két medencerészt egy sajátosságos gát, egy ÉNy-DK-irányban kb. a magyar-szovjet határ mentén húzódó, sasbércszerű alakulatokból álló övezet választja el egymástól.

Ennek az övezetnek a legmagasabbra emelkedő horsztjaiban (Ungvár, Nagydobrony, Csap, Beregszász, Nagybánya) a neogén medencealjzat, amely a két szomszédos medencerészben 2-3000 m alatt helyezkedik el, 1000 m tsz. alatti mélység fölé emelkedik, sőt a Zempléni-szigethegységben a felszínre is előbujik.

Ennek az ÉK és DNy felőli hatalmas törésfelületekkel határolt övezetnek Merlicsék a "Pannóniai mélytörés öve" nevet adták. A DNy-i, Alföld-felőli törésfelület vonala a magyar irodalomban régóta használt "Szamos vonal".

A Pannóniai mélytörés övére sajátosságos neogén magmás tevékenység jellemző. Ezt a magmatizmust a szomszédos medencék magmatizmusától eltérőleg igen jelentős ércképződés is kísérte. (Csap-nagyszőlősi lefedett vulkáni vonulat).

Az övezetnek az egész neogén folyamán betöltött gátszerű szerepe már régóta nyilvánvaló. A neogén előtti szerepe, illetve megléte egyelőre még vitatott, s addig nem is tisztázható, amíg a neogén képződményekkel lefedett kárpáti területek aljzatát elfogadható módon meg nem ismerjük. Merlicsék szerint kialakulása már a paleozóikumban, a breton hegységképződési fázis-

sal kapcsolatosan megindult. Az alföldi mélyfurási adatok ennek a feltevésnek ellentmondanak. Ugyanis a Máramaros-debreceen-szolnoki paleogén flisöv a pannóniai mélytörés övét keresztezi. Tehát a paleogénben gátszerű sásbércvonulat itt még nem volt.

21. Pannóniai hegységközi medence

A Pannóniai-medence Kárpátaljával határos ÉK-i része, a Kárpátaljai süllyedékekkel ellentétben, miocén üledékeket alig tartalmaz. A Nyírség területének nagyarányú miocén kor süllyedését nagymennyiségű vulkáni törmelékanyagok felhalmozódása kompenzálta. Délebbre az Alföldi flisöv felett és a Középtiszántul területén a miocén vulkáni törmelékanyag mennyisége is jelentéktelen. Az alsómiocén itt hiányzik, s a tortónai és szármáciai emelet is csak kisebb-nagyobb foltokban van jelen. Sőt a pannóniai üledékképződés sem volt teljes, egyes helyeken csak az alsópannóniai korszak végén indult meg.

C. Az Északkeleti-Kárpátok nagyszerkezeti kapcsolatai a környező kárpáti területekkel

Az Északkeleti-Kárpátok Szirtövön belüli részében, kb. Az Eperjes-Tokaji-hegység és a Tarac folyók között, mindenütt fiatal, neogén és neogénidőszaki képződmények vannak a felszínen. Így a Kelet-Szlovákiai és a Kárpátaljai neogén medence aljzatának a földtani felépítésére vonatkozóan a legutóbbi időkig csak elképzelések lehettek.

A Külső-Kárpátok Flisöve a Bécsi-medencétől a Dimbovica völgyéig, a Szirtöv a Bécsi medencétől egészen a Tarac völgyéig megszakítás nélkül jelen van. A Nyugati-Kárpátok Belső flisöve is áthúzódik Kárpátukrajna területére, egészen az Ung folyóig. Érthető tehát, hogy a második világháború után a szovjet geológusok, teljesen logikusan, úgy képzelték, hogy a Kárpátaljai belső süllyedék aljzatában, a feltételezésük szerint 5-6000 m vastagságot is meghaladó neogén képződmények alatt a Nyugati-Kárpátok centrális masszívumai a Tatridák, Veporidák és a Gemeridák folytatódnak. Csak az látszott problematikusnak, hogy ezek a nyugati-kárpáti masszívumok Kárpátalja területén hogyan érintkeznek, illetve hogyan mennek át a Keleti-Kárpátok rétegtani és nagyszerkezeti szempontból lényegesen eltérő kristályos-mezozóos öveibe, a Dacida takarórendszerbe.

A legutóbbi évtizedek folyamán, érc-, kőolaj- és sókutatók céljából Kárpátukrajna területén közel 40 furást mélyítettek le. A furások eredménye meglepő volt. Kiderült, hogy a neogén képződmények vastagsága csak ritkán haladja meg a 2000 m-t és az aljzatuk olyan paleogén, kréta, jura és triász képződményekből áll, amelyek sem a Nyugati-, sem a Keleti-Kárpátok hasonló kora képződményeivel nem azonosak. Kárpátalja területén az Alföld ÉK-i részének a neogén aljzata folytatódik egészen a Szirtövig. (3. térkép).

Az Északkeleti-Kárpátok földtani fejlődéstörténetére és nagyszerkezeti kialakulására döntő hatást gyakorolt a Keleteurópai-tábla ÉNy--DK-i irányu pereme. A kréta időszakban ebben a hosszanti, vagy kárpáti irányban alakult ki a kárpáti flis-vályu ÉK-i szakasza.

Ezt az irányt követte a Kárpátaljai mélytörés öve, és az a mellette huzódó kordillera, amely a paleogén végéig a flis öv terrigén törmelékanyagát szolgáltatta. Ezt az irányt követik a flis övek neogén rátolódásainak, pikkelyei-nek és antiklinálisainak a csapásai, továbbá a kárpátaljai belső süllyedék öveinek és a pannóniai mélytörés övének a csapása is. A szovjet geológusok előtt sokáig érthetetlennek látszott, hogy Magyarország egész területén, ezzel ellentétben, a legfőbb (hosszanti) szerkezeti irányok, egészen a pannóniai mélytörés övéig (a Szamos vonalig), azaz kb. a magyar-szovjet határig, mindenütt DNy--Ék-iek. Ennek az eltérésnek az az oka, hogy a magyarországi, közép-hegységi, hosszanti irányok neogén előttiék. Az alföldi szerkezeti övek eredetileg ÉK-i irányban is tovább folytatódtak, de itt a Keleteurópai-tábla pereméhez alkalmazkodó neogén torlódások és lazulások iránya ezeket az idősebb irányokat teljesen elfedte. Magyarország területén viszont a kompresszív és diszjunkzív neogén mozgások legnagyobb része az idősebb DNy-ÉK-i irányu szerkezeti vonalokhoz alkalmazkodott. Ez az irány a Kárpátaljai belső süllyedék aljzatában képződmények elrendezésében még ma is kimutatható.

A süllyedék K-i, nagyobbik részének aljzata a NyDNy--KÉK irányu Máramaros-debrecen-szolnoki flisövek neogén fázisok hatására rátolódásokkal pikkelyeződésekkel megzavart paleogén és kréta kora képződményeiből áll. Ezek alól helyenként kárpáti irányu pásztákban, az idősebb alsókréta és jura kora képződmények is előbukkannak (Pl. Técső, Huszt, Munkács és Beregszász környékén).

A süllyedék Ny-i részének aljzatában, Csap környékén, a Zempléni szigethegység nem metamorfizált paleozóos (Perm és triász) képződményei folytatódnak; Ungvár környékén pedig, néhány furásban, a Kelet-szlovákiai neogén medence aljzatában lévő, epimetamorf, bizonytalan kora paleozóos palákat tárták fel.

A Kárpátaljai belső süllyedékben lévő neogén előtti képződmények megismerésének a kulcsa a több mint ezer alföldi szénhidrogénkutató furás kőzetanyagában van elrejtve. Az Alföld mélyföldtani felépítésének, különösen a nagyszerkezeti viszonyainak tisztázása viszont elképzelhetetlen a kárpátaljai mélyfurások adatainak, valamint az Erdélyi-Középhegység, a Keleti- és a Déli-Kárpátok földtani viszonyainak az ismerete nélkül.

Sajnos az idők folyamán menthetetlenül egyre pusztuló alföldi mélyfurási kőzetanyag alapos feldolgozása még hátra van. Pedig már az eddigi vizsgálatok adatai is gyökeresen megváltoztatták a Kárpát-medence földtani felépítésére vonatkozó régebbi elképzeléseket.

Megállapításaim, amelyeket röviden az alábbiakban foglalok össze, nem kötelező érvényű alapadatok; kiegészítésre és ellenőrzésre szorulnak.

A Kárpátmedence, illetve az egész kárpáti térség területe egy DNy-ÉK-i irányu, kb. a Dráva--Mura és a Hernád--Sajó összefolyását összekötő vonallal (Középmagyarországi nagyszerkezeti vonal, Hernád vonal; WEIN GY. szerint Zágráb--kulcsi vonal) két, földtani fejlődéstörténetét, rétegtanát és nagyszerkezeti felépítését tekintve egymástól alapvetően különböző félre osztható (4. térkép).

A DK-i fél részlegei, az Alföld, az Erdélyi-Középhegység, az Északkeleti-, Keleti- és Déli-Kárpátok, továbbá Kelet-Szerbia területe (Alföldiák, Transzilvanidák), a fáciesviszonyok és szerkezeti alakulatok rendkívül nagyfokú változatossága ellenére, olyan rokonsajátságokkal rendelkeznek, amelyek bizonyos egybetartozásra utalnak.

Igy például az egész DK-i részen jelentéktelen szerepet játszanak, sőt helyenként majdnem teljesen hiányoznak a perm előtti uj- és ópaleozóos képződmények. Az alpi ciklus perm-mezozóos üledékei többnyire közvetlenül igen idős prekambriumi vagy legfeljebb bajkái kristályos kőzetekre települnek. - A perm rendszer teresztrikus-terrigén törmelékes kőzetekből, továbbá bázisos és savanyu vulkanitokból és vulkáni törmelékkőzetekből áll (herciniai szubszekvens vulkanizmus). - Tengeri, karbonátos perm itt sehol sem fordul elő. Az alpi ciklus folyamán ez a terület a kisebb-nagyobb nyugodt és mobilis övek mozaikjából állott. A mérsékeltén süllyedő, nyugodtabb területeken felhalmozódott karbonátos üledékek vastagsága sehol sem jelentős. Olyan többezer méter vastagságú mészkő- és dolomitösszletek, mint a Dunántúlon, a Nyugati-Kárpátokban és a Keleti-Alpokban, itt sehol sem fordulnak elő. A karbonátos kifejlődésű triász, valamint a jura rétegek összvastagsága csak ritkán haladja meg az 1000--1000 m-t. A terület mobilis öveire igen jellemző a preorogén, iniciális, bázisos magmás tevékenység, továbbá a színorogén, terrigén flisképződés. A terrigén képződmények esetében, a karbonátosoktól eltérőleg, gyakori az abnormálisan nagy, gyakran több ezer méteres összletvastagság is.

