Földtani kutatás

1980. XXIII. évfolyam 3. szám

FÖLDTANI KUTATÁS XXIII. évfolyam 3. szám

A KÖZPONTI FÖLDTANI HIVATAL SZAKMAI KIADVÁNYA

*

Szerkesztőség:
Budapest I., Iskola u. 13. III. 311.
Telefon: 351-953

*

Felelős kiadó:
Központi Földtani Hivatal

*

A Földtani Kutatás megjelenik évente négy alkalommal
Egy-egy lap ára 18,— Ft
(éves előfizetés 72,— Ft)
Előfizetési és terjesztési ügyben felvilágosítást a Magyarhoni Földtani Társulat (Bp. VI., Anker köz 1.) ad
Telefon: 229-870

HU ISSN 0133—2422

Felelős vezető: Gyenti Pál

FMNYV d. t.

TARTALOMJEGYZÉK

INHALT

CONTENTS

„A Nyugati-Kárpátok legbelső zónáinak rétegtani és szerkezeti felépítése"

1. MAGYAR–SZLOVAK HATÁRMENTI GEOLÓGUSTALÁLKOZÓ

HÁRMASKÚT – BETLIAR

1979. szeptember 10–16.

(Szlovák előadások)

Bevezetés

DR. KOVÁCS SÁNDOR

1979. szeptember 10—16. között Hármaskúton (Bükk-hg.) és Betliar (Betlér)-en a Magyar Állami Földtani Intézet és a Geologický ústav Dionýza Stúra (Pozsony) közötti 1979—80. évi együttműködés 17. sz. témájának (A Nyugati-Kárpátok legbelső zónáinak rétegtani és szerkezeti felépítése) keretén belül magyar—szlovák határmenti geológustalálkozóra került sor. Ez alkalommal először gyűlt össze a területen érintett geológusok többsége, hogy kölcsönös tájékoztatást adjanak egymásnak rétegtani, ősföldrajzi és tektonikai kutatásaik jelenlegi állásáról. A találkozó szervezői szlovák részről J. Mello, magyar részről Kovács S. voltak.

Szeptember 10-én Hármaskúton dr. Fülöp József akadémikus megnyitója után a következő előadások hangzottak el:

1. *M. Mahel':* A Nyugati-Kárpátok déli zónáinak szerkezeti problémái, ill. kapcsolatuk a Pannon háttérrel és az Erdélyi-Középhegységgel.
2. *R. Mock:* A Belső-Nyugati-Kárpátok néhány földtani problémája.
3. *P. Grecula—I. Varga:* Fő szerkezeti zónák és szerepük a Nyugati-Kárpátok belső zónáinak tektonikájában.
4. *Fülöp J.:* Az észak-magyarországi paleozoikum nagyszerkezeti helyzete.
5. *Mihály S.:* A Szendrői-hegységből előkerült paleozoós ősmaradványok összefoglalása és bio-kronosztratigráfiai értékelésük.
6. *Szabó I.:* A bükki perm az új eredmények alapján.
7. *Balogh K.:* Az észak-magyarországi paleomezozoós hegységekről.
8. *Fridelné Matyók I.:* Néhány új eredmény a Déli-Bükk paleo-mezozoikumában.
9. *D. Hovorka:* Ofiolitok — jelenlegi állapot és problémák.
10. *Balla Z.—Baksa Cs.—Földessy J.— Havas L.—Szabó I.:* A darnóhegyi és szarvaskői ofiolitok tektonikai helyzetéről.
11. *Árkay P.:* A Bükk-hegység mezozoós magmatitjai a modern ofiolitkutatások tükrében.
12. *I. Varga:* Metamorf ásványtársulások és zonalitás a Nyugati-Kárpátok déli részén, és azok szerkezeti-genetikai értelmezése.
13. *Árkay P.:* A Szendrői-, az Upponyi- és a Bükk-hegység metamorf kőzettani kutatásainak eredményei.
14. *J. Mello:* A Nyugati-Kárpátok legdélebbi zónái mezozoikumának litosztratigráfiai és tektonikai áttekintése a csehszlovák területen.
15. *P. Reichwalder—J. Mello:* A Jasov és Drnava közti paleozoikum és mezozoikum (Szlovák Karszt K-i része) szerkezeti és földtani vizsgálata.
16. *M. Mišík:* A szilicei egység jura és kréta ősföldrajza.
17. *Balogh K.—Kovács S.:* A Rudabányai-hegység rétegtani és szerkezeti problémái az új eredmények tükrében.
18. *Kovács S.—J. Mello:* Az Alsóhegy (Dolný Vrch) földtana.
19. *Hernyák G.:* A rudabányai vasércbánya ércesedésének kapcsolata a triász képződményekkel.

Mivel az előadások nem elsősorban új eredmények közzétételét, hanem a két fél geológusainak tájékoztatását szolgálták, ezért a szlovák előadások magyarul, a magyar előadások pedig szlovákul jelennek meg.

Az előadásokat egy hatnapos földtani kirándulás követte, amelynek során a résztvevők a Bükk, az Upponyi-hg., a Szendrői-hg., a Rudabányai-hg., az Aggteleki-hg., a Szlovák—Karszt és a Gömör—Szepesi-érchegység legfontosabb paleozoós és mezozoós feltárásait tekintették meg.

A találkozón megállapodás született az együttműködés folytatásáról.

A kárpáti egységek és a Magyar-masszívum viszonya

MICHAL MAHEL'

A közelmúltig a geológiában az a nézet uralkodott, hogy déli irányban a Kárpátok egységein kevésbé érezhető a tektonikai hatás; a Dél-Gömöridák és a Bükk kevésbé gyűrt összletei fokozatos átmenetet képeznek a Magyar-masszívum felé.

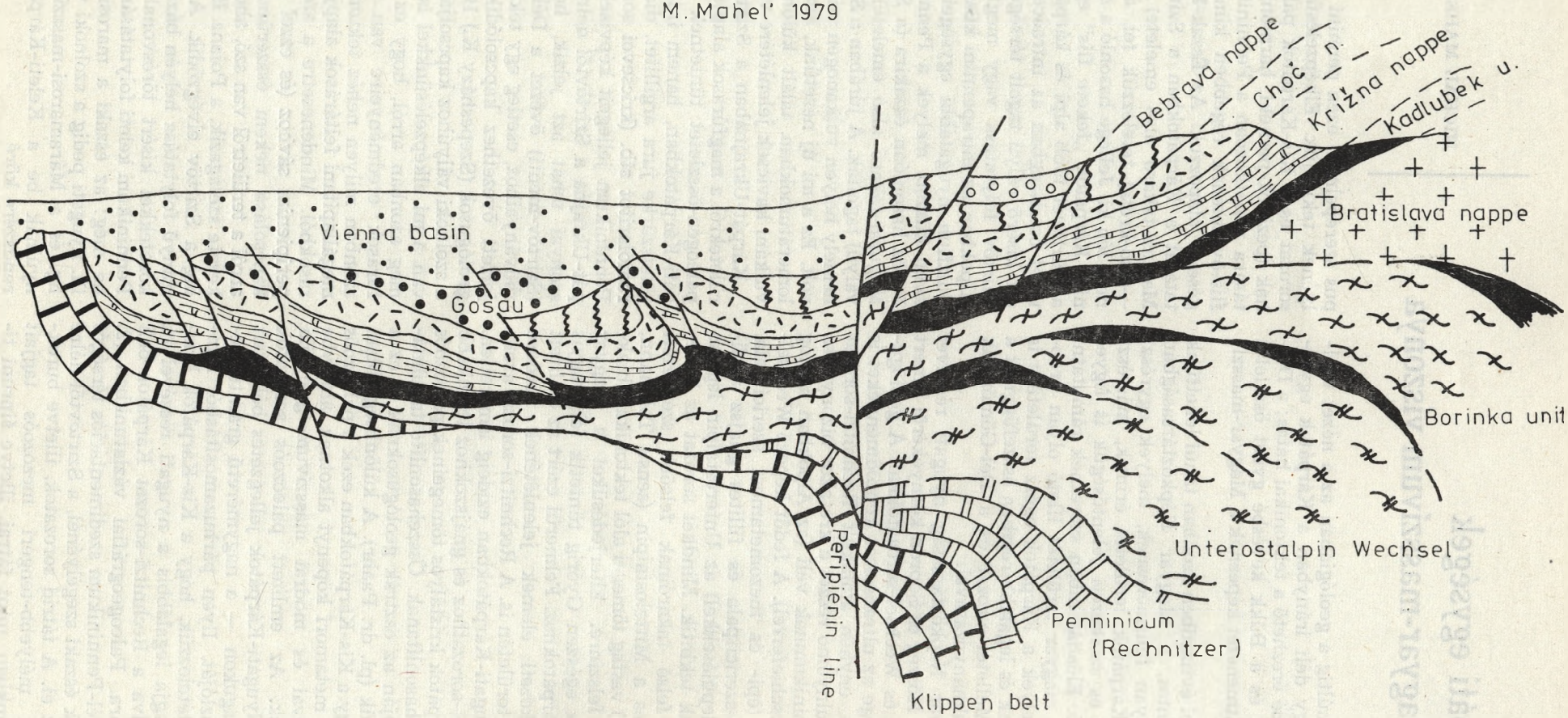
Az utóbbi évtizedben azonban tanúi lehettünk számos fontos, a Magyar Népköztársaságban szerzett olyan felismerésnek, melyek egyrészt az egész Kárpátok területét érintik, másrészt ősföldrajzi és szerkezeti jelentőségük is figyelemreméltó. Előadásomban szeretnék rámutatni néhány, a magyar területet illető olyan problémára, melyek a Kárpátok egész területére is vonatkoznak és legalább részben összefüggnek a Bükk, a Mellétei-sorozat és a Dél-Gömöridák közös tanulmányozásával.

A Magyar Népköztársaság nyugati részével kezdem; a Kőszeg és Sopron környékéről ismert Rechnitzi- és Wechsel-sorozatokkal. A geológusok többsége az ultrabázisos képződményeket is tartalmazó, enyhén átalakult Rechnitzi-sorozat (Kőszeg) túlnyomó részét a krétakor bizonyítása után Penninikumnak véli (az Alpokban analóg a Bündnerschieferrel). A fedőt képező Wechsel-sorozatot (epi- és mezometamorf szericitpala, muszkovit-szericitpala és fillites gnájsz amfibolit betelepülésekkel) az Unterostalpin legalsó takarójának tekintik. Mindkét sorozat az Unterostalpin felső takaróinak felsőbb szerkezeti egységei és a Mittelostalpin (sensu Tollmann, 1963, 1967) vastag tömegei alól tektonikai ablakban lép felszínre. Elterjedésüket a magyar geológusok egészen Győrig tüntetik fel, vagyis közel a Kárpátokhoz. Felmerül ezért az említett alsó szerkezeti elemek jelenlétének kérdése Szlovákia területén is. A Rechnitzi-sorozat azonban a Nyugati-Kárpátokban ezideig ismeretlen. A Wechsel-sorozathoz és gnájszokhoz leginkább a Kis-Kárpátok kristályos tömegeinek paleozoós sorozatai hasonlítanak. Összehasonlító tanulmányok alapján az osztrák geológusoknak is ez a véleményük (pl. dr. Paahr). A különbség abban rejlik, hogy a Kis-Kárpátokban ezek a paleozoós sorozatok metamorf köpenyt alkotnak, amelybe a bratislavai és modrai masszívum gránitjai intrudáltak. Az említett paleozoós sorozatok tehát a Nyugati-Kárpátok jellegzetes bélyegeit viselik magukon — a nagyméretű gránittömegek intrúzióját. Ilyen párhuzamosításból kiindulva feltételezzük, hogy a Kis-Kárpátok kristályos magja legalábbis a nyugati részével rá van tolódva a Rechnitzi-sorozat Kárpátok-beli folytatására. Paleogeográfiai vázlatunkban *(2. ábra)* a Dél-Penninikum szedimentációs térségét a Tátridák északi szegélyénél, a Szirtövtől délre helyeztük el. A tátrid sorozatok, illetve burok-sorozatok mélyebb-tengeri mezozoós tagjait (irodalmunkban mint fátrai, illetve šipruni típus szerepelnek) ezen pennini vályú déli szegélyének tekintjük. Elképzelésünket a Wechsel-sorozat és a Kis-Kárpátok paleozoós sorozatainak (pezinok-perneki, harmóniai) párhuzamosítására vonatkozóan a Penninikum és az Alpok flis-övezetének régebben kimutatott összefüggéseire alapozzuk. Az Észak-Penninikum folytatását a Kárpátokban a Szirtövtől északra a Magura-takaró alsó emelete) és délire (fátrai —alsó-kréta) tételezzük fel, amely a felszínre nem lép ki. Jellege hasonló a szovjet és a romániai Kárpátok „fekete flis" egységéhez. Magát a Szirtövet több alpi és kárpáti geológus nézetével összhangban az intraóceáni küszöb és az ezt kísérő vályú tagolt térségének tekintjük. A Szirtöv folytatása vagy megfelelője a Keleti-Alpokban az intrapennini küszöb, a Falkniss és Sulzfluh nyugatabbi egységei, illetve a brianszoni küszöb, melyek a Penninikumot a Szirtövhöz hasonlóan északira (a Szirtöv esetében a Magurai-takaró alsó emelete) és délire (fátrai vályú) tagolták. A júrában a Szirtöv küszöbének némely helyen vulkanogén szigetláncolat jellege volt. Ez a mi új nézetünk, amely a kréta konglomerátumokban talált különböző típusú jura vulkáni kavicsok jelenlétére van alapozva.

Kárpát-Ukrajnában a Szirtövtől délreeső területekről a magfúrások alapján nemcsak vastag paleogén-összletet tüntetnek fel, mint a Nyugati-Kárpátokban, hanem intenzíven meggyűrt sötétszürke jura argillitet, diabázt, diabáztufát, radiolaritot stb. (kricsevoi sorozat) is, vagyis a Penninikum jellegeit képviselő kőzeteket. Kárpát-Ukrajna a Szirtövtől délreeső részeinek viszonyai tehát azt jelzik, hogy a peripienini (Szirtöv-menti) övezet a Dél-Penninikum maradványaihoz, esetleg egy tektonikai forradással jelzett övezethez kapcsolódik. Egyes magyar geológusok (Szepesházy K.) 1973) ezt az övezetet a szolnoki vályúhoz kapcsolják. Ez összhangban van a mi elképzelésünkkel is. Ne feledkezzünk meg azonban arról, hogy ez az állítás főleg a fúrások eredményeire van alapozva. Tudjuk azonban milyen nehéz tektonikai kapcsolatokat megállapítani feltárások alapján, méginkább fúrásokból. Mindenesetre a szolnoki vályúnak a peripienini sávhoz (és ezzel a Szirtövhöz) való kapcsolása nekem ésszerűnek tűnik. Ugyanis arról a területről van szó, ahol a Kárpátok szerkezete szétágazik, a Poiana Botizea vidékén pedig a Szirtöv elvégződik. A Szirtöv hosszanti irányú folytatása helyén bázisos és ultrabázisos kőzetekkel kísért törésvonal húzódik. A Dél-Penninikum keleti folytatásának két ág felelhetne meg: az északi a marosi ofiolit-öv, a déli, ill. nyugati pedig a szolnoki vályú. Az Apuseni-hg. és a Máramarosi-masszívum tehát ékként nyúlnak be a Keleti-Kárpátok szétágazódott rendszere köré.

A déli penninikum és a Kis-Kárpátok szerkezeti viszonyának vázlata

M. Mahel' 1979



Már említettük a Rechnitzi-sorozat (vagyis Penninikum) Északi-Mészkőalpoktól délre eső helyzetét. A globális tektonika hatása alatt több alpi geológus úgy véli, hogy egészen a periadriatikus törésvonalig terjed. Erre a vonalra helyezik az alsó-, a középső- és a felső-keletalpi egységek gyökérzónáját. Hasonló nézetet vall néhány kárpáti geológus is, akik szerint a Belső-Kárpátok összes tektonikai egységeit a periadriatikus lineamens folytatásának vélt pannóniai törészónában kell gyökereztetni. A rozsnyói törésvonalat másodlagos jelenségként értelmezik ezen zóna északabbi részében.

P. Grecula és Z. Roth (1976) elképzeléseiket geofizikai mérések eredményeire alapozták és egy nehéz köpenyanyagból álló éket tételeznek fel a belsőkárpáti burok és az alátolódott északi tábla — a flis övezet feküje — között. A Břeclav —Námestovo-vonalon húzódó gravitációs minimumot azonosítják a kárpáti előtér alapzatának a kárpáti blokk alá merülésével. Szerintük a Tátridák és a Veporidák az alapjuktól elváltak, és allochton helyzetben vannak. Némelyek olyan messzire mennek (B. Leško), hogy a Mellétei-sorozatot, amely a rozsnyói törés mentén lép felszínre, közvetlenül a Penninikummal azonosítják. Ezzel kapcsolatban hangsúlyozni kell a Mellétei-sorozat triász és nem jura, ill. alsókréta korát. Természetesen kérdéses marad, hogy a radiolarit és főleg az ultrabázisos kőzetek triász- vagy jurakoriak-e. Mindenesetre hangsúlyozni kívánom, hogy a Penninikum vastag krétakori kifejlődése az alpi egységek északi jellegeit mutatja, ahol a kréta a geoszinklinális üledékképződés egyik fő korszakát képviseli. Eddig azonban geoszinklinális típusú kréta sem a Mellétei-sorozatban, sem a Bükkben nincs kimutatva. A helyenként fellépő kréta gosau típusú. A Bükk és a Mellétei-sorozat ősföldrajzi vizsgálataival kapcsolatban a Kárpátok keretén belül egész sor kérdés merül fel. Közülük a legfontosabbak:

1. a Mellétei-sorozatnak az északi egységekhez való viszonya, esetleg a rozsnyói törésvonaltól északra való átterjedése, valamint

2. a Szilicei-takaróhoz való viszonya.

A Rozsnyó-vonaltól északra a Mellétei-sorozat csak tektonikai maradványok alakjában ismeretes a Szilicei-takaró fekvőjében, kifejezetten allochton helyzetben (Dobsina és a Radzim környékén). Szerpentint azonban az Észak-Gömöridák mezozoós összleteiben is ismerünk, a dobsinai jégbarlangnál, Margecanynál és Folkmárnál. Több geológus is felveti a kérdést, hogy az északgömöri mezozoikum nem a Szilicei-takaró része-e (J. Mello, 1975.), amely alatt az északgömöri paleozoikum fedőjében a Mellétei-sorozat lehetne jelen.

