ÁFSZ (GGR) N° 18, 1983. Budapest

T A R T A L O M - C O N T E N T S

	Oldal	Page
KÁZMÉR MIKLÓS — KOVÁCS SÁNDOR — PÉRÓ CSABA		
A Keleti-Kárpátok szerkezete	3	
Outline of the structure of the East Carpatians		57
KOVÁCS SÁNDOR		
Az Alpok nagyszerkezeti áttekintése	77	
Major tectonic outline of the Alps		135

Általános Földtani Szemle
No 18. p. 3-75.
General Geological Review
Budapest, 1983.

A KELETI-KÁRPÁTOK SZERKEZETE

Kázmér M. - Kovács S. - Péró Cs.[x/]

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:

Tectonique-d' ensemble, tectogénése, styl-tectonique, tectonique-tangentide, Carpates-Est.

Munkánkkal a SZEPESHÁZY Kálmán (1973, 1975a, 1975b, 1978, 1979) által elinditott, a Kárpátok és határos területeinek földtanát bemutató cikksorozatot kivánjuk folytatni. Tesszük ezt azért is, mert ugy véljük, hogy Magyarország földtani — de ezen belül is a nagyszerkezeti — felépitésének megismeréséhez elengedhetetlenül szükséges a környező hegységkeret geológiájának ismerete.

Ezen ismertetést beszámolónak szánjuk a Kárpát-Balkán Geológiai Társaság XII., bukaresti kongresszusát követő kirándulásról (1981. szeptember 14-22). A kirándulás során M. SĂNDULESCU, D. RUSSO-SĂNDULESCU, H.-G. KRÄUTNER, I. BALINTONI és M. MICU vezetésével alkalmunk volt egy keresztszelvényben — a Szubkárpáti-takarótól a Máramarosi-flisövig — rövid bepillantást nyerni a Keleti-Kárpátok valamennyi szerkezeti egységébe. A rendkivül gazdag programért és a kitünő kalauzolásért vezetőinknek ehelyütt is köszönetünket fejezzük ki.

---

x/ Előadva a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1982. február 10-i szakülésén.

Kézirat beérkezett: 1983. március 28-án

TARTALOM

		Oldal
1.	ELŐTÉR ÉS ELŐMÉLYEDÉS	7
1.1	Előtér	7
1.2	Előmélyedés	8
2.	A KELETI-KÁRPÁTOK SZERKEZETI EGYSÉGEI.	9
2.1	Moldavidák	10
2.1.1	Szubkárpáti-takaró	11
2.1.2	Marginális-takaró	12
2.1.3	Tarkői-takaró	13
2.1.4	Audia-takaró	13
2.1.5	Macla-takaró	14
2.1.6	Konvolut flis-takaró	14
2.2	Dácidák	15
2.2.1	Külső-Dácidák	15
2.2.1.1	Bobu-takaró	16
2.2.1.2	Csalhói-takaró	16
2.2.1.3	Fekete flis-takaró	17
2.2.1.4	Vargyas-egység és Baróti-takaró.	18
2.2.1.4.1	Vargyas-egység	19
2.2.1.4.2	Baróti-takaró	19
2.2.2	Belső-Dácidák	19
2.2.2.1	Központi-keleti-kárpáti-takaró-rendszer	19
2.2.2.1.1	Aljzatkomplexum	20
	A. Felső-prekambrium A	20
	a. Bretila-sorozat	21
	b. Rebra-sorozat	22
	c. Negrisoara-sorozat	23
	B. Felső-prekambrium B	23
	a. Tölgyes-sorozat	24
	C. Szilur - alsókarbon	25
	a. Rusaia-sorozat	26
	b. Repedea-sorozat	26
	c. Cimpoiasa-sorozat	27
	d. Cibó-sorozat	27

Oldal

D. Perm 28
2.2.2.1.2 Az alpi geoszinklinális stádium képződményei 29
2.2.2.2 Erdélyi-takarók 31
2.3 A máramarosi flis 33
2.3.1 Lápos-takaró 34
2.3.2 Batizai-takaró 35
2.3.3 Petrova-takaró 35
2.4 Neogén - kvarter vulkanitok 36
3. A KELETI-KÁRPÁTOK SZERKEZETFEJLŐDÉSE.. 37
3.1 Prealpi tektonociklusok 37
3.2 Alpi tektonociklus 38
4. A FLIS PROBLEMATIKÁJA 40
4.1 Mi a flis? 40
4.2 A flis rétegtani helyzete 43
5. A KELETI-KÁRPÁTOK SZÉNHIDROGÉN-TELEPEI 44
6. FÜGGELÉK (Kovács Sándor) 47

IRODALOM - REFERENCES 50
OUTLINE OF THE STRUCTURE OF THE EAST CARPATHIANS. 57
ÁBRAALÁIRÁSOK - CAPTIONS 59
ÁBRÁK - FIGURES 65

1. ELŐTÉR ÉS ELŐMÉLYEDÉS

1.1 Előtér

(Kelet-Európai-, Szkita- és Moesiai-tábla, Észak-Dobrudzsa)

A tágabb értelemben vett kárpáti előteret nagyobbrészt különböző koru táblás területek alkotják. Legidősebb a prekambriumi Keleteurópai-tábla (Romániában: Moldvai-tábla), amely az algomai mozgások után, kb. egymilliárd éve kratonizálódott (epialgomai tábla). A Keleti-Kárpátok előterét alkotja, részben az előmélyedés üledékei által elfedve. Kristályos aljzata gneiszből, gneiszgránitból, amfibolitból és rapakivi-gránitból áll. Üledékes fedőjének rétegsora vendi (legfelső prekambriumi), ill. részben ordoviciumi-szilur képződményekkel kezdődik, amelyekre négy üledékciklus: a felsőjura - alsókréta, a felsőkréta, az eocén és a középsőmiocén - pliocén kőzetei települnek. Az utolsó, felszini feltárásokban is látható üledékciklus kárpáti márgával kezdődik, amelyre bádeni evaporitok (anhidrit), majd alsó- és felsőszarmata törmelékes üledékek települnek. Az alsószarmatával bezáróan a rétegsor alátolódott a kárpáti flistakaróknak.

Az epipaleozoós Szkita-tábla a Keleteurópai-táblától D-re és Ny-ra helyezkedik el. Ezt a kaledóniai - variszkuszi kratont részben a Predobrudzsai-süllyedék (Bîrlad-süllyedék) vastag epikontinentális mezozoós rétegsora, részben az előmélyedés és a kárpáti flisöv takarórendszere fedi. Ez utóbbi alatt egészen Lengyelországig követhető. Üledékburka felsőjura - kréta és tádeni - alsószarmata képződményekből áll.

A kárpáti előtér részének tekinthető az óalpi észak-dobrudzsai intrakraton geoszinklinális övezet. A Szkita-tábla DNy-i oldalán a Fekete-tengertől az előmélyedés és a flistakarók alatt a Tatros folyóig huzódik. Paleozoós tektonomagmás ciklusa kambriumi - ordoviciumi - szilur - devon - karbon koru geoszinklinális üledékekből és magmatitokból áll. A variszkuszi gyürődés során a kambriumi - ordoviciumi képződmények zöldpala-fáciesü metamorfózist szenvedtek. A mezozoós geo-

szinklinálisban törmelékes, karbonátos és flisjellegü triász, vastag törmelékes jura - kréta, valamint paleogén és neogén epikontinentális üledékek halmozódtak fel. A triász és a liász képződmények a kimmériai fázisban gyürődtek fel.

A Moesiai-tábla idős, a cadomi fázis során kratonizálódott masszivum, amely beépült a délkelet-európai kaledóniai - variszkuszi gyürt övezetbe. A tábla K-i részét (Közép-Dobrudzsa) vendi (legfelső prekambriumi) koru, epi- és anchimetamorf grauvakke és pala, az un. "zöldpala"-öv foglalja el, amely a flistakarók alatt egészen a lengyelországi Szentkereszt-hegységig huzódik (SĂNDULESCU és MICU, szóbeli közlés). A platform üledékeket ordoviciumi kvarcit, szilur - devon - karbon sekélytengeri, részben evaporitos képződmények, germán tipusu permotriász, valamint középsőjura - középsőkréta karbonátok képviselik. A csak lokálisan előforduló eocén kivételével az evaporitos bádeni, valamint a fiatalabb törmelékes üledékek jelentik a kainozoikumot.

1.2 Előmélyedés

Az előmélyedés az a legkülső molassz-medence, amely még a felgyürt hegyláncokból származó törmelékanyaggal töltődött fel. Megegyezik a korábban használt "külső előmélyedés" fogalmával. Az un. "belső előmélyedést" takarós szerkezete miatt a Szubkárpáti-takaró névvel illetik.

Az előmélyedés csak a Moldavidák legutolsó gyürődése, a moldvai mozgások után lerakódott felsőszarmata - pleisztocén molasszt tartalmazza. Két zónára oszlik: a külső, gyüretlen zónára, amely a Keleti-Kárpátok egész ivét körülveszi és a belső, meggyürt zónára, amely a Kárpátok DK-i kanyarulatában fejlődött ki.

A gyüretlen előmélyedés aljzata a Kárpátok előterében lévő epiproterozoós és epipaleozoós tábla. A Tatros (Trotus) folyótól D-re az előmélyedés belső szárnya a Szubkárpáti-takaró frontjára települ.

A Foksáni (Focsani)-süllyedék a gyüretlen előmélyedés egyik jellegzetes része. A tál alaku süllyedék több, mint 10 km vastag, homokos-kavicsos, helyenként széntelepes, herszoni - pleisztocén koru rétegsort tartalmaz.

A gyürt előmélyedés rétegsora a homok-kavicson kivül herszoni sekélytengeri mészkőből és pontusi slirből áll. A gyürődés a pleisztocén valachiai mozgásokhoz kapcsolódik; ekkor alakultak ki a sódiapirok a Szubkárpáti- és a Marginális-takaró alsómiocén kősótelepeiből.

2. A KELETI-KÁRPÁTOK SZERKEZETI EGYSÉGEI

Földrajzi és földtani helyzet

A Keleti-Kárpátok a kárpátaljai Tarac (Tyereszva) folyótól a munténiai Dimbovita folyóig terjed. Az Északkeleti-Kárpátoktól a Szirtöv hiánya (a Batizai-takaró kivételével) és a kristályos-mezozoós öv megléte, a Déli-Kárpátoktól a flisöv megléte és az autochton hiánya különiti el.

Rétegtani szempontból négy zónára osztható (a külsőtől a belső zónák felé haladva):

- Flisöv: felsőjura - miocén rétegeket tartalmazó lenyirt buroktakarók. A micénben (Moldavidák), ill. a krétában (Külső-Dacidák) gyürődtek fel.
- Kristályos-mezozoós öv (Belső-Dacidák): prekambriumi - paleozoós kristályos képződményeket és a rajtuk települő paleo-mezozoós üledékburkot tartalmazó aljzattakarók. A krétában gyürődtek föl.
- Máramarosi-flisöv: felsőkréta - miocén flis, részben miocén takarókban, részben autochton jellegü.
- Vulkáni öv: a belsőkárpáti vulkáni koszoru keleti tagjai: miocén - pleisztocén intermedier és savanyu (ritkán bázisos) piroklasztikum és lávakőzetek.

A Keleti-Kárpátok autochtonja nem ismert; a hegylánc észak-déli csapásu, K-i vergenciáju, kristályos, mezozoós és kainozoós képződményeket tartalmazó aljzat- és buroktakarók rendszeréből áll. A kréta orogén fázisok (ausztriai - larámi) hatására létrejött takarókat összefoglaló néven Dacidáknak, a neogén takarókat Moldavidáknak nevezik.

A szerkezeti egységek felsorolása (tektonikai sorrendben, alulról fölfelé):

Moldavidák
- Szubkárpáti-takaró
- Marginális takaró
- Tarkői-takaró
- Audia-takaró
- Macla-takaró
- Konvolut flis-takaró

Dacidák
- Bobu-takaró
- Csalhói-takaró
- Fekete flis-takaró
- Baróti-takaró
- Vargyas-takaró

Bukovinai-takarórendszer
- Infrabukovinai-takarók
- Szubbukovinai-takaró
- Bukovinai-takaró

Erdélyi-takarók

Máramarosi-flisöv takarói
- Petrova-takaró
- Lápos-takaró
- Batizai-takaró.

A Keleti-Kárpátok szinte valamennyi szerkezeti egysége fölött találhatók poszttektonikus (takaróképződés utáni), részben flis kifejlődésü, autochton üledékes összletek.

2.1 Moldavidák

A Moldavidák takarórendszere a Keleti-Kárpátok flisövezetébe tartozik. A takaróképződés a miocénben zajlott le (a két legbelső, a Konvolut flis- és a Macla-takaró kivételével, amelyek már a kréta végén is erős felgyürődést szenvedtek).

A Szubkárpáti-takaró kivételével nagyrészt különböző koru, agyagpalák, homokkövek és bitumenes rétegek váltakozásából álló flisképződmények épitik fel őket. A Szubkárpáti-takarót alkotó és a Marginális-takaróban is megtalálható un. molassz-üledékek alapján egyesek e két tektonikai egységet az előmélyedéshez sorolják. Ez azonban a Moldavidák többi szerkezeti egységével megegyező takarós jelleg miatt nem fogadható el.

A Moldavidák takarói un. buroktakarók, (kristályos) aljzatuk nem ismeretes. Az egyes flis-üledékgyüjtők között feltételezett kordillerákból származó törmelékanyag alapján az üledékek kristályos kőzetekből (többek között gránitból) és krétánál idősebb karbonátos képződményekből álló kontinentális aljzaton rakódtak le.

2.1.1 A Szubkárpáti-takaró

(= Perikárpáti-takaró) a Moldavidák legkülső és legfiatalabb szerkezeti egysége. Felsőecén - alsószarmata rétegsorának legnagyobb részét alsómiocén képződmények teszik ki. Oligocén kovás (menilit), ill. bitumenes (dizodil) agyagpalára a belső, Măgiresti-Perchiu-digitációban alsómiocén sósformáció (pikkelyeződések mentén injekciós gyürődésekkel), vörös molassz (Măgiresti-molassz) és szürke slir települ. A középső, Pietricica-digitációban a bitumenes palára közvetlenül a Pietricica-konglomerátum és a vörös Tescani-molassz következik. A szürke slir két evaporitos (gipszes) szintet tartalmaz. A bádeni tufa (megfelel az erdélyi dési tufának) és globigerinás márga váltakozására gipsz és felsőbádeni homokkő települ. Avolhiniai és alsóbesszarábiai konglomerátum és homok zárja a rétegsort. A 2 — 3,3 km vastag takaró flisképződményeket nem tartalmaz.

Az alsómiocén molassz-képződmények anyaga az előtér felől, a szarmatáé a "Kárpátok" felől szállitódott az üledékgyüjtőbe.

A Szubkárpáti-takaró áttolódása a szarmatában történt (moldvai fázis).

A Tatros folyótól D-re a takaró külső zónái eltünnek a Foksáni-süllyedék belső szárnya alatt, majd az egész takarót diszkordánsan elfedi az előmélyedés gyürt szárnya, a diapir-öv.

2.1.2 A Marginális-takaró

(= Szegélygyürődések takarója = Marginális-egység = Külső-egység = Vrancea-egység) a szorosan vett flisöv legkülső takarója. Un. tektonikai fél-ablakokban (Putnai-, Besztercei-, Ojtozi- és Vrancea-félablak), ill. a Dumesnic-ablakban bukkan elő. Az ablakok között, a Tarkői-takaró alatt, mélyfurásokkal elérték. A Tarkői-takaró frontjához tapadva számos elvonszolt takarópikkely ("rabotage" outlier) található, amelyek a Marginális-egység belső zónáiból szakadtak ki a Tarkői-takaró áttolódása során.

A Marginális-takaró 1,5—3,3 km vastag, alsókréta - alsómiocén rétegsora hauterivi - albai, euxin fáciesü, fekete palával kezdődik (Sărata- és Streiu-rétegek). Erre vrakoni - turon tarka pala, szenon - paleocén, pelágikus Lepsa-rétegek és paleocén - alsóeocén, vékonyrétegzett flis következik. A középsőeocén Doamna-mészkőre a priabonai Bisericani-rétegek (fekete pala) és globigerinás márga települ. Az oligocén - alsómiocén bitumenes palák (menilit, dizodil) homokkővel (Kliwa-homokkő) és konglomerátummal váltakoznak. Az alsómiocén sósformációban kálisó is található. Vörös (Hîrja-) vagy zöld molassz zárja a rétegsort. Flisképződmények csak néhány helyen találhatók a rétegsorban, pelágikus és sekélytengeri törmelékes üledékekkel váltakozva. Ezt a stabil előtér közelsége, az ingadozó süllyedési sebesség okozta. Az üledékgyüjtőben lerakódott törmelékanyag az előtérről származik.

A Marginális-takaró a bádeni korszakban tolódott rá a Szubkárpáti egységre.

2.1.3 A Tarkői (Tarcău)-takaró

(= Mediomarginális-egység) a Moldavidák legnagyobb felszini kiterjedésü takarója. Megfelel az Északkeleti-Kárpátok Skibas- és Krosno-zónájának. Polifaciális takaró. Teljes alsókréta - középsőmiocén rétegsort csak a legbelső, Tarkői-digitáció tartalmaz; a legkülső digitáció rétegsora csak a szenonnal kezdődik: az idősebb rétegeket a feltolódási sik levágta. A legnagyobb felszini elterjedésü Tarkői-digitáció 2,5—7,5 km vastag rétegsora hauterivi - alsóvrakoni, szilé-ziai tipusu, sziderites mészkőrétegeket tartalmazó fekete palával kezdődik. Erre vrakoni - turon agyagos mészkő (Lup-chianu-rétegek), szenon - alsópaleocén flis, majd a 2 km vastag paleocén - alsóeocén Tarkői-homokkő következik. A felső-eocéntől az alsómiocénig különböző tipusu flisképződmények rakódtak le (Fusaru-homokkő: homokos flis; Vinetis-flis: konvolut, homokos-márgás flis, hasonlit a Krosno-rétegekhez: egyidős vele a vadflis kifejlődésü Slonfácies). A molassz kifejlődésü alsó-középsőmiocén csak a Kárpátok DK-i kanyarában található meg, gipsz- és sórétegekkel.

A Tarkői-takaró üledékgyüjtőjébe az alsókrétában még csak az előtér felől szállitódott törmelék. A szenonban indult meg a törmelékszállitás a belső területek felől. A flisárok tengelyének K-i irányu elmozdulását követve az alsómiocénig teljesen átvette a szerepet a belső zónák törmelékszállitása.

Az áttolódás a bádeni folyamán következett be, amikor az előrenyomuló Tarkői-takaró szinte teljesen beboritotta a Marginális-takarót, sőt helyenként tul is haladt rajta. Az áttolódás során az utóbbi belső zónáiból feltépett takarópikkelyeket tolt maga előtt.

2.1.4 Az Audia-takaró

(= Feketepala-takaró - medio-internális takaró = pikkelyzóna) megfelel az Északkeleti-Kárpátok Csernahora-zónájának. A felszinen csak keskeny sávban található, de fu-

rásokkal kimutatták a Konvolut flis- és a Macla-takaró alatt is.

1—2,5 km vastag alsókréta - középsőeocén rétegsorának alsó része (hauterivi - alsóvrakoni) megegyezik a Tarkői-takaróéval: sziléziai fáciesü fekete pala, felső részén glaukonitos, homokos flissel (megfelel a Lengyel-Kárpátok Lgota-rétegeinek). Erre vrakoni - turon, tufitos betelepüléseket tartalmazó tarka pala következik. Üledékhézag után szenon - középsőeocén homokos flis zárja a rétegsort (Prisaca-homokkő, az Északkeleti-Kárpátok Csernahora-homokkövének a megfelelője).

Az alsó-középsőkréta fekete pala homokrétegeinek lepusztulási területe az előtér. A felsőalbaitól a turonig a flisárok belsejében elnyuló, un. Coumani-kordillera lepusztulása is szolgáltatott törmelékanyagot. A Prisaca-flis anyaga belső eredetü: feltünően sok bázisos kőzetszemcsét tartalmaz; ezek feltehetően az Erdélyi-takarórendszer lepusztulásából származnak.

Az Audia-takaró az alsómiocén óstájer fázisban tolódott rá a Tarkői-egységre.

2.1.5 A Macla-takaró

(= Audia-takaró Zágoni-rétegei = Teleajen-takaró Macla-sorozata) a felszinen csak a Háromszéki-medencétől D-re található, de furásban a Tatros folyóig ismerik, a Konvolut flis-takaró alatt. A 0,9—1,3 km vastag, vrakoni - turon rétegsor (Macla-flis) tulnyomó része tarka, ill. szürke agyagos flis, mig legfelső része földpátos homokkő. Az áttolódás a Konvolut flis-takaróéval egyidőben, az alsómiocén óstájer fázis során zajlott le.

2.1.6 A Konvolut flis-takaró

(= Teleajen-takaró - Palanca-takaró = Keleti internális egység = alsó internális takaró = nappe de flysch curbicortical), ill. maga a konvolut flis arról kapta a nevét, hogy homokkőrétegeiben igen erőteljesen fejlődött ki a

Bouma-ciklus C-tagja, a konvolut rétegzés. A 2—6 km vastag, alsókréta - alsómiocén rétegsor hauterivi fekete palával kezdődik, amelyre a barrémi - apti Toroclej-flis települ. Ez fokozatosan megy át abba a konvolut flisbe, melyről a takaró a nevét kapta. A flisrétegsor egy szakaszában uralkodóvá válik a homokkő (albai - vrakoni Cotumba-homokkő), majd visszatér a konvolut flis. A feltételezett, albai Perimoldvai-kordillerából származó breccsarétegek szakitják meg helyenként a flisrétegeket. A felsővrakoni - cenomán intervallumban a Kászon völgyétől D-re a Dumbravioara-sorozat agyagpalája helyettesiti a flist.

A Konvolut flis-takarót az első gyürődések a felsőszenonban (korai larámi tektogenezis), a Csalhói-takaró rátolódásakor érték. A takaró áttolódása az alsómiocénben történt (óstájer fázis).

Egyelőre még vitatott, hogy a Konvolut flis-takaró a Moldavidákhoz, vagy a Dacidákhoz tartozik-e. Bár a Keleti-Kárpátok DNy-i elvégződésénél a felsőkrétával zárul a rétegsora, a Prahova völgyétől K-re az alsómiocén üledékeket is tartalmazó Macla-takaróra van rátolódva. Még északabbra az Audia-takaróra is rátolódott és ennek alapján sorolják a Moldavidákhoz.

2.2 Dácidák

2.2.1 Külső-Dácidák

A kelet-kárpáti fliszóna legbelső és legidősebb, a korai larámi tektogenezis során kialakult takarói egy önálló medencéből származnak, amelynek kivékonyodott kontinentális, ill. paraóceáni kérge volt. A külsőbb helyzetü, számos digitációra tagolódó Csalhói-takaró a fő egység. A belsőbb egységek közül a bázisos vulkanitok főtömegét tartalmazó Fekete flis-takaró csak a máramarosi területen, mig a korlátozott kiterjedésü, kérdéses hovatartozásu (bukovinai vagy külsődácida affinitásu) Baróti- és Vargyas-takarók csak a keleti-déli-kárpáti könyökben (Baróti- és Persányi-hegység) vannak

jelen. Szintén csak a könyökben van meg a legkülsőbb helyzetü Bobu-takaró.

A Külső-Dácidák a tágabb értelemben vett Penninikum folytatását képviselik a Keleti-Kárpátokban. A Déli-Kárpátokban — kb. 100—150 km-es megszakitás után — a Szörényi-takaró képezi a folytatásukat, amely viszont egy inkább óceáni kérgü medencéből származik.

2.2.1.1 Bobu-takaró. A kárpáti hajlatban a Külső-Dácidák legkülsőbb, felső-apti—alsó-szenon képződményekből álló egysége a Bobutakaró.

A rétegsor a felső-aptiban homokos flissel kezdődik. A takaró főtömegét albai—alsó-cenomán homokos-palás flisek alkotják, a középső szintben konglomerátumokkal. A "Bobu-flis" üledékfolytonossággal megy át a cenomán-turon pelágikus Dumbrăvicara-sorozatba, melyre alsó-szenon homokos flis következik.

A takaró feltolódási frontjára diszkordánsan felső-szenon, a Csalhói-takaróéval megegyező márgák települnek, majd paleocén—alsó-eocén flis (Sotrile-flis); ezek már a poszttektonikus üledékfedőt képezik.

2.2.1.2 Csalhói (Ceahlău)-takaró. A Csalhói-takarón belül hét digitációt különböztetnek meg. Közülük legfontosabbak a Keleti-Kárpátok teljes hosszában (Rahó környékétől a keleti— déli-kárpáti könyökig) huzódó Csiki-digitáció, a megszakitásokkal ugyancsak végighuzódó Bodoki-digitáció, a csak a középső részre korlátozódó Durău-digitáció és a keleti--déli-kárpáti könyök legnagyobb elterjedésü és legbelsőbb helyzetü egysége, a Bratócsa (Bratocea)-digitáció. A többi egység csak lokális elterjedésü: a Tikos (Ticoş)-digitáció a középső részen, valamint a Comarnic- és Secăría-egységek a könyöki területen.

A takaró legjellegzetesebb és legidősebb képződménye a titon—alsó-barrémi Sinaia-flis. Az alsó (titon) tagozat preflis-jellegü, palás márgás-agyagos, ritkán vékony homokkő

és nagyon ritkán márgás mészkő betelepülésekkel. A középső tagozat (berriázi-valangini) meszes flis, homokos-márgás vagy homokos-márgás-mészköves ritmusokkal. A felső tagozat (hauterivi—alsó barrémi) sötét, palás-homokos flis, felső részén gyakori mészkőbreccsákkal. Az alsó és középső-tagozat csak a Bratócsa- és Csiki-digitációkban van meg. A Bratócsa-digitáció belső részén az alsó tagozatban egy szintben vörös és zöld palák települnek, melyek helyenként bázisos vulkanitokkal társulnak (Azuga-fácies). A Secăria-digitációban a felső tagozat bázisos vulkáni kőzetek olisztolitjait tartalmazza.

A barrémi-aptit valamennyi digitációban különböző flisek jellemzik: Bistra-flis (a Csiki-digitációban), "rozsdás flis", Ticoș-flis, Comarnic-flis, stb.

Az albaiban a flisre diszkordánsan vastag konglomerátum települ: bucsecsi konglomerátum (Bratócsa-digitáció — itt a Bucsecs-hegységben 1500—2000 m vastagságot is elér —, Csiki-digitáció déli része), csalhói konglomerátum (a Durău-digitációban). Nyugatabbra a bucsecsi konglomerátum a Géta-takaró kristályos paláira települ. A legkülső helyzetü Bodoki-digitációban azonban a szentmárton—bodoki flis egészen albai tetejéig felnyulik, diszkordancia nélkül.

Albainál fiatalabb képződmények csak a takaró déli részén fordulnak elő. A Bratócsa-digitáció belső részén a bucsecsi konglomerátumra, külső részén és a Comarnic-digitációban az alsó-kréta flisre, a Bodoki-digitációban pedig a szentmárton-bodoki flisre cenomán-turon pelágikus, agyagos rétegsor (Dumbravioăra-sorozat) települ.

A poszttektonikus fedő csak a kárpáti hajlatban fejlődött ki, a Bratócsa-digitáción, ill. kisebb részben a Comarnic- és Secăria-digitációkon. A rétegsor campani fehér márgákkal kezdődik, a maestrichtiben pedig vörös márgákkal folytatódik, amelyek felfelé paleocén-eocén flisbe mennek át. Az oligocént sötét menilit és pala jellemzi.

2.2.1.3 Fekete flis-takaró. A több, részben eltérő kifejlődésü pikkelyből felépitett Fekete flis takaró a mára-

marosi területen a Külső-Dácidák belső egysége. Kárpát-ukrajnai megfelelője a "Kamenni potok" vagy "Civin" egység. Legjellegzetesebb képződményei a takaró bázisán fellépő "mafikus komplexum" és a "fekete flis".

A "mafikus komplexum" bazaltjai, bázisos tufái és tufitos kőzetei általában idősebbek, mint az üledékes összlet. A komplexumba dolerites telérek nyomultak be. A lávakőzetek között pillow-lávák és tömeges lávaárak egyaránt gyakoriak. A bázisos kőzetek geokémiai összetételük alapján átmeneti jellegüek az alkáli tholeiitek és a mészalkáli kőzetek között. Nyomelem-eloszlásuk alapján az "intraplate" (lemezen belüli) bazaltoknak felelnek meg. Ezenkivül az óceáni tholeiitek és az ultrabázisos kőzetek teljes hiánya is kontinentális kérgen belüli riftesedés mellett szól, amely azonban a déli-kárpáti régióban (Szörényi-takaró) óceáni tipusu riftesedésbe ment át, valódi oficlitokkal.

A vulkanitokkal társult legidősebb, ősmaradványokkal bizonyitott koru üledékes kőzetek kimmeridgeiek. A "mafikus komplexum"-ot több pikkelyben kettéválasztja egy titon calpionellás mészkő szint (Rica mészkő).

A titon(?)—neokom koru pelites, grafitos fekete flis a legbelső pikkely kivételével mindenütt jelen van. Nem tipusos flis, a fekete palák csak ritkán tartalmaznak vékony, turbidites homokkő betelepüléseket. A legbelső pikkelyben a szintén fekete palás Obnuj formáció helyettesiti.

A fekete flisből fokozatosan fejlődik ki a barrémi-apti korunak tartott, durvább, homokos Vinderelu-flis; ennél fiatalabb képződmények nem ismeretesek.

Mind a Obnuj Formáció, mind a fekete flis az infrabukovinai régióból származó perm és triász olisztolitokat tartalmaz.

A takaró képződményei anchimetamorfózist szenvedtek.

2.2.1.4 Vargyas-egység és Baróti-takaró. A Keleti-Kárpátok déli részén, a Persányi- és Baróti-hegységekben a Bukovinai- és a Csalhói-takarók között két bizonytalan helyzetü tektonikai egység lép fel, a Vargyasegység és a Baróti-

takaró. Mindkettőt flis-üledékek építik fel és ezért hovatartozásukat nehéz eldönteni: egyaránt származhatnak a bukovinai vagy a külső-dácida flis-teknőből. Lehetséges azonban az is, hogy a Vargyas-egység bukovinai, a Baróti-takaró pedig külső-dácida eredetü.

Mindkét egység a középső-kréta tektogenezis során gyürődött és tolódott fel.

2.2.1.4.1 Vargyas (Virghis)-egység. Csak a Persányi-hegység ÉK-i részéről ismert. Három formáció építi fel:

Stejaru-flis (titon-neokom): egy alsó, meszes flis és egy felső, homokos-meszes flis tagozatra tagolódik.

Piriul Parului olisztosztróma (barrémi): olisztolitjai közül a mészkő és bázisos vulkanit anyaguak a Transzilvanidákból, mig a fekete palák és homokkövek a Bukovinai-takaróból származnak.

Muhor-flis (barrémi): palás flis, az egység rétegsorának zárótagja.

2.2.1.4.2 Baróti (Baraolt)-takaró. A Baróti-hegységben és a Persányi-hegység keleti lejtőjén ismeretes. Két formáció, egy neokom—alsó-barrémi homokos-meszes flis és egy erre konkordánsan települő barrémi-apti homokos flis építi fel. A Fekete flis-takaróhoz hasonlóan a középső-kréta tektogenezis során tolódott fel a Csalhói-takaró legbelső egységeire.

2.2.2 Belső-Dácidák

2.2.2.1 Központi-kelet-kárpáti takarórendszer. A Központi-kelet-kárpáti takarórendszerhez az aljzattakaró típusu Infrabukovinai-takarókat (Iacobeni-, Poleanca-, Pentaia-, Pietriceaua-, Vaser-, stb.), a Szubbukovinai-takarót és a Bukovinai-takarót sorolják. Prealpi takarókból álló kristályos aljzatukra szárazföldi perm, előtér-közeli, belső-self kifejlődésü triász és jura települ. A legmélyebb helyzetü Infrabukovinai-takarók ablakokban (Iacobeni-,

Putna-, Rusaia-ablak) bukkannak elő a két magasabb helyzetü takaró alól.

Korábban a területről sokkal több takarót irtak le (BERCIA et al. 1976), melyek jó része később prealpi korunak bizonyult. E szerzők a Központi-Keleti-Kárpátok takaróit egy Máramarosi- (gyakorlatilag azonos az Infrabukovinaival), és egy Besztercei- (gyakorlatilag azonos a Szubbukovinaival és Bukovinaival) csoportra osztották.

2.2.2.1.1 Aljzatkomplexum. A kristályos kőzetek rétegtanával foglalkozó román geológusok 1969 óta — megegyezően a Déli-Kárpátokkal és az Erdélyi-Középhegységgel — egy un. három ciklusos modellt fogadtak el (GIUSCĂ et al. 1969, DUMITRESCU—SĂNDULESCU 1970), melyet BERCIA et. al. (1976) dolgoztak ki részletesebben. E szerint a metamorf kőzetek három üledékes és metamorf diszkordanciával elhatárolt üledékciklusban keletkeztek, melyek mindegyikét tektogenezis követte. (E ciklusok megnevezésére korábban más-más elnevezéseket alkalmaztak, mint pl. variszkuszi, hercini, ókaledóniai, kaledóniai, bajkáli, uj-asszinti, ó-asszinti, prebajkáli, dalslandi, grenwilli.) Egyidejüleg egy rétegtani standard beosztást fejlesztettek ki, mely szerint a felső-prekambriumot egy alsó részre (A) (1600—850 ± mó év) és egy felső részre (B) (850—575 mó év) osztották, a két korai ciklus feltételezett prekambriumi hézaga alapján (ld. 3. ábra).

Mivel a két ciklus korát illetően a vélemények ma is eltérnek, gyakorlati szempontok miatt litosztratigráfiai beosztást alkalmaznak. Kräutner (1980) nevezte el e két ciklus képződményeit Karp és Marisi főcsoportnak ("Supergroup"), (a Keleti-Kárpátokban élt szabad dák népcsoport, ill. a Maros folyó ősi neve után).

A. Felső-prekambrium A. A felső -prekambrium A-ba tartozó képződményei minden alpi takaróban töredékesen megmaradtak. A tektonikus érintkezés miatt a sorozatok közötti viszony a Keleti-Kárpátokban nem vizsgálható, ezért a déli-

kárpáti analógiák alapján értelmezik. A két fő sorozat (Bretila és Rebra) ugyanazon üledékes-metamorf ciklus során keletkezett, a Rebra-sorozat van magasabb rétegtani helyzetben. KRÄUTNER (1980) beosztása szerint a Karp főcsoport Aluta csoportjába tartoznak. Ezt megerősiti a Fogarasi-havasok Compana- és Fogaras (Făgăraş)-sorozatainak — mellyel a fent emlitett sorozatokat korrelálják — kapcsolata, amelyek a legtöbb szerző szerint ugyanazon üledékciklushoz tartoznak.

További korreláció lehetséges a Déli-Kárpátok és az Erdélyi-Középhegység egyéb prekambriumi képződményeivel is (ld. 5. ábra). Itt csak arra hivjuk fel a figyelmet, hogy az Erdélyi-Középhegységben a Bretila-sorozat a Szamos (Someş)-sorozattal, a Rebra-sorozat pedig az Aranyosbányai (Baia de Arieş)-sorozattal párhuzamositható.

Az üledékképződés kora a Rebra-sorozat palinológiai vizsgálata, illetve a déli-kárpáti analógiák alapján felső prekambriumi.

A metamorfózis (KRÄUTNER 1976) szintén a felső-prekambriumban zajlott le, melyet 800—900 mó éves izokron adatok és a Kárpátok egyéb metamorf képződményeivel való analógiák bizonyitanak.

BALINTONI és GHEUCA (1977) fiatalabb, asszinti metamorfózist tételeznek föl. Sajnos, ezeket a radiometrikus koradatokat a variszkuszi és alpi metamorfózis befolyásolhatta.

a) Bretila sorozat. A mintegy 2—3000 m vastag Bretila-sorozat képződményei az Infrabukovinai-takarók aljzatát alkotják. Uralkodóan paragneiszekből és migmatitokból áll, amfibolit, csillámpala, kvarcit és metakonglomerátum közbetelepülésekkel. A Radnai-havasokban (Muntii Rodnei) gyakran megjelenik a "leptinit-amfibolit formáció", amely az Aluta-csoport egyik jellegzetes litosztratigráfiai szintje.

A Bratila-sorozat polimetamorf, első metamorfózisa Barrov-tipusu, amfibolit fáciesü volt, melyet a diszténes ásványtársulás (BERCIA et al. 1976) és a piralspit gránátok összetétele jelez. A migmatitosodás elsősorban a paragneiszekkel kapcsolatban jelenik meg.

Az intenziv variszkuszi metamorfózis kisnyomású, regresszív, zöldpala fáciesü metamorfózis nagy területen jelentkezik. Hatása a fedő paleozoós rétegsor alatt, mintegy 500 m vastagságban (KRÄUTNER, 1972) mutatható ki.

A variszkuszi és alpi rátolódásokhoz kapcsolódó keskeny zónákban diaftorézis észlelhető.

A Bretila-sorozat ekvivalenseit a Bukovinai- és Szubbukovinai-takarókban Ráró- és Chiril-sorozatok képviselik, amelyeket azonos nevü prealpi takarókként irtak le.

b) Rebra-sorozat. A mintegy 5—8000 m vastag Rebra-sorozat képződményei a prealpi Radnai-takarót épitik fel, amely az alpi Bukovinai- és Szubbukovinai-takarók aljzatának része. 3 részre tagolódik:

Rb_1 alsó Paragneisz-csillámpala formáció (almandin, staurolit, disztén) indexásványokkal

Rb_2 középső karbonátos formáció

Kristályos mészö, dolomit, tremolit, amfibolit és csillámpala váltakozása. Vastagsága mintegy 1000 m. A Radnai-havasokban sztratiform, szingenetikus Pb-Zn szulfid telepek ismeretesek a karbonátos kőzetekben. (Mississippi-völgy-Bleiberg-Szilézia-tipusu ércesedés.)

Rb_3 felső kvarc-csillámpala formáció (3000—5000 m)

A Karp-főcsoport legfiatalabb ismert képződménye. Főként kvarccsillámpala (biotit, almandin, staurolit, disztén indexásványokkal), ritka mészkő, amfibolit, paragneisz kvarcit és savanyu metatufa közbetelepülésekkel.

A Keleti-Kárpátok északi részén a Rebra-sorozat a Bretila-sorozatnál ismertetett polimetamorfózison esett át.

A vonulat középső részén BALINTONI és CHEUCA (1977) eltérő fejlődéstörténetet ismertetnek:

- Barrov-tipusu, amfibolit fáciesü metamorfózis; kora asszinti
- alacsony nyomásu cordierit + andaluzit vagy szillimanit társulással jellemzett metamorfózis; ó-kaledoniai

- alacsony P, T retromorfózis; kora variszkuszi
- variszkuszi és alpi dinamometamorfózis.

c) Negrişoara-sorozat. A Besztercei-havasokban (Munţii Bistriţei) (BALINTONI és GHEUCA 1977) a Negrişoara-sorozat alkotja a prealpi Pietrosu Bistritei-takarót. Felosztása:

Biotit-kvarc-paragneisz formáció
ritka mészkő, amfibolit és mikroklingneisz közbetelepülésekkel.

Pietrosu-porfiroid-gneisz formáció
kiömlési, dácitos metavulkanit (BALINTONI, GHEUCA 1978).

A Negrişoara-sorozat litológiai hasonlósága alapján a Rb_3 formáció fölső részével párhuzamositható (KRÄUTNER 1980). A két sorozat metamorf története hasonló, kivéve az ókaledóniai alacsony nyomásu, nagy hőmérsékletü metamorfózist, amely a Negrişoara-sorozatból nem mutatható ki (BALINTONI, GHEUCA 1977).

B) Felső-prekambrium B (vendi) (Marisi főcsoport). A második főcsoportot, mely felső-prekambriumi-B és kambriumi metamorf kőzeteket tartalmaz, Marisi főcsoportnak nevezik. Fekvője a Karp főcsoport, fedője a Variszkuszi főcsoport, amelyektől rétegtani és metamorf diszkordancia határolja el. Az egész összlet zöldpala fáciesü metamorfózist szenvedett (KRÄUTNER 1980). Korát palinológiai adatok igazolják. A felső-prekambriumot kis acritarchák bizonyitják, melyek a Tölgyes-sorozat alsó részéből kerültek elő. A sorozat felső részéből kambriumi palinomorfákat (Hystrichosphaeridák) határoztak meg. Ezen adatok jól egyeznek az U/Pb cirkon koradatokkal (560—650 mó év, savanyu metavulkanit) és a társult szingenetikus szulfidércekből kapott Pb/Pb koradatokkal (560-600 mó év).

A metamorfózis, melyet SĂNDULESCU kaledóniainak, GIUŞCĂ bajkálinak és BERCIA felső-kambriuminak vélt, ókaledóniainak bizonyult — a K/Ar izokrón kor az első metamorf eseményt 500 mó évesnek jelzi. Erre utal az is, hogy a Karp és Marisi metamorfitok lepusztult felszinén az ordoviciumban (vagy szilurban) kezdődik az uj paleozóos üledékciklus.

a) Tölgyes (Tulghes)-sorozat. A Marisi főcsoportot a Keleti-Kárpátokban a Tölgyes-sorozat képviseli, amely a prealpi Putna-takaróban jelenik meg (Bukovinai- és Szubbukoviniai-takarók). Figyelemreméltó litológiai hasonlóságot mutat a Nyugati-Kárpátok Gölnici-sorozatához. A Déli-Kárpátokban a sorozat alsó része a Cibin csoport Resinári formációjával, az Erdélyi-szigethegységben pedig a Bihar Csoport Muncel formációjával párhuzamositható. Vastagsága kb. 5—6000 méter. A következő rétegtani egységekre tagolódik:

Tq_1 Alsó blasztodetrites kvarcit formáció (500 m)

A Tölgyes-sorozat alsó részén kvarc-muszkovitpala uralkodik, melyben egy földpátos kvarcit tagozat található.

Tq_2 Grafitos formáció metalidittel (300—600 m)

Szericit-grafitpala, metalidit, szericit-kvarcpala, metagrauwacke és mészkő váltakozása jellemzi. A metalidites kőzetek szingenetikus karbonátos Mn-érctelepekkel (Jakobény, Argestrü, Dealul Rusulni) és barittal (Broşteni) társulnak.

Tq_3 Riolitos vulkáni-üledékes formáció (1500-2200 m)

Öt kitörési fázishoz kapcsolódó alkáli-riolitos metatufa és metatufit riolit metaepiklasztokkal, és a közéjük rétegzett üledékes tagozatokkal (szericit-kloritpala, szericitkvarcit, szericit-grafitpala, és klorit-szericitpala, albit porfiroblasztokkal). Az üledéksor alsó részén bázisos metavulkanitok települnek. Az első, másodk és ötödik vulkáni fázishoz Kuroko-tipusu szingenetikus szulfidércesedés társul (Borsafürdő, Fundul Moldovei, Leşul Ursulni, Balánbánya).