Az ÉNy-i fél keskeny (50--60 km) peremi övére a tengeri eredetű karbonátos-pelites, s csak ritkán homokos kifejlődésű karbon, perm és triász kora rétegek jellemzőek. Különlegesség ebben az esetleg Bükkidáknak nevezhető övben a középsőtriász kora vulkáni képződményeknek a jelenléte. Az övet ÉNy-felé egy jura-alsókréta kora iniciális magmás képződményekben, ofiolitokban (szpilit-radioláriás formáció, gabbró, peridotit) gazdag mélytöréses öv zárja le, amely tk. az Északi- és Déli-Alpokat elválasztó mélytöréses övnek (insubrische Linie, a folytatása Balaton-vonal, Darnó-vonal).

A fenti mélytöréses öv és az Alpokat K-felé lezáró, kb. az osztrák-magyar határ mentén húzódó mélytörés közötti, esetleg Bakonyidáknak nevezhető területre (Bakony, Vértes, Gerecse, Budai-hegység), továbbá a Nyugati-

Kárpátokban a Veporidák és Gemeridák területére, rétegtanilag jellemző a paleozóikum (szilur, devon, karbon) gyakori jelenléte, továbbá a mezozóikumnak terrigén anyagban szegény, nagyvastagságú mészkő- és dolomit-összletekből álló kifejlődése. Mezozóos iniciális magmás képződményeket és flist ez az öv nem tartalmaz. Viszont az öv DK-i felében, a Szlovák-Középhegységben, valamint Magyarországon egy Zala megye és Recsk közötti széles sávban, gyakran lehet találkozni az alpi ciklus szinorogén magmatizmusának a termékeivel (felsőkréta granitoidok), illetve a szubszekvens magmatizmus legelső nyomaival (eocén, oligocén andezitek, granodioritok).

A Bakonydák nagyszerkezeti felépítése viszonylag egyszerű. A Veporidák és Gemeridák területén azonban a kréta időszakban hatalmas, bonyolult takarórendszerek, az ún. Szútbátrai-takarórendszerek jöttek létre. Az Alpok Alsókeletalpi takarórendszerének a Krizsnai-, a Felsőkeletalpinak a Choči- és a Gemerida takarórendszerek felelnek meg.

A fentebbi, DNy-ÉK-i irányú, rétegtani és szerkezeti szempontból egymástól lényegesen különböző öveknek a jelenlétét általában azzal magyarázzák, hogy a Kárpátmedencében a palaeozóikum és a mezozóikum folyamán ezeknek az öveknek a helyén, egymástól küszöbökkel elválasztott, keskeny, néhol szinte csatorna szerű geoszinklinálisok húzódtak. Pl. WEIN Gy. szerint: a Középhegységi vályu, az Igal-Bükki eugeoszinklinális, a Mecsek-kis-körösi eugeoszinklinális, a Villányi mezozóos vályu, a Tótkomlós-bihari vályu stb. Az egyes övek közettani, litológiai és rétegtani viszonyai azonban annyira eltérnek egymástól, és az övek közötti határ olyan éles és átmenet nélküli, hogy egy petrográfus számára az ilyen keskeny geoszinklinálisoknak az egymásmellettsége szinte elképzelhetetlen. Sokkal valószínűbb, hogy a fenti övek képződményei eredetileg a nagy Tethys-geoszinklinális-rendszer különböző, egymástól tekintélyes távolságra lévő részeiben halmozódtak fel, s az Alpoknak és Kárpátoknak a krétától a neogén végéig tartó kialakulása közben, tektonikusan kerültek egymás mellé. A rendkívül bonyolult, horizontális, s esetleg torziós mozgásokat végző kéregrészek közül egyeseknek a belsejében semmilyen különösebb szerkezeti elváltozások nem jöttek létre (pl. Dunántúli-Középhegység), másokban viszont hatalmas takarók képződtek (Veporidák, Gemeridák), vagy pedig a mozgó tömegek kisebb-nagyobb részei egymásra tolódtak (Erdélyi-Középhegység). A legnagyobb horizontális elmozdulások valószínűleg az iniciális, bázisos magmás képződményekkel kísért mélytöréses övek mentén zajlottak le.

Az Alp-Kárpát-Dinári rendszer tagjai közül legdélebbre, a mezozóos Tethys geoszinklinális D-i szárnyában, valószínűleg az Apenninek és a Dinaridák flises, ofiolitos képződményei halmozódtak fel. Kissé északabbra, de még ugyancsak a déli szárnyban helyezkedtek el az ugyancsak ofiolitos délalpi, valamint bükki képződmények is. A dél- és az északalpi kifejlődés közötti átmenet az Alpok területén jelenleg nincs meg. Eltűnt a Déli- és Északi-Alpokat egymástól elválasztó mélytöréses öv mentén. Esetleg ennek a kifejlődésnek felel meg a Bakony hegység mezozóikuma. A Tethys

geoszinklinális lassan, de nagy arányokban süllyedő tengely-zónájában halmozódtak fel az Alsó- és Felső-keletalpi takarórendszereknek, a Dunántúli-Középhegységnek, valamint a Nyugati-Kárpátok takarórendszereinek nagyvastagságu, karbonátos kifejlődésű, ofiolitokat és flis képződményeket nem tartalmazó mezo-kainozóos képződményei. A Tethys északi szárnyában halmozódtak fel a Nyugati-Alpok Pennini és Helvéciai takarórendszereinek nem túlságosan nagy vastagságu, viszont ofiolitokban és flis képződményekben gazdag mezo- és kainozóos üledékei. A középső-krétától a neogén végéig lezajló hegységképződési fázisok hatására a Tethys középső zónájában lévő képződmények észak felé mozdítottak és hatalmas takarók (Keletalpi takarók) alakjában borították be a Penninikum és Helvétikum ugyancsak takarókba gyűrődött képződményeit. A Nyugati-Alpokban a Keletalpi takarók lepusztultak. A Keleti-Alpokban azonban, egymás felett, mind a négy takarórendszer jelenleg is megvan. A Pennini takarórendszer képződményei a Keletalpi takarórendszerek alól csak kisebb-nagyobb ablakok alakjában (pl. az Engadini-ablak, Tauern-ablak, Wechsel-ablak, Kőszeg-Rohonci-ablak stb.), valamint a Keletalpi takarók északi peremén (Flis, Szirtöv) bukkannak a felszínre. A kárpáti térségben a Tethys északi szárnyát (azaz a Penninikumot és Helvétikumot) a Kárpáti flisöv, a Szirtöv, s esetleg a Tatridák bizonyos elemei képviselik, továbbá annak a hatalmas területnek a képződményei, amely terület a nagy Középmagyarországi mélytörés övétől DK-re helyezkedik el s amely az Alföldet, az Erdélyi-Középhegységet, valamint az Északkeleti-, Keleti- és Déli-Kárpátokat, továbbá Kelet-Szerbiát (Alföldidák, Transzilvanidák) foglalja magában. A Bakonyidáknak, Bükkidáknak, továbbá a Nyugati-Kárpátok nagy takarórendszereinek a paleo-, mezo- és idősebb kainozóos képződményei a kréta-neogén orogén fázisok hatására a Tethys délebbi részéből ékként nyomultak ÉK felé, s egy nyugati és egy keleti részre osztották a Tethys eredetileg összefüggő északi szárnyát. Ebből következik, hogy pl. a mecseki perm-mezozóos rétegek annakidején a Tethys geoszinklinálisnak jóval északibb részében rakódtak le, mint a Bükk, a Balaton-felvidék, vagy akár a Choči-takarórendszer hasonló kora képződményei. A Kárpátaljai belső süllyedék mezozóos képződményei sokkal inkább hasonlítanak a Szirtöv, az Alföld vagy a Bánát hasonló kora képződményeihez, mint a közelben lévő Nyugati-Kárpátok mezozóikumához (5. térkép).

Az Alföld, az Erdélyi-Középhegység és a Kárpátaljai belső süllyedék együttes nagyszerkezetének a finomabb részleteire vonatkozólag, az alföldi mélyfutásokból előkerült neogénnél idősebb kőzetanyagok a környezetben felszínen lévő hasonló kora képződményekkel való összehasonlítása alapján, az alábbi következtetéseket lehet levonni (6. térkép).

Az Erdélyi-Középhegység (Munti Apuseni) felszínen is jól tanulmányozható képződményei négy nagyszerkezeti egységhez tartoznak:

A Középhegység magva a Bihari-autochton, amelyhez a Gyalui-havasok, a Királyerdő, a Réz-hegység kristályos masszívumai és azok mezozóos burkai, továbbá az északerdélyi kristályos szigettrögök (Szilágysági-Bükk, Meszes, Magura, Cikó, Preluka) tartoznak.

A Bihari-autochtonra DNy-i irányból a Kodru takarórendszer rátolódásai és takarói torlódtak rá.

A Kodru takarórendszerre, mint parautochtonra, valamint a Bihari autochtonra D-felől a Hegyes-Biharia takarórendszer takarói tolódtak rá.

A Biharia takarórendszert DK-en félkör alakú ívben veszi körül az Erdélyi-Középhegység negyedik, legbonyolultabb nagyszerkezeti egysége, a Torockói-hegységet és az Erdélyi-Érchegységet magában foglaló Maros-menti ofiolit öv.

Az Erdélyi-Középhegység egy közel É--D-i csapásirányú, miocénvégi, illetve pliocén szerkezeti felület mentén a mélybe süllyedve, Ny-felé az Alföld aljzatában is tovább folytatódik.

A Tiszántul középső részén feltárt igen idős, prekambriumi gneisz- és csillámpala-tömegek (Körösszegapáti, Biharnagybajom, Hajduszovát, Turkeve) a Bihari autochton tartozékai.

A Tiszántul D-i részén és a Duna-Tisza közén a Mecsek irányában a Kodru takarórendszer folytatódik, amfioolitokban gazdag bajkái metamorfittokkal, gránitintruziókkal és kodru kifejlődésű permi-alsókréta képződményekkel. Az ország DK-i részén egy kodru kifejlődésű triász és alsókréta üledékekből álló, pikkelyszerű alakulatot tártak fel a Tótkomlós-pusztaszőlősi mélyfurások. Felette egy kis területen (Battonya-Kelet) a Hegyes-Biharia takarórendszer ÉNy-i pereme is jelen van.

A Maros-menti ofiolit öv Magyarország déli határain kívül folytatódik s É--D-i irányt véve fel, Keletszerbiában a Vardar-övhöz csatlakozik.