Korábban az Észak-Gömöridák mezozoós összletét részletesen feldolgoztam (M. Mahel', 1957, 1967), azonban sem akkor, sem az utóbbi években végrehajtott ellenőrzések során nem sikerült semmi olyat találni, ami a Mellétei-sorozatra utalna. Ezzel ellentétben igazolódnak azok a korábbi megállapítások, hogy az északgömöri mezozoikum fekvőjében a devonkori fillit-diabáz sorozatra és a karbonra rétegfolytonossággal vastag perm rétegösszlet települ, másrészt pedig, hogy a perm szintén üledékfolytonossággal megy át a triász mészkő-dolomit összletbe.

Néhány geológusunk kapcsolatot lát a Mellétei-sorozat és a Veporidák mezozoós buroksorozata, a Föderata-sorozat között, főleg a metamorfózis jellegei alapján. Ezt a kérdést szintén megvizsgáltuk, és az a korábbi nézet látszik igazolódni, hogy a Föderata-sorozat átalakult mezozoós képződményei a Križna-takaró déli, gyökérmenti részének felelnek meg, egészében pedig az északi egységek jellegeit képviselik.

Ezek a problémák — főleg a metamorfózis típusa és a rétegtan további részletes tanulmányozása — nagyobb figyelmet igényelnek. Hasznos lenne összehasonlító tanulmányokat is végezni a Bükk, a Föderata- és a Mellétei-sorozat metamorfózisával kapcsolatban.

A problémák második csoportja a Mellétei-sorozatnak és a Bükknek a Szilicei-takaróhoz való ősföldrajzi és szerkezetföldtani viszonyához kapcsolódik. Ezeket az összefüggéseket a két évvel ezelőtt közölt és itt is bemutatott triász ősföldrajzi vázlatban fogalmaztam meg. A Mellétei-sorozat és a Szilicei-takaró szerkezeti jellegéből indultam ki, melyek északi vergenciát mutatnak. Ez vezetett arra a nézetre, hogy a Szilicei-takaró gyökérzónájának a Mellétei-sorozattól délebbre kell lennie. Magyar geológusoknak és dr. Mello-nak (1975) a Mellétei-sorozat és a Szilicei-takaró közötti átmeneti egységre (főleg Rudabánya vidékére) irányuló vizsgálatai ugyanazt a nézetet támasztják alá. A Szilicei-takarót a Mellétei-sorozattal és a Bükk rétegösszleteivel együtt a Bükkium déli zónáinak tartozékaként értelmezem. Ezt főleg a több sávban jelentkező egész sor átmeneti kifejlődéssel fellépő sekélyvízi és mélytengeri kontrasztos sorozatok jelenlétére alapozom. Ez az elképzelés elsősorban abból a nézetből adódik, amely a Kárpátok déli zónáinak tagolt szedimentációs térségére, vagyis már a triász időszakban a földkéreg vastagságának esetleges különbségeire vonatkozik. Hiszen magában a Szilicei-takaróban a sekélyvízi fáciesek mellett mélytengeriek is vannak (Mürzvölgyi-típus).

Geológusaink jelentős része a Szilicei-takarót (tehát a Szlovák-karszt és az Aggteleki-karszt mezozoikumát) egy törésrendszerbe zárt legyező déli belső ágaként értelmezi (D. Andrusov, 1975; P. Grecula — I. Varga, 1979). Némelyek a fehérkárpátok-krinicai egység analógiáját látják benne.

A Szilicei-takaró déli vergenciájáról alkotott elképzelés fogyatékossága, hogy a 40 km-es terjedelem szokatlan a legyezőszerkezet esetében. Nincs elég bizonyíték az északi begyökereztetés mellett sem, és hiányoznak a déli vergenciájú szerkezetek is. Ezeknek a kérdéseknek a megoldását különböző módon kísérelhetjük meg. Természetesen figyelembe kell venni, hogy a Bükk és a Mellétei-sorozat ősföldrajzi értelemben a Déli-Alpok folytatását képezik: a Déli-Alpokban a mélytengeri képződmények mellett megvannak a sekélyvíziek is. A Bükk és a

Mellétei-sorozat azonban nem képezik az Alpok szerkezeti folytatását. Szerkezetileg egészen más a helyzetük. Két tektonikailag különbözőképpen kifejlődött rész között terülnek el. Északon az Északi-Alpokkal analóg kárpáti egységek találhatók, délen a Magyar-masszívum, s. s. a Mecsekkel és a Villányi-hegységgel képviselve. Ezért a Bükk és a Déli-Alpok között szerkezeti eltérések és sajátságok érthetőek. Természetesen ez az összetett kérdés és szélesebb összefüggésekben kell tanulmányozni, ahol jelentős szerepet játszik a Bükk szerkezeti tagolása és vastag mészkőtömegeinek besorolása.

A Mellétei-sorozat elbírálásánál külön helyet foglal el a Gömöridák paleozós tömegeihez való kapcsolata. Az eddigi ismeretek eléggé egyöntetűen az allochton helyzetét támasztják alá. A kérdésre természetesen döntő választ a mélyfúrásoktól kaphatnánk.

A kárpáti déli egységei ősföldrajzi, paleotektonikai és szerkezeti besorolásának tanulmányozásánál jelentős helyet foglal el a Mecsek és a Villányi-hegység. A Villányi-hegység Ammonites faunájával az északi kifejlődés jegyeit viseli. A „mobilizmus" új hullámának hatására több geológus, köztük magyarok is a Villányi-hegységben, de a Mecsekben is tektonikai ablakot tételeztek fel, melyeken keresztül a Belső-Kárpátok összes északabbra elterülő egységei áttolódtak. Megjegyzem azonban, hogy ezideig sem a Mecsekben, sem a Villányi-hegységben nem találtak jellegzetes kárpáti keupert, sőt sem a Mecsekben, sem a Villányi-hegységben nincs flis jellegű kréta (Fülöp J., 1968, 1976). Nincsenek tehát a Belső-Kárpátok északi egységeire jellemző jegyei, mint a tátrid és a križnai egységnek. Magyar és román geológusok egyeztető tanulmányai azonban azt mutatják, hogy a Villányi-hegység olyan jegyeket is visel magán, amelyek hasonlóságot mutatnak az Erdélyi középhegységgel, ennek bihari autochton egységével. Ezek a következők: bath-i transzgresszió a terjedelmes triász-bath sztratigráfiai hézag után; néhány közös képződmény a dogger emeletben (középső- és felső-kallóvi bauxit-lencsék a malmban, valamint characeás mészkő és urgon mészkő jelenléte (M. Bleahu, 1976). Ezekből az összefüggésekből egyesek azt a tanulságot vonják le, hogy a Villányi-hegység és vele a Mecsek lateriális eltolódással — transzverzális törések mentén — kerültek mai helyükre (Sandulescu, 1978). Alapjában véve ez a véleménye utolsó munkájában Wein Györgynek is (1978).

Vázlatain a párhuzamosítás hátránya az, hogy az Apuseni-hegység (Moma és Codru takarók) az északeurópai (eurázsiai) lemez széléhez vannak kapcsolva, míg a Kárpátok hasonló kifejlődésű és szerkezetű takarói — a choči és a gömöri takarók, — a felsőkeletalpi takarókkal együtt a déli, afrikai lemez északi szegélyéhez vannak kapcsolva. Ismeretes pedig, hogy a Moma és Codru triász jellegeiket tekintve megegyeznek a Choč, esetleg a Gömöridák takaróival. Jura és kréta kifejlődésük azonban eltérő. Ha tehát az alpi—kárpáti—dinári rendszerben laterális eltolódást engedünk meg, ezeket lokalizálni kell és az ősföldrajzi kép alapvető változását a triász és a jura közötti időszakban kell keresni, nem pedig a felső krétában, esetleg paleogénben. Nekem úgy tűnik, hogy a Mecsek és a Villányi-hegység bővelkednek önálló sajátosságokban, és legvalószínűbben egy mikrolemez nyúlványát képezik, mely az óceáni ofiolitos vardar-marosi ág és a Bükk között terül el, vagyis mintegy analógiája a Pelagóniai-masszívumnak (lásd a 2. ábrát). Mindenesetre szükségesnek látszik egy részletes lito- és biosztratigráfiai összehasonlító tanulmány a Mecsek és a Villányi-hegység, valamint a Belső-Kárpátok északabbi egységei között.

Jelentkezett egy eltérő nézet is, amely szerint a Tátridák hatalmas takarót képezve tolódtak át a Gömöridákon és a Bükkön, a Villányi-hegység pedig mintegy gyökérzónát képezne (B. Leško et al., 1977). Ehhez csupán annyit, hogy az ilyen modellek összeállításánál nem hagyhatjuk figyelmen kívül a már bizonyított összefüggéseket az egyes tektonikai egységek között. A geológusok egész generációi mutatták ki a tektonikai egységek fokozatos sorrendjét északról délre — Tátridák, Veporidák, Gömöridák, Szendrő-Bükk. Szerkeszthető új modell, de új tényekkel kell bizonyítani, olyan nyilvánvaló összefüggésekkel, melyek kellőképpen cáfolják a régieket. Nem vagyunk cipészek, hogy beérve a kaptafával — vagyis a modellel, erre húzzuk rá a tényeket. Legyünk azonban toleránsak az új gondolatfelvetőkkel szemben, és ezen a téren az utóbbi évek különösen termékenynek mondhatók. Ilyen nézetek nyomán azonban a Magyar-masszívum megszűnik létezni, holott mindnyájunk előtt ismeretes, hogy az ilyen irányú sajátosságok egész sorát hordozza. Ezzel tulajdonképpen a dolgok gyökeréhez jutottunk.

Az egyik oldalon minden kétség nélkül érvényesek az Alpidák általános fejlődésének törvényszerűségei. Egyes ősföldrajzi és tektonikai elemek regionális elterjedésűek. Ilyen a Penninikum is. A másik oldalon kétségtelenül érvényben vannak bizonyos önálló sajátságok az egyes alkotóelemekben. A Magyar-Középhegység különösen sok ilyen sajátsággal rendelkezik, különleges pozíciója van az Északi-Alpok—Kárpátok és a Dinaridák határán.

Az alapvető jegyek és sajátságok közti viszony a kutatás minden szakaszában más fényben jelentkezik. Érthető, hogy a geológia fejlődésének olyan mozgalmas időszakában, mint amilyenbe a magyar és a szlovák geológia az utóbbi években ért, egész sor új tény válik ismertté, melyek az érvényben lévő felfogásokkal ellentétesek is lehetnek. Új szintézis kidolgozása pedig a tények alaposabb értékelését és szorosabb együttműködést követel.

Ezért kell magasra értékelnünk ezt a találkozót, kiemelni a Fülöp akadémikus által vezetett magyar geológia érdekeltségét és támogatását. Számomra nagy örömet jelentene, ha az ehhez hasonló rendezvények rendszeressé válnának, mert ahol a szintézis hiányzik, ott a tények bármilyen mennyisége elveszti jelentőségét. A szintézis azonban tényekre kell, hogy támaszkodjon.

IRODALOM

Andrusov, D., 1975.: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. Zbor. X. zjazdu KBGA. ústav D. Štúra, Bratislava.

Balogh, K.—Kőrössy, L., 1968.: Tektonische Karte von Ungarn, Masstab 1:1 000 000. Acta geol. Ac. Sci, Hung. 12, 1—4, Budapest, p. 7—19.

Bleahu, M., 1976: Structural position of the Apuseni mountains in the Alpine system. Rev. Roum. geol. géophys. et géogr. Geologie, *20*, 1, Bucuresti, p. 7—19.

Dank, V.,—Bodzay, I., 1970: Geohistorical background of the potential hydrocarbon reserves in Hungary. Budapest.

Fülöp J., 1968: Formations crétacées de la Hungarie. Annales Inst. geol. Hungarici, vol. XLIX, 3, Budapest, p. 721—738.

Fülöp, J., 1976: The Mesozoic Basement horst blocks of Tata. Inst. geol. Hung. *16*, Budapest.

Fusán, O., et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytych oblasti južnej časti vnútornych Západnych Karpát. Zborník geol. vied Západné Karpaty, rad Západné Karpaty, *15*, Bratislava, p. 1—123.

Grecula, P.—Roth, Z., 1976: Kinematicky model Západních Karpát. Zbornik geol. prác, Smolenice, p. 26—27.

Grecula, P.—Varga, I., 1979: Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine — Mediterranean mountain belts. Mineralia slov., *11*/4, Bratislava, p. 363—364.

Horváth, P.—Stegena, L.—Géczy, B. 1974: Ensimatic and ensialic interarc basins. J. geophys. res. Washington.

Jantsky, B., 1976: Geologische Entwicklungseschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken. Franz-Kossmat-Symposion, Nova Acta Leopoldina, n. 224, Bd 45, Halle, p. 303—334.

Kozur, H.—Mock, R., 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik des Slowakischen Karstes. Geol. zbor. Geologica carpathica *24*, 3, Bratislava, p. 365—374.

Leško, B. et al., 1977: Je penninikum prítomné v Západnych Karpatoch na vychodnom Slovensky (Poznámky ku geológii vychodného Slovenska). Mineralia slovaca, 9, 3, Bratislava, p. 221—233.

Mahel', M., 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. Geol. práce, zoš. 48, Bratislava, p. 200.

Mahel', M., 1962: Geologická mapa Malych Karpát 1:50 000. Geol. ústav D. Štúra — Slov. kartografia, n.p. Bratislava.

Mahel', M., 1973: Tectonic map of the Carpathian Balkan mountain system and adjacent areas. Geol. ústav D. Štúra, Bratislava — UNESCO — Kartografia Praha.

Mahel', M., 1975: Position of the Gemeric. Mineralia slovaca, Bratislava, p. 33—52.

Mahel', M., 1977: Dévelopment model of West Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpathica, *28*/2, Bratislava, p. 203—218.

Mahel', M., 1978: Some particularites of development of the European Alpides and West Carpathians mainly from view point of new global tectonics. Geolog. zbornik, Geologica carpathica *29*/1, Bratislava, p. 1—19.

Mahel', M., 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides. Geol. práce, Bratislava, p. 1—182.

Mahel', M., 1978: Manin tectonic unit, relations of Klippen Belt and Central West Carpathians. Geol. zbornik, Geologica carpathica *29*/2, Bratislava, p. 197—214.

Mahel', M., 1979: Fatransky nie siprunsky; novy pohlad na tektonické clenenie a stavbu tatrid. Mineralia slovaca *11*/3, Bratislava, p. 263—277.

Mello, J. et al., 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a pril'ahlej časti Čiernej hory. Sprievodca k exkurzii B. Mineralia slovaca 7, 4, Bratislava, p. 29—63.

Mock, R., 1978: Nové poznatky o južnych častiach Západnych Karpát — Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. Paleogeograficky vyvoj Záp. Karpát. Konferencie, Sympózia, Semináre GÚDŠ, Bratislava, p. 321—342.

Sandulescu, M., 1975: Essai de synthese structurale des Carpathes. Bull. Soc. Geol. France(7), *17*, 3, Paris, p. 299—358.

Sviridenko, V. C., 1976: Geologická stavba predneogénneho podložia Zakarpatskej prehlbeniny. Mineralia slovaca, *8*, 5, Bratislava, p. 395—406.

Szepcsházy K., 1973: A Tiszántúl északi részének felsőkréta és paleogén korú képződményei. Akadémiai Kiadó — Budapest, p. 1—96.

Stegena, L.—Géczy, B.—Horváth, F., 1975: Late Genozoic evolution of the Pannonian basin. Tectonophysics, *26*, p. 71—90.

Szádeczky—Kardoss, E., 1973: The young alpine subductions and volcanic arcs in the Alp — Carpat —Balcan area. First. Hung. contribution to the work of Inst. Com. om Geodyn. Budapest, 40.

Tollmann, A., 1969: Die tektonische Gliederung des Alpen—Karpaten—Bogens Geologie 18, Berlin, p. 1131—1151.

Tollmann, A., 1975: Karpatische Züge in Fazies und Tektonik der Ostalpen sowie Anmerkungen zur Grossgliederung des Subtatrikums. Tectonic problems of the Alpine system. Veda SAV Bratislava, p. 109—120.

Wein, Gy., 1969: Acta geol. Acad. geol. Sci. Hung. 13, p. 399—436.

Wein, Gy., 1978: A Kárpát-medence alpi tektogenezise. Magy. Áll. Földt. Intézet Évi Jelent. 1976, Budapest, p. 245—256.

RELATIONS OF CARPATHIAN UNITS TO THE HUNGARIAN MASSIF

Michal Mahel'

The last decade has brought some more serious changes of views of some principal units in the Alpides.

1. The Little Carpathian crystalline forms several nappes and slices and mainly with its lower units is linked to the Unterostalpin, including the Wechsel group. It is thrust over the continuation of the Southern Penninic (including the Rechnitz group) to the West Carpathians.

We consider the Klippen Belt as a dissected island arc separating the marginal Magura sea-continuation of the Rhenodanubic from the Penninic oceanic trough. The envelope groups of Fatra type (Fatric) are the southern margin of the downsucked Penninic. To the east the Penninic branches and its stouthern branch continues in the Szolnok trough.

2. The Silica nappe has its roots in the ridge zone, which dissects the Triassic marine Meliata — Bükk basin. This basin is a promontory of the dissected South Alpine Triassic basin. In the structural sense the units lying south of the Rožnava fault line, the Meliata unit, Silica nappe, Bükk unit, are, however, an inseparable part of the West Carpathians.

3. Neither the Villanyi nor the Mecsek display features characteristic of tectonic units of the Inner Carpathians. They cannot be considered as North Carpathian units wedged in to SW by an extensive wrench-faulting. They have mainly a different development of the Jurassic and mainly Cretaceous. The Mecsek and Villanyi mts. represent a promontory of the microplate of the Pelagonian massif.

A Kárpátok palinszpatikus vázlata a jura végén és alsó kréta elején

(M. Mahel', 1979)

1 — vályú óceáni, részben paraóceáni kéregtípussal; 2 — vályú paraóceáni kéregtípussal; 3 — vályú vékonyabb kontinentális kéreggel; 4 — kordillerák — a szigetívek része, a — aktív vulkáni tevékenységgel; 5 — mobilis, tagolt intraóceáni küszöb; 6 — széles intraóceáni küszöb, a — stabilis; 7 — kontinentális self.

