

ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani  
szakosztályának időszakos kiadványa

Szerkeszti  
a Szakosztály vezetőségének közreműködésével  
Dudich Endre

KÉZIRAT  
Budapest, 1979  
-----

GENERAL GEOLOGICAL REVIEW

Issued occasionally by the Section for General Geology  
of the  
Hungarian Geological Society

MANUSCRIPT  
Budapest, 1979  
Hungary

+++

/A közlemények tartalmáért egyedül a szerzők felelősek./

Kiadja: Magyarhoni Földtani  
Társulat  
Engedélyszám: III/SZI/88/1976.  
Felelős kiadó: dr. Hámor Géza  
79-354 MTESZ Házinyomda, Bp.  
Készült: 620 példányban

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

	Oldal	Page
VECSERNYÉS György		
A perlitképződés vulkanológiai modelje törökországi /nyugatanatóliai/ példák alapján	5	
/A Volcanological Model of Perlite Formation Based on Examples of Turkish - Western Anatolian - Perlite Deposits/		46
ROZLOZNIK Ladislav		
A Nyugati Kárpátok és a lemeztektonika	67	
/West Carpathians and Plate Tectonics/		80
SZALAI Tibor		
A varisztikus északi törzs és a bükki tengeri felsőkarbon, perm és triász		
/The Variscian Northern Region and the Marine Upper Carboniferous, Permian and Triassic of the Bükk Mountains, NE-Hungary/		92
BALOGH Kálmán		
Válasz Szalai Tibornak "A varisztikus északi törzs és a bükki tengeri felsőkarbon, perm és triász" c. cikkére	99	
/Answer to the Paper by T.Szalai on "The Variscian Northern Region and the Marine Upper Carboniferous, Permian and Triassic of the Bükk Mountains, NE-Hungary"/		105
DUDICH Endre		
Agyagásvány-adatok a bakonyi eocén ösföldrajzához	107	
/Clay Minerals Evidence to the Eocene Paleogeography of the Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary/		117
SZEPESHÁZY Kálmán		
A Tiszántul és az Erdélyi Középhegység /Muntii Apuseni/ nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai	121	
/Structural and Stratigraphic Connexions Between the Basement of the Great Hungarian Plain East of the River Tisza and the Apuseni Mountains in Western Transylvania/		178
-----!		
Az Általános Földtani Szakosztály rendezvényei /1978 jan. 1 - dec. 31/	199	
/Meetings organized by the Section for General Geology between 1. January 1978 and 31. January 1978/ - in Hungarian only		

Бюллетень общей геологии  
Венгерского геологического общества

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
<b>ВЕЧЕРНЬЕШ Дь.</b>	
Вулканологический модель образования перлита на примере перлитовых залежей Турции (Западной Анатолии)	5
<b>РОЗЛОЖНИК Л.</b>	
Западные Карпаты и тектоника плит	67
<b>САЛАИ Т.</b>	
Северная область варисцид и верхний карбон, перм и триас в горах Бюкк (СВ Венгрии)	83
<b>ВАЛОГ К.</b>	
Ответ на статью Т.Салаи о "Северной области варисцид и верхний карбон, перм и триас в горах Бюкк (СВ Венгрии)	99
<b>ДУДИЧ Э.</b>	
Данные о глинистых минералах. К палеогеографии эоцена в горах Баконь, Задунайский край, Венгрия	107
<b>СЕПЕШХАЗИ К.</b>	
Тектонические и стратиграфические связи фундамента Затиссайской части Вольшой венгерской низменности и гор Апусвнь в западе Трансильвании	121
+++++	
Заседание и совещания организованне Секцией общей геологии Венгерского геологического общества (1 января и 31 декабря 1978 г.) Только на венгерском языке.	199

A PERLITKÉPZŐDÉS VULKANOLÓGIAI MODELLJE  
/TÖRÖKORSZÁGI NYUGAT-ANATÓLIAI-  
PÉLDÁK ALAPJÁN/

Vecsernyés György<sup>✱</sup>

Mots-clés BRGM - CNRS tárgyszavak: Roche-volcanique,  
lave, rhyolite, perlite, ignimbrite, pyroclastique,  
analyse-chimique, neogene; Turquie. ---8 ill.

BEVEZETÉS

Törökország nyugati részén, az Égei-tenger közelében az utóbbi néhány év során számos mürevaló perlittlepet ismer-tek fel. /1.sz. ábra/ További, de alig ismert perlittlelőhe-lyek vannak Ankarától északra Kizilcahamamnál, Közép-Anató-liában, Nevsehirtől K-re /Acigöl és Derinkuyu/, valamint az ország K-i részén, Erzurum, Kars és a Van tó környékén. /Erzerum-Pasinler, Kars-Sarikamiş, Van-Ercis-Adilcevaz/.

A Nyugat-Anatólia-i perlittletelepek több önálló, túlnyomórészt riolitos vulkáni területhez kapcsolódnak. A legismertebb az u.n. "Izmir-Lebedos sorozat", amely Izmirtől D-re Cumaovasi-nál kezdődik, majd innen DNy-felé mintegy 21,5 km hosszan követhető. E terület részletes kőzettani és vulkanológiai feldolgozását INNOCENTI F. és MAZZUOLI R. végezték el /7/.

<sup>✱</sup>Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Ált.Földtani Szakosztályának 1977. febr. 27-i szakülésén.

A kézirat beérkezett: 1978. jún. 21.

Manisá-tól É-ra a Kiliç Dağ környékének bonyolult felépítésű vulkáni összletét, Bergama savanyú vulkanitjait, valamint a Foça-i terület ignimbrittakaróit még nem tanulmányozták hasonló részletességgel. Adatokat főleg a régebbi, nagy területek általános földtani képét ismertető munkákban találunk.

Nagyon kevésbé ismertek az Eskişehir-i terület jelentős perlittlepei, amelyek a várostól DK-re kiemelkedő Türkmen Dağ tömegét veszik körül. A Türkmen Dağ "üveges riolitjaira" vonatkozóan WESTERVELD-nek Anatólia harmadidőszaki vulkanizmusát összefoglaló tanulmányában /11/ találunk adatokat.

A Nevşehir környéki perlittlepeken a MTA - török Állami Földtani Intézet - geológusai dolgoznak.

A Kelet-Anatólia-i perlittlepek kőzettani és vulkanológiai feldolgozása még a jövő feladata.

## REGIONÁLIS RÉSZ

### I. AZ IZMIR-LEBEDOS SOROZAT PERLITTELEPEI

#### 1. A földtani keret

Izmirtól D-re, a Menderes-masszívum Ny-i peremén ÉÉK-DDNy csapással húzódnak ennek az önálló magmakamrát képviselő vulkáni tömegnek törésvonalak mentén feldarabolt ignimbrittakarói. /2.sz. ábra./

A riolitos vulkanizmus területének keretét DK-en gneisz, kristályos pala, kvarcit és márvány ópaleozoós sorozata,

Ny-on kréta flis alkotja. Az utóbbiban bázisos - ofiolitos - magmatevékenység nyomai is fellelhetők.

A vulkáni összlet közvetlen környezetét és fekéjét miocén és pliocén üledékek alkotják /csökkent sósvízi, majd tisztán édesvízi - tavi kifejlődés/. A perlit és a tufák közvetlen fekéje É-on túlnyomórészt agyagmárga, D-en vastagpados konglomerátum, az előbbiből homokkő átmenettel.

A riolitos magmatevékenység a miocén üledékeket áttörő kőzet-telérek és a közékük települő tufaszintek alapján a miocén középső szakaszában zajlott le. Abszolút kor meghatározások szerint az "Izmir-Lebedos sorozat" kőzeteinek kora 12,5 millió év /BESENECKER-PICHLER, 1974/.

## 2. A vulkáni képződménysor

A perlittelepek közvetlenül a miocén édesvízi üledékekre települnek. Határfelületük dőlése a felszíni kibúvások vonalát követő keskeny sávban  $45-50^{\circ}$  /3.sz. ábra/.

A dőlés DK-i. Ebben az irányban a dőlésszög rohamosan csökken - az előbbi vonaltól 70-100 m távolságban a perlittelep talpszintjének mélysége alig nagyobb a szélső fúrásokban mérhetőnél.

A terület ÉK-i részén három nagy és több kisebb perlittelep különíthető el. /2.sz. ábra/. Ezek a Yongali-nyeregtől ÉK-felé a Mezerkaya Tepe - Aktaş Tepe - Murtat Tepe vonulatának ÉNy-i szegélyén több kilométer hosszan követhetők. Az egyes telepszakaszok oldalirányú kiékelődései között a meddő "hézagokban" a perlitet a telepek közvetlen fedőjét is alkotó ártufa-agglomerátum helyettesíti.

A perlittlepeknek ez a sora, amely egy kitörési szakaszban képződött, "fő perlitszint" néven foglalható össze. A felsőbb szintekben a vulkáni üveg-képződés többször megismétlődött. E perlittlepecskék kiterjedése és vastagsága azonban jelentéktelen.

A Yongali nyeregtől DNY-felé a perlit feltűnően egyenletes vastagságú, összefüggő kifejlődésben a 30-50 m vastagságú ignimbit-takaró legalsó szintjét alkotja. E szürke, perlites szövetű és erősen fluidális szerkezetű vulkáni üveg-szint vastagsága 6-8 m.

Nem világos még ennek a kifejlődésnek és a fő perlitszint telepeinek kapcsolata. Valószínű hogy egyidőben képződtek, mivel ez is közvetlenül a középső miocén üledékekre települ.

### 3. A perlittlepek szerkezete

A fő perlitszint telepeinél a fő kőzetkifejlődések egymáshoz viszonyított helyzete állandó.

Az oldalirányú kiékelődések között 150-200 m hosszan követhetők a különböző vulkáni üveg-kifejlődések szintjei. Az összlet alsó szakaszán, amelynek vastagsága 2-25 m. között van, a jellegzetes perlites szövet uralkodik.

Erre pseudo-fluidális szövetű és szerkezetű, többé-kevésbé horzsás üveg települ. A perlites szövet itt gyakran fel sem ismerhető. E kőzetkifejlődés leggyakoribb vastagsága 1-20 m.

A perlittestek bázisán helyenként litofizás szerkezet is van. Mivel a perlites szövet ebben a kifejlődésben is jel-

354



lemző, elkülönítése nem indokolt.

A vulkáni üveg kifejlődéseket mindenütt rétegzetlen, "kaotikus" ártufa-agglomerátum fedi be, illetve váltja fel oldalirányban.

#### 4. A vulkáni üvegfáciesek kőzettani jellegei

A kőzetüveg-tartalom általában 88-98%. /A leggyakoribb érték: 89-93 %./

##### a/ A jellemző szövettípusok

A vitrofiros - perlites szövetű kőzetfácieseket mindig a jellegzetes körkörös-koncentrikus mikrorepedésrendszer /az u.n. "hagymahéjszerkezet"/ és az ezt metsző - és rendezező - egyenes repedések hálózata jellemzi. Elmosódó sávosság: az üveg sávosan eltérő fénytörése, a mikroszerkezeti változások irányítottága, mikrolit sorok, sávosan váltakozó mértékű üvegtelenedés, stb.; itt is gyakran megfigyelhetők. Ezeket az említett hagymahéjszerkezet - amely nyilvánvalóan fiatalabb - legtöbbször többé-kevésbé elfedi.

A vitrofiros-perlites fáciesre települő hyalinos eutaxitos-pszeudofluidális szövetű vulkáni üveg jellemzője a perlites szövet teljes hiánya. Itt a változatos üvegkifejlődések; így a teljesen összeolvadt homogén üveg, slires-horzsás "lángnyelves" szerkezetű üveg, stb. lamináris rendezettségű együttesei alkotják a kőzetet. Nagyon gyakoriak az általános laminációnak megfelelően orientált, sorokba hengerelt üvegcsépek és foszlányok sávjai, valamint a vezikuláris jellegek. Néha típusos hyalinos vakuoláris szövet is látható.

A fenokristályok és kristályaggregátumok körzetében a szerkezet jellegzetesen turbulensé válik.

Ebben a fáciesben jelenik meg a porózus-szerkezetes vulkáni üveg, a horzsakő. A környezetükbe határfelület nélkül beolvadó horzsakő "foltok" keresztezett nikolok között teljesen izotrópnak bizonyulnak.

#### b/ A fenokristályos fázis összetétele és megjelenési módja

A fenokristályok a két fő perlitfácies 3-5 %-át alkotják.

Az összes perlittípus mikroszkópi képeire jellemző a töredezett /kataklasztos/ és erősen korrodált hipidiomorf kvarckristály. Az ezeket átjáró hajlott, íves törések gyakran az üveg mikrorepedéseihez hasonló "perlites" rajzolatú hálózatot alkotnak. Jellemzőek a kristály "testébe" cseppszerűen, félkörösen benyúló, izotróp kőzetüveggel kitöltött üregek. A jelenség legvalószínűbb magyarázatául a kvarc szemcsék a felemelkedő magmában végbemenő kémiai rezorpciója kínálkozik /JUNG, D. - KELLER, J. 1972; KELLER, J. 1970/. Néha a mechanikai hatásra bekövetkező széttöredezés is nyilvánvaló: a kitört darab ugyanis még a helyén képződött üreg közelében látható. A két folyamat tehát kölcsönösen erősítette egymás hatását.

A fenokristály-fázis nagyobb részét savanyú plagioklászok és idiomorf vagy hipidiomorf káliföldpát - nagyjából szanidin - alkotják.

Az összenőtt földpát-kristályok, továbbá kvarc szemcsék és biotitlécecskék halmazai szinte minden csiszolatban megtalálhatók, legtöbbször kisebb-nagyobb mértékben szétlazulva. Méretük 400-800 mikron. E "fenokristályszövedék" kialakulása csak olyan feltételekkel, mindenekelőtt a kristály-

egyedek egymásbanövekedését kikényszerítő térhiánnyal magyarázható, melyek a felfelé törekvő magmában már nem érvényesülhettek. Az "Izmir-Lebedos sorozat" perlitjeinek fenokristályhalmazai tehát éppúgy gránitos kőzetek maradványai lehetnek, mint a KELLER által Kos sziget piroklasztikumai-ból ismertetett /9/ gránitmaradványok.

A mélyből felhozott kőzetroncsok között - ritkábban - bazaltos kőzetek maradványai is felismerhetők.

A mikrolitok mennyisége az "Izmir-Lebedos sorozat" fő perlitszintjében az átlagosnál sokkal kisebb. Ezzel szemben az ártufa-agglomerátum felett települő perlit "rétegecskékben" számuk ugrásszerűen megnő. Itt a kőzet tömegének gyakran már 20-45 %-át alkotják, vagyis a szövet mikrolitos-sá /mikrolitos-porfirossá/ válik. Ezek a perlit "rétegek" már újabb kitörési szakaszt jeleznek.

A "fő perlitszint" vulkáni üvegeiben marekanitosodás, vagy más obszidián nyom nem figyelhető meg.

#### c/ A vulkáni üvegtömegek szerkezete

A "fő perlitszint" összes telepeinek közös jellemzője a vulkáni üveg-tömegek oszlopos elválása. A kőzetelválás síkjai mai helyzetükben általában a vulkáni terület tengelye és középpontja felé dőlnek - szemben a "fő perlitszintet" fedő ignimbrittakarók függőleges, vagy ahhoz közelálló oszloposságával.

Az ártufa-agglomerátummal, illetve az ignimbrittakarókkal fedett teleprészek dőlésirányú fáciesváltozásait még nem ismerjük.

5. A "fő perlitszint" vulkáni üvegeinek kémiai összetétele  
/Lásd I. és II.sz. táblázat./

A vulkáni üvegekifejlődések kémiai összetétele egységes; a két fő közetfácies kémiai alapon nem választható el. Tipusosan riolit összetételűek, általában 70-74 % közötti  $\text{SiO}_2$  és 11,3-12,6 % közötti  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tartalommal.

Jellemző a kálium-túlsúly. A  $\text{K}_2\text{O}$  mennyisége általában meghaladja a 4,6 %-ot; gyakoriak az 5,0 % feletti értékek is /5,3 %-ig/. A  $\text{Na}_2\text{O}$  tartalom leggyakoribb értékei 1,7-2,3 %. A  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  hányados az 56 minta átlagában 2,39; szélső értékei: 1,74-3,21.

A perlittlepekben felfelé a kálium túlsúly kissé fokozódik. Hasonló tendencia oldalirányban, a telepek sorában ÉK-felé haladva is megfigyelhető. /4.sz. ábra/.

A fő perlitszintben a Mezarkaya és a Murtat Tepe közötti szakaszon, az Aktaş területén válik az ártufa agglomerátum túlnyomóvá, vagyis ott, ahol a  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  arány értéke a legnagyobb. D-en a Dikmen Dağ és a Gülyaka Tepe körzetében és É-on a Delipinar Tepe perlittlepének fedőjében ez a kifejlődés hiányzik.

A két vulkáni üvegfácies kötött víztartalmában sem tapasztalható eltérés. Általában 4,2-5,3 % közötti értékek találhatók - vagyis ezek a tömör, perlites vagy fluidális szövetű üvegek a horzsakőre jellemző mennyiségű kötött vizet tartalmaznak.

/A minták víztartalmának meghatározását és a duzzaszthatóság vizsgálatát a Szilikátipari Központi Kutató és Tervező Intézet Durvakerámia és Szigetelőanyag Osztálya végezte, dr.TÓTH Kálmán irányításával./

## 6. A fő perlitszintet fedő képződmények

### a/ Ártufa-agglomerátum fácies

A perlittlepek környezetében, azokkal szoros kapcsolatban explóziós eredetű, rétegzetlen, "kaktikus" agglomerátum található, melynek alapanyagát többé-kevésbé összesült piroklasztikus anyag alkotja. Az osztályozatlan törmelékanyagot kizárólag az előbbi két perlitkifejlődés szolgáltatta. Szembetűnő azonban, hogy a perlites szövettű vulkáni üveg törmelékének mennyisége elenyésző a lamináris sávozottságú kőzet-típushoz mérten.

Az ártufa-agglomerátum nemcsak rátelepül a vulkáni üveg telepeire, hanem át is töri azokat. Az apró perlittörmelékkel kitöltött, néhány cm vastagságú csatornácskák és a pár dm több m vastagságú "agglomerátum telérek" valósággal áthálózák a telepeket. Az utóbbiakban néha a határfelületekkel párhuzamos lamináció is megjelenik.

A perlittestek mélyebb részeit harántoló vékony erecskében az agglomerátum kötőanyaga is perlites üveggé konszolidálódott, míg az összlet felső részén fokozatos átmenet figyelhető meg a hullott - rétegzett tufák felé.

A kőzet szövete jellegzetesen vitroklasztos. A néhány százaléknyi fenokristálytól eltekintve, teljes egészében változatos méretű horzsakő és perlittörmelék alkotja. Összesülés a finomabb frakcióban általános, egyes szakaszokon teljes összeolvadás is megjelenik.

Az ártufa-agglomerátum és a tömör kőzetüvegek kémiai összetételében lényeges eltérés nincs. Feltűnő azonban a káliumtartalom túlsúlya, amely nagyobb a tömör kőzetüvegekben megfigyelhetőnél - legalábbis a rendelkezésre álló 27 minta átlagában.

A III.sz. táblázat adatai a Mezarkaya Tepe I perlittlepet fedő ártufa agglomerátumnak az S-1 jelű fúrásban harántolt szelvényét jellemzik.

Az agglomerátum árák eredetileg jelentősen túlterjedhettek a perlittlepeken. A lepusztulástól eddig megkimélt roncsaik ugyanis a vulkáni terület É-i és Ny-i szegélyén közvetlenül az első miocén üledékekre települve is megtalálhatók.

b/ A fő perlitszinthez kapcsolódó hullott-rétegzett tufa és tufa-agglomerátum összlet

Az összesülést nem mutató tufakifejlődések elterjedése megegyezik az agglomerátumokéval. Vékony tufaösszletek a perlittlepek felett, az azokat elborító ártufa-agglomerátumra települve is megtalálhatók. A terület D-i részén - vagyis a Yongali nyeregtől D-re - mind az agglomerátum, mind a tufa hiányzik.

Közös jellemzőjük a rétegzettség, amely az egyes rétegeken belüli finomabb gradációban is megnyilvánul. A szövet mindig jellegzetesen vitroklasztos. Anyaguk túlnyomó része - általában 90 %-ot is meghaladó mennyiségben - szögletes, vagy gyengén kerekített horzsakő és perlittörmelék.

Jellemző a kőzetek szövetét néhol teljesen átítató klacitosodás, és egyes rétegekben az erős agyagásványosodás.

A kémiai összetétel rétegenkénti változását szemléltetik a III. sz. táblázatban összefoglalt elemzési adatok.

A perlittlepek közvetlen környezeténél ártufa-agglomerátum kifejlődésétől jól elkülönül az az agglomerátum-összlet, amelynek alapanyagában saját hőtartalék hatására történő szilárdulás-összesülés már nincs.

## c/ A "takaró" ignimbritek sorozata

Egyik legszembetűnőbb sajátossága a ritmusosság. Vastagsága ÉNy-ről DK-felé 60 m-ről 300-350 m-re növekszik. Az egyes takarók vastagsága mintegy 40-60 m. A tagolás lehetőségét a kihülési egységek bázisán általában 0,3-6,0 m vastagságban, legtöbbször rétegszerű szabályossággal megjelenő, erősen fluidális, laminárisan sávozott, perlites szövetű vulkáni üveg szint adja meg.

Az egyes ignimbrittakarók jellegzetesen oszlopos elválásúak. Az oszloposág általában egy-egy takaró teljes vastagságában fejlődött ki. A kőzet szerkezete legtöbbször olvadátkozgásos, lamináris-sávos, gyakran erősen litofizás. Ez utóbbi kifejlődés teljesen megegyezik a litofizás perlitel, különbség csupán a kőzetüveg mennyiségében van.

A perlitviztartalom és a  $\text{SiO}_2$  aránya fordított: piromagma "szárazabbá" válásával az összetétel fokozatosan savanyúbbá válik. Ugyanigy csökken a  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  viszonyszám is. Ezt a  $\text{Na}_2\text{O}$ -tartalom növekedése okozza. Az összes Fe mennyisége a száraz magmák megjelenésével csökken; az oxidációs fok pedig növekszik. /Az  $\text{FeO}$ -tartalom csökkenése gyorsabb mint az  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  tartalomé./

## II. A FOÇA-i SZUROKKŐTELEPEK

Izmirtól É-ra 45 km távolságban, Foça környékén a vulkáni képződménysort vastag, jellegzetesen fluidális szerkezetű és szövetű riolitos ignimbrittakarók alkotják. D-en és K-en ehhez az összlethez ártufatakarók és rétegzett-hullott tufasorozatok csatlakoznak.

Az egyes ignimbritteritések - hülési egységek - vastagsága 30-70 m.

Ezek között a 10-15 m vastagságú vulkáni üveg "szintek" többszáz méter hosszan követhetők; jellegzetes tereplépcsőket alkotnak. A kőzetkifejlődések éles határral különülnek el egymástól.

A vulkáni üveg másik - szintén tipikus - megjelenési módját az eddig említettektől D-felé, a vörösbarna riolitos reoignimbrit összletben és annak tufoignimbrites szakaszain található kicsiny telepecskék képviselik. Ezek mindössze néhány méter kiterjedésűek, alakjuk szabálytalan, a határok a mellékkőzetek felé elmosódtak. Az átmenetek gyakoriak.

Az összes fáciesre jellemző az igen nagy, 92,4-98,7 % közötti üvegtartalom.

A kőzetüveg viztartalma nagy, általában meghaladja a 7,5 %-ot. A minták szélső értékei: 5,73-8,56 %. Ezek a vulkáni üvegek tehát mind szurokkőnek minősülnek.