Tq_4 Felső blasztodetrites formáció fillittel (750-1000 m)

A vulkáni tevékenység megszünésével a vulkáni szerkezetek riolitos és dácitos anyagának lepusztulásával folytatódott az üledékképződés. A vulkanitok törmelékéből fillit és kvarcit keletkezett. A formáció alsó részét kvarcit jellemzi, középső részét pedig fillit, brookit utáni rutil pszeudomorfózákkal. Felső részén kvarcit és metagrauwacke uralkodik.

Tq_5 Grafitos formáció zöldpalával és mészkővel (500 m)

Grafitpala, grafitos kvarcit váltakozása szericit-kloritpalával, kvarcittal, metagrauwackével, mészkővel és bázisos metavulkanittal. Régebben a formáció grafitos tagozatait gyakran összekeverték a Tq_2 formáció hasonló kőzeteivel.

A Tölgyes-sorozat polimetamorfózisa:

a) Az ókaledóniai tektogenezis során Barrov-tipusu nyomásviszonyok uralkodtak, az összletet zöldpala fáciesü metamorfózis érte. A K-fehér csillámok b_0 paraméterei szerint a Tölgyes-sorozat alja az almandin-albit zónába tartozik, majd följebb a biotit-zóna, és legfölül a klorit zóna mutatható ki.

b) Alacsony nyomásu, alacsony hőmérsékletü, zöldpala fáciesü variszkuszi retromorfózis (ásványegyüttesek szerkezeti ujjáalakulása, defengitesedés, K/Ar korok megujhodása).

c) d) Variszkuszi és alpi dinamometamorfózis az áttolódási sikok mentén.

C. Szilur—alsókarbon. Az alpi takarókban különböző paleozóos epimetamorf sorozatok jelennek meg. Az Infrabukovinai-takarókban a teljes szilur-alsókarbon üledéksor jelen van (Rusain-, Repedea- és Cimpoiasa-sorozat) mig a Bukovinai- és Szubbukovinai-takarókban csak az alsó-karbon ismert (Cibó-sorozat).

a) Rusaia-sorozat (szilur, valószinüleg felső-ordovicíumban kezdődik és átmegy alsó-devonba is). Vastagsága 1000—1200 méter. Elsősorban finomtörmelékes üledékes rétegsort foglal magába, mely a Rusaia tektonikai ablakban, és a Valea Vinulni-takaróban (Radnai-havasok) a Bretila-sorozatra települ. Három részre tagolható:

Ru_1 Pirul Omului formáció

Kvarcittal, helyenként metakonglomerátummal kezdődő rétegsor, felfelé szericit-kloritpalába és grafitos fillitbe megy át. Mészkő- és dolomitbetelepülések jellemzik, melyekből szilur chitinczoákat határoztak meg.

Ru_2 Rotunda formáció

Szericit-kloritpalák monoton sorozata.

Ru_3 Caminet formáció

Dolomit, mészpala és szericit-kloritpalák váltakozása, több-kevesebb grafittal. Litológiai felépitése alapján megfelelhet a Cimpoiasa sorozat devonja alsó részének.

b) Repedea-sorozat (szilur, esetleg felső-ordovicium is). Mintegy 1000 méter vastag vulkáni-törmelékes, finomtörmelékes és karbonátos rétegsor, mely a Radnai-havasok Anieș és Stiol-takarójában a Bretila-sorozatra települ. A diabázos metatufák két rétegtani szintben jelentkeznek, a bázisos kőzetekhez Lahn-Dill-tipusu ércesedés társul. Felépitése:

Rp_1 Stiol formáció

Zöldpala, ritkán mészkő és grafitpala betelepülésekkel.

Rp_2 Izvorul Cepii formáció

Elsősorban grafitos, metapelites-metapszammitos üledéksor, fölső részén akár 500 métert is elérő vastagságu mészkő (Fîntina mészkő), ill. dolomit (Bîrjabel dolomit) rétegsorral. A grafitpalákból, és a vele együtt előforduló mészkőrétegekből ludlovi chitinczoa-társulást határoztak meg.

Ebből következik, hogy a Repedea- és Rusaia-sorozat az Infrabukovinai-takaróban a szilur heteropikus fáciesei.

c) Cimpoiasa-sorozat (devon-alsó-karbon). Diszkordánsan következik a Repedea-sorozatra, az ujkaledóniai kiemelkedés után a devonban fölujult a törmelékes üledékképződés. Korábban a Repedea-sorozathoz sorolták (Rp_3-Rp_6, KRÄUTNER 1976).

A rétegsor vastagsága kb. 2000 méter és a következő egységekből áll:

Ci_1 Gura Fintinii formáció (alsó-devon)

Metakonglomerátum, kvarcit, kvarcit-szericitpalák jellemzik.

Ci_2 Negoiescu formáció (középső-devon)

Az egész Közép-Európában tipikus diabáz-vulkanizmus megjelenése fácieseltéréseket okozott. A Negoiescu formációt uralkodóan mintegy 400 m vastag bázisos vulkáni törmelékes összlet alkotja, melyben tengeralatti paleovulkáni szerkezetek tételezhetők fel. (Metamorf mandulakőhöz Lahn-Dill tipusu ércesedés kapcsolódik.) A képződmény oldalirányban mészkő, mészpala és dolomit rétegekkel fogazódik össze.

A formáció kora palinológiai vizsgálatok alapján devon (ILIESCU-KRÄUTNER 1975).

Ci_3 Prislopas formáció (felső-devon - alsó-karbon)

Alsó részén a törmelékes üledékek uralkodnak: metakonglomerátum, kvarcit, grafitpalák, ritka mészkő és zöldpala rétegekkel. Kora felső-devon - alsó-karbon, palinológiai vizsgálatok alapján (ILIESCU-KRÄUTNER 1975).

Középső tagozata karbonátos, grafit- és kloritoidpalákkal; felső tagozata pedig metagrauwaxke.

Ci_4 Buhaescu formáció (alsó-karbon)

Alul bázisos metatufa (zöldpala), felső részén pedig riolitos metatufa jellemzi, szericit-kloritpala és mészkő betelepülésekkel.

d) Cibó (Tibau)-sorozat (alsó-karbon). 800—1000 méter vastag, elsősorban karbonátos üledéksor, amely csak a

Szubbukovinai-takaróban ismeretes. A Prislopas formáció (Ci) rétegtani megfelelője. Vagy a Rebra- vagy a Tölgyes-sorozatra települ. Jellemző kifejlődése szürke, gyakran stromatolitos dolomit és mészkő, melybe kvarcit, fillit, és elvétve zöldpala rétegek települnek. Alsó-karbon korát spóratársulások bizonyitják (ILIESCU-KRÄUTNER 1975).

Végül meg kell emlékezzünk az "Argestru-sorozatról", amelyet BERCIA 1970-ben különitett el. Ez az erősen filloni-tosodott 60—80 m vastag rétegsor, amely a Subbukovinai- és Infrabukovinai-takarók közé szorult, ujabb vélemények (BALINTONI — szóbeli közlés — 1981) szerint tulajdonképpen egy, a Bretila sorozattól elszakadt elvonszolt takarópikkely (rabotage).

Variszkuszi metamorfózis. A Kárpátokban a paleozóos üledékek metamorfózisa általában a szudétai fázishoz kötődik mind a K/Ar adatok (320 mó év), mind a metamorf alsó-karbon, ill. a nem metamorf felső-karbon-perm molassz (legidősebb wesztfáli-C) alapján.

Bár a Keleti-Kárpátokban csak a molassz perm kora bizonyitott, valamint a variszkuszi metamorfitokat 200—225 mó éve ujabb átalakulás érte, a prevariszkuszi aljzat K/Ar koradatok maximális gyakorisága 300—320 mó évet jelez.

A variszkuszi zöldpala fáciesü metamorfózis alacsony nyomásviszonyok között fejlődött ki, stilphomelán izográdnak megfelelő hőmérsékleti tartományban, és csak helyenként (Radnai-havasok) megy át a "biotit-in" izográdba. Polifázisos jellegü. E regionális metamorfózis a prevariszkuszi medencealjzat széles zónáiban regresszív metamorfózist okozott.

Mind a Szubbukovinai- mind az Infrabukovinai-takarókban az alacsony nyomásu paleozoikum az alpi és/vagy prealpi áttolódások során csuszott mai aljzata fölé.

D. Perm. A szudétai fázis után keletkezett molassz üledékek közül a Keleti-Kárpátokban csak kis vastagságu polimikt homokkő-konglomerátum (verrukánó) ismert.

Az Infrabukovinai-takarókban általánosan megtalálható, sőt az egyikben, a Poleanca-takaróban, savanyu vulkanit betelepülések találhatók. A Szubbukovinai-takaróban csak szórványosan, a Bukovinai-takaróban pedig egyáltalán nem ismerünk perm időszaki képződményeket.

2.2.2.1.2 Az alpi geoszinklinális stádium képződményei. Az alpi geoszinklinális stádium képződményeit középső triász - alsóapti üledékek képviselik. A geoszinklinális üledékképződés az ausztriai fázis hatására fejeződött be.

A korábban alsó-triásznak tartott szárazföldi "werfeni kvarcitok"-ról és tengeri "kampili rétegek"-ről palynológiai vizsgálatok alapján kiderült, hogy már az anizuszi emeletbe tartoznak. Efelett a középső-triász fő része karbonátplatform-fáciesü, a Bukovinai- és Szubbukovinaitakarókban zátonylaguna-fáciesü ("steinalmi- wettersteini") dolomit, és néha mészkő, a felső Infrabukovinai-takarókban elzárt lagunafáciesü, bitumenes (régebben "gutensteini"-nek nevezett) dolomit és dolomárga, a kontinentális előtér hatását tanusitó pala-betelepülésekkel. A felső-triászban üledékhézag van, esetleg a KBGA-kirándulás során Bukovinaitakaróban a Putna-völgyben látott, a középső-triász dolomit és a toarci palák-homokkövek között települő vörös aleurolit felelhet meg a kárpáti keupernak.

Az alsó Infrabukovinai-takarókban (mind Máramarosban, mind a keleti—déli-kárpáti könyökben lévő Holbav-egységben) a teljes triász hiányzik, a gresteni fáciesü liász egyenesen a kristályos aljzatra települ. A Bukovinai-takaróban a liászt vékony hématitos oolit és kvarcitkonglomerátum, a Szubbukovinai-takaróban vékony finomtörmelékes üledékek, ill. kvarcitkonglomerátum, a felső Infrabukovinai-takarókban pedig gresteni fácies képviseli. A Bukovinai-takaró tartalmazza a Hagymás-szinklinálistól Ny-ra a kristályos aljzat prealpi takarórendszerét áttörő ditrói nefelinszienit masszivumot, amelynek radiometrikus kora szintén liász (160—180 mó év).

A doggert a Bukovinai-takaróban és egyes Infrabukovinai-takarókban (Iacobeni-takaró) homokos és mészköves, a Szubbukovinai-takaróban mészköves üledékek képviselik. A liász és a dogger között általában diszkordancia figyelhető meg.

A kallóvi-oxfordi radiolarit a Bukovinai- és Szubbukovinai-takarókban litosztratigráfiai vezérszintet alkot. Egyes, korábban alsó-triásznak tartott radiolaritokról is kiderült, hogy kallóvi-oxfordi Radiolláriákat tartalmaznak. A kimmeridgeit csak a Bukovinai-takaróban képviseli vörös, pelágikus mészkő.

A titon—neokomban az üledékgyüjtő erősen tagolttá vált. A Bukovinai-takaró belső részét pelágikus, Tintinninákat tartalmazó meszes kifejlődés jellemzi (aptychuszos rétegek, Lunca-rétegek), mig frontális részét homokos-agyagos flis (Pojorita-flis, Comana-flis). A flis kifelé egyre durvább szemü lesz (Clifele-flis), forrásterülete valahol a szubbukovinai régióban volt, ahol szintén fellépnek ilyen üledékek, tintinninás márgás mészkövek mellett. A flis-szedimentáció a neokom vége felé a belsőbb területeket is elérte; a Lunca-rétegekre kalkarenites flis települ. Az Infrabukovinai-takarókban csak helyenként őrződtek meg titon képződmények, vékonyrétegzett mészkövek vagy meszes-törmelékes üledékek formájában.

A Központi-kelet-kárpáti- és Erdélyi (Belső-Dácida)-egységek üledékképződésének végső, befejező stádiumát a Bukovinai-takaró felső—barrémi — albai vadflise jelenti. Az Erdélyi-takarók külső self, ill. óceáni medence kifejlődésü triásza és kimmeridgeinél idősebb jurája kizárólag ennek "üledékes szirtjei"-ben (= olisztolitok, olisztо-trimmák) és olisztosztrómáiban ismeretes, ill. csak azokból rekonstruálható. A Persányi-hegységben a vadflis képződését az Erdélyi-takaró-rendszerhez tartozó Persányi-takarónak az apti emelet közepe táján történt áttolódása lezárta; a felső-apti már un. "orbitolinás flis" fáciesben fejlődött ki.

A poszttektonikus üledékfedő az alsó-cenomániban helyenként már a felső-albaiban indul.

A Keleti- és Déli-Kárpátok könyökénél, a Dealu Mare vagy Dél-erdélyi-törés déli oldalán fellépő egységek fontos összekötő kapcsot jelentenek a két hegységrész takarórendszerei között. Az Infrabukovinai-takarórendszer a Gétikumban folytatódik; a Brassó környéki Holbav-egység hiányzó triászával és jellegzetes, közvetlenül a kristályos aljzatra települő, gresteni fáciesü liászával az alsó Infrabukovinai-takarók, a Brassói-egység részben bitumenes középső-triászával a magasabb Infrabukovinai-takarók folytatását képezi (a kristályos aljzat sorozatainak korrelációját lásd ott). A Szubbukovinai- és a Bukovinai-takarók a Szupragétikumban folytatódnak. Az előbbi megfelelője a Fogarasi-havasok ÉK-i csücskén elterülő Sinkai-takaró, amely felett a Bukovinai-takaró maradványai is megvannak. (SĂNDULESCU, STEFANESCU et al., 1981, p. 17, valamint szóbeli közlés).

2.2.2.2 Erdélyi (Transzilvániai)-takarók. Az Erdélyi-takarók vagy Transzilvanidák tipusos obdukciós takarók, amelyek a külső selfen, self-lejtőn és óceáni aljzatu medencében lerakódott mezozoós képződményeket, valamint az óceáni kéregmaradványokat foglalják magukba. Rétegsoruk kevés kivétellel csak a Bukovinai-takaró alsó-kréta Vadflisének olisztolitjaiból és olisztrómáiból rekonstruálható. Az elkülönitett, meglehetősen szubjektiv és hipotetikus "egységek" tehát — a Hagymás-takaró kivételével — azok fácies-szerinti csoportositását jelentik és néhai ősföldrajzi egységeket jelölnek, nem pedig szorosabb értelemben vett szerkezeti egységeket. A fő egységek a Persányi-, a Hagymás- és az Olt-takarók. A Ráró-, Tătarca-Măcies- és Botuș-sorozatok további sajátságos rétegsorokat jelölnek. Transzilvanida egységek roncsai a Persányi-hegységben, a Hagymás-szinklinálisban és a Ráró-szinklinálisban őrződtek meg.

A Persányi-sorozat tengeri alsó-triásszal indul (Werfeni Fm.). A középső-triász kezdőtagja gutensteini/annabergi

mészkő, majd a triász többi részét főként vörös, gumós hallstatti mészkő jellemzi; ez a fácies folytatódik a liászban is (adneti mészkő) (SĂNDULESCU et al., 1981). A Persányi-sorozat képződményei még elsősorban kontinentális kérgen, a leszakadt kontinentális peremen és a self-lejtőn rakódtak le.

Az Olt-sorozat triász ofiolitokra települ (SĂNDULESCU et. al., 1981). Ladini—felső-triász vörös hallstatti mészkövek jellemzik, a ladiniban radiolaritokkal. A liászt, itt is adneti mészkő jellemzi. PATRULIUS et. al. (1979) sekélyvizi, karbonátplatform-fáciesü felső-triász képződményeket is (tiszoveci mészkő, dachsteini mészkő) idesorolnak, amelyek azonban aligha keletkezhettek óceáni kérgen.

A Ráró-sorozat — SĂNDULESCU (1974, 1975) "Ráró-Hagymás"-sorozatának egyik része — anizuszi dolomitokat, ladini tüzköves mészköveket és radiolaritokat, karni karbonátplatform-fácieseket (wettersteini-tiszoveci mészkő), karninóri, a hallstatti mészkő szürkefáciesébe tartozó mészköveket, a legfelső-triászból pedig zlambachi és kösszeni tipusu képződményeket foglal magában. Üledékképződési tartománya a külső self volt. Az alsó-krétát urgoni mészkövek képviselik.

A Hagymás-sorozat jura ofiolitokra települő kimmeridgei ammonitico rosso fáciesü mészkövekkel kezdődik, főtömege pedig titon-barrémi, zátonyfáciesü urgoni mészkövekből áll. Az egyetlen olyan sorozat, amely már egységes tömegként csuszott rá a Bukovinai-takaró vadflisére.

A Botuş-sorozat ősföldrajzilag átmenetet képvisel a Ráró- és a Persányi-sorozat között. Néhány középső-triász mészkő "szirtet" sorolnak ide a Ráró-szinklinálisban.

A Tătarca-Măcies sorozat a Persányi-sorozathoz hasonlit.

A magmás kőzetek egy tipusos ofiolit-komplexumot alkotnak. A peridotitok főleg lherzolit tipusuak, vékony harzburgit és websterit, ritkábban piroxenit és dunit szintekkel. Gyakran szerpentinesedettek. Ofikalcitok, dolerites intruziók és ritkán plagiogránitok szintén fellépnek. Az ofiolitkomplexum felsőbb szintjeit szpilites bazalt pillow-lávák,

tömeges lávák, piroklasztikumok ("schalstein", mafikus tufák és tufitok) és radiolaritok képviselik. Az Olt-takaróban a Persányi-hegységben alkáli kőzetek (trachit, bostonit) is ismeretesek, amelyek pillowlávák közé intrudálódtak. A nyomelem-tartalom alapján a mafikus kőzetek az óceánfenéki bazaltok és "hot-spot" bazaltok közé tartoznak. Az ofiolitos kőzetek részben olisztolitokként a vadflisben, részben pedig azon nyugvó takarófoszlányok formájában fordulnak elő; könnyen lehet azonban, hogy az utóbbiak is tulajdonképpen nagyobb méretü olisztolitok és olisztotrimmák. Azt, hogy itt valódi óceáni kéregmaradványokról van szó, az ofiolit-komplexum mélyebb szintjeit alkotó ultramafitok nagy mennyiségben való jelenléte mellett a prealpi metamorfitok teljes hiánya is alátámasztja.

SĂNDULESCU szóbeli közlése szerint az ofiolitok kora ladini—kimmeridgei. A bazaltokra vagy triász hallstatti mészkő, vagy kimmeridgei vörös, gumós mészkő települ, sőt néhol már neokom mészkő. Üledékeknek közvetlenül ultrabázitokra való települését két esetben figyelték meg; a Persányi-hegységben egy helyütt nóri hallstatti mészkő, egy helyütt pedig kimmeridgei vörös, gumós mészkő érintkezik ultrabázisos kőzetekkel. Ezek szerint a transzilvanid üledékek különböző koru óceáni kéregre rakódtak le, ahogy a spreading (amely nem volt szükségszerüen folytonos) a ladinitól előrehaladt a kimmeridgei-ig (esetleg a neokomig? — bár itt valószinübb, hogy szinszediment tektonikai komplikáció vagy üledékhézag van, hiszen a záródási stádium jelei már a titontól kezdve mutatkoznak).

2.3 A máramarosi flis

A következőkben tárgyalt terület a Szolnok-máramarosi flisöv K-i, már felszinre bukkanó elvégződése (l. még SZEPESHÁZY, 1979).

A máramarosi flis (= Transzkárpáti-zóna) képződményei a Középső-Kelet Kárpáti takarórendszer poszttektonikus üledékburkához tartoznak. A zóna képződményei északon és északkeleten eróziós határral végződnek, ill. részben a Bukovinai-ta-

karó torlódott vissza rájuk. Délkeleten és délen az Erdélyi-medence képződményeibe mennek át, ill. eltünnek a Kelemen-havasok neogén vulkanitjai alatt. A Bihari-autochton felé a Preluka északi peremének huzódó Szamos-vonal jelenti a határt, nyugatra pedig eltünnek az Aknaszlatinai-medence, a Gutin és a Pannóniai-medence neogén képződményei alatt. A legidősebb képződmények albai-vrakoni koruak. A kiterjedt poszttektonikus üledékképződés a cenomán—turon során kezdődött meg, változó vastagságu és gyors laterális fáciesváltozásokat mutató konglomeratummal és homokkővel. Erre globotruncanás pelágikus üledékek következnek.

A paleogén képződmények Máramarosban találhatók meg a legnagyobb vastagságban. A néhány helyen előforduló pelágikus paleocén után epikontinentális eocén (mészkő, márga és homokkő) következik. Az eocén—oligocén határ tájékán vadflis képződött, pélites kőzetekből álló egzotikus blokkokkal. A legfiatalabb képződmény a 2000 méteres vastagságot is elérő, flis kifejlődésü borsai homokkő (oligocén—alsómiocén).

A középsőkréta tektogenezishez képest poszttektonikus üledékburok a későbbiek folyamán általában csak visszatorlódást (retrothrusting, retrofolding) szenvedett, a nyugati rész kivételével, ahol takarós mozgások is lezajlottak. Ezek révén keletkezett a Lápos-, a Batizai- és a Petrova-takaró.

2.3.1 A Lápos-takaró

(= Vadflis-takaró), eocén vadflist, flist és durvatörmelékes üledékeket, valamint oligocén—alsómiocén (?) homokos flist tartalmaz. A vadflis egzotikus blokkjait lutéciai—priabonai vörösalgás mészkő és kevés titon mészkő alkotja. Eredetük bizonytalan.

A takaró az alsómiocén folyamán tolódott rá a Máramarosi-övnek a Dacidákhoz képest poszttektonikus, "autochton" flisképződményeire.

2.3.2 A Batizai-takaró

a Bogdan voda-töréstől délre található felszinen. Frontja számos pikkelyből áll. Paleocén tarka flis, vörös pala, eocén hieroglifás flis és oligocén(?) homokos flis alkotja ezeket. A flisképződmények mélytengeri, jura—kréta üledékes szirteket tartalmaznak, amelyeket általában a Pieniniszirtöv megfelelőinek tartanak. A legnagyobb méretü feltárása a Várástia-patak völgyében található. Rétegsora a következő:

- agyagpala, bázisos tufa és tufit betelepülésekkel;
- kallóvi—oxfordi, barna, zöld és vörös radiolarit;
- oxfordi, drapp, pados, kalkarenites mészkő bázisos vulkáni szemcsékkel;
- kimmeridgei—berriázi, vörös és zöld, gumós—flázeres márgás mészkő és márga ("aptychuszos rétegek");
- neokom, fehér és vörös, vékonyrétegzett, gumós-flázeres mészkő, intrakonglomerátumos szerkeztekkel;
- Tisalo-rétegek (apti—albai—alsóceonomán): sötét palák;
- cenomán—szenon vörös márga (puhói márga?).

A Várástia-szirt három pikkelyre tagozódik, tehát már a paleocén—eocén flisbe való becsuszása előtt, feltehetően a larámi fázis során felpikkelyeződött.

A Batizai-takaró fő tömegének háromnégyszer vastagabb a rétegsora, mint a homlokpikkelyeké. Szenon vörös márgára paleocén cseresznyepiros pala, az alsó—középsőeocén, hieroglifás Tocila flis és a szintén felsőlutéciai Secu homokkő települ. A priabonai Valea Vinului flis zárja a rétegsort.

A déli vergenciáju takaró az alsómiocénben tolódott rá a Lápos-takaróra.

2.3.3 A Petrova-takaró

(= Dragovo-Petrova-takaró) alsó flisképződménye, a Petrova flis felsőeocén koru; az alsó- és a középsőeocén csak igen vékony rétegekben fejlődött ki. A felső flisképződmény,

a Strîmtura homokkő priabonai koru és esetleg az oligocénbe is átnyulik.

A Petrova-takaró frontját alkotó un. Leordina-pikkely szenon vörös márgát és paleocén—felsőeocén, szintén vörös márga betelepülésekkel jellemzett szürke pélitet tartalmaz. Rétegsorát a priabonai—oligocén(?) Voroniciu homokkő zárja.

A takaró csak a Bogdăn vodă töréstől északra található. Kisebb foltokban a Gutin neogén piroklasztikumai alól is a felszinre bukkan.

A keleti vergenciáju takaró áttolódása a koramiocénben történt.

2.4 Neogén - kvarter vulkanitok

A Kelemen-havasok - Görgényi-havasok - Hargita láncolata a Börzsönytől és Selmec vidékétől Tusnádig huzódó belsőkárpáti vulkáni iv legfiatalabb tagjaiból áll. A felsőmiocén - felsőpliocén magmás tevékenység két szakaszra oszlik. Az első (vulkanoszediment) szakaszra dácit, kvarcandezit, andezit és bazaltos andezit jellemző. Az explóziós tevékenység erőteljes piroklasztikum-szórással járt. A keletkezett tufa és agglomerátum ismételten lepusztult. A piroklasztikum, áthalmozott piroklasztikum és üledékes rétegek váltakozása jellemzi az első szakaszt. A második (sztratovulkáni) szakasz kőzetei: amfibolandezit, piroxénandezit és ritkán bazaltos andezit. Az effuziv és robbanásos kitörések váltakozása hozta létre a ma is megfigyelhető kratereket és rétegvulkáni kupokat.

Geokémiai jellegei alapján ez a magmatizmus a kontinentális kérgen, szubdukció következtében kialakult vulkáni ivekhez sorolható.

3. A KELETI-KÁRPÁTOK SZERKEZETFEJLŐDÉSE

3.1 Prealpi tektonociklusok

A kelet-kárpáti takarók (pontosabban: a középső-kelet-kárpáti takarórendszer) prealpi aljzatkomplexumát felépitő metamorf sorozatok három tektonociklusban alakultak ki, amelyeket egy középső-proterozoikum végi, egy kambrium végi és egy karbon tektogenezis zárt le.

A karp főcsoport tektogenezise a középső-proterozoikum végén ment végbe (K-Ar izokrón kor: 850±50 mó év). A "grenwilli" vagy "dalslandi" hegységképződésnek megfeleltethető gyürődéssel Barrow-tipusu, közepes nyomásu, amfibolitfáciesü metamorfózis járt együtt, amely az almandin-zónától a szillimanit, ill. az anatektites migmatitot zónáig terjed. A főcsoport alacsonyabb metamorf foku legfelső része — nyilvánvalóan lepusztulás miatt — nem ismeretes.

A marisi főcsoporthoz tartozó Tölgyes-sorozat tektogenezise egy ókaledóniai fázisra, a kambrium végére vagy a kambrium/ordovicium határára esik (K-Ar izokrón kor: 500 mó év körül). A korábban bajkálinak vagy assyntinak tartott gyürődéshez Barrow-tipusu, zöldpala-fáciesü metamorfózis kapcsolódott. A karp főcsoportbeli Rebra-sorozatban a Keleti-Kárpátok középső részében alacsony nyomásu, zöldpalafáciesü prevariszkuszi retromorfózis mutatható ki, amely valószinüleg ezzel a fázissal volt összefüggésben.

A Keleti- és Déli-Kárpátokban a devon általában enyhe szögdiszkordanciával települ az ordovicium-szilurra, sőt, tul is terjed azokon. A devon transzgresszió tehát egy kaledóniai tektonikai fázist követett, amely azonban epirogén jellegü volt, sem lényeges gyürődés, sem regionális metamorfózis nem kapcsolódott hozzá. Az idősebb metamorfitokban mutatkozó 460—400 mó év közötti K-Ar modell korokat a korábbi, ókaledóniai tektogenezissel összefüggő kihülési korokként értelmezik.

A variszkuszi főcsoport tektogenezise a karbonban ment végbe, legnagyobb valószinüség szerint a szudéta fázis során

(K-Ar izokrón kor: 325—315 mó év). A gyürődéssel alacsony nyomásu, zöldpala-fáciesü metamorfózis járt együtt, amely a prevariszkuszi sorozatokban retromorfózisként jelentkezett, uj palásság és redőződés kialakulásával. A tektonikai fázis rétegtani helyzete csak a Keleti-Kárpátokon kivül, Bánátban (Dél-Kárpátok) rögzithető pontosabban, ahol az alsó-karbonnal végződő metamorf paleozoikumra települő nem metamorf molassz wesztfáli-C-vel kezdődik (KRÄUTNER, 1976).

Az alpi tektonociklust megelőzően a Keleti-Kárpátok metamorf sorozatai takarókba gyürődtek; az alpi Bukovinai- és Szubbukovinai-takarók kristályos aljzatát ugyanaz a prealpi takarószerkezet épiti fel. Az aljzatban levő takarók prealpi korának bizonyitékai: 1. a triász mindegyik alpi takaróban ugyanarra a mezozoósnál idősebb kőzetekből álló takarószerkezetre települ; 2. a ditrói mezozoós alkáli masszivum mind a Tölgyes-, mind az afeletti helyzetben lévő Ráró-sorozatot áttöri és körülötte mindkét sorozatban kontakt udvar alakult ki. Hogy ez az idős takarórendszer a variszkuszi vagy az ókaledóniai tektogenezissel — vagy esetleg mindkettővel — kapcsolatos-e, az a hézagosan megőrződött paleozoikum miatt ma még nem dönthető el egyértelmüen.

3.2 Alpi tektonociklus

A Keleti-Kárpátokban az alpi geoszinklinális stádium kezdetét a Transzilvanidák Persányi-sorozatából ismeretes alsó-triász tengeri üledékképződés jelentette. A Tethys első, középső-triász riftesedésének eredményeként a ladiniban kialakult a Transzilvanidák óceáni aljzatu mélymedencéje; ennek ellentétét az alsó Infrabukovinai-takarók üledékképződési tartománya képezte, amelyet csak a liászban ért el a transzgresszió. Az óceáni aljzat spreading-je a kimmeridgeiben fejeződött be (Hagymás-sorozat).

A titon—neokom kolliziós szakasz kezdetével a keletkárpáti régió ősföldrajza gyökeresen megváltozott. A Transzilvanidákban a mélytengeri üledékképződést sekélyvizi, zátonyfá-

ciesü mészkövek képződése követte, a központi-kelet-kárpáti takarók szedimentációs térsége pedig erősen differenciálódott, egyebek között kialakult a bukovinai flismedence. Mindez arról tanuskodik, hogy már a középsőkrétát megelőzően, a jura végén is nagyon jelentős tektonikai események játszódtak le.

A Transzilvanidák szubdukciójával nagyjából párhuzamosan kinyilt az ivmögötti medence tipusu külső-dácida medence, amelynek aljzatát kivékonyodott kontinentális, ill. paraóceáni tipusu kéreg alkotta.

A Transzilvanidák szubdukciója a felső-barrémira a záródás stádiumába érkezett és az üledékes formációk, valamint az óceáni kéreg obdukált maradványai "üledékes szirtek" (olisztotrimmák, olisztolitok), ill. takarórögök ("nappe outlier"; tkp. olisztoplaka) formájában bekerültek a bukovinai vadflisbe vagy arra rácsusztak. Az obdukció kétlépcsős folyamat volt; először az üledékes rétegsorok lenyiródtak aljzatukról, esetenként velük együtt az ofiolitos aljzat egy része is, majd gravitációsan becsusztak a bukovinai flismedencébe, ill. rácsusztak a vadflisre.

Az albai emeletre megtörtént a központi-kelet-kárpáti takarók tektogenezise, amelyek mezozoós rétegsorában egyébként a fő diszkordanciák a liász/dogger határán, valamint a titon és a barrémi bázisán vannak. A prealpi takarószerkezetet őrző metamorf komplexum egységesen deformálódott és vált az ujonnan kialakult alpi takarók aljzatává. Mind az aljzatban, mind a mezozoós üledékfedőben helyenként a deformációval kapcsolatos enyhe dinamometamorfózis mutatható ki. A Transzilvanidák obdukált maradványai a Bukovinai-takaró "hátán", a vadflisbe ágyazódva, ill. arra rácsuszva szállitódtak. A Központi-kelet-kárpáti takarók konszolidálódott tömegét ezután már csak epirogenetikus, ill. ellenirányu (retrodeformációs) mozgások érintették.

A Belső-Dácidák tektogenezise a Külső-Dácidákra is jelentős hatással volt, a legkülső helyzetü Bodoki-digitáció és a Bobu-takaró kivételével. A paraóceáni, ill. kivékonyodott

kontinentális kérgü árok bezáródott és az albait a belsőbb egységekben már diszkordánsan települő, vastag, molassz-tipusu konglomerátumok jellemzik. A Külső-Dácida régió azonban ekkor még nem konszolidálódott, és a Csalhói-, ill. Bobu-takarók csak az alsó-szenonban, a kárpáti geológusok által "ólarámi"-nak nevezett fázis során tolódtak fel a Konvolut-flis takaróra.

A Moldavidák belső egységeiben — Konvolut-flis, Macla és Audia takarók — a felső-kréta "ólarámi" fázis diszkordanciákat idézett elő. Ezt követően azonban a paleogénben viszonylagos nyugalom volt; az Alpokkal ellentétben a Keleti-Kárpátokban a mezoalpi tektogenezis nem játszott szerepet.

A Moldavidák a miocén fázisok során gyürődtek fel. Az aljzatokról lenyiródott flistakarók deformációja — időben belülről kifelé vándorolva — két lépcsőben történt; előbb meggyürődtek, majd egy rákövetkező fázis során feltolódtak. A krétavégi deformációt is szenvedett Konvolut-flis, Macla és Audia-takarók az infraburdigalai (óstájer) fázis során tolódtak fel. A Tarkői-takaró első általános gyürődése az infraburdigalai, feltolódása pedig az infrabádeni (ujstájer) fázis alkalmával történt, de még infraszarmata gyürődés is kimutatható. A Marginális-takaró hasonlóképpen deformálódott. A peremi helyzetü Szubkárpáti-takaró pedig már az infraszarmata (moldvai) fázis során tolódott fel, de a két megelőző fázissal kapcsolatos gyürődés is kimutatható.

4. A FLIS PROBLEMATIKÁJA

4.1 Mi a flis?

BERTRAND-nak a Francia-Alpokról 1897-ben megjelent tanulmánya óta a flisnek, mint az orogenezishez kötődő fogalomnak a használata általánossá vált. A flisképződéssel kapcsolatosan a következő nézetek a legelterjedtebbek:

1. A flis-üledékképződés megjelenése a geoszinklinálison belüli kiemelkedésektől függ. Ezek (a kordillerák) a flis törmelékanyagának egyedüli forrásai.

2. A kiemelkedés egyedüli oka az orogenezis. Ezen az alapon ugy tünik, hogy az orogenezis közvetlenül befolyásolja a flis megjelenését, következésképpen a flis orogén fáciesnek tekinthető.

3. A flisfelhalmozódást kizárólag a geoszinklinálison belül lejátszódó orogén mozgások határozzák meg. A flisképződés kezdete megelőzi az orogenezis paroxizmusát.

JIPA (1977) a következő megjegyzéseket füzte a fenti tételekhez:

1. Az Appenninekben, az Alpokban és a Kárpátokban végzett áramlási iránymérések és kőzettani vizsgálatok alapján a flis törmelékanyaga a vizgyüjtő bármely kiemelt területéről származhatott, a geoszinklinálison kivülről és belülről egyaránt.

2. A flisképződés és az orogenezis kapcsolatáról mindezideig egyetlen dolgozatot publikáltak (KSIAZKIEWICZ, 1960). Ennek alapján a kordillerák mobilitása nem kapcsolható össze a környező területek orogenezisének ismert időpontjaival. Kiemelkedésük kéregalatti süllyedés és izosztatikus kiegyenlitődés következménye.

3. Az 1. tétel cáfolata alapján ez sem állja meg a helyét: ugyanis a geoszinklinálison kivüli lehordási terület esetén a flisképződést nem lehet a geoszinklinálison belüli orogén eseményekkel párhuzamositani. Ezzel kapcsolatban JIPA (1977) a Gangesz és az Indus példáját hozza fel. Mindkét folyó hordalékának lehordási területe a Himalája. Tengeralatti abisszikus hordalékkupjuk kifejezett flisjellegze-

tességeket mutat. És bár a hordalékkup keletkezése legalább részben egyidejü a Himalájában lejátszódott orogén folyamatokkal, mégsem állapitható meg egyértelmü kapcsolat az utóbbiak, valamint az Arab-tenger meg a Bengáli-öböl flisképződése között.

JIPA (1977) végső következtetése az, hogy az orogén elmélet nem alkalmazható minden flisképződési folyamatra. A meglehetősen bizonytalanul körvonalazható orogén kritériumok helyett a következő szedimentológiai - faciológiai bélyegek figyelembevételét javasolja:

a) Terepen és furómagon megfigyelhető jelenségek: ritmicitás, osztályozott rétegzés, jellegzetes üledékszerkezetek, ősmaradványtartalom jellege, stb.;

b) nagy elterjedési területen azonos fácies;

c) azonos fáciesü képződmények jelentős vastagsága.

Elfogadhatónak tartja azonban az a) pont kizárólagos alkalmazását is; ebben az esetben minden, a megfelelő litológiai bélyegeket viselő képződményt flisnek lehet nevezni. Az egyes képződmények besorolását tehát konkrét szedimentológiai bélyegek alapján kell elvégezni, a genetikai értelmezést későbbre hagyva.

A fentiek alapján a flis definiciója:

"A flis olyan törmelékes üledékes kőzetegyüttes, amely jellegzetes üledékbélyegeket hordoz (ritmicitás, üledékes szerkezetek, stb.) és időben és térben jelentős kiterjedést mutat azonos fáciesben". (JIPA, 1977.)

A felsorolt kritériumok azonban egy összletre egészében jellemzők; nem biztos, hogy valamennyit egy feltárásban, vagy egy furómagban megtaláljuk. A nálunk, Magyarországon a flis— nem flis vita kapcsán eluralkodott nézet alkalmazásával ugyanis (amint azt tanulmányutunkon megfigyelhettük) a Keleti-Kárpátok flisének nagyobb része kirekesztődne a flis fogalomköréből.

4.2 A flis rétegtani helyzete

Az áttekintést STEFĂNESCU (1981) alapján adjuk.

A flisképződés a felsőtitonban kezdődött. A legidősebb flisek a flisöv legbelső zónáiban, a Fekete flis-takaróban és a Csalhói-takaróban fordulnak elő. Az előbbiben az un. fekete flis, az utóbbiban a Sinaia-flis bázisos kőzetekből álló aljzaton települ, ill. bázisos kőzetekből álló betelepüléseket (pillow-láva) tartalmaz.

A neokomban jelentős vastagságu flis keletkezett a Bukovinai-, a Vargyas-, a Barót-i-, a Fekete flis- és a Csalhói-egységek területén.

A barrémi - apti korszakban mindenütt folytatódik a flisképződés, a Bukovinai-egység kivételével, ahol csak szórványosan van ilyen koru flis.

Az albai - alsóvrakoni folyamán a flisképződés K felé, a külsőbb zónák irányába tolódott el: csak a Csalhói-takaró Csiki-digitációjától kifelé találunk flist.

A felsővrakoni - turon emeletekben az egyes takarókban felváltva flis, ill. pelágikus pélites üledékek találhatók.

A közvetlenül a coniaci után lezajlott tektonikai mozgások jelentős ősföldrajzi változásokat eredményeztek, amelyek után gyors süllyedés következett. Megkezdődött az üledékképződés a Máramarosi-övben (= Transzkárpáti-zóna) és ujraindult a Csalhói-egység területén.

Szenon flis csak az Audia- és a Tarkői-takaróban fordul elő, a többi egységben csak pelágikus agyagpalák keletkeztek.

A paleocén - eocén folyamán szinte minden eddigi területen folyik az intenzív flisképződés, sőt a Máramarosi-övben uj zónákban is megindul (Lápos-takaró). Az eocén végén csökkent az üledékgyüjtőkbe szállitott terrigén anyag mennyisége: vékony globigerinás márga rakódott le az egész flisövben.

Az oligocén - alsómiocén korszak a csekély süllyedés miatt nem flisjellegü pélitekkel kezdődik. Az alsóoligocén

után ujrakezdődő intenziv süllyedés hatására a Tarkői- és a Marginális-takaróban mégegyszer megjelenik a flis. A Lápos-takaró üledékképződése zavartalanul folyik és flis keletkezik a máramarosi övben is: a Borsa-homokkő. A külsőkárpáti flisöv és a Máramarosi-zóna flisképződése egyidejüleg szünik meg az alsómiocén folyamán.

A Keleti-Kárpátok fejlődésében hat flisképződési időszak különithető el:

felsőtiton - neokom barrémi - apti	a kristályos-mezozoós övben és a külsőkárpáti flisövben
albai - alsóvrakoni felsővrakoni - turon	csak a külsőkárpáti flisövben
szenon - eocén oligocén - alsómiocén	a külsőkárpáti flisövben és a Máramarosi-flisövben.

A legidősebb flis felsőtiton, a legfiatalabb alsómiocén koru.

A felsőtiton - neokom és az eocén flis a legelterjedtebb, a turon a legkisebb kiterjedésü.

A leghosszabb folytonos flisrétegsor a Csalhói-takaró külső zónájában (neokom - cenomán) és a Konvolut flistakaróban (apti - turon) található. A fiatalabb rétegsorokra jellemző a szaggatott üledékképződés.

Az üledékgyüjtő süllyedési sebességétől (és a lepusztulási térszintől) függően keletkezett flis vagy más üledék. A Keleti-Kárpátok fejlődése során az üledékképződés sulypontja kifelé tolódott a geoszinklinálisok polaritási szabályának megfelelően.

5. A KELETI-KÁRPÁTOK SZÉNHIDROGÉN-TELEPEI

Valamennyi kőolaj és földgáztelep — az Audia-takaró frontjától keletre — eocén, oligocén, alsómiocén, szar-

mata vagy pliocén képződményekben helyezkedik el. Szénhidrogén anyakőzetek kréta (hauterivi - albai) koru fekete pala, oligocén dizodilpala, az alsómiocén sósformáció kőzetei, valamint középsőmiocén agyagpalák és radioláriás palák lehetnek. Elterjedésük, vastagságuk és geokémiai jellegük alapján az oligocén Kliwa-homokkő pélites rétegei játszották a legnagyobb szerepet a szénhidrogének keletkezésében. Az ujabb geokémiai és szervesanyag-metamorfózis vizsgálatok alapján meótiszi, pontuszi és dáciai pélitek is számitásba jöhetnek anyakőzetként. Nincs kizárva, hogy a szenon Hangu-rétegeknek és a paleocén - eocén Tarkői-formációnak is szerepe volt a kőolajképződésben.

A tárolókőzetek felsőeocén - pliocén kvarchomokkövek, valamint alsó-középsőeocén mészkő és mészhomokkő (Doamna-mészkő).