Szedimentációs térségek:

S — Sziléziai-takaró, C — Ceahlau-takaró, RD — rhenodanubikumi flis, Ma — Magura-takaró, BF — „Fekete-flis"-takaró, PP — intrapennini küszöb, C — czorsztyni, K — pienin — kysucai, KL — klapi, Pn — Penninikum (déli zóna), F — Fátrikum, Fr — Frankenfelsi-takaró, VO — Unterostalpin, MO — Mittelostalpin, T—M—V — Tátrikum — Manín — Vysoká, Z — Zliechov, JG — Dél-Gömöridák, SO — Szolnoki-vályú, Me —Mecsek, M — Maros-zóna, V — Vardar-zóna, OF — Ofiolit-zóna, VK — Belső-Dacidák, JK — Getikum-Danubikum, A — Apuseni-hg., V — Villányi-hg., PM — Pelagóniai-masszívum.

Fig. 2

Palinspastic picture of the Carpathians to the end of the Jurassic and at the beginning of the Lower Cretaceous

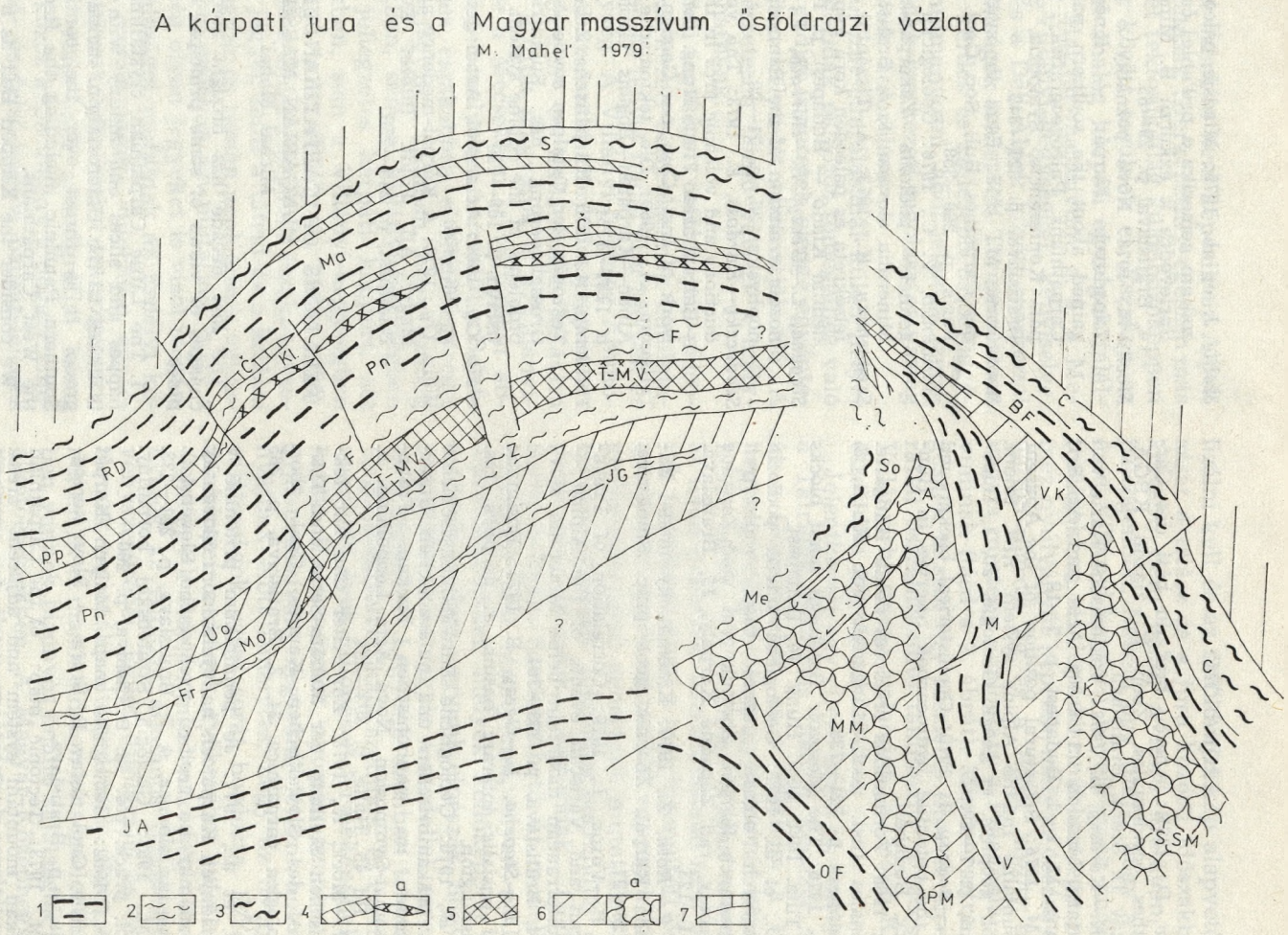
M. Mahel', 1979

1. Troughs ith oceanic (partly paraoceanic) type of crust; 2. Trough with paraoceanic type of crust; 3. Troughs ith thinner continental crust; 4. Cordillers — part of island zones, a) ith volcanic activity; 5. Mobile, dissected intraoceanic ridges; 6. Wide intraoceanic ridges a) stable; 7. Continental shelf a) mobile.

Sedimentation areas:

S — Silesian; C — Ceahlau; RD — Rhenodanubian flysch; Ma — Magura; BF —„Black Flysch", PP — Intrapenninic ridge; C — Czorsztyn; K — Pieniny — Kysuca; Kl — Klape; Pn — Penninicum (southern zone); F — Fatric; Fr — Frankenfels; UO — Unterostalpin; M — Mittelostalpin; T — M — V — Tatric — Manín — Vysoká; Z — Zliechov; JG — South Gemerides; SO — Szolnok trough; Me — Mecsek; M Mureš; V — Vardar Zone; OF — Ophiolite Zone; VK — Inner Dacides; JK — Geticum — Danubicum; A — Apuseni; V — Villany; FM — Pelagonian massif.

2. ábra



Újabb földtani ismeretek és nézetek a Belső-Nyugati-Kárpátokról

MOCK RUDOLF

Az elmúlt évek során a Szlovák-Karszton olyan új rétegtani adatokat nyertünk, amelyek alapján a terület földtani felépítéséről egy teljesen új nézet fejlődött ki. A Szlovák-Karszt földtani-szerkezeti értelmezéséből messzemenő tektonikai és paleogeográfiai következtetéseket kell levonni az egész Nyugati-Kárpátokra. Bátran mondhatjuk, hogy a Nyugati-Kárpátok déli zónáinak felépítéséről és kifejlődéséről a közelmúltban érvényben lévő nézeteket alapvetően meg kell változtatnunk. Magától értetődik, hogy ezen új ismereteknek nagy jelentősége van Észak-Magyarország földtani felépítésére vonatkozóan is.

Az alapvető új felismerés — amelyből az összes többi következik — az, hogy az eddig a Szlovák-Karszt normális feküjének tartott anchimetamorf M e l l é t e i-sorozat (meliatská séria), a valóságban a Bükk-hegység dinári kifejlődésű triászának északi folytatását képezi; a Szlovák Karszt teljesen eltérő, nem átalakult, ausztroalpi kifejlődésű triásza pedig ezen egy nagy távolságra áttolódott takarót alkot, amely a S z i l i c e i-takaró (silický príkrov) elnevezést kapta (Kozur, H.—Mock. R., 1973a, b). Jóllehet ez a nyugati-kárpáti viszonyokra rendkívülinek, sőt valószínűtlennek látszott, már 1973-ban az volt a következtetésünk, hogy a Szilicei-takaró eredeti leülepedési területe a Mellétei-sorozatétól északra feküdt. Ez azt jelenti, hogy a Szilicei-takaró északról délre tolódott át a mai helyére. Hangsúlyoznom kell, hogy a „déli vergenciájú takaró" terminus ebben az esetben nem éppen a legalkalmasabb kifejezés, ti. a szuperficiális takarók nem kialakítói és nem hordozói az aktív mozgásnak. A takarórendszerek keletkezésénél döntő szerepet játszanak a terület rövidülése, ill. a földkéreg mélyebb részeiben végbemenő mozgások — tehát valószínűbb az aljzat, az „autochton" aktív mozgása (azaz alátolódása) és a takaró passzív reagálása. Ilyen esetben a Szilicei-takaró, amelynek az eredeti leülepedési területe a Mellétei-sorozatétól északra feküdt, nem kell, hogy szembetűnő déli vergenciájú szerkezetet képviseljen. Ma azonban már ismeretes, hogy a Szilicei-takaró — különösen délen, magyar területen — nagyon kifejezett déli vergenciájú szerkezeti formákat mutat. Ezeket a jelenségeket a Szlovák-Karszt csehszlovák részén már régebben ismerték, azonban túlnyomóan fiatal „reverziós feltolódások"-ként értelmezték őket. Bystrický, J. (1964. p. 18.) ezt írja: „A hosszanti tektonikai felületek feltolódási jellegűek, többnyire a mozgások dél felé irányuló tendenciájával. A dél felé irányuló feltolódások a legészakibb szerkezetekben is megtalálhatók."

A földtani kifejlődés és a nagyszerkezet ilyen jellegű elképzelése természetesen ellentétben áll a nyugati-kárpáti rendszer még nemrégiben általánosan elfogadott modelljével, amelyben „minden délről északra tolódott át". A szokás — a megrögzött elképzelések — jelentős befolyással rendelkeznek, ez a geológiában is érvényes. Nem kell tehát csodálkoznunk, hogy egyes geológusaink az új modellt kételkedve és bizalmatlanul fogadták. A földtani szerkezet objektív valóság, amely tőlünk független. Az a feladatunk, hogy a lehető legpontosabban megismerjük. Nem lehet egyszerűen bizonyos földtani adottságokat ignorálni, illetve azokkal úgy manipulálni, hogy azokat mindenáron valamilyen megszokott vagy kitalált modellre ráhúzhassuk.

Ezután a bevezetés után engedjék meg, hogy néhány új felismerést ismertessek röviden erről a területről. Közben rámutatok majd számos még megoldatlan problémára.

A gömöri sebhelyet („Narbe"), azaz a Margecany—Lubeník vonalat az alpi-dinári sebhely (periadriatikus lineamens) folytatásának tekinthetjük a Nyugati-Kárpátok területén. A Balaton-vonal is ennek a lineamentumnak a része. Ez a legkifejezettebb paleogeográfiai határvonal az északalpi és a délalpi kifejlődések között. Kétségkívül a legjelentősebb lineamens a Nyugati-Kárpátokban, amely a Gömöridákat a Veporidáktól elválasztja, azaz mezo- és katametamorf krisztallinikumot (paleozoikumot?), intenzív hercyni átalakulással és granitizációval, a délebbi zónák eltérő kifejlődésű, csak gyengén átalakult paleozoikumától, egészen eltérő mezozoikummal. A gömöri sebhely a tér óriási mértékű rövidülésének tanúbizonysága. Feltételezzük, hogy a gömöri sebhely a legnagyobb nyugati-kárpáti takaróknak — a Hronikumnak és a Szilicikumnak — a gyökérzónája; azaz a Choci-, Strážovi-, Stratenai-+ és Szilicei-takaró eredeti leülepedési területe a Veporidák mai déli szegélye és a Gömöridák északi szegélye között helyezkedett el. Nem ismerjük ezeknek a takaró-egységeknek a paleozoós aljzatát, egyes újpaleozoós képződmények kivételével; ez azt jelenti, hogy aljzatuk elnyelődött, tehát az eredeti tér itt minimálisan 150 kilométerrel lett rövidebb. A gömöri sebhely a Nyugati-Kárpátok két alapvető tektonikai egységének a határvonala: a Központi- és a Belső- Nyugati-Kárpátoké (Mock, R. 1978). Mind a két elsőrangú egy-

*Department of Geology and Paleontology, Komenský University, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Pratislava.

*Új terminus, magyarázata a továbbiakban.

ség különleges, sok vonatkozásban eltérő földtani kifejlődésű úgy a paleozoikumban, mint a mezozoikumban. Az így értelmezett Belső-Nyugati-Kárpátokhoz számítjuk a Gömöridákat és a Bükkidákat, azaz Szepes-Gömöri-Érchegységet, a Rudabányai-hegységet, a Szendrői-, Upponyi- és Bükk-hegységet, valamint az „átmeneti" (telekesvölgyi) egységet (Mock, R. 1978.), de az ausztroalpi kifejlődésű Szilicikum nélkül. A Szilicikumot központi-nyugatkárpáti egységnek tekintjük, pontosabban a Központi-Nyugati-Kárpátok legdélibb egységének.

A Szilicikum (ezt a terminust Mello, J. in Mello et al. 1976., vezette be), amelyet az ausztroalpi (miogeoszinklinális) triász kifejlődés jellemez (főleg wettersteini típusú mészkő a középső- és a felső-triászban), a következő részekre tagolható: Strážovi-takaró (strážovský príkrov), Stratenai-takaró (stratenský príkrov) és a Szilicei-takaró (silický príkrov).

Ezekről az egységekről nem beszélhetünk, mint „Gömöridák"-ról, például „délgömöri triászról" vagy „gömöri takarókról". Paleozoós aljzatuk csak részben ismeretes (Mock, R. 1978.). A mai napig a Stratenai- és a Szilicei-takaró legidősebb ismert tagja a perm. Föltételezzük, hogy a Szilicikum paleozoós aljzata epimetamorf jellegű volt, akárcsak a Hronikumé (Choč, Šturec, stb. takarók) és legvalószínűbben a Keleti-Alpok „Nördliche Grauwacken-Zone" kifejlődésére hasonlított.

A Belső-Nyugati-Kárpátok paleozoikuma és triásza ezzel szemben délalpi-dinári jellegeket mutat (Balogh, K. 1964; Kozur, H.—Mock, R. 1973 a, b, 1979; Kozur, H.—Mock, R.—Mostler, H. 1976; Mock, R. 1978).

A Szilicei-takaró földrajzilag a Szlovák-Karsztot építi fel. A magyar oldalon Aggtelekikarszt néven ismeretes. A régebbi irodalomban a „Dél-gömöri-Karszt" kifejezést használták. A Szilicei-takaró mai déli határa bizonytalan. Úgy látszik, hogy a déli frontális részek lepusztultak. Nincs azonban kizárva, hogy a takaró homloka egészen a Bükk-hegységig hatolt.

Nagy vonalakban a Szlovák-Karszt a Rozsnyó-vonalnál végződik és a Szilicei-takaró ettől északra lepusztult. Ezt a területet a Gömörikum, vagyis a Szepes-Gömöri-Érchegység boltozata (Volovec-antiklinórium) építi fel. A Szilicikum itt csupán kis, izolált, denudációs maradványokban őrződött meg, amelyek klasszikus takarórögöket képeznek, például a Radzim és a Spitzenhügel hegyek Dobsinától délre. Ezen rögök triászának a Szilicei- vagy a Stratenai-takaróhoz való kapcsolása a triász fiatalabb tagjainak hiányában nem lehetséges. Azt javaslom, hogy a Szilicei-takaró fogalmát csak a Szlovák-Karszt és a magyar oldal Szilicikumára alkalmazzuk.

A Szilicei-takarót a gömöri sebhelyből gyökereztetjük. De vajon a Szilicikum a Szepes-Gömöri-Érchegység északi részén, amely mint „északgömöri szinklinórium", illetve „Besníki-egység" (Mahel', M. 1953; Mahel', M. in Mahel' et al. 1967), „északgömöri mezozoikum" (pl. Andrusov, D. 1968; Mock, R. 1978) vagy az utóbbi időben mint „Szilicei-takaró" (pl. Mello, J.—Mock, R. in Mello, J. et al. 1975) ismert, tektonikai szempontból egyetlen egységet, egy takarót alkot-e a Szlovák-Karszt Szilicei-takarójával? Ha a „lubeníki legyező" létezését feltételezzük (Andrusov, D. 1975 „éventail du Lubeník"; Mock, R. 1978), valószínűbbnek látszik, hogy két tektonikai egységről van szó. Azok a jelentős különbségek, amelyek a földtani kifejlődés terén fennállnak, arra indítanak bennünket, hogy a két kifejlődést — azaz a sziliceit (s. s.) és a stratenait — élesen megkülönböztessük; habár ezen a helyen is hangoztatni kívánom, hogy nem lehet kétség afelől, hogy a két kifejlődés eredeti leülepedési területe egymás mellett helyezkedett el. A Stratenai-takaró fogalmával azt a Szilicikumot jelölöm, amelyik a Szepes-Gömöri-Érchegység Gömöridáitól északra fekvő területet építi fel, a gömöri sebhely szomszédságában (főleg tőle délre). A Murányi-fennsík Szilicikumát is a Stratenai-takaróhoz számítom. Nem fedi egészen a régebben használt „északgömöri mezozoikum", illetve „Besník-egység" fogalmát, mivel megállapítottam, hogy a Stratenská-hegységben (Stratenské hornatina) és a Galmusban a Szilicikumon kívül — amely nagyrészt kifejezett takaróhelyzetben van — egy mélyebb egység is kibontakozik, amely a Mellétei-sorozat analógiája, azaz az északgömöri paleozoikum mezozoós burka. Ezt az egységet „Jaklovcei-sorozat" néven jelölöm (jaklovská séria). A Stratená-hegység és a Galmus problematikájához önálló munkákban térek majd vissza. Itt csak annyit említek meg, hogy a Jaklovcei-sorozat más kifejlődésű, mint a Stratenai-takaró; fő jellemvonásai:

1. A gömöri paleozoikumon — a rakoveci sorozaton vagy a karbonon (?) — települ, a perm transzgresszív kifejlődésével és a triászba való fokozatos átmenetével;

2. a triászra jellemző a vulkanitok és ultrabázitok jelenléte;

3. a Jaklovcei-sorozat szembeötlően anchimetamorf, ellentétben a Stratenai-takaróval.

A Jaklovcei-sorozat sztratigráfiai tartalmáról, litológiai kifejlődéséről és elterjedéséről ezidőszerint nincsen pontos áttekintésünk. Legjobb feltárásait Margecany, Jaklovce, Košické Hámry és Opátka környékén találtam. Ebbe az egységbe sorolom be a Dobšiná és Danková közelében előforduló, szerpentinit-testeket magábazáró anchimetamorf „kampilit" is. Az ebből a sorozatból nyert Conodonták ugyanolyan gyönge átalakulást mutatnak, mint a Mellétei-sorozatból, vagy a Bükk-hegységi triászból.