A fenokristályos rész összetétele, a kristályaggregátumok jelenléte és sajátosságai az Izmir-Lebedos sorozat perlitjeiben megfigyelhetővel azonosak.

### III. A MANISA-DEMIRCI-i TERÜLET PERLITTELEPEI

Manisától É-ra és ÉK-re valószínűleg több kitörési ciklusban és több önálló másodlagos magmakamrából törtek felszínre riolitos összetételű magmatömegek. A változatos felépítésű vulkáni összletek kiterjedése igen nagy - általában több száz négyzetkilométeren át követhetők megszakítás nélkül. A sorozatok vastagsága viszont alig néhány száz méter.



A kitörési ciklusok végén a kőzet /-magma/ összetétel általában az intermedier jelleg felé tolódott el. Az ezt jelző savanyú biotit-amfibol andezit azonban alárendelt.

A legnagyobb kőzetüveg-tömegeket képviselő telepek itt a Tatlipinar-Tepe-Ayitligöl Tepe és a Karagöl Tepe háromszögében és ettől É-ra Gökbél falu közelében találhatók. Az utóbbi az Incirlitaş-i perlittlelep, mely egy patak völgyben teljes függőleges szelvényében feltárva a felszínre bukkan. /5.sz. ábra/.

A terület viszonylag rossz feltártsága nem teszi lehetővé, hogy a kitörések egymásrakövetkezését - a Cumaovasi-i területen leirthez hasonló részletességgel megállapíthassuk.

A neogén, valószínűleg miocén kora vulkáni összlet fekszik a terület D-i szegélyén /és a mélyebb völgyekben a belsejében is/ felszínre bukkanó szerpentinít és szerpentinít-sedett diabáz.

Ennek felszínén a vulkáni összlettől K-re eső területen neogén édesvízi üledékek települnek.

A vulkáni képződménysor vastagsága viszonylag kicsiny, a patak völgyek szerpentinít kibúvásaitól a legmagasabb kiemelkedéseket alkotó maradék riolittakarók felszínéig mindössze 150-250 m. A csekély vastagság és az összlet jelentős felszíni kiterjedése közötti "aránytalanság" a nagyon savanyú magmák explozív kitöréseinek piroklasztikum terítéseire jellemző.

#### 1. A perlittlelepek szerkezete és települési sajátosságai

A telepek fő tömegét alkotó tömör kőzetüvegtestek kiterjedése tíz- és százezer- négyzetméter. Vastagságuk 5-20 méter, ritkábban a 35 m-t is eléri. A szegélyösszletek vastagsága 5-25 m.

Az eddig ismert nagyobb perlittlepek részint vízszintesen, vagy csak nagyon csekély dőléssel települnek - mint például a Karagöl I-II telep /6.sz. ábra/ - részint jelentősen ki-billent helyzetben találhatók, mint az Incirlitas-i telep.

#### a/ A perlittlepek feképződményei

A fekézet általában fehér, szürkésfehér vagy zöldessárga színű, vitroklasztos szövetű horzsaköves ártufa és ártufa-agglomerátum.

A perlittlepek feké-agglomerátuma és az azt oldalirányban felváltó agglomerátum képződésük módját tekintve nem különböznek egymástól. Eltérések csupán az összesültség mértékében és a perlittörmelék mennyiségében találhatók. Szinte lehetetlen megvonni a határt az agglomerátum és a perlittlepek horzsakővel átszótt, fellazult-feltöredezett szakaszai között.

A minták mikroszkópi képében a horzsakő változatos mértékű összesülése, a szerkezetes és szerkezetnélküli üvegfáciesek átmenetei nagyon gyakoriak. A kötött viztartalom a horzsakőre jellemző 5,0-6,5 %.

#### b/ A perlit kőzettani jellemzői

A nagyobb perlittlepek belső, mennyiségileg túlnyomó részét perlites szövetű kőzetüveg alkotja, gyakran tipusos "gyöngykő" kifejlődésben.

A nagyobb feltárásokban /Incirlitas, Tatlipinar Tepe/ fel-tűnő a vulkáni üveg több cm vastagságú réteges sávozottsága, gyakoriak a "glires" lángnyelvszerkezetek.

Ezeknek a vulkáni üvegeknek a mikroszkópi képében a holohyali nos perlites szövet "hagymahéjszerkezete" uralkodó, jóllehet több - kevesebb irányítotttság, pl. a mikrolitok sorokba rendezettsége, mindenütt szembeütő.

A kőzetüvegek szegélyén a szerkezetes-horzsás szakaszok és sávok mennyisége ugrásszerűen megnő.

A kristályos fázis nagyobb részét hipidiomorf, töredezett, zónás és ikerléces plagioklász alkotja. Feltűnő a sok, erősen pleokroós, gyakran opacitos biotit-lemez. A kvarc mennyisége alárendelt. Mindig jellemző a nagyszámú plagioklász mikrolit és biotit szilánkocskák /20-100 mikron/, továbbá a nagyon finom / <25 mikron / opak ásványszemcsék egymással párhuzamos, nyilegyenes sorai. /Valószínűleg magnetit./

A perlites szövetű és szerkezetű kőzetüvegek  $\text{SiO}_2$  tartalma leggyakrabban 71,0-72,5 %, az  $\text{Al}_2\text{O}_3$  tartalom 13,5-14,5 %. A CaO mennyisége viszonylag jelentős, általában 1 %-nál nagyobb.

A Karagöl Tepe-i perlittlelep vitrofiros-perlites vulkáni üvegfáciesében a  $\text{K}_2\text{O}$ -tartalom átlaga 4,73 %, a  $\text{Na}_2\text{O}$  tartalomé 2,77 %. A  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  arány átlaga 1,62 /18 mintából számítva/. Szélső értékek:  $\text{K}_2\text{O}$ : 5,16-4,35,  $\text{Na}_2\text{O}$ : 3,06-2,34 %.

Az Incirlitas-i telep hasonló vulkáni üvegkifejlődésének adatai:  $\text{K}_2\text{O}$  átlag 4,71 %,  $\text{Na}_2\text{O}$  átlag 2,92 %, a  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  arány átlaga 1,62. Szélső értékek:  $\text{K}_2\text{O}$ : 5,07-4,20,  $\text{Na}_2\text{O}$ : 3,06-2,67 %. /Az átlagok 16 mintát képviselnek./

A kőzetüvegben kötött víztartalom általában 3,0-4,0 %, vagy csak kevéssel haladja meg a 4,0 %-ot. Az Incirlitas-i perlittlelep kőzetüvegeiben kötött víztartalom - beleértve a szegélyfácieseket is - átlagosan 2,43-3,93.

#### c/ A perlittlepek fedőképződményei

A perlit közvetlen fedőjében, néhány méter vastagságú átmeneti szakasz után - amelyben riolitsávós perlit és horzsakősávós, "salakos" szerkezetű riolitrétegek váltakoznak - mindenütt riolit települ.

Ennek a kőzetnévnek a használatát itt elsősorban a kőzetkémiai jelleg indokolja.

A Tatlipinar Tepe - Aytligöl Tepe dombhátaait alkotó "riolittakarókból" származó néhány minta vékonycsiszolatai arra engednek következtetni, hogy ezek a kőzetek mind piroklasztikumok, melyek éppúgy a kitörések későbbi, szárazabb magma felszínre jutásával jellemzett szakaszában robbantak ki, mint az "Izmir-Lebedos sorozat" ignimbrittakarói - tömegük és kiterjedésük azonban azokénál sokkal kisebb.

#### IV. AZ ESKIŞEHİR-i TÜRKMEN DAĞ PERLITTELEPEI

Az Eskişehir-től D-re 38 km távolságban emelkedő Türkmen Dağ túlnyomórészt riolitos kőzetekből álló vulkáni összlete minden irányban jól elhatárolt, önálló magmakamrát képviselő egységet alkot. Az 1826 m magasságú központi tömeg - a Türkmen Dağ vulkáni kupja - az alsó miocénban egyetlen kitörési csatornán épült fel. Az oldalkitörések szerepe igen nagy lehetett - a legtöbb perlittlep ezekhez kapcsolódik - de ma még nem ismerjük sem a másodlagos vulkáni csatornák helyzetét, sem az ott lezajlott kitörési folyamatokat.

A kitöréseket itt is, éppúgy mint az előbbi területen, nagyon heves explozivitás jellemezte. A piroklasztikumok uralkodó szerepük. A Türkmen Dağ tömegét - vagyis a kitö-

rési centrumot - kb. 26 km sugarú körben övezik a hatalmas ignimbrittakarók és a rétegzett - hullott tufa sorozatok. /7.sz. ábra./

Lávakőzeteket csak a központi tömeg legmagasabb részén és attól É-ra mintegy 35 km távolságban találunk. Ezek mindkét helyen intermedier - bazaltos karakterűek és a vulkáni ciklus befejező szakaszát képviselik.

A vulkáni összlet a Középanatóliai Masszivum ópaleozoós metamorf összletének és a paleozoós-mezozoós ofiolitsorozat változatos mértékben szerpentinisedett szubmarin lávaömléseinek térszínén halmozódott fel. A fiatal harmadkori üledékek, melyeknek ma már csak vékony maradványai találhatóak, szárazföldi-édesvízi kifejlődésűek.

A Türkmen Dag riolitmágájának kitörései tehát itt is szárazföldi környezetben indultak meg. Az édesvízü tavacsák állandó jelenlétét a vulkáni működés folyamán, a hullott tufa sorozatok kitűnő rétegzettsége jelzi.

A perlittlepek a Türkmen Dag lejtőin, a mélyen bevágódó völgyekben elég jól feltárva, 1200-1350 m tengerszint feletti magasságban találhatóak. Itt a nagyobb, millió tonnányi kőzetüveget képviselő telepek között gyakoriak a néha csak néhány dm vastagságú és néhány m hosszan követhető perlites kőzetüveg szakaszok. Ezt a területsávot, amely a központi tömeget gyűrűszerűen veszi körül, ezért "perlites övezetnek" célszerű nevezni. Itt csak különböző mértékben összesült piroklasztikumok; tufoignimbrit, eutaxitos ignimbrit és reoignimbrit fáciesek találhatóak. A hullott tufák itt hiányzanak.

Az eddig ismert nagyobb perlittlepek a Türkmen Dag É-i szegélyén Kalabak falu közelében, DK-en Ücsaray falunál és DNY-on a Tesvikiye és Avdan faluk feletti lejtőkön bukkannak a felszínre. A telepek környezetében nagyon sok apróbb-nagyobb

kőzetüveg rétegecske található. A perlitképződés övezetének folytonosságát ezek között a telep csoportok között számos kibúváscsoport jelzi.

A vulkáni üveg általában rétegszerűen, a mellékkőzetekkel konkordáns egységben alakult ki. A konformitás mind a néhány cm vastagságú erecskék, mind a 20-25 m vastagságú perlitlepek helyzetét jellemzi. Ez a települési mód legjobban a Kalabak-tól D-re eső két nagyobb perlittlep; a Hisarderesi és az Arapcafer-i telepek, továbbá a Besikderesi perlitretegeinek esetében figyelhető meg. Ezek erősen összeötvöződött, kemény rideg, lemezes szerkezetű reoignimbritek között helyezkednek el. Feküjükben az összesülés mértéke a teleptől távolodva csökken. Az egész együttes meredeken kibillent helyzetű; a különböző keménységű ignimbritegységek a felszínen lapos térszíni hullámokban jelentkeznek.

Ezekben a sorozatokban az üveg kialakulásának lehetősége sokszor, változó mértékben ismétlődött meg. Ezt a Kalabak-Hisarderesi-i telep alatt kb. 70,0 m mélységben található perlites szövetű, morzsalékosan széteső vékony vulkáni üveg szintecskék bizonyítják.

Némileg eltérő az Ücsaray-i telepek körzete. Ezek az előbb amlitetteknél sokkal lazább, gyengén összesült ártufa és ártufa-agglomerátum összletek között található. A vulkáni üveg-telepek környezetében itt - azoktól néhány m vastagságú tufa és agglomerátum-szintekkel elválasztva - több vékony, változatos kőzettani felépítésű perlites szint is megjelenik /pl. Ücsaray-Ambarderesi/. A perlitlepek helyzetét, csak Ücsaray-tól Ny-ra, kisebb területen jellemzi egységes dőlésirány.

A falu környékén, Ny-on és DNy-on nagy perlittömböket tartalmazó, horzsaköves ártufaagglomerátum óriási tömegei található a felszínen. Ezt sok helyen törik át 70-90 fok dőlésű fluidális-lamináris szerkezetű riolittelérek. Határfelületeik szabálytalanok.

Nagyon változatos, többnyire nagyon kemény-rideg lemezes "riolitok" környezetében található a Tesvikiye-Avdan-i telep-csoport. Itt a telep jellemző, perlites szövetű üvege nagy területen közvetlenül a felszinen van. Dőlése 2-5 fok lehet. Peremén fehér, porózus-horzsaköves üvegfácies látható. Szerkezete lamináris-lemezes, jellegzetesen torlódó gyüredezettségű és ugyanilyen szerkezetű riolitcsoportokkal váltakozik. Ez valószínűleg az előbbi "szegélykifejlődése", mennyisége ahhoz képest nagyon alárendelt.

## GENETIKAI RÉSZ

A perlitképződés "kőzetgenetikai modelljét" legcélszerűbb az "Izmir-Lebedos sorozat" zárt vulkanológiai egységének területén összegyűjtött adatokra alapozni. A Manisa-Demirci-i terület vulkáni összletét ugyanis még nem ismerjük eléggé ahhoz, hogy a kitörések eseménysorát az előbbihez hasonló részletességgel lehessen elemezni - Foça, vagy a Türkmen Dag területéről nem is beszélve.

### 1. Szerkezeti helyzet

Az "Izmir-Lebedos sorozat" abban a mozgékony kéregszerkezeti sávban alakult ki, mely ÉNy-on és É-on szegélyezi a Menderesz masszívumot. Ez az ún. "Izmir-Ankara övezet" /BRINKMANN, 1966/, mely előbb DNy-ÉK, majd nagyjából K-Ny-i csapással húzódik át Kisázsia Ny-i felén /1. ábra/

A kitörések helyét a Karaburun félsziget K-i részének ÉÉK-DDNy csapású nagyszerkezeti irányai határozták meg: itt ugyanis mélyreható törések irányították a vulkáni csatornák kialakulását /AKARTUNA, 1962; INNOCENTI-MAZZUOLI, 1972/.

## 2. A magma eredete

A riolit, vagy ahhoz közelálló kémiai összetételű magmák ana-tektikus eredetének legfontosabb bizonyítékául tekintett /KELLER I., 1970/ korrodált-rezorbeált kvarckristály töredékek és a plagioklász kvarc-biotit kristálysövetek kisebb-nagyobb halmazai az "Izmir-Lebedos sorozat" vulkáni üvegeiben mindenütt megtalálhatók. Így minden okunk megvan arra, hogy ezek eredeti magmáját is a gránitkéreg egyes darabjainak újraolvadásából származtassuk. Ezt alátámasztja még a sorozat területének a Menderesz masszívum peremén elfoglalt helyzete is.

Az asszimiláció, a környező magmás és üledékes kőzetek beolvasztása csak a felszín közelében juthatott jelentősebb szerephez. Ezt azok az apró, többnyire szabálytalanul felémésztett-beolvasztott szegélyű olivines bazalt és diabáz roncsok bizonyítják, melyek gyakoriak a sorozat vulkáni üvegki-fejlődéseiben - míg száiban álló tömegek területünktől Ny-ra és DNy-ra a kréta flisben található meg.

A kitöréseket kis mélységű másodlagos magmakamra táplálta. A kitörések tisztán exploziv karakterűek voltak. A sorozatot kizárólag piroklastikumok: túlnyomórészt ignimbritek, alárendeltebben ártufaagglomerátumok és rétegzett hullott tufák alkotják. Az utóbbiak a működés első szakaszának befejeződését jelzik és az ignimbritsorozatot két, kissé eltérő genetikájú részre osztják.

Az ignimbritfáciesek kőzetkémiai jellege meglehetősen egységes; a sorozatnak szinte minden kőzete - néhány kissé elbontott hullott tufarétegtől eltekintve - egységesen K-túl-súllyal jellemzett riolitos összetételű.



3. A vulkáni működés fejlődéstörténete. A fő perlitszint kialakulása; kapcsolat a magmakamra fejlődése és a kőzetfáciesek között  
/A perlitképződés vulkanológiai feltételei/

A kitörést megelőző hosszabb nyugalmi időszakban a magmakamra legmagasabb részén a könnyen illóknak - elsősorban a magma eredetileg viszonylag csekély viztartalmának feloldulása rendkívül energiagazdag, aktiv olvadékszintet hozott létre. A piromagma a felemelkedés során expandálva már a vulkáni csatornában horzsakővé alakult és ez a felszínen izzófelhőkben elporlasztva robbant ki. /8.sz. ábra/

Az izzófelhők a három nagy telep csoport mai helyzetéből és méreteiből következően, az ÉÉK-DDNy csapású törésvonalon kialakuló három nagyobb vulkáni csatornából törtek fel. Innen a szilárd és gáz fázisok szétkülönüléséig - vagyis a horzsakőtörmelék kihullásáig és felhalmozódásáig mindössze néhány száz méter utat tehettek meg. Ennek folyamán az elporlasztott horzsakő lehülését a törmelékszemcséket körülvevő izzó gáz akadályozta meg. A mozgó rendszernek jelentős belső nyomása is volt.

A felhalmozódó horzsakőtömegek gyors összeroppanását, majd ezt követően teljes összeolvadását a viztartalomnak a szilikátolvadékok olvadáspontját nagymértékben csökkentő hatása váltotta ki. A feltűnően gyors, az üveg stabilizálódását eredményező kihülést is ez magyarázza: hiszen a "nedves" rendszer hőmérséklete már eleve közelebb lehetett a dermedési ponthoz, mint az esetleg több száz fokkal magasabb hőmérsékletű "száraz" magmáé.

Ez a működési szakasz - mely pillanatok alatt óriási hőtartalékot használt fel - eredményezte annak a hatalmas vulkáni üvegszintnek a kialakulását, amelynek roncsai ma a "fő perlitszint" telepeinek sorában vannak előttünk.

A vulkáni üvegtetek konszolidálódását követően / esetleg még az eddig vázolt folyamatnak a zárószakaszában/ megkezdődött a részben kiürült, sekély magmakamra beszakadása. Ezt a berogyás is ahhoz az ÉÉK-DDNy irányú törésvonalrendszerhez idomult, amely már a másodlagos magmakamra kialakításában is szerepet játszott.

Ez az "asszimmetrikus kaldéra képződés" a már kialakult perlittelepek jelentős részének pusztulásával járt. A bezökkenés, és a magmakamra mélyebb részéből kipréselődő horzsaköves ártufa elsősorban a perlittelepek felső részén, a szegélyein kialakult fluidális szövetű kőzetkifejlődés anyagát törte fel. Jóllehet ennek az óriási mennyiségű perlittörmelékkel magával ragadó ártufának általános jellemzője a változó mértékű össze-sülés, a teljes összeolvadás - perlitesedés már csak a feltört perlittetek mélyebb szintjein rekedt vékony erecskében tapasztalható.

Annak okát, hogy a mélyből kipréselődő ártufa tömeg már nem jutott el az összeolvadásnak arra a fokára, mint a megelőzőleg kirobbant horzsakő, valószínűleg a magma fokozódó viszkozitásában kereshetjük.

Ez a működési fázis és vele együtt az első kitörési szakasz a tufaagglomerátumokat és a meglehetősen változatos kőzetteni minőségű hullott tufákat létrehozó száraz törmelékszórással zárult.

Feltűnő az Izmir-Lebedos sorozat É-i és a Yongali nyeregtől D-re eső részének vulkáni képződménysora közti különbség. Az első szakasz kitöréseinek hevessége D-en úgylátszik kisebb volt. A kitörést követően a magmakamrának ez a szakasza nem rogyott be; lehet, hogy az nem is terjedt már ki e terület alá. /Ennek eldöntésére sajnos még nincs elég adatunk./

A tufaszórást követően - valószínűleg rövid nyugalmi időszak után - újabb kitörés sorozat indult meg. Ennek első képződmé-

354

nyei azok a vékony, esetleg helyenként kissé nagyobb vastagságot is elérő perlittesteckék, melyek pszeudofluidális szövedete felfelé többnyire folyamatosan fejlődik át fluidális-litofizás riolitba, azaz riolitos reoignimbritbe. Itt is az előnek a felszínre kerülő magma az, amelyből viszonylagosan nagyobb víztartalma miatt vulkáni üveg képződött - a fő perlit-szinthez viszonyítva azonban már csak jelentéktelen méretekben. Ekkor már sem a rendelkezésre álló víztartalom, sem a felhalmozódó anyag mennyisége nem tette lehetővé tömör vulkáni üvegek - vitrofirok - kialakulását, sőt a felemelkedő magmában már megindult a kristályosodás is.

A második és az ezt követő kitörési szakaszokat az egyre nagyobb kavasav tartalmú ignimrittakarók kialakulása jellemzi.

Ezek viszonylag nagy tömegű "száraz" és nagy hőmérsékletű tufaárakból kialakult fluidális szövetű és szerkezetű litofizás reoignimbritek.

A sekély magmakamra beomlása ezekben a szakaszokban is folytatódott - kialakítva a mai, a fiatalabb törésekkel lényegesen már nem módosított szerkezetet.

A "takaró-ignimbrit" fázist létrehozó kitörések ritmusosságát az ebben a sorozatban szakaszosan ismétlődő, néhány méter vastagságú perlitrétegecskék jelzik. További részletvizsgálatok során ezek valószínűleg a "takaró-ignimbrit" összlet tagolására is felhasználhatók lesznek.

A Manisa-Demirci-i terület riolitvulkanizmusa az előbbiektől eltérően nem zárt egység. Itt a vékony, tipikus piroklasztikum terítésekéből álló vulkáni sorozat csak a számos kitörési központ egyike által szolgáltatott anyagot képviseli. Valószínű, hogy ez az Incirlitas-i perlittlep közelében, attól kevéssel É-ra lehetett. /Helyének pontos meghatá-

rozása még további térképező munkát igényel./ Ezt a feltevést elsősorban az támasztja alá, hogy főleg itt található olyan kibillent helyzetű, meredek dőlésű képződmények és hatalmas tömegű ártufa-agglomerátumok, melyek a felszinközeli magmafészek beomlására utalnak. Délebbre a vékony, nagy kiterjedésű perlittlepek nagyjából vízszintes helyzetűek.

A perlitképződés itt is az "Izmir-Lebedos sorozat" területén leirt módon zajlott le. Az izzófelhő kitörések anyag és energiakészlete azonban kisebb, gyakoriságuk viszont sokkal nagyobb lehetett, mint ott. Valószínű, hogy ez és a beszakadásos szerkezet hiánya magyarázza azt, hogy itt számos olyan kőzetüveg kifejlődés és szerkezeti jelleg található - az un. szegélyövezetekben - amelyek az "Izmir-Lebedos sorozat" területén jórészt hiányoznak.

Feltűnő sajátossága ennek a képződménysornak a krisztalloklasztos tufolávák-reoignimritek jelenléte. Ez a sajátosság ismét a magmakamra helyzetével függhet össze.

A viszonylag kis mennyiségű magma feltörését követő berogyások méreteiből arra kell következtetnünk, hogy a kiürülő magmafészek a felszín közvetlen közelében, de legfeljebb 1-2 km mélységben lehetett. Ezt itt annak a lehetőségét is felveti, hogy a hatalmas energiamennyiséget hordozó izzófelhők kirobbanásának - vagyis a nagy kőzetüvegtömegek képződésének feltétele lehet ezeknek a felszinközeli, még a tulajdonképpen másodlagos magmakamránál is magasabb helyzetű magmafészeknek a jelenléte.

Az ártufák, a takaróignimritek és a krisztalloklasztos reoignimritek anyaga mélyebbről, a tulajdonképpen másodlagos magmakamrából is származhat.