A Bihar-Királyerdei autochtont É-on hatalmas ívben övezi a Kárpát-medence egyik legbonyolultabb és legérdekesebb szerkezeti övezete, a Máramaros-Debrecen-Szolnok vonalában húzódó Középföldi-flisöv. Ez az öv földtani fejlődéstörténetét, rétegtanát és szerkezeti felépítését tekintve, jóval kisebb arányokban ugyan, de feltűnően hasonlít a Kárpátok Szirtövére. Az övezet jura és alsókréta üledékekből és hasonló kora bázisos iniciális magmás képződményekből álló aljzatát nagyon erősen megzavarták az ausztriai fázissal kapcsolatos kéregmozgások. Az aljzatra diszkordanciával települő, háromféle (púchovi-márga, flis, fekete-pala) fáciesben kifejlődött felsőkréta és a többnyire flis kifejlődésű paleogén üledékeket, az aljzattal együtt a neogén fázisok torlasztották feltehetően D-i vergenciájú rátolódásokba (pl. a Lápos hegységben a Lápos- és a Botiza-takaró).

A Kárpátaljai belső süllyedékben a neogén képződmények többnyire ennek az övezetnek a paleogén képződményeire települnek. A neogén mozgások hatására létrejött sasbárcszerű alakulatok tetőrészein (pl. Beregszász, Huszt, Técső környékén) azonban a paleogén többnyire hiányzik, mert a miocén elején lepusztult. A Kárpátaljai belső süllyedék jura, kréta és paleogén képződményei a flisöv közép-alföldi részének a hasonló kora képződményeivel nagyon jól azonosíthatók.

A Középföldi-flisövtől ÉNy-ra a kárpátaljai neogén képződmények aljzata a Zempléni-szigethegységben felszínen lévő, nem metamorfizált karbon, perm, valamint triász kora képződményekből, északabbra a Kelet-szlovákiai-medence aljzatában Nagymihály (Michalovce) környékén feltárt epi-metamorf paleozóos üledékekből, illetve a Homonna (Humenné) közelében felszínen lévő mezozóos képződményekből áll. Ezeket a paleozóos-mezozóos képződményeket Kárpátalja területén az Ungvár és Csap környékén lemélyített furások tárták fel (3. és 6. térkép).

D. Irodalom

Kárpátalja földtani felépítésének ismertetésénél saját megfigyeléseimen kívül főleg a V. V. GLUSKO és SZ. SZ. KRUGLOV szerkesztésében 1971-ben Moszkvában megjelent "Geologicseszkoje sztrojenyje i gorjucsüe iszkopajemüe Ukrainszkich Karpat" c. könyvet használtam fel. E könyv irodalomjegyzékében a Kárpátaljára vonatkozó, 1971-ig megjelent orosz, lengyel, szlovák és román irodalom bőségesen megtalálható. Sajnos a bécsi és a magyar geológusoknak Kárpátalja földtanát megalapozó munkái a fenti könyv irodalmi jegyzékéből hiányoznak. Az első világháború előtti irodalom több régebbi közleményben, így például POSEWITZ T. 1906-ban megjelent munkájában is megtalálható. A későbbi közlemények közül, a teljesség igénye nélkül, az alábbiakra hívom fel a figyelmet:

- BÖHM-BEM B. 1941: Geologische Verhältnisse der Polnisch-Ungarischen Karpathen und die Verteilung ihrer Gas- und Erölgebiete. - Beszámoló a Magy. Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Magy. Kir. Földt. Int. 1941. Évi Jel. Függ. 47-60.
- BULLA B. 1940: A Nagyág, a Talabor és a Tisza terrasza. - Földr. Közl. 68. köt. 3. sz. 270-300.
- GESELL S. 1881: Máramarosmegye geológiai viszonyai, különös tekintettel értékesíthető ásványok fekvőhelyeire. - Magyar Kárpát-egyesület Évkönyve 8.
- GESELL S. 1895-1898: Az ungvölgyi Luh vidékén előforduló petroleum geológiai viszonyai - Magy. Kir. Földt. Int. Évk. 12, 279-294.
- HORUSITZKY F. - WEIN GY. 1948: Uzsok és Luh környékének földtani viszonyai. - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1939-40. évről 3. rész, 1-61.
- KÉZ A. 1940: A Felső-Tisza és a Tarac terrasza. - Földr. Közl. 68/3 158-186.
- KÖRÖSSY L. 1959: Az Északkeleti-Kárpátok, az Ung - beregi síkság kőolajföldtani viszonyai és a határos magyar területek kiterjedése. - Bányász. Lapok, 7, 482-488.

- KULCSÁR L. 1943: A mezőkaszonyi szigetvulkánok. - Tisia 6. köt. Közl. Tisia 6. köt. Közl. Debreceni Tisza I. Tud. Egy. Ásv. Földt. Int. 23.
- KULCSÁR L. 1968: A magyar-szovjet határmenti vulkánosság a legújabb szovjet és hazai kutatások tükrében. - Acta Geogr. Debrecina 14/7. 143-160.
- KULHAY GY. - JANTSKY B. 1953: A Borló-, Gyil- és Háthegység földtani felépítése. Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1941 - 42. évről. Záró kötet, 55-63.
- LÓCZY L. 1943: A Ruténföld visszaszerzésének gazdasággeológiai jelentősége. - Magy. Kir. Földt. Int. Évi Jel. az 1939-1940. évekről, 1. köt, 185-242.
- MAJZON L. 1943: Adatok egyes kárpátaljai flis-rétegekhez, tekintettel a Globotruncanakra. - Magy. Áll. Földt. Int. Évk. 37/1, 3 - 170
- MAJZON L. 1948: A Técső - Neresznice közötti terület üledékeinek geológiai kora. - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1939 - 40. évről, 3. rész, 63 - 72.
- NOTH GY. 1907: A Komarnik - mikovai és luhi petroleum-előfordulásokról. - Földt. Közl. 37, 25 - 29.
- PANTÓ G. 1965: Miozäne Tuffhorizonte Ungarns. - Acta Geol. Acad. Sc. Hung. 9/ 3 - 4, 225-233.
- PÁVAI - VAJNA F. 1943: A Felső-Izavölgy környékének geológiája Besz. a Magy. Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Magy. Kir. Földt. Int. 1943. Évi Jel. Függ. 6. 313-355.
- POSEWITZ T. 1896: A Taracz és Talabor folyók alsó folyása közötti terület. - Magy. Kir. Földt. Int. Évi Jel. 1895-ről, 27-37.
- POSEWITZ T. 1906: Petroleum és aszfalt Magyarországon. Magy. Kir. Földt. Int. Évk. 15/ 4 212-444.
- SCHMIDT B. R. 1947: A Kárpátok és általában a lánchegységek szerkezetének geomechanikai szintézise. - Magy. Áll. Földt. Int. Évk. 38/ 1-2, 69-124.
- SCHRÉTER Z. 1943: Az izaszacsali kőolajterület földtani viszonyai - Földt. Közl. 73/1-3, 55-85.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1953: A Visk környéki bányaföldtani vizsgálatok. - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1941-42. évről Záró kötet, 65 - 71.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1953: Máramarosi vasércelőfordulások bányaföldtani vizsgálata. - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. az 1941-42. évről, 74-82.

- SZALAI T. - SZENTES F. 1940: Földtani tanulmányok Kárpátalján . - Besz. a Magy. Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól, Magy. Kir. Földt. Int. 1940. Évi Jelen. Függ. 93-109.
- SZALAI T. 1943: Földtani szelvények a Fekete Tisza, a Tarac és a Talabor mentén. - Besz. a Magy. Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Magy. Kir. Földt. Int. 1943. Évi Jel. Függ. 2, 37-50.
- SZALAI T. 1944: Szolyva környékének földtani viszonyai. - Besz. a Magy. Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Magy. Kir. Földt. Int. 1944. Évi Jel. Függ. 4, 189-214.
- SZALAI T. 1945: Rétegtani és szerkezeti tanulmányok Kőrösmező környékén. - Magy. Kir. Földt. Int. Évi Jel. 1941 - 1942. évekről, 1. 321-367.
- SZALAI T. 1947: Az Északkeleti Kárpátok geológiája. - Magy. Áll. Földt. Int. Évk. 38/1-2. 3-68.
- SZENTES F. 1942: A felsőtiszai miocén medence összefoglaló képe - Besz. a Magy. Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Magy. Kir. Földt. Int. 1942. Évi Jel. Függ. 5-18.
- SZENTES F. 1945: Jelentés Máramaros vármegyében 1939 - 1942. években végzett földtani felvételek állásáról. - Magy. Kir. Földt. Int. Évi Jel. az 1941-1942. évekről 1, 369-378.
- SZENTES F. 1949: A kárpáti hegrendszer helyzete az alpesi orogénben Földt. Közl, 79, 89 - 94.
- SZEPESHÁZY K. 1973: A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai - Ált. Földt. Szemle 3, 3-58.
- TELEGDI ROTH K. 1929: Magyarország geológiája I. rész. - A magyar föld és az azt környező területek hegyszerkezetének kialakulása. p. 170.
- VENDL M. 1926: A tarpai Nagyhegy hiperszténandezitje. - Ann. Mus. National Hung. 23, 169-177.
- WEIN GY. 1943: Földtani szelvény az Ung mentén. - Beszámoló a Magy. Kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Magy. Kir. Földt. Int. 1943. Jel. Függ. 52-87.
- WEIN GY. 1948: Polena környékének földtani viszonyai. - Magy. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1939-40. évről 3, 73 - 97.
- WEIN GY. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. - Acta Geol. Ac. Sc. Hung. 13, 399 - 436.
- WEIN GY. 1973: Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. - Jb. Geol. B. A. 116, 85 - 101.

Geological Setting of the NE-Carpathians and Their Position
in the Carpathian System

by

K. Szepesházy

ABSTRACT

The Flysch Belt of the Outer Carpathians is uninterrupted from the Vienna Basin to the Dimbovitza Valley, just like the Pieniny Klippen Belt to the Teresva Valley. However, inside of the Klippen Belt, in the sector of the NE Carpathians, viz. between the Hernád Lineament and the Teresva River, there is no nappe-structure inner belt of Mesozoic and crystalline formations at the surface. This is a considerable difference in comparison with the Western and Eastern Carpathians. In the inner part of the NE Carpathians the Neogene sediments and volcanic rocks of the "Transcarpathian Sub-Carpathian Depression" are exposed. Underlying these, one finds the crystalline, Paleozoic, and Mesozoic formations known from under the Great Hungarian Plain, and not the nappes of the Veporids, Gemerids and Dacids.

The Carpathian Region can be divided into two areas along a SW-NE directed line connecting the confluences of the rivers Dráva-Mura and Hernád-Sajó, respectively. This is known as the Hernád Lineament, separating two areas of different structure, stratigraphy, and paleogeographic development. (See Map 4.)