A Stratenai-hegység takaró jellege legszembetűnőbb a Stratenai-hegység déli és nyugati részében, ill. a Murányi-fennsíkon. Ez már egy régóta ismert tény. Mahel' M. akadémikus, a hegység kiváló kutatója, munkáiban sokszor megemlítette, hogy az „északgömöri-besníki-egység" takaró jellegű (lásd pl. Mahel' et al. 1967, p. 411). Minden kétséget kizáró a Stratenai-hegység legyező-szerkezetének leírása (Mahel', M. 1957. p. 179): „A szinklinális északi részében a mezozoikum kis távolságra észak felé,

a déli részben dél felé tolódott fel. A Stratenai-hegységben végzett tanulmányok bebizonyították, hogy nem helyi jelenségről, hanem az észak-gömöri mezozoikum tektonikai stílusának jellegzetes megnyilvánulásáról van szó. Az egész Stratenai-hegységben a mezozoikum legyezőszerű szerkezetet mutat".

Ma még megoldatlan, különösen érdekes probléma a Stratenai-hegységben, a Dobsinától nyugatra fellépő ún. Föderata-sorozat. Uhlig Viktor óta a vepori krisztallinikum parametamorf képződményei burkolatának tekintették. Mahel', M. (in Mahel' et al. 1967) alkalmazta először a Struženik-egység elnevezést a Kohút és Králova Hola veporid zónák metamorf mezozoikumának megjelölésére, a dobsinai Föderata-sorozatot pedig annak egyik kifejlődéseként tekintette. Nézetét, miszerint a Struženik-egység eredeti leülepedési helye a Choč-egységétől északabbra feküdt és a Föderata-sorozat geotektonikailag „küszöbkifejlődés" volt, általánosan elfogadták. Palinszpasztikus elképzelésemben (Mock, R. 1978) a Föderata-sorozatot szintén egy a Choč-takaró eredeti leülepedési helyétől északra fekvő zónának tekintettem.

Mello, J. és Polák, M. (1978) annak a nézetnek adtak kifejezést, hogy fácies szempontból elfogadhatóbb annak a feltételezése, hogy a Föderata-sorozat eredetileg a „Choč—Szilice" és a „Volovec—Meliata—Bükk" zónák között terült el. Ábrájukon e sorozatot mégis a Hronikum és Velký Bok közötti zónaként rajzolták be.

Tekintsük meg ezt a problémát közelebbről. A Föderata-sorozat tanulmányozása a Dobsinától nyugatra fekvő klasszikus területen arra mutat, hogy e sorozat nem alkot egy tektonikai egységet a Struženik-egységgel; kifejlődése is más, mint a Struženík-sorozaté. Nagyon valószínű, hogy nem a veporid krisztallinikum autochton vagy parautochton burka. Megtévesztő az egyes sorozatok hasonló alpi dinamometamorfózisa és a veporid krisztallinikum fedőjében levő helyzetük. Már Biely, A. (1957) rámutatott a Föderata-sorozat és a veporid aljzat rendkívül bonyolult tektonikai kapcsolatára. Továbbá hangsúlyozni kell, hogv ezúttal nem küszöb-kifejlődéssel állunk szemben, hanem ellenkezőleg, egy tipikus medence-kifejlődésssel, mélyvízi fáciesekkel. Karni Conodonta-leletek sötétszürke, márgás, tűzköves mészkövekből (Straka, P. 1978; a Conodonták asszociációja „dinári" jellegű), bázisos vulkanitok jelenléte (ezt az információt Rozložník L. professzornak köszönhetem), világos wettersteini-típusú metamorf mészkövek jelenléte, valamint az egész kifejlődés és a földrajzi fekvés alapján feltételezhető, hogy a Föderata-sorozat gömöri egységet képvisel, azaz a mellétei sorozat analógiáját, amely feltolódott helyzetben a veporid krisztallinikumon fekszik. A Gömöridáknak a Veporidákra való feltolódásánál azzal kell számolnunk, hogy a Veporidákon a Gömöridák legkülönbözőbb sztratigráfiai tagjai helyezkednek el. Érdekesség kedvéért megemlítem, hogy a dobsinai Föderata-sorozatban már Pantó, G. (1956, p. 360) észlelte a ladini úgynevezett rudabányai kifejlődését.

Egészen napjainkig nem fordítottak nálunk figyelmet a gyenge dinamometamorfózis szerepére és nem vontak le ebből a jelenségből megfelelő geológiai következtetéseket, jóllehet elméletileg ismert, hogy a dinamometamorfózisnak megvannak a mélyreható földtani-tektonikai okai. Például a Mellétei-sorozat mindenütt anchimetamorf, egyes helyeken kevésbé, másutt nagyon szembeötlően — az eredeti litológiától függően —, de a Mellétei-sorozattal foglalkozó számos régebbi munkában a metamorfózis meg sincs említve. Ennek a jelenségnek figyelmen kívül hagyása, a fáciesanalízis helytelen interpretációja mellett, arra vezetett, hogy a Mellétei-sozatot hosszú időn át felső-permnek és/vagy alsótriásznak, és így a Szlovák-Karszt normális fekvőjének tekintették. Mindezt azért említem meg, mivel ez csak úgy volt magyarázható, hogy a Jaklovcei-sorozat kifejezetten dinamometamorf és átkristályosodott mészköveit, paláit és vulkanitjait mind a mai napig „lokális jelenségnek" tekintettük és ezeket az összleteket az „észak-gömöri mezozoikum" keretén belüli tektonikai egységként értelmeztük. Ezzel ellentétben egy másik végletet észlelhetünk, olyan értelemben, hogy gyengén metamorfnak tekintik azokat az összleteket is, amelyek a valóságban nem is átalakultak, csupán erősen préseltek, gyűrtek vagy zúzottak. A gyenge regionális átalakulás kiváló mutatói a kalciumfoszfátból, kevés organikus vegyületet tartalmazó, apatithoz hasonló anyagból álló Conodonták: ez az anyag nagyon érzékenyen reagál úgy a termikus, mint a dinamometamorfózisra. Az anchimetamorf összletek modern petrológiai tanulmányozása mindezideig nem történt meg.

A továbbiakban röviden foglalkozom a Rudabányai-hegység felépítésének problémájával, a Szlovák-Karszt evaporitjainak problémájával, ill. a Gömörikum és a Bükkium határvonalával.

A Rudabányai-hegység és az Alsóhegy magyarországi része, amint azt Balogh Kálmán professzor és Kovács Sándor kutatásai mutatják, rendkívül bonyolult felépítésű. A hiányos feltártság megnehezíti a földtani kutatást. A modern biosztratigráfia (főleg Conodonták) alapján, annak a nézetnek adhatunk kifejezést, hogy ez a terület három tektonikai egységből épül fel: az alsó anchimetamorf, a magasabb „telekesvölgyi" egységből és a Szilicei-takaróból. Mindezek az egységek csupán triászt tartalmaznak. Az alsó egység a Mellétei-sorozattal azonosítható — ez vonatkozik az átalakultság fokára is. Paleozóos fekvőjét nem ismerjük. A középső egység úgyszólván nem metamorf (a belőle származó Conodonták nem deformáltak, csupán valamivel sötétebb színűek, mint a Szilicei-takaróból származók) és medence-fáciesű képződmények alkotják a középső- és a felső-triászát. Paleogeográfiai szempontból rendkívül jelentős a karniban jelenlévő klasztikumok (palák) és annak felismerése, hogy ennek az egységnek a Conodontái a dinári faunaprovinciába tartoznak (Kovács, S. 1980). Arra a kérdésre, vajon a „telekesvölgyi egység" önálló takarót képez-e, vagy csupán egy részegység („Teildecke"), vagy csupán a Szilicei-takaró déli szegélye,

nem tudunk egyelőre egyértelműen válaszolni. Az Alsóhegy déli oldalán látható, hogy a Szilicei-takaró efölött az egység felett fekszik tektonikai szuperpozícióban (Kovács, S. 1979). Ez a tény, valamint a klasszikus szilicei kifejlődés és a „telekesvölgyi" kifejlődés közötti aránylag nagy fácieskülönbségek arra a nézetre késztetnek, hogy itt két takaróról van szó (illetve, hogy a „telekesvölgyi egység" a Szilicei-takaró egy résztakarója). A „telekesvölgyi egység" átalakulatlansága arra mutat, hogy ez az egység hosszú tektonikai transzporton ment keresztül a Szilicei-takaróval együtt (együtt „ősztak"). Ez az egység, nézetem szerint az eredeti leülepedési térben a Mellétei-sorozat és a Szilicikum között foglalt helyet (fácies szempontból közelebb áll a mellétei kifejlődéshez), ami területünkön tektonikailag nem ékelődik be a Mellétei-sorozat és a Szilicei-takaró közé. Legalábbis egyelőre ilyet nem észleltünk. Nem zárható ki ellenben, hogy ehhez az alsóbb egységhez tartozik egy Silická Brezová (Szádvárborsa) közelében fekvő blokk, tufitok és sötét palák ismert fellépésével (Bystrický, J. 1964; Mokrá lúka).

Az evaporitok, jóllehet a felszínről sehol sem ismeretesek, a Szlovák-Karszt igen jelentős fácieseit képviselik. A tektonikai egységekhez való tartozásuk sem világos, nem egyértelmű, hogy ezek csak a Szilicei-takaróban találhatók-e, vagy a Mellétei-sorozatban is jelen vannak. Nemrég „sötétszürke palákat evaporitokkal" a Mellétei-sorozatba, annak legmagasabb részébe sorolták és annak típusos kőzeteinek tartották (pl. Bystrický, J. 1964; Bistrický, J. és Borza, K. in Bystrický et al. 1973, p. 21 és 34). A sorozat legmagasabb részének vélt evaporitok okozták főleg a Mellétei-sorozat helytelen sztratigráfiai besorolását. Amikor Ilavská, Z. (1965) evaporitot tartalmazó fekete palában permi palinoflórát fedezett fel, az a nézet alakult ki, hogy a Mellétei-sorozat permi kora paleontológiailag bizonyítást nyert.

Amint már említettem (Mock, R. 1978), az evaporitokat tartalmazó sötét palákat a Szilicei-takaró bázisának kell tekinteni. Több helyen észlelték a Szilicei-takaró paleontológiailag bizonyított alsó-triászába való fokozatos átmenetüket (Bystrický, J. 1959).

Valószínű azonban, hogy nem az összes evaporitok tartoznak a Szilicei-takaróhoz, és fellépnek a Mellétei-sorozat permjében is, esetleg annak legalsó triászában is. Az evaporitok jelenlétét — mindaddig, amíg ez a kérdés nem tisztázódott — nem tekinthetjük a tektonikai hovatartozás kritériumának.

Befejezésül néhány megjegyzés a Gömörikum és Bükkium* közti határvonalra vonatkozóan. A probléma abban rejlik, hogy a triász kifejlődése alapján ezt a határt nem állapíthatjuk meg: a Bükk-hegység triásza észak felé egészen fokozatosan megy át a Mellétei-sorozatba. A paleozoikumról, amelynek ismerete ebben a kérdésben döntő jelentőségű lenne, a Rudabányai-hegység és a Szlovák-Karszt széles zónájában gyakorlatilag semmit sem tudunk. A bükki paleozoikum a Bükk-, Szendrői- és Upponyi-hegységekben lép a felszínre. Ez idő szerint nem tudjuk, milyen és hol van a gömöri paleozoikumnak a bükki paleozoikumba való átmenete.

A Szepes—Gömöri-érchegység és az Upponyi—Szendrői-szigethegység paleozoikuma között ma már nem látunk olyan nagy különbséget, mint ahogyan ezt a közelmúltban feltételeztük (Mock, R. 1978). Ezek a különbségek csak látszólag nagyok. Ugyanis olyan összleteket akarunk egymáshoz hasonlítani, amelyeket korrelálni nem lehet, mivel különböző korúak. A múltban az Upponyi- és a Szendrői-hegységben az ordoviciumnak és a szilurnak nagy mértékben való fellépését tételezték fel. Ilyen alapon törekedtek azt a Gölnici-sorozattal (gelnická séria) összehasonlítani. Az eredmény: eltérő kifejlődés, jelentős különbség. Mivel ma már tudjuk, hogy úgy az Upponyi-, mint a Szendrői-hegységben valószínűleg devon a legidősebb képződmény, világos, hogy a korreláció nem lehetséges. A devon jelenléte a Gömöridákban nincs őslénytanilag bizonyítva. Általában a Rakoveci-sorozatot tekintik devonnak. A Szendrői- és Upponyi-hegységben fellépő hatalmas, főleg mészkő kifejlődésű devonnak nincs nálunk analógiája. Nincs talán azért, mert a Gömöridákban a devon hiányzik? Hiányozhat priméren vagy lepusztult a karbon előtt? Milyen korú a Rakoveci-sorozat? Karbon? Kérdések, problémák . . .

Azon a nézeten vagyok, hogy a Gömöridák és a Bükkidák paleozoikuma közti különbségek ilyenfajta értelmezése mellett feltételezhetjük, hogy a határvonal ezen egységek között fokozatos.

*A Bükkidák Bükkium terminus egyértelműbb és gondolom, alkalmasabb, mint „Bukovikum" (Szepesházy, K. 1975; Mahel' M. 1975)

IRODALOM

Andrusov, D. (1968): Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied. 188 p., Bratislava

Andrusov, D. (1975): Apercu bref du bati des Carpathes Occidentales. Report 10th Congr. Carp.—Balk. Geol. Ass., Ge. Proc., p. 95—108, GÚ DŠ Bratislava

Balogh K. (1964): A Bükkheygség földtani képződményei. — MÁFI Évkönyve, *40*, 2, p. 245—719, Budapest

Biely, A. (1956): Príspevok ku geológii okolia Dobšinej. Geol. práce, Zprávy *5*, p. 37—61, Bratislava

Bystricky, J. (1959): Príspevok k stratigrafii Slovenského Krasu. (O veku „meliatskej série"). — Geol. práce. Zprávy *15*, p. 19—25, Bratislava

Bystricky, J. (1964): Slovensky kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Geol. ústav D. Štúra, 204 p., Bratislava

Bystricky, J. et al. (1973): Triassic of the West Carpahtian Mts. Guide to Excursion D. X. Congr. CBGA, 130 p., GÚDŠ Bratislava

Kovács S. (1979): A dél-gömöri Alsóhegy magyarországi részének földtani felépítése. — Őslénytani Viták, *24*, p. 33—58, Budapest

Kozur, H.—Mock, R. (1973a): Die Bedeutung der Trias-Copodonten für die Stratigraphie und Tektonik der Trias in den Westkarpathen. — Geol. Paläont. Mitt., 3, 8, p. 1—21. Innsbruck

Kozur, H.—Mock, R. (1973b): Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie. — Geol. Zborn. Geol. Carpathica *24*, 2, p. 365—374, Bratislava

Kozur, H.—Mock, R. (1977a): Notes on age of the Paleozoic of Uppony Mts. (North-Hungary). — Acta Miner.—Petr., *23*, 1, p. 91—107, Szeged

Kozur, H.—Mock, R. (1977b): Conodonts and holothurian-sclerites from the Upper Permian and Triassic of the Bükk Mountains (North-Hungary). — Acta Miner.—Petr., 23, 1, p. 109—126, Szeged

Kozur, H.—Mock, R. (1979): Zur Frage der Varistischen Orogenese und des Alters der Faltung und Metamorphose im innerwesttkarpatischen Raum. — Geol. Zborn. Geol. Carpathica *30*, 1, p. 93—97, Bratislava

Kozur, H.—Mock, R.—Mostler, H. (1976): Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). — Geol. Paläont. Mitt., *6*, 1, p. 1—29, Innsbruck

Mahel', M. (1957): Postavenie Stratenskej hornatiny v severogemeridnej synkinále. — Geol. práce, Zošit *46*, p. 155—187, Bratislava

Mahel', M. (1975): Position of Gemeric. — Mineralia slovaca, 7, 3, p. 33—52, Spišská Nová Ves

Mahel', M. et al. (1967): Regínální geologie ČSSR, II, 1, ÚÚG Praha, 495 p., Praha

Mello, J. et al. (1975): Gemeric and adjacent Čierna hora Mts. Uppermost Paleozoic and Mesozoic. — Mineralia slovaca, 7, 4, p. 29—63, Spišská Nová Ves

Mello, J. et al. (1976): Vysvetlivky k základnej geologickej mape 1:25 000, list Kameňnany. — Kézirat, Geofond Bratislava

Mello, J. (1979): Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silicky príkrov súcast'ou gemerika? — Mineralia slovaca, *11*, 3, p. 279—281, Spišská Nová Ves

Mello, J.—Polák, M. (1978): Facial and paleogeographical outline of the West Carpathians Middle Triassic. Illyrian — Langobardian, In: Vozár, J. (Ed.): Paleographical evolution of the West Carpathians, p. 301—314, GÚDŠ, Bratislava

Mock, R. (1978): Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In; Vozár, J. (Ed.): Paleogeographical evolution of the West Carpathians, p. 321—342, GÚDŠ, Bratislava

Pantó G. (1956): A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — MÁFI Évkönyve, 44, 2, p. 328—637, Budapest

Straka, P. (1978): O veku série Foederata. — Kézirat, Geofond Bratislava

Szepesházy K. (1975): Az északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. — Ált. Földt. Szemle, 8, p. 61—84, Budapest

R. Mock

Nevel knowledge and some problems as regards the geology of the inner West Carpathians (Abstract)

In the Slovak Karst there have recently been gained some novel stratigraphic data from which follow far-reaching tectonic and paleogeographic conclusions not only for this region but also for the whole inner part of the West Carpathians. The anchimetamorphosed Meliata Group, which — until finding Middle and Upper Triassic conodonts — had been taken to be of Upper Permian and/or basal Triassic age, thus for a normal stratigraphic substratum of the non-metamorphosed Triassic of the developed Triassic, which sedimented in a highly mobile zone. Characteristic are volcanites and abyssal facies. The austroalpine developed mighty Triassic of the Slovak Karst is for a great distance overthrust nappe, known as Silica nappe. Primordial sedimentation area of the Silica nappe was situated north of the area of the Meliata Group and the Bükk Mts. When its present structure had developed, an essential role was played by the underthrusting of the Gemerides including the Meliata Group and, in fact, of the whole of the inner West Carpathians under the Silicicum, which we understand to be the southermost zone of the central West Carpathians. The Silica nappe as a typical superficial nappe passively „floated" to the south. Mainly on the Hungarian side of the Karst there are in it well-developed southvergent structures. The Silica nappe is rooted in the Gemeric cicatrice (Margecany — Lubeník line). It is the most significant cicatrice in the West Carpathians, which separates the central West Carpathians from the inner West Carpathians. It is the continuation of the Periaddiatic lineament and the Balaton line. On that cicatrice, from which are also derived the greatest northvergent nappe systems in the West Carpathians, there occurred an enormous shortening of the area.