A Keleti-Kárpátok tektogenezise során kialakult rengeteg antiklinális, gyürt és diapir-redő kiváló lehetőségeket teremtett a szénhidrogén-felhalmozódáshoz. A sódiapirokhoz kapcsolódó tárolók az előmélyedés központi részén, a Teleajen és a Dimbovica völgye közötti miocénben és pliocénben a legelterjedtebbek. Rétegtani csapdák elsősorban a Bodza és a Dimbovica völgye között, a Szubkárpáti-takaró alsómiocénjében és a Tarkői-takaró oligocénjében jöttek létre, a diszkordánsan települő pliocén fedőképződmények alatt.

A tárolókőzetek és az anyakőzetek váltakozása a rétegsorban különösen jó lehetőségeket teremtett a szénhidrogének felhalmozódására. A későbbi orogén folyamatok viszont számos tárolót, ill. a fedőrétegeiket lepusztitották. A Szubkárpáti-takaró potenciális alsómiocén tárolókőzetei részben lepusztultak, oligocénje viszont megőrződött. Ezzel szemben a magasabb tektonikai helyzetü Tarkői-takaró potenciális eocén és oligocén tárolókőzetei ma majdnem mind a felszinen vannak. Az előmélyedés rétegsorának miocén, sőt pliocén tárolói is megőrződtek, ugyanis itt kezdődött legkésőbben a kiemelkedés. A tektogén mozgások védelmet is nyujthattak a potenciális csapdáknak. Igy maradtak meg például a Marginá-

lis-takaró tárolókőzetei a rátolódott Tarkői-takaró alatt.

A Tarkői-takaró kisebb jelentőségü szénhidrogéntelepei két területen alakultak ki: Moldvában, a Tazlăul Sărat és az Ojtoz völgye között, nagyrészt eocén, kisebb részt oligocén homokkövekben; valamint Munténiában, a Bodza és a Prahova völgye között, az oligocén Kliwa-homokkőben.

A Marginális-takarónak a Tazlăul Sărat és az Ojtoz között kialakult telepei szintén a Kliwa-homokkőben, valamint a felsőeocén Lucăcesti-homokkőben és az alsó-középső-eocén Doamna-mészkőben vannak. A telepek nagy részét a fölébük tolódott Tarkői-takaró védte meg a lepusztulástól.

A Szubkárpáti-takaró kőolajtelepei Moldvában a Tazlăul Mare völgyében (alsómiocén tárolók), valamint a Prahova és a Jalomica között, diszkordánsan települő pliocén alatti alsómiocén homokkőben vannak.

Románia legjelentősebb szénhidrogén-előfordulásait az előmélyedés szarmata, pontuszi és dáciai képződményei tartalmazzák. A legfontosabb csapdák az alsómiocén és a bádeni kősó diapirjaihoz kapcsolódnak. A létrejött kősó-magu antiklinálisok kőolaj- és földgáztelepeket egyaránt tartalmazhatnak.

6. Függelék

(KOVÁCS SÁNDOR)

Az Infrabukoviani-takarórendszer bevezetése (SANDULESCU, 1967, 1975b) a korábbi Máramarosi-, ill. Bretila-takaró(k) helyett fordulópontot jelentett a Keleti-Kárpátok tektonikájában, jelentősen egyértelmübbé és világosabbá tette a szerkezeti képet. A Keleti-Kárpátokban az alpi takarók sorrendjéből fontos ősföldrajzi következtetések adódnak, amelyek kihatással vannak magyarországi problémákra is.

Az a tény, hogy az alsó Infrabukovinai-takarók üledékképződési tartománya a triász folyamán végig szárazulat volt és csak a liászban érte el a transzgresszió+ (hasonlóan a Tiszántul É-i részéhez; SZEPESHÁZY, 1970), tarthatatlanná teszi azt az elképzelést, miszerint a Transzilvanidák mélytengeri, pelágikus (óceáni) triásza Észak-Dobrudzsán (Tulcea-zóna) keresztül a Tethys É-i ágával lett volna összeköttetésben (HERZ—SAVU, 1974; KOZUR, 1979; SAVU, 1980). Ugyanis, mint az a 8., 9. és 10. sz. ábrákból látható, egy ilyen összeköttetés feltételezése teljesen értelmetlen. A középső-triásztól a kimmeridgeivel bezárólag bizonyitottan óceáni kérgü Transzilvanidákkal szemben az észak-dobrudzsai triász — amely legalsó-triász törmelékes képződményekkel települ a gyürt paleozoikumra — VLAD (1978) szerint a kaukázusi—krimi orogén (Tethys É-i ága) aualakogén-jellegü, a Szkita- és Moesia-platformok közötti Ny-i elvégződésében rakódott le, a középső-triász—karni folyamán szürke és vörös, pelágikus mészkövekkel társult bimodális magmatizmussal, (bázisos: un. "nem teljes" ofiolitsorozat, bazaltömlések, szpilitek, doleritek, és elszórtan kisebb gabbrótestek; savanyu: riolitok; CIOFLICA et al., 1980). A geo-

---

+ Lábjegyzet:
v.ö. 2.2.2.1.2 fejezet vége és 10. ábra.

szinklinális ciklus az ókimmériai tektogenezissel zárult, a nóri—liász már törmelékes, flis-kifejlődésü (a nóri még meszes flis). A két régió között a nóri—liász kifejlődések tekintetében igy különösen szembetünő a fácieskülönbség: a Transzilvanidák nóri hallstatti mészkő és liász adneti mészkő fáciesének szükséges nyilttengeri összeköttetése nem lehetett az É-dobrudzsai triászon keresztül. A Keleti-Kárpátok legbelső egysége, a Transzilvanidák és az extra-kárpáti Észak-Dobrudzsa között földtani helyzetükből adódóan — keresztül az eltérő fácieszónákon, a Bukovinai-, Szubbukovinai- és Infrabukovinai-takarók üledékképződési tartományán és kristályos aljzatán, valamint a flistakarók alá tolódott előtér kristályos zónáin (lásd 2. és 8. ábra) — tehát bármilyen összeköttetés kizárt. Azonkivül az É-dobrudzsai zóna mélyfurások tanusága szerint ÉNy-felé csak a Trotus-folyó völgyéig terjed és a Keleti-Kárpátoktól szerkezetileg az ÉNy-felé egészen a lengyelországi Szentkereszt-hegységig (PARASCHIV, D. — PARASCHIV C., 1978) huzódó Közép-dobrudzsai öv (vagy felső-proterozoós "zöldpala-öv") választja el, amely a flis és a molassz stádiumban a kontinentális előtér szerepét töltötte be (SĂNDULESCU—KRÄUTNER et al., 1981, p. 9, 12; SĂNDULESCU és MICU, szóbeli közlés). A két egységet az emlitett okok miatt még mikrolemezmozgásokkal sem lehet összeköttetésbe hozni. Ez ugyancsak megcáfolja azt a feltételezést, amely a nyilttengeri triász Conodonták korai (alsó—középső-anizuszi) fellépését a Legbelső-Nyugati-Kárpátok mélyvizi kifejlődéseiben (Rudabányai-hg., "Mellétei-sorozat") a Transzilvanidákon keresztül É-Dobrudzsával való összeköttetéssel magyarázza (KOZUR, 1979, 1980; "ázsiai Conodonta-provincia"). Sőt, a Legbelső-Nyugati-Kárpátok és a Transzilvanidák között a jelenlegi helyzetben egyáltalán nincs is kapcsolat, mivel az előzők K-felé való folytatását elvágja a Zágráb-Zemplén vonal (v.ö. KOVÁCS, 1982).

A Tránszilvanidáknak fontos szerepe van a hazai, nagyszerkezeti egységeink allochton, ill. autochton helyzetéről duló vitában. Egyes, a Kárpát-medence ÉNy-i és DK-i fő

szegmenseinek a Zágráb-Zemplén vonal mentén történt inverzióját tagadó és autochton megoldást ajánló elképzelések ujabban MOJSISOVICS (1880) "Keleti Szárazulat"-t kivánják feleleveniteni. Az előtér-közeli—előtér-távoli vagy partközeli—(nyilttengeri) fácieszónák eloszlását és sorrendjét figyelmen kivül hagyó elgondolások szerint a Tisia és Moesia a felső-jurában, a Vardaröv nyulványaként értelmezhető Maros-öv kialakulásával váltak volna el egymástól. Ezen modell esetében azonban mind a Transzilvanidák óceáni aljzatu medencéje, mind a Rudabányai-hegység—"Mellétei-sorozat" mélyvizi triász medencéje a Bajkál-tóhoz hasonló, un. "vak riftesedés" eredménye lenne, hiszen a fentebb emlitett okok miatt nem kapcsolódhattak egymáshoz és különösen nem Észak-Dobrudzsán át a Tethys északi ágához. De ekkor üledékeiknek — a nyilt óceánnal való összeköttetés hiányában — euxin fáciesüeknek kellene lenniük, nem pedig pelágikusnak, vörös hallstatti mészkő fáciesekkel, tipusos nyilttengeri faunával! Ezért a Transzilvanidák szükséges nyilttengeri/óceáni kapcsolata a triász—liász folyamán — SĂNDULESCU (1980, 1. és 2. melléklet) véleményével egyezően — csakis a Belső-Dinaridák Ofiolit- vagy Szubpelagóniai-zónája felé lehetséges. Ebből viszont egyenesen következik az "uj Keleti-szárazulat elmélet" tarthatatlansága és a Tisia allochton helyzete (v.ö. KOVÁCS, 1982), hiszen az autochton modell nem ad magyarázatot arra, hogy a Transzilvanidák triásza és a rudabányai—"mellétei" triász miért nyilttengeri kifejlődésü és miért nem euxin fáciesü. Az eredeti, triász ősföldrajzi rendszer a Tisia és Moesia mikrokontinensek mozgásai következtében nagymértékben deformálódott (az utóbbi jelentős Ny-ra tolódása okozta az un. "kárpáti szigmoid" kialakulását; v.ö. BLEAHU, in IANOVICI et al., 1976; KARAGJULEVA et al., 1980; SĂNDULESCU, 1980).

7. IRODALOM - REFERENCES

E lista csak a legfontosabb, összefoglaló jellegü müvek cimét tartalmazza. Ezekben a munkákban az ismertetett szerkezeti és rétegtani egységekkel foglalkozó dolgozatok bőséges jegyzéke megtalálható.

BALINTONI, J. — GHEUCA, J. (1977): Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv şi tectonica în regiunea Zugreni-Barnar (Carpaţii Orientali). — D. S. Inst. Geol. geofiz., 63, 5, p. 11-38. Bucureşti.

BERCIA, J. — KRÄUTNER, H. — MUREŞAN, M. (1976): Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians. — An. Inst. geol, geofiz., 50. p. 37-70, Bucureşti.

BERTRAND, D. (1897): Structure des Alpes françaises et récurrence de certain facies sédimentaires — Congr. Géol. Int. VI. sess. (1894), Zürich.

BURCHFIEL, B. C. (1976): Geology of Romania. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 158, p. 1-82, Boulder/Col.

CIOFLICA, G. — LUPU, M. — NICOLAE, I. — VLAD, S. (1980): Alpine ophiolites of Romania: tectonic setting, magmatism and metallogenesis. — An. Inst. geol. geof., 56, p. 79-95, Bukarest.

CONTESCU, L. R. (1974): Geologic history and paleogeography of Eastern Carpathians: Example of Alpine geosynclinal evolution. — AAPG Bulletin 58, 12, p. 2436-2476, Tulsa.

DICEA, O. - DUTESCU, P. et. al. (1980): Contribuţii la cunoasterea stratigrafiei zonei Transcarpatice din Maramureş. — D. S. Inst. Geol. Geofiz. 65, 4, p. 21-85, Bucuresti.

DICEA, U. — DUTESCU, P.et. al. (1980): Contribuţii la cunoasterea tectonicii zonei Transcarpatice din Maramureş. — D. S. Inst. Geol. Geofiz. 65, 5, p. 35-53, Bucuresti.

DUMITRESCU, I. — SÁNDULESCU, M. (1974): Flysch zone. In: MAHEL', M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan regions, p. 253-264, Pozsony.

GIUSCA, D. — SAVU, H. — BERCIA, J. — KRÄUTNER, H. G. (1969): Succesiunea ciclurilor tectonomagmatice prealpine pe teritoriul României. — Bul. Soc. St. Geol. R. S. Romania, 11, p. 163-177, Bucuresti.

HERZ, N. — SAVU, H. (1974): Plate tectonic history of Romania. — Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 7, p. 1429-1440, (Bolder/Col.)

JIPA, D. C. (1977): Orogenesis and flysch sedimentation. Critical remarks on the Alpine model. — D. S. Inst. Geol. Geofiz. 63, 15, p. 57-68, Bucuresti.

JIPA, C. D. (1980): Remarks on the molasse significence. — D. S. Inst. Geol. Geofiz. p. 65, 5, p. 71-77, Bucuresti.

KARAGJULEVA, J. — KOSTADINOV, V. — BONČEV, E. (1980): The Carpatho-Balkan Sigmoid in the Context of Shearing Transite Wrench Fault Lines. — Geol. Balcanica, 10, 1, p. 3-14, Sofia.

KOVÁCS, S. (1982): Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic — Early Mesozoic isopic zones. — Geol. Rundschau, 71, 2, p. 617-639, Stuttgart.

KOZUR, H. (1979): Einige Probleme der geologischen Entwicklung im südlichen Teil der Inneren Westkarpaten. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 9, 4, p. 155-170, Innsbruck.

KOZUR, H. (1980): Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tehtyalen Faunenreichs. — Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 10, 3-4, p. 97-172, Innsbruck.

KRÄUTNER, H. G. (1972): Hercynische Regionalretromorphose im präkambrischen Kristallin der Ostkarpathen. — Rev. roum. geol., géophys., géogr., Géol., 16, 2, p. 81-90. Bucuresti.

KRÄUTNER, H. G. (1976): Das metamorphe Paläozoikum der rumänischen Karpaten. — Nova Acta Leopoldina, N. F., 224, 45, p. 335-350, Halle.

KRÄUTNER, H. G. (1980): Lithostratigrapjic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. — An. Inst. geol. geoph., 57, p. 229-296, Bukarest.

KRÄUTNER, F. — TĂNĂSESCU, A. — NEACŞU, V. (1976): Interpretation des ages radiometriques K/Ar pour les rochies métamorphiques régénerées. Un example-les Carpathes Orientales. — An. Inst. geol. geofiz., 50, p. 167-229, Bucuresti.

KSIAZKIEWICZ, M. (1960): Pre-orogenic sedimentation in the Carpathian geosyncline. — Geol. Rundschau 50, 1, 8-31, Stuttgart.

PARASCHIV, D. (1979): Romanian Oil and Gas Fields. — Inst. Geol. Geophys. Techn. Econ. Studies, Ser. A, 13, 382 p. Bucharest.

PARASCHIV, D. — PARASCHIV, C. (1978): Zona şisturilor verzi şi relatiile ei cu celelalte unităţi ale vorlandului Carpaţilor Orientali din România. — Stud. cerc. geol., geof., geogr., Geol., 23, 1, p. 49-58, Bukarest.

PATRULIUS, D. — BLEAHU, M. — POPESCU, I. — BORDEA, S. (1971): Guide Book to Excursions of the IInd Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association. The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and the East Carpathians Bend. 85 p., Geol. Inst., Bukarest.

PATRULIUS, D. — BLEAHU, M. et al. (1979): The Triassic Formations of the Bihor Autochton and Codru nappe-

system (Apuseni Mountains). Gudebook, IIIrd Triassic Colloquium of the Carpatho-Balkan Geological Association., Geol. Inst., Bukarest.

RĂDULESCU, D. — BORCOȘ, M. — PELTZ, S. — ISTRATE, G. (1981): Subduction magmatism in Romanian Carpathians. — Guide to excursion 17, CBGA XII. Congress, Bucharest.

RĂDULESCU, D. P. — SĂNDULESCU, M. (1973): The plate-tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. — Tectonophysics, 16, 3/4, p. 155-161, Amsterdam.

RUSSO-SĂNDULESCU, D. — UDRESCU, C. — MEDEȘAN, A. (1981): Petrochemical Characteristics of the Mesozoic Ophiolites of the Rarău-Hăghimaș Marginal Syncline. D. S. Inst. geol. geofiz., 66, 1, Bukarest.

SĂNDULESCU, M. (1967): La nappe de Hăghimaș une nouvelle nappe de décollement dans le Carpathes Orientales. — Assoc. Carp.-Balc. VIII Congr., I, p. 179-185, Belgrad.

SĂNDULESCU, M. (1975a): Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș. — An. Inst. geol. geofiz., 45, 200 p. Bukarest.

SĂNDULESCU, M. (1975b): Essai de synthese structurale des Carpathes. — Bull. Soc. Géol. France, ser. 7, 17, 3, p. 299-358, Paris.

SĂNDULESCU, M. (1976a): La corrélation structurale du tronçon oriental avec celui méridional des Carpathes roumaines. — D. S. Inst. geol. geofiz., 62, 5, p. 177-194, București.

SĂNDULESCU, M. (1976b): Contribuții la cunoasterea stratigrafiei și a poziției tectonice a seriilor mezozoice din bazinul superior al Vaii Moldovei (Carpații Orientali). — D. S. Inst. Geol. Geofiz. 62, 5, p. 144-176, București.

SĂNDULESCU, M. (1980a): Sur certains problémes de la corrélation des Carpathes Orientales roumaines avec les Carpathes ucrainiennes. — D. S. Inst. geol. geofiz., 65, 5, p. 163-180, Bukarest.

SĂNDULESCU, M. (1980b): Analyse géotectonique des chaines alpines situées autour de la Mer Noire occidentale. — An. Inst. geol. geofiz., 56, p. 5-54. Bukarest.

SĂNDULESCU, M. — BERCIA, I. (1974): The East Carpathians. The Crystalline-Mesozoic zone. In: MAHEL', M. (Ed.): Tectonics of the Carpathian Balkan regions, p. 240-253, Pozsony.

SĂNDULESCU, M. — KRÄUTNER, H. G. — BALINTONI, I. — RUSSO-SĂNDULESCU, D. — MICU, M. (1981): The Structure of the East Carpathians (Moldavia - Maramures Area). 12th Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Guidebook series 21, 92, p., Bukarest.

SĂNDULESCU, M. — RUSSO-SĂNDULESCU, D. (1981): The Ophiolites from the Rarău and Hăghimaș Synclines. Their Structural Position, Age and Geotectonic Evolution. — D. S. Inst. geol. geofiz., 66, 5, p. 103-14, Bukarest.

SĂNDULESCU, M. — STEFĂNESCU, M. — BUTAC, A. — PĂTRUȚ, I. — ZAHARESCU, P. (1981): Genetical and Structural Relations between Flysch and Molasse (The East Carpathians Model). 12th Congr. Carpatho-Balkan Geol. Assoc., Guidebook Series 19, 95 p., Bukarest.

SĂNDULESCU, M. — VISARION, M. (1978): Considérations sur la structure tectonique du soubbassement de la dépression de Transylvanie. — D. S. Inst. geol. geofiz., 64, 5, p. 153-173, Bukarest.

SAVU, H. (1980): Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and their Associated Calc-Alkaline and Alkaline Volcanics. — An. Inst. Geol. Geof., 56, p. 55-78, Bukarest.

STEFĂNESCU, M. (1980): Time of flysch deposition in the Eastern Carpathians. — An. Inst. Geol. Geofiz. 56, p. 133-142, Bukarest.

STRECKEISEN, A. — HUNZIKER, C. J. (1974): On the Origin and Age of the Nepheline Syenite Massif of Ditro (Transylvania, Rumania). — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 1, 59-77, Zürich.

SZEPESHÁZY, K. (1972): A Tiszántul középső részének jura időszaki képződményei, a szénhidrogénkutató fúrások adatai alapján. — MÁFI Évi Jel. 1970-ről, p. 67-78, Budapest.

SZEPESHÁZY K. (1973): A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai. — Ált. Földtani Szemle 3, p. 5-58, Budapest.

SZEPESHÁZY K. (1975a): Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépitésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlata. — Ált. Földtani Szemle 8, p. 25-60, Budapest.

SZEPESHÁZY K. (1975b): Kárpátalja mélytörései, neogén magmatizmusa és ércesedése. - Ált. Földtani Szemle 8, p. 61-84, Budapest.

SZEPESHÁZY K. (1978): A lengyelországi Szentkereszthegység földtanának vázlata. — Ált. Földtani Szemle 11, p. 47-72, Budapest.

SZEPESHÁZY K. (1979): A Tiszántul és az Erdélyi-Középhegység (Muntii Apuseni) nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai. — Ált. Földtani Szemle 12, p. 121-198, Budapest.

SZEPESHÁZY K. (1980): A Tiszántul és az Erdélyi-középhegység (Muntii Apuseni) nagyszerkezeti kapcsolatai. — MÁFI Évi Jel. 1978-ról, p. 173-186, Budapest.

TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer. 71, 6 p. 843-908, Baltimore.

VLAD, S. (1978): Metalogeneza triasică din zona Tulcea (Dobroges de nord). — Stud. cerc. geol., geof., geogr., Geol., 23, 2, p. 249-258, Bukarest.

OUTLINE OF THE STRUCTURE OF THE EAST CARPATHIANS

(Report on the excursion of the XIIth Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association)

by

M. Kázmér — S. Kovács — Cs. Péró

Abstract

This paper is a report on a field excursion of the XIIth congress of the Carpatho-Balkan Geological Association (Bucharest, 1981) and gives in Hungarian a summary of the present-day knowledge of the structure of the East Carpathians provided by the Rumanian geologists for this congress. In a Moldavian—Maramureş transect we had an occasion to cast a glance into every structural units of the East Carpathians and we are greatly indebted to Dr. M. SĂNDULESCU, Dr. D. RUSSO-SĂNDULESCU, Dr. H.G. KRÄUTNER, Dr. I. BALINTONI and Dr. M. MICU for the rich program and excellent guiding.

In the appendix (by S. KOVÁCS) the paleogeographical significance of the Transylvanides in respect to some Hungarian tectonic problems are discussed. The fact, that a connection between the innermost zone of the East Carpathians (the Transylvanides, with oceanic crust) and the extra-Carpathian North Dobrogea, across the Búcovinian, Subbucovinian and Infrabucovinian basement nappes (cf. Fig. 10) and the zones of the Carpathian foreland below the flysch nappes (which, namely the "greenschist belt", can be followed from Central Dobrogea till the Holy Cross Mts.; c.f. Fig. 8 and PARASCHIV, D. — PARASCHIV, C., 1978), is excluded, also excludes, that the Innermost West Carpathian deep water Triassic developments (Rudabánya Mts., "Meliata series") could have been connected through the Transylvanides and North Dobrogea with the northern branch of the

Tethys, as suggested by KOZUR (1979, 1980) and a few others. The necessary paleogeographical connections of the deep water, pelagic Triassic of the Innermost West Carpathians and the Transylvanides with the oceanic Tethys can only be explained, in accordance with SĂNDULESCU (1980b, pl. 1,2), through the Inner Dinaric Ophiolite zone. The original paleogeographical pattern has been destroyed by the movements of the Tisia and Moesia microplates. In a fixistic model the Transylvanides and the deep water Triassic developments of the Innermost West Carpathians, because of the lacking connection with the open-marine Tethys, must have been products of a blind rifting, as the Lake Baykal, but in this case their Triassic sediments must have been of euxinic facies and not red, pelagic Hallstatt limestones!

Manuscript received: 28 March, 1983.

Adress of the authors:

MIKLÓS KÁZMÉR: ELTE Őslénytani Tanszék, Budapest, Kun Béla tér 2, H-1088.

SÁNDOR KOVÁCS: Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, Népstadion ut 14, H-1143.

CSABA PÉRÓ: MTA Földtani Tanszéki Kutatócsoport, Budapest, Muzeum krt. 4/a. H-1088.

ÁBRAALÁIRÁSOK

1. ábra: A Keleti-Kárpátok szerkezeti egységei (SĂNDULESCU-KRÄUTNER et al., 1981 és SĂNDULESCU—STEFĂNESCU et al., 1981 szerint)

2. ábra: A Keleti-Kárpátok földtani szelvénye (SĂNDULESCU, 1980b)

1: Erdélyi-takaró (Transzilvanidák)
2: Bukovinai-takaró (b)
és Szubbukovinai-takaró (sb)
3: Infrabukovinai-takarók
a: Argestru-egység
i: Iacobeni-takaró
vb: Vaser-Belopotok-takaró
4: a Külső-Dacidák flistakarói
5: a Moldavidák flistakarói
6: Szubkárpáti-takaró
7: alátolódott kontinentális aljzat
keresztek: kristályos aljzat
fehér: üledékburok
8: Erdélyi-medence
9: neogén vulkanitok.

3. ábra: A román kárpáti prekambrium és kambrium korrrelációja KRÄUTNER, 1980 szerint

4. ábra: A Belső-Dacidák (= Központi-Keleti-Kárpáti-takaró-rendszer) prealpi takarói és sorozatai (SĂNDULESCU—KRÄUTNER et al., 1981 és KRÄUTNER szóbeli tájékoztatása alapján)

5. ábra: A Keleti-Kárpátok metamorf sorozatainak korrelációja a Déli-Kárpátokkal és az Erdélyi-középhegységgel KRÄUTNER, 1976 és 1980 szerint

1: bázisos metavulkanitok
2: gneisz
3: kvarcitos kőzetek
4: leptinit, amfibolit és gneisz társulás
5: migmatitos kőzetek
6: szericit—klorit-pala
7: fillit
8: albitpala
9: szericit—klorit-pala albit porfiroblasztokkal
10: savanyu metatufák és -tufitok

11: grafitpala, lidit
12: mészkő és dolomit
13: mészpala kvarcittal
14: sztratiform Mn-érc

6. ábra: A Keleti-kárpáti flis időbeli és térbeli elterjedése STEFÁNESCU, 1980 szerint

1: flis, általában
2: homokos flis
3: mészkő
4: pélit
5: homokkő
6: konglomerátum
7: breccsa
8: kaotikus üledékek
a: vadflis
b: olisztosztróma
9: bázisos kőzetek
10: üledékhézag
11: diszkordancia
12: tektonikus határ

7. ábra: A Keleti és a Déli-Kárpátok palinspasztikus vázlata SĂNDULESCU, 1976a nyomán

1: kontinentális kéreg
2: óceáni és paraóceáni kéreg
3: Moldavidák
1 + 2: Dacidák

Röviditések feloldása:

MOLDAVIDÁK
CSALHÓI-takaró
BARóti-takaró
FF = Fekete flis-takaró
INFRAbukovinai-takaró
SZUBbukovinai-takaró
BUKOVINAI-takaró
ERDÉLYI-takaró (Transzilvanidák)
MAROS-menti ofiolitöv
SZUPRAGÉTA-takaró
GÉTA-takaró
SZŐRÉNYI-takaró
DANUBIAI-egység

8. ábra: A Keleti-kárpáti előtér szerkezeti zónái és permnél idősebb képződményei
(PARASCHIV, D. és PARASCHIV, C. 1978 szerint)

1: metamorf kőzetek
2: zöldpala

3: kambrium—ordovicium
4: szilur
   a: pélites kifejlődés
   b: meszes kifejlődés
5: devon
6: karbon
   a: Carapeliti-rétegek
   b: platform kifejlődés
7: Perikárpáti-törés (a gyürt zóna határa)
8: jelentősebb törésvonalak
9: képződményhatár
10: permnél idősebb képződményeket ért furások

9. ábra: A Keleti-déli-kárpáti hajlat tektonikai térképe SĂNDULESCU—ŞTEFĂNESCU et al., 1981 alapján

10. ábra: A Keleti-kárpáti triász—liász palinspasztikus szelvénye

1: óceáni kéreg
2: kontinentális kéreg
3: tengeri alsótriász
4: kontinentális alsótriász, ill. alsóanizuszi
5: pelágikus fáciesek: triász hallstatti mészkő és liász adneti mészkő
6: karbonát-platform fáciesek:
   a: dolomit
   b: mészkő
7: elzárt laguna ("restricted lagoon") fáciesü bitumenes dolomit, ill. elzárt medence ("restricted basin") fáciesü bitumenes mészkő
8: liász vasoolit és törmelékek
9: liász törmelékes (gresteni) fácies.

CAPTIONS

Fig. 1. Structural units of the Eastern Carpathians (after SĂNDULESCU — KRÄUTNER et al., 1981 and SĂNDULESCU — STEFĂNESCU et al., 1981, simplified)

Fig. 2. Geological cross-section of the Eastern Carpathians (SĂNDULESCU, 1980b)

1 = Transylvanian Nappe (Transylvanides)
2 = Bucovinian Nappe (b) and Subbocovinian Nappe (sb)
3 = Infrabucovinian nappes
a = Argestru unit
i = Iacobeni Nappe
vb = Vaser-Belopotok Nappe
4 = Flysch nappes of the Outer Dacides
5 = Flysch nappes of the Moldavides
6 = Subcarpathian Nappe
7 = subducted continental basement
crosses = crystalline basement
white = sedimentary cover
8 = Transylvanian Basin
9 = neogene volcanites

Fig. 3. Correlation of the Precambrian and Cambrian formations of the Carpathians in Romania (KRÄUTNER, 1980)

Fig. 4. Pre-Alpine nappes and series of the Inner Dacides (= Central East Carpathian nappe system) (after SĂNDULESCU — KRÄUTNER et al., 1981 and KRÄUTNER, 1981, pers. comm.)

Fig. 5. Correlation of metamorphic series of the Eastern Carpathians, Southern Carpathians and Muntii Apuseni (KRÄUTNER, 1976, 1980)

1 = basic metavolcanites
2 = gneiss
3 = quartzites
4 = leptinite, amphibolite and gneiss association
5 = migmatites
6 = sericite-chlorite schists
7 = phyllite
8 = albite schists
9 = sericite-chlorite schists with albite porphyroblasts

10 = acidic metatuffs and metatuffites
11 = graphite schists, lydite
12 = limestone and dolomite
13 = calcareous schists with quartzite
14 = stratiform Mn-ore

Fig. 6. East Carpathian flysch in time and space (STEFĂNESCU, 1980)

Fig. 7. Palinspastic sketch of the Eastern and Southern Carpathians (SĂNDULESCU, 1976a)

1 = continental crust
2 = oceanic and paraoceanic crust
1 + 2 = Dacides
3 = Moldavides

Abbreviations:

MOLDAVIDÁK	= Moldavides
CSALHÓI	= Ceahlău Nappe
BAR	= Baraolt Nappe
FF	= Black Flysch Nappe
INFRA	= Infrabucovinian Nappe
SZUB	= Subbucovinian nappes
BUKOVINAI	= Bucovinian Nappe
ERDÉLYI	= Transylvanian Nappe (Transylvanides)
MAROS	= Ophiolite belt of Southern Apuseni Mts.
SZUPRAGÉTA	= Supragetic Nappe
GÉTA	= Getic Nappe
SZÖRÉNYI	= Severin Nappe
DANUBIAI	= Danubian Unit

Fig. 8. Structural units and pre-Permian formations of the East Carpathian foreland (PARASCHIV, D. - PARASCHIV, C., 1978)

1 = metamorphic rocks
2 = greenschist
3 = Cambrian - Ordovician
4 = Silurian
    a = pelitic facies
    b = calcareous facies
5 = Devonian
6 = Carboniferous
    a = Carapeliti Beds
    b = platform facies
7 = Pericarpathian Fault (eastern border of the folded zone)

8 = main faults
9 = boundary of formations
10 = Pre-Permian formations in boreholes

Fig. 9. Tectonic map of the Eastern - Southern Carpathian Bend (SĂNDULESCU — STEFĂNESCU et al., 1981)

1 = Transylvanian Nappe
2 = Bucovinian Nappa
3 = Subbucovinian Nappe (Sinca Nappe)
2 + 3 = Supragetic Nappe in the Southern Carpathians
4/a = Braşov Unit
4/b = Holbav Unit
5 = Baraolt and Virghiş Nappes
6 = Ceahlău and Bobu Nappes
5 + 6 = Outer Dacides
7 = Posttectonic sedimentary cover (Middle Cretaceous - Paleogene)
8 = Moldavides
9 = Neogone and Pleistocene volcanites
10 = Foredeep and intermontane basins
11 = Nappe
12 = Digitation
13 = Retrothrust
14 = Overthrust
15 = Faults with horizontal and/or vertical components

Fig. 10. Palinspastic section of the Triassic and Liassic in the Eastern Carpathians

1 = oceanic crust
2 = continental crust
3 = marine Lower Triassic
4 = continental Lower Triassic and Lower Anisian
5 = pelagic facies: Triassic Hallstatt Limestone and Liassic Adnet Limestone
6 = carbonate platform facies
a = dolomite
b = limestone
7 = dolomite in restricted lagoon facies and bituminous limestone in resctricted basin facies
8 = Liassic ferruginous oolite and clastic rocks
9 = Liassic clastic rocks (Gresten facies).

ERDÉLYI-KÖZÉPHG. KELETI-KÁRPÁTOK — D É L I - K Á R P Á T O K

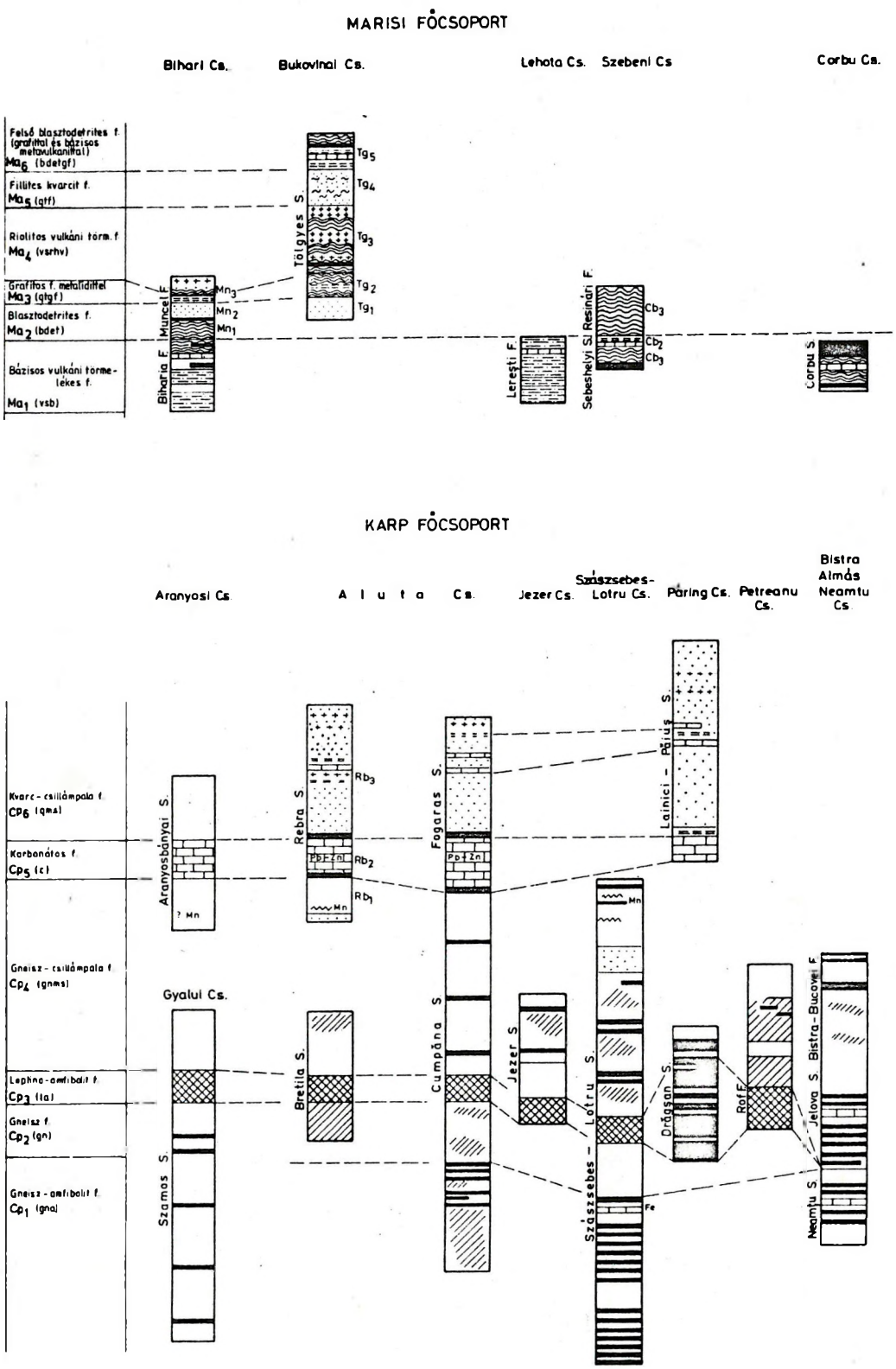


Fig. 1. ábra

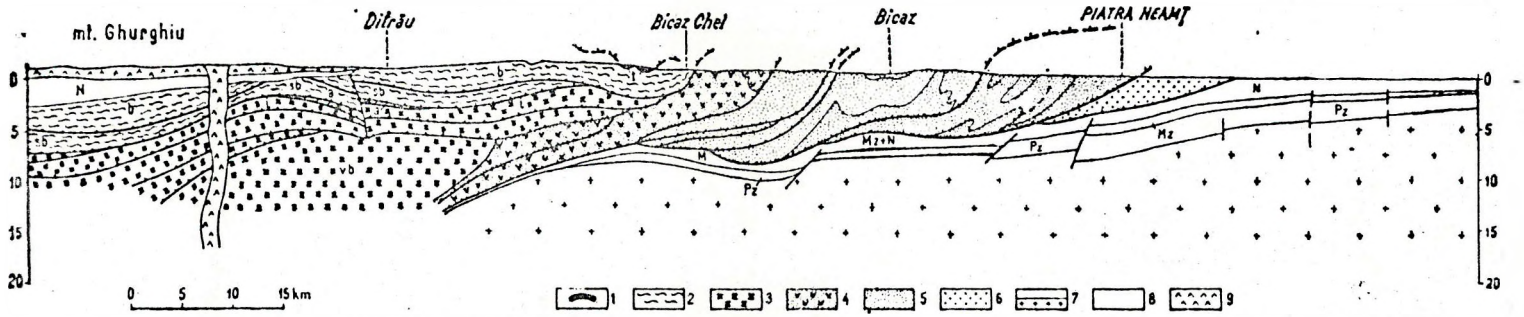


Fig. 1. — Coupe géologique montrant la structure générale des Carpathes orientales (d'après M. Săndulescu, 1975, légèrement modifiée).

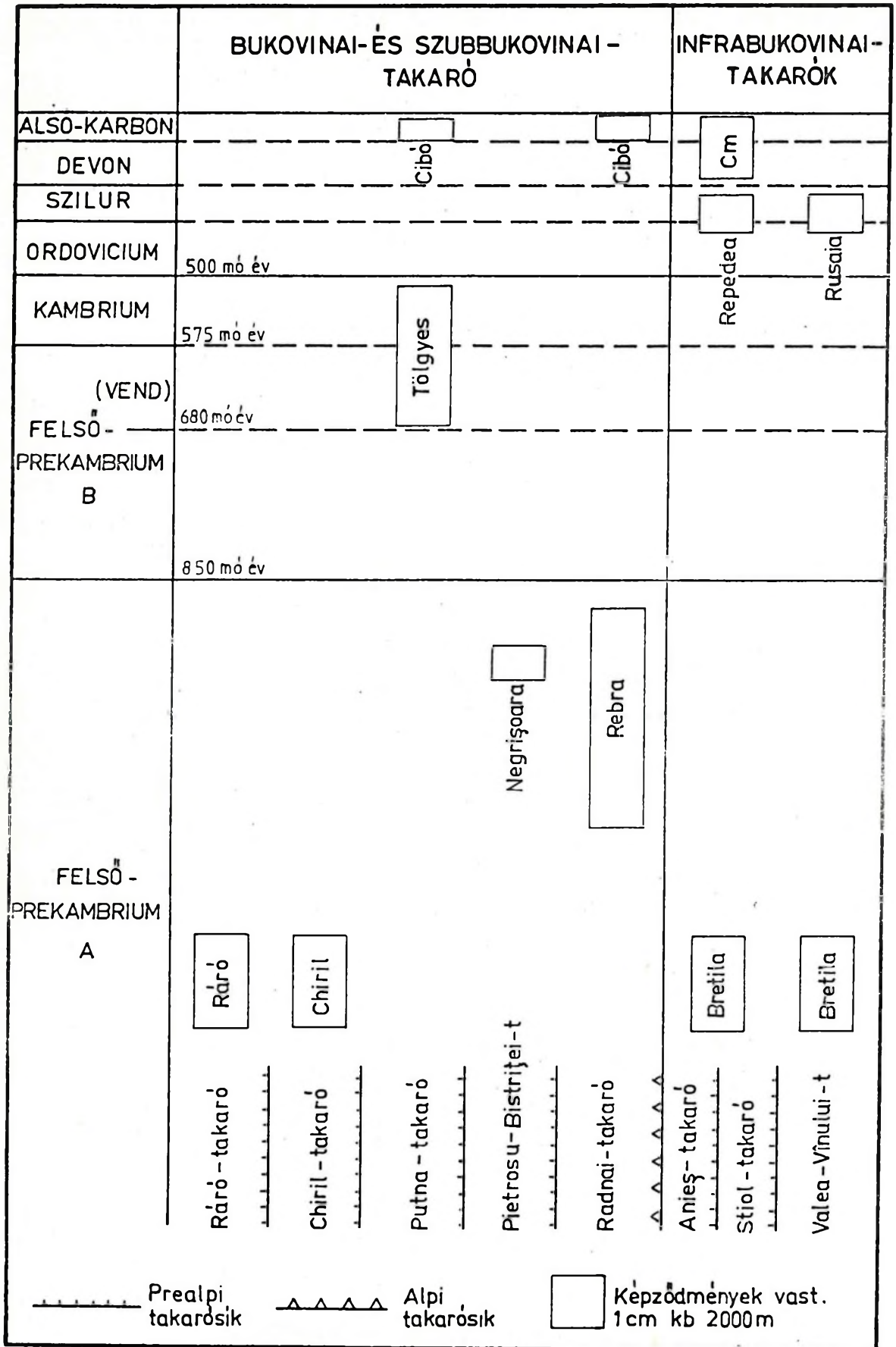
1, nappes transylvaines; 2, nappes bucovinienne (b) et sub-bucovinienne (sb); 3, nappes infrabucoviniennes (a, Argestru, I, Iacobeni, vb, Vaser-Belopotok etc.); 4, nappes du flysch dacique externe; 5, nappes du flysch moldavien; 6, nappe subcarpathique; 7, plate-forme et socle sialiques sous-charriés (blanc-couverture sédimentaire; croix-socle); 8, dépression de Transylvanie; 9, volcanique néogènes.