#### 4. A perlitképződés folyamata - ahogy az a vulkáni üvegek szöveti jellegeiből kiolvasható

A perlittelepek tömör vulkáni üvege a benne gyakran és nagyon változatos kifejlődésben található horzsás szerkezetek tanúsága szerint horzsakőből, vagyis szilárd fázisú, "szerkezetes" üvegtörmelékből alakult ki. Az ebben kötött víztartalom nagyságát a horzsakőképződés környezetében - tehát a vulkáni csatornában - a hőmérséklet és nyomásviszonyok pillanatnyi egyensúlya határozta meg. A felszínen vízvesztésre már csak az üveg /viz rendszer megszilárdult volta miatt sem volt mód. /BRIGGS, N.1976/

Szinte minden perlitkifejlődés szövetének közös jellemzője a többé-kevésbé határozott fluidális-sávos jelleg: az "Izmir-Lebedos sorozatban" éppúgy, mint a Demirci-i területen vagy a Türkmen Dag perlittelepeiben. Ez a többé-kevésbé szabályosan párhuzamos finomrétegzettség már az izzófelhőből kihulló horzsakő felhalmozódása során kialakulhatott. A teljes egybeolvadás, a képződő másodlagos olvadék mozgása - amelynek során az egyes részecskék legtöbbször csak néhány mm utat tettek meg - ezt a szövetet módosította és továbbfejlesztette. Ezt a nagyon finom, szabályos lamináció és az akadályok, pl. a fenokristályok körül kialakuló turbulencia bizonyítja.

A fokozódó összeolvadást előbb üvegcsseppek képződése - ezek a még képlékeny, mozgó tömegben azonnal ki is "hengerrlődnék" - majd a horzsakő szerkezetének a homogén üvegbe való egyre fokozódó beolvadása jelzi.

A kőzetüvegtömegek belsejében az egyre fokozódó összeolvadás miatt ezek a szöveti jellegek csak nyomokban ismerhetők fel, sőt teljesen el is tűnhetnek.

A Ny-anatóliai perlitek vékonycsiszolataiban ezek a folyamatok szinte lépésről-lépésre nyomon követhetők.

A perlites szövet mikrorepedésrendszere ezt a laminációt mindig harántolja, tehát fiatalabb, a vulkáni üveg homogenizálódását követően kialakult másodlagos jelleg. Sokszor látható kezdeti fokon megrekedt "félbenmaradt" perlites szövet is.

A nagyobb vastagságú, egy hülési egységet alkotó vulkáni üveg-összletek szerkezete is a belső nyomás és hőtartalék hatására kialakuló homogenizációt tükrözi. Ez mind az "Izmir-Lebedos sorozat", mind a Demirci-i terület nagyobb perlittlepeinek függőleges szelvényében jól látható.

A különböző vulkáni üvegkifejlődések réteges-lemezes váltakozása különösen az utóbbi területen gyakori. Ez részint az izzófelhők méreteinek - vagyis az egy-egy kilövelés által szállított anyagmennyiségnek állandó változására - ritmusosságára vezethető vissza. Oka lehet továbbá a hülési egységet alkotó horzsakőtömeg szélén, a hőmérséklet és a nyomás-egyensúlyok változása a másodlagos olvadék mozgása során. Jellemző, hogy a sokszor látható torló olvadékmozgásos szerkezeteket szinte mindig másodlagosan expandált üveg és szivacsosan porózus litoidos riolit fáciesek együttese alkotja.

Ezek a "horzsakő-perlitek" a perlitképződésnek valószínűleg csak az egyik, mindenesetre a leggyakoribb - lehetőségét képviselik. Kisebb kötött víztartalmú üvegek keletkezésekor a szilárd fázis mellett jelentősebb mennyiségű cseppfolyós anyag, azaz kőzetolvadék is jelen lehetett az izzófelhőkben - mivel a kisebb víztartalmú piromagmák "kiduzzadási hajlama" is gyengébb.

## 5. Sajátos jellemvonások

Az összes területek perlitkifejlődéseit jellemző, közös jelleg mellett természetesen vannak a magmakamrák önállóságából, "egyéni fejlődéséből" következő különbségek is.

Míg az "Izmir-Lebedos sorozat" és Foça környékének kőzetüvegeiben a fenokristályok mennyisége és a kristályos rész összetétele azonos, az északabbra, a Menderesz masszívum szegélyétől nagyobb távolságra kialakult Demirci-i terület kőzetüveg kifejlődései ettől határozottan elkülönülő; kisebb fenokristály tartalmú "biotitos fáciest" alkotnak.

Jellemző eltérések mutatkoznak az egyes területek perlitjeinek alkália tartalmában, pontosabban a  $K_2O/Na_2O$  viszonyszám nagyságában. Ezt a Demirci-i területen sokkal kisebb értékek jellemzik, mint az "Izmir-Lebedos sorozat"-ban.

Mindez még nem elég megbízható következtetések levonására, inkább a további vizsgálódások irányait jelöli ki. Az azonban megállapítható, hogy a Menderesz-masszívum és az Izmir-Ankara övezet mozgékony területsávjának határán - a neogén szubdukció övében - a K migráció feltételei sokkal kedvezőbbek lehetnek, mint az utóbbi övezet belsejében. Nem valószínűtlen tehát itt egy K-gazdag öv jelenléte.

#### 6. A perlit helye az ignimbritek között

A perlit a gyakorlatban jól használható, egyszerű megfogalmazás szerint: olyan természetes vulkáni üveg, amely kötött vizet tartalmaz és hevítve nagymértékben duzzad.

A vázolt vulkanológiai-kőzetgenetikai folyamatok alapján a perlitek hyaloignimbriteknek minősülnek. A szorosabb értelemben vett perlit /azaz a perlites szövetű vulkáni üveg kb. 3,0 - 3,5 % kötött viztartalommal/ riolitos összetételű vitrofiros-perlites hyaloignimbritnek, azaz pszeudovitrofirnek is nevezhető. A fluidálisan laminált, horzsás szövetű változatok pedig riolitos összetételű pszeudofluidális-eutaxitos hyaloignimbritnek minősülnek /SPERANSKAYA, I.M., 1967/. Ezek a kategóriák beilleszthetők a Pantó G. által javasolt ignispumit fogalmába is.

A "gyöngykő"-szerkezet és a perlites szövet - amelyek alapján ezt a riolitos összetételű vulkáni üvegfáciest elnevezték - másodlagos, az üveg konszolidációja során kialakuló jellegek.

## 7. A kőzettani jellemzők és az ipari felhasználhatóság kapcsolata

A kőzetüvegek ipari nyersanyagként történő felhasználását, a gyakorlati értéket az üveg szöveti sajátosságai csak kevésbé befolyásolják - természetesen holohyalinos, nem devitrifikált és nem bontott üvegekifejlődések esetében. A perlites szövet kedvezőbb szemcseszerkezetű duzzasztott terméket ad, mint a fluidális-eutaxitos szövetű változatok. A horzsáság csak akkor befolyásolja a termék minőségét, ha túlnyomóvá válik. Az ilyen kőzetek többnyire jelentős mennyiségű litoidos, vagyis nem duzzadó részt tartalmaznak.

Feltűnő az a kapcsolat, amely a perlitek kőzetüvegében kötött víztartalom mennyisége és a  $K_2O/Na_2O$  viszonyszám között van. Az 1,5 - 1,8 közötti  $K_2O/Na_2O$  arányának általában 4 % alatti kötött víztartalom, a kettőnél nagyobb viszonyszámoknak 4,0 - 5,5 közötti víztartalom felel meg.

Az előbbi eset Demirci-i területére, az utóbbi az Izmir-Lebedos sorozat perlitjeire jellemző.

Szurokkő kifejlődésekben - így Foçában - ezek az összefüggések már nem érvényesülnek.

Vagyis a K és Na mennyisége, továbbá a két egymáshoz viszonyított arány szoros kapcsolatban van tehát a perlit ipari nyersanyag-értékével. Minél jobban megközelíti a nátrium mennyisége a káliumét /vagyis minél kisebb ezek hányadosa/, annál kedvezőbb a perlit viselkedése a technológiai vizsgálatok során.



8. A neogén riolitivulkanizmus kéregszerkezetileg meghatározott helyzete Anatóliában és a környező területeken

Az Izmir=Lebedos sorozattól Manisa, Bergama és Eskişehir környékén át az Ankarától É-ra levő Kizilcahamamig követhetők a neogén ignimbrites vulkanizmus üvegfacieseknek kiterjedt összletei. Itt található az ipari nyersanyagértékű perlittelepek is.

Ez a tektonikai szempontból nagyon mozgékony területsáv - BRINKMANN megfogalmazásában az Izmir-Ankara öv - a Menderesz masszívum ÉNy-i és É-i peremét követi.

DNy-on Kos, Yiali, és Nisyros szigetének /Görögország/ perlittelepei, továbbá Bodrum környékének az előbbiekkal egykorú, nagyon heves explozivitású riolit vulkanizmusa jelez egy, az előbbihez hasonlóan a Menderesz-masszívumhoz simuló, kéregszerkezeti mélytörésekkel jellemzett mozgékony övezetet.

Anatólia belsejében, a Toros gyürt vonulata és a köztes tömeg között - amelyet itt már a Menderesz masszívum K-i folytatásaként is tekinthető Kirşehir masszívum képvisel - Konya és Nevşehir riolitos ignimbritsorozatai és az Ürgüp-Kayseri-i óriási ártufa takarók képviselik az Izmir-Ankara öv ellenpólusát. Tovább K-felé a Bitlis masszívum játszik hasonló szerepet.

A nagy explozivitású, szinte kizárólag ignimbritfaciesek változatos sorát szolgáltató riolitvulkanizmus tehát azokhoz a kéregszerkezeti mélytörésekhez - vagyis a lokális szubdukció síkjaihoz kapcsolódik, melyek a mediterrán öv "kontinentstörékeinek" peremén az eocéntől kezdve fokozatosan alakultak ki, egymásra következő övekben.

Szinte a részletekig azonos helyzetű vulkáni fejlődéstörténet - és képződménysorok - található Anatólia földjéről Ny-ra,

a Kiklád masszívum előterében kialakult vulkáni övben /Milos, Kimolos és Polyaigos perlitjei/, vagy K-en Örményországban. A bolgár és makedóniai vulkáni üvegtelepek kialakulásában a Rhodope masszívumnak van hasonló meghatározó szerepe.

A földközi tengeri öv riolitvulkanizmusát méreteiben sokszorosan meghaladja - de nagyszerkezeti helyzetében azzal analóg - a Szovjet Középázsia paleozoós és a Csendes-óceán szovjet partvidékének harmadkori ignimbrites vulkanizmusa - pl. az un. "Ochotszk-i ignimbrit provincia" /SPERANSZKAYA, 1967/.

Az analógiák felsorolását még hosszan lehetne folytatni.

Rendkívül érdekes az a kép, amely hazánkban, a K-i Alföldön újabban lemélyített mélyfúrások adataiból rajzolódik ki. Itt ugyanis a Tiszántúl alatt elhelyezkedő kéregszerkezeti egység - amelyet a felszínen az Erdélyi Középhegység egy része képvisel - É-i peremén az eddig leirtakhoz nagyon hasonló módon húzódik egy riolitos magmakémiai jellegű és explozív, ignimbrites fáciesű vulkáni öv. Ennek apró felszíni kibukkanásait képviselik csak a Tokajhegyalja és a Kárpátalja riolitos sorozatai /BOCCALETTI, M. - HORVÁTH, F. - STEGENA, L. et. al., 1976/.

Szerkezetileg meghatározott helyzetét tekintve a Kárpátmedencének ez a neogén korú riolitos vulkanizmusa analóg Kisázsia, az Égei-térség és a Balkán - részben idősebb - savanyú vulkáni öveivel. Azokhoz hasonlóan ez is a környezetüknél kevésbé mozgókéony kéregrészek szegélyét követi, sajátossága azonban, hogy két, számos egyéb adat alapján is kirajzolódó "masszívum" között húzódik.

Az Izmir-Lebedos sorozat fő perlit szintjét jellemző minták  
 kémiai összetétele

A/ Perlites szövétü vulkáni üveg

Alkotó %	A minták származási helye					
	DLP-I-2	MUR-IV,S-1 84,6-87,1m	Mez-I,S-1 52,5-58,0m	YNG-I-1	GLY-II-1	GLY-III-1
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	73,12	72,74	70,05	73,46	71,66	71,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,59	11,75	11,35	12,95	13,09	13,85
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,07	0,07	0,10	0,16	0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Σ Fe/	0,90	1,49	1,28	1,04	1,39	1,08
MnO						
CaO	0,71	0,65	1,96	0,29	1,24	1,84
MgO	-	0,05	ny	-	0,31	0,53
Na <sub>2</sub> O	1,41	1,25	2,00	2,40	2,43	2,61
K <sub>2</sub> O	5,19	2,94	4,68	4,65	4,62	4,59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04
SO <sub>3</sub>	ny	0,12	ny	ny	ny	ny
kötött viz <sup>+</sup>	5,55	11,56	7,07		4,76	4,03

MÁFI Elemzők: Petrás Györgyné és Guzy Károlyné /1, 4, 5, 6/ + A SZIKKTI adatai  
 Dér Istvánné és Soha Istvánné /2, 3/

A GLY-III-1 sz. minta a fő perlit szintet fedő ingnimbrittakaró felett, a következő hűlési  
 egység bázisán kialakult vulkáni üvegszintet képviseli.

Az Izmir-Lebedos sorozat fő perlitszintjét jellemző  
minták kémiai összetétele

B/ Pseudofluidális eutaxitos szövetű  
vulkáni üveg

Alkotó %	A minták származási helye			
	Mur-IV,S-1 16,0-21,5m	Mur-IV,S-1 21,5-37,2m	MEZ-I,S-1 8,2-20,2m	MEZ-I,S-1 38,1-46,0m
	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	71,28	70,32	70,67	69,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,71	12,08	12,05	12,58
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,06	0,07	0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Σ Fe/	1,24	1,40	1,44	1,48
MnO				
MgO	0,11	0,36	ny	0,80
CaO	1,37	1,35	1,12	1,05
Na <sub>2</sub> O	1,56	1,37	1,86	1,34
K <sub>2</sub> O	5,01	4,26	5,18	3,57
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,02	0,02
SO <sub>3</sub>	ny	ny	ny	ny
Kötött viz		10,2 <sup>+</sup>		7,11 <sup>++</sup>

MÁFI Elemzők: Dér Istvánné

Soha Istvánné

A kötött viz adatokat a SZIKKTI-ben határozták meg

<sup>+</sup>A 32,0-37,2 m mélységközből meghatározott adat

<sup>++</sup>A 38,1-40,0 mélységközből meghatározott adat

Az Izmir-Lebedos sorozat fő perlitszintjét fedő piro-  
klasztikumok jellemző mintáinak kémiai összetétele

C./ Ártufa agglomerátum - 1. és 2. sz. elemzés

D./ Rétegzett-hullott tufasorozat - 3., 4., 5. és 6.sz.  
elemzés

MÁFI Elemzők: Bakó Györgyné és Soha I.-né

Alko- tó %	A minták származási helye					
	Mezarkaya Tepe	Tufafejtő	a Murat	Tepe	É-i	peremén
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	70,67	70,62	59,16	55,32	69,75	61,06
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,09	0,25	0,24	ny	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,05	12,48	12,31	11,49	13,40	13,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	1,44	2,34	2,31	0,79	4,25
FeO			0,25	0,25	0,12	0,06
MnO			0,07	0,06	0,06	0,02
CaO	1,12	0,75	6,93	10,56	0,76	3,84
MgO	ny	0,30	1,03	0,98	0,67	1,76
Na <sub>2</sub> O	1,86	1,74	0,98	0,87	1,56	0,77
K <sub>2</sub> O	5,18	4,65	3,87	3,21	5,34	1,89
CO <sub>2</sub>			4,39	7,31	ny	1,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,10	0,05	0,01	0,07
S	ny	ny				
+H <sub>2</sub> O			5,89	5,31	5,46	5,38
-H <sub>2</sub> O			2,48	2,38	1,75	5,21
Összesen:			100,05	100,34	99,67	99,92

1.sz. minta: Mez-I, S-1 sz. fúrás: 8,2 - 20,2 m

2.sz. minta: Mez-I, S-1 sz. fúrás: 0,0 - 6,0 m

Mezarkaya Tepe - a fő perlitszintet fedő képződménysor  
jellemző mintáinak kémiai összetétele

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	70,51	73,67	74,01	76,38	76,27	75,90	75,33	71,16
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,05	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,06	13,17	13,85	14,18	13,85	13,73	14,79	13,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	0,85	0,89	0,27	0,39	0,59	0,85	1,08
FeO	0,39	0,20	0,20	0,02	0,16	0,07	0,02	
MnO	0,04	0,06	0,05	0,01	ny	0,03	0,03	na
CaO	0,76	0,15	0,63	0,63	0,48	0,30	0,60	1,84
MgO	0,26	0,13	0,08	0,08	0,13	0,05	ny	0,53
Na <sub>2</sub> O	1,69	2,52	2,70	3,33	3,00	3,18	3,30	2,61
K <sub>2</sub> O	4,53	5,16	4,68	4,32	3,92	4,53	4,35	4,59
CO <sub>2</sub>	ny	ny	0,05	0,03	ny	ny	ny	na
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,04	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
S	ny	-	ny	na	na	na	na	ny
+H <sub>2</sub> O	6,34	3,27	2,42	0,62	1,13	0,49	0,52	
-H <sub>2</sub> O	0,72	0,20	0,20	0,14	0,58	0,16	0,24	

Az elemzések a Magyar Állami Földtani Intézetben készültek

Elemzők: Soha Istvánné és Bakó Györgyné

- 1/ Perlit - tufaösszletben 0.8-1.5 m.vastag telep
- 2/ Perlit - a Mezarkaya Tepe riolittakarójának bázisán
- 3/ Perlit - a 2.minta fedőjéből, a perlit/riolit határról
- 4/ Ignimbrit-fluidális riolit - a 3. minta fedője
- 5/,6/ és 7/ Riolit - a fő perlitszint kitörési szakaszát lezáró ignimbrittakaró függőleges szelvényéből. Mezarkaya Tepe
- 8/ Perlit - vulkáni üveg szint két riolittakaró között  
Gülyaka Tepe

A DEMIRCI-i terület nagyobb perlittelegeit jellemző  
minták kémiai összetétele

MÁFI Elemzők: Petrás Györgyné, Guzy Károlyné és Soha Istvánné

Alkotók	Minták jele és sorszáma					
	TLP-II-22	TLP-III-12	KGL-II, S-1	INT-IV-5	INT-IV-7	Kc-1
%	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	71,76	72,56	71,53	71,96	71,31	73,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	13,65	14,63	13,78	14,10	13,45
TiO <sub>2</sub>	0,11	0,14	0,12	0,12	0,16	0,06
Σ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0,85	0,97	0,81	0,98	0,81 <sup>x</sup>
MnO						0,04
CaO	1,46	0,72	1,06	1,10	1,23	0,63
MgO	ny	-	0,05	ny	ny	0,27
Na <sub>2</sub> O	3,09	2,91	3,07	3,03	2,67	2,97
K <sub>2</sub> O	4,74	4,95	4,74	4,50	4,86	4,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03
SO <sub>3</sub>	ny	ny	0,05	ny	ny	-
kötött viz <sup>x</sup>	4,10	3,60	3,63	3,56	3,86	

<sup>x</sup>A SZIKKTI adatai

Mintavételi helyek, kőzetleírás

- 1./ Tatlipinar Tepe - szürke perlit
- 2./ Tatlipinar Tepe - szürke, perlitgyöngyökké széteső, gyengén sávos perlit
- 3./ Karagöl Tepe II. telepszakaszi 1.sz. furás; 0,8 - 20,6 m - szürke perlit
- 4./ Incirliitaş - ezüstsürke perlit
- 5./ Incirliitaş - ezüstsürke perlit /v.ö. 59. ábra/
- 6./ Kocaköy - ezüstsürke, rostos perlit Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,63 és FeO: 0,18 +H<sub>2</sub>O: 3,82 -H<sub>2</sub>O: 0,12.

A KALABAK-i terület főbb perlitkifejlődéseit  
jellemző minték kémiai összetétele

MÁFI Elemzők: Bakó Györgyné és Soha Istvánné

Alkotók %	Mintajel és sorszám				
	10-KB	11-KB	12-KB	13-KB	310-AV
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	71,40	69,44	71,46	70,00	70,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,44	10,39	13,45	13,00	12,96
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,08	0,06	0,07	0,08
ΣFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,72	0,53	0,73	0,80	1,21
MnO	0,08	0,05	0,10	0,10	0,07
CaO	0,97	1,65	0,76	1,14	0,81
MgO	0,12	0,29	0,46	0,23	0,21
Na <sub>2</sub> O	2,70	0,32	2,76	2,31	1,62
K <sub>2</sub> O	4,92	4,83	4,08	4,17	5,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02	0,03	0,02	0,03
izz.veszt.	5,47	10,28	6,30	8,01	6,77
Összesen:	99,93	97,88	100,19	99,85	99,59
Az izzitási veszteségből az üvegben kötött víz /SZIKKTI/	4,61	11,20	5,48	7,16	6,58

A mintavételi helyek:

1. Kalabak-Hisarderesi; a perlittlep jellemző kőzete
2. Kalabak-Arapcafer; finomszemcsés tufa; a perlit közvetlen fedője
3. Kalabak-Arapcafer; a perlittlep jellemző kőzete
4. Kalabak-Mestanpinar; perlit
5. Teşvikiye-Avdan; "horzsás-perlit" - a perlittlep szegélykifejlődése



Az ÚCSARAY-i terület főbb perlitkifejlődéseit jellemző  
minták kémiai összetétele

MÁFI; Elemzők: Bakó Györgyné és Soha Istvánné

Alkotók	Mintajel és sorszám						
	ÚS-219/ÚS-220	ÚS-215	ÚS-211	ÚS-213/ÚS-214	ÚS-212	ÚSI-216	YSÖ-211
%	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	73,20	70,26	72,79	73,34	73,12	71,99	71,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,64	14,71	13,71	13,25	13,65	13,79	13,41
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,12	0,07	0,07	0,07	0,11	0,10
Σ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,88	1,20	0,79	0,97	0,75	1,39	1,02
MnO	0,12	0,11	0,08	0,08	0,13	0,13	0,11
CaO	0,81	1,10	0,74	0,84	0,81	0,91	1,11
MgO	0,26	0,39	ny	0,18	ny	0,53	0,26
Na <sub>2</sub> O	3,18	3,21	3,39	2,94	3,27	3,06	2,79
K <sub>2</sub> O	4,80	4,35	4,53	4,50	4,50	4,65	4,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,05	0,08	0,03	0,03	0,04	0,04
izz.veszt.	3,44	4,69	3,75	4,07	3,33	3,76	4,93
Összesen:	100,43	100,19	99,93	100,27	99,66	100,36	99,99

Az izzitási veszteségből az üvegen kötött viz /SZIKKI adatok/

3,22                      4,01                      3,38                      3,89                      3,18                      3,70                      4,64

1./ Úcsaray-falu                      2./ Úcsaray-falu                      3./ Úcsaray-Ambarderesi                      4./ Úcsaray-Ada Tepe  
5./ Úcsaray-Turpluk-deresi                      6./ Úcsaray-Merdiven Kaya                      7./ Beşsaray-Sulukaya Tepe

## IRODALOM - REFERENCES

Neogene volcanism and volcanics of W.Anatolia and of the Aegean Sea:

1. AKARTUNA, M. 1962  
On the geology of Izmir-Torbali-Seferihisar-Urla district  
-- Bull.Min.Res.Expl.Inst.Turkey, Foreign Edition, 69.  
1-18; Ankara
2. BESENECKER, H. - PICHLER, H. 1974  
Die jungen Vulkanite der Insel Chios /östliche Ägäis,  
Griechenland/ -- Geol. Jahrbuch, D., 9. 41-65 Hannover
3. BORSI, S. et al. 1973  
Geochronology and Petrology of Recent Volcanics in the  
Eastern Aegean Sea /West Anatolia and Lesbos Island/  
-- Bull. volc. 36. 473-496 Napoli
4. BRINKMANN, R. 1966  
Geotektonische Gliederung von Westanatolien -- N.Jb.Geol.  
Paläontol.Mh. 10. 603-618 Stuttgart
5. FYTIKAS, M. et al. 1976  
Geochronological data on Recent magmatism of the Aegean  
Sea -- Tectonophysics, 31.1-2. 29-34 Amsterdam
6. INNOCENTI, F. - MAZZUOLI, R. 1972  
Petrology of the Izmir-Karaburun Area /West Turkey/ --  
Bull. volc. 36 /XXXVI/ 83-104 Napoli
7. JUNG, D.-KELLER, J. 1972  
Die jungen Vulkanite im Raum zwischen Konya und Kayseri  
/Zentral Anatolien/ -- Beiträge zum 4. Ägäis Symposium  
von 28 bis 30 Januar 1972 in Hannover. Zeitschr. deutsch.  
geol. Ges. 123.2. 503-512 Berlin-Hannover
8. KALAFATCIOGLU, A. 1961  
A geological study in the Karaburun Peninsula -- Bull.MTA.  
56. 40-49 Ankara
9. KELLER, J. 1970  
Origin of Rhyolites by Anatectic Melting of Granitic  
Crustal Rocks - The Example of rhyolitic pumice from the  
island of Kos /Aegean Sea/ -- Bull. volc. XXXIII. 3.  
942-959 Napoli

10. PARASKEVOPOULOS, G. 1960  
Die Perlitvorkommnisse der Halbinsel Kefalos auf Kos --  
Ann. Geol. Pays Helléniques 1. XI. 125-136 Athens
11. WESTERVELD, J. 1957  
Phases of Neogene and Quarternary Volcanism in Asia Minor  
Congr. geol. international XX. Seccl.: Volcanologia del  
Cenozoico I. 103-119

Interim reports summarizing the results of field work done on  
perlite deposits in the area of Izmir, Manisa and Eskisehir  
/ ETIBANK documentation/:

12. TÓTH, K. 1974  
Report of classification. Investigation for Classification  
of Perlite Deposits/Testing for classification of 267  
perlite samples Interim report-SzIKKTI Budapest
13. VECSERNYÉS, Gy 1974  
Evaluation of geological setting and workability of the  
perlite deposits of ETIBANK at Cumaovasi, Demirci and  
Foça /Turkey, Izmir-Manisa region/ - on basis of field  
reconnaissance done in december 1973 -- Geol. Surv. of  
Hungary, Budapest
14. VECSERNYÉS, Gy. 1974  
Report on taking pilot-plant samples from the perlite  
deposits of Mezarkaya Tepe, Murtat Tepe and Karagöl Tepe  
/14<sup>th</sup>3.1974 - 1<sup>st</sup>4. 1974/ Petrographic data of rock  
specimens representing the pilot-plant samples -- Geol.  
Surv. of Hungary, Budapest
15. VECSERNYÉS, Gy. 1974  
Report on laboratory processing of cores of drilling  
carried out by the end of April-1974 on the perlite  
deposits of ETIBANK /perlite deposit areas of Cumaovasi  
and Demirci - EGE Region/ -- Geol. Surv. of Hungary  
Budapest
16. VECSERNYÉS, Gy. 1974  
Die wichtigeren geologischen Angaben der Perlitlager-  
stätten von Eskisehir-Seyitgazi /Türkei/ und die Ergeb-  
nisse der Laboruntersuchungen der Proben von Perlit-  
lagerstätten bei Kütahya -- Ungarische Geologische  
Landesanstalt Budapest

Rhyolitic volcanism in other regions. Ignimbritic facies  
Mediterranean region:

17. BOCCALETTI, M. et al. 1976  
The Tyrrheian and Pannōnian basins: a comparison of two  
interarc basins -- Tectonophysics, 35. 1-3.45-69  
Amsterdam

18. GOTTINI, V. 1970  
Serial Character of the Volcanic Rocks of Pantelleria  
-- Bull. volc. XXXIII. 3. 818-827 Napoli
19. HENTSCHEL, H. 1967  
Ignimbritic Pitchstones of South Tyrol, Italy /A  
contribution on the origin of welded tuff structures/  
-- Bull. volc. XXX. 229-232 Napoli
20. LOCARDI, E.- MITTEMPERGER, M. 1968  
On the Genesis of Ignimbrites. How ignimbrites and other  
pyroclastic products originate from a flowing melt ---  
Bull.volc.XXXI. 131-152 Napoli
21. MÁTYÁS, E. 1971  
The perlite: a volcanic rock-facies. A study. -  
Manuscript, Budapest
22. Pantó, G. 1962  
The Role of Ignimbrites in the Volcanism of Hungary  
- Acta Geologica Acad.Sci.Hung. VI. 307-331 Budapest.
23. TÓTH, K. - VARJU, Gy. 1976  
The natural disposition of pumicite in Hungary, and the  
possibilities of its utilisation. -- SzIKKTI Tud. Közl.  
48. Budapest
24. VILLARI, L. 1970  
On Particular Ignimbrites of the Island of Pantelleria  
/Channel of Sicily/ -- Bull. volc. XXXIII. 3. 828-839  
Napoli

#### Volcanism of the N. Atlantic:

25. THOMPSON, R.N. 1975  
Palaeocene ignimbrite from Ubekendt Eiland, West  
Greenland Lithos, 8.1. 9-14 Oslo
26. WALKER, G.P.L. 1962  
Tertiary welded tuffs in eastern Iceland -- Quart. Journ.  
Geol. Soc. London CXVIII. /118/ 3. 471. 275-293 London
27. WALKER, G.P.L. 1962  
Acid Volcanic Rocks in Iceland - Bull. volc. XXIX.  
375-402 Napoli

#### Pacific areas of the USSR:

28. RUDICH, K.N. 1967  
Marekanitic-rhyolitic Complex of the Okhotsk Coast  
/North East of the USSR/ -- Bull. volc. XXX. Napoli

29. SPERANSKAYA, I.M. 1967  
Okhotsk Ignimbrite Province -- Bull. volc. XXX. 99-111  
Napoli

Indonesia and the Pacific:

30. BRANCH, C.D. 1967  
The Source of Eruption for Pyroclastic Flows: Cauldrons  
or Calderas -- Bull. volc. XXX. 31-50 Napoli
31. BRIGGS, N.D. 1976  
Welding and crystallisation zonation in Whakamaru  
Ignimbrite Central North Island, New Zealand -- N.Z. Journ.  
Geol. Geophys. 19. 2. 189-212 Wellington
32. FENNER, C.M. 1948  
Incandescent Tuff Flow in Southern Peru -- Bull. Geol. Soc.  
Am. 59. 879-893 New York
33. HEMING, R.F. - CARMICHAEL, L.S.E. 1973  
High Temperature Pumice Flows from the Rabaul Caldera,  
Papua-New Guinea -- Contr. Min. Petr. 38. 1. 1-20 Berlin-  
Göttingen-Heidelberg
34. ZEN, M.T. 1966  
The Formation of Various Ash Flows in Indonesia - Bull  
volc. XXIX 77-88 Napoli

Genesis and system of ignimbrites. Testing of perlites:

35. FAVORSKAYA, M.A. 1967  
On the Problem of the Origin of Acid Magmas -- Bull.  
volc. XXX. 93-98 Napoli
36. MALEYEV, E.F. 1967  
Two Types of Acid Volcanism -- Bull. volc. XXX. 153-160  
Napoli
37. NEMECZ, E. 1974  
Testing of typical samples of Hungarian perlites. Report  
on the results of the research entitled "Selection of  
perlite varieties expanding at low temperatures", commi-  
sioned by the Central Office of Geology, 28. Nov. 1974  
Budapest /Manuscript, in Hungarian/
38. VLODAVETZ, V.I. 1966  
On the Term "Ignimbrite" and "Ignimbrite Deposits" --  
Bull. volc, XXIX. 141-145 Napoli
39. YAGI, K. 1966  
Experimental Study on Pumice and Obsidian -- Bull. volc.  
XXIX. 559-572 Napoli.

A VOLCANOLOGICAL MODEL OF PERLITE FORMATION  
/BASED ON EXAMPLES OF TURKISH - WESTERN ANATOLIAN -  
PERLITE DEPOSITS/

By  
György Vecsernyés

ABSTRACT

The author attempts to outline the particular volcanological conditions which result in the formation of perlite, or, in case of a slight shift in their parameters, of other volcanic glass types such as obsidian, pitchstone, pumice and tuffs composed of pumice. In this way a new concept of perlite genesis is set up, an answer to a heavily argued question, taking into account the peculiar dynamics of erupting rhyolite magma. Other forms of appearance of volcanic glass fit well into this model and in view of the subsequent and intervowen character of the processes of their formation, even the unity in this diversity is properly emphasized.

The author's concept is based on field observations gathered in course of an exploration work done on a number of Western Anatolian perlite occurrences. These show remarkable analogies with those of the Circum-mediterranean rhyolite belt and also with those known at many places in the Carpatho-Balkan mountain system. The petrographic similarities, the analogies of structural position and age are obvious. This facts testify to the regional validity of the model, which, however, by no means should be considered the only possible way of perlite formation.

## REGIONAL PART

The perlites of Western Anatolia occur in a number of rhyolitic complexes displaying a variety of individual features. The so-called Izmir-Lebedos complex is one of the best-known of them. Situated North of Manisa, the volcanic complex occurring in the Kilic Dag area and the ignimbrite sheets at Foça have not been studied in detail. The important perlite deposits in the Eskişehir area form a continuous belt around the cone of the Türkmen Dag, Southeast of the town of Eskişehir. /Fig.1./

The immediate area around and the underlayer of the perlite deposits developed in the Izmir-Lebedos complex consist of freshwater deposits of Miocene and Pliocene age. The eruptions took place during the Middle Miocene /radiometric age: 12,5 m.y./

At the base of the Neogene complex Lower Paleozoic sediments and Cretaceous flysch can be found. Ophiolite type basic volcanics play a significant role in the latter. /Fig.2./

In this volcanic complex a "main perlite horizon" comprises several important perlite deposits. The relative position of the main types of volcanic glass in the sequence is constant. The characteristically perlitic and the overlying fluidal eutaxitic textured glass are covered and enveloped everywhere by flood-tuff agglomerates. /Fig.3./

In this rhyolite complex several thin horizons of volcanic glass occur at the base of each cooling unit. Usually the X-ray amorphous glass phase in the deposits of the main perlite horizon ranges from 89 to 93 %, while the phenocrysts make up about 3 to 5% of the total rock volume. Aggregates of intergrown phenocrysts and "Micro"-xenolite of ophiolitic magmatites are characteristic. Varying amounts of clay

minerals and zeolites are also present. The chemical composition of the characteristic rock types can be seen on Tables I. and II. The explosivity of the eruptions is directly proportional to the  $K_2O / Na_2O$  ratio /Fig.4./ The iron is more oxidized in the younger member than in the older ones /Tables III and IV/.

The volcanic complex of the Foça area consists of typically fluidal textured rhyolite sheets of an average thickness ranging from 30 to 70 metres. Among these glassy horizons can be traced along several hundreds of metres. A different type of volcanic glass is represented by small bodies or pockets often displaying a gradual transition into the rhyolite or even into tuffs. All these types are characterized by a very high proportion of the glassy phase /92-99%/ and by the considerable amount of water bound in them /sometimes even more than 7,5 %/. Accordingly, these rocks have to be classed as pitchstones. The composition of the phenocrystalline phase and its appearance is the same as it is in the Izmir-Lebedos complex.

North and North-east of Manisa the rhyolite magmas erupted from several secondary, separate magma chambers. This way a lot of eruption centres came into being. The decline of this volcanism is marked here by the gradual change of the primarily acidic magma into an andesitic one.

In general, the lateral extension of these volcanic complexes comprises several hundreds of square kilometres. Their thickness, however, does not surpass some hundred meters. The underlying complex is composed of ophiolitic rocks, serpentinites and diabases. The eruptions took place in the Neogene /presumably during the Miocene/. /Fig.5./

The interior part of these numerous but small-size perlite deposits consists of typically perilitic-textured, sometimes



fibrous volcanic glass. This type /the bulk of the deposits/ is succeeded by fluidally textured, pumiceous glasses, which are often striped with lithoidic material or have a scoriaceous appearance.

The glassy rock bodies are of relatively reduced thickness. Deposits with an extension of several hectares are only 25 m thick as a maximum, the average ranging from 10 to 15 metres /Fig.6./ These bodies of volcanic glass are lying everywhere on strongly pumiceous tufo-agglomerates and are covered by rhyolites of markedly fluidal texture. These latter reoccur in the higher horizons of the sequence.

The chemical composition of samples representing the perlites of the Demirci deposits are given in Table V.

The mountainous complex of Türkmen Dag. situated South-east of Eskişehir represents products of a welldefined separate magma chamber. It is built up mainly of rhyolites and their pyroclastica. In the last stage of the volcanism some basalts poured onto the surface. The eruptions were of a violent explosive character as shown by the overall preponderance of pyroclastica.

The perlite deposits form a continuous belt encircling the central mass of the volcano. In this "perlite belt" more or less intensively welded pyroclastica, various facies of tufo-ignimbrites, eutaxitic ignimbrites and rheoignimbrites can be found. The volcanic glass deposits of varying dimensions are generally stratiform, forming together with their country rocks a concordant unity. The most important ones occur in the surroundings of the villages Kalabak, Ücsaray and Tesvikiye /Fig.7./

Although the chemical composition of these volcanic glasses are remarkably uniform /Tables VI. and VII./, their petrological features are greatly diversified. Markedly flu-

354

idal textures, varied-size lamination are typical for the most part, while the bulk of the greater deposits is almost completely homogenized. Perlite sand, a crumbling of the compact glass controlled by microscopic fissures and by the perlitic texture itself can be found at places. Marekanitic features, obsidian drops or pearls occur at Tesvikiye village.

## GENETICAL PART

/Fig.8./

The Izmir-Lebedos complex, the products of rhyolitic volcanism around Foça and North of Manisa, and the Türkmen Dağ volcano of Eskişehir, all are situated in the mobile Izmir-Ankara Belt /BRINKMANN, 1966/ along the NW and N edge of the Menderes massif. The acidic magmas originated here by anatectic melting of deeper portions of the granitic crust /KELLER, 1970/. Fragmented and resorbed quartz crystals, aggregates of interlaced plagioclase, quartz and biotite phenocrysts /proof of the remelting process/ are characteristic of the Anatolian perlites, too.

Abundant remnants of ophiolites refer to the fact that in minor depths even a considerable assimilation of the adjacent rocks may have occurred.

The eruptions of an extremely explosive nature were fed from secondary magma chambers. The complexes built up by this activity consist exclusively of pyroclastica, the ignimbrites being predominant. A minor part of them is composed of flood tuff agglomerates and stratified ash fall tuffs and tuffites. The latter indicate the gradual decay of the first phase.

The chemical character of these series is rather monotonous. Almost every member of them is of well defined rhyolitic

composition, characterized by a significant preponderance of potassium over sodium.

### Stages of Development of the Eruptive Phase

During the long and calm period preceeding the first eruption by an enrichment of volatiles /first of all of water/ an exceptionally energy-rich and active layer developed at the top of the magma chamber. Expanded while ascending in the volcanic chimney, the pyromagma was transformed entirely into pumice and erupted in form of glowing clouds onto the surface. These clouds moved downslope some few hundred metres, until the fall-out point of the pumice. The cooling of finely fragmented pumice was hindered by hot gas-films. A rapid collapse and subsequent homogenization by re-melting of the accumulated pumice masses resulted from the lowering of the melting temperature caused by the water contained in the "wet" silicate melt.

This stage which produced the glassy rock masses was followed by the collapse of the partly emptied magma chamber. Considerable masses of the barely consolidated perlite deposits were broken up and destroyed. The tephra flow pressed up from the deeper parts of the magma chamber destroyed first of all the fluidal textured glass of the upper and marginal parts of the deposits, sweeping away enormous quantities of fragmented perlite. The resulting chaotic flood tuff agglomerate is of a lower grade of welding than the pumice erupted earlier. This is due to the less water content of the pyromagma.

This phase ended with such "dry" eruptive products as non-welded agglomerates and ash-fall tuffs. The following eruptive phases yielded thick ignimbrite sheets of rhyolitic composition having usually at their base a horizon of volcanic

glass - perlite -, some metres thick. This fact testifies to a minor water enrichment in the pyromagma at the start of each eruptive phase. By using these horizons as indicators the individual eruptions in the thick complex of ignimbrites can be separated from each other.

The perlite deposits developed essentially in the same way in the area of Manisa-Demirci with the difference that the glowing clouds were smaller but occurred more frequently.

The considerable dimensions of subsidences caused by explosions of these relatively small masses of pyromagma allow the conclusion to be drawn that their feeding foci must have been situated not deeper than some hundred metres. The development of these little magma "pockets" ascending from a common secondary magma chamber and filled with extremely active pyromagma is regarded as a very important prerequisite for highly explosive "glowing cloud" eruptions i.e. for volcanic glass formation. According to the concept those primary melts which yield on the surface chaotic flood tuffs, ignimbrite sheets and crystalloclastic ignimbrites originate from considerably greater depths, from the secondary magma chamber itself.

#### The Process of Perlite Genesis

According to the proof furnished by the "pumiceous" texture /remnants of which found often even in the most compact glasses/ the glasses developed from pumice i.e. from fragments of solid "textured" volcanic glass. The amount of water structurally bound in them is determined by the equilibrium of temperature and pressure controlling the process of expansion - i.e. by conditions prevailing in the volcanic channel. Welding begins with the formation of glassy drops followed by a gradual melting of the pumice texture

into a compact glassy mass. The fluidal, laminated textures which are common features of the volcanic glasses being caused by the primary sedimentation of pumice fragments give proof of the very limited flow of the extremely viscous secondary melt equalizing local pressure differences.

In the core of the volcanic glass deposits these features are completely masked by homogenization. Their hardly detectable rests are crossed by the younger "onion skin structure" of the perlitic texture.

These "pumice perlites" represent very likely only one possible way of perlite formation, but probably the most common one. The genesis of glasses with a considerably smaller amount of bound water, e.g. obsidian, can be explained by assuming that a considerable part of the dispersed material transported by the glowing clouds was molten - drops in liquid state - as a consequence of the reduced expandability of drier magmas. Moreover, these can be hotter than the "wet" ones.

#### The Place of Perlite in the System of Ignimbrites

According to the above-described processes the perlite - an expandable volcanic glass with an average water content of 2,5 to 3,5 %, and characterized in most cases but not obligatorily by the perlitic, onion-skin structure - can be classified as a hyaloignimbrite. Perlitic textured volcanic glass can be denominated as a vitrophyric-perlitic hyaloignimbrite of rhyolitic composition, while the fluidally laminated and pumiceous glasses are pseudofluidal eutaxitic hyaloignimbrites.

## Local Features

In each perlite area a number of petrological features of local importance exist having their origin in the individual development of separated magma chambers. Characteristic differences can be found in the qualitative composition of the phenocrystalline phase and in the  $K_2O/Na_2O$  ratios. The averages of the latter are significantly lower in the Manisa-Demirci area than in the glasses of the Izmir-Lebedos complex.

The close connexion existing between the amount of water bound in the glassy phase of perlite and the values of the  $K_2O/Na_2O$  ratio is of great importance, the latter being in a certain range inversely proportional with the expansion characteristics of the perlite.

## The Regional Occurrence of Rhyolitic Volcanism in Anatolia and in the Eastern Mediterranean - a Structurally Controlled Phenomenon

To the rhyolitic volcanism of Neogene age developed in the Izmir-Ankara belt corresponds that of Bodrum in Turkey and of Kos, Yiali and Nysiros islands in Greece. The former belt follows the NW and N margin of the Menderes Massif, while the latter one marks out its SW foreland. A considerable number of important perlite deposits occur in these areas.

An analogon of the Izmir-Ankara belt can be traced in Inner Anatolia between the folded structure of the Toros Mountains and the consolidated median mass represented here by the Kirşehir massiv, the eastern prolongation of the Menderes block. This belt is marked by the rhyolitic ignimbrite complexes of Konya and Nevşehir as well as by the immense flood tuff sheets of Ürgüp and Kayseri - an acidic volcanic

complex mostly of Neogene age stretching along more than 150 kms.

Volcanic processes, their development and the complexes resulting from them, similar almost to every detail, even in age, to the above described occur West of Anatolia in the SW foreland of the Cyclades massiv, in form of thick complexes of rhyolite pyroclastica and perlite deposits of the Greek Aegean islands of Milos, Kimolos and Polyaigos, or East of it in the Lesser Caucasus. On the Balkan Peninsula the Rhodope Massif plays a similar role in the formation of the Macedonian and Bulgarian volcanic glass deposits.

In the Carpathian mountain system, deep under the surface of the Great Hungarian Plain, at the NW and N margin of a relatively consolidated structural unit outcropping in Transylvania as the Apușeni Mountains, a mighty acidic ignimbrite complex can be traced in a continuous belt, as revealed by deep drilling. Its structural setting is very similar to that of the above described complexes. The Tokaj Mountains in Northeast Hungary and the rhyolites of the Inner Carpathian volcanic belt are small outcrops of this largely extended volcanism.

#### ACKNOWLEDGMENTS

The author wishes to express his sincere thanks to the ETIBANK /Ankara/ and especially to the Directorate of its Izmir Branch for the multilateral support provided to his field work in Anatolia. He is personally very much indebted to Mr. Akman CAKIROGLU M.Sc., geologist of the ETIBANK, who contributed essentially by his /earlier plotted/ petrographic maps and by a perfectly performend sampling to the success of the joint exploration work. The present paper is based in great part upon the study of his rock samples and the author has profited very much of the pertinent arguments led with him during the field trips.

Manuscript received: 21<sup>st</sup> June 1978

Address of the author:

Vecsernyés György

Budapest

Mátyás király u 12.

H-1125 /Hungary/

Explanation of Tables

Table I. Chemical composition of samples representing the main perlite horizon of the Izmir-Lebedos complex.

A/ Volcanic glass of perlitic texture. Sample GLY-III-1 represents a volcanic glass horizon overlying the ignimbrite sheet that covers the main perlite horizon. /The basis of the next cooling unit./

Table II. Chemical Composition of Samples Representing the Main Perlite Horizon of the Izmir-Lebedos Complex.

B/ Volcanic glass of pseudofluidal-eutaxitic texture

The amounts of bound water were determined in the Laboratory of the Research and Projecting Institute of the Silicate Industry, Budapest.

+ figure relating to the interval of 32.0-37,2 m

++ figure relating to the interval of 38.1-40,0 m

Table III. Chemical Composition of Samples Representing the Pyroclastica covering the Main Perlite Horizon of the Izmir-Lebedos Complex

C/ Flood tuff-agglomerates - analyses 1 and 2

D/ Stratified ash-fall tuffs - analyses 3,4,5 and 6



Sample N<sup>o</sup>1: borehole Mez-I, S-1, interval 8,2-20,2 m  
Sample N<sup>o</sup>2: borehole Mez-I, S-1, interval 0,0-6,0 m

Table IV. Chemical Composition of Samples Representing the Rocks overlying the Main Perlite Horizon of Mezarkaya-Tepe

Petrographic description of the samples.