1. The Southeastern Area consists of several units (Great Hungarian Plain, Apuseni Mts, NE-, E- and S-Carpathians (Alföldids, Zemplénids and Transylvanids) and Eastern Serbia. Notwithstanding the great variety of facies and structural subunits, these units display some common features which suggest a certain homogeneity. E. g., in this area the Pre-Permian formations are subordinate, or even completely missing. The Permian and Meso-Kainozoic formations of the Alpine orogenic cycle rest in most cases directly upon a very ancient, --Precambrian or Assyntian -- crystalline basement. The Permian is represented usually by terrigenous, clastic sedimentary rocks accompanied by volcanics and pyroclastics of basic to acid character produced by the Hercynian subsequent volcanism. No marine carbonate rocks are known to occur here. During the Alpine cycle, this area was constituted by a mosaic of quiet and mobile blocks.

The thickness of carbonate sequences accumulated in the quiet areas is not considerable. No such mighty limestone and dolomite sequences are to be found which would match those of the Eastern Alps, the Western Carpathians, or the Transdanubian Central Mountains. The mobile belts of this are characterized by a preorogenic (Jurassic to Early Cretaceous) initial magmatic

activity of basic composition (with the predominance of submarine basalts and spilites, without ultrabasic rocks,) and by the synorogenic formation of the terrigenous flysch sediments. In the latter-- in contrast to the carbonate rocks -- extreme thicknesses, up to several thousand metres, are common. In a submeridionally oriented belt synorogenic magmatic activity of granodioritic (banatitic) character, of Late Cretaceous to Paleocene age, has also been stated.

2. The Northwestern part consists of two belts.

A). The SE marginal belt, called Bükkids, is narrow (50-60 km).

It is characterized by the presence of marine, carbonate and pelitic, rarely arenaceous sequences of Carboniferous, Permian and Triassic sediments.

Its peculiarity is the presence of volcanites of Middle Triassic age. The northeastern border of the belt is marked by a deep-fault line (Balaton Lineament), which is a prolongation of the "Insubrische Linie" separating the Northern Alps from the Southern ones. This lineament is accompanied by ophiolites (spilitic-radiolarite Formation, gabbro, peridotite) of Jurassic and Early Cretaceous age.

B). The Bakonyids, situated between the former and the Alps, as well as the Veporids and Gemerids of the Western Carpathians are characterized by the presence of Paleozoic sediments (Silurian, Devonian and Carboniferous) and by the mighty limestone and dolomite sequence, rather poor in terrigenous materials, of the Mesozoic. No initial magmatic rocks and no flysch do occur; however, the products of Alpine synorogenic magmatism are not rare (Late Cretaceous granitoid rocks in the Gemerids), just like the first products of subsequent magmatism (Eocene-Oligocene andesites and granodiorites of the Zala Basin and of the Hungarian Central Mountains range). As for the Bakonyids, the tectonical setting is relatively simple. In contrast to this, in the Veporids and Gemerids a complicated nappe structure, the Subatric Nappe System, developed during the Cretaceous. The Krizna Nappe corresponds to the Lower East Alpine Nappe system, while the Choč and Gemerid Nappe systems -- to the Upper East Alpine one.

The existence of the above-characterized belts is usually interpreted by the assumption of several narrow geosynclinal troughs separated from each other by ridges. In the writer's opinion it is much more likely that the formations of the enumerated belts were deposited originally in various parts of the Tethys geosyncline, far from each other, and were brought into their present-day position by tectonical dislocations which were active during the evolution of the Alps and Carpathians from the Cretaceous through the Neogene. In some of the crustal units, which suffered important horizontal and torsional displacement, no particular alterations occurred (e. g. in the Transdanubian Central Mountains). In other, however, large-scale nappe formation occurred (Veporids, Gemerids), or smaller-bigger subunits became overthrust on each other (Apuseni Mts). Initial, synorogenic and subsequent magmatic rocks are bound to the "deep fault" lines along which the largest-scale horizontal displacements were going on.

Farthest to the South, in the southern part of the Mesozoic Tethys geosyncline, the flysch and ophiolite formations of the Apennines and the Dinaric Mountains were accumulated. To the north of these, but still in the southern part of the Tethys, were deposited the ophiolites and carbonates of the Southern Alps and the Bükkids.

In the axial belt of the Tethys geosyncline -- displaying a slow, but large-scale subsidence -- were formed the mighty carbonatic sequences of the Eastern Alps, the Veporids, Gemerids, (later transformed into nappe systems) and those of the Bakonyids. All these lack ophiolites and flysch sediments.

In the northern part of the Tethys geosyncline developed the formations of the Penninian and Helvetian Nappe Systems of the Western Alps, farther those of the Carpathian Flysch Belt, of the Klippen Belt, and those of the Alföldids, Zemplenids, Transylvanids and of East Serbia. In these, ophiolites and flysch occur again (Map 5).

The displacements are due to the compression phases of the Alpine orogeny, from the Middle Cretaceous through the end of the Neogene, oriented N-S and W-E.

The formations of the axial zone were displaced towards N and of the northern part, folded into the Penninian and Helvetian Nappes. In the western Alps, the East-Alpine nappes have been erosionally removed. In the Eastern Alps, however, the four superposed nappe systems exist even at the present day. The formations of the Penninicum and of the Helveticum crop out in form of tectonic windows from below the East Alpine nappe systems (such are the windows of: Engadin, Tauern, Wechsel, Kőszeg-Rechnitz, etc.) as well as at the northern border of the East-Alpine nappes (Flysch Belt, Klippen Belt).

In the Carpathian Region, the formations of the southern and axial belts of the Tethys were in part simply displaced towards N (Bükkids, Bakonyids,), while in part they covered in form of mighty nappes (Veporids, Gemerids) some formations of the northern part (some elements of the Tatrids, Alföldids, Zemplenids).

Consequently, the Mesozoic formations of the Bükk, Bakony mountains and of the Choč nappe system were situated originally farther to the South in the Tethys geosyncline, than those of the Mecsek, the Great Hungarian Plain, or East Serbia. In some areas, e. g. along the Hernád river, at the contact of the Gemerids, Bükkids and Zemplenids, it would be possible to find the Paleo-Mesozoic formations of the southern, central and northern parts of the Tethys directly iuxta- or superposed to each other.

1. Térkép - Map 1.

A Kárpátok ivének nagy földtani egységei

Major geological units of the Carpathians

2. Térkép

Kárpátukrajna vázlatos szerkezetföldtani térképe (Ukr. NIGRI, 1969 után)

Jelmagyarázat:

1. A Keleteurópai-tábla délnyugati pereme

Kárpáti előmélyedés:

2. Külső (epiplattform) öv

3. Belső (epigeoszinklinális) öv

Kárpáti gyűrt terület (Külsőkárpáti flisövezet):

a/ Külső antiklinális öv

4. Pikkelyek öve

b/ Közbülső szinklinális öv:

5. Szubsziléziai öv

6. Sziléziai öv (Kroszno) öv

7. Csernogorai (Sipot) öv

8. Dukla öv

c/ Belső antiklinális öv:

9. Magura öv

10. Porkulec öv

11. Rachov öv

d/ A Kárpátaljai mélytörés öve:

12. Máramarosi kristályos masszívum

13. Máramarosi öv

14. Szirtöv (Pienini szirtek öve)

e/ Belsőkárpáti flisöv

15. Podhalei flisöv

Kárpátaljai belső süllyedék:

16. Vihorlát-Gutin vulkáni lánc

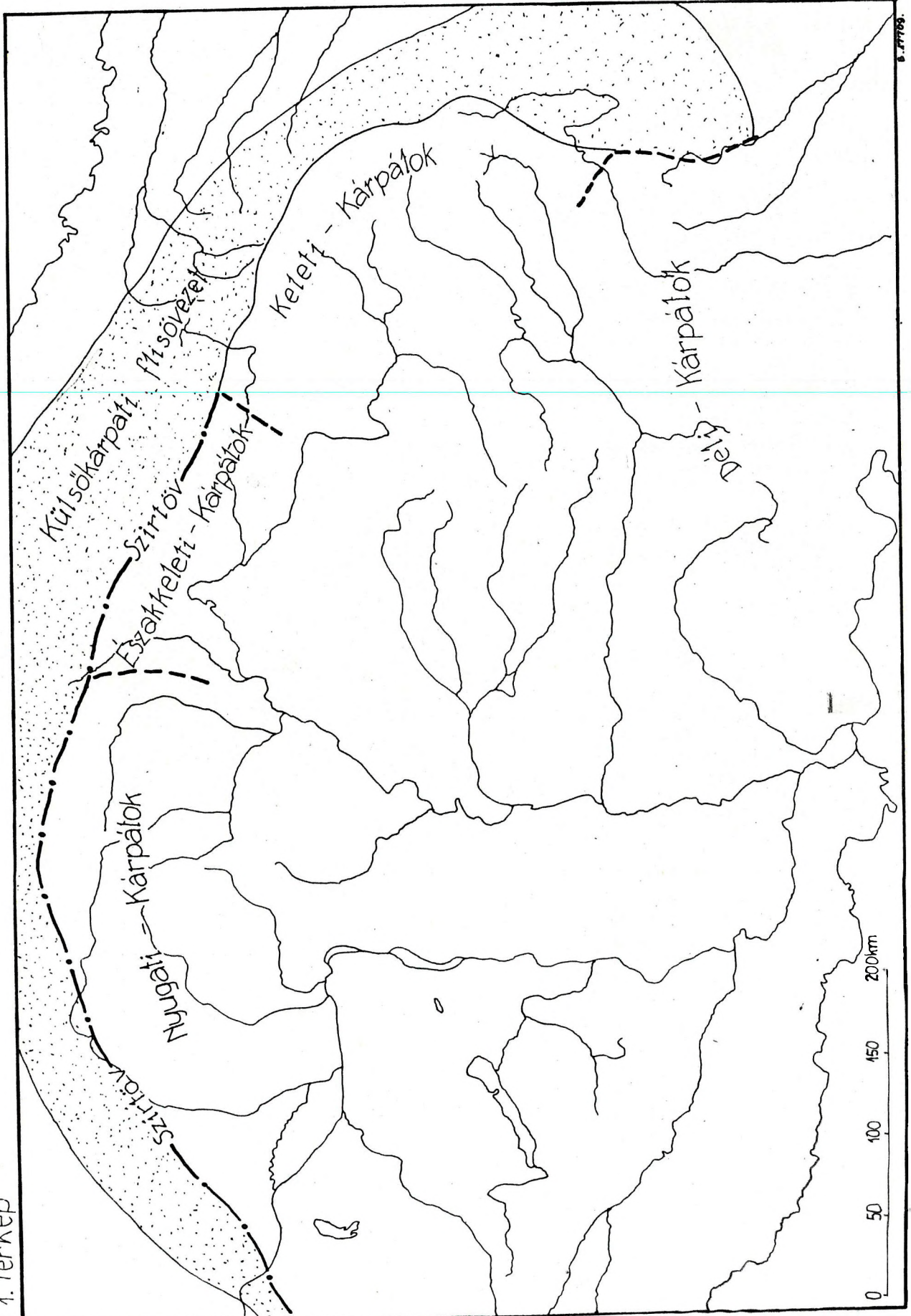
17. Monoklinális vagy szegély-öv

18. Sódapirok és brachiantiklinálisos redők központi öve

A Pannóniai mélytörés öve

19. Csap-nagyszőlősi lefedett vulkáni vonulat

20. Pannóniai hegységközi medence



8.77768

1. Térkép

Map 2Structural Sketch of Carpathian Ukraine (After Ukr, NIGRI 1969)Legend :1. SW Margin of the East European Table (Platform)Carpathian Foredeep:

2. Outer (epiplatform) belt

3. Inner (Epigeosynclinal) belt

Carpathian folded area (Outer Carpathian Flysch Belt)

a/ outer anticlinal zone

4. Overthrust belt

b/ Middle synclinal zone

5. Subsilesian belt

6. Silesian (Krosno) belt

7. Cernogora (Sipot) belt

8. Dukla belt

c/ Inner anticlinal belt:

9. Magura belt

10. Porkulec belt

11. Rachov belt

d/ Zone of the Sub-Carpathian Deep Fault

12. Crystalline Mass of Máramaros

13. Máramaros belt

14. Pieniny Klippen belt

e/ Inner Carpathian Flysch Zone

15. Podhale Flysch belt

Sub-Carpathian Internal Depression

16. Vihorlat-Gutin Volcanic Range

17. Monoclinial or marginal belt

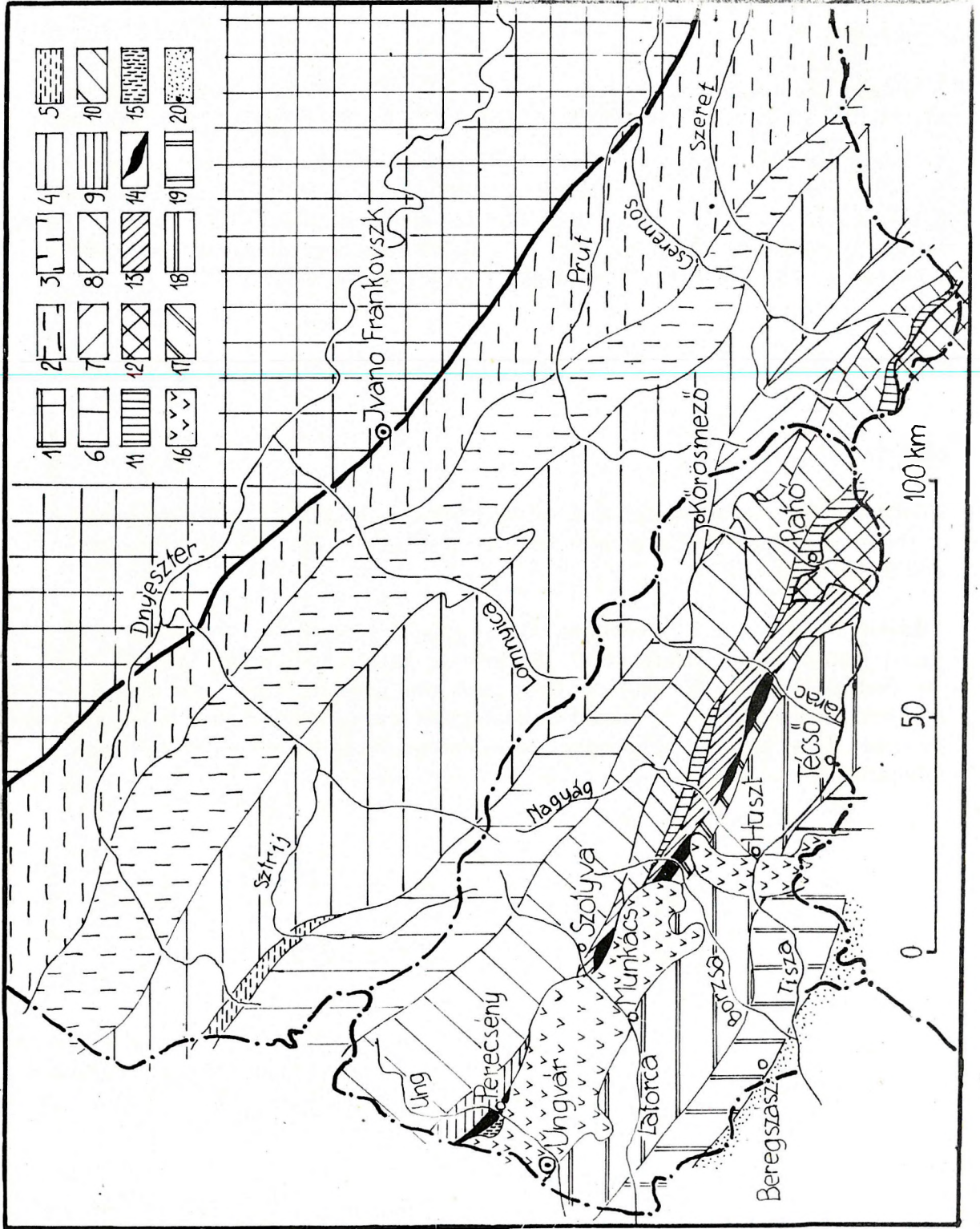
18. Central belt of salt domes and brachyantoclinal folds

Zone of the Pannonian Deep Fault

19. Csap-Nagyszőlős buried volcanic range

20. Pannonian Intermontane Basin

2. Térkép



3. Térkép

A neogén képződmények aljzatának vázlatos fedetlen földtani térképe a Kárpát-aljai belső süllyedék területén (V. V. Glusko és Sz. Sz. Kruglov 1971. alapján)

1. Paleozóikum? 2. Perm? 3. Triász? 4. Jura? 5. Kréta (tagolatlan),
6. Felsőkréta, 7. Eocén, 8. Paleogén (tagolatlan)? 9. Oligocén, 10. Podhalei flis (eocén), 11. Mélytöréses öv (Geofizikai adatok alapján), 12. Törésvonalak (geofizikai és geológiai adatok alapján), 13. Feltételezett rátolódások, 14. Képződményhatár, 15. A neogén képződmények elterjedésének határa

Map 3

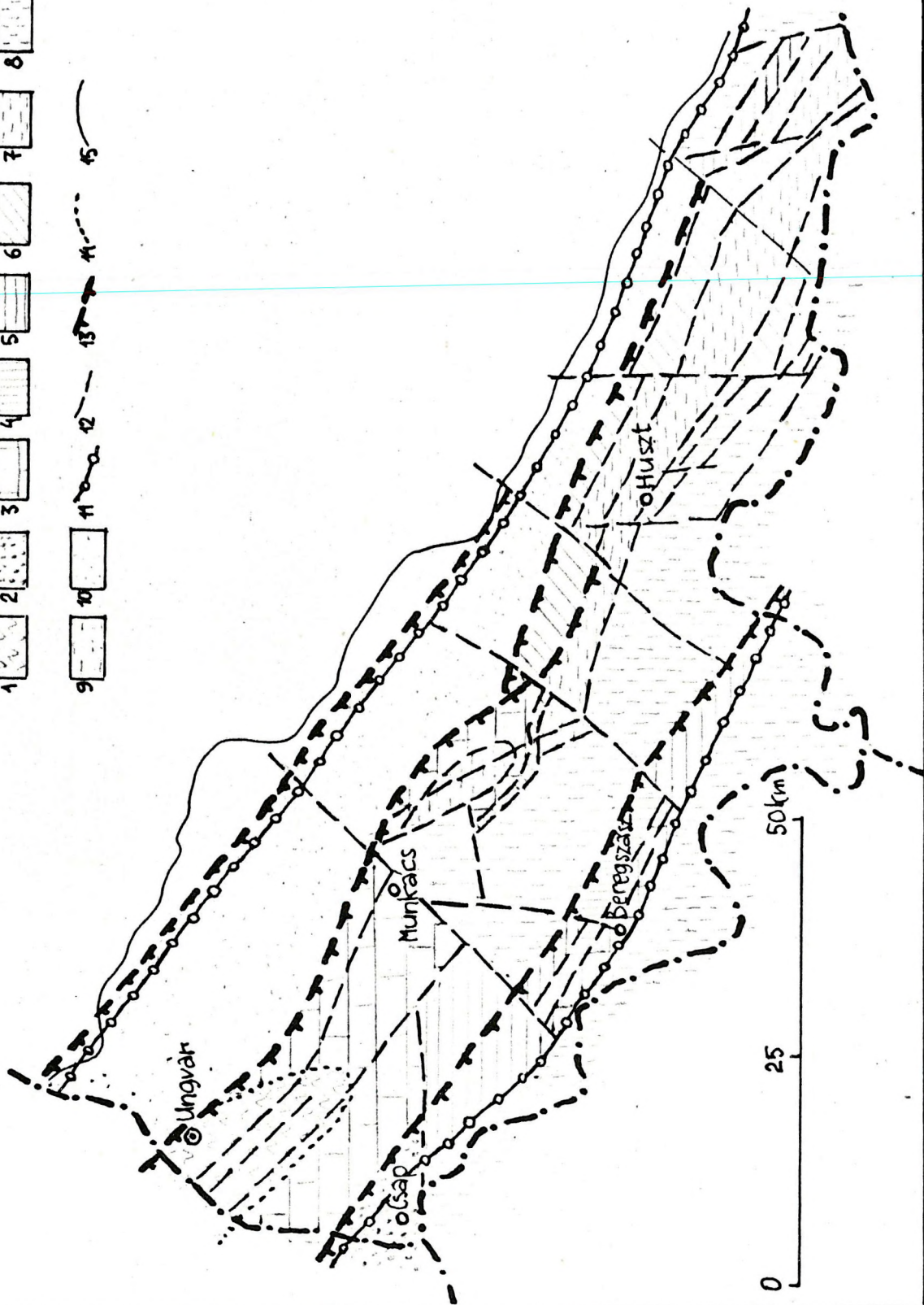
Uncovered geological sketch map of the formations underlying the Neogene in the area of the Sub-Carpathian Internal Depression (after V. V. Glushko and S. S. Kruglov 1971)

Legend: 1. Paleozoic? 2. Permian? 3. Triassic? 4. Jurassic? 5. Cretaceous (undivided) 6. Upper Cretaceous 7. Eocene 8. Paleogene (undivided) 9. Oligocene 10. Podhale Flysch (Eocene) 11. Deep fault line established by geophysical measurements 12. Fault (based on geological and geophysical data) 13. assumed overthrust 14. formation boundary 15. Contour of the extension of Neogene formations

3. Térkép

Jelmagyarázat:

- 1 2 3 4 5 6 7 8
- 9 10 11 12 13 14 15



A. 17708.

4. Térkép

A kárpáti térség paleozóos és mezozóos képződményeinek elrendeződése az alpi orogén fázisok befejeződése után. (Durva nagyszerkezeti vázlat.)