Fig. 2. ábra

<table>
<tr><th>NEMZETKÖZI
KRONOSZTRATIGRÁFIAI
BEOSZTÁS</th><th>ROMÁNIA</th><th>ROMÁNIAI
LITOSZTRATIGRÁFIAI
BEOSZTÁS</th><th colspan="2">KÖZÉP-EURÓPA
Zoubek, 1977</th><th colspan="2">KELET-EURÓPA
Kratz et al 1978</th></tr>
<tr><td>Kambrium
575 mó év</td><td></td><td rowspan="2">Marisi
főcsoport</td><td colspan="2"></td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td rowspan="2">Felső-
prekambrium</td><td>Felső-
prekambrium B
850-1000 mó év</td><td colspan="2">Felső -
1000±50 mó év</td><td rowspan="3">Proterozoikum</td><td rowspan="2">Felső proterozoikum</td><td>Vend
680±20 mó év</td></tr>
<tr><td>Felső-
prekambrium A</td><td>Karp
főcsoport</td><td>Középső -</td><td rowspan="2">Rifei</td></tr>
<tr><td>1650±50 mó év
Középső-
prekambrium</td><td>—</td><td></td><td>Alsó -</td><td colspan="2">Alsó-
proterozoikum</td></tr>
<tr><td>2600±100 mó év
Alsó -
prekambrium</td><td>—</td><td></td><td colspan="2">Archaikum</td><td colspan="2">Archaikum</td></tr>
</table>

Fig. 3. ábra

/KRÄUTNER, 1980/



/SĂNDULESCU - KRÄUTNER et al., 1981 után/

Fig. 4. ábra

A KELETI-KÁRPÁTOK SZERKEZETI EGYSÉGEI

(M. Săndulescu, M. Ştefănescu, H. Kräutner, I. Balintoni, M. Micu 1981 alapján)

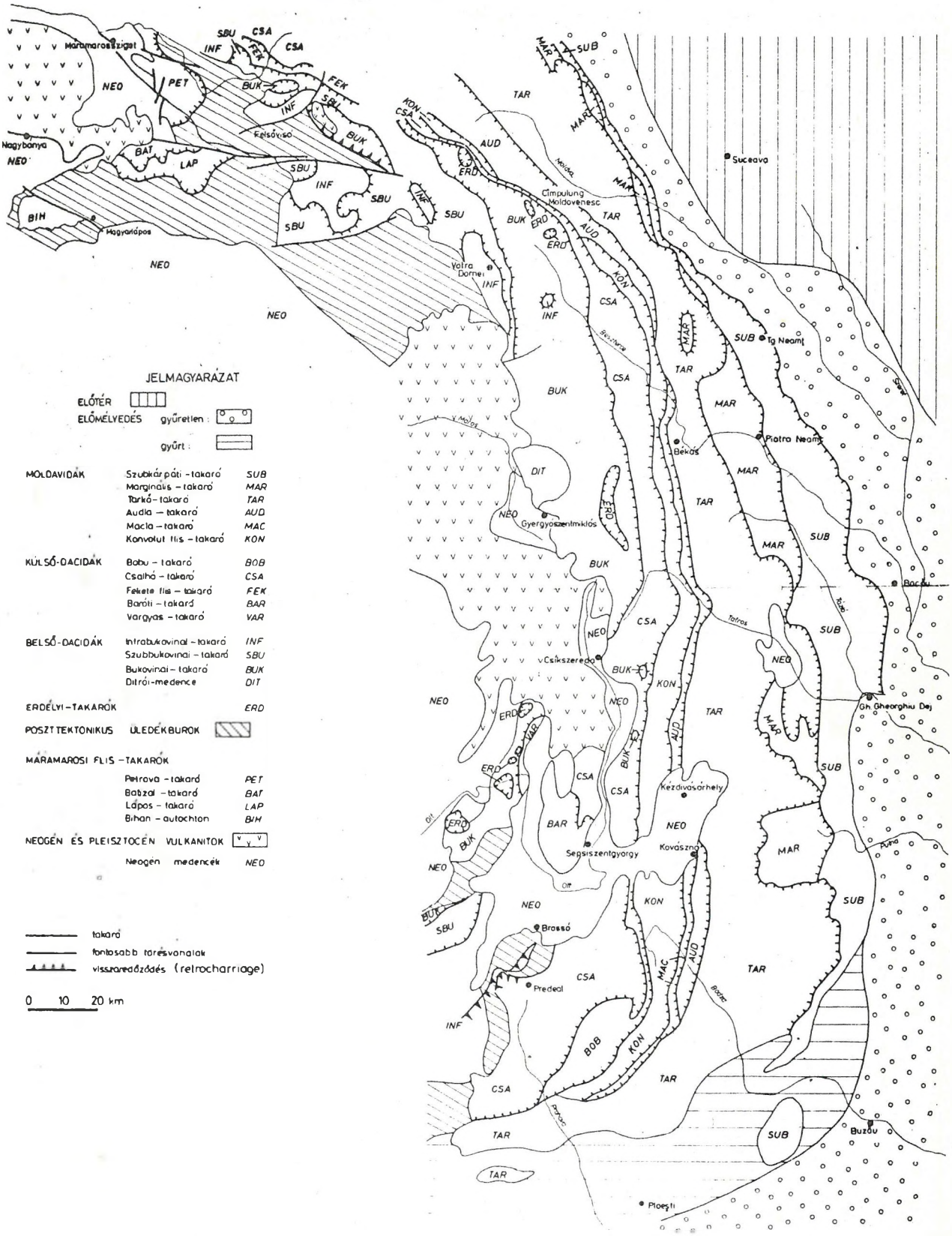
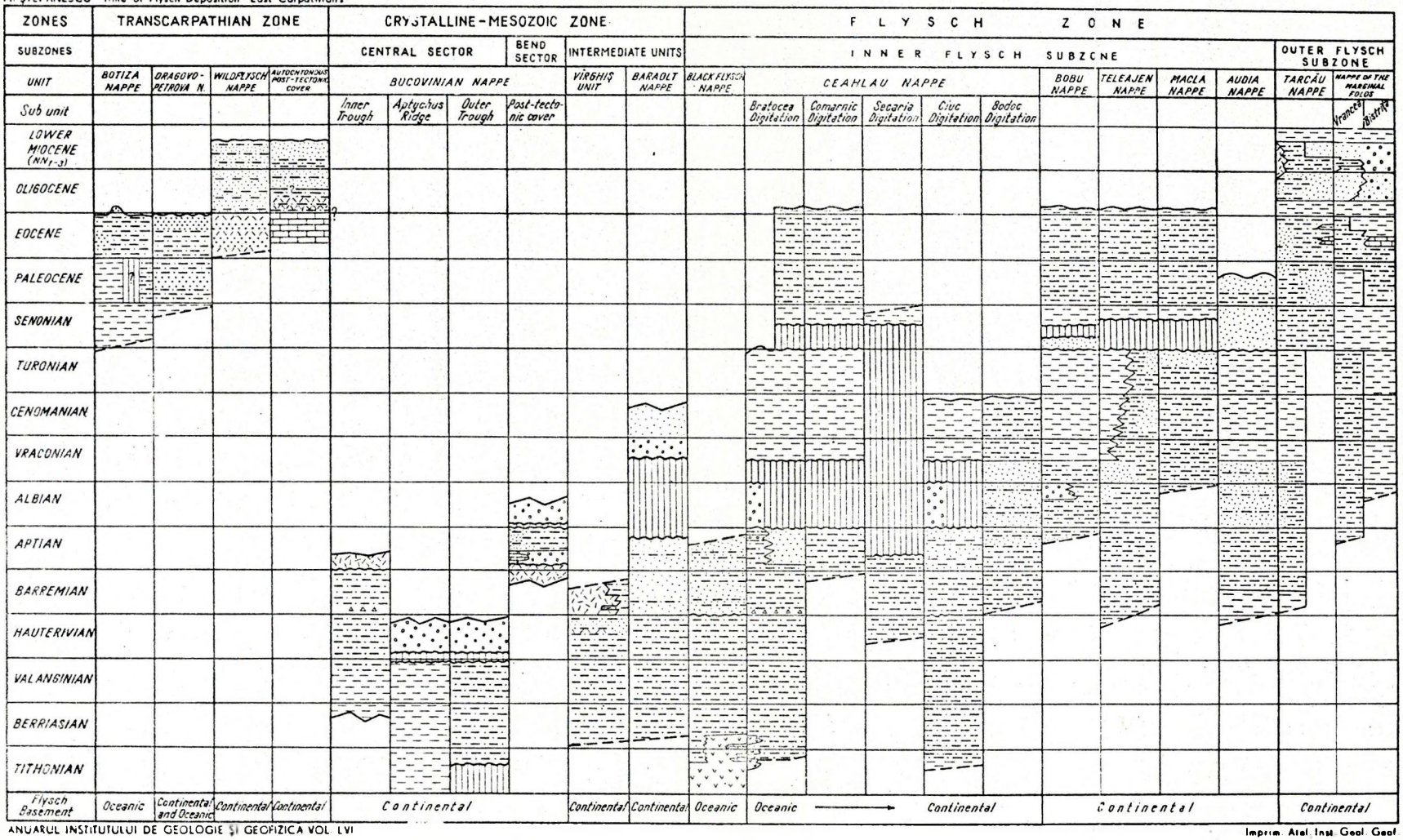


Fig. 5. ábra

LITHO-STRATIGRAPHYCAL SYNOPSIS OF THE FLYSCH DEPOSITS IN THE EASTERN CARPATHIANS

M. ŞTEFĂNESCU - Time of Flysch Deposition - East Carpathians



ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICA VOL. LVI

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

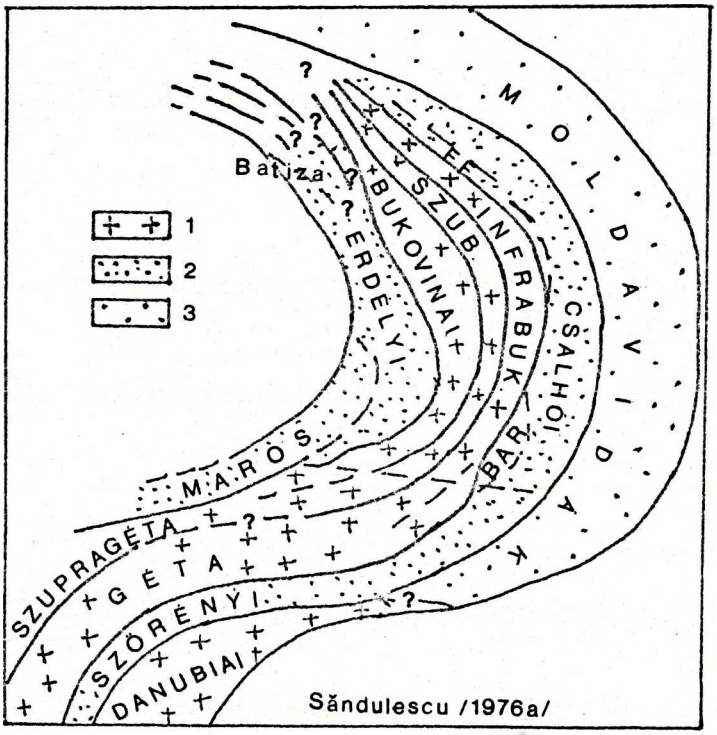
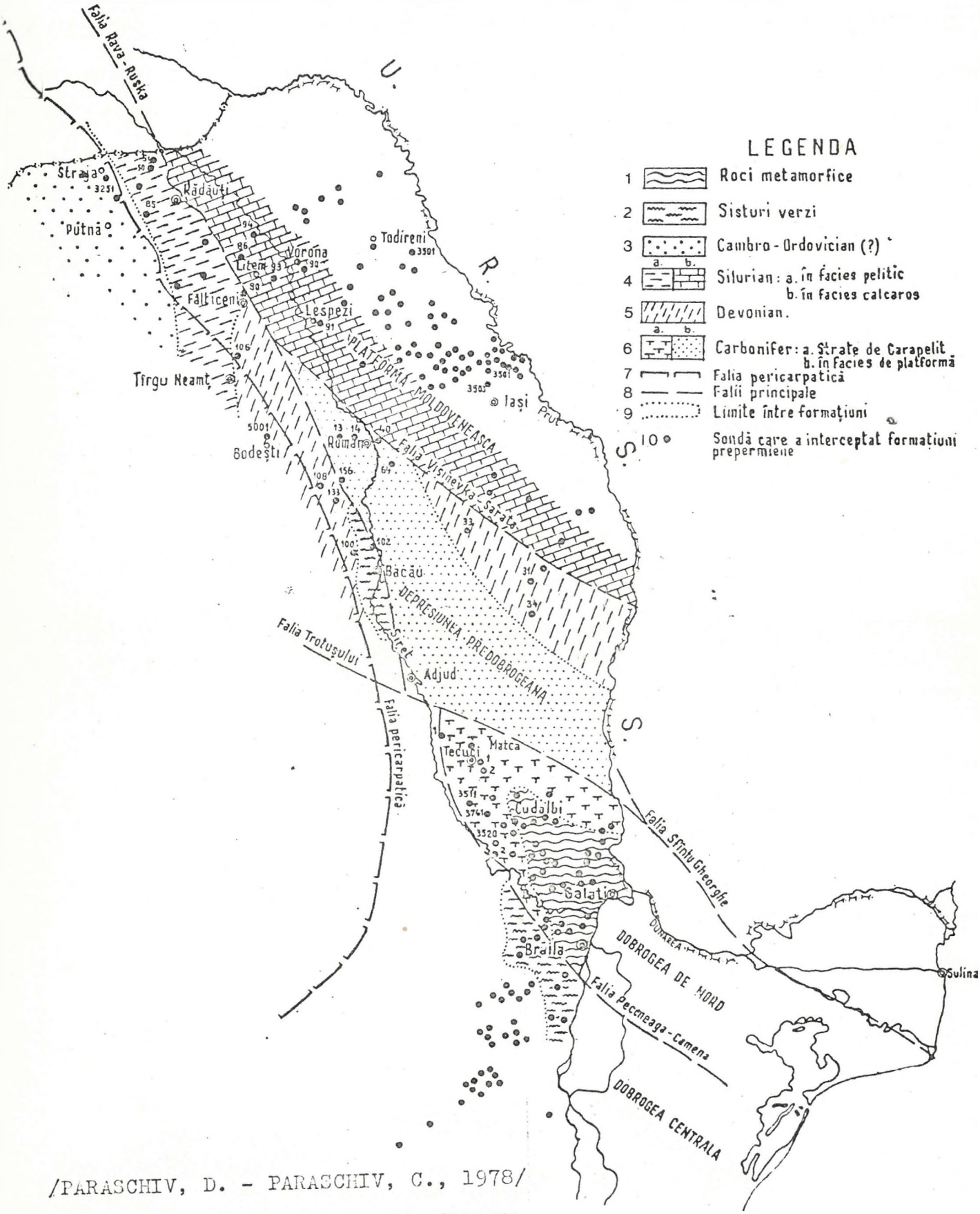

1
2
3
Batiza ?
ERDÉLYI
BUKOVINAI
SZUB
INFRABUK
BÁR
CSALHÓI
MOLDAVIDA
MAROS
SZUPRAGÉTA
GÉTA
SZÖRÉNYI
DANUBIAI
Săndulescu /1976a/

Fig. 7. ábra



/PARASCHIV, D. - PARASCHIV, C., 1978/

Fig. 8. ábra

A KELETI-DÉLI-KÁRPÁTI HAJLAT TEKTONIKAI TÉRKÉPE

(SĂNDULESCU, M. és STEFANESCU, M. 1981 alapján)

0 5 10 15 km

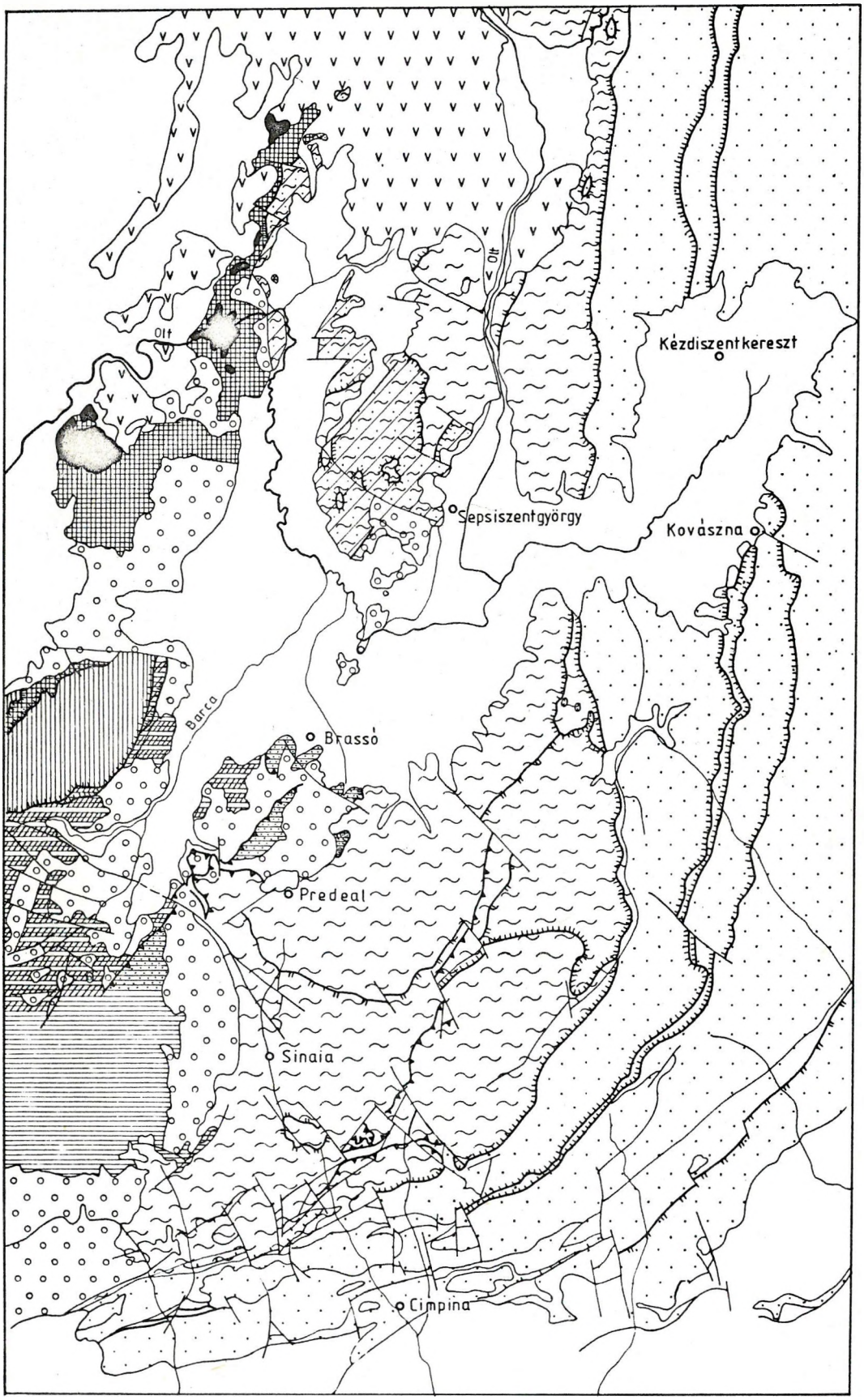


Fig. 9. ábra

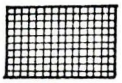
A KELETI-DÉLI-KÁRPÁTI HAJLAT TEKTONIKAI TÉRKÉPE

(SĂNDULESCU, M. és STEFANESCU, M. 1981 alapján)

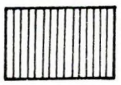
0 5 10 15 km

JELMAGYARÁZAT:

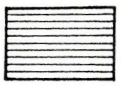
1 Erdélyi-takarók vagy Transzilvanidák



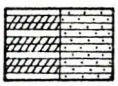
2 Bukovinai-takaró



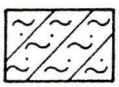
3 Szubbukovinai-takaró (Sinkai-takaró)
(2-3: Szupragétikum a Déli-Kárpátokban)



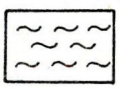
4 Infrabukovinai-takarók (Gétikum a Déli-Kárpátokban)



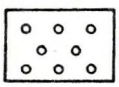
4 4/a: Brassói-egység
a | b 4/b: Holbav-egység



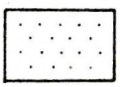
5 Baróti- és Vargyas-takarók



6 Csalhói- és Bobu-takarók (5-6: Külső Dácidák)



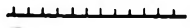
7 Poszttektonikai üledékfedő (középső-kréta–paleogén)



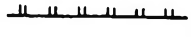
8 Moldavidák

9 Neogén és pleisztocén vulkanitok

10 Előmélyedés és belső medencék



11 Takaró



12 Digitáció

13 Visszatolódás

14 Rátolódás

15 Horizontális vagy vertikális elvetődés

Fig. 9. ábra

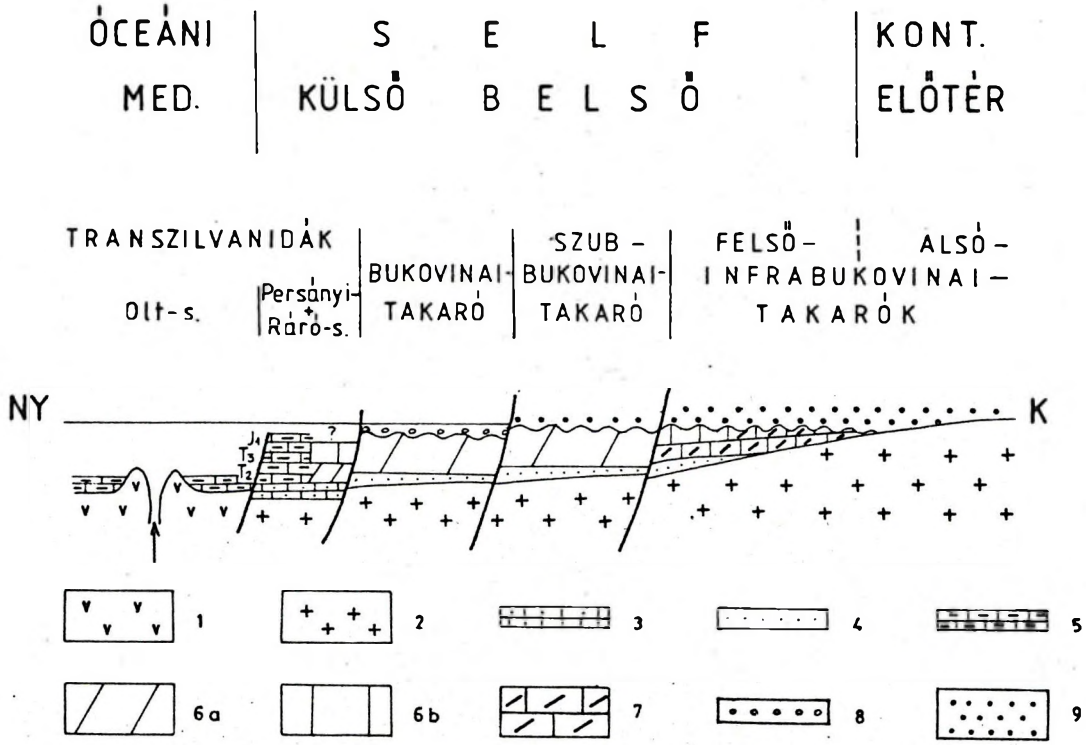

ÓCEÁNI
MED.
S E L F
KÜLSŐ B E L S Ő
KONT.
ELŐTÉR
TRANSZILVANIDÁK
Olt-s.
Persányi-
Rárό-s.
BUKOVINAI-
TAKARÓ
SZUB -
BUKOVINAI-
TAKARÓ
FELSŐ-
INFRABUKOVINAI-
TAKARÓK
ALSÓ-
NY
K
1
2
3
4
5
6a
6b
7
8
9

Fig. 1o. ábra

Általános Földtani Szemle
No. 18. p.77-
General Geological Review
Budapest, 1983.

AZ ALPOK NAGYSZERKEZETI ÁTTEKINTÉSE

Kovács Sándor

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:
Tectonique-d' ensemble, tectogénése, styl-tectonique, geodynamique, stratigraphie, paleogeographie, Alpes.

Az Alpokról TELEGDI RÓTH KÁROLY "Magyarország geológiája" c. munkájának megjelenése (1929) óta átfogóbb magyar nyelvü ismertetés nem látott napvilágot. A jelen áttekintés, amelynek összeállitása FÜLÖP JÓZSEF akadémikus megbizásából a készülő "Magyarország földtana" keretében történt 1982-ben, ezt a hiányt igyekszik pótolni.

Az összeállitáshoz a legujabb alpi nagyszerkezeti irodalom, valamint a szerzőnek a Keleti- és Déli-Alpokban tett tanulmányutjai szolgáltak alapul.

Kézirat beérkezett: 1983. március 28-án

TARTALOM

		Oldal
1.	NYUGATI-ALPOK	81
1.1	Molassz-medence	81
1.2	Helvétikum	81
1.3	Penninikum	83
1.4	Ausztroalpin	85
1.5	A Nyugati-Alpok szerkezetfejlődése	85
2.	KELETI-ALPOK	88
2.1	Molassz-zóna	88
2.2	Helvétikum és Ultrahelvétikum	89
2.3	Rhenodanubiai flis	89
2.4	Pennini-ablakok	90
2.4.1.	Gargelleni-ablak	90
2.4.2	Engadini-ablak	90
2.4.3	Tauern-ablak	90
2.4.4	Kőszeg-Rohonci-ablak	92
2.5	Alsó-Ausztroalpin	92
2.5.1	Graubünden (Grisonidák)	93
2.5.2.	A Tauern-ablak kerete és északi szomszédsága	93
2.5.3	A semmering-wechseli terület	94
2.5.3.1	Semmeringi-egység	94
2.5.3.2	Wechseli-egység	95
2.5.3.3	Hainburgi-hegység	95
2.6	Középső-Ausztroalpin	96
2.6.1.	Egységek a Tauern-ablaktól Ny-ra	97
2.6.2	Egységek a Tauern-ablaktól É-ra és D-re	98
2.6.3	Egységek a Tauern-ablaktól K-re	99
2.7	Felső-Ausztroalpin	100
2.7.1	Grazi paleozoikum	100
2.7.2	Északi-Grauwacke-zóna	101
2.7.3	Északi-Mészkőalpok	102

Oldal

2.8 A Középső- és Felső-Ausztroalpin problematikája 103
2.9 A Keleti-Alpok szerkezetfejlődése ... 105
3. AZ INSZUBRIAI-PERIADRIATIKUS LINEAMENSRENDSZER ÉS A DRAUZUG 107
3.1 Drauzug (Dráva-vonulat) 107
3.2 Az Inszubriai-Periadriatikus lineamensrendszer 109
3.3 Periadriatikus magmatitok 112
3.4 Problematika 113
3.4.1 Vertikális és horizontális mozgások 113
3.4.2 A lineamensrendszer K-i folytatása. 115
3.4.3 A Drauzug helyzete 116
4. DÉLI-ALPOK 120
4.1 Paleozoikum 121
4.1.1 Az Ivrea- és a Ceneri-zóna 121
4.1.2 A Déli-Alpok középső része 122
4.1.3 Karni-Alpok - Déli-Karavankák 123
4.2 Mezozoikum és kainozoikum 125
4.3 A Déli-Alpok szerkezetfejlődése 126
4.4 A Déli-Alpok és a Dinaridák kapcsolata 127
IRODALOM - REFERENCES 129
Major tectonic outline of the Alps (abstract) .. 135
Ábraaláírások - Captions 138
Ábrák - Figures 142

1. NYUGATI-ALPOK

A Nyugati-Alpok ive a Riviérától (Tengeri-Alpok) Svájc keleti részéig (Graubünden) huzódik. Egyesek csak a nagyjából É-D-i lefutásu francia-olasz részét értik Nyugati-Alpokon, mig a NyDNy-KÉK-i csapásu svájci részt Központi-Alpokként különitik el. A Rajna áttörésétől kissé K-re már a Keleti-Alpok következnek.

Felépitésében a helvéti (dauphinéi) és pennini egységek vesznek részt, az ausztroalpi egységek szerepe alárendelt.

1.1 Molassz-medence

Bár a svájci Molassz-medencét általában nem szokták a szorosabb értelemben vett Nyugati-Alpokkal együtt tárgyalni, itt most mégis ezt tesszük, mivel D-i, ill. DK-i része még erős deformációt szenvedett az alpi gyürődések vége felé. A medencét folyami, tavi, mocsári és tengeri üledékek töltötték ki, melyek rétegtani terjedelme a középső-oligocéntől a felső-miocén alsó részéig terjed. Az üledékek törmelékanyaga tulnyomórészt a kiemelkedő Alpokból származott. Mai legnagyobb szélessége kb. 70 km, de DNy-felé az Alpok és a Jura-hegység között egészen elkeskenyedik és elsekélyesedik.

A zóna ÉNy-i részén az Autochton-, majd a Parautochton (vagy Gyürt)-molassz huzódik. A zóna DK-i részén az erősen pikkelyezett, aljzatáról lenyirt Szubalpi-molassz sávját követhetjük az Alpok takarófrontja mentén. Ez már maga is takaróként értékelhető, hiszen diszlokációja helyenként 25 km-t is elérhet (TRÜMPY, 1980).

1.2 Helvétikum

A helvéti fáciesrégió az alpi geoszinklinális stádiumban — a Penninikum medencéjének a doggerban történt ki-

nyilása után — az északi kontinentális szegély szerepét betöltő kifejlődési terület volt. Svájcban Helvétikumnak, Franciaországban Dauphinéi-zónának nevezik, dél-franciaországi folytatásának — kifejlődését illetően — a Provence-i előtér felel meg. Az Alpok legkülső és legalsó helyzetü, takarós deformációktól részben már mentes főegysége. Egyik fő jellegzetessége a nagyméretü variszkuszi gránitintruziókat tartalmazó, prealpi külső kristályos masszivumok láncolata (Argentera, Pelvoux, Belledonna, Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Aar, Gotthard és még néhány kisebb). Ezek lényegében megfelelnek a Keleti-Alpok "Altkristallin" (=ókristályos)-jának, bár az ókaledóniai és variszkuszi metamorf sorozatok elkülönitése nemigen lehetséges. A kristályosra késő-variszkuszi molassz települ: a felső-karbonban szürke, antracit-telepes törmelékes összlet, savanyu és intermedier vulkanizmussal, a permben vörös, kontinentális törmelékes rétegsor, savanyu és bázisos vulkanitokkal. Másik fő jellegzetessége az, hogy a mindvégig sekélytengeri mezozoikuma többnyire erős kontinentális hatásról tanuskodik, a faunák pedig európai kapcsolatokat mutatnak. A helvéti terület a triászban még a germán epikontinentális tenger déli pereméhez tartozott, a liászban pedig részben az Alemanniai-szárazulathoz és csak a doggertől kezdve önállósult. A sekélytengeri kifejlődés alól csak a Vocanti-árok vastag jura-alsó kréta törmelékes összlete képez kivételt, amely a francia területen tanulmányozható. Flis csak helyenként lép fel és a flis-exogeoszinklinális kifelé vándorlásának (polaritásának) megfelelően itt a legfiatalabb, legfelső-eocén—legalsó-oligocén koru.

A terjedelmes prealpi kristályos masszivumok az alpi takaróképződés során a gyürődés magjául szolgáltak, a belsőbb Gotthard-masszivum kivételével autochton helyzetben maradtak. Belső oldalukról a mezozoós buroksorozat többnyire lenyiródott és a felső-oligocén—miocén során a helvéti takarók formájában tolódott át az autochton masszivumokon. A felső-kréta és paleogén üledékek ugyancsak lenyiródtak az

idősebb mezozoós képződményekről. A helvéti kontinentális szegély és a pennini medence közti átmeneti kifejlődési területet Ultrahelvétikum néven különitik el; franciaországi megfelelője az Ultradauphinéi-zóna. Helyzete alapján a kontinentális lejtőnek felel meg. Gyökérzónája a külső kristályos masszivumok belső oldalán van. Fiatalabb mezozoikuma általában nyilttengeribb jellegü, de nem mindig különithető el egyértelmüen a dél-helvéti fáciesektől. A Helvétikummal szembeni fő különbsége abban áll, hogy a Penninikum mellett az alpi flisképződés egyik fő zónája; a paleocén—eocén, sőt helyenként már a legfelső-kréta is flis-kifejlődésü. Mezozoós képződmények csak elvétve őrződtek meg a kifelé a molasszra és a Helvétikumra rátolódott ultrahelvéti flistakarók bázisán, többnyire lenyiródtak.

1.3 Penninikum

Az északi (európai) kontinentális szegélyt képező Helvétikum és a déli (adriai vagy apuliai) kontinentális szegélyt alkotó Ausztroalpin közötti, részben óceáni kérgü medencét jelenti. A liász végéig még nem önállósult, képződményei nem térnek el élesen a szomszédos fáciesrégiókéitól. A prealpi aljzatot a hatalmas St.Bernard és Monte Rosa aljzattakarók, valamint a K-i folytatásukban levő kisebb takarók gneisz—csillámpala tömegei képviselik. Megfelelőik a francia-olasz Alpokban a Dora Maira és a Gran Paradiso kristályosai, amelyeket sokan autochton belső masszivumoknak tekintenek. Ezeket ugyancsak a Keleti-Alpok ókristályosával ("Altkristallin") párhuzamositják. Szemben a Helvétikummal itt a variszkuszi gránitok szerepe alárendelt. A variszkuszi metamorfitokra felső-karbon—perm molassz települ, a felső karbonban antracittelepekkel, a permben vörös törmelékes összlettel.

A triász és a liász sekélytengeri, előtér-közeli jellegü; az alsó-triász és zömében a felső-triász is kontinentális ("Buntsandstein" ill. kárpáti keuper), a középső-triász

karbonátplatform fáciesü dolomit, a liászt gyakran breccsák képviselik, de sokszor hiányzik is.

A Penninikum éles elkülönülése a szomszédos fáciesrégióktól a doggerben indult riftesedéssel kezdődött, amely a Brianszoni-platformmal elválasztott Valaisi- és Piemonti-medencék kialakulásához vezetett. A középső-jura—alsó-kréta óceánosodási stádium üledéke a nagyvastagságu "Schistes lustrés" (= fényes pala) vagy "Bündnerschiefer" (= bündeni pala). A medencékben az üledékképződés részben kivékonyodott kontinentális kérgen, részben pedig ujonnan keletkezett óceáni kérgen folyt. A Valaisi-öv (= Északi-Penninikum) nagyrészét un. nem teljes ofiolitsorozat (paraóceáni kéreg) jellemzi és ultrabázitok csak a keleti részén lépnek fel. Ellenben a Piemonti-övben (Dél-Penninikum) nagy tömegben előforduló ultrabázitok valódi óceáni kéreg maradványai. A két medencét elválasztó, a felső-karbon—középső triászban csak üledékeinek nagyobb vastagságával elkülönülő Brianszoni-küszöb a középső—felső-triász határától kezdve önállósult pozitiv formaelemként: legnagyobb részén a felső-triászban és a liászban üledékhézag van, a dogger—malm sekélytengeri (a bathban vékony széntelepekkel!), az alsó-kréta ugyancsak hiányzik. A Szubbrianszoni-öv ennek a küszöbnek az északi lejtőjét jelenti, a dogger—alsó-krétában pelágikus üledékekkel, magáról a küszöbről származó turbiditek gyakori betelepüléseivel. A Brianszoni- és a Szubbrianszoni-öveket együttesen Középső-Penninikum-nak nevezik.

A "Pennini-óceán" bezáródása az albai emelet során (STILLE "ausztriai fázisa") indult szubdukcióval kezdődött, amely szakaszosan a felső-eocénig (STILLE "pireneusi fázisa") tartott. Bár flis-szerü üledékek korábban is keletkeztek, ekkor volt az alpi flisképződés fő időszaka. A különböző területek fliseinek rétegtani terjedelme azonban — a Penninikumon belül is — ezen az intervallumon belül eltérő. Itt a legfiatalabbak középső-eocén koruak. A flistakarók majdnem minden esetben lenyiródtak mezozoós aljzatukról és

csak nagyon ritkán észlelhető, ahogyan a bündeni palára transzgressziósan települnek (pl. Prätigau K-Svájcban).

1.4 Ausztroalpin

A Nyugati-Alpok legmagasabb szerkezeti egységét a Dent Blanche aljzattakarója és a hozzá kapcsolódó néhány kisebb takarórög képezik. Csaknem kizárólag prealpi kristályos kőzetek épitik fel, amelyek két sorozatba tartoznak: 1. a granitoidokból, zöldpalafáciesü metapszammitokból és alárendelten gabbrókőzetekből felépitett Arolla-sorozat és 2. az amfibolit-, ill. granulit-fáciesü parametamorfitokból álló Valpellina-sorozat. Vékony mezozoós buroksorozata csak egyetlen helyütt őrződött meg (Mt. Dolin); különösen a felső-triásza már kifejezetten ausztroalpi jellegü (fődolomit), alsó—középső-juráját pedig breccsák jellemzik.

Az Inszubriai-vonallal szomszédos, a Dent Blanche-takaró gyökérzónáját képező Sesia-Lanzo-zónát hasonló kristályos kőzetek épitik fel. Ennek belső oldalán huzódik az Ivrea-zónával közvetlenül érintkező Canavese-zóna; a benne fellépő epimetamorf mezozoós kőzetek esetleg a Sesia-Lanzo-zóna eredeti fedőjét képviselhetik.

Bár a Dent Blanche-takaróban és a Sesia-Lanzo-zónában az alpi geológusok többsége az Alsó-Ausztroalpin (vagy alsó-keletalpi takarórendszer) legnyugatibb képviselőit látják, egyesek ultrapennini egységekként kezelik őket. Ugyanakkor a Valpellina-sorozatban fellépő kinzigit-gneiszek az Ivrea-zóna Kinzigit-alzónája felé, és igy a Déli-Alpok felé is kapcsolatot teremtenek.

Az (alsó-)keletalpi egységek eredetileg a Nyugati-Alpoknak a mainál jóval nagyobb részét befedhették, azonban már lepusztultak.

1.5 A Nyugati-Alpok szerkezetfejlődése

Az Alpok tektogenezise a Penninikum részben óceáni aljzatának az albai emelet során indult szubdukciójával kez-

dődött. A Piemonti- és Valaisi-medencékben a bündeni pala (schistes lustrés) lerakódását felváltotta a flisképződés.

A Keleti-Alpokban olyan jelentős kréta paleoalpi tektogenezis a Nyugati-Alpokban — az ausztroalpi egységek alárendelt szerepének megfelelően — kevésbé érzékelhető, bár hatása a Penninikumban mindvégig kimutatható. A szubdukcióval kapcsolatos deformáció elsősorban a piemonti zónát és az ausztroalpi szegélyt érintette, de a valaisi zóna deformációja is valószinüsithető. Különösen a pre-gosaui fázis volt jelentős. A brianszoni küszöb az eocén elejéig tektonikai zavaroktól lényegében mentes volt. A betolódással kékpalafáciesü metamorfózis járt együtt. A flisképződés sulypontja a kréta végére áttevődött az ultrahelvéti kontinentális lejtőre.

A paleocénben viszonylagos tektonikai nyugalom volt.

A Penninikum szerkezetét alapjaiban az eocén—alsó-oligocén mezoalpi tektogenezis alakitotta ki, amelynek paroxizmusa az eocén végére—oligocén elejére esik (radiometrikus koradatok szerint 39 ± 2 mó év). A flisképződés a piemonti és valaisi medencékben az alsó- és középső-eocénban, az ultrahelvéti zónában pedig a felső-eocén elején befejeződött. A brianoni küszöbön a felső-kréta—paleocén "couches rouges" szedimentációt csak az alsó—középső-eocénben követte flis.

A mezoalpi gyürődés a pennini takarókon kivül a keletalpi takarókat is érintette, de ugyanekkor tolódtak rá a lenyiródott ultrahelvéti takarók is az akkor még helyben lévő, későbbi helvéti takarókra. A mezoalpi orogén a szubdukciós tipusu paleoalpival szemben már kolliziós tipusu volt. A szubdukciós zóna nagyjából az Inszubriai- és Tonale-vonalakkal párhuzamosan huzódhatott, de maguk a vonalak — legalábbis mai formájukban — már a gyürődést követő, igen jelentős vertikális és horizontális mozgásokkal kapcsolatosak (lásd később a 3. fejezetnél). A mezoalpi térrövidülés mértékét 250—300 km-re becsülik (TRÜMPY, 1973, 1980).

A mezoalpi tektogenezis volt az alpi metamorfózis második és fő időszaka, amely — a magas nyomású—alacsony hőmérsékletü palecalpival szemben — magas hőmérsékletü volt. A metamorfózis foka az Inszubriai—Tonalevonal és az annak mentén magasra emelkedett legmélyebb eredetü szerkezeti egységek felé növekszik. Radiometrikus kormeghatározások fiatalabb, oligocén és miocén korokat is adtak, ezeket azonban kihülési korokként értelmezik. Az Engadini-vonalnak — amely mentén szintén kisebb horizontális elmozdulás mert végbe — a Tonale-vonalból való kiágazásánál intrudálódtak a Val Bregaglia-i (bergelli) gránitoidok, amelyek már metamorfózis utániak (radiometrikus koruk: 30, ill. 25 mó év) és áttörik a pennini takarókat.

Az eocén végi—oligocén eleji gyürődést az oligocén legfelső részéig tartó, viszonylag kompressziómentes időszakban a Központi-Alpok igen jelentősen kiemelkedett (a vertikális mozgás mértékét TRÜMPY, 1973 legalább 15 km-re becsüli!) és az aljzatról majdnem mindig lenyirt flistakarók gravitációsan rácsusztak a külső, még gyüretlen helvéti zónára.

A flis-időszakot a középső-oligocéntől a felső-miocénig tartó molassz-stádium követte. Az oligocén végi—miocén neoalpi tektogenezis alakitotta ki a Helvétikum szerkezetét. A Gotthard aljzat-masszivum (melyet már a mezoalpi kompresszió is érintett és ultrahelvéti üledéktakarója akkor lenyiródott) és az Aar—Mont Blanc-masszivumok között uj kéregszubdukciós zóna jött létre, amely mentén az európai kontinentális előtér a már konszolidálódott paleo- és mezoalpi orogén alá tolódott. Az itt csaknem teljesen elnyelődött Tavetsch-masszivum lenyiródott mezozoós fedőjéből származnak a helvéti takarók, amelyek — a már korábban rájuk csuszott ultrahelvéti egységekkel együtt — áttolódtak az autochton masszivumokon és rátolódtak a helyben maradt helvéti egységekre, valamint a molassz előtérre. Ezt követően megindult a külső, autochton masszivumok láncának kiemelkedése. A neoalpi térrövidülés mértéke TRÜMPY (1980) szerint kb. 100 km lehetett.

Összegzésül megállapithatjuk, hogy az Alpoknak a középső-krétától a felső-miocénig tartó tektogenezise folyamán az általában rövidebb, erős kompresszióval (szubdukciós folyamatok felgyorsulásával) jellemzett időszakokat időben jobban széthuzódó, a gyürődés szempontjából viszonylagos nyugalmi időszakok követték. Az utóbbiak során jelentős vertikális mozgások és horizontális eltolódások mentek végbe, a kiemelkedett belsőbb zónákról pedig az aljzatukról lenyiródott takarók gravitációsan az előtér felé csusztak.

A pliocénben az Alpok alacsony dombvonulattá pusztult le és mai, magashegységi arculatát csak a pliocén végi— pleisztocén intenziv kiemelkedés és a pleisztocén eljegesedés alakitották ki.