- 1-3 Volcanic glasses which developed in course of the "recurrent" glass formation after the main perlite Horizon had been formed.
- 1/ Perlite, grey-green, laminated. A deposit of 0,8-1,5 m thickness interstratified between banks of ash-fall tuffs. The sample has been taken at a distance of 100 m from borehole Mez-I, S-2
- 2/ Perlite, grey. Pseudofluidal, with lithoidic stripes and nodules. The sample represents the basal part of the rhyolite complex of Mezarkaya Tepe.
- 3/ Perlite, grey, Pseudofluidal-laminated and perlitic textured. Taken from the overlayer of Sample N<sup>o</sup>2, it represents the perlite-rhyolite boundary.
- 4/ Perlite horizon of 2,5 m thickness. Situated at 70 m over the main perlite horizon between rhyolitic ignimbrite sheets. Gülyaka Tepe, Sample N<sup>o</sup> GLY III-1
- 4-7/ Samples representing the first /lowermost/ rhyolitic ignimbrite sheet of Mezarkaya Tepe.
- 4/ Rhyolitic ignimbrite, brownish white, fluidal textured

- 5/ Rhyolite, brownish -white, fluidal, of lythophysic texture, often scoriaceous. Sample characteristic of the lowermost rhyolitic ignimbrite sheet.
- 6/ Rhyolite, violet brown, of fluidal texture, scoriaceous. Upper portion of the rhyolite complex that makes up the Deve Düzü heights.
- 7/ Rhyolite, violet brown, of fluidal and lythophysic texture. Margin of the rhyolite complex over the bore-site Mez-I, S-2.

Table V. Chemical Composition of Samples Representing the Perlite Deposits of the Demirci Area

Sampling points - description of rocks

- 1 - Tatlipinar Tepe - grey perlite
- 2 - Tatlipinar Tepe - grey, slightly fluidal banded perlite, desintegrating into perlite beads
- 3 - Karagöl Tepe II deposit sector, borehole No 1, depth interval 0,8-20,6 m: grey perlite
- 4 - Incirlitaş - silvery-grey perlite
- 5 - Incirlitaş - silvery grey perlite
- 6 - Kocaköy - silvery grey, fibrous perlite

Table VI. Chemical Composition of the Main Perlite Facies Characteristic of the Kalabak Perlite Area

Sampling points

- 1 - Kalabak Hisarderesi, characteristic sample of the perlite deposit
- 2 - Kalabak-Arapcafer, fine grained tuff overlying the perlite deposit
- 3 - Kalabak-Arapcafer: characteristic sample of the perlite deposit
- 4 - Kalabak-Mestanpınar: perlite
- 5 - Teşvikiye-Avdan: "pumiceous perlite" - marginal facies of the perlite deposit

Table VII.

Chemical Composition of Samples Representing  
the Main Perlite Facies of the Ücsaray Area

Figures expressing the amount of water bound in the glass given above in the "loss on ignition" values /Data of the Research and Projecting Institute of the Silicate Industry, Budapest/

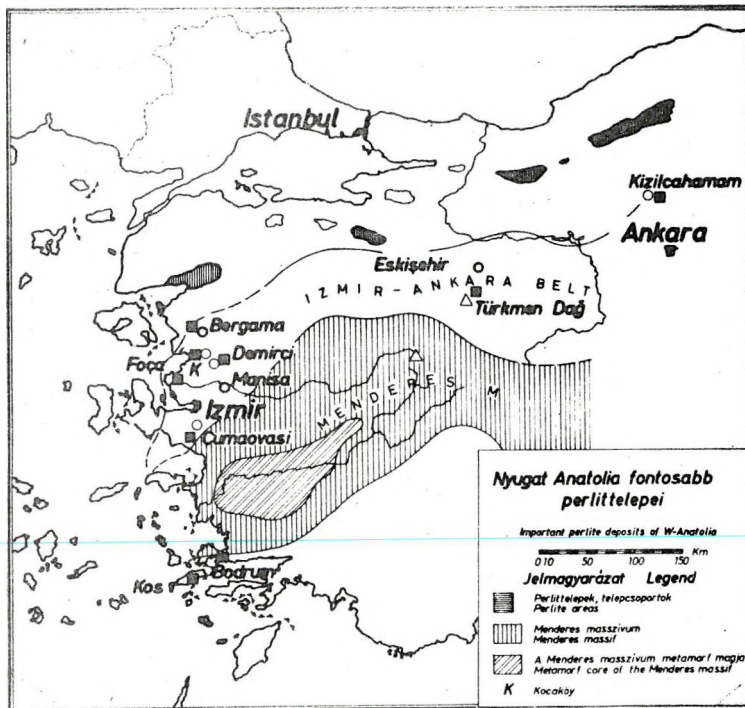


Fig. 1 sz. ábra

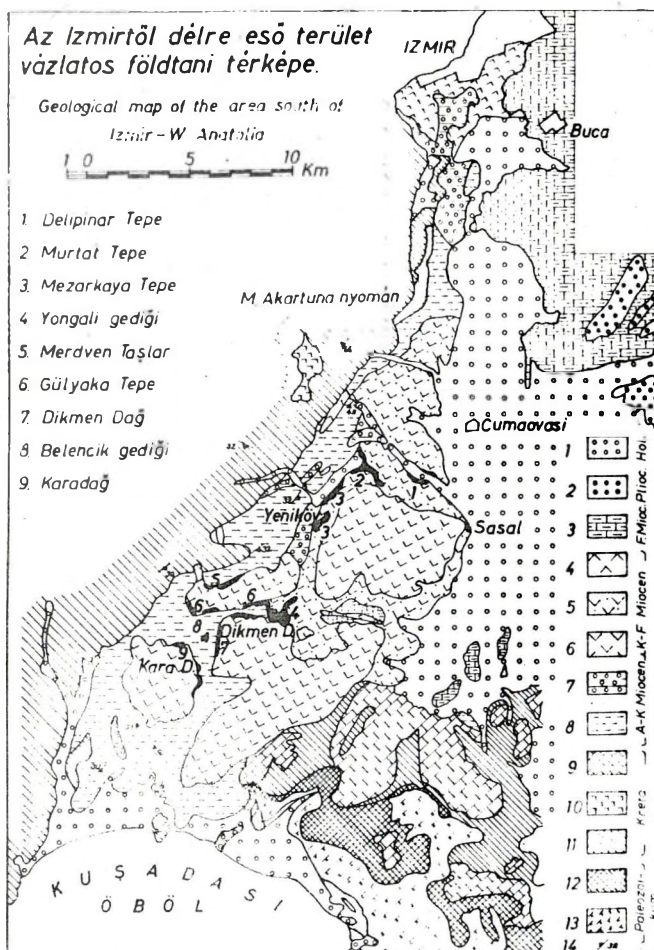


Fig. 2 sz. ábra

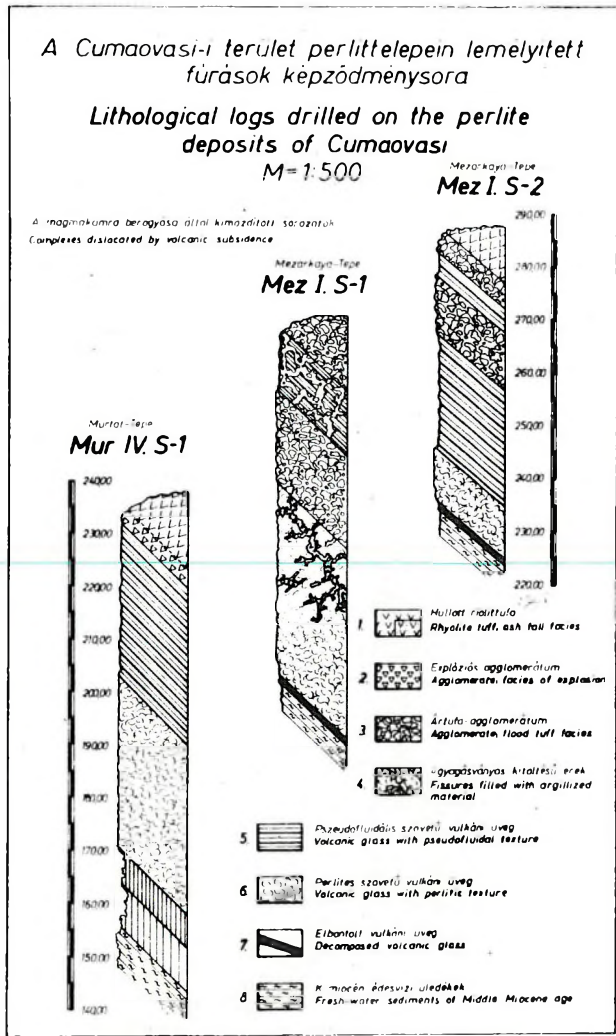


Fig. 3 sz. ábra

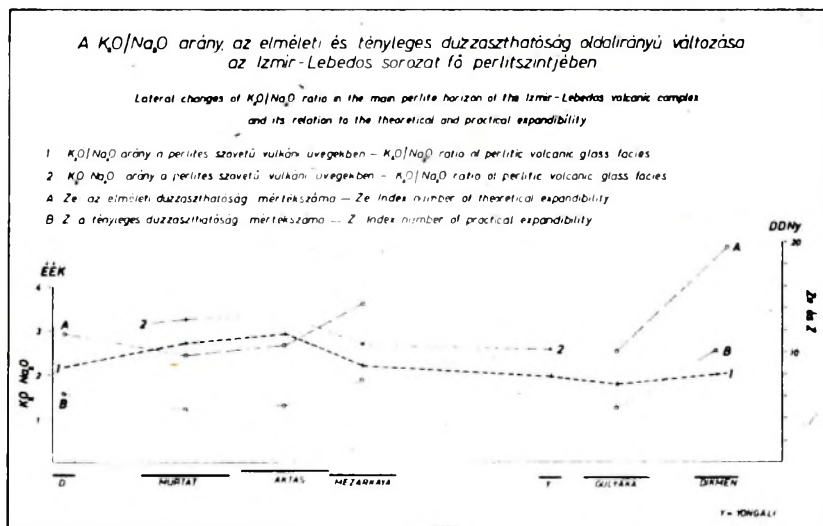


Fig. 4 sz. ábra

# DEMIRCI KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE

Geological map of the Demirci area

0 1 2 3 Km

A. Cakiroğlu nyomán

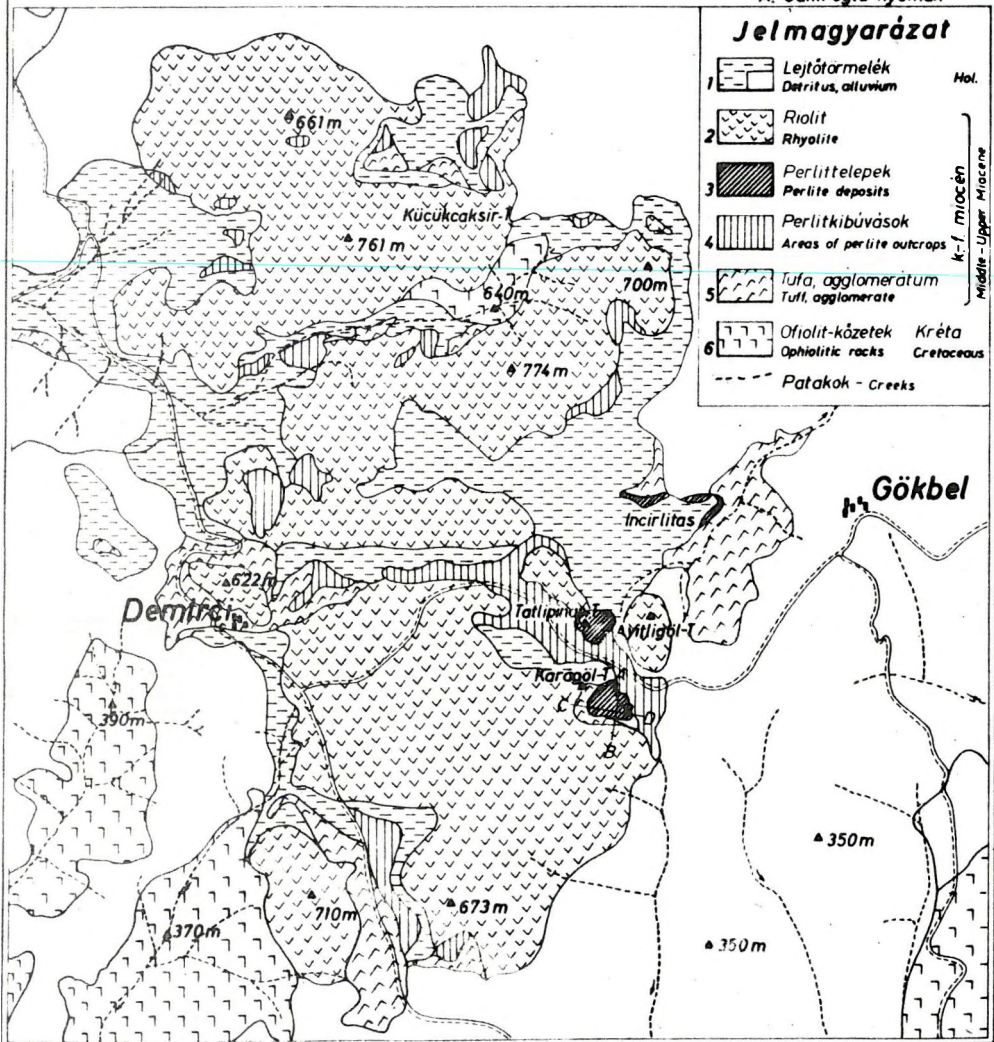


Fig. 5 sz. ábra

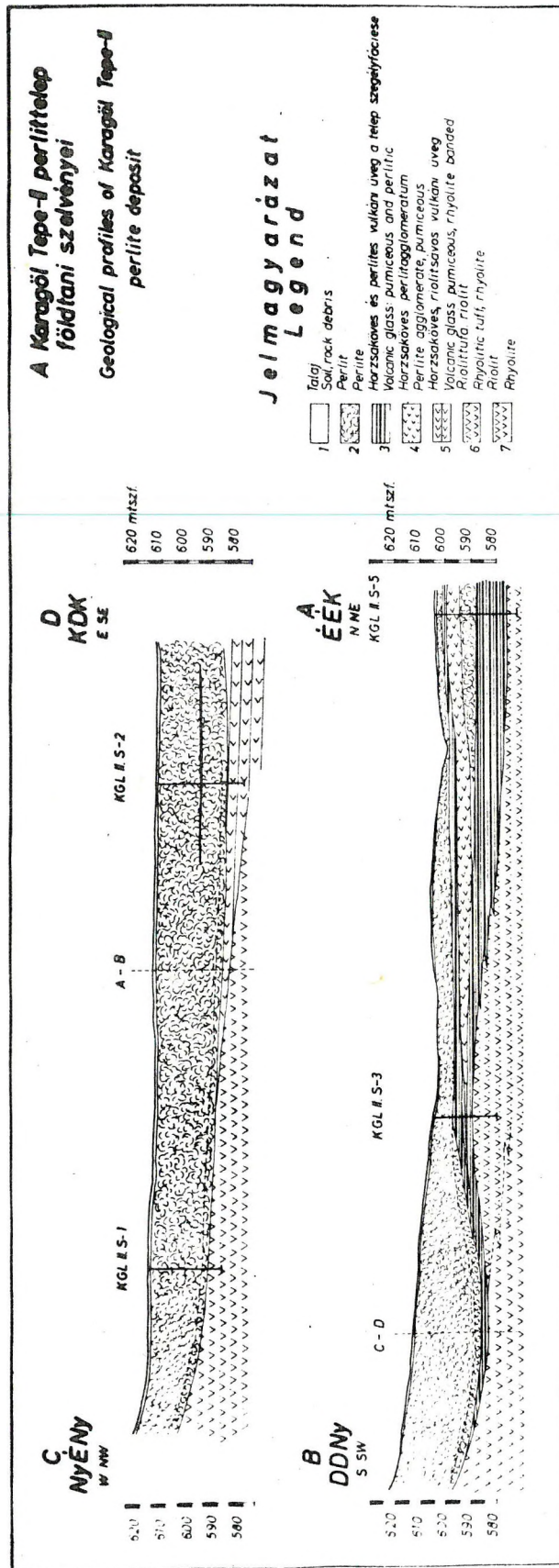


Fig. 6 sz. ábra

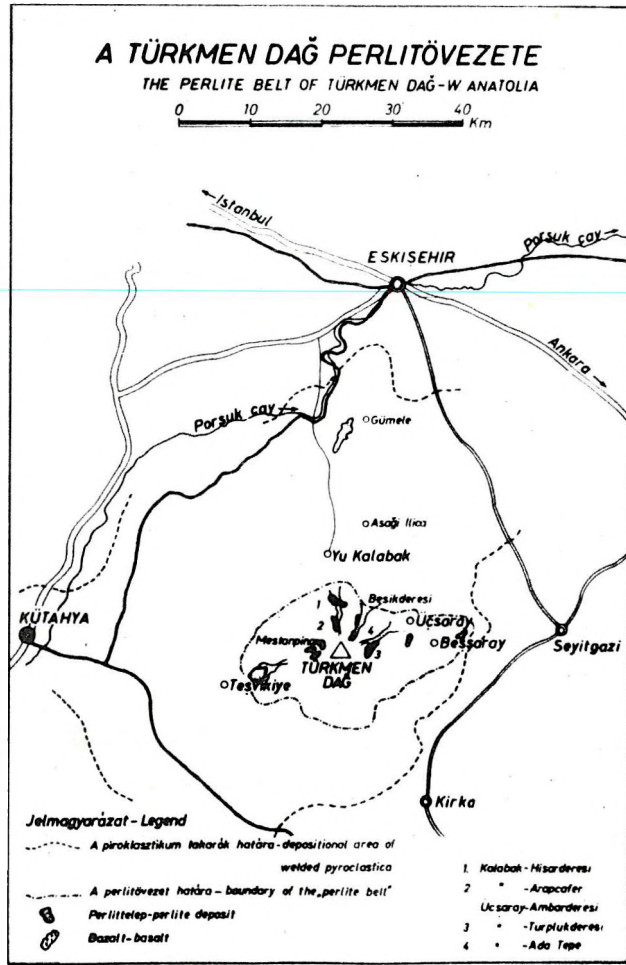
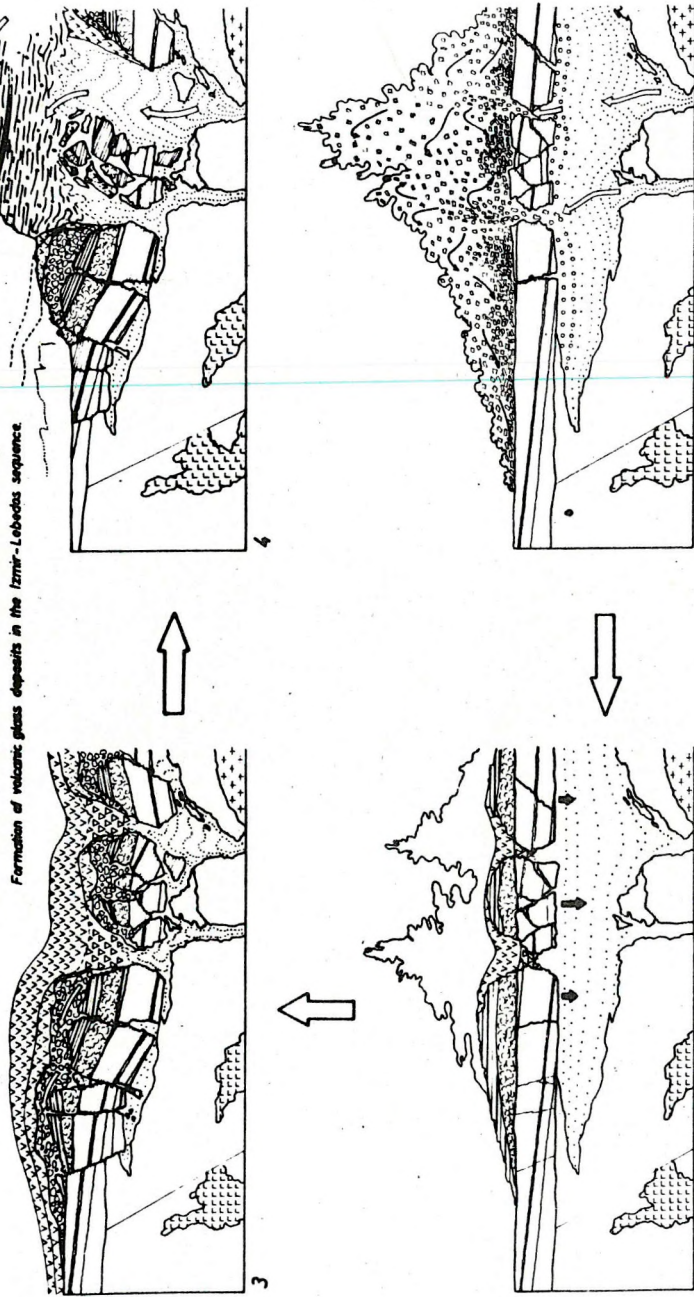


Fig. 7 sz. ábra



**A Cumaovası-i terület miocén rhyolitvulkanizmusának fejlődése**  
*At Izmir-Labadaş sorozat vulkáni öngyűjtésének kialakulása*  
**Evolution of the Miocene rhyolitic volcanism**  
*in the area of Cumaovası-W Turkey*  
 Formation of volcanic glass deposits in the Izmir-Labadaş sequence



VECSERNYÉS, GYÖRGY 1976

- Jelmagyarázat - Legend**
- 1 Jura - Precambrian - paleozoic
  - 2 Eocén - Eocène - Palaeocene
  - 3 Miocén - Miozén - Palaeocene
  - 4 Felső - Upper Cretaceous
  - 5 Miocén édesvízi üledékek
  - 6 Miocén tengeri üledékek
  - 7 A magma felgyűlésének irányja
  - 8 A magma felgyűlésének irányja
  - 9 A magma felgyűlésének irányja
  - 10 A magma felgyűlésének irányja
  - 11 A magma felgyűlésének irányja
  - 12 A magma felgyűlésének irányja
  - 13 A magma felgyűlésének irányja
  - 14 A magma felgyűlésének irányja
  - 15 A magma felgyűlésének irányja
  - 16 A magma felgyűlésének irányja
  - 17 A magma felgyűlésének irányja

Fig. 8 sz. ábra

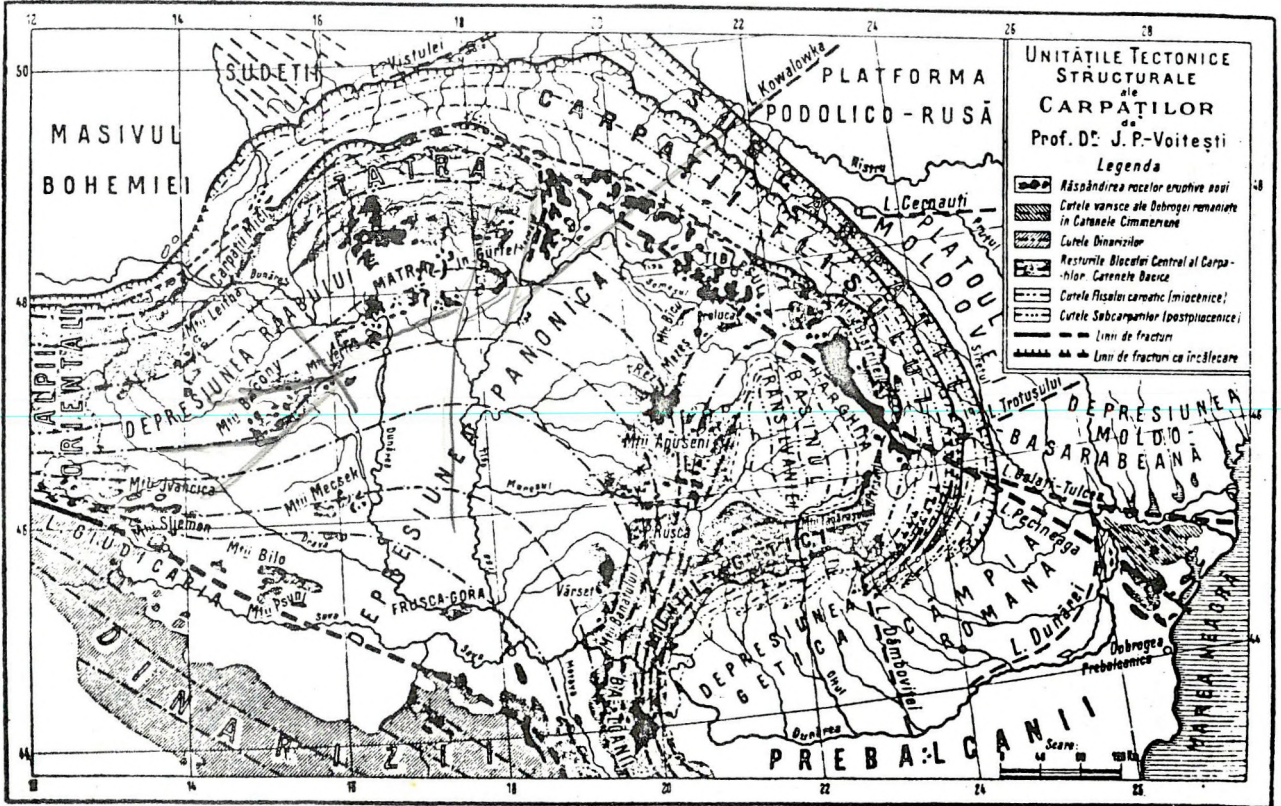


Fig. 5 - Les unités tectoniques structurales des Carpathes, par le Prof. Dr. J. P. Voitești

1. Extension des roches éruptives nouvelles (tertiaires); 2. Les plus varisques de la Dobrouja du Nord, remaniés dans la Chaîne Cimézienne; 3. Les Dinarides-Alpes dinariques (crétacées-tertiaires); 4. Les restes de Bloc central des Carpathes. Les Chaînes Dacliques (crétacées-tertiaires); 5. Les pils de Flysch carpathiques (miocènes); 6. Les pils de Subcarpathes (tertiaires); 7. Lignes de fractures; 8. Lignes de fractures avec chevauchement.