The Föderata Group in the surroundings of Dobšina, hitherto considered to be the Mesozoic cover of the veporide crystallinicum, is likely to by a gemeric unit, i.e. the northern continuation of the Meliata Group. A similar position is occupied by the anchimetamorph Jaklovce Group with diabases and ultrabasites, which is mainly known in the eastern part of the Galmus Mts. The austroalpine developed, nonmetamorphosed Mesozoic of the Stratená and the Galmus Mts. (the so-called North gemeride synclinorium or Mesozoicum as hitherto understood) forms the newly termed Stratená nappe.

Another part discusses the structure of the Rudabánya Mts. and the southern part of the Alsóhegy plateau, as wel as the question as to the correlation between the Paleozoic in the Szendrő and Uppony Mts. and the Gemerides.

Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati-Kárpátok belső oldalán

VARGA IMRE—PAVOL GRECULA

A Nyugati-Kárpátok délkeleti, belső szerkezeti elemei mentén több, nagyjából párhuzamos irányú nagyszerkezeti választóövezet (discontinuity belt) található a harmadkorinál idősebb alaphegységben (ill. törészónákkal jelezve a neogén és fiatalabb medenceüledékek területén). Az övezeteket rendszerint feltűnő morfostruktúrák kísérik az alaphegység felszíni formáiban, de geofizikai adatok alapján is követhetők (gravimetriás, magnetometriás és magnetotellurikus anomáliák szerint). A különböző tektonikai emeletek iránya és térbeli elhelyezkedése megváltozik e nagyszerkezeti zónák mentén. A határos egységek tektonikai jellemzői, az alaphegység lepusztulási szintje és a kainozoós összletek rétegtani terjedelme ugyancsak ugrásszerűen változnak.

Egyes nagyszerkezeti választóövezeteket korábban mélytörésekként, ill. szerkezeti vonalakként értelmeztek, de az ilyen minősítés ellen szólt, hogy az említett határok nem mindenütt élesek és egyenes lefutásúak. Az elérhető adatok alapján sem állíthatjuk bizonyosan, hogy a jelenlegi helyzetükben földtörténetileg huzamosabb ideig befolyásolták a földtani fejlődést; ugyanis a mostani jellemzőik nyilvánvalóan idősebb szerkezeti határok feldarabolódásából és tömörítéséből erednek s így csak töredékesen és szakaszokként változó jelleggel örökölték az eredeti hosszanti és vertikális struktúrák kiterjedését.

A prekainozoós összletek felszíni geológiája, a mélyfúrási adatok és a geofizikai méréseredmények a következő nagyszerkezeti választóövezetek megállapítását tették lehetővé:

— Rába—Rožňava (Rozsnyó) nagyszerkezeti választóövezet
— Balaton—Darnó nagyszerkezeti választóövezet
— Zágráb—Zemplén nagyszerkezeti választóövezet
— Trebišov—Szamos nagyszerkezeti választóövezet.

E nagyszerkezeti választóövezetek földtani és geofizikai adatok alapján megállapított, a felszínen 1—5 km szélességű tektonikai zónák, amelyek vertikális kiterjedése 5—15 km között változik és értelmezése különböző. Csapásmentén a jelentőségük ingadozik, többnyire neogén, paleogén, sőt mezozoós összletek fedik őket. Geofizikai és felszíni geológiai adatok alapján kimutatott bázisos és ultrabázisos kőzettömegek, ritkábban savanyú magmatittestek előfordulásai korábban arra vezettek, hogy ezeket az övezeteket mélytörés jellegű szerkezetekként értelmezték. Némelyiket a kísérő jelenségek alapján fosszilis szubdukciós övként is jellemeztek (Szádeczky—Kardoss E. 1971, 1973; Grecula P. 1973; Zelenka T. 1973 és mások). Szeizmikus (Csomor D. 1967), ill. neotektonikai adatok (Bendefy L. 1965, 1968) az övezetek mentén jelentkező recens mozgásokról tanúskodnak.

Az alaphegységben a nagyszerkezeti választóövezetek különböző tektonikai stílusok határait alkotják (pl. a Rába—Rozsnyó zóna északnyugati oldalán lévő nyíródásos-gyűrődéses és takaró szerkezet éles ellentétben áll a DK-i oldalon található, főleg nyílt gyűrődéses és feltolódási formákkal; Grecula P. 1973). Az övezetek mentén jelentkező mozgások egyes hasonló szerkezeti elemek különböző vertikális kiterjedését eredményezték. A jelenlegi szerkezetekben található különböző fácieseket is e nagyszerkezeti választóövezetek határolják (Mahel' M., ed. 1974), de ebben úgy szinszedimentációs befolyások, mint a később tektonikai mozgások is közrejátszottak. Jellemző, hogy a kétféle behatás nagysága gyakran nehezen értelmezhető.

A neogén és fiatalabb medenceüledékekben e nagyszerkezeti övezeteket nagyjából párhuzamos törészónák jelzik, amelyek mentén gyakoriak a fácies-, ill. üledékvastagság-változások (Körössy L. 1964, 1970; Buday T. et. al. 1969; Slávik J. 1974). Ahol az övezetek medencék szegélyét jelölik — a környező kiemelkedésektől elválasztva őket —, ott a neogénben aktív törészónák találhatók. Az óalpi orogén mozgások által létrehozott, jellegzetes nyugati-kárpáti takarószerkezetek (Andrusov D. 1968, 1975) e választóövezetek elődeiből származtathatók (nyírászónák, ill. kéregszubdukciós övek). Nyilvánvalóan a választóövezetek korábbi orogén fázisokban kialakult hasonló szerkezetek örökösei. Maradványaik így szervesen beépültek a Központi-Nyugati-Kárpátok jelenlegi felépítésébe.

A nagyszerkezeti választóövezetek jellemzői

A Rába—Rožňava (Rozsnyó) nagyszerkezeti választóövezet DNy—ÉK irányban a jugoszláviai Maribortól a nyugat-szlovákiai Hurbanovo (Ógyalla)-ig követhető. Innen K-i irányban folytatódik Štrúrovo (Párkány) térségéig, majd újból ÉK-i irányban egészen Plesivec (Pelsőc)-ig kimutatható. Legkeletibb szakasza Rožňava (Rozsnyó)-vonal megjelölés alatt a Szepes—Gömöri-érchegység déli határát képezi.

Nyugati szakaszában ez a nagyszerkezeti választóövezet az ÉNy-i oldalán feltárt kristályos palaösszletek délkeleti határát képezi a Magyar-Középhegység mezozoikummal fedett anchimetamorf paleozoós összleteivel szemben. Az általános DNy—ÉK-i iránytól eltérő szakaszok krétakorinál fiatalabb horizontális és vertikális mozgások által létrehozott szerkezeti elemekkel társulnak. Ilyen fiatal csapásirányt képviselnek a Ny—K irányú szakaszok; Hurbanovo (Ógyal-

la)) és Štúrovo (Párkány), ill. Štítnik (Csetnek) és Jasov (Jászó) között.

Ellentétes szerkezeti irányok és felépítés jellemzi a választóövezetnek Szepes—Gömöri-érchegységet délről határoló szakaszán szembekerült egységeket. Mivel itt részletes felszíni kutatási adatokra támaszkodhatunk, ez a szakasz — látszólag — különbözik a többitől. Feltételezzük azonban, hogy a fiatalabb fedőrétegek alatt hasonló bonyolult felépítés jellemzi a választóövezet többi szakaszát is.

Az előbbiekből következik, hogy a Rožňava (Rozsnyó)-i szakasz — hasonlóan a Kolárovo (Gúta) és Štúrovo (Párkány) közötti Hurbanovo (Ógyalla)-i törésrendszernek nevezett szakaszhoz (Gaža B.—Beinhauerová M. 1977) — fiatal, feltehetően neogén korú mozgások során másodlagos helyzetbe került. A legújabb magnetotellurikus mérések kimutatták, hogy a magas ellenállású kéregszint a Szepes—Gömöri-érchegységet jellemző 4—5 km-es szintről hirtelen 15 km mélységbe zökken le a Dél-szlovák (Gömör—Tornai)-karszt területén. A vertikális átmeneti zóna éles. Felső-júra—alsó-kréta korú, ércesedéssel kísért gránittestek találhatók az övezet ÉNy-i oldalán, míg hasonló tömegek jelenléte a DK-i oldalon az eddigi adatok alapján bizonyíthatatlan.

Ópaleozoós geoszinklinális üledékek jellemzik a Rába—Rožňava (Rozsnyó) nagyszerkezeti választóövezet ÉNy-i oldala mentén elhelyezkedő szerkezeti egységeket. Az üledékképződést egykorú bázisos és savanyú vulkanittelepek és gyér karbonátos üledékszakaszok kísérik. Ezzel szemben a délebbi üledéksorozatok tagjaiként gyakori karbonátos kifejlődés és gyérebb vulkáni kőzetbetelepülések találhatók a DK-i oldalon. Szembetűnően eltérő újpaleozoós összletek jellemzik az övezet két oldalát. Nagyjából folytonosnak tekinthető finomtörmelékes üledékképződés és a vulkanizmus majdnem teljes hiánya jellemzi a DK-i oldalt, ugyanakkor nagyvastagságú, de szakaszos újpaleozoikum (általában durvább törmelékanyaggal) található az ÉNy-i oldalon, tömeges vulkanit közbetelepülésekkel (rift jellegű bázisos és savanyú kőzetek). A vulkanizmus a petrolkémiailag részben hasonló jellegű ópaleozoós magmatömegek elterjedéséhez kapcsolódik. A választóövezethez közeli legdélibb területen a karbon korú üledékek hiányoznak (eltekintve a rožňava-železníki sorozat legalsó részét képező, ezidáig kétes legfelsőkarbon korú rétegektől; maga a sorozat főként perm és a legújabb adatok alapján alsó-triász korú törmelékes kőzetekből áll).

A mezozoós és fiatalabb összletek fácieshatárai nem követik a választóövezetet. Az ismétlődő takaróképződések tektonikus mozgásai következtében a karbonátos mezozoós összletek talpát elnyíró, ÉNy-i irányú mozgással kialakult takarószerkezet jellemzi az ÉNy-i oldalt. Itt a takarószerkezet az egész kéregvastagságra kiterjed; belső felépítésében önálló takaróredőkre és pikkelyekre oszlik.

A szűkebb értelemben vett választóövezet pikkelyes, túlnyomóan vertikális elrendezésű szerkezeti elemekből áll. Helyenként szirt jellegű vagy legyezőredő alakú formák jellemzik. Az említett takarók talpfelületén (basal, surface) a paleozoós és mezozoós kőzetek metamorf fokozatában kimutatható éles határ vonható meg, melyen pikkelyekben és lencsékben összefüggés nélkül, ill. imbrikált formákban kis hőfokon és magas nyomás alatt keletkezett metamorf ásványtársulásokat tartalmazó (glaukofanit) szerkezeti foszlányok vannak. Jellegzetességüket fiatalabb retrográd hatás és az eredeti magasnyomású ásványtársulások gyakori dekompozíciója adják (Varga I. 1978).

A mezozoós és paleozoós összletekben megállapított prehnit—pumpellyit—kvarc metamorf ásványtársulás jellemző a déli oldalra, itt szintén — a fiatalabb feltorlódások következtében — másodlagos szerkezeti elrendezésben (Árkai P. 1973).

A Balaton—Darnó nagyszerkezeti választóövezet a Gailvölgyi-vonalból kiindulva KÉK irányba kb. a Balaton DNy-i szegletéig követhető. Innen ÉK-i irányt vesz fel és földtani, ill. geofizikai adatok alapján a Darnó-vonalhoz kapcsolódik Gyöngyös térségében (Körössy L. 1964, Wein Gy. 1969, Zelenka T. 1973). ÉK-i folytatásában (Recsk, Rudabánya és a Bódva völgyén keresztül) az övezet a Tornai-medence aljzatában egészen Kassáig követhető. Számos fiatal törés értelmezhető további folytatásaként ÉK-i irányban a Zlatá Baňa neovulkanikus felépítmény térségéig, innen tovább pedig a Pieninyszirtövig. Hasonló csapásirányú fiatal — miocén korú — törésrendszerek a Kárpátok flisövezetében is kimutathatók. Újharmadkori mozgások jellemzik főleg a Kassától ÉK-re terjedő szakaszt.

A választóövezet a szilicei és Magyar-középhegységi típusú triász DK-i határát jelöli (evaporitos permi molasszkifejlődés fölött következő törmelékes alsó-triász után sekélytengeri, jellegzetes középső- és felső-triász karbonátos rétegsor, zátony- és medencefáciesekkel, melyben a ladini tufa jelenti az egyetlen kivételt a szabály alól. Följebb az epikontinentális, pelágikus-neritikus jura-alsókréta kifejlődés cenománnal zárul, az utóbbi főleg a Magyar-középhegységben maradt meg). Ezzel szemben a bükk-hegységi fáciesű mezozoós kifejlődés alatt bükki—szendrői paleozoikummal számolunk a választóövezet DK-i szegélye mentén. Itt az epikontinentális újaleozoikum folyamatos üledékképződéssel megy át az alsó-triászba és följebb is megszakítás nélkül folytatódik középső- illetve felső-triász összletekben, ahol jelentős vulkáni tömegeket flis jellegű üledékképződés kísér. E vulkáni tevékenység megfelelője ismeretlen az északnyugati oldal „gömörid", ill. szilicei típusú triászában. A jura és alsó-kréta korú rétegek nem ismertek, csak a Gosau-típusú felső-kréta azonos a választóövezet mindkét oldalán (Balogh K. 1964). Eocénkorú andezites összetételű szubvulkanikus testeket felszíni vulkáni formák kísérnek a választóövezet mentén. A szudéta fázissal összekapcsolható gránittestek jellemzik az övezet dunántúli ÉNy-i szárnyát, amelyek ÉK-i folytatása bizonytalan. Fiatalabb, ÉNy-i irányítottságú, takarójellegű pikkelyek

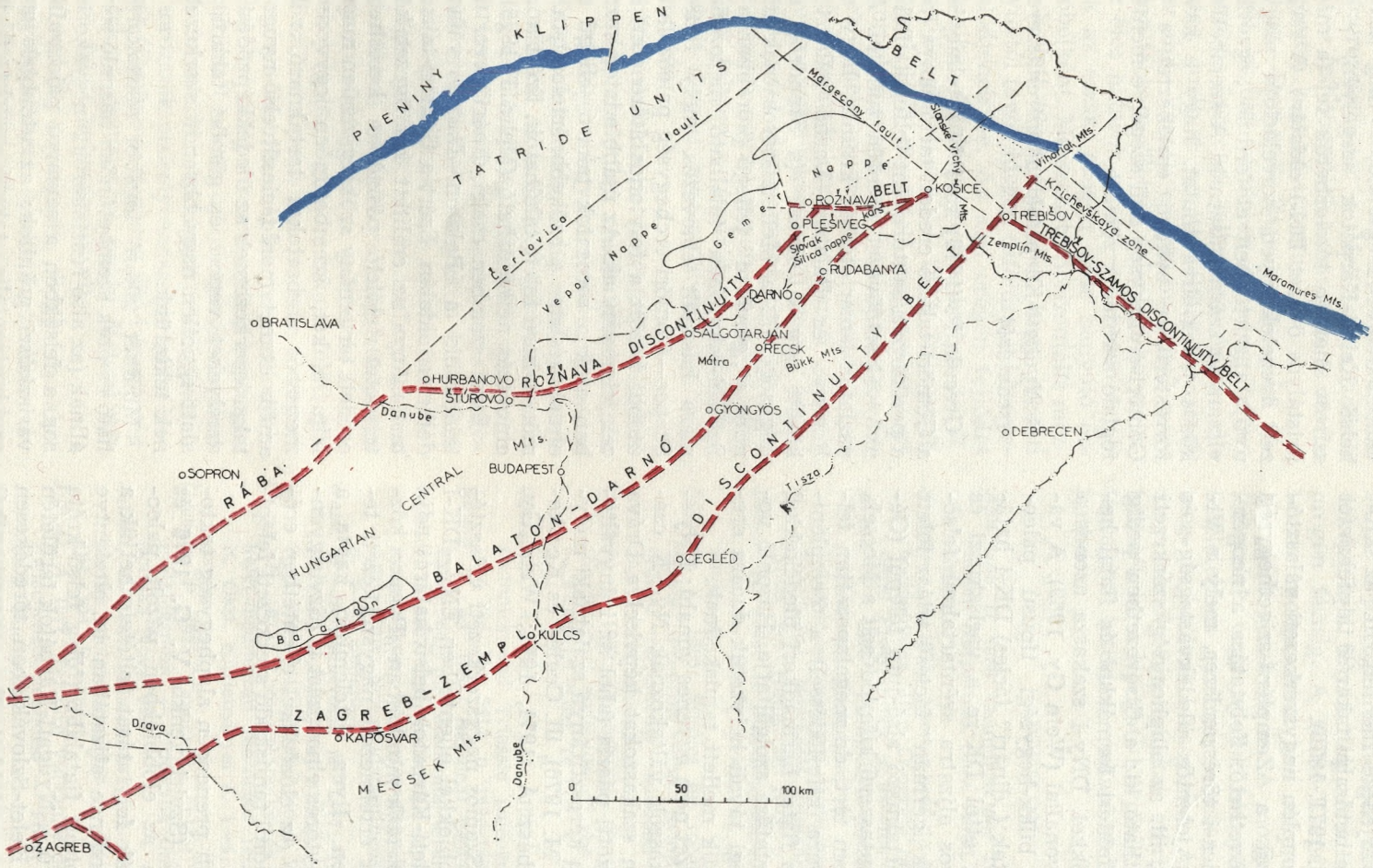


Fig. 1. Sketch map of main discontinuity belts along the inner side of the WesternCarpathians
Obr. 1. Náčrt priebehu hlavných pásiem diskontinuít na vnútornej strane ZápadnýchKarpát

1. ábra. Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati-Kárpátok belső oldalán

kísérik az ÉK-i szakaszt; itt a bükki jellegű újpaleozoós összlet pikkelyei beékelődtek a gömöri takaró és a Čierna hora szerkezetei közé a Margecany-vonal DK-i szárnyán. Ultrabázisos kőzettömegek pikkelyei gyakoriak a választóövezet egész kiterjedése mentén, ill. az ÉK-i szakaszból levezethető alpi takarók talpfelületei mentén (Varga I. 1971, 1976).