2. KELETI-ALPOK

A Nyugati-Alpok szerkezeti egységei a Rajna völgyétől K-re a keletalpi takarórendszerek hatalmas lepelje alá merülnek. A felszinen csak egy szük sávban folytatódnak a keletalpi takarók homloka előtt, ill. tektonikai ablakokban bukkannak fel ujra.

2.1 Molassz-zóna

A keletalpi molassz a Cseh-masszivum déli, szegélyi részére települ. Mezozoós aljzatában a triász hiányzik, a kristályosra közvetlenül gresteni fáciesü liász települ. Két részre oszlik: 1. előtéri molasszra, amelyet már nem érintettek az alpi gyürődések és 2. a csak néhány km-es szélességü szubalpi molassz sávjára, amely a Helvétikum és a flistakarók É-felé mozgása során meggyürődött. Az utóbbinak a Dunától ÉK-re levő folytatását nevezik Waschbergi-zónának. A Cseh-masszivum és a molassz az alátolódott aljzatban — furásokkal bizonyitottan — legalább az Északi-Mészkőalpok déli pereméig folytatódnak, de még a Grauwacke-zóna alá is benyulhatnak.

2.2 Helvétikum és Ultrahelvétikum

A Helvétikum a Mészkőalpok É-i pereme mentén csak Vorarlbergben folytatódik összefüggően, mintegy 60—70 km-en keresztül (Säntis-takaró); tovább K-felé csak egymástól elszakitott pikkelyek képviselik, amelyekben a helvéti és ultrahelvéti kifejlődések között minden átmenet megvan. A mészkőalpi takarók homlokán előreszállitott flistakaró és helvéti egységek gyakran egymásba gyuródtak és pikkelyeződtek. A Dél-Ultrahelvétikum jellegzetes képződménye az albai—felső-eocén tarkamárga (Buntmergel)-sorozat, amelybe az Enns völgyétől K-re a Gresteni-szirtöv szirtjei ágyazódnak. Az aljzatukról lenyirt szirtek rétegsora alsó-jura, kőszéntelepeket tartalmazó homokkőösszlettel (= "gresteni fácies") indul és dogger-neokom mélyvizi karbonátos-kovás képződményekből áll. Az eredeti aljzat valószinüleg a Csehmasszivum volt.

2.3 Rhenodanubiai flis

A flisöv a Keleti-Alpokban a Mészkőalpok meredek frontja előtt huzódó, morfológiailag élesen elkülönülő, dombvidék- ill. középhegység-jellegü, többnyire csak néhány km szélességü vonulattá keskenyedik. Kisebb tektonikai ablakokban több helyütt kibuvik az Északi-Mészkőalpok takarója alól is. A flis rétegtani terjedelme neokom—felső-eocén. Az alsó- és középső-krétában ritkán bázisos kőzetek olisztolitjai is előfordulnak.

A flis eredeti aljzatának kérdése ma még viták tárgya az osztrák geológusok körében: R. OBERHAUSER szerint az Északi-Penninikumban, S. PREY szerint a tágabb értelemben vett Ultrahelvétikumban rakódott le. A Nyugati-Alpokból nézve azonban mindkét álláspont helyes lehet, sőt TOLLMANN szerint a flisárok hegyesszögben metszette az aljzat fácieszónáit.

A flisbe ágyazódnak a St. Veit-i szirtöv szirtjei, amelyeknek rétegsora hasonló a gresteni szirtekéhez, azon-

ban már felső-triász képződményeket is tartalmaznak (keuper és kösszeni rétegek).

2.4 Pennini ablakok

A Penninikum — nem számitva a vitatott hovatartozásu flisövet — a Keleti-Alpokban csak 3 nagyobb és egy kisebb ablakban buvik ki a Központi-Alpok kristályosa alól.

2.4.1 Gargellení-ablak

A keletalpi szegélytől mindössze néhány km-re levő, néhány km^2-es kis ablakban az északpennini Prätigau-flis, valamint az ofiolitos Arosa-zóna bujnak ki a Silvretta-takaró kristályosa alól.

2.4.2 Engadini-ablak

A Felső-Inn-völgyben a Silvretta- és az Ötzvölgyi-kristályos alól kibuvó pennini képződmények főtömegét vastag bündeni pala összlet alkotja, ofiolit-maradványokkal, azonkivül a kristályos aljzathoz tartozó, valamint permotriász üledékes kőzetek is fellépnek.

2.4.3 Tauern-ablak

A mintegy 160 km hosszu és 30 km széles Tauern-ablak az Alpok takarórendszerének egyik legfontosabb eleme, ezért szükséges, hogy egy kicsit részletesebben foglalkozzunk vele. Felépitésében a következő rétegtani egységek vesznek részt:

1. Ókristályos ("Altkristallin")-sorozat: ókaledóniai amfibolit-fáciesü metamorfitok, alpi retrográd hatással.
2. Habach-sorozat: ópaleozoós fekete fillitek, ofiolitokkal.

3. Centrálgneisz ("Zentralgneis"): késő-variszkuszi (középső-perm) granitoidok, amelyek az ókristályosba és a Habach-sorozatba intrudálódtak.

4. Permotriász sorozat: permoszkita kvarcit (Wustkogel-sorozat), centrálalpi-fáciesü középsőtriász karbonátok és felső-triász metamorf keuper (Seidwinkel-i triász).

5. Jura - kréta sorozatok: 4 fácies különithető el, amelyek közül meszes-homokos Hochstegen-fácies (a malmban a hochstegeni mészkővel) a centrálgneisz üledékes fedője. A több-kevesebb ofiolit-maradványt tartalmazó Brennkogel-, a Glockner- és a Fusch- fáciesek a nyugat-alpi bündeni pala megfelelői. Az utóbbiban fekete fillit mellett csillámos márvány és az alsó—középső-jurában különösen gyakori breccsák jellemzőek.

Szerkezetét a parautochton centrálgneisz magok, az azok üledékfedőjének tekintett alsó-palaburok (a paleozoós kőzetek zömével, a Hochstegen- és a Brennkogel-fáciessel), és az ezekre délről rátolódott felső-palaburok (kevés paleozoikummal, a Glockner- és a Fusch-fáciessel) épitik fel. A biztosan pennini fáciesü felső-palaburokkal szemben a Hochstegen-fácies helvéti jellegü. Ezért a parautochton centrálgneiszt és alsó-palaburkot egyesek Helvétikumnak, mások viszont Középső-Penninikumnak, a Brianszoni-öv folytatásának tartják.

A (?helvéti—) pennini ablakot pennini—alsó-kelet-alpi kevert sorozatok szegélyezik: Matreiizóna, Klammkalkzóna, Richbergkogeli-sorozat. Közülük az ablak déli szegélyén végighuzódó keskeny Matreii-zóna a legfontosabb. Az igen erősen tektonizált, melange-jellegü zónában metamorf, centrálalpi fáciesü triász és bündeni pala keverednek, ofiolit-lencsékkel. Mivel a Periadriatikus-lineamens semmi esetre sem gyökérzóna, legujabban ezt a zónát tekintik a pennini szubdukció varratvonalának.

A fő metamorfózis (40 mó év körül, kihülési korok 12—20 mó év között) a mezoalpi tektogenezishez kapcsolódik.

Ez zöldpala-fáciesü, a központi részeken néhol azonban a mezozónát is eléri. Relikt magasnyomásu ásványtársulások eklogitokból egy kréta, paleoalpi metamorfózist is jeleznek, 80 mó év körüli radiometrikus koradatokkal.

A mezoalpi tektogenezist követő intenziv vertikális mozgások és az egyidejü gyors denudáció eredményeként a pennini kőzetek a középső-miocénre előbukkantak az ausztroalpi takarórendszerek alól.

2.4.4 Kőszeg-Rohonci (Rechnitzi)-ablak

Az itt feltárt pennini képződmények két egységet alkotnak. Az alsó egység anyaga mészben szegény fillit és kvarcfillit, a fedőben zöldpalával. A felső egységet fillit, mészfillit, lemezes mészkő (kréta mikrofoszilliákkal), zöldpala és szerpentinit épitik fel, a fillit bázisán alsó-jura cáki konglomerátummal.

Az ÉNy-ra levő kisebb bernsteini és mölterni ablakok is idetartoznak. Az ablakrendszert három oldalról alsó-keletalpi (Wechsel- és Durvagneisz-sorozat) egységek veszik körül, D-ről azonban közvetlenül a felső-keletalpi grazi paleozoikummal érintkezik (hannersdorfi korallos devon). TOLLMANN (1967) szerint itt az alsó- és középső-keletalpi takarórendszer elsődleges tektonikus kimaradásáról van szó.

2.5 Alsó-ausztroalpin (alsó-keletalpi takarórendszer)

Alsó-keletalpi takarórendszeren mind a két-, mind a háromosztatu keletalpi tektonikai rendszerekben ugyanazt szokták érteni: a Penninikum ill. a Központi-Alpok vastag kristályosa közötti helyzetü, többnyire kivékonyodott, erősen pikkelyezett közbenső egységet, metamorf mezozoós fedővel. Nagyobb elterjedésében csak a Keleti-Alpok Ny-i végén (Graubünden) és K-i végén (Semmering-Wechsel-i terület) lép felszinre. Ezenkivül — eltekintve egy kicsiny, kérdéses hovatartozásu takarórögtől az Engadini-ablakban — csak a Tauern-ablak kerete mentén bukkan elő keskeny pikkelyzónák-

ban, továbbá a kvarcfillit-takarók egy részét is idesorolják. Helyzetéből adódóan egyes részeit "Szupra-" vagy "Ultrapenninikum"-ként is szokták kezelni.

Kifejlődése az ókristályostól a permotriászig nem tér el a Középső-ausztroalpinétól. A Pennini-mikrocóceán kinyilása után a déli kontinentális perem szerepét töltötte be. Ezért a jura—krétában — a tipusos ausztroalpiak mellett — olyan képződmények is fellépnek, amelyek átmenetet jelentenek a pennini fácies felé (alsó—középső-jura, a kontinentális perem leszakadozásával kapcsolatos tengeralatti vetőbreccsák, valamint cenomán flis).

2.5.1 Graubünden (Grisonidák)

A Felső-Engadini-völgy környékén — a Penninikum félablakszerü keleti beszögellésétől É-ra — az Err-Bernina takarócsoport egységei alkotják az alsó-keletalpi takarókat. A nyugatalpi irodalomban "Grisonidák"-nak is nevezik ezt az egységet. A legfelső pennini és a legalsó ausztroalpi egységek között sok hasonlóság van; a határt az alpi bázisos magmatitok jelenléte vagy hiánya alapján definiálják.

A prealpi aljzatban a Penninikummal szemben ujra megnövekszik a variszkuszi granitoidok szerepe, bár terjedelmük messze elmarad a külső, helvéti masszivumokétól. A mezozoós üledéktakaró a cenománig tart.

2.5.2 A Tauern-ablak kerete és északi szomszédsága

Az ablak Ny-i felében a felső palaburkot Ny-ról és É-ról a centrálalpi fáciesü tarnvölgyi permo-mezozoikum keskeny sávja keretezi, amely maga is takarós-pikkelyes szerkezetü. Ettől É-ra, az Északi-Grauwacke-zóna Ny-i része és az Északi-Mészkőalpok alatti helyzetben a szilur-(középső?) devon Innsbrucki Kvarcfillit buvik ki, amelyen belül egy álsó, normál helyzetü és egy felső, átbuktatott egységet különitenek el. A kvarcfillit alárendelten metavulkanit, kovapala,

kristályos mészkő és dolomit betelepüléseket is tartalmaz. A tarnvölgyi permo-mezozoikum az innsbrucki kvarcfillit eredeti üledékes fedőjét képezi.

Az ablak K-i felében a felső palaburkot ÉK-ről és K-ről az innsbruckihoz hasonló Radstadti Kvarcfillit szegélyezi, aljzatában a twengi kristályossal, fedőjében pedig az ugyancsak centrálalpi fáciesü radstadti permo-mezozoikummal.

2.5.3 A semmering-wechseli terület

Az Alpok mind alacsonyabbá váló ÉK-i részén a középső-keletalpi kristályos keret alól (ill. részben már a felső-keletalpi Grauwacke-zónával érintkezve) ujra felszinre bukkannak az alsó-keletalpi egységek. A semmeringi-wechseli alsó-keletalpi egységek. A semmeringi-wechseli alsó-keletalpi ablakot már az alpi takaróelmélet legkorábbi időszakában felismerték és a Radstadti—Tauern képződményeivel állitották párhuzamba. Két egységre különül el, a magasabb Semmeringi- és a mélyebb Wechseli-egységre.

2.5.3.1 Semmeringi-egység. A Durvagneisz (Grobgneis)-sorozat egy terjedelmes, átbuktatott takaróredőt alkot a feküben lévő Wechsel-sorozaton. Egy variszkuszi (radiometrikus kor: 340 ± 10 mó év, alsó karbon) durvaszemü gránitgneisz intruziv test és annak csillámpala—fillites csillámpala köpenye épiti fel; közöttük nincs éles kontakt. A palaköpeny az alpi orogenezis során zöldpalafáciesü retrográd metamorfózist szenvedett. Ugyancsak egy fiatalabb tektonikai fázishoz kapcsolódó Mg-metaszomatózis eredményei a leukofillit-betelepülések.

Ezen a variszkuszi sorozaton transzgredál az epimetamorf semmeringi permotriász, a permoszkitában "alpi verrukánó"-val és a "Semmeringi Kvarcit"-tal, a középső-triászban platform-karbonátokkal, a felső-triászban a kárpáti keupernak megfelelő tarka szericitpalákkal.

A Durvagneisz-sorozat ÉK-felé a Rozália-hegységben, a Lajta-hegységben és a Soproni-hegységben folytatódik.

2.5.3.2 Wechseli-egység. A Wechseli-sorozat bázistagját a Wechseli Gneisz alkotja (kloritos albitgneisz), amely az alpi diaftorézis következtében fillitonit- és zöldpala-zónákat tartalmaz. Korban az ókaledóniai ókristályosnak felelhet meg. A gneisz felfelé kvarcfillit-összletbe megy át, grafitos fillit és grafitos kvarcit betelepülésekkel (Alsó Wechseli Palák), arra pedig fillit—grafitos fillit összlet települ, vékony kvarcit és tufitos eredetü betelepülésekkel (Felső Wechseli Palák). A grafitos wechseli palák kora valószinüleg szilur. A sorozatra transzgressziósan permoszkita "alpi verrukánó" és semmeringi kvarcit települ.

A fertőrákosi rög a Wechseli-sorozat (azon belül a wechseli gneisz) folytatását képezi.

A Wechseli-sorozatot korábban Penninikumnak tekintették, amire a wechseli paláknak a Tauern-ablak Habach-sorozatával való összevetése adott alapot. Az ujabb kőzettani vizsgálatok azonban az Alsó-Ausztroalpinhoz való tartozását igazolták.

2.5.3.3 Hainburgi-hegység. A Duna-menti Hainburgi-rögök főtömege gránitból áll, amelynek — a Durvagneisz-sorozattal ellentétben — világos kontaktusa van kristályospala köpenyével. A hegység egyértelmüen a Kis-Kárpátok DNy-i elvégződését alkotja és földtani értelemben már nem az Alpekhez, hanem a Kárpátokhoz tartozik. TOLLMANN (1972) szerint az autochton Tátrida kristályos magok láncolatának legutolsó ismert tagja és a semmeringi—wechseli egységeknél mélyebb szerkezeti hegyzetben van. A permotriász üledékfedő mint a semmeringi triászhoz, mind pedig a Tátrikum triászához hasonló.

2.6 Középső-ausztroalpin (középső-keletalpi takarórendszer)

A középső-keletalpi aljzattakarók rendszere alkotja az uralkodóan kristályos kőzetekből és alárendelten anchi-, ill. epimetamorf mezozoós üledékből felépitett Központi-Alpok (Zentralalpen) főtömegét.

A Középső-Ausztroalpin (és vele együtt az Alsó-Ausztroalpin) kristályos aljzatát az ókaledóniai Ókristályos (Altkristallin) képezi. Felépitésében különböző gneiszek, kisebb részben amfibolitok, eklogitok és csillámpalák vesznek részt. A legidősebb kőzetek legfelső-prekambriumiak is lehetnek, a legfiatalabbak pedig mindenképpen felsőordovíciumnál idősebbek, mivel a variszkuszi ciklus bázisképződményei caradoci emeletbeli Conodontákat tartalmaznak. Az Ókristályos még a Tauern-ablak Penninikumában (Helvétikumában?) is jelen van.

A variszkuszi ciklus képződményeit felső-ordovíciumi—középső-devon fillitek, kvarc-fillitek, bázisos metavulkanitok alkotják, alárendelten karbonát- és lidit-betelepülésekkel. A középső-devonban — legalábbis helyenként — a karbonátok uralkodnak. Ennél fiatalabb képződmények biosztratigráfiailag nincsenek kimutatva. A kiindulási kőzetek hasonlósága alapján ugyancsak szilur-devon korunak tartják amfibolit-fáciesü metamorfózist szenvedett kőzetek egy csoportját (gránátos csillámpalák, metakvarcitok, márványok, amfibolitok). Ez utóbbiak metamorfózisának kora — radiometrikus meghatározás alapján — felső-devon (breton fázis) és hozzájuk variszkuszi granitoidok is társulnak. Az eltérő metamorf fokozatu ópaleozoós kőzeteket egy variszkuszi takarószerkezettel hozzák kapcsolatba.

A gyürt varisztikumra felső-karbon antracitos homokkő—konglomerátum és perm vörös konglomerátum—homokkő összletek települnek, melyek azonban csak helyenként ismeretesek.

Az Alsó- és Középső-Ausztroalpinnak a Felső-Ausztroalpinétól eltérő, előtér-közelibb kifejlődésü triászát centrálalpi triász néven különitik el. Jellegzetességei: konti-

nentális, törmelékes permoszkita (kvarcitok), platformkarbonátok (uralkodóan dolomitok) a középső-triászban, evaporitos raibli rétegek, majd egymást helyettesitő fődolomit és kárpáti keuper a felső-triászban. Jura-alsó—kréta képződmények csak elvétve őrződtek meg.

2.6.1 Középső-keletalpi egységek a Tauern-ablaktól Ny-ra

A svájci-olasz-osztrák hármashatár környéke az Alpok egyik legbonyolultabb és legkevésbé tisztázott része. A Középső-Ausztroalpinnal kapcsolatos itteni problémákra a "Középső- és Felső-Ausztroalpin problematikája" c. fejezetben még visszatérünk.

Graubündenben az alsó-keletalpi Err-Bernina takarócsoportra ("Grisonidák") a régi, STAUB-féle "Középső-Ausztroalpint" alkotó Campo—Ortles—Aela takarócsoport aljzattakarói következnek. A triász kifejlődése hasonló a Bajuvarikuméhoz (fődolomitfácies, kárpáti keuper betelepülések nélkül), a jura—alsó-krétát allgäui rétegek, majd radiolarit és aptychuszos mészkő alkotják. Az Ortles-takaró rétegsora azonban TRÜMPY (1980) szerint tovább folytatódik a paleocénig (!),+ délalpi-tipusu pelágikus palákkal (Scaglia-fácies), holott a Felső-Ausztroalpin — legalábbis középső és keleti szektorában — a cenománban már bizonyitottan a Penninikum szomszédságában helyezkedett el! Ez a fő kiindulópontja az Ausztroalpin két-, ill. háromosztatusága körül duló viták-nak (vö. TRÜMPY, 1980, p. 78, 80).

+ A kézirat lezárása után derült ki, hogy a paleogén kor téves Foraminifera-meghatározásokon alapul; az ősmaradványok valójában felső-apti — középső-turon koruak. Az a tény tehát, hogy a legfiatalabb képződmény nem paleocén, hanem cenomán és részben turon — hasonlóképpen, mint az Arosa-zónában, a Felső-Engadin alsó-keletalpi takaróiban és az Északi-Mészkőalpok legnyugatabbi részében —, azt jelenti, hogy az Ortles-takaró különleges helyzete többé nem létezik (CARON et al., 1982, p. 168-169).

A Campo-Ortles-Aela takarócsoportra a Silvretta- és az Ötzvölgyi-takarók főleg paragneiszből és csillámpalából felépitett, hatalmas kristályos tömegei tolódtak rá, azokéhoz hasonló kifejlődésü triász—alsó-kréta üledékburokkal. (Érdemes megemliteni, hogy az itteni középső-keletalpi egységek vastag, fődolomitos felső-triászával ellentétben a "Grisonidák" felső-triásza vékonyabb és ott a fődolomit kárpáti keuperral váltakozik.) A paleocén utáni időkben ez a tömeg határozottan Ny-felé tolódott.

Az Ötzvölgyi-takaró üledékfedőjét a metamorf Brenner-mezozoikum alkotja és azon helyezkedik el a kicsiny Steinachi-takaró (kvarcfillit, felső-karbon antracitos homokkő-konglomerátum), amelyben TOLLMANN az Északi-Mészkőalpok Ny-i végének eredeti aljzatát látja.

Mig a Silvretta-Ötzvölgyi-kristályos radiometrikus koradatai ókaledóniai metamorfózisra utalnak, addig az Ötzvölgyi-takaró déli részén huzódó Schneebergi-vonulat csillámpalái paleoalpi metamorfózist mutatnak (110 mó év, kihülési kor 80 mó év körül).

2.6.2 Középső-keletalpi egységek a Tauern-ablaktól É-ra és D-re

A Tauern-ablaktól É-ra az Innsbrucki Kvarcfillit és az Északi-Grauwacke-zóna határán keskeny pikkelyekben bukkan elő az Ókristályos. Ebben a vonulatban egyesek a Felső-Ausztroalpin kristályos aljzatát látnák, TOLLMANN szerint azonban itt a Középső-Ausztroalpin tektonikusan redukált maradványairól van szó.

A Tauern-ablaktól D-re a Matreii-pikkelyzóna és a DAV-vonal (lásd később) között a Lasöring-Schober-Kreuzeck-Goldeck csoport vonulatában három metamorfit-sáv különül el. Az északi, un. "idős gneisz"-vonulat az Ókristályos megfelelője lehet. Középütt egy amfibolit-fáciesü vonulat huzódik (gránátos csillámpala, metakvarcit), a déli vonulatot pedig fillit—kvarcfillit alkotja, felső részében márványokkal. Az utóbbi két vonulatot kiindulási kőzeteik hasonlósága alap-

ján egyidősnek tételezik fel (ordovicium-devon), metamorfózisuk különbségét variszkuszi takarószerkezettel magyarázzák.

A radiometrikus koradatok a DAV-vonaltól É-ra jelentős alpi (főleg oligocén koru) metamorf eseményekre utalnak, míg tőle D-re kizárólag variszkuszi metamorfózist mutatnak.

2.6.3 Középső-keletalpi egységek a Tauern-ablaktól K-re

A Tauern-ablaktól D-re huzódó variszkuszi amfibolitfáciesü metamorfitok sora K-felé tovább folytatódik a Gurkvölgyi-Alpok Ny-i részének (Nockgebiet) Millstatti- és Radentheimi-sorozatában, a Seckaui-Tauernben (itt karbon, 320 mó év körüli granitoidokkal), a Schladmingi-kristályosban, a Gleinalpe-ban, továbbá a Sau- és Koralpe-ban (SCHÖNLAUB, 1979). Eredetileg ugyanehhez a lánchoz kapcsolódott az alsókeletalpi Durvagneisz-sorozat is. Az enyhébb, zöldpalafáciesü metamorfózist szenvedett fillit—kvarcfillit sorozatok egy magasabb variszkuszi takarórendszerrel hozhatók összefüggésbe. Ez utóbbihoz tartozik a még TOLLMANN által is felsőkeletalpinak tekintett Gurkvölgyi-takaró paleozoikuma és a középső-karinthiai Magdalensberg-sorozat is. Kifejlődésük ugyanis olyan, hogy eredetileg csak a variszkuszi metamorfózistól gyakorlatilag (legalábbis a K-i felében) mentes Északi-Grauwacke-zónától É-ra helyezkedhettek el, tehát nem tekinthetők visszamaradt felső-keletalpi takarómaradványoknak, mivel az egész Felső-Ausztroalpinnak át kellett feletük tolódnia. Ezt támasztja alá a többé-kevésbé enyhe metamorfózist szenvedett triászuk jellege is, amelynek kifejlődése sokkal közelebb áll az Északi-Mészkőalpok É-i peremhez, mint a D-i hez.

A Középső-Ausztroalpin ÉK-felé a Mürz-folyó ÉNy-i oldalán huzódó Troiseck-Floning vonulatban végződik el, fedőjében a thörli triásszal. Itt DK-ÉNy-i szelvényben jól látható az alsó-keletalpi (Durvagneisz-sorozat, fedőjében a semmeringi triásszal) — középső-keletalpi — felső-keletalpi (Északi-Grauwacke-zóna, majd Északi-Mészkőalpok) egységek egymásra következése.

2.7 Felső-Ausztroalpin (felső-keletalpi takarórendszer)

A felső-keletalpi takarórendszert az Északi-Grauwacke-zóna—Északi-Mészkőalpoknak, valamint a grazi paleozoikumnak a kristályos aljzatukról lenyirt tömegei képviselik.

2.7.1 Grazi paleozoikum

A grazi paleozoikum variszkuszi metamorfózistól mentes tömege az egyetlen visszamaradt, biztosan felső-keletalpi takarórészlet a Központi-Alpokban. A palecalpi tektogenezis során kisebb takarókba gyűrődött, a mélyebb szintek nagyon kisfoku metamorfózist szenvedtek.

Rétegsorát a kifejlődés alapján több fáciesbe csoportositják, amelyek összefoglalóan az alábbiak szerint jellemezhetők:

Felső-ordovicium—alsó-devon: fillit-diabázzöld metatufa összlet, a felső-ordoviciumban kvarcittal.

Középső devon: karbonátplatform fáciesü homokos dolomit és dolomit, valamint mészkő; kékesszürke mészkő-mészpala-pala, korallos biohermákkal; kisebb diabáztestek.

Felső-devon—alsó-karbon: pelágikus, a triász hallstatti mészkőfácieshez hasonló jellegü mészkő.

Karbon középső része (felső-vizéi—felső-namuri): sekélytengeri mészkő és fekete pala (a Karni-Alpok hochwipfeli flisével ellentétben nem flisfáciesü).

A permomezozoós üledékfedő nem ismeretes. A kainachi gosau már a gyürt szerkezetre települ.

KÉK-felé a grazi paleozoikum több kisebb foltban még a felszinre lép; idetartozik a Vashegy penninikumára rátolódott hannersdorfi korallos középső-devon, valamint — FÜLÖP J. szerint — a Kisalföld medence-aljzatának "Rábamenti Metamorf Összlete" is.

2.7.2 Északi-Grauwacke-zóna

Az Északi-Mészkőalpok déli pereme mentén huzódó, annak paleozoós aljzatát alkotó vonulat.

Keleti részében két takaró különül el. A mélyebb helyzetü Veitschi-takaró kizárólag karbon képződményekből áll: vizéi-wesztfáli magnezitesedett dolomit, helyenként még megőrződött korallokkal, magasabb részében kvarcit-szinteket tartalmazó palákkal. A magasabb helyzetü Nóri-takaró rétegsora a felső-ordoviciumtól a karbon középső részéig terjed. A felső-ordovicium mélyebb részét vastag fillit-kvarcit összlet (= grauwacke) alkotja, diabázokkal és mészkőbetelepülésekkel (caradoci Conodontákkal). Erre a Blassenecki Porfiroid szintje települ, fedőjében még törmelékes kőzetekkel. A rétegsor további része a legfelső-ordoviciumtól a felső-devon alsó részéig terjedő pelágikus mészkövekből áll, liditekkel, a szilurban még palákkal és diabázokkal, a devonban karbonát-platform-fáciesü mészkövekkel. A stájerországi Eisenerzben ezeknek a karbonátoknak a szideritesedett változatait fejtik. A rétegsor magasabb része az egész Grauwacke-zónában egyedül ott van meg: a felső-devon további része és az alsó-karbon csak egy mészkőbreccsa szintből ismeretes, amelyre fekete pala települ (eisenerzi rétegek). Ez utóbbit SCHÖNLAUB (1979) a grazi paleozoikum középső-karbon Dult Formációjával párhuzamositja.

A Grauwacke-zóna nyugati részében — a Tauern ablaktól É-ra — a takarószerkezet nem folytatódik. A felső-ordoviciumban itt gyakoribbak a gabbrók és diabázok, a szilur-devonban pedig az uralkodóan karbonátplatform-fáciesü dolomitok.

A varisztikumra a felső-perm präbichli rétegek (homokkő, konglomerátum) települnek, amelyek üledékfolytonossággal mennek át az Északi-Mészkőalpok Tirolikumának werfeni rétegeibe.

Vorarlbergben a Grauwacke-zónának megfelelő helyzetben a Landecki Kvarcfillit huzódik, amelyre szintén üledékfolytonossággal települ a Mészkőalpok permotriásza.

2.7.3 Északi-Mészkőalpok

Az Északi-Mészkőalpoknak (a Grauwacke-zónával együtt) a Központi-Alpokról gravitációsan lecsuszott hatalmas tömege — a Déli-Alpok mellett — az alpi-triász iskolaterülete. Tektonikai felosztása is a triász fácieszónák alapján történik, alulról felfelé a következőképpen:

1. Bajuvarikum = fődolomit-fácieszóna: kontinentális alsó-triász ("Buntsandstein"); karbonátplatform-fáciesü középső-triász (steinalmi, wettersteini mészkő), medencefáciesekkel (reiflingi mészkő, Ny-on partnachi pala is); a felső-triászban a középső-karniban raibli rétegek, K-en vastag, kőszéntelepes lunzi homokkő, a nóriban extrém háttér-lagunafáciesü fődolomit, a rhaetiben kösszeni rétegek.

2. Tirolikum = dachsteini mészkő fácieszóna: tengeri alsó-triász (werfeni rétegek); karbonátplatform-fáciesü középső-triász; a felső-triászban vékony raibli szint, majd zátony- és zátonylaguna-fáciesü dachsteini mészkő.

3. Juvavikum = (részben) hallstatti mészkő fácieszóna: evaporitos felső-perm, diabázokkal (Haselgebirge); tengeri alsó-triász (werfeni rétegek); a középső—felső-triászban a középső-anizuszitól kezdve pelágikus medencefáciesekkel (hallstatti mészkő alfáciesei), a rhaetiben zlambachi rétegek. A hallstatti mészkő fácieszóna a Mély-Juvavikumra jellemző, a Magas-Juvavikum ismét a dachsteini mészkő fácieszónába tartozik. Az inverz helyzetet ujabban sódiapirtektonikával magyarázzák (PLÖCHINGER, 1975): a legfelső-jurában ("ujkimmériai fázis") a Haselgebirge feltüremkedő diapirjairól a hallstatti triász fedőképződmények gravitációsan lecsusztak, átcsusztak a selfperemi dachsteini mészkő zátonyokon, majd az alsókréta végi tektogenezis során az utóbbiak rájuk tolódtak. (A mozgásban természetesen a vékony jura képződmények is résztvettek.)

A Bajuvarikum takaróit mint "Elő-mészkőalpi takarók", a Tirolikumot és a Juvavikumot pedig mint "Magas-mészkőalpi takarók" is összefoglalják (TOLLMANN, 1974; 1976).

A pelágikus jura a triásznál lényegesen egyöntetübb: liász-dogger vörös, gumós mészkő (adneti mészkő, Klauskalk), hierlatzi mészkő, Ny-on allgäui rétegek, K-en foltosmárga; az alsó-malmban radiolarit. Efelett K-en és Ny-on pelágikus mészkövek, a középső részen ujra megjelennek a zátonyok (Plassenkalk), a medencékben (oberalmi mészkő) zátonyeredetü allopadikus mészkövekkel (barmsteini mészkő), amelyekben a teljes hallstatti triász megtalálható kisebb-nagyobb olisztolitok formájában; ezek felfedezése vezetett a közelmultban a hallstatti fácies eredetéről duló közel százéves vita megoldásához.

A neokomban K-en és Ny-on aptychuszos mészkő a középső részen viszont flis-jellegü rossfeldi rétegek rakódtak le, tetejükön vadflis-szerü olisztosztrómákkal. Palás-márgás apti-albai után (tannheimi rétegek) az elsősorban a homlokpikkelyekre ("Randcenoman") jellemző losensteini rétegek következnek, bázisos-ultrabázisos kőzettörmelékkel; ez azt jelenti, hogy a cenománra az Északi-Mészkőalpok már áttolódott/ /átcsuszott az Alsó- és Középső-Ausztroalpin felett és a Penninikum szomszédságában helyezkedett el!

A poszttektonikus, nagyvastagságu gosau rétegek a szenontól helyenként egészen az alsó-eocénig felnyulnak. A pennini eredetü kőzettörmelék kimaradása az alsó-kampani után azt jelenti, hogy a Penninikum óceáni kérge addigra szubdukálódott.

2.8 A Középső- és Felső-Ausztroalpin problematikája

Mig "Alsó-Ausztroalpin"-on mind a kétosztatuság, mind a háromosztatuság hivei nagyjából ugyanazt a tulajdonképpen átmeneti egységet értik, addig a Központi-Alpok főtömege és az Északi-Mészkő-Alpok helyzetét és viszonyát illetően ma sem ültek el a viták. A Keleti-Alpok felépitése ugyanis máshogy néz ki K-ről nézve, mint Ny-ról. A régebbi, kétosztatuságu felfogás hivei szerint a centrálalpi kristályos az Északi-Mészkőalpok aljzatát képezné, a centrálalpi mezozoikum pedig az északalpitól eredetileg is D-re helyezkedett volna el.

Ezt a hagyományos felfogást K-ről nézve a modern fáciesvizsgálatok egyértelműen cáfolják. A centrálalpi triász — kontinentális alsó-triásszal, a felső-triászban pedig kárpáti keuperral — üledékképződési tere semmiképpen sem lehetett a nyilttengeri hallstatti medencétől D-re. A mezozoós üledékfedő maradványainak metamorfizáltsága arra utal, hogy azokon az Északi-Mészkőalpoknak át kellett tolódnia, tehát eredetileg csak attól É-ra lehettek. Az Északi-Grauwacke-zóna gyakorlatilag nem metamorf varisztikuma, a Karni-Alpok—Déli-Karavankákhoz közelitő, pelágikus karbonátos szilur-devonja ugyancsak nem képzelhető el a zöldpala-fáciesü metamorfózist szenvedett kvarcfillitek 6—7-szer vastagabb, törmelékes szilur-devonjától, valamint az amfibolit-fáciesü variszkuszi metamorfitoktól É-ra, bár itt még lehetne egy variszkuszi takarórendszerrel operálni. Igy a Középső-Ausztroalpinnak a Felső-Ausztroalpintól való elkülönültsége egészen az Ötzvölgyi-kristályosra települő, metamorf Brenner-mezozoikumig bizonyitottnak tekinthető. A mezozoikum és paleozoikum kifejlődése és metamorfizáltsága alapján a TOLLMANN által visszamaradt felső-keletalpi takarómaradványoknak vélt egységek is — a grazi paleozoikum kivételével — középső-keletalpinak tekintendők, azonban a takarórendszeren belül elkülönül egy Magas- és egy Mély-Középső-Ausztroalpin.

Ny-ról nézve azonban a háromosztatuság nem ilyen egyértelmü. A Silvretta-Ötzvölgyi-kristályostól D-re az Ortlestakaró rétegsora a paleocénig+ felnyulik; következésképpen az Északi-Mészkőalpok — amely legalábbis középső és keleti szektorában a cenománra már bizonyitottan a Penninikum szomszédságában volt — ezen aligha tolódhatott át, azaz nem származtatható az inszubriai gyökérzónából. Továbbá a Silvretta-kristályos tektonikus elkülönülése sem nyilvánvaló a Mészkőalpok aljzatát alkotó Fillit-Gneisz és Landecki Kvarc-

---

+ A korproblémára vonatkozóan lásd a lábjegyzetet a 2.6.1 fejezetnél a 97. oldalon.

fillit sorozatoktól. Ezért innét nézve sokan úgy vélik (pl. TRÜMPY 1980), hogy a Mészkőalpok — Silvretta — Ortles ma is az eredeti sorrendjüknek megfelelően helyezkednek el, és a Penninikum — Alsó-Ausztroalpin felett csak egyetlen, "felső-keletalpi" takarórendszerrel számolnak. Mint láttuk, K-felé ez az álláspont már a Brenner-mezozoikumtól kezdve nem tartható. Az ellentmondás feloldására két lehetőség ajánlkozik: 1. a Mészkőalpok Ny-i vége és a Silvretta csak később kerültek az Ortles É-i szomszédságába és 2. a Mészkőalpok gyökérzónája az Ortles-től É-ra van. Az első lehetőség mellett szól, hogy a Silvretta-ötzvölgyi tömeg a posztpaleocén időkben bizonyítottan és jelentősen Ny-felé mozgott. A másodiknál pedig megfontolandó az Ötzvölgyi-kristályos D-i részén húzódó, keskeny Scheebergi-vonulat szerepe, amely paleoalpi metamorfózist szenvedett, holott tőle É-ra és D-re a radiometrikus koradatok csak ókaledóniai metamorfózist jeleznek. TOLLMANN egy "ultra-ötzvölgyi" helyzetü takaróban tételezi fel a Mészkőalpok eredeti aljzatát, amelynek egy maradványát a Brenner-mezozoikumon nyugvó Steinachi-takaróban látja.

2.9 A Keleti-Alpok szerkezetfejlődése

A Keleti-Alpokban sem prekambriumi radiometrikus koradatok, sem pedig biosztratigráfiailag bizonyított kambrium nem ismeretesek. Az Ókristályosból származó radiometrikus koradatok 430—410 mó év körüli maximuma egy ókaledóniai orogenezisre utal. Ennek hatása messze túlterjed a Kelet-Alpok területén és hozzá kapcsolódik az ordovicium-végi intenziv porfiroid vulkanizmus (SCHÖNLAUB—SCHARBERT, 1978).

A variszkuszi ciklusban a törmelékszolgáltatás É-felől, a már konszolidálódott Cseh-masszivum vagy az Ókristályos kiemelt területeiről történt. A geoszinklinális É-abbi, gyorsan süllyedő tengelyi részében 6—7-szer vastagabb szilur-középső-devon törmelékes üledéksszlet (kvarcfillitek) halmozódott fel, mint a D-ebbi, nyilttengeri zónában (Karni-Alpok—Északi-Grauwacke-zóna) egyidejüleg képződött karboná-

tek összvastagsága. A variszkuszi orogenezis időben É-ról D-felé vándorolt (felsődevon breton fázis a Középső-Ausztroalpinban, középső karbon leóni fázis a Karni-Alpokban), és a metamorfózis foka ugyanugy É-ról D-felé csökkent (É-on amfibolit-fácies, D-en nem metamorf) (SCHÖNLAUB, 1979 és in OBERHAUSER, 1980).

Az alpi geoszinklinális-stádium a permoszkita transzgresszióval indult. A perm végi kontinentális riftesedéssel kapcsolatos a hallstatti fácieszóna evaporitos "Haselgebirgé"-jének melafir-vulkanizmusa. A középső-anizusziban kialakult hallstatti medence inverziója a titon sódiapir-tektonikával összefüggésben következett be; a hallstatti fáciesü képződmények gravitációsan lecsusztak és átcsusztak a self-peremi dachsteini zátonyokon. Azt, hogy az ausztriai fázis előtt is már jelentős tektonikai események voltak — legalábbis a Mészkőalpok középső szektorában —, a neokom rossfeldi rétegek flis-jellege és olisztosztrómái tanusitják.

Az egész Ausztroalpin tektogenezise az albai emelettel kezdődött (kb. 115 mó éve). A CLAR (1973) által kifejtett gravitációs csuszási modell szerint a Középső-Ausztroalpin kezdetben egy hatalmas átbuktatott redőt formált. A kompresszió következtében a redő déli szárnyán a Felső-Ausztroalpin egy lapos feltolódási felületen lenyiródott elnyelődő kristályos aljzatáról és É-felé kezdett csuszni. A cenománra ez a korábbi legdélebbi helyzetü egység az Alsó- és Középső-Ausztroalpint megelőzte és a "szegély-cenománban (= Randcenoman)" fellépő ofiolittörmelék tanusága szerint Dél-Penninikum szomszédságába érkezett. A D-felé alátolódó/betolódó Penninikum és a Középső-Ausztroalpin közti, mintegy "közbecsiptetett", erősen felpikkelyezett egységből alakult ki a későbbi Alsó-Ausztroalpin.

A Gosaui Formációcsoportnak a szenon bázisán induló poszttektonikus üledéktakarója már a Felső-Ausztroalpinnak a STILLE-féle ausztriai- és szubhercini- (vagy pregosaui) fázisok során kialakult szerkezetére települ. Az ofiolittörmeléknek a kampani alemelettől kezdődő kimaradása azt jelenti, hogy

a Penninikum óceáni aljzata addigra betolódott. A szubdukcióval magasnyomású, glaukofánpala- és eklogit-fáciesü metamorfózis járt együtt (radiometrikus kor 110—115 mó év, kihülési kor 80 mó év). A legfelső-krétában szubdukciós nyugalom volt, majd a kainozoikumban a tektonikai események a Nyugati-Alpoknál már leirt módon és sorrendben követték egymást (lásd 1.5 fejezet).

A kiemelkedő Központi-Alpokról gravitációsan lecsuszó Északi Mészkőalpok—Északi-Grauwacke-zóna tömege a miocénban rácsuszott a molassz-zóna déli részére és azt a flistakaró homloki részével együtt maga előtt felterlaszolta. A jelentős kiemelkedéssel együttjáró erózió — és esetleg a Középső-Ausztroalpin gravitációs "szétcsuszása" — következtében a Tauern-ablakban a középsőmiocénre felszinre kerültek a Penninikum képződményei.

3. AZ INSZUBRIAI—PERIADRIATIKUS LINEAMENSRENDSZER ÉS A DRAUZUG

3.1 Drauzug (Dráva-vonulat)

Földtani értelemben Drauzugon a Lienzi-Dolomitok — Gailvölgyi-Alpok — Északi-Karavankák vonulatát értik, amelyhez Ny-ról a Thurn-völgyi kvarcfillit terület és a Defereggen-hegység, K-en pedig a Pohorje (Bacher-hegység) csatlakozik. Déli határát a szorosabb értelemben vett Periadriatikus-lineamens (Pusteria—Gail-völgy—Karavanka-lineamens), északi határát pedig a DAV (Defereggental-Antersel-va—Valles) vonalat a Rába-vonallal összekötő vonal képezi.

A Defereggen-hegység ortogneisz, eklogit- és amfibolit-betelepüléseket tartalmazó paragneisz-zónája a DAV-vonalnak a Pusteria-vonalból történő kiágazásánál kezdődik. A radiometrikus korok ókaledóniai és egy későbbi variszkuszi metamorfózist mutatnak, alpi adatok azonban — a DAV-vonaltól É-ra levő területtel szemben — hiányzanak. Az ókristályos fedőjében K-felé a Thurntali Kvarcfillit következik.