5. ábra. A Kárpátok szerkezeti egységei  
Prof. Dr. VOITESTI, I.P. szerint

- 1 fiatal kitörési kőzetek elterjedése /harmadidőszak/
- 2 varisztikus redők északi Dobrudzsában, újjáéledés a Kimmériai-láncokban
- 3 Dinaridák / kréta-harmadidőszak/
- 4 a Kárpátok központi tömegének maradványai, Erdélyi-láncok / kréta-harmadidőszak/
- 5 kárpáti flis redők /miocén/
- 6 a Szubkarpátok redői /posztpliocén/
- 7 szerkezeti vonalak
- 8 szerkezeti vonalak áttolódásokkal

A NYUGATI KÁRPÁTOK ÉS A LEMEZTEKTONIKA

Rozložník, Ladislav

/Katedra geologie a mineralogie, Vysoká škola  
technická, Košice, CSSR/

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak:

Tectonique, point-de-vue-tectonique, tectogénèse,  
tectonique-de-plaque, entrainement-en-profondeur, nappe,  
epoque-metallogénique, secondaire, tertiaire, Slovaquie,  
Carpates-du-Ouest.

A lemeztektonika alapvető tételéből kiindulva, elsősorban arra a kérdésre kell választ keresnünk: létezik-e a Nyugati Kárpátokban valamiféle óceáni kéregfoszlány?

Az Alpokban DIETRICH V. és mások /1974, 1976/ szerint az alsójurában Paleoeurópa egy euráziai és egy adriatikumi lemezre vált szét. Ezek egymástól való távolodásával erőteljes bámsosodás kíséretében mind szélesebb óceáni kéreg jött létre, amelyet a Penninikum piemonti összlete képvisel. Szélessége az alsókrétában volt a legnagyobb. Ettől kezdve közeledik a két kontinentális lemez és megindul a Penninikum elnyelődése, metamorfizálódása és felgyűrődése. A kolliziós folyamat lényegében az oligocénben fejeződik be.

A Nyugati Kárpátokban eddig nem ismeretes a Penninikumnak megfelelő ofiolitos összlet. A svájci és osztrák /pl. TOLLMANN A./,

+ Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1977. május 25-i ülésén.

Kézirat beérkezett: 1978. február 28-án.

valamint a csehszlovák geológusok is /pl. ANDRUSOV D./ hangsúlyozzák, hogy a Penninikum a Nyugati Kárpátok felé kiékel, nem folytatódik. Azonban a Gömöridákban jól ismertek a bázisos magmatevékenység nyomai /diabáz, gabbró, diorit, szerpentinit, glaukofanit stb. kőzetek/. Ezek egyrészt triász-, másrészt ismeretlen, talán jura-felsőkréta korúak. Az ofiolitok másik előfordulási helye a szirtöv, ahol változatos, jura-felsőkréta kora bázisos és ultrabázisos kőzetek találhatóak /limburgit, piroxenit, glaukofanit stb/. Közülük egyesek csak exotikus rögök formájában, az upohlavi szenon konglomerátumból ismertek.

A két említett, ofiolitos kőzetekben aránylag gazdag öv jelezhetne esetleg óceánivá válást, kéregvékonyodást, a mélyárok közelségét, "mélange"-ot. Azonban nagyon távol vannak a Penninikum széles, kifejezett övétől.

Nagy nehézséget okoz az ofiolitok szerkezeti értelmezése is. A Gömöridákban nagy területen találhatóak, a Bükk déli részétől egészen a Hnilec völgyéig. Sok helyen nagyarányú vonszolódás jeleit viselik magukon, ezért nem igen lehetnek autochtonok. Igy szerintem illuzórikus minden próbálkozás ezeket a bázisos-ultrabázisos kőzettesteket valamilyen vonalhoz, pl. a Lubenik-margecani, Rozsnyói stb. vonalhoz kötni.

Persze föl lehet vetni, hogy volt ilyen Pennini típusú pászta, de eltűnt a szubdukció következtében; az ároköv behegedt és takarók, vagy fiatalabb üledékek borítják. Az már más kérdés, hogy ez egyáltalán érvnek tekinthető-e. Ilyen övet szerintem csak talán a Balaton-vonal környékén lehet feltételezni, amely esetleg a Periadriatikus lineamentum folytatása lehet.

Felmerülhet, hogy a SZEPESHÁZY K. által jelzett, a Mecsek-hegység és Beregszász /Beregovo/ közötti jura-alsókréta korú bázisos öv nem ennek a nagy "sebhely"-nek a jele-e? Ha el is fogadnánk ezt a feltevést, akkor is felvetődik egy másik kérdés. Hová tartozik a szirtövi ofiolit-zóna? Ez már a következő kér-

déscsoportozáshoz tartozik, a redukciós és szubdukciós övek problémáját érinti.

A Nyugati Kárpátok szerkezetére nincs egységes nézet. Különösen nagy vita folyik a takarók gyökerterületei körül, Egyben azonban van egyetértés, hogy ti. a Nyugati Kárpátok szerkezete hatalmas kompresszió eredménye. A kristályos alaphegységben nincs olyan feltárás, ahol a nagy térszűkülés megnyilvánulásait ne lehetne észlelni. A kristályos alaphegységet mind a Gömöridákban, a Veporidákban, mind pedig a Tatridákban számtalan, sokszor mm-sűrűségi nyirási-csúszási lap hatja át /harántpallásság, diaftoritos milonitosodás/. Már ezek a mikrotektonikai elemek önmagukban az eredeti tér legalább egyharmadára való szűkülését eredményezték, nem beszélve a rengeteg áttolódási síkról, a takarókról, amelyek az eredeti térséget az előbbiekkal együtt legalább egyötödére, helyenként egytizedére szűkítették.

A problémák a nagy redukciós vonalak, térszűkítő övek körül merülnek fel. Ezekben az övekben szokás a takarók gyökereit keresni. Ilyen pl. a Szirtöv, a Certoviciai vonal, a Murányi, a Lubenik-margeceni vonal és legújabban az úgynevezett Rozsnyói-vonal. Ezeket lehet kisebb elnyelési öveknek /ARGAND szellemében/ tekinteni, de nem lehet itt szó szorosabb értelemben vett szubdukciós övekről.

Miért nem?

Eltekintve attól a tényről, hogy hiányzik valamiféle meggyőző maradványa az óceáni kéregnek, ezek a vonulatok geofizikailag nem jelentenek valami figyelemreméltót. Mi több, a Szirtövet andezit-testek kísérik /?!/, a többi említett vonalat pedig neovulkanitok keresztezik. Az úgynevezett Rozsnyói-vonal mindössze 70 km hosszú; hogyan hatolhatna hát a kéreg alá? A többiek is aránylag rövidek. Ezek nem lehetnek szubdukciós övek. A takarók nagyrésze egyébként a Nyugati Kárpátok területén gyökérnélkülinek látszik.

Nagyon érdekes kérdéseket vet föl az alpi metamorfózis vizsgálata a lemeztektonika szempontjából.

A szubdukciós folyamatokat MIYASHIRO A., ERNST W.G. és mások szerint nagynyomású metamorfózis-övek követik /un. "high pressure metamorphic belts"/. Ezek kísérői a kékpálák /"blue schists"/, pl. a glaukofánpálák. Van olyan eset is, hogy a kékpalaöv után, távolabb a mélyároktól, egy kisebb nyomású, de magas hőmérsékletű metamorf öv keletkezik. Ebben az esetben MIYASHIRO A. szerint un. páros metamorf-övekről van szó /"paired metamorphic belts"/.

A Nyugati Kárpátokban az alpi példa szerint /FREY M. és társai, 1974/ szerint mindkét metamorf övvel lehetne számolni. A nagynyomású övet a Meliata-sorozat és a Szirtöv képviselhetné. A Meliata-sorozat glaukofanitjait már ROZLOZSNIK P. részletesen tárgyalta, 1935. évi monográfiájában. A szirtövi glaukofanitokat MIŠIK M. /1976/ írta le, mégpedig a Szirtövet kísérő konglomerátumok anyagából /albai-cenomán ~~utón~~/.

Ha a szirtövi előfordulásoktól eltekintünk, akkor azt lehet megállapítani, hogy a nagynyomású alpi metamorfózis északról dél felé erősödik; legnagyobb intenzitását a Gömöridákban éri el. Hasonló a helyzet az Alpokban is, ahol a nagynyomású metamorfózis a Periadriatikus lineamentumnál éri el a csúcspontját eklogitok formájában. Ezt az É-D-i irányt tartja ERNST W.G. a szubdukció irányának az Alpokban. Eszerint tehát a Gömöridák a Nyugati Kárpátokban az árokhoz legközelebbi részt képviselnék /a Balaton-vonal felé/.

Sajnos azonban, a kérdés mégsem ilyen egyszerű. A nagynyomású metamorfózis mellett a Nyugati Kárpátokban van egy kisnyomású, magashőmérsékletű metamorfózis is, zöldkő-fácies formájában. Ennek a kulminációját a gömöri gránit képviselné. Ez a két metamorf öv nem egymás mellett található, mint másutt, hanem egymás fölött. Nem kell különösen hangsúlyozni, hogy ez a két öv nem keletkezhetett egy időben közös helyen. Kelet-

kezhettek ugyan egyidőben /mondjuk a felsőkrétában/, de akkor egymástól távol, és csak később kerültek közel egymáshoz. Például keletkezettek a mélyárok környékén, onnan kivonszolva mint mélange, takaró alakjában kerültek a mai helyükre, magas hőmérsékletű alapra. Vagy ha közös helyen keletkeztek, akkor a nagynyomású metamorfózis egy kb. 15 km vastag takaró áttolódási nyomásának a terméke és a takarómozgások után az autochton aljzat fokozatosan felemelkedett /itt hőintruzió is szerepet játszhatott/. Az említett esetben legalább 25-30 millió év korkülönbségnek kell lennie a két metamorfózis típusu öv között. OXBURGH E-R. - RURCOTTE L.D. /1974/ szerint ui. ennyi idő szükséges az autochton aljzat felmelegedéséhez a vastag takaró alatt. Ezen egymást eltakaró páros metamorf övek keletkezése az Alpokban is vita tárgya, és akárcsak a Nyugati Kárpátokban, eddig nincs egyértelműen értelmezve. A nagynyomású és magashőmérsékletű páros metamorf övek tér-időben való keletkezési módjának a tisztázása alapvető kérdés.

Folyamatban van egy széleskörű kőzettani kutatás az alpi metamorfózis megnyilvánulásának vizsgálatára mind az alaphegységekben, mind a takarókban. E vizsgálatok sokatígérőek, mert új fényt vethetnek a nagyszerkezetek fejlődési módjára is. Ezzel kapcsolatosan nagyon fontos a Meliata-sorozat tisztázása, idő- és térbeli meghatározása. A Nyugati Kárpátok sok hasonlóságot mutatnak az Alpokhoz, de eddig nem sikerült bizonyítani a 26-42 millió év közötti intenzív metamorfózist, amely az Alpokban ismeretes.

A lemeztektonika Nyugati Kárpátokra való alkalmazásának egyik alapvető kérdése, és gyakorlati szempontból is igen fontos oldala a magmatizmus és a metallogenezis.

Ha végigtekintünk az Alpidák magmatizmusán és metallogenezisén, egyetlen más területen sem találkozunk négy, esetleg öt jellegzetes, magmatektonikailag különálló érc képződéssel, csakis a Nyugati Kárpátokban.

Az első, az ún. paleoalpi ~~ércezdési~~ szakasz az iniciális ofiolitokhoz kapcsolódik /triász-felsőkréta/.

A második a mezoalpi ércesedés, amely csaknem szinorogén jellegű, és savanyú szialikus magmához van kötve.

A harmadik szintén mezoalpi, de már későorogén jellegű és intermedier magmával kapcsolatos.

A negyedik a jólismert neoalpi, szubszekvens jellegű, intermedier és savanyú magmához kapcsolódó ércesedés.

Az első, a paleoalpi szakasz tehát az ún. iniciális-ofiolitos összetétellel kapcsolatos. Ilyen pl. a Bükki titanomagnetites ércesedés, vagy a Tiba-i krómitérc-előfordulások. A Meliata-sorozatban előforduló több ismert hematit telepet talán az ottani diabáz- és diorit-előfordulásokkal lehetne genetikai kapcsolatba hozni, akár csak egyes Pb-Zn-érctelepeket /pl. Ardovo/. Az utóbbi típus különösen nagyon hasonlít a Keleti Mészköalpok érctelepeihez.

A Szirtövben a jura mangánérctelepek kivételével nincs olyan ércelőfordulás, amit genetikai kapcsolatba lehetne hozni a bázisos magmatit-előfordulásokkal.

A Gömöridák Cr-Ti-Fe-ércesedése, az besztelőfordulásai a Nyugati Kárpátok és az Alpok összefüggése, az óceanizáció, a mélyárok esetleges közelsége mellett szól.

A második magmás ércesedési szakasz az a mezoalpi, csaknem szinorogén jellegű ércesedés, amelyet sziderit-formációnak szoktunk nevezni. Ez nagyon elterjedt és intenzív főleg a Szepes-gömöri Ércheységben, de megvan a Veporban és az Alacsony-Tátra vidékén is. Tágabb értelemben a sziderit-formációhoz tartozik a kálidus-turmalinos gömöri gránit és a hozzá kötött greizenes Sn-W-Mo-/U/ ércesedés, aztán az ún. alpi telér-típusú ércesedés, a magnezit-talk paragenezis telepei, a szin-



derit-barit paragenezis, az ún. rejuvenációs kvarc-szulfidos paragenezis és végül a kvarc-antimon-arany paragenezis. A turmalinos gömöri gránit és a hozzá közvetlenül kapcsolódó Sn-W-Mo-ércesedés lemeztektonikai szempontból a szubdukciós övtől való nagy távolságra és egy vastag kontinentális kéreg részleges megolvadására utal. A sziderit-formáció többi paragenezise gazdag magnéziumban, vasban, rézben és aránylag Cr, Co, Ni-ben is. Ezek leginkább egy hibrid-magma termékei lehetnek, amelyet bázisos magmás hatás ért. Ezért PETRASCHEK W.E. /1974/ az osztrák Alpok sziderit-magnezit telepeinek forrását esetleg a Penninikum elnyelt, megolvadt bázisos anyagában keresi. A gömöri gránit 98 millió éves, tehát közvetlenül a fő orogén fázis után nyomult fel. Mivel a gömöri gránitot már sziderit-, kvarc-szulfidos és kvarc-antimonit telérek hatják át, tehát a sziderit-formáció lényegében a gömöri gránitnál fiatalabb. Az ércesedés felső korhatárát pontosan nem ismerjük, de az eocénnél idősebb, mivel a szepesi eocén alapkonglomerátumában már találhatóak ércrögök.

A gömöri gránitnak eddig nincs ismert megfelelője az Alpidák más területein. A sziderit-formáció megvan erőteljes kifejlődésben az Osztrák Alpokban. Ezért PETRASCHEK W.E. ezt a két területet metallogéniai szempontból egynek tekinti és Nyugat-kárpáti-Alpi Ércprovinciának nevezte el.

Véleményem szerint a nyugatkárpáti-alpi ércprovinciához, tehát a mi sziderit-formációinkhoz tartoznak Rudabánya és a hozzá hasonló, magyar területeken levő sziderites ércelőfordulások is. PANTÓ G. - KOCH S. /1970/ Rudabányát kremikovci típusú, vagyis larámi-pireneusi ércesedés termékének tekintették. Ezzel egy nagyon fontos közös problémához jutottunk, amely lemeztektonikai szempontból is érdekes. Mi a sziderit-formációt felsőkréta korú, leginkább a mediterráni fázis utáni ércképződés termékének tartjuk. Itt nem a kormeghatározás problémájáról van szó. Szerintem az ércesedés kora sem a Gömör-Szepesi Érc hegységben, sem Rudabányán, sem Kremikovcin nincs egészen pontosan meghatározva. Lehet, hogy felsőkréta, lehet, hogy paleocén korú.

Inkább arról van szó, hogy a kremikovci telep a banatit-övbe esik, annak szerves része. A banatit-öv /PETRASCHEK W.E. szerint a keletmediterrán ércöv --"Ostmediterraneische Erzgürtel" -- az Alpidák legnagyobb, 5000 km hosszú öve. Nincs még egy ilyen éles, kifejezett, sajátos és jelentékeny magmás-érces egysége az Alpidáknak. Ez a nyugatpacifikus rézmolibdénés Kordillera-övvel vetélkedik. Erdélyben a Körösnél kezdődik, áthalad az Erdélyi Középhegységen /Munti. Apuseni/, a Bánáton, a Timok-zónán, a Srednogora-zónán, Anatólia és a Kiskaukázus zónján, és onnan Iránon keresztül Pakisztánig követhető. Az Alpidák legfontosabb, leggazdagabb érctelepei ehhez az övhöz tartoznak. Főleg porfiros és szkarnos réz-molibdén telepek jellemzik. Az ércesedés vegyes vulkáni-plutoni formációhoz kapcsolódik amelyek "graben" kifejlődésűek és az Alpidák érettebb kéregfejlődési korszakában keletkeztek. SAWKINS /1972/ szerint ezek, akár csak az Andokban, tipikus szubdukciós folyamat termékei.

Sem a gömöri gránit, sem a sziderit-formáció nem jellegzetes ebben az övben /habár a sziderit, mint azt Kremikovci példája mutatja, imitt-amott megvan benne/. A sziderit-formáció kevésbé érett kéregfejlődési folyamathoz kapcsolódik és szerkezetileg a Kárpátok, valamint az Alpok fő szerkezeti irányát követi. Ezzel szemben a banatit-formáció nem követi a Kárpátok fő szerkezeti csapásirányát, hanem felveszi a Vardar-öv csapását, keresztezve az idősebb alpi szerkezet irányát az Erdélyi Középhegységben.

A gömöri gránit kőzettanilag sem egyezik meg a banatitok nagyon tarka asszociációjával. Viszont ha a gömöri gránit és a sziderit-formáció nem banatit-jellegű, lehet-e a Nyugati Kárpátok területén banatitokról szó?

Egészán dacit-vulkánosság nyomai Banská Štiavnica /Selmezbánya/ környékén igazoltak /ROZLOŽNIK L. - SAWKINS O. - JACKO S., 1973/. A hodrusi intruzív összeteteket már régebben banatit-típusúnak tekintettük /ROZLOŽNIK L. - ŠALÁT J. 1963/. A

hodrusi összletet kőzettanilag, kőzetkémiaailag és ércteleptanilag is /szkarnos porfiros rézércesedés/ a banatitokkal hasonlítottuk össze, azok közé tartozónak tartottuk. A hodrusi intruzív összlet főleg granodioritból, dioritból, aplitos gránitból és aplitból áll; erős kontakt-öv kíséri. A hodrusi granodiorit izotópos kora /BAGDASARJAN és tsai 1970/ szerint ugyan neogén /20-10 millió év/, azonban ezt a kort könnyen torzithatja a fiatalabb, kétségtelenül neogén korú, számos dacit és más szubvulkáni telér, amelyek ezt az összletet tömegesen harántolják.

A banatitok másik megnyilvánulását a Nyugati Kárpátokban Recsknél lehetne keresni. A recski érctelep kora és jellege banatit vonatkozást mutat. Nagyon fontos az a kérdés, hogy Recsk valóban a banatit-formáció megjelenése-e, vagy pedig ezt a telepet a neogén vulkánosság előfutárjának kell tekinteni.

Szerintem, ha a recski érctelep a banatit-formációhoz tartozik, akkor nem lehet szó szigetszerű előfordulásról. Ebben az esetben Recsknek, mint egy elsőrangú szerkezet tagjának, kapcsolatban kell lennie az erdélyi banatit-lineamentummal is.

A banatit-vonal nagyjelentőségű a neogén vulkáni iv lemeztektonikai értelmezése szempontjából is.

A neogén vulkáni ivet és a vele járó polimetallikus Au-Ag-Pb-Zn-Cu-Sb-Hg stb. ércesedést már STILLE H. /1953/ a Kárpátok alá az előtérből dél felé alácsúszó, benyelt tömegek beolvadási termékének tarotta. Hasonló elképzelést találunk SLÁVIK J. /1973/, SÂNDULESCU M. - RÂDULESCU D.P. /1973/ stb. modeljeiben is. Ezeknek a modelleknek gyenge oldalaira többen rámutattak, így LEXA J. és KONEGNY V. /1974/ is. A STILLE H. féle model helyére a magyar szerzők nagymedence-modelje lépett. Az "ensialic interarea spreading" modelje sokkal elfogadhatóbb, különösen, ha ezt csak a Kárpátmedence tükrében vizsgáljuk és a földtörténet neogén előtti fejlődését nem vesszük tekintetbe. Azonban a Kárpátmedencét nem lehet a szomszédos területek-

től elkülöníteni, hiszen itt sok közös pont van. A Kárpát-medencét a Balkánnal egy nagyon jelentős kapocs köti össze, az említett banatitvonulat. Ez az 5000 km hosszú elsőrangú vonulat, amely a Kárpát-medencében kezdődik, eleve kizárja azt a lehetőséget, hogy a nagymedence modeljét neogén előtti időkre is lehessen alkalmazni.