A Zágráb—Zemplén nagyszerkezeti választóövezet Zágrábtól a Zempléni-szigethegység ÉNy-i széléig követhető. Folytatása a neogénben aktív Vrbnica-i törésrendszer, mely a Vihorlát térségéig jelentős üledékvastagság- és fáciesváltozással, ill. az alaphegység szerkezeti irányában mutatható ki; a flisövezetben pedig szigmoidális gyűrődési formákkal és fiatal keresztirányú vetőkkel. DNy-i szakasza azonos a Zágráb—Kulcs vonallal (Wein Gy. 1969). A választóövezet a bükk-hegységi típusú paleomezozoós összletek („dinári" fácies) DK-i határát jelenti, míg ettől DK-re a variszkuszi és idősebb kristályos aljzatra széntartalmú felsőkarbon—perm és „germán" fáciesű triász felett szénrétegeket tartalmazó alsó-jura települ (Géczy B. 1973). Mintaszerű kifejlődéseit a Mecsek, ill. (eddig fel nem tárt, de megalapozottan feltételezett alsó-jura kifejlődéssel) a Zempléni-szigethegység és fiatal harmadkori üledékekkel fedett DK-i folytatása szolgáltatja. Hasonló vonásaik a jelenlegi távoli helyzetük dacára eredeti összefüggésük mellett tanúskodnak.

A választóövezet nem egyenes vonalú; DNy—ÉK irányú szakaszok váltakoznak Ny—K csapásúakkal. Ilyen szakaszokat képvisel a Dráva és Kaposvár közötti pászta (ahol az irányváltozás egyebeesik a keresztirányú szalatnaki mélytöréssel; Kassai M. 1976), ill. Cegléd és Kecskemét között (Juhász Á. 1971, 1971; Wein Gy. 1969).

A Trebišov—Szamos nagyszerkezeti választóövezetet az előbbiekkel ellentétben ÉNy—DK-i irányú és a Keleti-Kárpátok belső határát adja meg a szovjet szerzők munkáiban „Pannon köztes tömeg"-ként értelmezett nagyszerkezeti területtel szemben. Ilyen értelemben kapta a Peripannon-mélytörés elnevezést is (Szvirigyenko V. G. 1976). Az előzőekkel ellentétben erősebb kompresszióról tanúskodó szerkezeti felépítés jellemzi.

A kárpátontúli preneogén alaphegység tektonikai felépítése (Szvirigyenko V. G. 1976 és mások) alapján az előbbiekben vázolt paleomezozoós pászták folytatását feltételezhetjük a kárpátontúli medence aljzatában is, eltekintve az ott megállapított fiatalabb (főleg felső-kréta és paleogén korú, a Nyugati-Kárpátok területén nem, ill. csak Kelet-Szlovákiában töredékesen feltárt) üledéksorozatokból. Ilyen szempontból a Trebišov—Szamos nagyszerkezeti választóövezet nagyjából a Zágráb—Zemplén övezettel hasonlítható minősítést nyer, dacára a teljesen eltérő mozgásirányoknak. Ugyanannak a paleomezozoós kristályos és üledékes kifejlődésnek a határát képezi a szerkezetileg külsőbb területtel szemben.

Ilyen felfogás szerint a Balaton—Darnó választóövezet folytatásaként — paleogeográfiai és bizonyos mértékben tektonikai szemszögből is — a kárpátontúli medence alaphegységében a kricsevo-i övezet (Szvirigyenko V. G. 1976) belső szélén húzódó tektonikai vonal fogható fel. Az előbbiekből következik, hogy a Rába—Rozsnyó választóövezet megfelelőjét még távolabb, a belső Keleti-Kárpátok szegélyén, a Pieninyszirtöv mentén tételezhetük fel (a máramarosi kristályos övezet DK-i oldalán). A nagyszerkezeti övezetek ilyen korrelációja magyarázatot nyújt a szirtövben előforduló „egzotikus" kavicsanyag származására is. A szembetűnően sok közös jelleg arra mutat, hogy e kavicsanyag forrásterülete sokban emlékeztet a Szepes—Gömöri-érchegység déli szegélye mentén helyet foglaló sorozatok zömére.

A Nyugati-Kárpátok takarórendszere eredetéről

Grecula P. (1973) korábbi értelmezése szerint a Gömöri-takaró eredeti tartománya (homeland) a perikárpáti szuturaként felfogott Rába—Rozsnyó választóövezet mentén tünt el. Az előbbi vázlatos ismertetésből kitűnik, hogy a Rába—Rozsnyó és Balaton—Darnó választóövezetek között úgy a „dinári" (a Szendrői- és Bükkhegységi, ill. a Mellétei-sorozatnak megfelelő), mint a „gömörid" jellegű (korábban a jelenlegi Szilicei-takaróban található mezozoikum számára használt elnevezés, mely feltételezte a Szepes—Gömöri-érchegység paleozoikuma és az utóbbi között a folytonos átmenetet) kifejlődések jelen vannak. Az újabb adatok szerint azonban ezek a sorozatok takaró jellegű szerkezeti elrendezésben, a szűkebb értelemben vett Gömöri-takaró felett találhatók. Ezért a „gömörid" elnevezés nélkülözhető (Mello J. 1979).

Ezzel szemben csak „dinári" veretű fáciesek találhatók a Balaton—Darnó választóövezet délkeleti oldalán. Ezért a Gömöri-takaró eredeti tartománya az említett két övezet közti egész területet felölelő pásztában kereshető. Ez az eredeti tartomány szükségszerűen magában foglalta a két, szembetűnően egyveretű paleomezozoós sorozatokat tartalmazó, zöldpala és amfibolit metamorf fáciesűb első-nyugati-kárpáti takarószerkezetnek az üledékképződési területét, amelyeket vepori és gömöri takaró elnevezés alatt egyetlen nagyobbrendű szerkezeti egységnek tekintünk.

Mindkét takaró további résztakarókra osztható és ezek szembetűnően hasonló sorozatokból állnak (az alsó résztakarókban gyakoriak a bázisos, a felsőkben a savanyú paleovulkanitok és variszkuszi gránitok; az utóbbiak másodlagos, szubhorizontális takaró szerkezetűek). Közös jellemzőjük az óalpi gránitos mélységi kőzetek előfordulása, melyek a Nyugati-Kárpátok területén egyébként ismeretlenek (valószínűleg a Kis-Kárpátok kristályos tömege is a vepori és gömöri takaróval azonosítható; újabb radiometrikus koradatok óalpi magmás tevékenységre mutatnak.). Ezek az adatok az eddigi felfogás („tatroveporidák") helytelenségét tanúsítják, mivel több a közös jellemző

a vepori és gömöri takaró paleozoikumában és alpi fejlődéstörténetében, mint a „veporida" és „tátrida" kristályos sorozatok, vagy akár a kristályos alaphegységet takaró mezozoós fedősorozatok között. Legújabb adatok szerint (a gömöri takaró jellegzetes törmelékes újpaleozoós-mezozoós fedősorozata eltér a Mellétei-sorozatbeli kőzetektől) a fedősorozatok azonossága is szoros vepori—gömöri kapcsolatra mutat.

A Balaton—Darnó és Zágráb—Zemplén választóövezet közötti területen az eddig feltárt paleo-mezozoós összletek jellegzetessége a „dinári" fácies, mellyel az itt feltárt sorozatok elütnek az alpi—kárpáti orogén öv északi szárnyát képező többi területtől. Jelenlegi helyzetüket — az éles határok miatt — nehezen értelmezhetjük az északi orogén övbe benyúló ősföldrajzi öbölként. Messzeható horizontális mozgásoknak kellett közrejátszaniuk, hogy eredeti tartományuktól távol, idegen ősföldrajzi környezetbe ékelődjenek be. Az alpi orogén fejlődés lemeztektonikai értelmezése (Laubscher P. H. 1971; Bossellini A.—Hsü K. J. 1973; Trümpy R. 1975; Varga I. 1978) megfelelő magyarázatot ad annak a komplex mozgásmechanizmusnak a levezetéséhez, amely a jelenlegi elrendezéshez vezetett. E mozgások következtében a „dinári" fáciesövezet sorozatai a körülvevő idegen, északi fáciesek közé, mint idegen tömeg kerültek. Pikkelyes szerkezetű maradványaik utólagos takaróképződések folyamán távolabbra sodródtak a nagy nyugati-kárpáti mezozoós takarók talpfelületei mentén.

A különböző ősföldrajzi feltételeket tükröző és szerkezetileg eredetileg önálló alkotóelemek kölcsönös átfedése magyarázatot nyújthat a Nyugati-Kárpátok némely eddig nehezen értelmezhető vonására. Az ismétlődő takaróképződés az eredetileg ősföldrajzilag különböző szerkezeti egységeket tovább már együttesen vette igénybe, így ezek eredeti tartományuktól különböző távolságban helyezkednek el, s esetenként tetemes távolságra jutottak el. Például szolgálhat a két, fáciesükben és ősföldrajzilag különböző jellegű mezozoós kifejlődés (a szilicei és a bükki), amelyek jelenleg a gömöri takaró fölött (pl. a murányi szilicei típusú mezozoikum a vepori takarón), erősen imbrikált pikkelyekben találhatók. Jellegüket főleg a szerkezetileg legmagasabb helyzetükből adódó újalpi mozgások alatt nyerték. A folyamat helyenként a kölcsönösen váltakozó sorozatok pikkelyrendszerét hozta létre (a Szepes-Gömöri-érchegység ÉK-i szegélyén a gömöri takaró helyenként bükki fáciesű újpaleozoikum felett helyezkedik el).

Az előbbiekből következik, hogy az alpkárpáti hegységrendszer északi övezetében elhelyezkedő idegen fácieseket tartalmazó szerkezeti egység azt az űrt foglalja el, melyből a felső-kréta előtt lejátszódott orogén mozgások folytán a Nyugati-Kárpátok mezozoós takarórendszerei származtathatók. Helyüket az eredetileg délebbi ősföldrajzi helyzetű szerkezeti elem foglalta el. A Nyugati-Kárpátok „tátrida", vepori — gömöri, križnai, choči és szilicei, valamint bükki fácieseket tartalmazó, különálló szerkezeti egységei legalább két — felső-jura—alsó-kréta és felsőkréta előtti — eltérő vergenciájú takaróképződés folytán keletkeztek. Ezek a tektonikai fázisok hozták létre a Belső-Nyugati-Kárpátok jelenlegi takaró-rendszerének fő elemeit, melyek szükségszerűen tovább módosultak a paleogén és neogén kori tetemes takaróképződési folyamatok alatt, egészen a stájer orogén fázisig. A Külső-Kárpátokon kívül intenzív mozgásokkal kell számolnunk a Belső-Kárpátok területén is. A mozgások eredménye ismeretek vagy adatok hiányában az idősebb összletekben gyakran nehezen különböztethető meg, de hatásuk kétségtelen. A legújabb reflexiós adatok bizonyítékai szerint e mozgások tetőzték be a Nyugati-Kárpátik egész kéregvastagságára kiterjedő takarórendszerének kialakulását.

IRODALOM

Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der nördlichen Karpathen. Slov. Akad. vied, 186 p., Bratislava

Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti des Carpathes occidentales. 10th Congress of the CBGA, General Proceedings, p. 95—108, GÚDS Bratislava

Árkai, P. 1973: Pumpellyte-prehnite-quartz facies Alpine metamorphism in the Middle Triassic volcanic-sedimentary sequence of the Bükk Mountains, Northeast Hungary. — Acta geol. Acad. Sci. Hung. *17*, 1—3, p. 67—83, Budapest

Balogh K. 1964: A Bükkhegység földtani képződményei. — MÁFI Évkönyve, *40*, 2, p. 245—719, Budapest

Bendefy, L. 1965: Studies on recent crustal movements. Preprint, 2nd Symp. Commiss. rec. crustal movements, Aulanko, Finland, 1965, p. 20, VITUKI Budapest

Bendefy, L. 1968: Contribution to the knowledge on the internal structure of the Panonian Massif. — Földrajzi Közl. *16* (92), 4, p. 289—313, Budapest

Bossellini, A.—Hsü, K. J.. 1973: Mediterran plate tectonics and Triassic paleogeography. — Nature 244, No. 5412, p. 144—146, London

Buday, T., ed. 1969: Regional geology of Czechoslovakia. 651 p., Akademia, Praha

Csomor, D. 1967: Opregyelenyije napraszenyij v ocsage vengerszkogo zemljetraszlenyija 12. 1. 1956. — Ann. Univ. Sci. Budapestinensis, Ser. Geol. *10*, p. 3—6. Budapest

Gaža, B.—Beinhauerová, M. 1977: Tektonika neogénu JV časti Podunajskej nižiny. — Mineralia slov., *9*, p. 259—274, Spišská Nová Ves

Géczy, B. 1973: Lemeztektonika és paleogeográfia a kelet-mediterrán mezozoós térségben. — MTA X. Oszt. Közleményei *6*, 1—4, p. 219—225, Budapest

Grecula, P. 1973: Domovská oblast gemerika a jeho metalogenéza. — Mineralia slov., *5*, p. 221—246, Spišská Nová Ves

Juhász, Á. 1964: Adatok a Duna—Tisza-köze É-i részének mélyföldtanához. — Föld. Közl. *94*, 2, p. 184—194, Budapest

Juhász, Á. 1971: Tertiäre Vulkanite des Donau—Theiss Zwischenstromlandes. — Földt. Közl. *101*, 1, p. 1—2, Budapest

Kassai, M. 1976: Permische Bildungen im nördlichen Vorraum des Villányer Gebirges. Geol. Hung., Ser. geol. *17*, p. 11—109, Budapest

Körössy, L. 1964: Comparison between the geological structure of the basin regions of Hungary. — Földt. Közl. *93*, 2, p. 153—172, Budapest

Körössy, L. 1970: Entwicklungsgeschichte der Neogenen Becken in Ungarn. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. *14*, 2, p. 421—429, Budapest

Laubsher, P. H. 1971: Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys. — Geol. Rundschau *60*, 3, p. 813—833, Stuttgart

Mahel', M. ed., 1974: Tectonics of the Carpathians-Balkan regions. 455 p., Veda, Bratislava

Marschalko, R. 1975: Depositional environment of conglomerate as interpreted from sedimentological studies (Paleogene of the Klippen Belt and adjacent tectonic units in East Slovakaia). — Náuka o Zemi, *10*, p. 146, Veda, Bratislava

Marschalko, R.—Mišík, M.—Kamenicky, L. 1976: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprugnszone (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden Einheiten der Ostslowakei). — Západné Karpaty, Sér. geol *1*, p. 7—124, Bratislava

Mello, J. 1979: Belong the higher Subtatric nappes and the Silica nappe to the Gemeric unit? — Mineralia slov., *11*, 3, p. 279—281, Spišská Nová Ves

Slávik, J. 1974: Volcanism, tectonics and raw materials of the Neogene of Eastern Slovakia and the position of this area in Neourope Dr. Sci. értekezés, kézirat, 341 p., Slovak Acad. Sci., Bratislava

Sviridenko, V. G. 1976: Geological structure of the Pre-Neogene substratum of the Transcarpathian depression. — Mineralia slov., *8*, p. 395—406, Spišská Nová Ves

Szádeczky—Kardoss, E. 1971: Theses on the study introducing a discussion entitled „The Carpathian-Dinaride area from the point of view of the new global tectonics". — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. *14*, 1, p. 82, Budapest

Szádeczky—Kardoss, E. 1975: The belts of subduction in the Carpathian-Pannonian/Dinaride area. In: Tectonic probleme of the Alpine system. Veda, Bratislava, p. 69—86.

Trümpy, R. 1975: On crustal subductions in the Alps. In: Tectonic problems of the Alpine system. Veda, Bratislava, p. 109—120.

Varga, I. 1971: Relations of the Lubeník-Margecany overthrust line, Rožnava reverse fault and Stítnik slip fault. — Geol. práce, Spávy *57*, p. 223—229, Bratislava

Varga, I. 1976: Interactions of lithospheric blocks from the viewpoint of the Gemeric development. In: Czechoslovak geology and the global tectonics. Proceedings of a Symposium, Smolenice—Bratislava, Preprint, p. 83—86.

Varga, I. 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. — Mineralia slov., *10*, 5, p. 385—441, Spišská Nová Ves

Wein, Gy. 1969: Tectonic review of the Neogene-covered areas of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. 13, 1, p. 399—436, Budapest

Zelenka, T. 1973: New data on the Darnó megatectonic zone. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. *17*, 1, p. 155—162, Budapest

A gömöri paleozoikum kutatásának néhány újabb eredménye

Š. BAJANÍK—J. IVANIČKA—
P. REICHWALDER—L. SNOPKO—
A. VOZÁROVÁ

A Nyugati-Kárpátok térségében a Gömöridákban vannak a legteljesebb paleozoós összletek. Az utóbbi években folyt intenzív kutatás egész sor figyelemreméltó eredményt hozott, amelyekből néhányat alább ismertetünk.

Tekintettel a terület litofaciális, de főleg szerkezeti bonyolultságára és az eddigi elégtelen őslénytani feldolgozottságára, több kérdés még ma is megoldatlan.

Az elmúlt évben fejeztük be a Szepes-Gömöri-érchegység földtani térképét (1:50 000), amely a kutatások újabb eredményeit is feltünteti. A csehszlovák rétegtani osztályozás szabályainak értelmében (1978) kellő megfontolás és indoklás után a gömöri paleozoós összletek keretén belül több litosztratigráfiai csoportot (group) és formációt (formation) határoztunk meg. Egyeseket redifiniáltunk, mások új nevet kaptak. A gömöri paleozoikumban jelenleg a következő formációcsoportokat (group) különböztetjük meg: gölnici (gelnická), rakoveci (rakovecká), dobsinai (dobšinksá), korompai (krompašské) és gočaltovo-i (gočaltovská).

Gölnici Csoport (gelnická skupina)

Az újabb palinológiai tanulmányok értelmében (O. Čorná—L. Kamenický, 1976; P. Snopková—L. Snopko, 1979) a Gölnici Csoport rétegtani terjedelme kambrium — alsó-devon. Ezek az eredmények összhangban vannak a csoport ólom-izotópos összetételének kutatásával (J. Kantor, 1962).