A Gailvölgyi-Alpok kristályos aljzatát a gailvölgyi kristályos alkotja. Ezen belül a permo-mezozoikum Ny-on különböző gneiszekre és gránátos csillámpalákra települ, míg K-en kvarcfillitekre (diaftoritos csillámpalákkal), amelyeknek egy márvány-betelepüléséből felső-szilur—alsó-devon Conodonták kerültek elő. A kvarcfillittől D-re egy szakaszon az erősen milonitosodott nötschi gránit keskeny sávja huzódik.

A szigetszerü, többek által tektonikus ablaknak vélt nötschi karbon rétegsora magasabb vizéi palaösszlettel kezdődik, alsóbb részén homokos, felsőbb részén pedig mind gyakoribbá váló sötét márga és bitumenes mészkő betelepülésekkel, majd két diabáz szinttel. Az ősmaradványokban — elsősorban Brachiopodákban és korallokban — igen gazdag rétegekre namuriba sorolt kvarckonglomerátum — homokkő — agyagpala települ. A rétegsor legfiatalabb része wesztfáli-stefáni, növénymaradványokat tartalmazó konglomerátum és homokkő váltakozásából áll.

A nötschi karbon megfelelői ÉK-felé a szabadbattyánfülei (eltekintve a diabázoktól) és a gömöri karbonban kereshetők.

A varisztikum meggyürt felszinére települ a gailvölgyi permo-mezozoikum, amely perm szárazföldi konglomerátummal kezdődik, majd vörös permoszkita homokkővel és alsótriász werfeni rétegekkel folytatódik. Kiemelendő a középsőtriász speciális kifejlődése: az anizusziban flázeres-féregnyomos mészkő, a felső-anizusziban növénymaradványos homokkő, É-D-i (!) lehordási irányokkal, a ladiniban wettersteini mészkővel és részben elzárt medencefáciesekkel. A Gailvölgyi-Alpok K-i végén, a Dobratsch D-i oldalán vastag tufaszintek is vannak. A felsőtriászt raibli rétegek, fődolomit, majd kössze-ni rétegek alkotják; a törmelékszolgáltatás ugyancsak É, ill. ÉNy felől történt.

Jura csak a Lienzi-Dolomitokból ismeretes, részben allgäui rétegek, részben vörös mészkövek formájában. Aptychusos rétegek után (titon-berriázi) pelágikus neokom mészkövek következnek, majd pedig apti-albai flis.

Az Északi-Karavankák permotriásza hasonló, csak a felső-anizuszi homokkövek és a ladini medencefáciesü mészkövek hiányzanak. A vörös jurura neokom világos, tüzköves márgás mészkő következik.

A Pohorje (= Bacher) és Kobansko hegységek kristályosát két sorozat épiti fel. A mélyebb, Pohorje-sorozat különböző gneiszekből áll, csillámpala, eklogit és amfibolit betelepülésekkel. A magasabb, Kobansko-sorozat gránátos, ill. staurolitos csillámpalákat tartalmaz, amelyekre amfibolitpala, amfibolit, metadiabáz és biotit-kloritpala következik. A kristályosra ópaleozoós metamorf üledékek települnek: kvarcszericitfillit, amely mészfillit, márvány és fillit betelepüléseket tartalmaz. Ennek fedőjében sötét fillit, majd diabázbetelepüléseket tartalmazó tarka fillit következik. A rétegsor felső részének kristályos mészkő betelepüléseiből alsódevon Conodonták kerültek elő.

A metamorfitokra permoszkita homokkő települ, báziskonglomerátummal. Helyenként — elsősorban a Kobansko-hegységben — középső- és felső-triász platformkarbonátok is megőrződtek. Ezután már csak szenon üledékek ismeretesek.

A Pohorja-hegység magját egy terjedelmes, oligocén koru tonalit intruzivum alkotja.

3.2 Az Inszubriai—Periadriatikus lineamensrendszer

A "Periadriatikus-varrat" elnevezést 1885-ben SUESS vezette be egy, a Keleti-Alpok déli szegélyén huzódó markáns törészónára, amelyről később kimutatta, hogy az egy, a Pósikság Ny-i részén levő Lanzo-tól a jugoszláviai Pohorje-ig terjedő lineamensrendszerhez tartozik. A lineamensrendszer egyes szakaszait később helyi nevekkel illették: Lanzo-tól a Lago Maggiore-ig DNy-ÉK-i irányban ivel a Canavese-vonal; ennek folytatását a közel Ny-K-i lefutásu Tonale-vonal képezi, melyet a DDNy-ÉÉK irányu Judicaria-vonal kapcsol az ugyancsak közel Ny-K-i lefutásu Pusteria—Lesach-völgy—Gail-völgy--Karavanka vonalak rendszeréhez. Az időnként szinte misztifikált "alpi-dinári sebhely"-nek vagy "alpi-dinári határ"-nak

is nevezett lineamens mentén végbement mozgások jellege és volumene mindvégig, de az utóbbi időben — a lemeztektonika kapcsán — különösen nagy viták tárgya volt. A Ny-i részén a Canavese- és Tonale-vonalakat Inszubriai-vonalként foglalják egybe, sőt, időnként ezt a terminust az egész lineamensre is kiterjesztik. Ugyanakkor szükebb, klasszikus értelemben a Pusteria—Gailvölgyi-vonalakat szokták Periadriatikus-lineamens alatt érteni.

Az Inszubriai-vonal ma CORNELIUS (1949) definíciója értelmében használatos: az alpi metamorfózist szenvedett Nyugati- és Keleti-Alpokat az alpi metamorfózistól mentes Déli-Alpoktól választják el. A határ-jelleg a radiometrikus koradatok eloszlásából élesen kitünik: a vonal É-i oldalán jelentkező alpi korokkal szemben tőle D-re kizárólag variszkuszi adatok mutatkoznak. Szerkezetileg a Nyugati- és Keleti-Alpok északi vergenciájával a Déli-Alpok déli vergenciája áll szemben. További markáns különbség, hogy a Déli-Alpok nyugati, fő része (ill. ha a Juliai- és a Karni-Alpokat a Dinaridákhoz számitjuk, akkor az egész) nem takarós szerkezetü.

Az eredeti meghatározás szerint az Inszubriai-vonal Ny-i részében a Canavese-zóna és az Ivrea-zóna között huzódik ("Canavese-vonal"). AHRENDT (1972) vizsgálatai szerint azonban a Canavese-zóna és Sesia-Lanzó zóna között huzódnék. Ugyancsak szerinte az ausztroalpi gyökérzóna kristályosa és a Seengebirge—Orobiai-lánc variszkuszi metamorfitjai között huzódó Tonale-vonal déli oldalán fellépő triász dolomitrögök a Canavese-zóna metamorfózist alig szenvedett mezozoikuma folytatásának felelnek meg. Lehetséges azonban, hogy a keskeny Canavese-zóna maga a lineamens.

A Tonale-vonal az Adamello-csoporttól ÉK-re végződik, ahol az Inszubriai-vonal folytatását a DDNy-ÉÉK-i irányu Judicaria-vonal 70 km-rel elveti, azaz itt a Déli-Alpok baloldali eltolódással ennyit tolódott É-felé. A vonal mentén Ny-ról az ausztroalpi kristályos, K-ről pedig a Déli-Alpok permo-mezozoikuma állnak szemben egymással.

Az ujabb vizsgálatok (SASSI et al. 1974-től; AHRENDT, 1980) során kiderült, hogy — az eddigi felfogással ellentétben — definició szerint az Inszubriai-vonal folytatásának nem a Pusteria-Gailvölgyi vonal, hanem a DAV (Defereggental-Anterselva-Valles)-vonal tekintendő, azaz a további folytatás nem az alpi metamorfózistól mentes Drauzugtól D-re, hanem attól É-ra huzódik!

A szükebb értelemben vett Periadriatikus-lineamens lefutását a Pusteria- és Lesach-völgyben egy néhány tiz—néhány száz méter szélességü milonit-zóna jelzi. A Gail-völgy két oldalán a Gailvölgyi-Alpokban, ill. a Karni-Alpokban két, egymástól szögesen eltérő kifejlődésü paleozoikum és alsótriász áll szemben. A Karni-Alpok É-i lábán az uj térképezések (SCHÖNLAUB) jobboldali eltolódással kapcsolatos nagyarányu elvonszolódási szerkezeteket mutattak ki.

Villachtól K-re, a Gail-folyónak a Drávába torkollása után a lineamens elhagyja a folyóvölgyeket és a Karavankák középvonalában, 3—5 km-re kiszélesedve folytatódik az északi-karavankai Obirtriász és a dél-karavankai Košuta-triász között. A lineamensben itt négy fő zóna különül el, amelyeket a magyarországi folytatás kérdése miatt részletesebben ismertetünk. A legészakabbi az anchimetamorf eisenkappeli paleozoikum felső-ordoviciumi—devon vulkáni-üledékes összlete, amely egy 50—70° szögben D-felé hajló felület mentén az észak-karavankai permotriászra van rátolódva. Főtömegét a felső-ordoviciumi eisenkappeli diabázvonulat alkotja, szpilitekkel, pillow-lávákkal, tufákkal és tufitokkal, feküjében és fedőjében konglomerátumos grauwacke-, kvarcit- és ritkán mészkőbetelepüléseket tartalmazó sötét agyagpalákkal, összesen mintegy 650 m vastagságban. Ehhez D-ről mintegy 100 m vastagságban szilur-devon agyagpala, lidit, mészkő csatlakozik, amely a mélyebb devonig hasonlit a dél-karavankai seebergi paleozoikumhoz; hogy azzal a Košuta-triász alatt összefügg-e, az ma még nyitott kérdés. A második zónát 46 km hosszuságu, de csak max. 2 km szélességü, késő-variszkuszi eisenkappeli- vagy karavanka-gránit

alkotja. A gránitlamella kontaktusa az északi paleozoikum, ill. a déli ókristályos felé helyenként megőrződött. Kőzetei egy differenciációs sort alkotnak; gránit, granodiorit, diorit és gabbró, valamint telérkőzetek. Radiometrikus koradatai 244±9 és 216±9 mó év között vannak. A harmadik zónát az eisenkappeli ókristályos részben fillonitosodott paragneiszei építik fel, kvarcitos és grafitkvarcitos betelepülésekkel. Ritkán ortogneiszek és amfibolitok is előfordulnak. A legdélebbi, 41 km hosszuságu és max. 2,2 km szélességü paleogén tonalitgneisz-zóna főleg már jugoszláv területen huzódik, az ókristályos felé helyenként megőrződött kontakttal. Radiometrikus koradatai 28±4 és 29±6 mó év értékeket mutatnak. Az ókristályos és a tonalitzóna éppen csak átnyulnak az osztrák területre, folytatásukban nyugatabbra az Ebriach-völgyben a gránitlamella és a Košuta-triász között egy ujpaleozoós zóna (hochwipfeli flis, grödeni homokkő) huzódik. Az egész Karavanka-lineamensben az emlitett képződmények közel függőleges dőlésükkel szerkezetileg élesen elkülönülnek a közel vizszintes dőlésü észak-karavankai (Obir), ill. dél-karavankai (Košuta) triásztól. A lineamensben meredek vagy közel függőleges, É-i vergenciáju feltolódások (melyek feltehetően már fiatalabb mozgásokkal kapcsolatosak) és a különböző képződmények között gyakran keskenyebb-szélesebb milonitos zónák figyelhetők meg.

A lineamens K-felé való folytatását a Pohorje-hegység DNy-i oldalán huzódó lavant-völgyi törés DK-felé mintegy 10—20 km-rel elveti, és innét kezdve már a neogén medencekitöltés alá süllyed.

3.3 Periadriatikus magmatitok

Az Inszubriai-Periadriatikus lineamensrendszer mentén végig magmás kőzettestek lépnek fel, amelyek három csoportba tartoznak:

1. Késő-variszkuszi (? felső-karbon—perm) gránitok; pl. a bavenói gránit az Ivrea-zóna DK-i szomszédságában, a

brixeni (bressanonei) granodiorit a Judicaria-Pusteria könyöknél, a nötschi gránit és az eisenkappeli gránit a Karavanka-lineamensben.

2. Paleogén (oligocén) tonalitok, tonalitgneiszek, granodioritok, szienitek és dioritok; pl. Traversella és Biella a Canavese-zóna ÉNy-i oldalán és Miagliano attól DK-re; bergelli (Val Bregaglia-i) gránit az Engadini-vonal kiágazásánál, Adamello a Tonale- és a Judicaria-vonal találkozásánál, Rieserferner a DAV-vonal É-i szomszédságában, tonalitgneisz a Karavanka-lineamensben, és a Pohorje (Bacher)-hg. tonalit-intruzivuma.

3. Paleogén (oligocén?) andezitek; pl. a Canavese-zónában és a Karavanka-lineamens D-i szomszédságában.

A lineamens mentén fellépő késő-variszkuszi gránit intruziók, valamint az Ivrea-test (lásd a Déli-Alpoknál) késő-variszkuszi kora arra utalnak, hogy a lineamens vagy előfutára már abban az időben aktiv volt és az alpi tektogenezis folyamán rejuvenálódott. Az alpi geoszinklinális stádiumban viszont semmiféle ősföldrajzi határ vagy egyéb szerepe nem volt.

3.4 Az Inszubriai—Periadriatikus lineamensrendszer és a Drauzug problematikája

3.4.1 A vertikális és horizontális mozgások problémája

Az Inszubriai- és a szükebb értelemben vett Periadriatikus lineamens "varrat"-ként ill. "sebhely"-ként való emlegetése mindig ahhoz a szinte misztikummá fokozott feltételezéshez kapcsolódott, hogy itt vélték felismerni a Nyugati- és Keleti-Alpok takarórendszereinek gyökérzónáját, később pedig a lemeztektonikai elméletben az alpi szubdukció színhelyét. Ma azonban már nyilvánvaló, hogy a lineamens mai formájában — bár a Drauzugtól Ny-ra az ausztroalpi takarórendszerek eredési helye a közvetlen északi szomszédságában húzódik — sem nem gyökérzóna, sem pedig szubdukciós varratvonal, hanem a mezoalpi tektogenezist követő jelentős, főleg

oligocén kori vertikális és horizontális mozgások nyomvonala (v.ö. TRÜMPY, 1973 és 1980). Míg azonban a metamorf fáciesugrásból a vertikális mozgások mértéke eléggé nyilvánvalóan felismerhető, addig az üledékes fáciesvizsgálatok fejletlensége akadályozza a horizontális elmozdulások mértékének megállapitását. Az utóbbiakat illetően a nem kellő részletességgel végzett paleomágneses és faunaprovincia-vizsgálatokból gyakran egymásnak homlokegyenesen ellentmondó következtetéseket vontak le.

Az Inszubriai-lineamens északi oldalán az alpi metamorfózist nem szenvedett déli oldallal szemben eklogit- és glaukofánpala-fáciesü alpi metamorf kőzetek emelkedtek felszinre, a fáciesugrás alapján a vertikális mozgás mértéke minimálisan 15 km (TRÜMPY, 1973).

A 60-as években a holland iskola képviselői délalpi paleomágneses adatok alapján arra a következtetésre jutottak, hogy a permben a Déli-Alpok még 5000 km-rel keletebbre helyezkedett el! A "Tethystwist"-nek elkeresztelt elmélet csakhamar birálatok össztüzébe került, csakugy, mint néhány, a lineamens mentén történt nagyobb szabásu horizontális elmozdulást hirdető, ámbár vajmi kevéssé megalapozott lemeztektonikai munka (pl. LAUBSCHER, 1971). A vertikális tektonika hiveinek reakciójában azonban az ellenkező oldalon jelentkeztek tulzások. Egyesek odáig mentek, hogy — a tetemes fácieskülönbségeket elhallgatva — a 10 km-nél nagyobb horizontális elmozdulásoknak még a lehetőségét is elvetették, ugyanakkor pl. AHRENDT (1980) 30, sőt 50 km-es (az átlagos kéregvastagság másfélszeresét kitevő!) vertikális elmozdulásokat is feltételezett! A geofizikai mérések csak azt tudták kimutatni, hogy az Alpokban a legnagyobb kéregvastagság lineamens környezetében van, ill. a Keleti-Alpokban attól kissé É-ra, de magának a lineamensnek a mélybeni folytatását nem. Egyesek feltételezik (pl. GIESE, 1979), hogy a Déli-Alpok 70 km-rel rátolódott a Keleti-Alpokra — ami elképzelhető, ha figyelembe vesszük, hogy a Felső-Ausztroalpin ókristályosának valahol el kellett nyelődnie —, azonban ez sem magyarázza a Drauzug idegen test vol-

tát a Keleti-Alpok és a Déli-Alpok között (lásd később).

A Déli- és Keleti-Alpoknak a lineamens mentén feltételezett egymáshoz való elcsuszásával kapcsolatosan BÖGEL (1975) rámutatott, hogy az nem lehetett jelentős mértékü (több 100 km-es), mivel a két hegység ókristályosának és ópaleozoós kvarcfillitjeinek hasonlósága, a Karni-Alpok—Déli-Karavankák és az Északi-Grauwacke-zóna varisztikumának egymáshoz közeli kifejlődése, a délalpi és felső-keletalpi mezozoikum közt általánosságban fennálló kapcsolatok azt valószinütlenné teszik.

SCHÖNLAUB (in OBERHAUSER, 1980 és szóbeli közlés) a fácieskülönbségeken kivül szerkezeti bizonyitékokat is felhoz a Gailvölgyi-vonal melletti jobboldali (dextrális) elmozdulás mellett; ilyenek a Karni-Alpokban kitérképezett nagyméretü elvonszolódási szerkezetek és a lineamensben lévő gránit- és tonalit-intruziók feltünően hosszu és keskeny lamellává való kivékonyodása. Szerinte a horizontális elmozdulásnak a paleozoós kifejlődések alapján még a legóvatosabb becslés esetén is 100—150 km-nek kellett lennie. TOLLMANN (1978) a triász fáciesek összehasonlitása alapján 100—150 és 300 km közötti elmozdulást tételez fel.

3.4.2 A lineamensrendszer K-felé való folytatása

Az Inszubriai-lineamens az eredeti definició értelmében (miszerint alpi metamorf és alpi nem-metamorf egységeket választ el) nem a Drauzugtól D-re, a szükebb, klasszikus értelemben vett Periadriatikus-lineamensben (Pusteria-Gailvölgyi-vonal), hanem — mint ahogy arra AHRENDT (1980) SASSI et al. (1974-től) vizsgálatai alapján rámutatott — a DAV-vonalban folytatódik. Tovább K-re az alpi metamorfózistól mentes Drauzug É-i oldalán, az ausztroalpi gyökérzónától közvetlenül D-re kell huzódnia, majd szerepét — ugyancsak az eredeti definició szerint — a Rába-vonal tölti be: a penninit, alsó-keletalpi és felső-keletalpi egységeket az alpi metamorfózist nem szenvedett és nem takarós szerkezetü, déli vergenciáju Dunántuli-középhegységtől választja el.

A szükebb értelemben vett Periadriatikus lineamens pedig — mint ahogy arra már többen is rámutattak — a Balaton-vonalban folytatódik. Valószinü azonban, hogy a Karavanka-lineamensben 3—5 km-re szélesedő tektonikai zóna KÉK-felé még inkább kiszélesedik. Ezért beszélhetnénk itt egy Gailvölgy-Balaton lineamensről, vagy akár egy keskeny Gailvölgy-Balaton övről is (KOVÁCS, 1982). A Karavanka-lineamens képződményei közül nálunk is megvan az északi szilur-devon vulkániüledékes összlet a balatonparti paleozoikumban (ha éppen felső-ordoviciumot még nem is ismerünk), a periadriatikus magmatitok láncolata folytatásának pedig a szintén hosszan elnyuló és keskeny balaton-velencei késővariszkuszi gránitöv, valamint a hahót-pusztaszentlászlói, velencei és recski paleogén andezitek (és esetleg a K-Mátra alatt levő állitólagos granodiorittest) tekinthetők. Bár eddig összehasonlitó vizsgálatok még nem történtek, aligha valószinü, hogy az egy "füzérben" sorakozó, közel azonos koru magmatitok a magyarországi szakaszon keletkezésüket illetően teljesen függetlenek lennének a nyugati, az Ivrea-zónától a Pohorje-hegységig huzódó 800 km-es szakasz képződményeitől, azokkal semmilyen kapcsolatuk sem lenne. Mindenesetre sürgősen szükség lenne a szóbanforgó kőzeteknek egy nemzetközi együttmüködés keretében végzett összehasonlitó vizsgálatára.

3.4.3 A Drauzug helyzete

Mig a Keleti-Alpok és a Déli-Alpok paleo-mezozoikumának általános kifejlődése inkább ellene szól annak, hogy egymáshoz képest nagymértékben változtatták volna helyzetüket, a Drauzug mind a paleozoós, mind a mezozoós ősföldrajzi rekonstrukcióknál kiugróan idegen testként jelentkezik (v.ö. PREY, in OBERHAUSER, 1980). Ugyancsak többen rámutattak, hogy a Keleti- és a Déli-Alpok között egy bizonyos szélességü kéregsáv hiányzik, bár ennek eltünését másként igyekeztek magyarázni (pl. BÖGEL, 1975 és PREY, in OBERHAUSER, 1980).

Az alpi metamorfózistól mentes Drauzug nem gyökérzóna és az ausztroalpi egységek rajta keresztül nem tolódhattak át (v.ö. PREY, in OBERHAUSER, 1980). Az ausztroalpi gyökérzóna csakis a vele É-ról közvetlenül szomszédos keskeny zóna lehet, amely Ny-i részében a Tauern-ablak D-i szegélyét alkotó a pennini szubdukciós zónát képező Matreii-pikkelyzóna és a DAV-vonal között huzódik. Ez annyit jelent, hogy a takaróknak az eredeti helyzetükbe történő visszarendezésénél a Drauzug a legmagasabb szerkezeti helyzetü Északi-Grauwacke-zóna paleozoikumával és a grazi paleozoikummal, valamint az Északi-Mészkőalpok déli peremével lenne szomszédos.

A csökkent vastagságu, karbonátos kifejlődésü, a szilur-devonban terrigén befolyástól mentes, variszkuszi metamorfózist nem szenvedett paleozoikummal jellemzett Északi-Grauwacke-zóna és Karni-Alpok—Déli-Karavankák vonulata között a Drauzug egy középső-keletalpi testként jelentkezik, többszörösen vastagabb, gyakorlatilag karbonátmentes kvarcfillitjeivel (v.ö. SCHÖNLAUB, 1979 és in OBERHAUSER, 1980). A Karni-Alpok—Déli-Karavankák nem metamorf varisztikumára települő tengeri ujpaleozoikummal szemben a Gailvölgyi-Alpokban a permoszkita terrigén konglomerátum és homokkő a zöldpala-fáciesü kvarcfillitekre, ill. az amfibolit-fáciesü csillámpalákra és gneiszekre települ.

A Déli-Alpok K-i felének (pontosabban: a Karni-Alpok—Déli-Karavankák) folyamatos perm-triász tengeriátmenetével szemben áll a Drauzug kontinentális-törmelékes permoszkitája; ott csak az alsó-triász felső részén jelennek meg a tengeri werfeni rétegek.

A Drauzug középső-triászában nincsenek lényeges különbségek a Déli-Alpok felé, bár a hasonlóság sokkal nagyobb a Déli-Alpok Ny-i részéhez, mint a közvetlenül D-re fekvő területekhez. Lévén a középső-triász uralkodóan karbonátplatform-fáciesü, és mivel a tufák is megvannak a Dobratsch déli lejtőjén, igy itt nincs jelentős fáciesugrás a Déli-Alpokhoz képest; ez volt az oka annak, hogy többen (pl.

BAUER, 1973; BÖGEL, 1975, BECHSTÄDT, 1978) éppen a triászra hivatkozva elutasitották a szükebb értelemben vett Periadriatikus-lineamens menti jelentősebb horizontális elmozdulások lehetőségét. Itt azonban meg kell jegyeznünk, hogy egy hasonló kifejlődési területen belül (jelen esetben egy karbonát-platformokkal boritott széles selfen)végbement akár több száz km-es horizontális elmozdulás is észrevétlen marad, hiszen hasonló fáciesü képződmények kerülnek egymás mellé, nincs érzékelhető fáciesugrás. Ugyanakkor É-felé, a hallstatti mészkő fácieszóna felé — amellyel a Drauzugnak eredetileg közvetlenül szomszédosnak kellett volna lennie — a fáciesellentét rendkivül éles. A legkirivóbb ellentét az, hogy Drauzug felső anizuszját kőszéncsikokat tartalmazó növénymaradványos homokkő összlet jellemzi, É→D-i lehordási irányokkal, ugyanakkor a nyilttengeri hallstatti medencében már a középső-anizuszitól kezdve pelágikus, mélyebbvizi mésziszapszedimentáció folyt!

A felső-triászban ugyancsak élesen kiütközik a Drauzug idegen test jellege (v.ö. PREY, in OBERHAUSER, 1980, p. 27, 10. ábra). A Drauzugban jelen nem lévő hallstatti mészkőfáciest nem számitva, a dachsteini mészkőfácies az Északi-Mészkőalpok déli oldalán Salzburg meridiánjától kissé Ny-ra kezdődik, a Déli-Alpok—Dinaridák átmeneténél pedig a Juliai-Alpok Ny-i részénél. Ugyanakkor a nóri nemcsak az egész Drauzugban fődolomit fáciesü, hanem a fődolomit fácies a Bakony K-i széléig "ugrik" előre! Az É-i terrigén befolyás ujbóli felerősödését jelentő legfelső-nóri—rhaeti kösszeni fácies az Északi-Mészkőalpok déli oldalán Ny-felől Salzburg meridiánjáig van jelen, mig a Drauzug folytatásában ugyancsak a Bakony K-i széléig "ugrik" előre!

Tehát ahogy láthattuk, a Drauzug mind a paleozoikumban, mind a triászban idegen testet képvisel a Felső-Ausztroalpin és a Déli-Alpok között. Ugyanakkor nagyon jól illeszkedik a triászban az Északi-Mészkőalpok Ny-i végéhez, mint ahogy arra már BECHSTÄDT (1978) is rámutatott. Ő azonban a már fentebb emlitett okok miatt a Periadriatikus-lineamens

melletti elmozdulást elvetve, egy, a Középső-Ausztroalpint harántoló horizontális elmozdulással próbálkozott a Drauzugnak a mai helyzetébe kerülését magyarázni, ami aligha tartható elképzelés. Ezenkivül a triászban sok hasonlóság van a Déli-Alpok Ny-i vége felé is.

Mig azonban a Drauzug a nyugati, előtérközeli kifejlődésekkel mutat szoros rokonságot, helyére, a Déli-Alpok és a Felső-Ausztroalpin közti ürbe szinte problémamentesen beilleszkedik a Dunántuli-középhegység. Az emellett szóló érvek közül — a teljesség igénye nélkül — a következő néhányat emlithetjük meg.

A perm-triász fácieszónák határai a Déli-Alpokban, csakugy, mint a Dunántuli-középhegységben, általánosságban É-D-i irányuak, mig az Északi-Mészkőalpokban közelitőleg Ny-K-i irányuak. A szárazföldi/tengeri felsőperm határa a Nyugati-Dolomitokban, a Középhegységben pedig a Bakonytól kissé K-re van. A balatonfelvidéki alsó-triász és középső-triász tipikusan délalpi kifejlődésü, az utóbbiban bizonyos északalpi beütésekkel is (felső-ladini hallstatti fácies). A felsőtriászban a dachsteini mészkő és a kösszeni rétegek már emlitett határai. A Dunántuli-középhegység vörös, végig pelágikus jurája a lombardiai jura-medence (Déli-Alpok ÉNy-i része) pelágikus kifejlődéseihez kapcsolódik, csakugy, mint az alsó-kréta "biancone". A K-gerecsei (lábatlani) flis-jellegü alsó-kréta litofáciese nagyon közel áll az Északi-Mészkőalpok középső részének (középvonalában kb. Salzburg meridiánjával) rossfeldi rétegeihez. Mindezen képződmények, ill. határok azonban egymás szomszédságába kerülnek, ha az eredeti ősföldrajzi helyzet rekonstruálásakor a Dunántuli-középhegységet a Drauzug mai helyére (ezen belül a Bakonyt a Dolomitok É-i szomszédságába), a Drauzugot pedig az Északi-Mészkőalpok Ny-i végéhez, ill. a Déli-Alpok Ny-i részének É-i szomszédságába "huzzuk" vissza. (A permre vonatkozóan lásd MAJOROS, 1980.)

Összegezésül tehát megállapithatjuk, hogy az Inszubriai—Rába, ill. a Gailvölgy—Balaton lineamensekkel határolt

Drauzug—Dunántuli-középhegység blokkja az alpi orogén egy önálló egysége, amely — bár mindkét irányban átmenetet mutat — sem a Keleti-, sem a Déli-Alpokhoz nem tartozik. Mai helyzetébe kerülését az Inszubriai - Periadriatikus lineamensrendszer menti, a mezoalpi tektogenezis alatti, ill. az azt követő (felső-eocén—oligocén) horizontális elcsuszások magyarázzák. Nincs kizárva azonban, hogy a horizontális mozgások már paleoalpi tektogenezis alatt, a krétában megindultak. Itt meg kell még emlitenünk, hogy a Pusteria-Gailvölgyi vonal két oldalán legujabban végzett nagyszámu paleomágneses vizsgálat (RATHORE—HEINZ, 1980; HEINZ—MAURITSCH, 1980) kimutatta, hogy itt legalábbis a karbon óta rotáció nem történt, azaz a vonal két oldalán elhelyezkedő területek egymáshoz képest nem forogtak. Ezenkivül a vonal menti komplex mozgás fő összetevője dextrális (jobboldali) volt, de a mozgások blokkszerüen történtek és egyes blokkok időnként szinisztrálisan (baloldalasan) is mozogtak. A Drauzug-Dunántuli-középhegység egészére kivetitve ez azt jelenti, hogy az nem feltétlenül egységes tömegként mozgott, hanem kisebb blokkokra széttöredezve, ami mellett a legnyugatibb blokkok valóban csak 100—200 km-t mozogtak, mig a legkeletibbek — a fácieskapcsolatok alapján — már 400—500 km-re távolodtak el.

A mozgás mechanizmusát a mezoalpi tektogenezis során fellépő óriási kompresszióra — amely a Tauern-ablak Ny-i részében lehetett a legerősebb, mivel az alpi orogén itt szükül össze a legjobban — történt reagálással magyarázhatjuk: a Déli- és Keleti-Alpok között önállósult Drauzug—Dunántuli-középhegység blokkokra széttöredezve a Pannon-medence régiójában lévő nyomásárnyék irányába tért ki.

4. DÉLI-ALPOK

A Dinaridák ÉNy-i folytatását az Inszubriai-Periadriatikus lineamensrendszertől D-re az alpi metamorfózist nem szenvedett, déli vergenciáju mozgásokkal jellemzett Déli-

Alpok képezi. A Juliai-Alpok—Karni-Alpoktól Ny-ra eső területen takarók nem alakultak ki, hanem csak rátolódások és pikkelyeződések. Az Inszubriai-Periadriatikus lineamenssel szomszédos sávban a poszttektonikus kiemelkedés (amely a lineamenstől É-ra sokkal jelentősebb volt) és az alpi üledékfedő lepusztulásának eredményeként felszínre kerültek a prealpi aljzat képződményei. Délebbre a prealpi kőzetek csak néhány kisebb ablakban (pl. a Val Sugana-törés mentén) bukkannak elő.

4.1 Paleozoikum

4.1.1 Az Ivrea- és a Ceneri-zóna

A Canavese-zónával szomszédos Ivrea-zóna a felszinen Locarnótól DNy-felé Ivreáig huzódó, 120 km hosszuságu és 10—20 km szélességü övezet. Bázisos és ültrabázisos mélységi kőzetek épitik fel, amelyek savanyubb granulit (kinzigit-gneiszek) és felső-amfibolit fáciesü metamorf kőzetekkel fogazódnak összse. Geofizikai mérések szerint a Pó-sikság Ny-i széle alatt, a Nyugati-Alpok belső oldalán egészen az alpi-appennini könyökig, Cuneáig folytatódik. Szeizmikus vizsgálatok bizonyitották, hogy itt egy felsőköpeny-eredetü tömeg (az "Ivrea-test") a felszin közelébe emelkedett. A keresztmetszetben madárfej-alaku test ÉNy-on szialikus kéregre van feltolódva, és DK-felé folyamatosan dől kb. 30 km mélységig. DK-felé a bázisos kőzetek mennyisége csökken és a metamorf fácies granulitból felső-amfibolitba vált. Egy pegmatitokban és márványokban gazdag zóna szolgál a felső-amfibolit fáciesü gneiszekből álló Ceneri-zóna felé való határként. Ez utóbbi zónában késő-variszkuszi poszt-metamorf gránitok (az un. bavenói gránit) és perm porfirok lépnek fel. A két zóna metamorfitjaiból és a gránitokból származó radiometrikus koradatok 295±5 mó év körüli értékeket mutatnak, tehát az Ivrea-testnek addigra fel kellett emelkednie és az Inszubriai-vonalnak vagy előfutárának már léteznie kellett abban az időben. Emellett a gneiszekből 420—440 mó év közötti koradatok is vannak, tehát első metamorfózisuk ókale-

dóniai. Hogy az Ivrea-test milyen szerepet játszott az alpi orogenezis során, az ma még tisztázatlan.

4.1.2 A Déli-Alpok középső része

Az Ivrea-zóna K-i elvégződésétől a Tonale-vonal D-i oldalán huzódó metamorfit-sávban K-felé a kristályos aljzat magasabb helyzetü, egyre kisebb metamorf foku kőzetei követik egymást. A Lago Maggiore és a Comói-tó közötti Seengebirgé-ben a prevariszkuszi paragneiszeket (stronalit-gneiszek) tektonikusan csillámpalák váltják fel. Tovább K-felé a Catena Orobica kvarcfillit-vonulata huzódik egészen az Adamello oligocén tonalit-plutonjáig. D-felé a kristályos kőzetek feltolódtak a permo-mezozoikum vonulatára. A pikkelyes-rátolódásos szerkezetü Bergamói-Alpokban a csillámpala helyenként kisebb ablakokban felszinre bukkan a permo-mezozoikum alól.

A Déli-Alpok többi részén prevariszkuszi képződmények nem ismeretesek. A variszkuszi ciklus képződményeit — a külön tárgyalt Karni-Alpok—Déli-Karavankák vonulatától eltekintve — a keletalpiakhoz nagyon hasonló felső-ordovíciumi—szilur—devon kvarcfillitek képviselik, a felső-ordoviciumban előbb bázisos vulkanizmus nyomaival, majd szélesen elterjedt savanyu, porfiroid-vulkanizmussal. A zöldpala-fáciesü variszkuszi metamorfózist szenvedett kvarcfillitek három területen lépnek felszinre: 1. a Karni-Alpok Ny-i folytatásában a Judicaria-Pusteria sarokig (Bressanone környéke), 2. a Val Sugana-törés mentén a Dolomitoktól D-re (ugyanitt késővariszkuszi gránitok is fellépnek) és 3. D-en Recoaro környékén.

A késő-variszkuszi szubszekvens vulkanizmus terméke a Nyugati-Dolomitok nagyobb részét felépitő, 2000 m vastagságot is elérő alsó-perm bolzanói kvarcporfir.

A permotriász transzgresszió K-ről Ny-felé fokozatosan hóditotta meg a szárazföldet. A fácieshatárok jellegzetesen É-D-i irányuak, merőlegesek az Inszubriai-Periadriati-

kus lineamensre. A perm végéig a tenger a Nyugati-Dolomitokig ért el; üledékei a bellerophonos rétegek (sötétszürke, algás mészkövek és dolomitok). A tengeri perm szárazföldi helyettesitő fáciese a vörös grödeni homokkő (amely a legujabb szedimentológiai vizsgálatok szerint részben már maga is tengerben rakódott le).

4.1.3 Karni-Alpok—Déli-Karavankák

A Karni-Alpok—Déli-Karavankák variszkuszi metamorfózistól gyakorlatilag mentes, végig tengeri paleozoikuma oly mértékben eltér a Déli-Alpok többi részétől, hogy mindenképpen önálló egységként kell tárgyalni. Tulajdonképpen már nem is a Déli-Alpok, hanem a Dinaridák részének tekintendő.

A rétegsor ősmaradványokban gazdag, felső-ordovíciumi (caradoci-ashgilli) agyagpalás—homokköves összlettel kezdődik, helyenként lidit-betelepülésekkel. A porfiroidszint itt is jelen van. Az első, Conodontákat is tartalmazó mészkövek az ashgilli emeletben lépnek fel.

A szilur üledékhézaggal települ az ordoviciumra. A legidősebb szilur képződmények középső-landoveryi koruak, de helyenként a hézag a felső-szilurig terjed. A devonra különösen jellemző fácies-differenciáció már itt megindul. A hátsági wolayi fáciest kondenzált pelágikus mészkövek jellemzik, a ludlowi aljáig terjedő üledékhézaggal. A plöckeni fáciesben az üledékképződés gyakorlatilag hézagmentes; Trilobitákat, Orthoceras- és Crinoidea-féléket tartalmazó pelágikus mészkövekkel. A bischofalmi fáciest (elzárt medencefácies) graptolitesszes palák és fekete liditek váltakozása jellemzi. A fáciesek folytatódnak az alsó-devon mélyebb részében is.

A magasabb alsó-devon—középső-devonban nagyvastagságu karbonátplatformok (stromatoporás zátonyfáciessel és lagunafáciesekkel) állnak szemben a pelágikus medencék vörös és szürke, gyakran gumós mészöveivel. A bischofalmi fácies sötét és világos kovapalákkal váltakozó agyagpalái tovább folytatódnak az alsó-karbonig. A karbonátos fáciesekben a

középső- és felső-devon határán (ill. a Déli-Karavankákban a frasni emeletben) a zátonyfáciesek eltünnek, a felső-devont és alsó-karbont csökkent vastagságu pelágikus mészkövek jellemzik, nagyon gyakori, kiemelkedésekkel és karsztosodással kapcsolatos hézagokkal, kevert Conodonta-faunákkal.

A tektonikai események felgyorsulásával a felsővizéire a fácies-differenciáció megszünik, a felgyürődő és kiemelkedő háttér, ill. a besüllyedő, K-Ny-i irányu flis-geoszinklinális közti megnövekedett reliefenergia következtében megindul a hochwipfeli flis szedimentációja, amely — palynológiai adatok alapján — a moszkvai emelet alsó részéig (wesztfáli-B-ig) tart.

A leóni-fázis során meggyürődött varisztikumra transzgredáló auernigi rétegek (homokkő, lidites kvarcitkonglomerátum, agyagpala, valamint mészalgás-korallos mészkő szintek váltakozása) bázisrétegei — Fusulinidák alapján — a moszkvai emelet felső részébe tartoznak (mjacskovói szint, de keletebbre a podolszki szintet is kimutatták). Az auernigi transzgresszió a Karni-Alpok középső részéig ért el, a többi területen az első posztvariszkuszi képződmény a középsőperm grödeni homokkő. Az auernigi rétegek folyamatosan mennek át a hasonló litológiáju alsó-perm rattendorfi csoportba (alsó és felső pseudoschwagerinás mészkövek, közöttük egy homokkő szint). Erre a zátonyfáciesü trogkofeli mészkő települ, tetején a tarvisi breccsával. (K-i megfelelői a törmelékes trogkofeli rétegek vagy Kosna-rétegek). A középső-permben a grödeni homokkő, a felső-permben pedig a bellerophonos mészkő vagy dolomit következnek. Az eredeti ősföldrajzi helyzetben a Karni-Alpok—Déli-Karavankák és az Északi-Grauwacke-zóna ugyancsak csökkent vastagságu, karbonátos ópaleozoikuma két szomszédos zónát képviseltek a variszkuszi geoszinklinálisban (SCHÖNLAUB, 1979 és in OBERHAUSER, 1980).

A mezozoikum hasonló a Déli-Alpok többi részéhez, azzal a különbséggel, hogy a Déli-Karavankák a Juliai-Alpokkal együtt a felső-triászban már nem a fődolomit, hanem a dachsteini mészkő fácieszónába tartoztak.

4.2 Mezozoikum és kainozoikum

Az alsó-triászban a tenger a felső-permhez hasonlóan fokozatosan tovább nyomult Ny-felé. A Déli-Alpok legnyugatibb részén (Tessini-Alpok) még a teljes alsótriász szárazföldi, "Buntsandstein" tipusú. Sőt, tovább nyugatabbra (pontosabban: DNy-felé) az Északi-Appenninek régióját egyáltalán nem is öntötte el a triász tenger (l. 12. ábra).

A középső-triászban egy speciális, "labilis self"-re jellemző ősföldrajzi rendszer alakult ki. Az anizusziban megjelentek az első karbonátplatformok (Mendola dolomit, Sarl dolomit). Közöttük változó terrigén befolyásról tanuskodó medencék alakultak ki. Egyes blokkok kiemelkedésével és változó mélységig történt eróziójával konglomerátum-szintek kapcsolatosak mind az anizusziban, mind a ladiniban (Richthofen-konglomerátum, ugowitzi breccsa). A peremi területeken (D-en és Ny-on) egyes szintekben homokkövek is lerakódtak. A ladiniban a karbonátplatformok (Schlern dolomit, Marmolada mészkő, Ny-abbra Esino mészkő) között pelágikus medencék süllyedtek be (buchensteini rétegek), kiterjedt shoshonitos jellegü vulkanizmussal, melyet egy abortált riftesedéssel hoznak kapcsolatba. Ugyanakkor a Tessini-Alpokban elzárt, bitumenes medencefáciesek képviselik ezt a szintet ("Grenzbitumen"-zóna). A medencék jellegzetes felső-ladini képződménye az agyagpalás-homokköves, turbidites wengeni rétegek. Az alsó-karniban ujból uralomra jutnak a karbonátplatformok, majd a középső-karniban az egész délalpi területen a felerősödött törmelékes anyagellátással kapcsolatos, változatos raibli rétegek rakódtak le. A felső-triász további részében a délalpi régió ismét egységes karbonátplatform volt. A nóriban a dachsteini mészkőfácies a K-i, a Dinaridák felé átmenetet képező területen van jelen, mig a Déli-Alpok legnagyobb részét vastag fődolomit (Dolomia Principale) jellemzi, a nyugati területeken elzárt medencefáciesekkel (Zorzino mészkő).

A jurában egy markáns, NyDNy-KÉK csapásu platform-medence rendszer alakult ki. A DK-i, apuliai peremet a

Friuli-platform alkotta, mely a Külső-Dinaridák ("dinári self") hasonlóan az egész mezozoikumban karbonátplatform-fáciesü Dalmát- és Magas-Karszt zónáiban folytatódik. A második zónát az intraself-jellegü Belluno-medence képezte, amely a Dinaridák felé a Juliai-Alpoktól D-re a Szlovén-teknőben folytatódik. Ennek a zónának bizonyos előjelei már a felső-triászban is voltak, igy pl. tüzköves dolomitok a szlovéniai területen. Harmadik zónaként a liász végétől elsüllyedt, pelágikus Trento-platform csatlakozott hozzá. ÉNy-on terült el a Déli-Alpok legnagyobb részét elfoglaló, pelágikus, mélyvizi Lombardiai-medence, vörös jura üledékekkel: ammonitoco rosso fáciesü mészkövekkel és márgákkal, hierlatzi mészkövekkel, továbbá radiolaritokkal, a titon-neokomban a világos szinü Biancone vagy Maiolica formációval.