A Kárpátok szerkezetében nagyjelentőségűnek látszanak az ivék. A fő Kárpát-iv kis sugara miatt nem tekinthető elsődleges ivnek, csak másodlagos, a kontinentális kérgen kialakult ivnek /WILSON szerint/. A fő iv kompressziós jellegű. A banatitok ive viszont ellentétes irányú és tágulási ivnek tekinthető. Ugyanez a helyzet a neovulkáni ivvel. Ez is "reverz", tágulási iv a fő ivvel szemben és nem tartja tiszteletben a "blokkok" határait, hanem a Nyugati Kárpátok felgyürt-konzolidált "szívébe" hatol, akárcsak a banatit-iv az Erdélyi Középhegységben.

Összefoglalásul talán a következőt lehetne leszögezni.

1/ A Nyugati Kárpátokban eddig nem ismerünk olyan összetetet, amelyet óceáni kéreg maradványának lehetne tekinteni. Bizonyos bázisosodás jelei ismeretesek a Gömöridákban és a Szirtöv mentén. Ezeket szerkezeti szempontból eddig nem sikerült egyértelműen értékelni.

2/ Jelenlegi tudásunk szerint nem tudunk egyértelműen megjelölni olyan övet, amely a szó szorosabb értelmében vett szubdukciós övnek felelne meg.

3/ Közös helyen megjelenő páros /nagy nyomású és nagy hőmérsékletű/ metamorf övek keletkezése, hasonlóan az Alpokhoz, még nem tisztázott. A részletesebb vizsgálatok vethetnek fényt nemcsak az alpi metamorfózis keletkezési módjára, hanem talán a Kárpátok nagyszerkezeti fejlődésére is.

4/ Magma- és metallo-genetikai szempontból a Nyugati Kárpátok az Alpidák keretében különleges fejlődést és helyzetet

mutatnak. A Nyugati Kárpátok a felsőkrétáig az Alpokhoz hasonló fejlődésűek; az összekötő kapocs a sziderit-formáció. A felsőkrétában nagy fordulat észlelhető és a Nyugati Kárpátok fejlődési módjukkal inkább a Keleti- és Déli Kárpátokhoz, valamint a balkáni területekhez hajlanak. Az összekötő kapocs a banatit-vonulat, valamint a neoalpi vulkánosság és ércesedés. Ilyen szempontból a Nyugati Kárpátok átmeneti területe képeznek az Alpok és a Kelet-Kárpáti - Balkáni egységek között.

A tapasztalat szerint az olyan fejlődési modellek, amelyek nem veszik tekintetbe a Kárpátok különleges sajátosságait, amelyek nem alapszanak a jellegzetes fejlődési viszonyok mély ismeretén, nem fogják a kérdést megoldani.

A lemeztektonika a Nyugati Kárpátokban sok új kérdést vetett föl. A megoldatlan kérdések legtöbbször a Nyugati Kárpátok és a Pannon medence közötti határt érinti. Nagyon időszerű a Penninikum keleti folytatásának problémája, a Pannon medence mélyén a Darnó-vonal szerepének részletesebb tisztázása és a Meliata-sorozat téridőbeli meghatározása.

Ezért talán sohasem volt olyan szükséges az együttműködés, mint jelenleg.

IRODALOM -- REFERENCES

1. ANDRUSOV D. 1968.  
Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. - SAV.  
Bratislava
2. BAGDASARJAN G.P. - KONEČNÝ V. - VASS D. 1970.  
Príspevok absolútných vekov k vyvojovej schéme neogen-  
ného vulkanizmu stredného Slovenska. - Geol. práce,  
Správy 51, 47-69. Bratislava
3. DIETRICH V. - VUAGNAT M. - BERTRAND J. 1974.  
Alpine Metamorphism of Mafic Rocks. - Schw.Min.Petr.  
Mitt. 54, 2/3. Zürich
4. DIETRICH V.J. - FRANZ U. 1966.  
Alpinische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein platten-  
tektonisches Modell. - Geol. Rdsch. 65/2, Stuttgart
5. ERNST W.G. 1973.  
Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps.-  
Geol.Soc.of.Am.Bull, 84/6.
6. FREY M. - HUNZIKER J.C. - FRANK W. - BOUQUET J. - DAL  
PIAZ G.V. - JAEGER E. - NIGGLI E. 1974.  
Alpine Metamorphism of the Alps. - Schw.Min-Petr.Mitt, 54.  
Zürich
7. LEXA J. - KONEČNÝ V. 1974.  
The Carpathian Volcanic Arcs: a Discussion. - Acta geol.  
Acad. Sc.hung. 18/3-4, Budapest
8. MISÍK M. 1976.  
Bradlové pásmo a globálna tektonika Zbornik ref.  
"Československá geológia a globálna tektonika", 28-36.  
Smolenice
9. MYASHIRO A. 1973.  
Metamorphism and metamorphic belts. - George Allen  
UNWINLTD. London
10. OXBURGH E.R. - TURCOTTE D.L. 1974.  
Thermal Gradients and Regional Metamorphism in Overt-  
hrust Terrains with Special Reference to the Eastern  
Alps. - Schw. Min.Petr.Mitt, 54/2-3 Zürich
11. PANTÓ G. - KOCH S. 1970.  
Alpidisch-postmagmatische Mineralisationen Ungarn, ihre  
genetischen und paragenetischen Merkmale - Acta geol.  
Acad.Sc.hung.14, Budapest

12. PETRASCHEK W.E. 1963.  
Die alpin-mediterrane Metallogenese. - Geol. Rdsch. 63,  
Stuttgart
13. PETRASCHEK W.E. 1974.  
Die alpin-mediterrane Metallogenese im Lichte des IV.  
Symposiums, Plattentektonik. - IAGOD Abstracts. Varna
14. RĂDULESCU D.P. - SĂNDULESCU M. 1973.  
The plate tectonics concept and geological structure of  
the Carpathians. - Tectonophysics 16, 155-161. Amsterdam
15. ROZLOZSNIK P. 1935.  
Die geologischen Verhältnisse Gegend von Dobsina. - Geol.  
hung. Ser. geol, 5. Budapest
16. ROZLOŽNÍK L. 1976.  
Postavenie alpínskej metalogenézy v Západných Karpatoch z  
hľadiska globálnej tektoniky. - Zborník ref. "Českoslo-  
venská geológia a globálna tektonika". Smolenice
17. ROZLOŽNÍK L. - ŠALÁT J. 1963.  
Stratigraficko - tektonická pozícia banatitov na Štiav-  
nickom ostrove. - Zbor ved. prác VST v Košiciach. Zv. 2.
18. ROZLOŽNÍK L. - SAMUEL O. - JACKŮ S. 1973.  
Prejavy eocenného vulkanizmu pri Banskej Štiavnici. -  
Geol.práce. Správy 61, Bratislava
19. ROZLOŽNÍK L. - ZÁBRANSKÝ F. 1961.  
O výskyte žilníkového - impregnačných zrudení medzi obcami  
Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. Mineralia slovaca. III.  
lo. Spišská Nová Ves
20. SLÁVIK J. 1973.  
Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu  
východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Európe. -  
Dokt. dissz. Bratislava
21. STEGENA L. - GÉCZY B. - HORVÁTH F. 1975.  
Late Cenezoic Evolution of the Pannonian Basin. - Tecto-  
nophysics. 26, 71-80.
22. STILLE H. 1953.  
Der geotektonische Werdegang der Karpathen. - Geol. Jhrb.  
Beihefte 8. Berlin
23. SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1967.  
Betrachtungen zur tiefstrukturellen und magmatektonischen  
Untersuchung des karpatischen Beckensystems. - MTA X. Oszt.  
Közl. 65, Budapest
24. TOLLMANN A. 1966.  
Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und  
Westkarpaten - Geotekton. Forsch. 21, Stuttgart

## WEST CARPATHIANS AND PLATE TECTONICS

By  
L. Rozložník  
/Košice, Czechoslovakia/

### ABSTRACT

The paper deals with the problems of the geological development of the West Carpathians in the light of plate tectonics. The existence of oceanic crust, of zones of intensive structural shortening and some problems of metamorphism, magmatism and metallogeny in the light of the new global tectonics are discussed.

The results of the analysis suggest that no unit is known in the West Carpathians which could be unambiguously said to be a relict of the oceanic crust, though some signs of basification could be recognized in the Gemerides and in the Klippen Belt. Similarly, no zone equivalent to a subduction zone has been found in this region. Though -- as in the Alps -- "paired metamorphic belts" are known /a high temperature and a high pressure one/, still the origin of the high pressure metamorphism and the manner of its superposition upon the complexes showing high temperature metamorphism is far from being fully known. Though there are many signs of analogy between the development of the Alps and that of the West Carpathians, the metamorphism which occurred 26-42 million years ago and which dominates in the Alps has not been established in the West Carpathians. Up to the Late Cretaceous, the magmatic and metallogenic development of the West Carpathians show many similarities with the Eastern Alps /e.g. the



existence in both regions of the Siderite Formation/. On the contrary, during the Tertiary analogous development occurred rather in the Eastern and Southern parts of the Carpathians and Balcanides /Banatite belt, Neoalpine volcanism and mineralization/. The "great basin" model is acceptable for the Neogene period only. Plate tectonics gives rise to many questions regarding the development of the West Carpathians. The majority of them are connected with the contact between the West Carpathians and the so-called "Pannonian massif". The question of the boundary between them and of the prolongation of the Penninicum towards the East is still unsolved. It would be also important to elucidate the exact role of the Darnó Lineament and to define the Meliata Series.

Manuscript received: 28 February 1978

Address of the Author:

Prof. Ing.

Ladislav Rozložník Dr. Sc.

Katedra geológie a mineralógie

SvF VŠT

Č S S R

04384 KOŠICE

Park Komenského 19



A VARISZTIKUS ÉSZAKI TÖRZS ÉS A BÜKKI TENGERI  
FELSŐKARBON, PERM ÉS TRIÁSZ

Szalai Tibor<sup>\*</sup>

"Minden dolognak oly  
sok színe van" -  
/Madách/

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Tectogenèse,  
tectonique-historique, orogénie-hercynienne, stratigraphie,  
carbonifère, permien, trias; Collines-Nord-Est-Hongrie,  
Slovaquie, Depression-Pannonien, Bosnie-Herzegovine.--- 5 ill.

BEVEZETÉS

Célom annak kimutatása, hogy a bükki felsőkarbon a Variszci-  
dák külső zónáját képező karbon előmélység tagja. Az eddigi  
irodalom sok esetben a bükki új-paleozoikumnak a Dinaridák-  
kal, a Déli-Alpokkal való kapcsolatára utal. Ez a vélemény  
a triászra állhat, de a paleozoikumra nem. A triászt dél fe-  
lől ható tektonizmus juttathatta mai helyére. A felsőkarbon  
a varisztikus északi törzs tagja, mely a podoliai hatóerők kör-  
zetében dél felé mozgott.

Az utóbb mondottakkal szemben áll ROZLOZSNIK, P. BALOGH K.,  
KOZUR, H., MOCK, R. et MOSTLER H. felfogása

ROZLOZSNIK, P. /13/ szerint a Bükk harmadidőszak előtti  
rétegsorozata teljesen eltér mind a Vepor, mind a Szepességi-

<sup>\*</sup>Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani  
Szakosztályának 1977. okt. 26-i ülésén:

A kézirat beérkezett: 1978. február 22-én.

-takaró rétegsorozatótól, úgy hogy benne új tektonikai és fácies-egységet, valószínűleg a délalpesi fácies folytatását kell sejtünk.

A Bükk-hegység újpaleozoikumára -- írja BALOGH K. -- szorosan kapcsolódik a Dinaridákhoz. Joggal feltételezhetjük e területnek a bükki üledékgyűjtővel való közvetlen kapcsolatát, amit az eddigi adatok a Balaton csapásától délkeletre valószínűsítenek.

Tengeri felsőkarbon tagokat csak a Gömöridákból, a Bükkből, illetve a Balatontól délkeletre mélyített Karád l.sz. furással állapítottak meg biztosan. Ez utóbbi előt -- írja BALOGH K. -- a Bükk hegység urali mészkövétől; Fusulinidái szerint annál fiatalabb.

KOZUR, H. MOCK, P. et MOSTLER H. tanulmánya szerint a Gömöridák karbonja nem hasonlítható össze az északi grauwacke zónával /varisztikus északi törzs/, hanem a Déli-Alpok bizonyos kifejlődésével. E szerzők a Gömöridák és a Bükk felsőkarbonja közötti hasonlóságra utalnak, ami fontos és lényeges megfigyelés.

Tengeri vizéit csak a Dunántúli-középhegységből ismerünk.

Eltekintve a felsőkarbonnak már jelzett és még néhány erdélyi előfordulásától, az összes többi Kárpátokon belüli előfordulás jellegzetesen szárazulati, folyóvízi, mocsári vagy tavi ülepedésű.

A perm képződmények a kárpáti térségben általában szárazföldi kifejlődésűek. A bükki és a Bugyi-környéki előfordulás kivétel. A tengeri perm megjelenése elszigetelt jelenség, mert az ország többi részén ugyanekkor kétségtelenül szárazföld volt, illetve szárazulati lagunás képződmény /VADÁSZ E./.

A délnyugati és az északkeleti országrészek közötti lényeg-

bevágó földtani kifejlődési különbség első ízben a paleozoikum végén ütközik ki.

## A BÜKKI FELŐKARBONNAK A VARISZTIKUS ÉSZAKI TÖRZSBEN VALÓ HELYZETÉRE UTALÓ MEGÁLLAPÍTÁSOK

ARGYRIADIS I. /1. sz. ábra/ helyesen állapítja meg, hogy a paleozoikum végén az európai oldalon egy tengerbarázda halad a herciniai relief déli része felé. Ez a permi herciniai terület. Ezt követi nagyjából egy állandó, az alsópaleozoikum óta pozitív tendenciákat mutató terület, amely a herciniai időben nem gyűrődött, és amelyet "haut-fond intermédiaire" névvel illetnek. E terület másik oldalán újra tenger következik: nagy, gyakran süllyedő, ez az arab-afrikai szegélyterület. E terület átmegey a kontinentális Afrikába, amely a Gondwana része.

KRAUSSE H.F., PILGER A. /2.sz. ábra/ felsőkarbon vonulata a kárpáti teret nem éri el, jóllehet az utóbbi szerzők felsőkarbon vonulatát meghosszabbítva a bükki felsőkarbonhoz érkezünk.

ANDRUSOV D. /3.sz. ábra/ írja, hogy a Variszcidák külső zónáját, tehát a herciniai orogén északi szárnyát a karbon előmélység alakítja ki. Ez megfelel SITLLE H. szubvarisztikus zónájának. Ez nemcsak nyugaton, hanem a felső-sziléziai kőszénmedencében is megjelenik, és a Kárpátok alá süllyed, ahol fúrások elérték, és megtalálható hasonlóképpen a kárpáti flisben a karbon tömbökben. A prekambriumi moldanubiai és moravai zónák a Moravai-ívet alkotják, és délkeletre a Kárpátok alá süllyednek.

KOSSMAT F. /4.sz. ábra/ grauwacke vonulata /Európa limnikus szénvonulata, a szubvarisztikus zóna/ diszkordánsan fekszik.

a legidősebb kőzeteken. Általában csak a vesztfáliai szakasz felső részét és a stefáni emelet fő tömegét foglalja magában. E megállapítás pontosan illik a bükki új-paleozoikumra.

A KOSSMAT F. megjelölte vonulat azonos az ARGYRIADIS I. ábráján jelölt herciniai vonulattal. E vonulat tagjai között ARGYRIADIS a Bükköt is megemlíti. E vonulatot KOSSMAT felsőkarbonnak, ARGYRIADIS perm--hercinikumnak nevezi.

E vonulatot RAKUSZ Gy., a fenti szerzőket megelőzve megjelölte. A különbség fenti szerzők és RAKUSZ között, hogy az utóbbi e kapcsolatot a Donyectől nyugatra az Alpokig és a Bükkötől délre levő terület egészére kiterjesztette.

A dobsinai, bükki karbon folytatását a Biharban látjuk.  
ROZLOZSNIK P. /1939/ szerint a dobsinai karbon bizonyos tekintetben hasonlít a biharihoz. Rézbánya, Pojána, Lepuş községek környékén, valamint a Moma déli oldalán Zimbró körül jelez felsőkarbont. Ugyanitt megvan a perm is. E kapcsolat lehetőségére utal KOSSMAT F. is. Ábráján az északi grauwacke zóna /szubvarisztikus zóna/ helyzete, mely Erdélyben kissé nyugatabbra helyezendő, egybevág ROZLOZSNIK idézett véleményével. Lehetséges, hogy a dobsina--bükki karbon vonulatot dél felé az egykori Krassó-Szörény vármegye néhány kőszén előfordulása jelzi /PAPP K./. E lehetőségre KOSSMAT is utal.

A dobsina--bükki karbon vonulat csapásában halad Erdélyben SAVU H. mezozóos ofiolit öve.

A szubvarisztikus zóna vonulatától nyugatra az Alföldön, a Dunántúlon, a Kisalföldön felsőkarbont tudomásom szerint csak a Karád l. sz. fúrás tárt fel.

A felsőkarbon vonulat behajlása, a kárpáti tér egészének beszűkülése az Orosz tábla felől ható podoliai nyomóerő hatására alakult ki.

A Keleti-Kárpátok Ázsia felől ható podoliai erő hatására kerültek mai helyükre. A varisztikus északi tömb is ekkor jutott mai területére. A varisztikus törzs másodlagos helyzetére ROZLOZSNIK P. nyomán is következtethetünk. Szerinte a Moma déli oldalán Zimbró környékén a karbon a permi sorozatra átbuktatva fordul elő. Így a Keleti-Kárpátoktól délnyugatra térszükület lép fel, obdukciók és szubdukciók keletkeznek.

"A külső keret keleti szögletében tételezhetjük fel -- írja TELEGGDI ROTH K. /p. 163/ -- a legnagyobb méretű összepréselődést, melynek következtében még a keleti középhegység tömegében is takaróáttolódások jöttek létre." Az Erdélyi Középhegység bonyolult tektonikája feljogosít a dél felől érkező hatás feltételezésére is, amint arra SZÁDECZKY-KARDOSS Gy. is rámutat.

#### DÉLI HATÓERŐK SZEREPE

A Kárpátok egészére ható dél felől érkező erők szerepére VOITESTI I.P. /5.sz. ábra/ is rámutat. Szerinte a Kárpátok centrális depresszióján redővonulatok húzódnak. Ezek kifelé süllyednek, hosszanti repedések választják el őket; ennek következtében minden egység a külső egység felé, illetve arra tolódott.

Az ország nyugati részén az uralkodó csapás ÉK--DNY, a keleti részen ÉNY--DK. E csapásokat VOITESTI T.P. is jelzi. Szerinte a redővonulatokat dél felől ható erők hozták létre. Ezek a jelzett csapáskülönbözőségek kialakítói. A délről ható erők hatására juthattak a dunántúli karbon képződmények mai helyükre. Ugy gondolom, hogy a dunántúli vizei leülepedésekor a nötschitől nem északkeletre, mint ma, hanem keletre helyezkedett el.

Véleményem támogatására megemlítem FLÜGEL H.W. tanulmányát. FLÜGEL megállapítja, hogy a Gömöridák tengeri namur/vesztfáli

A/B képződménye nem mutat összeköttetést dél felé, hanem északkelet felé a Donyec-medence felé, illetve északnyugat felé Felső-Szilézia felé, mikoris a grazi Dult-csoport, amennyiben namur, ennek az északkeletről érkező ingressziónak szélső része lehetett.

Megkülönböztetünk Északi- és Déli-Bakonyt. Ezeket a litéri szerkezet különíti el. E két egység különbözőségét már id. LÓCZY L. megállapította. A déli egység üledékképződése a nori emelettel végződik. A bükki új-paleozoikumot fedő mezozoikumi üledékek záró tagja is a nori emelet üledéke. E két előfordulás kapcsolatát joggal feltételezhetjük. A déli Bakonyban és a Bükkben az azonos ladini vulkáni termékek /diabáz és tufái/ is a kapcsolatra mutatnak. Délbakonyi vonatkozásban VADÁSZ E. szerint a vulkáni anyag nem helyi körzetben történt tenger alatti vulkáni működésből ered. Valószínűleg délalpi kitörési körzetből származik. Áramlások útján szállított módon került ide. VADÁSZ E. áramlásokról beszélt, magam is délről való eredetről, de áttolódásról szólok. Mindketten tehát délről való eredetről beszélünk.

Az imént és már a karbonnál is áttolódásokra utalok. Lehetséges azonban, hogy a dunántúli karbon és a bükki triász "graben"-képződéssel hozható kapcsolatba. A "grabenek" létrejötte által keletkezett víziutak lehetővé tették a tengervíznek dél felől való behatolását.

VOITESTI I.P. a Bakonytól az Erdélyi Középhegységig húzódó redővonulatot jelöl. E redővonulat északabbra helyezve érinti a Bükköt. Amíg tehát a felsőkarbonban a Dunántúl és a Bükk között nem volt tengeri kapcsolat, addig a két hegység között a mezozoikumban dél felől előnyomuló tömegek vagy a víziutak kapcsolatot létesítettek.

A délnyugatról és északkeletről ható legjelentősebb erőhatásokat jelzi az Északnyugati-Kárpátok és Erdély legösszetettebb



tektonikája. A Karni--apuliai masszívum besüllyedt, megjelent az Adriai-tenger. A besüllyedt tömeg a szélei felé nyomást gyakorolt. Az északnyugat felé ható nyomás, valamint a Cseh-tömeg és a Lóczy-hát közé zárt terület helyzete szabta meg a dél felől ható erő mozgási irányát, és teremtette meg a Nyugati-Kárpátok előnyomulását.

Mindebből az következik, hogy a délnyugati és az északkeleti országrészek felsőkarbon képződményei nem álltak egymással kapcsolatban. E megállapítás keretébe vág TELEGDI ROTH K. véleménye is. Ugyanis szerinte a Bükk hegység permokarbon üledéksora tenger szélén keletkezhetett.

## IRODALOM - REFERENCES

1. ANDRUSOV, D. 1976.  
Croquis tectonique des Variscides d'Europe centrale. - Bull. de la Soc. Geol. de France Fasc. 5. Paris
2. ARGYRIADIS, I. 1975.  
Mesogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. - Bull. de la Soc. Geol. de France 7. Ser. T. XVII. Paris
3. BALOGH K. 1964.  
A Bükk-hegység földtani képződményei. - MÁFI Évk. XLVIII. k.2. Budapest
4. FLÜGEL, H.W. 1975.  
Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa.-Geol. Rundschau 64.
5. KOSSMAT, F. 1936.  
Paläogeographie und Tektonik - Berlin,
6. KOZUR, H. - MOCK, R. - MOSTLER, H. 1976.  
Stratigraphie der "unteren Schichtenfolge" von Ochtana /Slowakei/ in das oberste Visé und Serpukhovian /Namur A/.- Geol.Pal.Mitt.Bd.6.1.1976. Innsbruck.
7. KRAUSSE, H.F. - PILGER, A. 1976.  
Betrachtungen zur tektonischen Entwicklung von variszischen Saumsenken in Mittel und Westeuropa /Subvariszische und Cantabro-Pyren-ische Saumsenke/. - Zeitsch.d. Deutschen Geol.Ges.127, Hannover.
8. PÁLFY M. - ROZLOZSNIK P. 1939.  
A Bihar és Déli hegységek földtani viszonyai. I.r. Rozlozsnik P.: Alaphegység és paleozoikum. Geol Hung.Ser.Geol. T.7. Budapest.
9. PAPP K. 1916.  
A magyar birodalom vasérc- és kőszénkészlete. - A M.kir. Földt. Int. kiadv., Budapest.
10. RAKUSZ Gy. 1928.  
A dobsinai és Bükk-hegységi karbon sztratifráfiai és paleogeográfiai helyzetéről. - Földt. Közl. LVIII, Budapest.
11. RAKUSZ Gy. 1932.  
A dobsinai és nagyvisnyói felsőkarbon kövületek. - Geol. Hung.Ser.Paleont.8, Budapest.