A Gölnici Csoport három formációra tagozódik: vlachovoi, Bystrý potok-i, és dernői (drnavské). Az utóbbi a Gölnici Csoport legfelső formációja.

A Gölnici Csoport üledékképződését vulkáni tevékenység kísérte, amelynek termékei között a piroklasztikumok túlsúlyban vannak a lávakőzetekkel szemben. A vulkáni kőzetek vizsgálatából kitűnik, hogy a vulkanitok a Vlachovoi Formációban a paleoridácit-paleoriolit sornak felelnek meg. A Bystrý potok Formációban paleoandezit-paleodácitnak, míg a dernőiben paleoriodáctinak, de főleg paleoriolitnak (J. Chmelík—L. Snopko, 1979).

A kőzetek kémiai elemzése és a bázisos vulkanitokban ritkaföldfémek koncentrációja a vulkanizmus szigetív jellegére utal.

A Dernői Formáció (drnavské súvrstvie) kőzeteinek üledéktani-kőzettani vizsgálatából a törmelékes kőzetanyag két forrására lehet következtetni. Az egyik egy főleg magmás kőzetekből álló őskordillera volt, a másik pedig az egyidejű intermedier vulkáni tevékenység.

Rakoveci Csoport (rakovecká skupina)

A Rakoveci Csoportnak az előbbitől eltérő üledékképződése és az alapjában különböző vulkanizmusa arra enged következtetni, hogy más ősföldrajzi körülmények között keletkezett. Mind a felszíni kutatások, mind a fúrások a Gölnici Csoportra való települését bizonyítják. Annak ellenére, hogy pontos rétegtani besorolását ezidáig nem sikerült egyértelműen meghatározni, a szuperpozíció értelmében a csoport korát középső-devon—alsó-karbonnak? tételezzük fel.

A Rakoveci Csoport a következő két formációra tagozódik: a smrečinai (smrečinské; főleg üledékes kőzetek) és a fedőjében települő sykavai (sykavské; bázisos, ritkábban intermedier és savanyú vulkáni kőzetek, piroklasztikumok és üledékes kőzetek).

A Rakoveci Csoport vulkáni kőzeteinek asszociációja alapján a szpilit-diabáz-keratofíros formációhoz való affinitását tételezzük fel (Š. Bajaník, 1976). A vulkanizmus tengeralatti jellegére a ritkábban előforduló pillow-szerkezetek, a mandula-üregesség és a piroklasztikumok utalnak. A bázisos vulkanitoknak tholeiites jellege van.

A Gömöridák déli részén a Rakoveci Csoporttal a Stószi Formáció (štósske súvrstvie) párhuzamosítható, amely a Gölnici Csoport Dernői Formációjának fedőjében települ.

A Rakoveci Csoport regionális metamorfózisa nem haladta meg a zöldpala-fácies fokát (egyes erősebben átalakult tagok keletkezése még nem tisztázott). Közel áll a Barrow-típushoz.

A Rakoveci Csoporttal párhuzamosítható az FV—1 (Blhovce-Balogfalva) szerkezeti fúrásban harmadkori üledékek alatt 1058,2—2001 m mélységben feltárt rétegsor is. Ennek kora spomorfák alapján középső- és felső-devon (givetifrasni) (P. Snopková—Š. Bajaník, 1979). Főleg metapszammitok, metapelitek és zöldpalák alkotják (bázisos effuzívumok és piroklasztikumok átalakult származékai). A metamorfózis a zöldpala-fácies középső fokozatának felel meg.

Dobsinai Csoport (dobšinská skupina)

A Dobsinai Csoport a gömöri karbon minden ismert kifejlődését tartalmazza. A következő formációkra tagozódik: ochtinai, rudňanyi, zlatníki és hámori.

Az Ochtinai Formáció (ochtinské súvrstvie) korát B. Bouček és A. Přibyl (1960) namuri B—C-nek határozta meg, ezt 1976-ban H. Kozur, R. Mock és H. Mostler legfelső-vizéi — namuri A-nak korrigálta.

A Rudňany Formáció (rudňanské súvrstvie) rétegtani besorolása — westfáli B—C — a Rudňany község mellett talált flóra alapján történt (Fr. Němejc, 1946, 1958).

A Rudňanyi Formáció fedőjében települő Zlatníki Formációt (zlatnícke súvrstvie) a múltban a Rakoveci Csoport részeként értelmezték. Korát terepi és bányabeli megfigyelések, fúrások, de főleg több lelőhelyről származó sporomorfák alapján felső-karbonnak határozták meg (P. Snopková in Š. Bajaník, 1967; P. Snopková, 1978).

A Hámori Formáció (hámorské súvrstvie) a Dobsinai Csoport legfelső tagját alkotja. Főleg Dobsina környékén, kisebb mértékben Dúbrava mellett, Jolsvánál, valamint Burda és Sirk községek között bukkan felszínre. Mikroflóra alapján westfáli D korú (Ž. Ilavská in J. Chmelík, 1962).

Korompai Csoport (krompašská skupina)

Ezzel a névvel az északgömöri permet jelöljük. A permi üledékképződés az asztúriai tektonikai fázis által megváltozott körülményeket tükrözi. Kifejlődése szárazföldi, de a rétegtani fedő felé szárazföldi-lagunáris — lagunáris jellegű lesz.

A Korompai Csoport a következő formációkra tagozódik: a Knola Formáció (polimikt pszefitek palabetelepülésekkel), a Petrova hora Formáció (üledékek, savanyú, ritkábban intermedier vulkanitok és piroklasztikumok különböző változatai) és a legfelső formáció a Novoveská Huta-i (palák, homokkövek, pszefitek és piroklasztikumok betelepüléseivel, gipsz, anhidrit).

A Korompai Csoport felső-perm korát elsőnek P. Snopková (1963) mutatta ki a Júliusbányából (Radzim). További, a felső perm alsó részét jelző sporomorfák kerültek elő a Petrova hora formációból Košická Belá község környékéről (E. Planderová in Š. Bajaník et al., 1979). A Novoveská Huta környékéről származó savanyú eruptívumok radiometrikus kormeghatározása (L. Novotný, 1979) az autuni-saxoni határra, esetleg saxonira utal. Ezekből az következik, hogy a Korompai Csoport rétegtani terjedelme autuni-thüringi lenne.

Gočaltovoi Csoport (gočaltovská skupina)

A Dél-Gömöridák újpaleozoós burkát képezi. Főleg törmelékes-üledékes rétegsorokat tartalmaz, melyeket riolitos-dacitos vulkanitok kísérnek. A Rozsnyói Formációra (rožňavské súvrstvie) és az annak fedőjét képező Csetneki Formációra (štítnické súvrstvie) tagozódik.

A Rozsnyói Formációt vastag törmelékes üledékek alkotják, amelyek a fedő felé észrevehetően finomodnak. A vulkanitok egy fontos rétegtani szintet képivselnek. A rétegsor bazális részén egy nagyobb kiterjedésű homokos tufaréteg települ, Rozsnyótól nyugatra pedig apró effuzív testek is találhatók. Sporomorfák alapján a formáció kora alsó-perm (E. Planderová, 1979). A Rozsnyói Formáció üledékes képződményei szárazföldi körülmények között rakódtak le. Az alluviális-törmelékkúp típusú proximális fácies és az alluviális-tavi disztális fácies uralkodik.

A Csetneki Formáció bazális részét homokkövek és palák alkotják. Az összlet a fedő felé finomodik és legfelső részében homokos dolomitos mészkőlencsék jelennek meg.

A formáció korát flóra alapján felső-permnek határozták meg (J. Šuf, 1960). Felső részéből palinológiai vizsgálatokkal alsó-triászt mutattak ki (E. Planderová, 1979). Szedimentációs környezete alluviális síkság volt, folyóvízi—tavi üledékképződéssel, közel a tengerparthoz, esetleg a parti lagunákhoz.

IRODALOM

Bajaník, Š., 1967: Vysvetlivky k listu Spišská Nová Ves (1:50 000). Archív GÚDŠ, Bratislava

Bajaník, Š., 1976: To petrogenesis of Devonian volcanic rocks of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. — Záp. Karpaty, *2*, p. 75—94., Bratislava.

Bajaník, Š. et al., 1979: Vysvetlivky ku geolog. mape Spišsko-gemerského rudohoria (1:50 000). Archív GÚDŠ, Bratislava

Bouček, B.—Přibyl, A., 1958: Předběžná zpráva o paleontoligickém vyzkumu mořského karbónu ve Spišsko-gemerském rudohoří. — Geol. práce, Zprávy *14*, p. 118—123, Bratislava

Bouček, R.—Přybil, A., 1960: Revise tribolitů slovenského svrchního karbónu. — Geol. práce, Zprávy *20*, p. 5—51. Bratislava

Čorná, O.—Kamenicky, L., 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie — Geol. zbor. Slov. akad. vied, *27*, 1, p. 117—132., Bratislava

Chmelík, J., 1962: Litofaciálny vyskum Spišsko-gemerského rudhoria. Ročná správa. Archív GÚDŠ, Bratislava.

Chmelík, J.—Snopko, L., 1979: Prehodnotenie chemizmu vulkanogennych a sedimentárnych hornín gelnickej série. Archív GÚDŠ, Bratislava

Kantor, J., 1962: Izotopy „obyčajného" olova na niaktorych Západokarpatskych ložiskách. — Geol. práce, Zošit *61*, p. 15., Bratislava

Kozur, H.—Mock, R.—Mostler, H., 1976: Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der unteren Schichtenfolge von Ochtiná (Slovakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). — Geol. Paläont. Mitt. *6*, 1, p. 1—29., Innbruck

Němejc, Fr., 1946: Příspěvek k poznání rostlinnych nálezů a stratigrafickych poměro v permokarbonu na Slovensku. — Rozpravy II. tr. České akad. věd. um. *56*, p. 1—37., Praha

Planderová, 1979: Nové poznatky o veku „rožňavsko-železníckej" skupiny (megjelenés alatt).

Snopková, P., 1963: Správa o palynologickom vyskume staropaleozoickych vzoriek Spišsko-gemerského rudohoria. — Zprávy o vyskumoch, 63 p, Bratislava

Snopková, P., 1978: Zpráva o vyhodnotení vzoriek za úlohu. 122 p., Archív GÚDŠ, Bratislava

Snopková, P.—Bajaník, Š., 1979: Preukázanie devónu (givet-frasn) vo vrte FV—1 Blhovce. — Geol. práce, Správy *72*, p. 7—18., Bratislava

Snopková, P. Snopko, L., 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologickych vysledkov (Západné Karpaty, paleozoikum; megjelenés alatt).

Šuf, J., 1960: Nové poznámky ke geologi okolí Kóbeliarova, Štitniku a Nandráše na jižním Slovensku. — Geol. práce, Zprávy *20*, p. 111—126., Bratislava

A gömöri ópaleozoikum és mezozoikum ofiolitjai

DUŠAN HOVORKA

Kivonat. A Gömöridák ópaleozoikumát a következő összletek képviselik:

a) fosszilis óceáni (szubóceáni) kéreg (= Rakoveci-sorozat),

b) fosszilis vulkáni—üledékes összlet (= Gölnici-sorozat). Az ópaleozoikum ezen kifejlődései egymás mellett keletkeztek. A Melléteisorozat a Gömöridák eugeoszinklinális sorozatát képviseli, „nem teljes" ofiolitokkal, amelyek egy része magasnyomású metamorfózist szenvedett, glaukofános pala képződéseivel.

Kulcsszavak: Nyugati Kárpátok, Gömöridák, ópaleozoós óceáni kéregtípus, a mezozoikum nem teljes ofiolitjai, vulkáni szigetív.

Az ofiolitok általános jellemzése

Az ofiolitok (ofiolit-összlet, ofiolit-sorozat) nemcsak a tektonikusok, petrológusok, de a geofizikusok, geokémikusok és mineralógusok érdeklődésének is a központjába kerültek. Jellemző, hogy az ofiolitok tanulmányozásának jelentősége főleg a földkéreg keletkezésének és fejlődésének globális-tektonikai értelmezésével növekedett jelentősen.

Az utóbbi évtizedekben az ofiolitos összletek keletkezésére vonatkozó nézetek alapjában megváltoztak.

Az 50-es évek első feléig az ofiolitos sorozatok magmás intrúziójáról alkotott elképzelések voltak túlsúlyban (G. Steinmann 1927). Alapvető fordulatot jelentett N. L. Bowen és O. F. Tuttle (1949) megállapítása, hogy természetes körülmények között nem létezhet 1600 °C alatti peridotitmagma. Ez a megállapítás ellentétben állt az eddig érvényben lévő elképzelésekkel (H. H. Hess, 1938), mely szerint létezik önálló peridotitmagma magas víztartalommal.

H. Stille (1936) elképzelései az eugeoszinklinális zónák fejlődésének iniciális stádiumában végbemenő tengeralatti vulkánosságról főleg J. Auboin (1965) szintézisében kerültek ismét felhasználásra.

Az ofiolit-összletek metabázisos tömegeinek a kontinentális típusú kéreg felső részében való elhelyezkedését elsőként de Roever (1956) feltételezte, aki az említett folyamatokat az orogén övek mély törészónájára helyezte.

A jelenleg uralkodó globális-tektonikai elmélet szerint az ofiolit-összletek teljes kifejlődésükben az óceáni kéreg területére jellemzőek, a felső köpeny kapcsolódó részével. Az ilyen bázisos és ultrabázisos összlet szubdukció vagy obdukció révén kerülhet a kontinentális jellegű kéregrész (litoszféra lemez) alá vagy fölé.

A globális-tektonikai elmélet az ofiolit-összlet új definálását is megkövetelte. Egyidejűleg használatosak a Penrose-i (USA) konferencia (Anonymus, 1972) és R. Coleman (1977) monografiájának értelmében az ofiolitokkal összefüggő terminusok és megjelölések. Az ofiolitok (ofiolit-összletek) az ultramafikus és mafikus kőzetfajták jellegzetes társulását képviselik. A tökéletesen kifejlődött ofiolit-összletekben alulról fölfelé a következő kőzet-asszociációkat lehet elkülöníteni:

a) metamorf peridotit — alkotóelemek Mg-olivin, klinopiroxén, ortopiroxén és spinel. Jellemző a metamorf szerkezet;

b) kumulát-összlet (kumulát peridotit, piroxenit és gabbró) a szerzők túlnyomó része szerint a felső köpenyből származó bázikus kőzetanyag frakciós kristályosodásának terméke, melynek végső tagjai leukokrát differenciátumok, „óceáni plagiogránitok";

c) párhuzamos dájk-összlet (sheeted dyke complex). Átmeneti jellegű a fekvőben elhelyezkedő kumulát-összlet és a fedő vulkáni összlet között. A szerzők egy része szerint a spreading központjában keletkezett;

d) vulkáni-összlet — a legfelső kőzetcsoportot alkotja tholeiit jelleggel és tipikus pillow-szerkezettel.

Az ofiolit-összleteket kísérő jellegzetes üledékek főleg mélyvízi kovás szedimentumok (radiolariás pala, radiolarit). Abban az esetben, ha valamelyik tag az ofiolit-összlet fent említett ideális szelvényéből hiányzik, általában a „nem teljes ofiolit" kifejezést használjuk; a hiány oka lehet elsődleges, de lehet tektonikai is.

A gömöri ópaleozoikum—fosszilis óceáni kéreg és vulkáni szigetív (?)

A Gömöridák ópaleozoós összleteiben két alapsorozat különíthető el: a gölnici és a rakoveci. A Gölnici-sorozat kora kambro-szilur, míg a Rakoveci (fillit-diabáz)-sorozat valószínűleg devon időszaki. A Rakoveci-sorozatnak a Gölnici-sorozat fölötti települését a múltban gyakorlatilag minden geológus elfogadta, aki a Gömöridák területén dolgozott. 1973-ban P. Grecula publikált a gömöri ópaleozoikum fejlődéséről egy elképzelést, amely szerint az említett sorozatok viszonyát laterális összefogazódással értelmezte. Az utóbbi időben ez az elképzelés abban az értelemben módosult (P. Grecula—I. Varga, 1979), hogy a korban megfelelő sorozatok

tektonikus pozícióban fekszenek egymáson, mégpedig a Rakoveci (fillit-diabáz)-sorozat a fekvőben és Gölnici-sorozat a fedőben.

Az említett ópaleozoós sorozatok ismert litológiai összetétele, főleg a vulkáni képződmények jellege, a tágabb földtani egység ópaleozoós kifejlődéséről (melybe a Gömöridák is tartoznak) a következő elképzelést teszi lehetővé.

A Gölnici-sorozat (üledékes és vulkáni) képződményei túlnyomórészt klasztikus összetételű sorozat jegyeit viselik magukon (L. Snopko, 1967), amelynek átmeneti, esetleg kontinentális kéregtípus jellege van. A vulkáni klasztikumnak az effuzívumok feletti túlsúlya, ignimbritek és más olyan jegyek jelenléte, melyek az összlet szubaerikus környezetben való keletkezéséről tanúskodnak, de az egyazon időben észlelt tengeralatti vulkanitokra utaló jelleg, gyakori horizontális alteráció az üledékkel (főleg palák, helyenként karbonátok és liditek), a vulkáni kőzetek összetételének mészalkáli jellege, melyek között erősen túlsúlyban vannak a savanyú kőzettípusok (kvarcporfir-riolit, keratofir) mind arra enged következtetni, hogy a Gölnici-sorozat vulkáni-üledékes folyamatok termékének tekinthető az ópaleozoós vulkáni szigetív, illetve a kontinens aktív peremének zónájában. A múltban hasonló nézetet vallott L. Snopko (1976) és I. Varga (1978) is. A fent említett interpretáció abból az elképzelésből adódik, hogy a mészalkáli vulkáni sorozatok a vulkáni szigetív, illetve aktív kontinensperem zónájához kötődnek és nem az óceáni kéregtípus geoszinklinális övezetéhez.