A középső-kréta—paleocén jellegzetes képződménye a Déli-Alpokban a Scaglia Formáció: vörös és zöld, pelágikus palás márgák és mészmárgák. A Nyugati-Alpokkal szomszédos zónában a felső-krétában néha flis-jellegü betelepülések is fellépnek.

A déli, peremi egységekben a külső-dinári Dalmát-zónából áthuzódó paleocén-eocén flis a Déli-Alpok középső szektoráig követhető. Végül a helységet délről a délalpi molassz öve keretezi.

4.3 A Déli-Alpok szerkezetfejlődése

A Nyugati- és Keleti-Alpokhoz hasonlóan a Déli-Alpokban is kimutatható az ókaledóniai tektogenezishez kapcsolódó metamorfózis. A variszkuszi metamorfózis foka Ny-ról K-felé (pontosabban KÉK-felé) csökken. A legelterjedtebb kvarcfillitterületek zöldpala-fáciesével Ny-on az Ivrea-Ceneri-zóna és a Seengebirge magasabbfoku metamorfitjai, KÉK-en pedig a Karni-Alpok—Déli-Karavankák variszkuszi metamorfózistól mentes, csak gyürődött képződményei állnak szemben. A Keleti-Alpokban É-ról D-felé vándorló variszkuszi tektogenezis utolsó epizódja itt a Karni-Alpok—Déli-Karavankák gyürődése volt a moszkvai emeletben, a leóni fázis során.

Az Ivrea-zóna késő-variszkuszi korradatai alapján sokan az Ivrea-test akkor történt "behelyeződése" mellett foglalnak állást. Többen azonban kételyeiket fejezik ki, hogy egy ilyen felemelkedett, felsőköpeny eredetü tömeg folyamatosan magas helyzetben maradhatott volna a mezozoikum és a paleogén során.

Az alpi geoszinklinális stádiumban a szinszediment blokktektonika az abortált középső-triász (ladini), majd a liász-dogger riftesedés során játszott jelentős szerepet. Az utóbbi alkalmával kialakult Liguriai-Piemonti óceáni medencének a Déli-Alpok régiója — az Alsó-Ausztroalpin nyugati részével együtt — a déli kontinentális szegélyét alkotta.

A kréta - eocén mozgások a Déli-Alpokban csak epirogén jellegüek voltak, egyes területek kiemelkedésében, rétegtani hézagokban nyilvánultak meg.

A fő kompresszió időszaka az oligocén-miocén volt. déli vergenciáju redőkkel, rátolódásokkal, sőt pikkelyeződésekkel, de nagyszabásu takarós áttolódások nem jöttek létre.

A Karni-Alpok — Déli-Karavankák nemcsak paleozoikumában, hanem szerkezetében is különbözik a Déli-Alpok főtömegétől: a gyürt variszkuszi szerkezetre "rátelepülő" É-i vergenciáju áttolódások jellemzik. Legfontosabb a szorosabb értelemben vett dél-karavankai (valamint a karni-alpi) triászt tartalmazó Košuta-takaró.

4.4 A Déli-Alpok és a Dinaridák kapcsolata

A Dinaridákat a nagyszabásu takarós áttolódásoktól mentes Déli-Alpokkal szemben már egy DNy-i vergenciáju takarós szerkezet jellemzi. A fáciesátmenet teljes: a Déli-Alpok főtömegét ugyanazok a mezozoós fáciesek épitik fel, mint a Külső-Dinaridákat (egyazon "labilis self"-nek a képződményei). A Déli-Alpoknak a jurában kialakult fácieszónái a Dinaridákban is folytatódnak: a Friuli-platform a Dalmát- és Magas-Karszt zónákban, a Bellunói-medence a Szlovén-teknőben (Juliai-Előalpok), a Trentói-platform a Juliai-Alpokban. Az utóbbi kettőt egyesek — elsősorban a franciák — a Középső-Dina-

ridákat alkotó Boszniai- és Durmitor-zónák folytatásának tekintik.

A Karni-Alpok és a Déli-Karavankák paleozoikuma élesen elkülönül a Déli-Alpok főtömegétől és jugoszláv geológusok (pl. BUSER, MIOČ) véleménye szerint a Belső-Dinaridák ÉNy-i elvégződését alkotják. A Karavankáktól D-re huzódó Száva-redők ujpaleozoikumát a Zala-medencében is kimutatták (ujfalui tengeri alsó-perm, tengeri felső-karbon Nagykanizsától D-re). E területek mezozoikuma azonban már eltér a Belső-Dinaridékétól, mivel — középső-triász diabázoktól eltekintve — nem tartalmaz mezozoós ofiolitokat; ugyanakkor nem különbözik lényegesen a Déli-Alpok—Külső-Dinaridákétól.

A Karni-Alpok—Déli-Karavankáéhoz hasonló ópaleozoikum K-en még a Medvednica-hegységben (Zágrábtól Ny-ra) lép fel. Ettől K-re a Zágrábi-törés K-i oldalán a szlavóniai hegységekben (Moslavačka Gora, Papuk, Psunj, Krndija) a kristályos aljzatra szárazföldi felső-karbon—perm települ. A meglehetősen heterogén jugoszláv irodalom alapján nehéz állást foglalni e terület hovatartozását illetően; egyesek "Belső-dinári horsztok és árkok öve"-ként különitik el, mások a Pannon-medencealjzat (tehát a Tisia) részét látják benne. Ha a szóbanforgó terület valóban a Tisiához tartozik — mint pl. ŠIKIĆ, 1978 szerint is, aki a Zágráb-törést a magyar mobilista irodalomhoz hasonlóan transzform törészónaként kezeli — akkor az jóval egyértelmübbé teszi a szerkezeti képet. Ez esetben ugyanis a DK-ÉNy-i csapásu dinári szerkezeti irányok Zágrábnál a Tisia csücske körül élesen KÉK-felé fordulnak és a Medvednica, Kalnik, Ivanščica hegységekben, valamint a Ny-ról hozzájuk simuló Száva-redőkben a magyar medencealjzatban folytatódnak (v.ö. ŠIKIĆ, 1978, és a 15. ábra a jelen dolgozatban).

IRODALOM - REFERENCES

AHRENDT, H. (1980): Die Bedeutung der Insubrischen Line für den tektonischen Bau der Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160, 3, p. 336-362, Stuttgart.

ANGENHEISTER, G. — BÖGEL, H. — MORTEANI, G. (1975): Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 148, 1, p. 50-137, Stuttgart.

BAUER, F. K. (1973): Ein Beitrag zur Geologie der Ostkarawanken. — Festschr. Heissel, Veröff, Univ. Innsbruck, 86, p. 1-23, Innsbruck.

BECHSTÄDT, TH. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine grossräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. — Jb. Geol. B.A., 121, 1, p. 1-121, Wien.

BORSI, S. — DEL MORO, A. — SASSI, F. P. — ZANFERRARI, A. — ZIRPOLI, G. (1978): New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austridic continental margin south of the Tauern window (Eastern Alps). — Mem. Inst. Geol. Miner. Univ. Padova, 32, p. 1-17, Padova.

BOSELLINI, A.— GAETANI M. (1980): Permien moyen-supérieur et Trias. In: FAGNANI, G. — ZUFFARDI, P. (Eds): Italie. Géologie des pays européens, p. 234-236, Dunod, Paris.

BÖGEL, H. (1975): Zur Literatur über die "Periadriatische Naht". — Verh. Geol. B.-A., 1975, 2-3, p. 163-199, Wien.

BÖGEL, H. — SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. Algemein verständliche Einführung in den Bau der Ostalpen unter Berücksichtigung der angrenzenden Südalpen. Thun, Ott, 231, p.

CARON, M. — DÖSEGGER, R. — STEIGER, R. — TRÜMPY, R. (1982): Das Alter der Jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpn) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark, Graubünden). — Eclogae geol. Helv., 75, 1, p. 159-169, Basel.

CASTELLARIN, A. — VAI, G. B. (1982): Introduzione alle geologia struturale de Sudalpino. In: CASTELLARIN, A. — VAI, G. B. (Eds.): Guide alla geologia del Sudalpino centroorientale. Guide geol. reg. S. G. I., p. 1-22, Bologna.

CLOSS, H. — ROEDER, D. — SCHMIDT, K. (Eds.) (1978): Alps, Appennines, Hellenides. 520 p., E. Schweizerb. Verlagsbuchh. (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

CORNELIUS, H. P. (1949): Gibt es eine "alpin-dinarische" Grenze?" — Mitt. geol. Ges. Wien. 36-38 (1943-1945), p. 231-244, Wien.

DEBELMAS, J. — KERCKHOVE, Cl. (1980): Les Alpes franco-italiennes. — Géol. Alpine, 56, p. 21-58, Grenoble.

DEBELMAS, J. — LEMOINE, M. (1970): The Western Alps: Paleogeography and structure. — Earth Sci. Rev., 6, 221-256, Amsterdam.

DIETRICH, V. J. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. — Geotekt. Forsch., 50, p. 1-84, Stuttgart.

EXNER, CH. (1976): Die geologische position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. — Verh. Geol. B.-A., 1976, 2, 3-64, Wien.

FREY, M. et al. (1974): Alpine Metamorfism of the Alps. A Rewiew. — Schweiz. min. petr. Mitt., 54, 2/3, p. 247-290, Zürich.

FRISCH, W. (1977): Die Alpen im westmediterranen Orogen - eine plattentektonische Rekonstruktion. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 24, p. 263-275, Wien.

GAETANI, M. (1975): Jurassic Stratigraphy of the Southern Alps. In: SQUYRES, C. (Ed.): Geology of Italy, p. 377-402. Tripoli.

GIESE, P. (1979): Crustal structure of the Ivrea Zone within the frame of the Alpine crustal structure. — Mem. Sci. Geol., 33, p. 51-57, Bologna.

GIESE, P. (1980): Krustenstruktur de Alpen. Ein Überblick verbunden mit einigen tektonischen Betrachtungen.

GWINNER, M. P. (1971): Geologie der Alpen. Stratigraphie, Paläogeographie, Tektonik. 477 p., Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.

HEINZ, H. — MAURITSCH, H. J. (1980): Paläomagnetische Untersuchungen an der "Periadriatische Naht". — Mitt. österr. geol. Ges., 71-72, p. 269-274, Wien.

JANOSCHEK, W. R. — MATURA, A. (1980): Outline of the Geology of Austria. — Abh. Geol. B.-A., 34, p. 7-98, Wien.

KOVÁCS S. (1980): A triász hallstatti mészkő fácies ősföldrajzi jelentősége az északalpi fáciesrégiókban. — Földt. Közlöny, 110, 3-4, p. 360-381, Budapest.

KOVÁCS S. (1982): Problems of the "Pannonian Median Massif" and the plate tectonic concept. Contributions based on the distribution of Late Paleozoic — Early Mesozoic isopic zones. — Geol. Rundschau, 71, 2, p. 617-640, Stuttgart.

KOVÁCS, S. — KRYSTYN, L. — LEIN, R. (megjelenés alatt): Zur Trias-Paläogeographie des Tethys-Westendes im Raum Alpen—Karpaten—Dinariden. N. Jb. Geol. Paläont., Mh.

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

LAUBSCHER, H. — BERNOULLI, D. (1978): Mediterranean and Tethys. In: NAIRN, A.E.M. — STEHLI, F. G. — KANEV, W. (Eds.): The Ocean Basins and Margins, 4A, East Mediterranean, p. 1-28, New York.

KÖPPEL, V. (1974): Isotopic U-Pb ages of monazites and zircons from the crust-mantle transition and adjacent units of the Ivrea and Ceneri Zones (Southern Alps, Italy). — Contr. Min. Petr., 43, p. 55-70, Berlin-Heidelberg-New York.

LEIN, R. (1981): Deckschollen von Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Mürztaler Alpen südlich von Mariazell (Steiermark). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 27, p. 207-235, Wien.

MAJOROS GY. (1980): A permi üledékképződés problémái a Dunántuli-középhegységben. Egy ősföldrajzi modell és néhány következtetés. — Földt. Közl., 110, 3-4, p. 323-341, Budapest.

MIOČ, P. (1972): Geology of the sheet Slovenj Gradec. (Explanatory taxt.) Geol. zavod, Ljubljana.

OBERHAUSER, R. (Ed.) (1980): Der Geologische Aufbau Österreichs. 702 p., Springer-Verlag, Wien-New-York.

PLÖCHINGER, R. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 151, 3, p. 304-324, Stuttgart.

PREY, S. (1978): Rekonstruktionversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. — Mitt. Österr. Geol. Ges., 69 (1976), p. 1-25, Wien.

RATHORE, J. S. — HEINZ, H. (1980): The Application of Magnetic Susceptibility Anisotropiy Analyses to the Study of Tectonic Events on the Periadriatic Line. — Mitt. österr. geol. Ges. 71/72, p. 275-290, Wien.

SASSI, F. P. — ZANFERRARI, A. — ZIRPOLI, G. (1974): Some considerations on the South-Alpine basement of the Eastern Alps. — N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1974/10, p. 609-624, Stuttgart.

SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1977): Das periadriatische Lineament — G danken zur Seitenverschiebung. — Berg. Hütt. Monatsch., 122, 2a, p. 70-72, Wien.

SCHÖNLAUB, H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. Geol. B.-A., 33, 124 p., Wien.

SCHÖNLAUB, H. P. — SCHARBERT, S. (1978): The Early History of the Eastern Alps. — Z. dt. geol. Ges., 129, p. 1-12, Hannover.

ŠIKIĆ, D. (1978): Duboki rasjed Zagrebačke zone. (Deep fault of the Zagreb zone.) — Geol. vješnik, 30, 1, p. 251-263, Zagreb.

TELEGDI ROTH K. (1929): Magyarország geológiája I. Tudományos Gyüjtemény 104, 170., Pécs.

TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. 256 p., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1972): Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 64, p. 173-208, Wien.

TOLLMANN, A. (1973): Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik. Eine Systemanalyse am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen. 404 p., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. 580 p., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. 449 p., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Bd. I: Die Zentalalpen. 766 p., Deuticke, Wien.

TOLLMANN, A. (1978): Die Seitenverschiebung an der Periadriatischen Naht auf Grund des Vergleichs der Triasfazies. — Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 4, p. 179-192, Wien.

TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozess der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. — Mitt. österr. geol. Ges. 74/74, p. 167-195, Wien.

TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer., 71, 6, p. 843-908, New York.

STRÜMPY, R. (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems. — Am. Journ. Sci., 275-A, p. 209-238, New Haven.

TRÜMPY, R. (1973): The Timing of Orogenic Events in the Central Alps. — In: DE JONG, K. A. — SCHOLTEN, R. (Eds.): Gravity and Tectonics, p. 229-251, Wiley and Sons, New York - London - Sydney - Toronto.

TRÜMPY, R. (1980): An Outline of the Geology of Switzerland. 104 p., Wepf and Co. Publishers, Basel-New York.

VARGA I. — GRECULA P. (1980): Nagyszerkezeti választóövezetek a Nyugati-Kárpátok belső oldalán. — Földt. Kut. 23, 3, p. 17-22, Budapest.

MAJOR TECTONIC OUTLINE OF THE ALPS

by

S. Kovács

ABSTRACT

This review covers the present-day knowledge on the tectonic buildup of the Alps, in Hungarian. It is based on the most recent literature, completed by the personal experience of the author gathered on study-tours in the Southern and Eastern Alps.

The tripartite subdivision of the Ostalpin (Unterostalpin, Mittelostalpin, Oberostalpin) is obvious east of the metamorphic Brenner Mesozoic, relying upon the distribution of either the Paleozoic, or the Triassic facies types. The Triassic of the Northern Calcareous Alps, containing the Hallstatt limestone facies zone and the mainly carbonate Paleozoic of the Northern Grauwacke Zone hardly touched by Variscan metamorphism must have been situated originally to the south of the metamorphic, clastic Paleozoic and the Carpathian Keuper Triassic of the Central Alps (SCHÖNLAUB, 1979, and in OBERHAUSER, 1980; TOLLMANN, 1976; PREY in OBERHAUSER, 1980). East of the Tauern Window, on Central Alpine territory the only relict Upper East Alpine unit is the Graz Paleozoic. The Paleozoic and the slightly metamorphic Triassic of the Gurktal Nappe is of more northern character than the Paleozoic and Triassic of the Northern Grauwacke Zone and the Northhern Calcareous Alps. Consequently, the last mentioned unit must have been overthrust over the former one. The same can be mentioned for the Paleozoic and Triassic of Central Carinthia. (SCHÖNLAUB, 1979, and in OBERHAUSER, 1980; KOVÁCS—KRYSTYN—LEIN, in print). For the above reasons these units must be treated not as Upper East Alpine but as higher Central Alpine units.

Another problem is the eastern continuation of the Insubric—Periadriatic Lineament and the Drauzug as an alien body between the Southern and Eastern Alps (AHRENDT, 1980; SCHÖNLAUB, 1979, and in OBERHAUSER, 1980; PREY, 1978, and in OBERHAUSER, 1980). These problems bear a close connection to Hungarian geology.

According to its original definition, the Insubric Lineament divides units, which suffered Alpine metamorphism, to the north from units without Alpine metamorphism to the south (CORNELIUS, 1949). Bearing this in mind, its eastern extension is not the Pusteria—Gailtal Lineament, but the Defereggental—Anterselva—Valles Lineament (DAV Line) (AHRENDT, 1980; SASSI et al., 1974; BORSI et al., 1978). Its further continuation towards east — following the original definition — is the Rába Lineament, dividing the Penninic and Lower and Upper East Alpine units of northern vergence, touched by Alpine metamorphism to the north, from the Transdanubian Midmountains to the south, without Alpine metamorphism, of southern vergence and without nappe structure. The eastern continuation of the Pusteria—Gailtal—Karavanka Lineament (s.str. Periadriatic Lineament) is the Balaton Lineament, with Late Variscan granitoids and Paleogene andesites. This whole lineament system is neither a root zone nor the suture of a subduction in its present-day state, but the track of significant horizontal and vertical movements following the Mesoalpine tectogenesis (TRÜMPY, 1973, 1980).

The Drauzug is a conspicuous alien unit in the Paleozoic and Mesozoic paleogeographic reconstructions of the Alps. By no means can it be considered as a root zone and the Upper East Alpine nappes couldn't overthrust it, since its Mesozoic show no traces of metamorphism (PREY in OBERHAUSER, 1980). Its metamorphic, clastic Variscan sequence (quartz phyllite series) indicates a Central East Alpine affinity between the Northern Grauwacke Zone and the mostly carbonate, Variscan sequence of the Carnian Alps—Southern Karavanka Mts., hardly or not metamorphised by Variscan events (SCHÖN-

LAUB, 1979, and in OBERHAUSER, 1980). The contradiction is most striking looking at the Upper Anisian formations: the Gailtal Alps of the Drauzug are characterized by continental sandstones containing plant remains, with transport directions from the north (BECHSTÄDT, 1978); meanwhile, in the southernmost Hallstatt limestone facies zone (sensu LEIN, 1981) of the Northern Calcareous Alps, which is the immediate neighbour of the Drauzug in palinspastic reconstructions, pelagic limestone was deposited during Late Anisian time. The Drauzug Triassic can be fit much better to the western end of the Northern Calcareous Alps (BECHSTÄDT, 1978). The place of this alien unit (PREY in OBERHAUSER, 1980, p. 27., fig. 10.) can be filled by the Mesozoic of the Transdanubian Midmountains without any problem (KOVÁCS—KRYSTYN—LEIN, in print and for the Permian: MAJOROS, 1980). The eastward motion of the Drauzug—Transdanubian Midmountains Unit took place in the Paleogene, after intensive horizontal movements following the Mesoalpine tectogenesis. As paleomagnetic measurements indicate (RATHORE—HEINZ, 1980) these movements took place block by block along the Gailtal Lineament. This statement can be extended to the whole unit, with smaller movements at the western and greater movements at the eastern end. By its special tectonic position the Drauzug—Transdanubian Midmountains Unit is a separate one of the Alps, neither belonging to the Eastern, nor to the Southern Alps.

Manuscript received: 28th March, 1983.

Address of the author: Dr. Sándor KOVÁCS
Hungarian Geological Institute
Budapest, Népstadion ut 14.
H-1143

ÁBRAALÁIRÁSOK

1. ábra: Az Alpok tektonikai térképe FREY et al., 1974 szerint, kiegészitve az Inszubriai—Periadriatikus lineamensrendszer feltüntetésével.

2. ábra: Az Alpok tektonikai térképe CARRARO et al., 1974 (in LEMOINE, 1978) szerint.

3. ábra: A flisképződés és az orogén események "időtáblázata" a Nyugati-Alpokban és a Keleti-Alpok Ny-i részén (TRÜMPY, 1980).

4. ábra: A Svájci-Alpok jura—alsó-kréta palinszpasztikus vázlata (TRÜMPY, 1980).

5. ábra: A keletalpi ópaleozoikum ősföldrajza a kvarcfillitek és az Ókristályos helyzetének figyelembe vételével (SCHÖNLAUB, in OBERHAUSER, 1980).

6. ábra: A Keleti-Alpok középső része és a Karni-Alpok—Déli-Karavankák ősföldrajzi modellje az alsó—felső-karbon határán (SCHÖNLAUB, in OBERHAUSER, 1980).

7. ábra: A felső-triász fácieszónák mai elterjedése a Keleti- és Déli-Alpokban (felül) és a felsőtriász ősföldrajzi helyzete (alul). (PREY, in OBERHAUSER, 1980).

8. ábra: A periadriatikus magmatitok elhelyezkedése az Inszubriai—Periadriatikus lineamensrendszer mentén (BÖGEL, 1975).

9. ábra: Fő törészónák a Tauern-ablaktól D-re és a biotitokon mért Rb-Sr és K-Ar átlagkorok eloszlása. A variszkuszi tartomány pontozva van (AHRENDT, 1980).

10. ábra: Az Alpok kéregvastagság-térképe GIESE (1979) szerint. Látható, hogy a legnagyobb kéregvastagság

tengelye nem esik egybe a Periadriatikus-lineamens (s.s.) lefutásával.

11. ábra: A Déli-Alpok egyszerüsitett földtani térképe (LEMOINE, 1978).

12. ábra: Elvi ősföldrajzi szelvény a középső-mediterrán terület felső-triász fácieszónáin keresztül (LAUBSCHER és BERNOULLI, 1978).

13. ábra: A Déli-Alpok felső-jura palinszpasztikus szelvénye (BERNOULLI és KÄLIN, in TRÜMPY, 1980).

14. ábra: A Déli-Alpok jura ősföldrajzi zónái (GAETANI, 1975).

15. ábra: A zágrábi transzform törészóna tektonikai helyzete a Dinaridák és a Pannon-medence határán (ŠIKIĆ, 1978). Figyeljük meg a DK-ÉNy-i dinári szerkezeti irányok, valamint a Ny-K-i csapásu Száva-redők befordulását a Ny-DNy-KÉK-i csapásu Igali-zónába.

16. ábra: Tektonikai szelvények az Alpokon keresztül (TOLLMANN, 1969; a 3. szelvény kissé módositva).

CAPTIONS

Fig. 1. Tectonic map of the Alps (FREY et al., 1974) supplemented by the Insubric Periadriatic Lineamnet system.

Fig. 2. Tectonic map of the Alps (CARRARO et al., 1974. in LEMOINE, 1978).

Fig. 3. Timing of flysch deposition and orogenic events in the Western Alps and in the western part of the Eastern Alps (TRÜMPY, 1980).

Fig. 4. Jurassic - Early Cretaceous palinspastic reconstruction of the Swiss Alps (TRÜMPY, 1980).

Fig. 5. Paleogeography of the East Alpine Lower Paleozoic, considering the position of quartz phyllites and the Altkristallin (SCHÖNLAUB in OBERHAUSER, 1980).

Fig. 6. Paleogeographic model of the central part of the Eastern Alps and the Carnian Alps - Southern Karavanka Mts. at the Early - Middle Carboniferous boundary (SCHÖNLAUB in OBERHAUSER, 1980).

Fig. 7. Present-day distribution of Upper Triassic facies zones in the Eastern and Southern Alps (above and the Late Triassic paleogeographic reconstruction (below) (PREY in OBERHAUSER, 1980).

Fig. 8. Position of the Periadriatic magmatites along the Insubric - Periadriatic Lineament system (BÖGEL, 1975).

Fig. 9. Main fault zones south of the Tauern Window and distribution of Rb-Sr and K-Ar ages of biotites. The Variscan province is stippled. (AHRENDT, 1980).

Fig. 10. Crustal thickness map of the Alps (GIESE, 1979). The axis of the greatest thickness does not correlate with the s.str. Periadriatic Lineament.

Fig. 11. Simplified geological map of the Southern Alps (LEMOINE, 1978).

Fig. 12. Idealized paleogeographic cross-section across the Upper Triassic facies zones of the Central Mediterranean (LAUBSCHER-BERNOULLI, 1978).

Fig. 13. Upper Jurassic palinspastic section of the Southern Alps (BERNOULLI-Kalin, in TRÜMPY, 1980).

Fig. 14. Jurassic paleogeographic zones of the Southern Alps (GAETANI, 1975).

Fig. 15. Tectonic position of the strike-slip zone at Zágráb, on the boundary of the Dinarides and the Pannonian Basin (SIKIC, 1978). The SE-NW oriented Dinaric structural directions and the E-W striking Sava Folds merge into the WSW-ENE striking Igal Zone.

Fig. 16. Tectonic sections across the Alps (TOLLMANN, 1969; section 3. sloghtly modified).

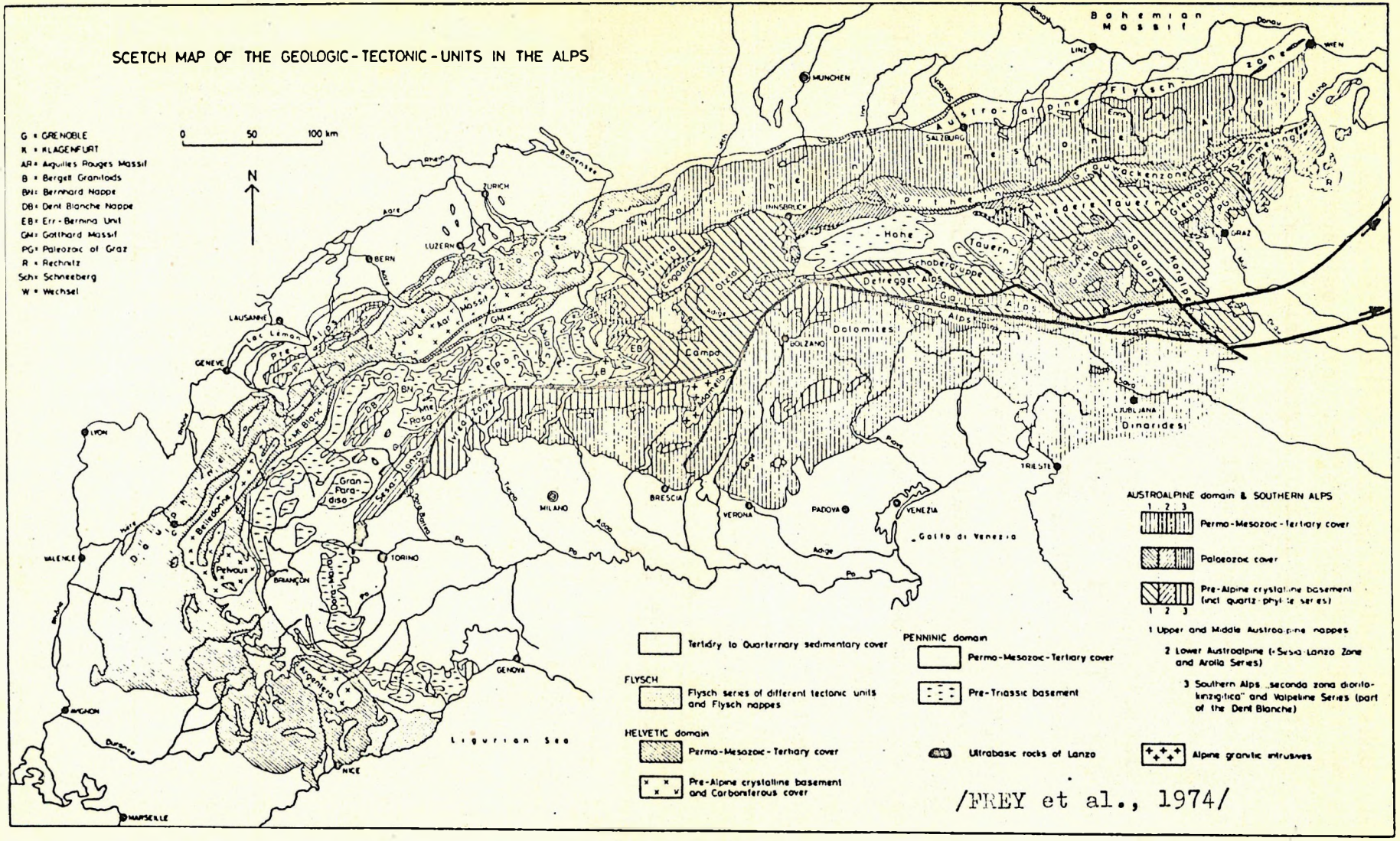
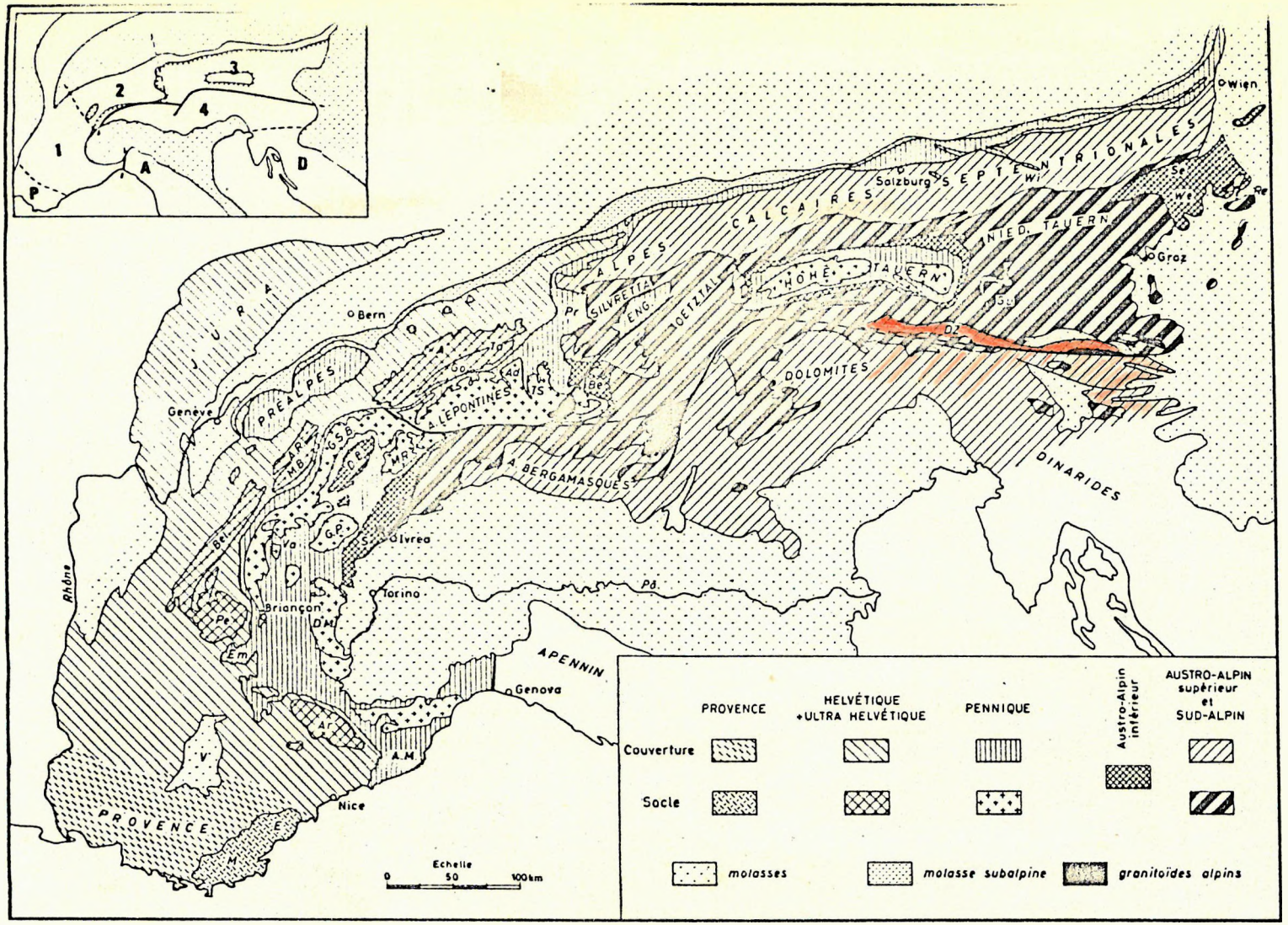

SCETCH MAP OF THE GEOLOGIC-TECTONIC-UNITS IN THE ALPS
G = GRENOBLE
K = KLAGENFURT
AR= Aguilles Rouges Massif
B = Bergell Granitoids
BN= Bernhard Nappe
DB= Dent Blanche Nappe
EB= Err-Bernina Unit
GM= Gotthard Massif
PG= Paleozoic of Graz
R = Rechnitz
Sch= Schneeberg
W = Wechsel
0 50 100 km
N
Bohemian Massif
MUNCHEN
LINZ
WIEN
SALZBURG
ZURICH
INNSBRUCK
GRAZ
LUZERN
BERN
LAUSANNE
GENEVE
LYON
VALENCE
GRENOBLE
BRIANÇON
TORINO
MILANO
BRESCIA
VERONA
PADOVA
VENEZIA
TRIESTE
BOLZANO
LJUBLJANA
GENOVA
NICE
MARSEILLE
AVIGNON
Dolomites
Ligurian Sea
Golfo di Venezia
Tertiary to Quaternary sedimentary cover
FLYSCH
Flysch series of different tectonic units and Flysch nappes
HELVETIC domain
Permo-Mesozoic-Tertiary cover
Pre-Alpine crystalline basement and Carboniferous cover
PENNINIC domain
Permo-Mesozoic-Tertiary cover
Pre-Triassic basement
Ultrabasic rocks of Lanzo
AUSTROALPINE domain & SOUTHERN ALPS
Permo-Mesozoic-Tertiary cover
Paleozoic cover
Pre-Alpine crystalline basement (incl quartz-phyllite series)
1 Upper and Middle Austroalpine nappes
2 Lower Austroalpine (+Sesia-Lanzo Zone and Arolla Series)
3 Southern Alps „seconda zona diorito-kinzigitica" and Valpelline Series (part of the Dent Blanche)
Alpine granitic intrusives
/FREY et al., 1974/

Fig. 1. ábra

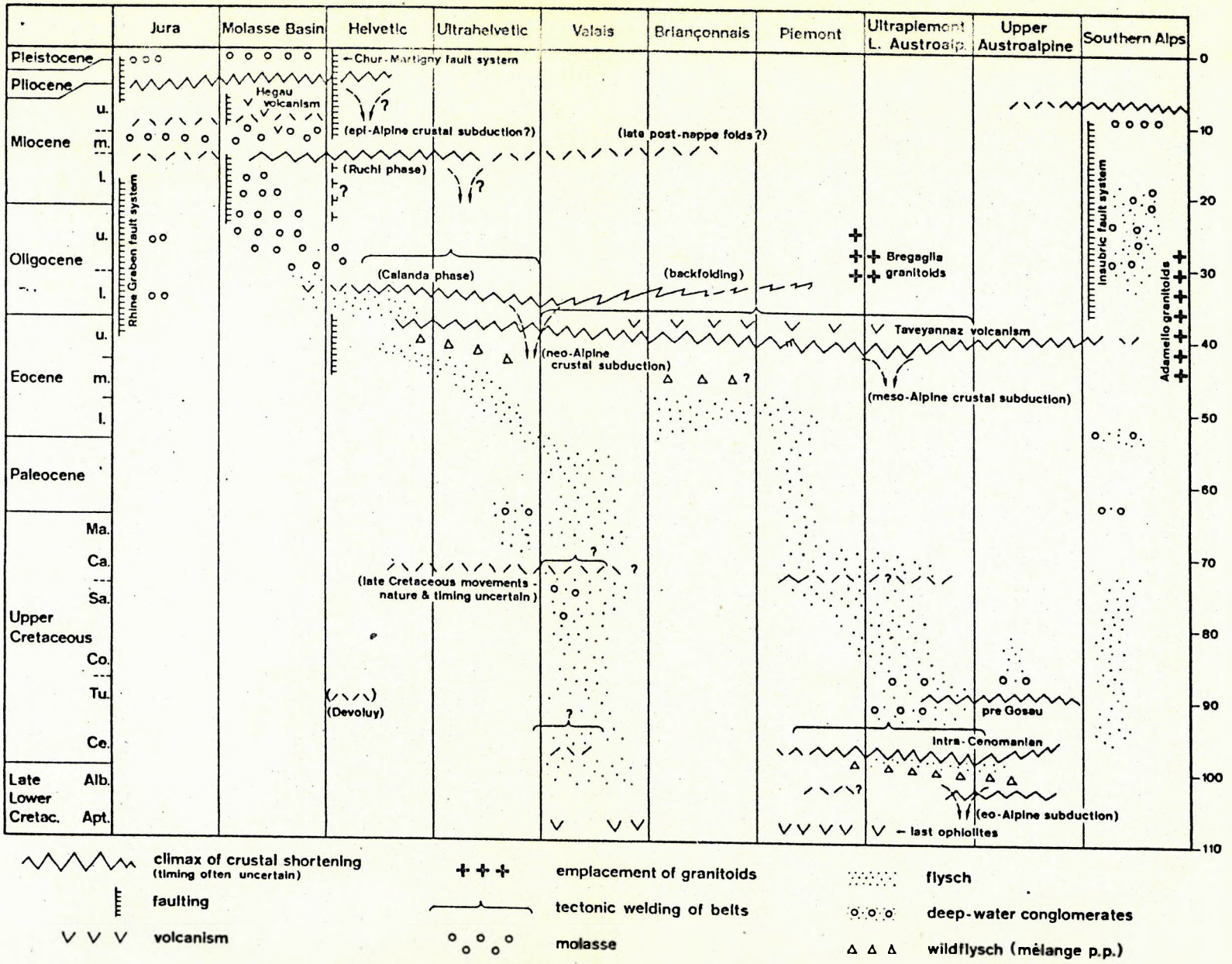


Structural map of the Alps (Carraro et al., 1974, fig. 1).

A = Aar; *Ad* = Adula; *A.M.* = Maritime Alps; *A.R.* = Aiguilles Rouges; *Ar* = Argentera; *Be* = Bernina; *Bel* = Belledonne; D.B. = Dent-Blanche; *D.M.* = Dora-Maira; *DZ* = Drauzug; *E* = Esterel; *Em* = Embrunais; *ENG* = Lower Engadine; *Go* = Gotthard; *G.P.* = Gran Paradiso; *G.S.B.* = Grand-Saint-Bernard; *GU* = Gurktal; *M* = Maures; *M.B.* = Monte Rosa; *Pe* = Pelvoux; *Pr* = Prätigau; *Re* = Rechnitz; *S* = Sesia zone; *Se* = Semmering; *Ta* = Tavetsch; *TS* = Tambo-Suretta; *V* = Valensole; *Va* = Vanoise; *We* = Wechsel; *Wi* = Windischgarsten.

Inset, upper-left: *1* = Western Alps; *2* = Central Alps; *3* = Eastern Alps; *4* = Southern Alps; *A* = Apennines; *D* = Dinarides; *P* = Provence.

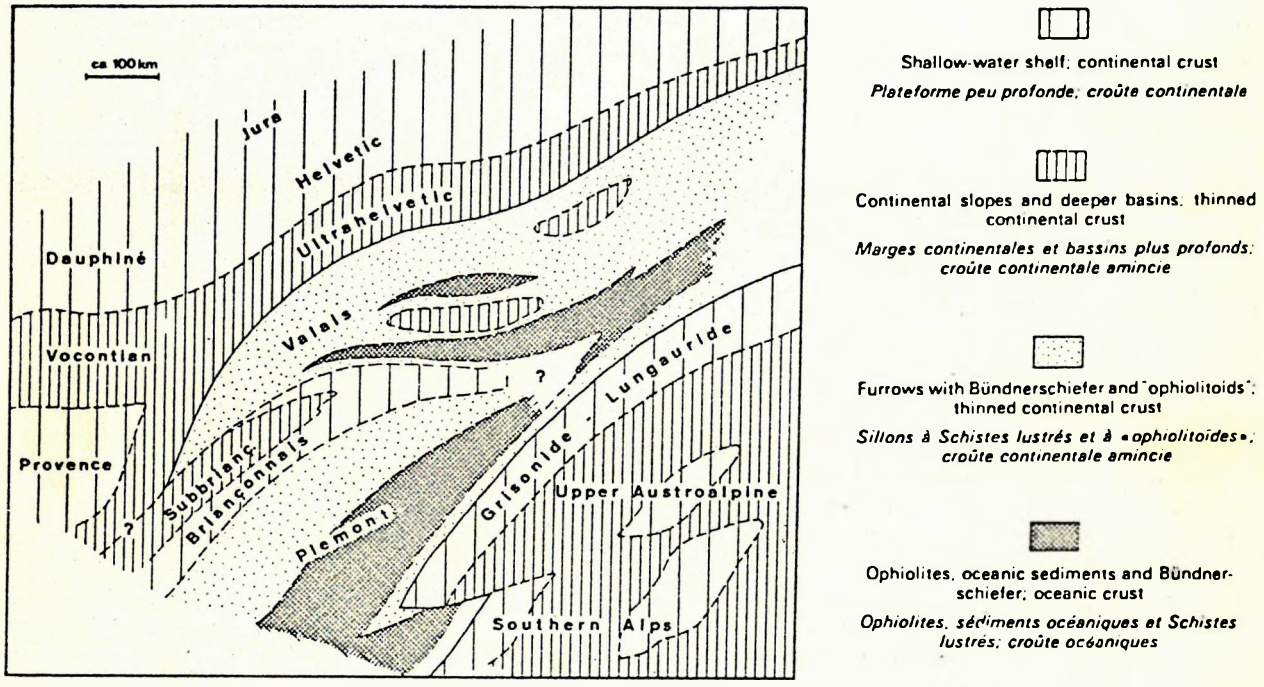
Fig. 2. ábra



Attempt of an "orogenic timetable". Warning: Many parts of this figure are based on uncertain data!