Map 4

Distribution of Paleozoic and Mesozoic Formations in the Carpathian Region after the Alpine Orogeny. (Rough Sketch).

Eszaki szárny:

Jdős krt'sfálys ajzat; kevés paleozóikum; a mezozóikum csökkenti vastagságu, esetleg hiányos, kevesebb karbonátos és több ferrigén anyaggal; övekben ofiolitok és flis ki-fejlődés

Középső zóna:

Tejjes paleozóikum; nagyvastagságu, karbonátos, hiánytalan mezozóikum, ofiolitok és flis nélkül

Déli szárny:

- Déltápi kifejlődés
Paleozóikum van; a mezozóikum karbonátos, ofiolitokkal, flis nélkül
- Dinári kifejlődés
Paleozóikum van; a mezozóikum karbonátos és ferrigén, ofiolitokkal és flissel

Eszaki előter

Alpok

Helvéciai takarérendszer

Pennini takarérendszer

Kárpátok

Külsőkárpáti flisövezet,
Szirtöv, Zempléniidák,
Alföldidák,
Transzilvanidák

A Tairóveporidák és Gemeridák
takarérendszeret,
Bakonyidák

Déli-Alpok

Bükkidák

Appeninek,
Dinaridák

Dinaridák

Déli előter

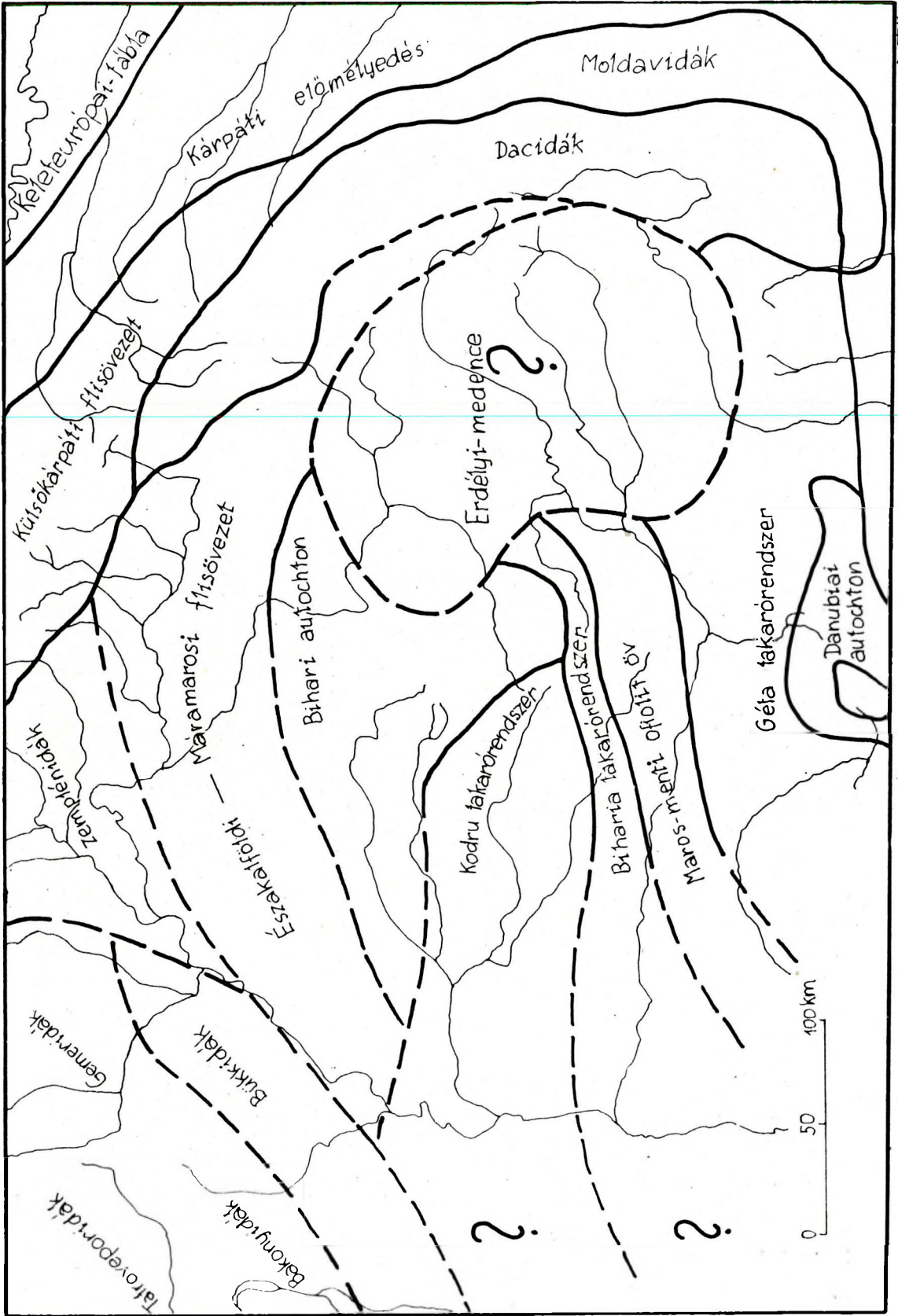
6. Térkép

A neogén képződmények aljzatának főbb nagyszerkezeti egységei az Alföld, a Kárpátaljai belső süllyedék, az Erdélyi-Középhegység és a Keleti-Kárpátok területén. (Durva vázlat.)

Map 6

Major Structural Units in the Basement of the Neogene Formations in the Area of the Great Hungarian Plain, the Subcarpathian Internal Depression, the Transylvanian Central Mountains and the East Carpathians. (Sketch).

6. Térkép



KÁRPÁTALJA MÉLYTÖRÉSEI, NEOGÉN MAGMATIZMUSA ÉS ÉRCESÉDÉSE

Szepesházy Kálmán

B. V. MERLICS és S. M. SZPITKOVSKAJA "A mélytörések tektonikájának és magmatizmusának problémái" c. sorozatban megjelent fentebbi című könyvének ismertetése.

A szerzőknek 1974-ben Lvovban megjelent könyve közel husz esztendő eredményeit foglalja össze.

A 175 oldalas könyv főbb fejezeteiben az Ukrán Szocialista Tanácsköztársaság kárpátontuli területének (Zakarpatje, Kárpátalja) az alábbi földtani vonatkozású kérdéseivel foglalkozik:

A kárpátaljai földtani kutatások története; a terület földtani felépítése és neogén magmatizmusa; a neogén magmás képződmények elterjedésének tektonikai alapjai; a neogén magmás tevékenység és az endogén ércesedés közötti összefüggések; Kárpátalja és a Kárpátmedence szomszédos részeinek metallogenetikai tájbeosztása (rajonirozása); irodalom.

A könyv a Kárpátalján folyó érckutatás céljait szolgálja; nagyon jó példa arra, hogy milyen földtani előkészítő munkával lehet és kell egy terület nyersanyagkutatását támogatni. Tekintve, hogy a magyar földtani irodalomban hasonló jellegű könyv nagyon kevés akad, ajánlatosnak tartom a könyv legfontosabb, részünkre talán kissé szokatlan megállapításait kissé részletesebben ismertetni.

1. Kárpátalja neogén magmatizmusa

A Kárpátok térségében, pontosabban a Belső-Kárpátok és a Kárpátmedence területén előforduló neogén magmás képződmények két, egymástól genetikailag alapvetően különböző csoporthoz sorolhatók: egy kéreg-eredetű, savanyu, riolitos, és egy köpeny eredetű, bázisos, andezites csoporthoz. A két csoport kőzeteinek elterjedésénél bizonyos koncentrikus-öves elrendeződés figyelhető meg. A riolitos csoport tagjai maximális kifejlődésben a kárpáti térség központi részében (a Pannóniai-masszivum, vagy Pannóniai-medence területén) vannak jelen. Az andezites csoport tagjai két, megszakításokkal tagolt ívben, keretként veszik körül a Pannóniai masszivumot. A külső és a belső ívet helyenként radiális irányú vulkáni láncok kapcsolják össze (2. térkép).

A kárpátaljai neogén magmatizmus fejlődését a legutóbbi évek kutatási eredményei alapján összeállított, mellékelte táblázat szemlélteti (1. táblázat). A román, magyar és csehszlovák szakirodalom adataival kiegészítve a táblázat lényegében az egész kárpáti térségre érvényes. A táblázatban szereplő fogalmak közül a komplexus anyagi, a fázis és a stádium fogalmak idő jellegű. A komplexus egy genetikailag egybetartozó csoport különböző időben felszínre került tagjait, a fázis és a stádium pedig különböző komplexusoknak nagyobb vagy kisebb időintervallum alatt felszínre került tagjait foglalja magában.

Magmás komplexus alatt, E. T. Satalov (1965) alapján, egy meghatározott magmás fácieshez tartozó kőzetek összességét kell érteni, amelyek ugyanabból a magmaforrásból származnak és más fáciesek kőzeteitől jellegzetes ásványtani, petrokémiai és szöveti sajátosságai alapján jól elkülöníthetők.

Magmás fázis alatt a magmás tevékenység fejlődésének olyan szakasza értendő, amely meghatározott tektonikai mozgásokkal kapcsolatos időintervallumnak felel meg, és amely különböző magmaforrások végső differenciációs termékeit foglalja magában. Tehát egy magmás fázishoz különböző magmás komplexusok kőzetei tartozhatnak.

A magmás stádiumok a magmás fázisok alegységei, amelyek egy bizonyos magmaforrás egyszerű differenciációs termékeinek egy-egy benyomulási vagy felszínretörési aktusát jelzik.

Kárpátalja területének neogén magmás képződményei három különböző fáciesű magmás komplexushoz sorolhatók.

1. Az üledékes-vulkanogén riolitos komplexus olyan kéreg eredetű, riolitos, pontosabban riodácitos vulkáni termékeket foglal magában, amelyeknek a tulnyomó része üledékes kőzetekkel váltakozó explóziós termék, és csak jelentéktelen része áll benyomuló vagy felszínre ömlő láva-kőzetekből.