A Nyugati-Kárpátok összes ópaleozoós sorozatai közül az óceáni kéregtípus szelvényéhez legjobban a Rakoveci-sorozat (az ópaleozoikum rakoveci kifejlődése) hasonlít. Ez a bázisos vulkanitok vastag összleteinek jelenlétéből (pillowtexturával és a diffrenciáció tholeiites jellegével — Š. Bajaník, 1975) adódik, továbbá gabbró és diorit tömegek jelenlétéből (L. Kamenický—M. Marková, 1957), valamint az újonnan észlelt antigorit-zsírkő és antigoritos szerpentin típusú metaultramaffitestek jelenlétéből (D. Hovorka—P. Ivan, sajtó alatt), de az üledékek jellegéből és az említett vulkanitokhoz való viszonyukból is. Annak ellenére, hogy a gömöri paleozoikum északi szegélyén az amfibolit fáciesű metabázitok geotektonikai hovatartozása ezidáig nincs egyértelműen megoldva (I. Dianiska—P. Grecula, 1979, D. Hovorka et al. 1979), jelenlétük logikusan beilleszkedik az óceáni kéreghez közelálló paleozoós fosszilis kéreg jelenlétének elképzelésébe.

A fent tárgyalt gondolatok értelmében tehát a gömöri kifejlődésű ópaleozoikum egyrészt a vulkáni szigetív övezetében (Gölnici-sorozat), másrészt óceáni-szubóceáni kéregtípusú medence övezetében (Rakoveci-sorozat) keletkezett. A rakoveci kifejlődés leginkább az ívszerű medencetípus jellegének (D. E. Karig, 1971) felel meg. M. Mahel' (1975, 1979) nézetével összhangban azt is megállapíthatjuk, hogy a tátrai blokk (Tatroveporidák — vagyis a jelenlegi Lubeník—Margecany-vonaltól északra eső nagyszerkezeti egység paleozoós összleteinek fejlődése eltérő körülmények között történt. Míg a tátrai blokkban a varisztikum kifejlődését a kéreg jelentős vastagodásával terjedelmes granitoid-masszívumok keletkezése jellemzi, azon blokkban, melynek a mai gömöridák is része, a fejlődés jóval vékonyabb kéregtípuson ment végbe, amely vulkáni szigetív kialakulásához vezetett.

A Mellétei-sorozat mezozoós nem teljes ofiolitjai

A felsőperm(?)—mezozoós Mellétei-sorozatot (H. Kozur—R. Mock, 1978) eugeoszinklinális üledékösszlet jellemzi, melynek a mezozoikum szilicei típusú kifejlődésével (Szilicei-takaró) összehasonlítva eltérő jellege az üledékgyűjtő medence jelentős süllyedésével kezdődött (a karni és nóri emeletben).

Az üledékgyűjtő bathimetrikus környezetviszonyai a sorozat kőzetösszetételének jellegében is megmutatkoznak. A sorozatra jellemzőek az ultramafit testek, bázisos effuzívumok és extruzívumok, valamint helyi magasnyomású derivátumaik jelenléte. Az üledékek és eruptivumok jellegéből adódóan a Mellétei-sorozat mint „ofiolit-típusú sorozat" (M. Mahel, 1975), az ultramafitok és effuzívumok pedig mint a „nem teljes ofiolit-sorozat tagjai (D. Hovorka, 1976a) lettek meghatározva.

Annak ellenére, hogy ezidáig a Mellétei-sorozat szedimentációs térségéről, illetve a gömöri paleozoikumhoz való viszonyáról nem alakult ki egységes nézet, az üledékek típusa és tholeiit típusú bázisos vulkanitok, valamint az ultramafikus tömbök jelenléte azt jelzik, hogy a sorozat kőzetösszletei óceáni-szubóceáni kéregtípuson keletkeztek. A paleozoikumban ilyen típusú a rakoveci kifejlődés.

A Mellétei-sorozat nem teljes ofiolit-sorozatának keretén belül lherzolit-harzburgit-típusú, intenzíven szerpentinetesedett ultramafit-testek ismertek, melyekben a dunitos és piroxenites típusok csak helyenként vannak kifejlődve (D. Hovorka, 1976). A fő szerpentinásványokat a lizardit és a krizotil képezi. Az utóbbi azbeszttípusú ereket is képez (Dobsina, Jaklovce, Rudník, Jászó). Jellemző a metamorf eredetű zöld gránátok jelenléte is, uvarovit-molekulák változó részarányával (E. Fediuková et al. 1976), amelyek esetleg ultramafikus masszívumok hipergén átalakulásának helyenként megmaradt termékei (főleg a Kassai-medence délnyugati részén — Hodkovce—Komárovce—Panovce). Az ultramafit-testek kifejezetten allochton helyzetben vannak.

A vulkáni kőzetek elszórtan előforduló kisebb tömegei diabáznak és szpilitnek felelnek meg. Az ofiolit-sorozat tholeiites bazaltjainak alapvető jegyeit viselik magukon. Jaklovce község mellett a gömöri antiklinórium északi szegélyén keratofirok is találhatók (D. Hovorka 1976), melyek egy nem egyértelműen értelmezett geotektonikai egység alsó triászában vannak jelen.

A mellétei sorozat jellegzetes tagjai a blueschists típusú magasnyomású metamorfitok. Ismeretes a szpilit és diabáz típusú vulkanitokba

rétegfolytonossággal való átmenetük. A neoalpi rekristályosodási folyamatok a magasnyomású ásványtársulás részleges destrukcióját idézték elő a zöldpala-fácies körülményei között. A kőzetátalakulás összetett folyamatáról tanúskodik a glaukofánok 2-3 generációjának jelenléte.

Az északgömöri mezozoikum galmus — stratenai övezetében található bázisos vulkanitok és ultramafit-testek (szerpentinek) valószínűleg a fekvőben lévő (mellétei) sorozatból a takarószerkezetű mezozoós sorozatba tektonikusan beékelődött tömbök formájában vannak jelen.

IRODALOM

Anonymous: Penrose field conference on ophiolites. Geotimes 1972, 17, 24—25.

Aubouin, J. 1965: Geosynclines. Elsevier, 1—335.

Bajaník, Š. 1975: Pillow lavas of the Rakovec group in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. Geol. zborn. — geologica carpathica, 26, 2, Bratislava, 341—348.

Bewen, N. L.—Tuttle, O. F. 1949: The system MgO-SiO_2-H_2O. Geol. Coc. Am. Bull., 60, 439—460.

Coleman, R. G. 1977: Ophiolites. Springer Verlag, 1—229.

Dianiska, I.—Grecula, P. 1979: Amvibolitovo-rulovy komplex ako súčast' ofiolitovej suity rakoveckého prókrovu. Mineralia slov., 11, 5, Bratislava, 405—425.

Fediuková, E.—Hovorka, D.—Gregus, J. 1976: Compositional zoning of andradite from serpentinite at Dobšiná (West Carpathians). Veštn. UUG, 51, Praha, 4, 339—345.

Grecula, P. 1973: The homeland of the Gemeric and its metallogenesis. Mineralia slov., 5, Bratislava, 221—246.

Grecula, P.—Varga, I. 1979: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse. Mineralia slov., 11, 4, Bratislava, 289—297.

Hess, H. H. 1938: A primary peridotite magma. Am. J. Sci., 35, 321—344.

Hovorka, D. 1975: Alpínska ofiolitová formácia Spišskogemerského rudohoria. Mineralia slov., 7, 4, Bratislava, 48—49.

Hovorka, D. 1976: Predtercierne formácie bazitov Západnych Karpát; Mimeralia slov., 8, 2, Bratislava, 113—131.

Hovorka, D. 1977: Keratofyry triasu pri Jaklovciach. Acta geol. geogr. univ. com, Geol., 32, Bratislava, 57—77.

Hovorka, D. 1978: Geochemistry of the West Carpathian alpine-type ultramafites. Náuka o Zemi, Geol. 12, Bratislava, 1—148.

Hovorka, D. 1979: Tectonic Position of the Upper Mantle Material in the West Carpathian Meso/Cenozoic Structural Levels. In: Geodynamic Investigations Czechoslovakia (J. Vaňek, Ed.) Bratislava, 237—242.

Hovorka, D.—Mihalov, J.—Ondrejkovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie z oblasti Rudnian. Mineralia slov., 11, 6, Bratislava, 481—504.

Hovorka, D.—Ivan, P. in print: Serpentinit v paleozoiku pri Dobšinej. In: Paleovulkanizmus Západnych Karpát. Bratislava

Kamenicky, L.—Marková, M. 1957: Petrografické štúdie fylit-diabázovej série gemeríd. Geol. práce, Zoš. 45, Bratislava, 109—180.

Karig, D. E. 1971: Origin and development of marginal basins in the western Pacific. J. Geophys. Res., 76, 2542—2561.

Kozur, H.—Mock, R. 1973. Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik des Slowakischen Karstes. Geol. zborn. — geol. carpathica 24, 3, Bratislava, 265—274.

Mahel', M. 1975: The West Carpathians in the Alpine system. In: Tectonic problems of the Alpine system (M. Mahel', Ed.). Veda, Bratislava, 11—12.

Mahel', M. 1979: Geotectonic Position of Magmatites in Carpathians, Balkan and Dinarides. Západné Karpaty. Geol. 4, Bratislava.

Mock, R. 1978: Nové poznatky a južných častiach Západnych Karpát. In: Paleogeograficky vyvoj Západnych Karpát (J. Vozár, Ed.). Geol. ústav D. Štúra, Bratislava, 321—337.

Roever, W. P. von, de, 1957: Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? Geol. Rudnschau, 46, 137—146.

Snopko, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Západné Karpaty, 7, Bratislava, 103—153.

Snopko, L. 1976: Geologická stavba Spišsko-gemerského rudohoria. In: Geológia, metalogenéza a prognózy surovín Spišsko-gemerského rudohoria. Košice, 13—28.

Steinmann. G. 1927: Die ophiolitischen Zonen in den mediteranen Kettengebirge, 14th Int. Geol. Congr., Madrid, 2, 638—667.

Stille, H. 1936: Wege und Ergebnisse des geologisch-tektonischen Forschung. 25 Jahrb. Kaiser. Wilhelm Ges., 77—97.

Varga, I. 1978: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. Mineralia slov., 10, 5, Bratislava, 385—441.

OPHIOLITES AND SIMILAR COMPLEXES IN THE GEMERIDE EARLY PALEOZOIC AND MESOZOIC

D. Hovorka

Early Paleozoic of the southernmost West Carpathian geological-tectonic unit — Gemerides — is represented by two Groups: Gelnica and Rakovec ones. Their spatial relation is on of current years most debated problem. According to the present author' s opinion Rakovec and Gelnica Groups represent more or less simultaneous lateral development of the Early Paleozoic. The rock sequence of the Rakovec Group is analogous to the eugeosynclinal rock-complexes, which could be compared to the thin (oceanic) type of the crust. The basis for such idea are huge volcanic complexes of tholeiitic trend and spilite character, the presence of plutonic bodies of gabbro and diorite character simultaneously with the presence of metaultrabasite bodies of antigorite serpentinite character. Gelnica Group, on the other side, is formed by a complex of sedimentary volcanic rocks of continental or island arc provenience. Volcanics, represented mostly by acid members of calc-alkaline clan, have textural features of both dry land and submarine effusions. Based on their geochemical character, the known textural features of volcanics, and described alterations with various types of sediments, in the present point of view it seems logical, to compare the mentioned Group to the rock-sequences of the fossil (Early Paleozoic) volcanis island arc.

Among the Mesozoic tectonic units Meliata serie is that, which can be compared to geosynclinal sequences (namely Middle and Upper Triassic strata). Characteristic feature of the series under consideration, is the presence of small bodies of lizardite-chryzotile serpentinites along with volcanics of spilite and diabase character. The last mentioned are locally metamorphosed to blueschists. The assotation of ultaramafite bodies with volcanics can be grouped to „Mesozoic incomplete ophiolites".

A szilicei egység jura és kréta időszaki ősföldrajza

MILAN MIŠÍK

A szilicei egység jura időszaki képződményeiről a Gömöridák területén csak szórványos denudációs maradványok ismeretesek. Ezek a következők:

1. Stratenai-hegyvidék—Geravy és Lipovec (M. Mahel', 1957);
2. Murányi-karszt (J. Bystrický, 1959);
3. Gömör—Tornai-karszt („Szlovák-karszt"):
   a) Somhegy (Drienkova hora) és a Kornalip-nyereg Dernő (Drnava) és Kiskovács-vágása (Kováčová) között;
   b) Miglinc-völgy Somogyitól (Drienovec) É-Ny-ra;
   c) a Murány folyó völgye Mellététől délre és
   d) Lekenyétől (Bohúňovo) keletre (J. Bystrický, 1964).

Ezekből a feltárásokból csak hierlatzi és adneti mészkő formájában kifejlődött liász, alárendelten foltosmárga ismeretes, mely a doggerba is átterjed. Egyedül a Somhegyről (Drienkova hora) és a Miglinc-völgyből ismerünk dogger, esetleg legalsó-malm radiolaritot. Fiatalabb üledékek ezidáig ismeretlenek. Megpróbáltunk ezért róluk információt szerezni olyan kavicsok vizsgálatának segítségével, melyek a Gömöridák fiatalabb konglomerátumaiból származnak. Ez a kísérletünk sikerrel járt.

A szilicei egységből származó oxfordi és titon mészkő kavicsait három lelőhelyről gyűjtöttük be:

1. a dobsinai jégbarlangnál szenon konglomerátumból;
2. Felfafu (Chvalová) mellett egerien kori konglomerátumból;
3. Nehézseny—Csokvaomány mellett (Bükk) felső-kréta gosau típusú konglomerátumból.

Vizsgálataink alapján a malm sekélyvízi jellegét állapítottunk meg, ami meglepetésnek számít. A dogger radiolarit leülepedése után a tenger gyors részleges visszahúzódása következett be, egészen az onkolitos és dasycladaceás fáciesekig.

A radiolaritból a sekélyvízi fáciesig való átmenetet pelágikus mészkövek képviselik, elmeszesedett silicispongiákkal, rhaxákkal, radiolariákkal, gyéren található Saccocomákkal és Cadosina lapidosá (VOGLER)-val. Valószínűleg az alsó-oxfordiba sorolhatók. Ezek kavicsait a dobsinai jégbarlangnál és Felfalunál (Chvalová) találtam.

A felső-oxfordi—kimmeridgei kort onkolitos és finomszemcsés mészkő jellemzi a következő mikrofaunával: Conicospirillina basiliensis MOHLER, Protopeneroplis striata WEYNSCHENK, Labyrinthina mirabilis WEYSCHENK, Nautiloculina colitica MOULER, Meandrospira aff. croatica GUŠIČ, Tubiphytes obscurus MASLOV, Pseudolithocodium carpaticum MIŠÍK, különféle Dasycladaceae stb. Ezek a dobsinai jégbarlangnál és Felfalunál kerültek elő.

A titont krémszerű mészkő jellemzi, melyben Clypeina jurassica FAVRE, Bacinella irregularis RADIOČIČ és Trocholina sp. fordul elő. A felfalui és csokvaományi lelőhelyek kavicsanyagában észleltük. Nehézseny és Csokvaomány környékén a konglomerátum kavicsainak transzportját északról, a karszt irányából tételezzük fel. Nincs azonban kizárva az a tény sem, hogy a Szilicei-takaró egykor a Bükk előterét is elfedte.

A kimmeridgei-titon dasycladaceás mészkő 10—20 m mélységű segélytengerben keletkezett. E körül a terjedelmes „gömöri sekélytenger" körül csak calpionellás mélyvízi titon képződéseket ismerünk. Sekélyvízi titon üledékképződés után a tenger teljes visszahúzódására került sor — alsókréta kavicsanyag sehonnan sem került elő.

A dobsinai jégbarlang melletti szantoni-kampani korú konglomerátumból (palinológiai vizsgálat alapján D. Andrusov—P. Snopková, 1976) characeás (Munieria grambasti BYSTRICKÝ) édesvízi mészkövet találtunk. Ez a mészkő elsődleges kibúvásokban transzgresszíven, a takarószerkezeten diszkordánsan települ. A kibúvások a vernári zónán (Betlanovce) és az északgömöri egységen fekszenek (dobsinai jégbarlang —Vyšná Záhrada). Az utóbbi feltárásból J. Bystrický (1978) Munieria grambasti n. sp. tartalmú mészkövet írt le, melyet tengeri alsókrétának vélt. Dr. P. Snopková palinológiai vizsgálatai azonban a mészkő felső-kréta korát (turon, esetleg turon-koniak) bizonyította. Az üledék édesvízi jellegét a Characeákon és más édesvízi algákon kívül Ostracodák, ritkán Gastropodák is dokumentálják. Az édesvízi mészkő a felső-krétában jelentősen elterjed, innen származó kavicsok a Szepes-Gömöri-érchegység déli lábánál, a Felfalu melletti konglomerátumban is találhatók.

IRODALOM

Andrusov D.—Sopková, P. 1976: Trouvaille d'une palynoflore sénonienne dans le memre a conglomerats rouges de Dobšinská l'adová jaskyň (Slovaquie centrale). — Geol. zbornik SAV, *27*, 2, p. 231—246, Bratislava)

Bystricky, J. 1959: Príspevok k stratigraffi murásského mezozoika (Muránska plošina). — Geol. práce, *56*, p. 5—53, Bratislava.

Bystricky, J. 1978: Prvy nález sedimentov spodnej kriedy v Stratenskej hornatine v Západnych Karpatoch. — Mineralia slovaca, *10*, *1*, p. 17—22, Spišská Nová Ves.

Mahel', M. 1957: Geológia Stratenskej hornatiny. — Geol. práce, zos. *48*a, p. 1—201, Bratislava.

JURASSIC AND CRETACEOUS PALEOGEOGRAPHY OF THE SILICA UNIT

Milan Mišík

Previously Malm was not known in the Silica unit area because it was totally eroded. Now its reconstruction is possible due to the pebbles of Malm limestones found in the Senonian conglomerates near Dobšiná Ice Cave (Czechoslovakia) and Nekézseny (Hungary) and Lower Miocene conglomerates near Chvalová (Czechoslovakia). After the deposition of Dogger radiolarites (loc Drnava) a gradual shallowing took place. Lower Oxfordian-Kimmeridgean shallow-water oncolitic limestones with Conicospirillina basiliensis, Protopeneroplis striata, Lybyrinthia mirabilis,, Tubiphytes obscurus etc.; Tithonian limestones with Clypeina jurassica, Bacinella irregularis. Then the territory emerged. At the very beginning of Senonian the fresh-water limestones with Characeae (also Munieria grambasti) covered vast areas (Dobšiná Ice Cave — outcrops and pebbles from Santonian-Campanian conglomerates; Chvalová — pebble material). In Lower Camanian a sea transgression took place.

СОДЕРЖАНИЕ