Fig. 3.ábra

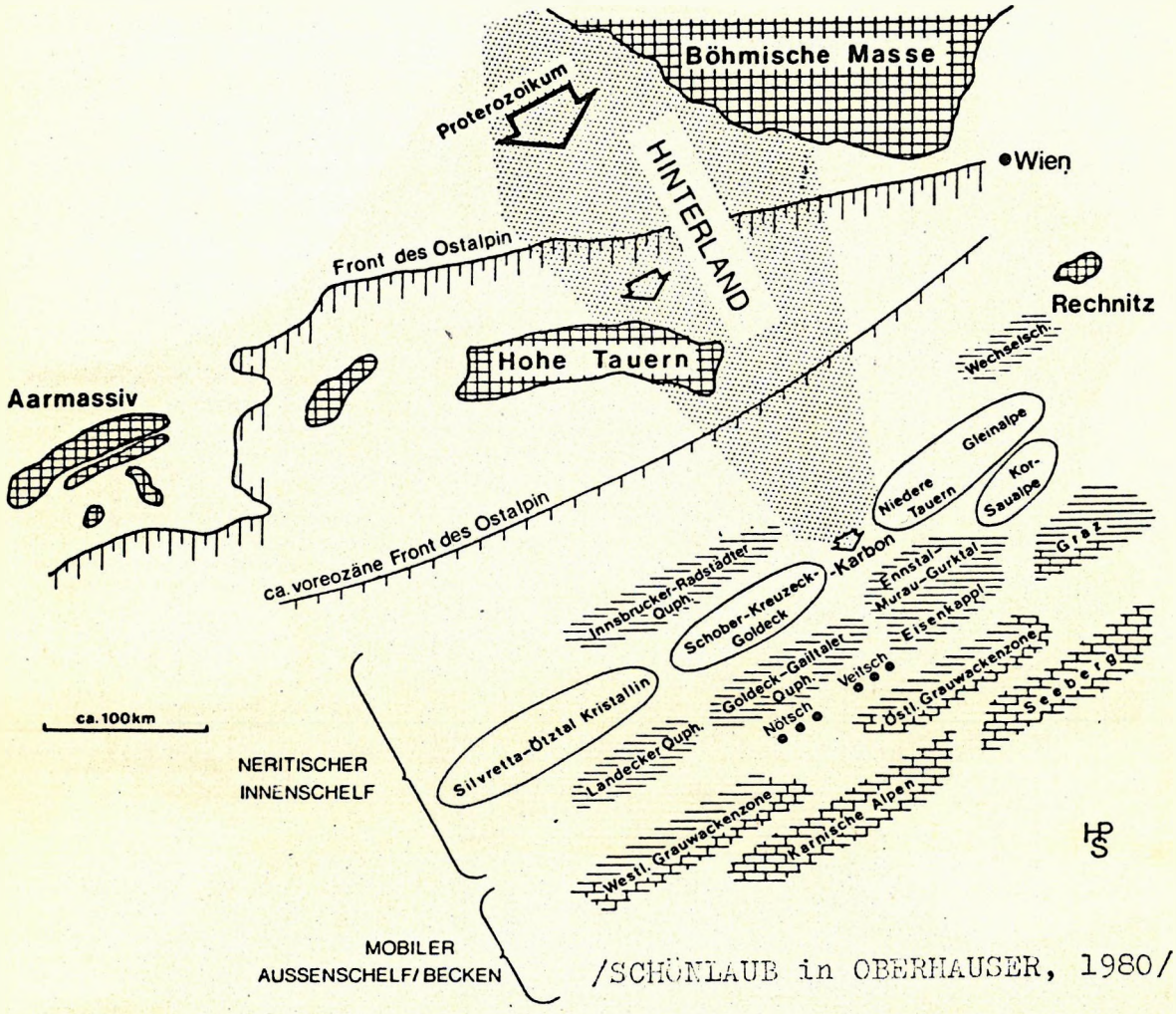
/TRÜMPY, 1980/



Palinspastic interpretation of the Swiss Alps (Jurassic - Lower Cretaceous).

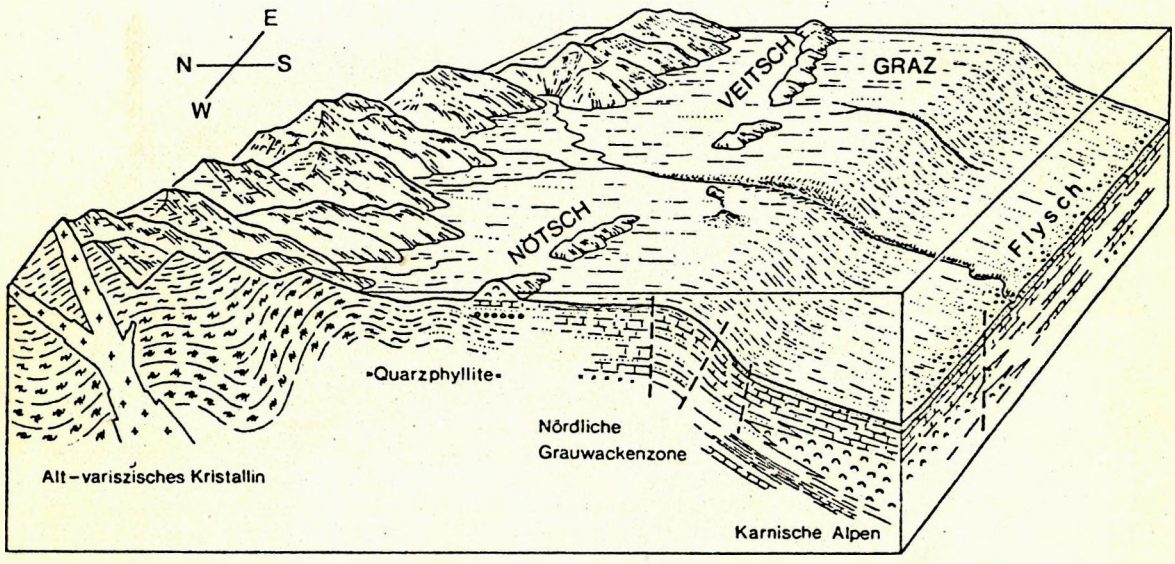
/TRÜMPY, 1980/

Fig. 4.ábra



Paläogeographie des ostalpinen Altpaläozoikums unter Berücksichtigung der Einordnung der Quarzphyllite (*Quph.*) und des Altkristallins (nach E. CLAR 1971, stark verändert)

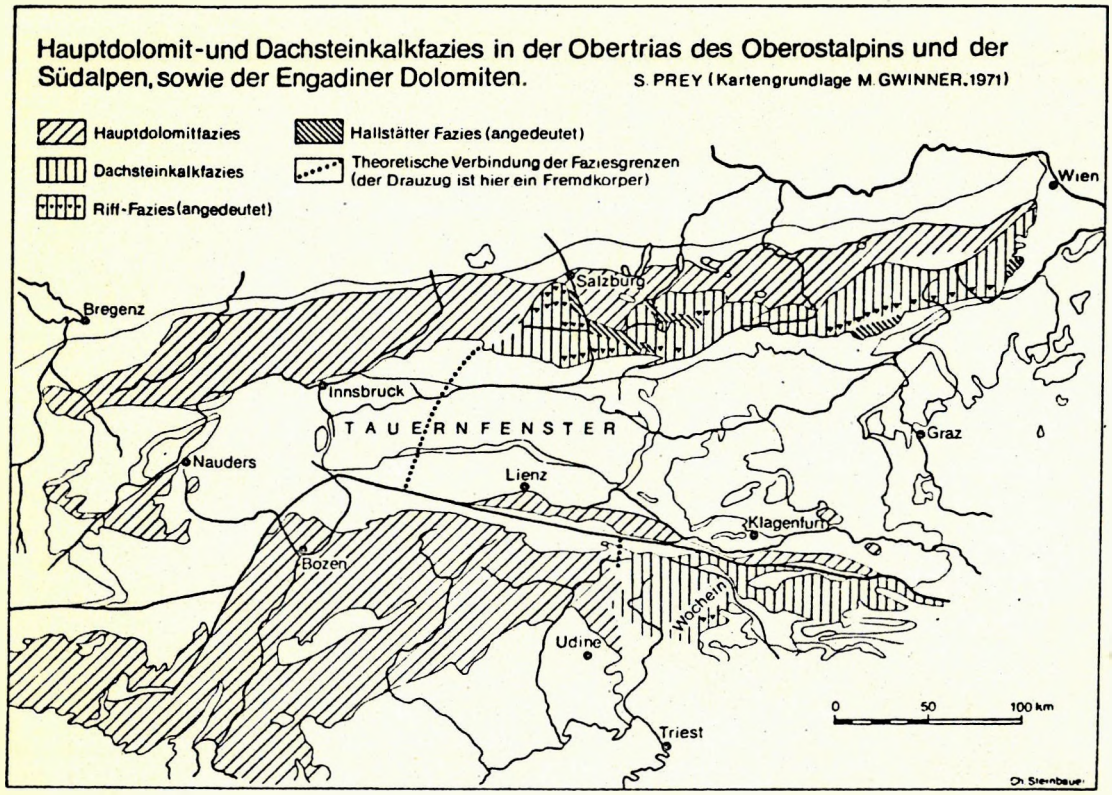
Fig. 5.ábra

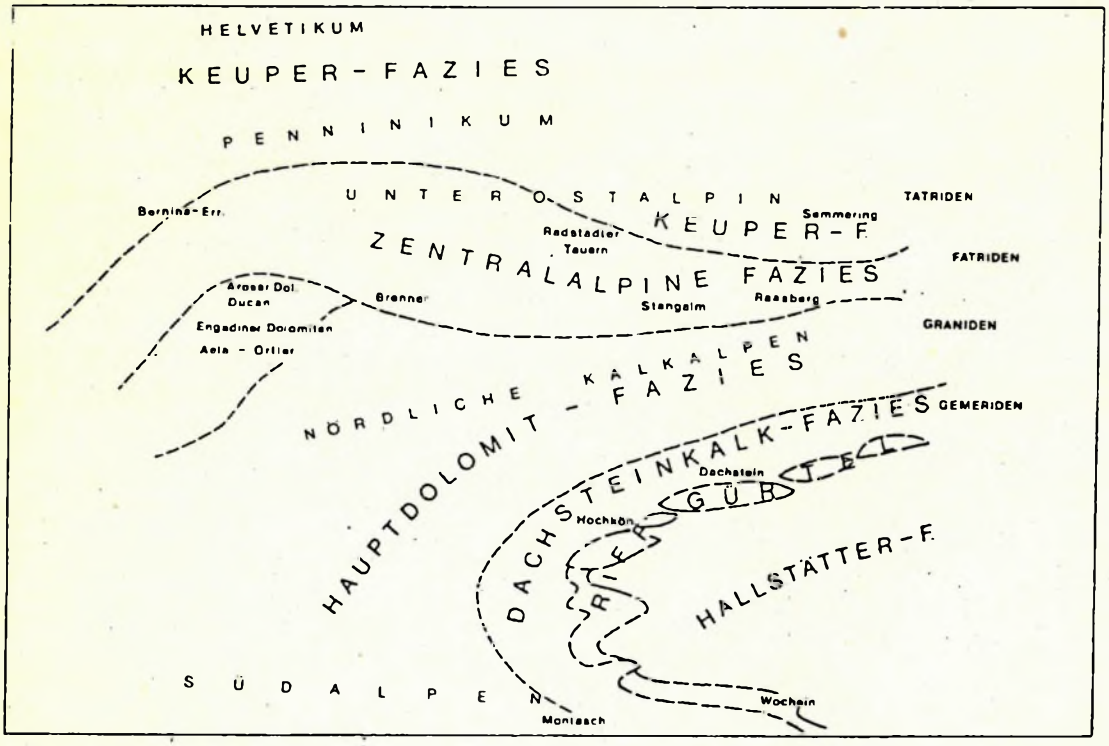


Paläogeographisches Modell des Raumes der zentralen Ostalpen und des Nordteils der Südalpen (Karnische Alpen, Seeberger Aufbruch) an der Wende vom Unter- zum Oberkarbon (Mauersignatur: Karbonate, Halbkreise: zugehörige Riffe, Striche: Schiefer, Punkte: Sandsteine, Konglomerate)

/SCHÖNLAUB in OBERHAUSER, 1980/

Fig. 6.ábra

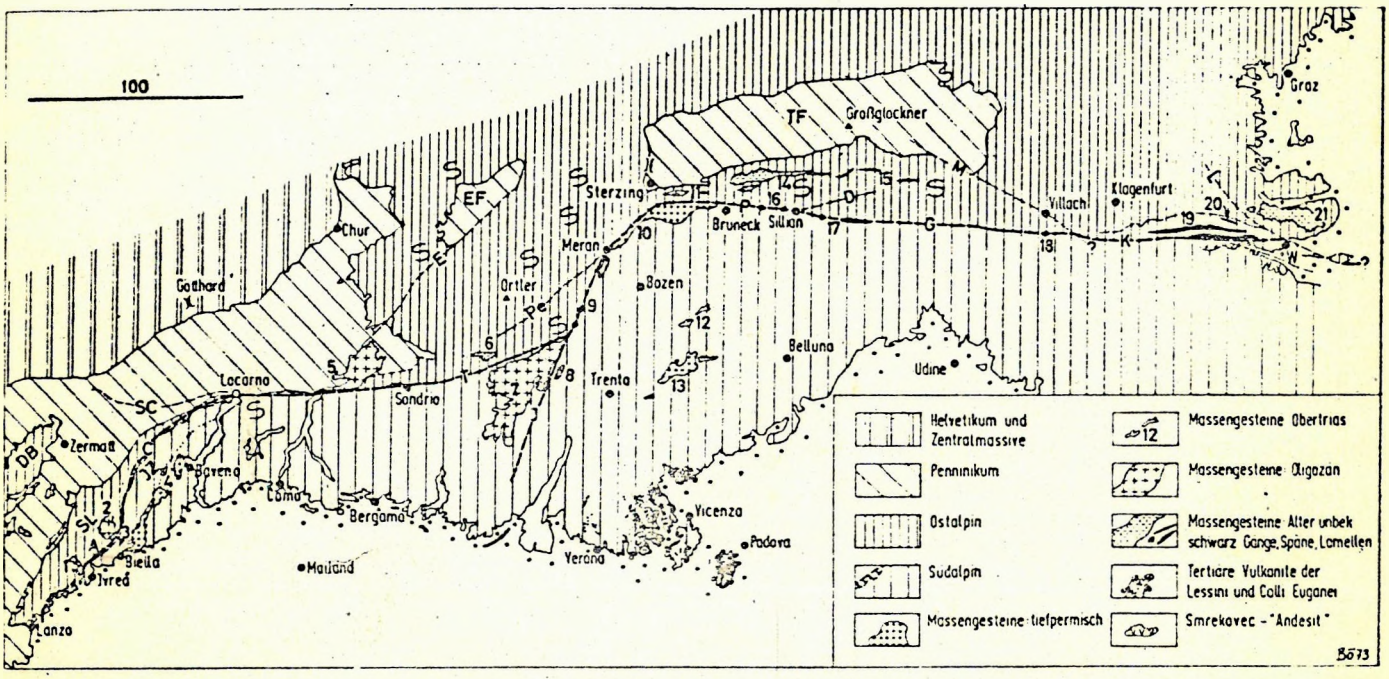




Die heutige Verbreitung der Faziesbereiche der Obertriaszeit in den Ost- und Südalpen (oben) und die sich daraus ergebende paläogeographische Situation für jene Zeit (unten)

Fig. 7.ábra

/PREY in OBERHAUSER, 1980/



Die Periadriatische Naht und die „periadriatischen" Massengesteine.

Zeichengrundlage: STAUB, 1950, und Geologische Karte von Österreich 1 : 1,000.000 unter Verwendung von AHRENDT, 1972; ANDREATTA, 1953; BORSI et al., 1966; CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS, 1931; DAL-PIAZ et al., 1972; EXNER, 1972; GANSSER, 1968; JÄGER et al., 1967; SALLI & ZANFERRARI, 1971; SENARCLENS-GRANCY, 1965; TRÜMPY et al., 1969, sowie publizierter geologischer Karten.

Buchstabenerklärung: A — Andesit von Biella, C — Canavese-Zone; D — Draubruch; DB — Dentblanche-Decke; E — Engadiner Linie; EF — Engadiner Fenster; G — Gailtal-Linie; IV — Ivrea-Zone; J — Judikarien-Linie; K — Karawanken-Linie; L — Lavanttaler Störung; M — Mölltal-Störung; P — Pusterer Linie; Pe — Peio-Linie; SC — Simplon-Centovalli-Störung; SL — Sesia-Lanzo-Zone; T — Tonale-Linie; TF — Tauernfenster; W — Weitenstein (Vitanje). — SS — Bereiche mit Schlingentektonik.

Massengesteine (siehe Tab. 1):

1 Traversella
2 Biella
3 Miagliano
4 Baveno
5 Bergell
6 Grosio
7 Adamello
8 Mt. Sabion
9 Judikarien-„Tonalite"
10 Kreuzberg-Iffiner-Brixen
11 Rensen und Mt. Alto
12 Predazzo und Monzoni
13 Cima d'Asta
14 Rieserferner
15 Isel- und Debanttal, Polinik
16 Hochpustertal
17 Hollbruck und Lesachtal
18 Finkenstein
19 Karawanken-Plutone
20 Prävali
21 Bachern

Fig. 8.ábra

/BÜGEL, 1975/

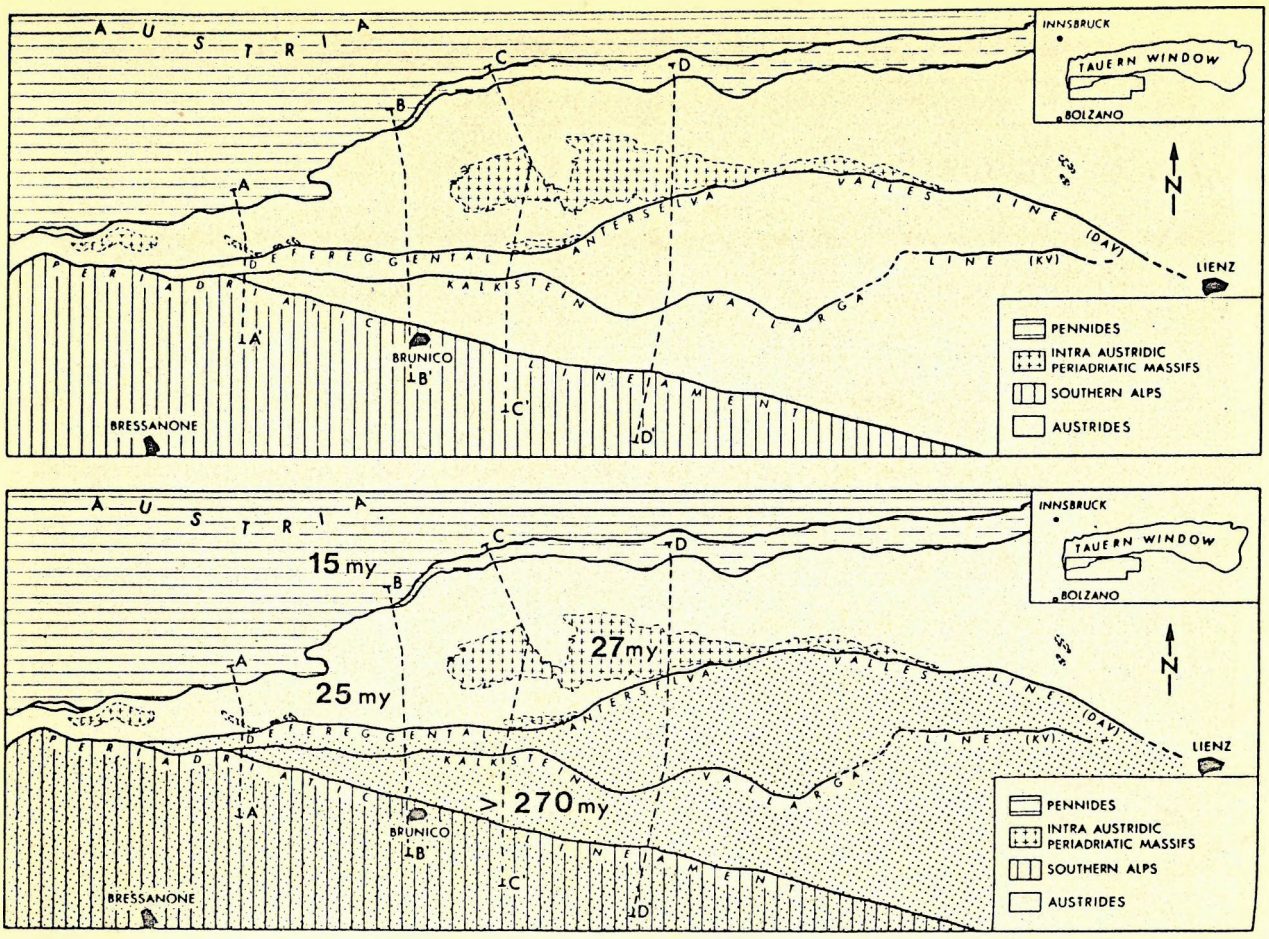
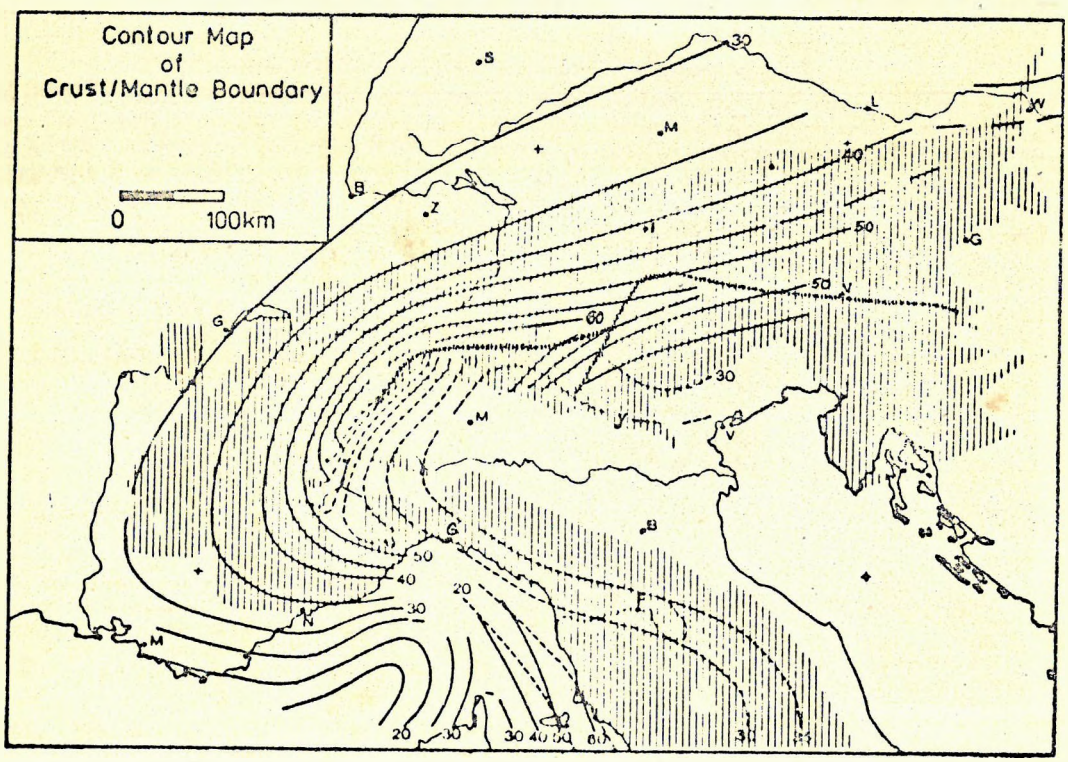


Fig. 9.ábra

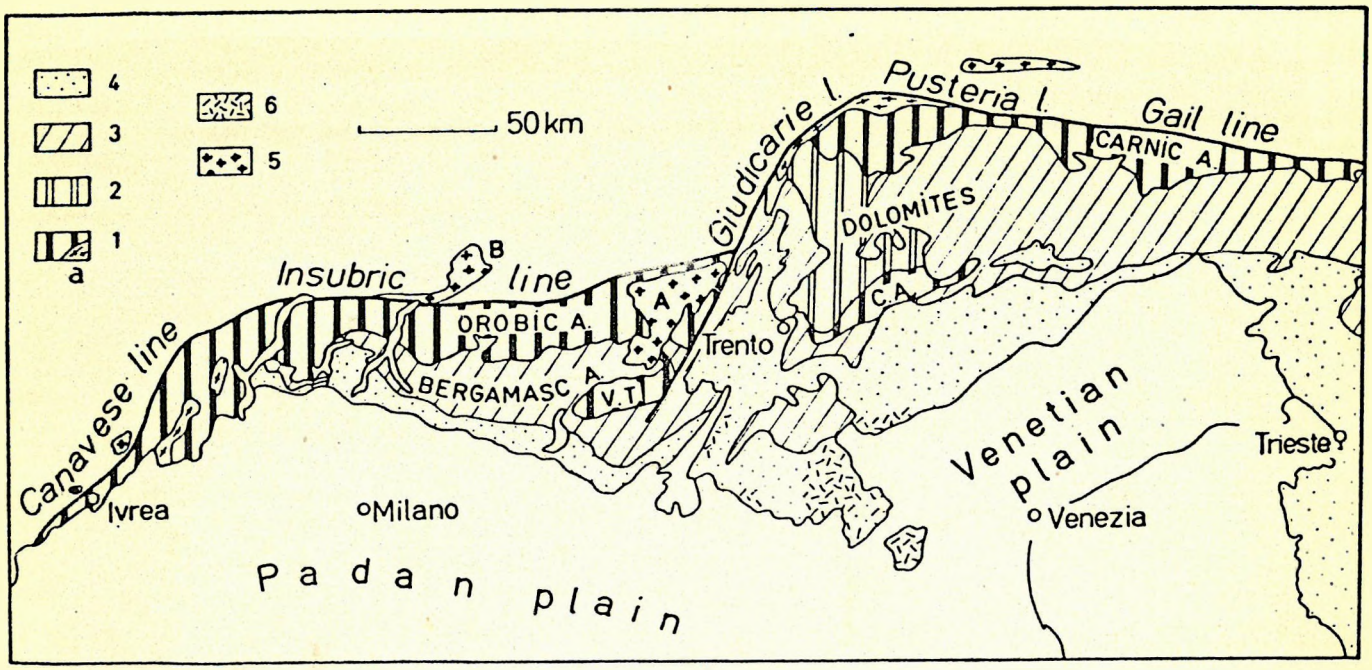
/AHRENDT, 1980/



Karte der Krustenmächtigkeit im Alpenraum. Bemerkenswert ist, daß die Achse der größten Krustenmächtigkeit nicht mit dem Verlauf der Periadriatischen Linie zusammenfällt. Die komplizierte Struktur der Südalpen ist hier vereinfacht dargestellt worden.

Fig. 10.ábra

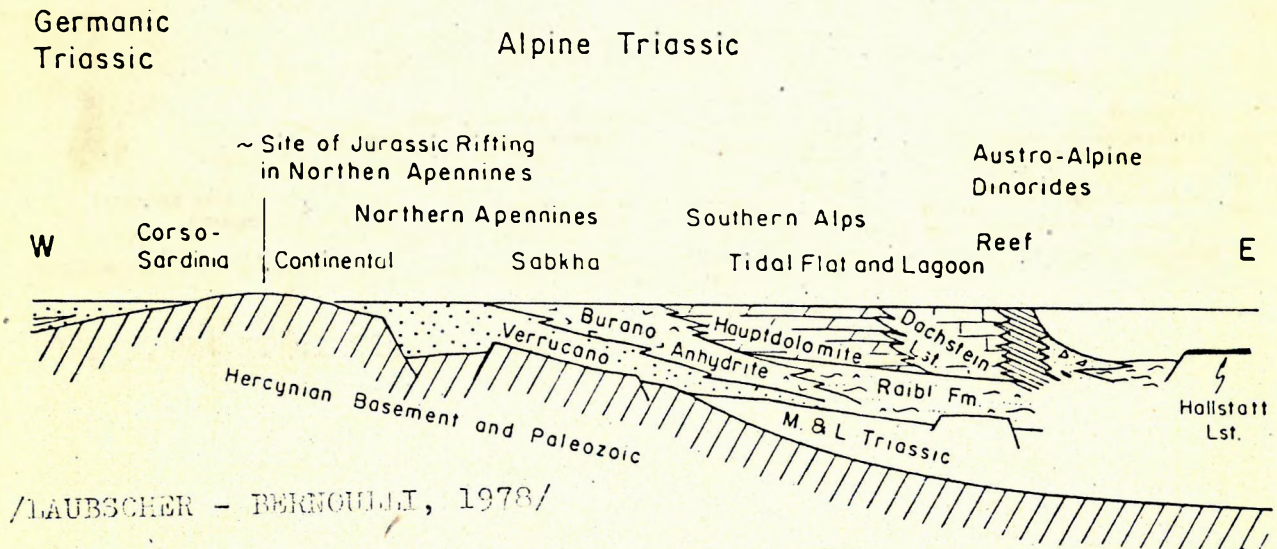
/GIESE, 1979/



5-7 Simplified map of the Southern Alps.
1 = pre-Triassic basement (*a* = Late Variscan granites); *2* = Permian in the Dolomites; *3* = Triassic and Jurassic; *4* = Cretaceous and Tertiary; *5* = Alpine granitoids; *6* = Tertiary volcanism. *A* = Adamello; *B* = Bregaglia; *CA* = Cima d'Asta; *VT* = Val Trompia.

Fig. 11.ábra

/LEMOINE, 1978/

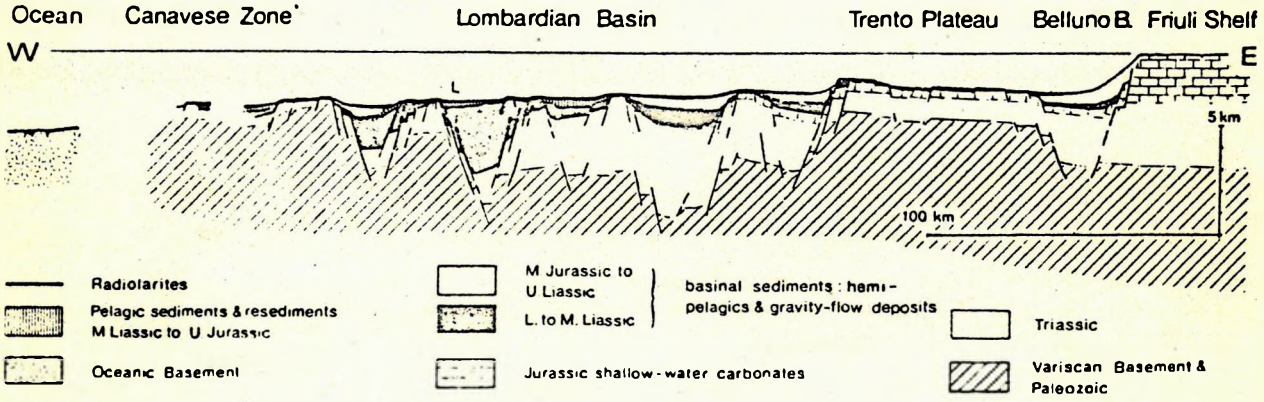


/TAUBSCHER - BERNOULLI, 1978/

— *Profil paléogéographique à travers les dépôts du Trias supérieur dans la zone Méditerranéenne Centrale* (selon Bosellini, 1973, modifié par Laubscher et Bernoulli, 1978). - La coupe (non à l'échelle) réunit — dans un seul croquis palinspastique — des aires de dépôts qui actuellement se présentent dans des unités téctoniques différentes. Elle à été faite pour montrer la corrélation entre les types de faciés; il faut dire que les « reefs » et les calcaires du type « Hallstatt » ne sont pas bien raprésentés en Italie. La caractéristique principale est un coin de sédiments triassiques supérieurs transgressifs vers l'Ouest sur le socle Hercynien.

— *Paleogeographic profile through the Late Triassic deposits of the central Mediterranean area* (after Bosellini, 1973, modified by Laubscher et Bernoulli, 1978). - The section combines depositional areas now occurring in different tectonic units into one palinspastic profile in order to show the general arrangement of facies types (not to scale). The « reefs » and the « Hallstatt » type limestones are not well represented in Italy. The main feature is a wedge of late Triassic sediment transgressing westward onto Hercynien basement.

Fig. 12.ábra



Palinspastic cross-section through the southern continental margin of the Tethys, Southern Alps, Late Jurassic (by D. Bernoulli and O. Kälin).

/BERNOULLI - KÄLIN in TRÜMPY, 1980/

Fig. 13.ábra

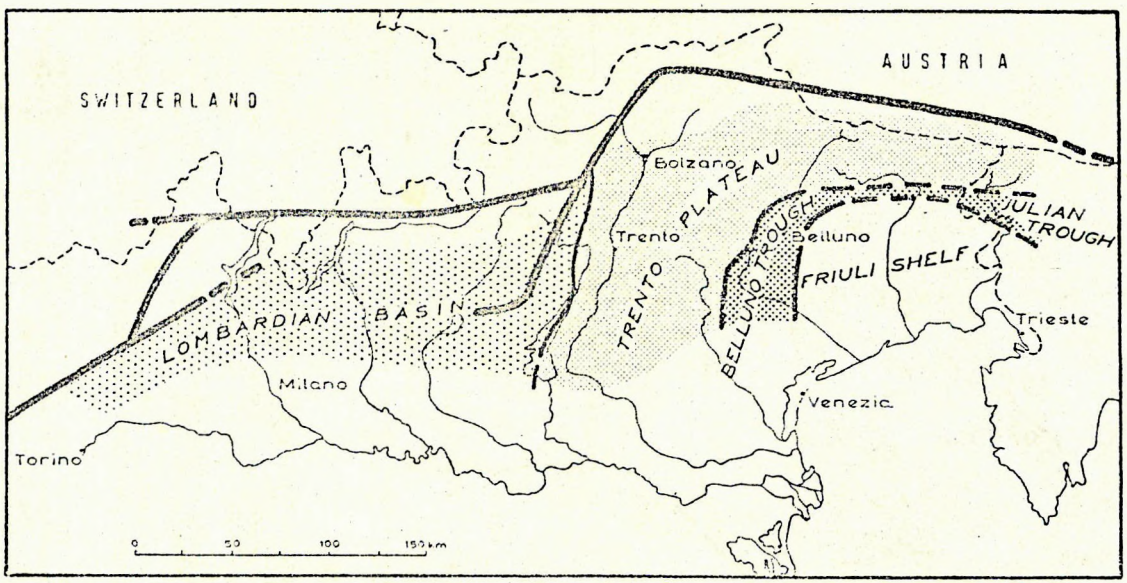
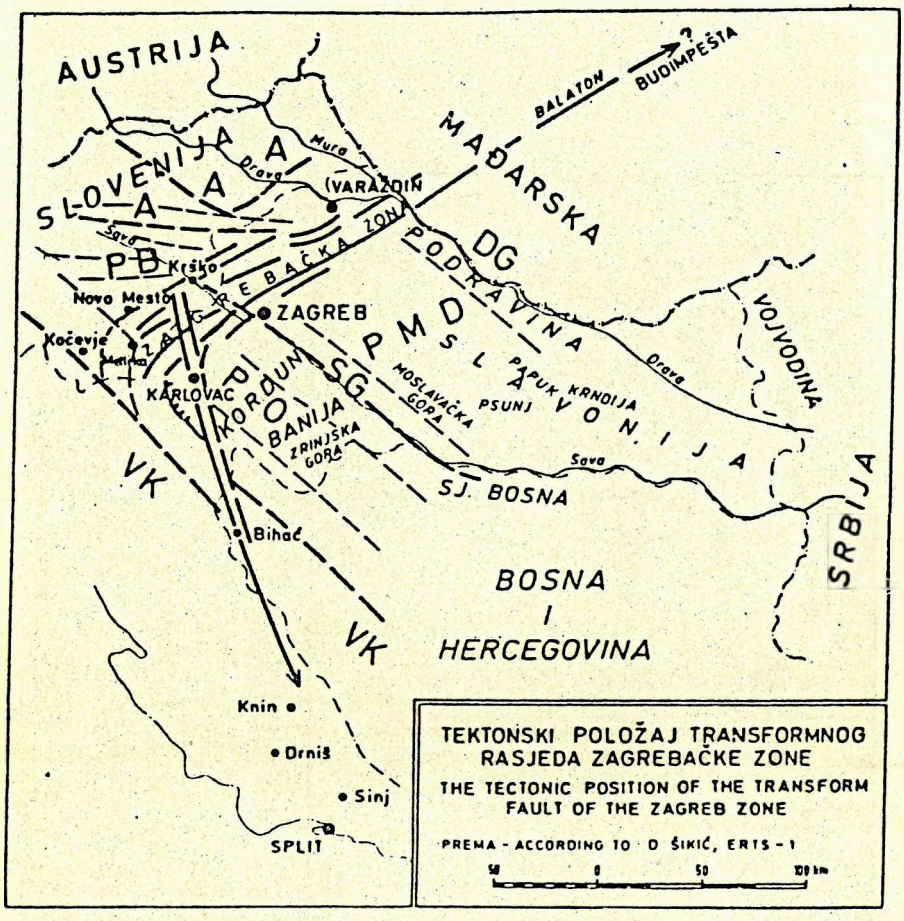


Fig. 1 - The Southern Alps are bounded on the north and west by a fault system including the Canavese, Tonale, Giudicarie and Pusteria Faults (heavy lines) which are obscured on the south by recent alluvial plains. The relation to the Dinarides on the east is transitional. The present paper treats only those areas within the political border of Italy.

/GAETANI, 1975/

FIG. 14. ábra



/SIKIC, 1978/

LEGENDA - LEGEND:

- GRANICA ALPA, POSAVSKIH BORA, PANONSKE MEĐUGORSKE DEPRESIJE, PRELAZNE ZONE S OFIOLITIMA I VISOKOG KRŠA. - BOUNDARIES OF THE ALPS, SAVA FOLDED ZONE, PANNONIAN INTERMAUNTAIN DEPRESSION, TRANSITIONAL ZONE WITH THE OPHIOLITES AND VISOKI KRŠ ZONE
- TRANSFORMNI RASJEDI SA STRUKTURAMA DUŽ RASJEDA. - THE TRANSFORM FAULTS WITH THE STRUCTURES ALONG THE FAULTS
- LINIJE STRUKTURA PROUZROČENE KRETANJIMA DUŽ TRANSFORMNIH RASJEDA - STRIKES OF STRUCTURES CAUSED BY MOVEMENTS ALONG THE TRANSFORM FAULTS

ZAGREBAČKA ZONA - THE ZAGREB ZONE; PMD - PANONSKA MEĐUGORSKA DEPRESIJA - THE PANNONIAN INTERMAUNTAIN DEPRESSION; PO - PRELAZNA ZONA SA OFIOLITIMA - THE TRANSITIONAL ZONE WITH THE OPHIOLITES; SG - SAVSKA GRABA - THE SAVA THROUG; DG - DRAVSKA GRABA - THE DRAVA THROUG; PS - POSAVSKE BORE - THE SAVA FOLDED ZONE; A - ALPE - ALPS; VK - ZONA VISOKOG KRŠA - THE VISOKI KRŠ ZONE

Fig. 15.ábra

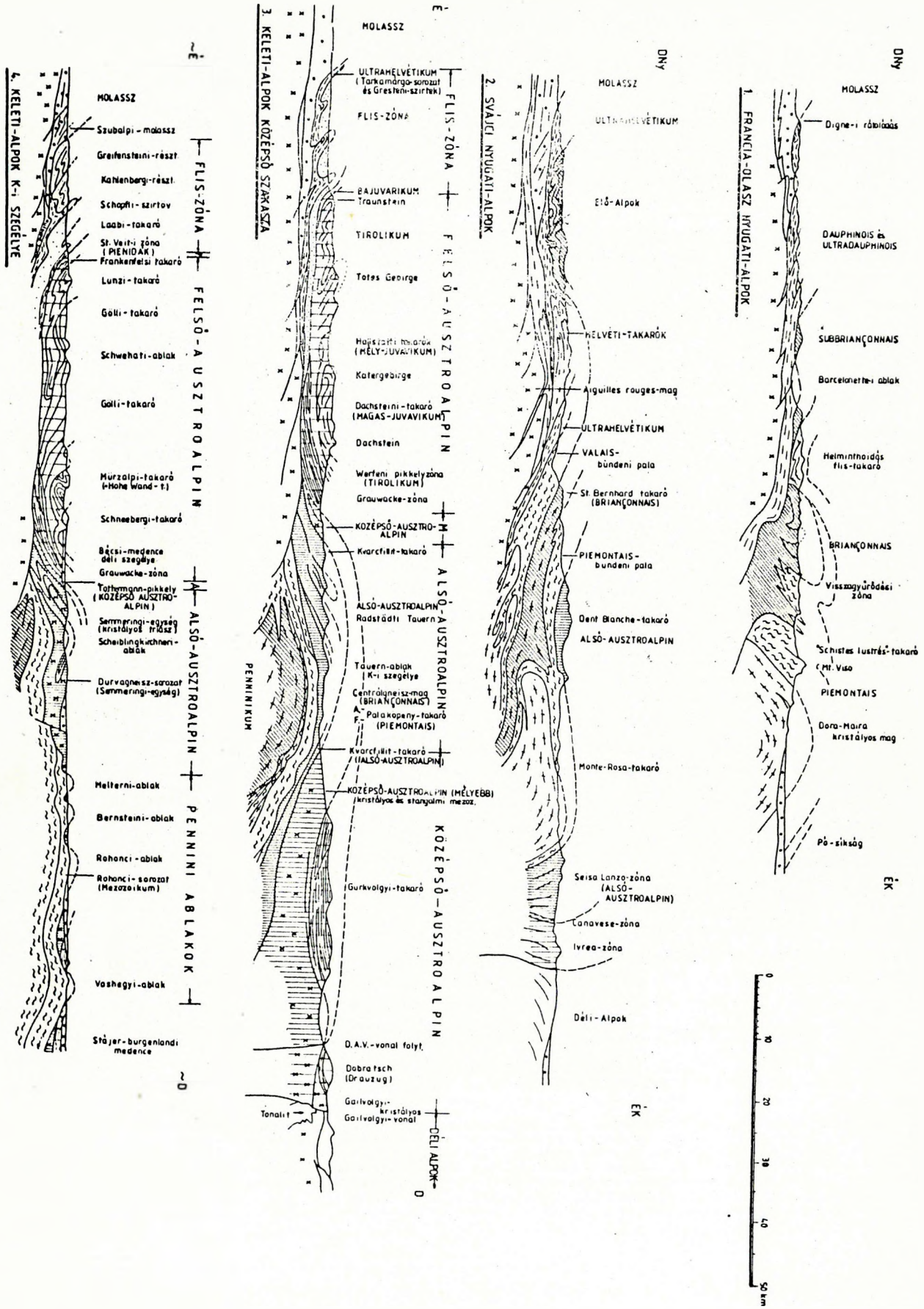


Fig. 16.ábra

/TOLLMANN, 1969 után, módosítva/

Kiadja: Magyarhoni Földtani Társulat
Készült: 750 példányban
ISSN 0133-6339
83/1965 MTESZ Házinyomda, Bpest.
Felelős vezető: Deli Sándor