2. Az effuzív andezites komplexus olyan köpeny eredetű andezites, illetve bázisos magmából származó differenciációs termékeket (bazaltos, andezites, dácitos és riolitos termékeket) foglal magában, amelyek szárazföldön vagy víz alatt feltört, illetve felszín alatt rekedt (szubvulkáni) lávából és vulkáni törmelékanyagból jöttek létre.

3. Ugyancsak bázisos magmából származó, tehát végső fokon az előbbi komplexuséval rokon differenciált termékeket foglal magában a hibázisszikus komplexus is, de ezek bizonyos kőzettani sajátságok alapján mind a két előbbi komplexus termékeitől különböznek.

A három különböző magmás komplexusnak az egyidőben (szinkron) feltörő kőzetei a helvéciaitól a levantei korszakig terjedő időintervallumban négy fázisba sorolhatók.

Az I. magmás fázishoz csak az üledékes-vulkanogén riolitos komplexus képződményei tartoznak. Ezek óriási területen jelenlévő, hatalmas tömegű, helvéciai, tortóniai és alsószármáciai kora, tengeri és szárazföldi felhalmozódású, üledékes kőzetrétegekkel váltakozó riodácit-tufák, taxitos, kvarcos riodácitok, azok tufolávái és összesült tufái.

Az I. magmás fázis három stádiumra bontható. A három stádiumnak a Magyarországon régóta használatos (SCHÉTER Z., PANTÓ G., SZÁDECZKY-KARDOSS E.) három miocén riolittufa szint (Alsó, Középső és Felső riolittufa-szint), illetve a szlovák irodalomban használt (KUTHAN M.) három riolit-fázis felel meg.

Az első stádium kőzetei legnagyobb mennyiségben Magyarország területén fordulnak elő, a Dunántulnak a Balatonról DK-re eső részében és Északmagyarországon. Ezek helvéciai (és burdigálai?) kora, szárazföldi felhalmozódású riolit-agglomerátumok, vulkáni bombákkal és horzsakődarabokkal (Alsó riolittufa szint). Szlovákia területén az első stádiumot a Szlovák-Középhegység első riolitos fázisának a kőzetei, valamint a Kelet-szlovákiai medence területén burdigáliai emeletének a vékony riolittufa-kőzetei képviselik. Kárpátalja és Románia területén az első stádium kőzetei nincsenek kifejlődve.

A második stádium tortóniai kora riodácit-tufái legnagyobb mennyiségben ugyancsak Magyarország területén fordulnak elő (Középső riolittufa-szint; Dunántul, Északmagyarország, Alföld). Ezekre a tufákra a változatos szöveti kifejlődés, általában a magas horzsakő-tartalom jellemző. A pelites, agglomerátumos és tufolávás szöveti kifejlődés egyformán gyakori. Szlovákia területén a második stádiumhoz tartoznak a Szlovák-Középhegység második riolitos fázisának a kőzetei, valamint a Kelet-szlovákiai-medence alsótortonónai molasszának rétegzett riodácittufa szintjei és a Zempléni-szigethegység riodácittufái. A második stádium képződményei Kárpátalja területén is igen elterjedtek: kitartó pelites és pszammitos riodácit-tufaszintek az Aknaszlatina, (Szolotvino), Viskó (Viskovo) és Szokirnyica környéki tortóniai molassz képződményekben (Novoszeleci tufa, Danyilovoi tufa). Románia területén is nagy területen fordulnak elő tortónai üledékekkel váltakozó riolittufák (az Erdélyi-Középhegység, Erdélyi-Érchegység tufái és az Erdélyi medence Dési-tufája).

A harmadik stádium kőzeteinek fő elterjedési területe ugyancsak Magyarország: szármáciai kora lagunás-kontinentális és kontinentális riodácit-tufák, tufolávák, összesült ártufa terítések és lávák (Északmagyarország, az Alföld ÉK-i része). Ezekre a kőzetekre jellemző a magas, 60% körüli horzsakő-tartalom; az üveges kötőanyag mennyisége 30%, a kvarc- és plagioklász-beágyazás-töredékeké 10% körüli. Kárpátalján ezt a stádiumot a Beregszász-Begány környéki, alsószármáciai üledékekkel kapcsolatos, taxitos szövető, kvarcos plagioklász-riolitok, tufalávák és összesült riodácittufák képviselik. Kelet-szlovákiában a Kassai-medencében és a Zempléni-szigethegységben fordulnak elő szármáciai kora savanyu vulkáni tufák.

Erdélyben is nagy területen vannak jelen szármáciai koru riódácitok és azok tufái.

Összefoglalva: az I. fázis riódácitos magmatizmusának legjellemzőbb sajátága a vulkáni törmelékanyag uralkodó mennyisége a lávaárrakkal szemben, az ásványos összetétel és a szöveti sajátágok bámulatos egyöntetősége, térben és időben egyaránt, valamint a megfelelő intruzív tömegek teljes hiánya. Eszerint az I. fázis kőzetei ugyanannak a hatalmas magma-forrásnak, hasadékok mentén, robbanásszerűen feltörő, illókban gazdag magmaanyagából származnak. Az illókban gazdag vulkáni törmelékanyag és habláva feltörése és kontinentális, lagunáskontinentális viszonyok között való felhalmozódása maximális méretekben a harmadik, szármáciai stádiumban ment végbe.

Az első fázis magmás termékeinek a kitörési centrumai feltehetően egy Magyarország középső részét DNy-ÉK-i irányban átszelő hasadérendszerhez kapcsolódnak (2. térkép).

A tortóniai, szarmata és pannóniai korszakokat felölelő II. magmás fázis mind a három magmás komplexus szinkron feltörő vulkáni képződményeit magában foglalja.

A feltörések a második kárpáti gyűrődési ciklussal kapcsolatos hosszanti (ÉNy-DK-i) és haránt (DNy-ÉK-i) törések mentén zajlottak le. (Magyarország területén a hosszanti és haránt megjelölést fordítva használjuk).

Az üledékes-vulkanogén riolitós komplexusnak a II. magmás fázishoz sorolt képződményei az I. fáziséitől koruk, vegyi, ásványi és morfológiai sajátágaik, továbbá földrajzi elhelyezkedésük alapján különíthetők el. A II. fázis kőzetei középső-szarmata-alsópannóniai korúak. Ásványi összetételüket tekintve kvarcmentes riódácitok. Morfológiailag többnyire kisebb méretű, extruzív vagy intruzív testek. A neogén időszaknak a Pannóniai-masszivum periferiális öveiben lévő, sásbércvonulat-szerű szerkezeti alakulataihoz kapcsolódnak. Kárpátalján ehhez a fázishoz tartoznak a Beregszász és Nagyszőlős környékén, Magyarországon a Tokaji-egységben, Szlovákiában pedig a Zempléni-szigethegységben lévő kvarcmentes riódácit előfordulások, valamint a Kőrmöcbánya és Selmechánya környéki kvarcmentes riódácittelére (dajkok).

Az effuzív andezites komplexusnak a II. fázishoz tartozó képződményei, valamint a teljes egészében a II. fázishoz tartozó hipabiszikus komplexusnak a kőzetei származásukat tekintve komagmatikusak. Az eredetileg bázisos magmaanyag az effuzív komplexus esetében nagyobb mélységből közvetlenül jött a felszínre, a hipabiszikus komplexus esetében pedig közbülső magmakamrák közbeiktatásával. A két komplexus szinkron lezajló magmás működésének differenciációs termékei, összetételüket tekintve, fejlődésük során ugyanolyan módon változtak: a korai stádiumok kőzetei a legbázisosabbak, az utolsó stádium kőzetei a legsavanyubbak.

Az effuzív andezites komplexus II. fázisa a Kárpátoknak a Pannónia-masszívum és a körülötte lévő medencéreszek között elhelyezkedő belső vulkáni korszorujának a képződményeit foglalja magában. Jellemző erre a fázisra a vulkáni centrumoknak az időben nyugatról keletre való vándorlása, valamint időben a vegyi összetételnek az egyre savanyubbá válása. A II. fázis két stádiuma közül az elsőnek a kőzetei bázisosabbak (andezitek), a másodikéi savanyubbak (andezito-dácitok, dácitok). Az első stádium kőzetei különféle andezitek: két-piroxénes, amfibolos-piroxénes andezitek és azok törmelékes kőzetei. Ezeknek elterjedési területe: Magyarországon a Dunazug-hegység, Cserhát, Mátra, Tokaji hegység; Szlovákiában a Szlovák-Középhegység K-i része és a Kelet-szlovákiai medence; Kárpátalján az Eperjesi hegység D-i részétől a Csapi-medence K-i részéig húzódó lefedett vulkáni lánc; Erdélyben az Avas-Gutin hegység és az Erdélyi Középhegység. A vulkáni működés kora nyugaton törtoniai-alsószarmata, keleten alsószarmata pannóniai.

Az effuzív andezites komplexus II. fázisának andezit-dácitos és dácitos jellegű, pannóniai kora kőzetekből álló második stádiumára, az előzővel szemben jellemző, hogy vulkáni törmelékes kőzeteket alig tartalmaz. Elterjedési területe: Magyarországon a Börzsöny, Kárpátalján a Csapi-medence lefedett vulkáni lánc, Erdélyben az Avas-Gutin hegység és az Erdélyi-Középhegység.

A hipabisszikus komplexus, négy stádiumával, Kárpátalján teljes egészében a II. magmás fázishoz tartozik. Az időben egymás után következő hipabisszikus benyomulások magma-anyaga különálló közbülső magmakamrákból származik. A legidősebb, alsószarmáciai kora benyomulások kőzetei a legbázisosabbak: gabbró-diabázok, gabbróporfirritok (első stádium). Később dioritporfirritok következtek (második stádium, alsópannóniai), majd kvarcos dioritporfirritok és granodiorit-porfirok (harmadik stádium, alsópannóniai), végül legutoljára, végső differenciációs termékeként leukokrát granodiorit-porfirok, mikro-granodioritok és dácitok (negyedik stádium, felsőpannóniai). Ezek a leukokrát hipabisszikus kőzetek az effuzív andezites komplexus savanyu kőzeteitől abban különböznek, hogy színes elegyrészeket ugyyszólván egyáltalán nem tartalmaznak, jelentős tömegükben erőteljes hidrotermális elváltozást szenvedtek, gyakran jelentkezik bennük turmalinosodás, és sűrűn harántolják őket explóziós-breccsatelérek. A hipabisszikus komplexus több-stádiumuságát a xenolitok, a telérek és a kontakt-hatások segítségével lehet bizonyítani.

Kárpátalja területén hipabisszikus intruziók legnagyobb számban a viski (viskovo) területen fordulnak elő. Itt a legszélsőségesebb differenciációs termékek megtalálhatók, a gabbró-diabázoktól, gabbró-porfirritoktól a leukokrát dácitokig, mikroaplitokig és mikropegmatitokig, valamint az explóziós dajkokig és nekkekig. Legnagyobb tömegűek itt a kvarcos dioritporfirrit- és a granodiorit-porfir-benyomulások, amelyek lefelé kvarcdioritokba mennek át. A viskihez hasonló hipabisszikus intruzív testeket tártak fel az ugyan-csak a Pannóniai mélytörés övéhez tartozó nagydobronyi terület mélyfurásai.

- A Kárpátaljai mélytörés övében lévő perecsény-szolyvai területen lepusztulás következtében leukokrát dácit- és gránátos mikrogranodiorit-benyomulások kerültek a felszínre.

Kárpátalja területén minden neogén endogén ércképződés genetikailag a hipabisszikus komplexus tagjaihoz kapcsolódik. Ez a megállapítás valószínűleg a kárpáti térség egész területére érvényes, s érckutatás szempontjából döntő jelentőségű, MERLICSEK szerint, ahol a hipabisszikus komplexus tagjai jelen vannak ott érdemes, ahol nincsenek jelen, ott felesleges ércek után kutatni. A szovjet geológusok tulnyomó többsége ugyanezen a véleményen van. Az eltérés közöttük legjeljebb csak annyi, hogy pl. LAZERENKO-ék csoportja Kárpátalján a szármáciai-pannóniai kora hipabisszikus intruziókon kívül idősebb, tortóniai intruzióknak a jelenlétét is feltételezi. A magyar, szlovák és román geológusok közül azonban nagyon sokan a neogén endogén ércesedést nem a hipabisszikus komplexus intruzióval, hanem az effuzív andezites komplexus szubvulkáni alakulataival hozzák kapcsolatba. Pedig a helyzet valószínűleg ezekben az országokban is ugyanaz, mint Kárpátalján.

Igy pl. a selmecbányai területen a hipabisszikus komplexus legváltozatosabb tagjai széles körű elterjedésnek örvendenek. A nagyobb mélységben elhelyezkedő fácieseket kvarc diorit- és granodiorit-testek, a felszínközelieket kristályos-szemcsés szövettű amfibolos, biotitos andezit- és dácit-anyagú dajkok és kupolák képviselik, amelyek lefelé tipusos kvarcos dioritporfiritokba és granodiorit-porfirokba mennek át. Selmecbánya környékén a hipabisszikus komplexust kísérő jelenségek is általánosan elterjedtek: széles hidrotermális átalakulást szenvedett övek, explóziós breccsa anyagú dajkok, endogén ércesedés stb. Végleskálnok környékén gabbró-dioritporfirit- és amfibolpiroxén-dioritporfirit anyagú apró intruziók is előfordulnak. Régebben ezeket a hipabisszikus tömegeket tortóniai-alsószármáciai koruaknak tartották, a legújabb radiológiai koradatok alapján azonban alsópannóniai koruak (13 millió év).

Kelet-szlovákiában a Kárpátaljai mélytörés övének nyugati folytatásában fordulnak elő a hipabisszikus komplexus differenciációs termékei: kvarcos diorit-porfirit-, leukokrát dácit- és mikro-granodiorit anyagú intruziók. Ezeknek a kőzeteknek különleges ásványtani sajátysága, hogy xenogén gránát-beágyazásokat tartalmaznak. A koruk, radiológiai mérések alapján, szármáciai-pannóniai.

A magyarországi neogén magmás képződményeket MERLICSEK közvetlenül nem ismerik. Az irodalmi adatok alapján a hipabisszikus komplexushoz sorolják a Tokaji-hegység és a Mátra andezit-anyagú intruzióit, a Csódi hegy és a Karancs gránátos andezit-anyagú lakkolitját, sőt a recski andezitet is. (Kárpátalja és Erdély területén az eocén és oligocén üledékeket sehol sem kísérik magmás képződmények, így az ott dolgozó geológusok nehezen tudnak elképzelni eocén vulkáni működést.)

Erdélyben az Avas és a Gutin hegységben (Nagybánya környékén) a legutóbbi időkben mutatták ki a hipabisszikus komplexus differenciátumainak a jelenlétét, granodiorit-porfir-, dioritporfirit- és kvarcandezit-anyagu endogén ércesedéssel kísért intruziós tömegek alakjában. Hasonló, kvarcandezit-anyagu intruzív testek fordulnak elő az Erdélyi-Érchegység ólom-cink-, arany-ezüst-, valamint higany-érc-lelőhelyei közelében is.

Az effuzív andezites komplexus tagjai között sem Kárpátalja, sem Erdély területén nem fordulnak elő kvarcandezitek, ami ugyancsak emellett szól, hogy a fenti erdélyi kvarcandezitek a hipabisszikus komplexusnak a felszínhez legközelebb elhelyezkedő tagjai.

A felsőpannóniai-levanti kora III. magmás fázis három stádiumához kizárólag az andezites effuzív komplexus differenciátumai tartoznak. Az e fázis során lezajló vulkáni tevékenység a Kárpátmedence külső vulkáni koszorújának a hatalmas vulkáni építményekből álló láncát hozta létre. Ehhez tartozik Szlovákiában az Eperjesi-hegység és a Vihorlát, Kárpátalján ÉNy-on a Vihorlát folytatása, DK-en a Nagyszőlősi-hegység, Erdélyben az Avas, Kőhát, Gutin, Cibles, Kelemen-havasok és a Hargita. Ugyancsak ide tartoznak a Csap-nagyszőlősi lefedett vulkáni vonulatnak a bazaltjai és andezito-bazaltjai is. Magyarországon a III. fázishoz a legutóbbi időben a Kisalföldön feltárt alsópannóniai trachitos kőzetek tartoznak. A pannóniai korszakban kezdődő III. magmás fázist a II. fázistól a Kárpátok felgyűrődését bejelező tektonikai mozgások választják el. - A III. fázis kezdetét bázisos láváknek a felszínre ömlése jelzi, amit andezit agglomerátumoknak a felhalmozódása kísért. A Vihorlát - Gutin vonulat területén ezek az alsó- és felsőpannóniai korszakban lejátszódó kitörések vezettek a Gutin-szint néven összefoglalt hatalmas effuzív összeteknek a létrejöttéhez, amelynek a legjellegzetesebb kőzetei a következők: andezito-bazaltok, piroxén-amfibolos, olivines és hiperszténés andezitek és azok agglomerátumai. Sokkal kisebb mennyiségben vannak jelen a III. fázis alsó-levanti, harmadik befejező, savanyu kőzetstádiumának a kőzetei: andezito-dácitok, dácitok és riolitok. A III. magmás fázis fentebb felsorolt bázisos és savanyu kőzetei hatalmas sztratovulkánokat és monogén vulkánokat hoztak létre.

A levantei IV. magmás fázishoz ugyancsak kizárólag az effuzív andezites komplexus képződményei tartoznak: bazaltok és andezito-bazaltok. Ezt a fázist az előzőtől azoknak a meredek dőlésű felsőpliocén vetődéseknek a segítségével lehet elkülöníteni, amelyek a III. fázis lávatakaróit és üledékes képződményeit még átharántolják. A IV. magmás fázis fekvőjében a III. fázis savanyu differenciátumai (dácitok, riolitok, illetve azok tufái) helyezkednek el, Kárpátalján a IV. fázis kőzeteit csupán ezen az alapon lehet elkülöníteni. - Magyarországon a IV. magmás fázishoz tartoznak a neogén magmás működést lezáró balatonfelvidéki és északmagyarországi bazaltvulkánok. A Szlovák-Középhegységben ugyancsak a neogén finális vulkánosságának a bazaltjai tartoznak a IV. fázishoz (földpátbazaltok, amfibolos bazaltok és alkáli bazaltok). Kárpátalján a Vihorlát-Gutin vulkáni lánc duzzor szintjének

az andezito-bazaltjai és bazaltjai, Romániában pedig a Kelemen-havasok-Hargita (Rákos) és az Erdélyi-Érchegység (Rotunda, Detunata) andezito-bazaltjai és bazaltjai tartoznak a IV. magmás fázishoz.

Általánosan elfogadott az az elképzelés, hogy a IV. magmás fázis tábla-jellegű, finális bazaltömléseivel a Kárpátok térségében a neogén magmás működés befejeződött.

2. A kárpátaljai neogén magmás képződmények elterjedésének tektonikai törvényszerűségei

Egy bizonyos területen a vulkáni képződmények elterjedése és a tektonika közötti törvényszerű összefüggéseket csak abban az esetben lehet tisztázni, ha az illető területnek a nagyszerkezeti felépítését, tektonikai fejlődését, valamint a vulkáni kitöréseknek a helyét már elfogadható módon ismerjük. - A Kárpáti medence-komplexus területén, így a Kárpátaljai belső süllyedék területén is, a fenti ismeretek még meglehetősen hiányosak. Ennek következtében a kárpátaljai neogén magmatizmus és a tektonika közötti összefüggésekkel kapcsolatban is még sok a tisztázatlan kérdés és az ellentmondás, s a különböző kutatók elképzelései között lényeges eltérések mutatkoznak. Hasonló a helyzet a Kárpátok egyéb vulkáni területei esetében is.

Az üledékes-vulkanogén riolitos komplexus tagjainak a területi elterjedése Kárpátalján regionális, a kitörési centrumok helyei azonban egyelőre még nem ismeretesek; a szovjet geológusok szerint azok valahol Erdély, illetve Magyarország területén lehettek. Erre vonatkozólag pontosabb adatokat a román geológusok sem tudnak adni. A kérdés megoldása a magyar geológusokra vár. Sajnos azonban a magyarországi lefedett neogén vulkáni képződmények alapos összehasonlító vizsgálata még jórészt hátra van. Ezen a téren a kőolajipar földtani anyagfeldolgozó osztályának a munkatársai nagyon szép munkát végeztek, de az ő tevékenységüket a magyar geológus közvélemény, érthetetlen módon, nem értékeli kellő mértékben, s eredményeik publikálására kevés a lehetőség. Valószínűnek látszik, hogy a komplexus mind a két fázisának, illetve négy stádiumának a képződményei a Középmagyarországi nagyszerkezeti öv mentén, Csurgó-Dunaujváros-Nyiregyháza vonalában elhelyezkedő kitörési központokból kerültek, robbanásszerű explóziókkal, a felszínre.

Valamivel jobb a helyzet az effuzív andezites komplexus kárpátaljai tagjaival kapcsolatban. Ennél a komplexusnál, tekintve hogy a lávaközetek mennyisége a vulkáni törmelékes kőzetekéhez viszonyítva jóval nagyobb, mint az előző komplexusnál, a kitörési központok helyét sokkal jobban ki