12. ROZLOZSNIK P. 1939.  
Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa községek között. - A M.kir.Földt.I. Évi Jel. az 1933-35 évekről, II.k., Budapest.
13. ROZLOZSNIK P. 1935.  
Dobsina környékének földtani viszonyai. - Geol.Hung.Ser. Geol.5. Budapest.
14. SAVU, H. 1968.  
Considérations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoïques de Roumanie. Ann.Comm,D'État Geol. 36.143., Bucuresti
15. SCHEFFER V. 1957.  
Adatok a Kárpát-medencék regionális geofizikájához. - Geofiz. Közlemények, VI/1-2, Budapest.
16. SCHRÉTER Z. 1943.  
A Bükk-hegység geológiája.- Besz.a M.kir. Földt.I. Vita-üléseinek Munk., 5-6 szakülés, Budapest.
17. STILLE, H. 1953.  
Der geotektonische Werdegang der Karpaten.-Hannover.
18. TELEGDI ROTH K. 1929.  
Magyarország geológiája. I. 1929. Pécs.
19. TERMIER, H. et TERMIER G. 1952.  
Histoire géologique de la biosphère. - Paris.
20. TRÜMPY, R. 1971.  
Stratigraphy in mountain belts. - The Quarterly Journ. of the Geol. Soc.of. London, No. 503. V.126. /for.1970/ Part 3. London
21. VADÁSZ E. 1961.  
Magyarország földtana. II. kiadás, Budapest.
22. VOITESTI, I.P. 1921.  
Aperçu général sur la géologie de la Roumanie /Synthèse des Carpathes actuelles/ - Bucuresti.

THE VARISCIAN NORTHERN REGION AND THE MARINE UPPER  
CARBONIFEROUS, PERMIAN AND TRIASSIC OF THE BÜKK MOUNTAINS,  
NE- HUNGARY

By  
T. Szalai

ABSTRACT

The marine Carboniferous formations of the Bükk Mountains represent the external zone of the Variscids. They strike NW-SE /not SW-NE/ and are connected with the Dobsina Carboniferous in Slovakia on one side and with that of the Bihar Mountains /Apuseni/ in Transylvania.

The Upper Carboniferous of the Bükk Mountains was not connected with that of Karád /disclosed by drilling South of Lake Balaton in Transdanubia/. Accordingly, the "Igal-Bükk geosyncline" could not have existed.

On the contrary, the Triassic sequences of the Southern Bakony show certain similarities with those of the Bükk Mountains. This may be interpreted by assuming either tectonically advancing masses from the South /"nappe"/, or, eventually, a simple marine communication due to "graben" formation.

Manuscript received: 22nd February 1978

Address of the author:

Dr. Szalai Tibor

Budapest V.

Reáltanoda u. 9.

H-1053

HUNGARY

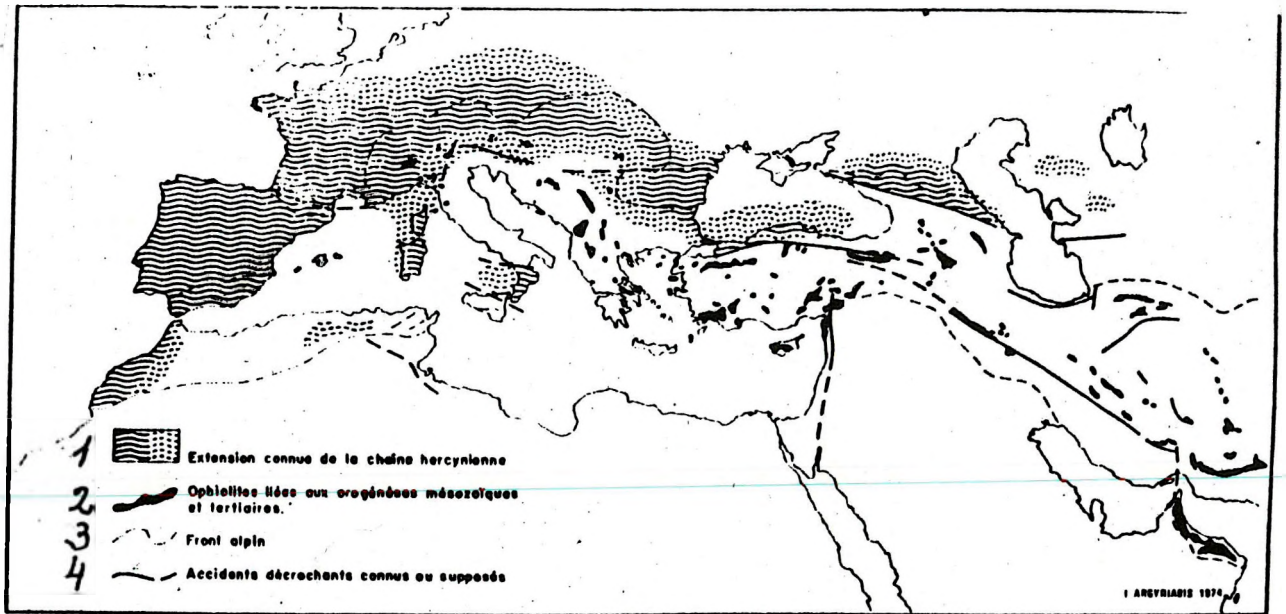


Fig. 1.sz. ábra. A herciniai láncok és mezozoos ofiolitok maradványainak mai viszonylagos helyzete ARGYRIADIS szerint, 1975

1. A herciniai lánc ismert kiterjedése;
2. a mezozoikumi és harmadidőszaki orogenezisekhez kötött ofiolitok;
3. alpi front;
4. ismert vagy feltételezett szétválások.



Fig. 2. sz. ábra. Felsőkarbon szegélyszüllyedések Közép- és Nyugat-Európában /pontozott/;  
a belső varisztikus választóvonal /vonalkázott/;  
a gyűrődési vergencia iránya /nyilak/.  
LOTZE /1945, 1963/; HEDEMANN et TEICHMÜLLER /1971/; BARD /1971/; COGNÉ /1973/; FRANKE /1974/ szerint, KRAUSSE et PILGER munkájából 1975/76

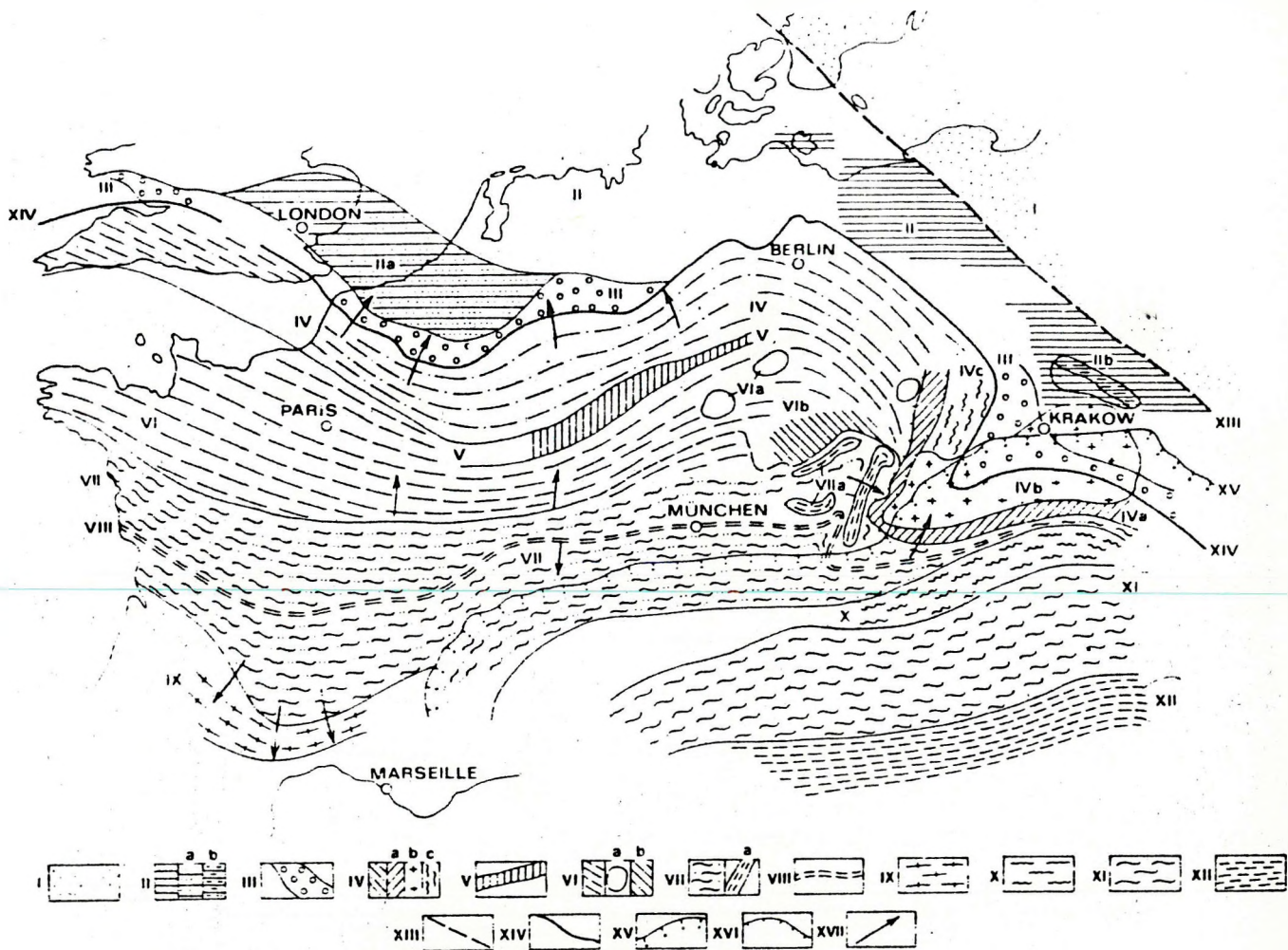


Fig.3.sz. ábra. Varisztikus egységek és szerkezeti vonalak -  
Variscan units and structural lines /ANDRUSOV, D.,  
 1976/

I. Orosz tábla; II. Lengyel-tábla/ I Ia. Brabanti-tömeg, I Ib. Szentkereszt-hegység;/ III. külső varisztikus öv; IV. rajna--herciniai öv /IVa. morva--sziléziai öv, IVb. prekambriumi tömeg "visztulikum", IVc. kulmmal fedett "visztulikum"/; V. közép-német öv; VI. szász--thüringiai öv /VIa. allochton tömegek?. VIb. "barandium"/; VII. Moldanubikum /VIIa. palaeozoikum;/ VIII. aleman tengely; IX. Montagne Noir; X. ultrapienin varisztikus öv; XI. Tátra--Vepor öv; XII. a grauwacke Volovec öve; XIII Teyseyre--Tornquist-vonal; XIV. a Variszcidák északi határa; XV. az Alpok és Kárpátok mai szegélye; XVI. áttolódások; XVII uralkodó vergencia

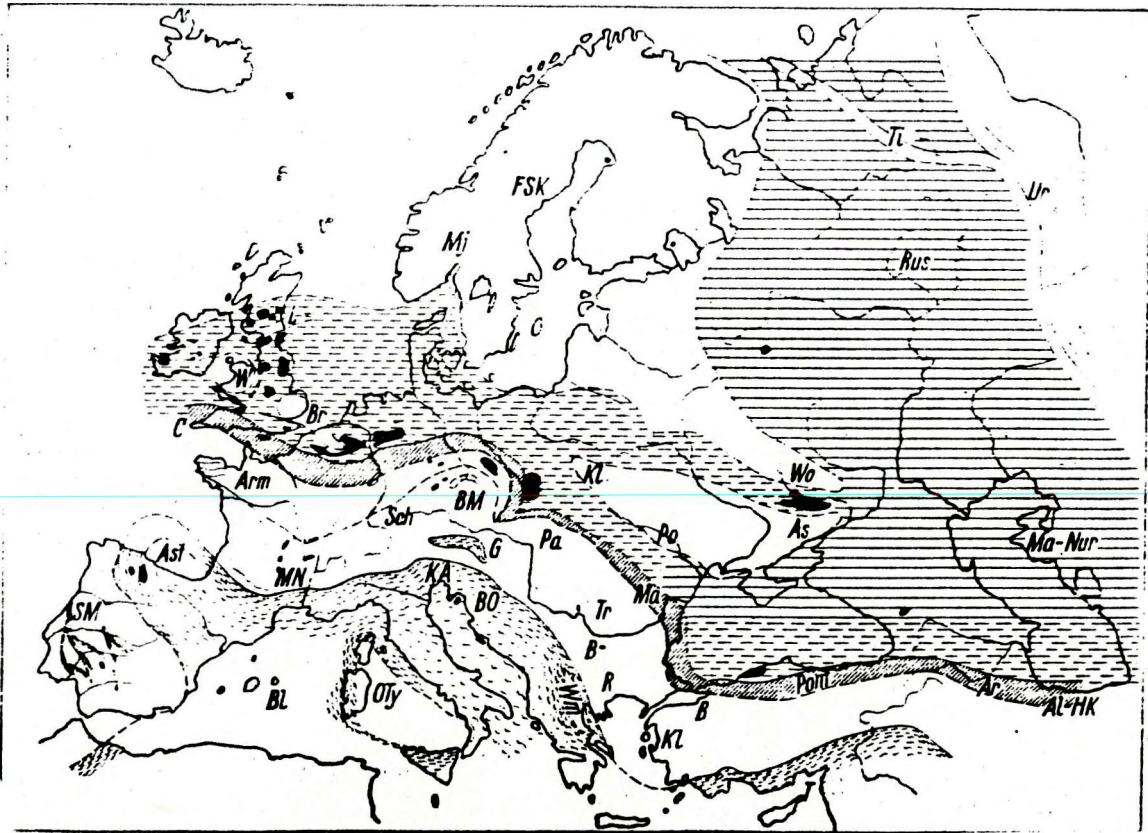


Fig.4.sz. ábra. Európa a felsőkarbonban. - Europe in the Late Carboniferous. /KOSSMAT F, 1936/

A felsőkarbon tengere /vízszintes vonalozás/;  
 paralikus öv /vonalkázás/;  
 széntelepek /fekete/;  
 a Variszcidák északi grauwecke öve /ferde vonalak/;  
 déli üledékes öv hullámvonalak/; FSK Fennoskandia;  
 Mj Mjössengraben; Wo Voronyezsi-tömb; As Azovi-horszt;  
 Po Podoliai-lemez /ő-paleozoikum/; Ki kielcei gyűrt öv



Fig. 5.sz. ábra. A Kárpátok szerkezeti egységei  
VOITSESI, I.P. szerint

- 1 fiatal kitörési kőzetek elterjedése /harmadidőszak/
- 2 varisztikus redők északi Dobrudzsában, újjáéledés a Kimmériai-  
láncokban
- 3 Dinaridák /kréta-harmadidőszak/
- 4 a Kárpátok központi tömegének maradványai, Erdélyi láncok  
/kréta-harmadidőszak/
- 5 kárpáti flis redők /miocén/
- 6 a Szubkárpatok redői /postpliocén/
- 7 szerkezeti vonalak
- 8 szerkezeti vonalak áttolódásokkal



VÁLASZ

SZALAI TIBORNAK "A VARISZTIKUS TÖRZS ÉS A BÜKKI TENGERI  
FELSŐKARBON, PERM ÉS TRIÁSZ" C. CIKKÉRE

Balogh Kálmán

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Etude-critique,  
tectogenese, tectonique-historique, orogénie-hercynienne;  
Collines-Nord-Est-Hongrie.

Az említett cikk szerint a gömöri és a bükki karbon a Varisztidák karbon előmélységéhez kapcsolódik, a Bükktől a Déli Alpok és a Dinaridák összeszögellése irányában feltételezett új-paleozóos--triász tengerág /a WEIN Gy.-féle igal-- bükki eugeoszinklinális/ nem létezett, s a bükki triászt dél felől ható erők juttatták mai helyére.

Ennek igazolására a cikk szerzője először ARGYRIADIS I. egészen más célból készült, Itália, a Dinaridák és Kis-Ázsia új-paleozóos zónáit fel sem tüntető, igen vázlatos ábrázát idézi. Ezután a bükki "felső-karbon"-t a KRAUSSE H.F. és PILGER A. ábráján feltüntetett felső-karbon szegélyszüllyedék vonalába illeszkedőnek jelenti ki. Állítását egy ANDRUSOV D.-től származó ősföldrajzi vázlattal véli igazolni. Figyelmen kívül hagyja azonban ANDRUSOV-nak e rajzban is kifejezett véleményét, miszerint a szlovákiai Kárpátokban több, egymástól eltérő felépítésű és fejlődéstörténetű öv különböztethető meg, amelyek egy részében van "felső-karbon", más részében azonban nincs.

A cikknek KOSSMAT F.-től átvett, 4.sz. ábráján már nemcsak az Appenninek, hanem a Dinaridák és Kis-Ázsia "felső-karbon"-ja is szerepel. Ez az ábra azonban sokkal régiebb /1936. évi/

annál, hogy ismereteink mai állásán a bükki vagy a gömöri karbon "csatlakoztatás"-ának kérdésében kiindulásul szolgálhatna.

Az egykori üledékgyűjtők ösföldrajzi összefüggéseinek nyomozása a bennük lerakódott üledékek kifejlődésének és korának jóval részletesebb ismeretét kívánja meg, mint aminő ebből a cikkből kitűnik.

KOZUR, H. és MOCK, R. /1977/ Conodonta-leletei szerint, ui. a Bükk tengeri kifejlődésű középső--felső-karbonját időben megelőző alsó-karbon képződmények az Upponyi-hegység 2. és 3. sorozatában valóban jelen vannak. A BALOGH K.-féle 1964-es állásponthoz képest csupán annyi a változás, hogy az upponyi és a bükki karbon térbeli elkülönítettségét -- az akkor feltételezett szudétai diszkordancia helyett -- ma már inkább alpid mozgásoknak tulajdonítjuk. -- A vizéi emelet felső részét a gömörida karbon magnezites vonulatában ugyancsak KOZUR, H., MOCK, R. és MOSTLER, H. /1976/ mutatta ki. Hogy ez az Ochtinán felismert, agyagpalás--karbonátos vizéi hogyan viszonyul a Dobsina-környéki, parti konglomerátumokkal kezdődő, majd mészköves--agyagpalás, brachiopodás--fusulinidás weszt-fálienhez, amire fölfelé kőszéncsikos stefánien települ, egyelőre nem tudjuk.

A gömöri karbonnak a sziléziaival vagy a lvovival való esetleges kapcsolatára újabban H.W. FLÜGEL /1975/ is utalt ugyan, ennek bizonyítása azonban -- megfelelő üledékek hiján -- eddig még senkinek sem sikerült. Ezzel szemben a Szepes--Gömöri Érc-hegységnek a Rozsnyói-vonal mentén vagy attól D-re /pl. a Torna völgyében/ levő számos "karbon" előfordulását KOZUR, H. és MOCK, R. /1973a, 1973b/ Conodonta-leletei kétségtelenül a gömöri triász mellétei /Meliata-/ Kifejlődésébe utalják.

Más szlovák geológusok /pl. VOZÁR, J. 1968, 1976, 1977; VOZÁROVÁ, A. 1973; VOZÁROVÁ, A. és VOZÁR, J. 1975; VOZÁROVÁ, A. 1977/ lényegében megerősítik azt a képet, amit

ANDRUSOV, D. a Ny-i Kárpátok karbonjáról 1964-ben lefektetett. Eszerint a kárpáti maghegységek magvai, amelyeket kristályospala burkú alsókarbon /?/ granitoidok alkotnak, kétségkívül a varisztikus orogén részei lehettek. E maghegységek területén -- azok kiemelkedése, majd megrokkánása után -- a wesztfáliienben /vagy még inkább a stefánienben/ helyenként kisebb-nagyobb kontinentális üledékgyűjtők keletkeztek, többnyire kőszénképződés nélkül, a Zempléni-hegységben kőszénképződéssel. Jellemzőes hegylábi süllyedésekről van szó, amelyek vékony üledéksora sok esetben még az alsó-permben lepusztulhatott, hiszen a minden maghegységben általános elterjedésű felső-perm többnyire durva szemű törmelékes összletei igen gyakran közvetlenül az alsó-karbon /?/ granitoidokra, vagy azok kristályospala burkára települnek. Hogy a kárpáti karbon kivékonyodásában vagy kimaradásában a takarómozgás okozta lenyiródásnak nem sok szerepe lehetett, azt -- legalább is az autochton buroksorozatokra nézve -- az bizonyítja, hogy a transzgredáló perm bázisrétegei fekvőjük gránit- és kristályospala-kavicsait tartalmazzák. - Ezeknek a belső medencéknek a varisztida szubgrauvakke-övhöz való kapcsolatáról ez idő szerint semmi közelebit nem tudunk.

A bükki és a dobsinai középső-karbon bizonyos agyagpalái közötti bámulatos egyezést viszont egyáltalán nem indokolatlan egy a Bükk felől jött transzgresszióval magyarázni, amely Dobsina-Rudňany vonalában érte el szegélyét. További /ÉNY-i vagy É-i irányú/ kapcsolatai azonban igen kétségesek.

A bükki karbonnak az Orosz-tábla epikontinentális karbonjában is fellelhető, kozmpolita ősmaradványai a kapcsolatok közvetlenségét nem bizonyítják. Tény ellenben, hogy a bükki karbon mélyebb helyzetű /kövületmentes/ paláit FLÜGEL, H.W. a Gail-völgy Hochwipfeli-rétegeihez véli hasonlóknak. A bükki karbon podolszki--mjacskovói részének fáciese viszont a Karni Alpok és a Dinaridák Auernigi rétegeiére emlékeztet. A bükki karbon ősmaradvány-társasága a Palaeotethys fajaiból áll /BALOGH K. 1964/.

A bükki karbonnak -- a mai ismeretek tükrében -- aligha lehet-  
tek bihari kapcsolatai. A "GEOLOGIA MUNȚILOR APUSENI" /1976/  
szerint vannak ugyan a Bihar-csoportnak olyan részei, amelye-  
ket a Gömöridák Gölnci /porfiroidos/, ill. Rakoveci /fillit--  
diabáz/ sorozataihoz lehet hasonlítani. Ezek a sorozatok azon-  
ban zömükben karbon-előttiek, s elterjedésterületük fejlődés-  
története a karbontól kezdve a bükkitől élénken különböző  
irányt vett. Csupán az Arieșeni-takaró "zöldpala formáció"-  
ja bizonyult -- sporomorphái alapján -- alsó-karbonnak. A kö-  
zépső- és felsőkarbon jelenléte ellenben igen bizonytalan.  
Az Arieșeni-takaró korábban ide sorolt "Poiana-i összlet"-ét  
újabbban, palynológiai alapon, ordoviciumnak tekintik. A Finiş--  
Gârda-i és az Arieșeni-takaró sötét színű, préselt konglomerá-  
tumát pedig -- hegylábi felhalmozódás jellege miatt -- felső-  
-karbon--perm gyanánt emlegetik ugyan, de mégis inkább alsó-  
-permnek vélik /erre nézve nincs elegendő őslénytani adat/.  
Tengeri felső-karbon azonban nincs a Biharban, és a perm is  
kontinentális kifejlődésű minden bihari egységben.

Ezzel szemben nemrég Nagykanizsa környékének aljzatában is  
fusulinidás középső- vagy felső-karbonra bukkantak /BÉRCZINÉ  
MAKK A. szóbeli közlése/.

A bükki karbonnak még akkor is össze kellett függenie az  
ugyanott található, törmelékes--evaporitos, majd karbonátos  
tengeri permnel, ha -- mint újabbán fölmerült -- a kettő kö-  
zött üledékmegszakadással kell számolnunk. Ez ui, azokon a  
déli-alpi--dinári területeken sem ismeretlen jelenség, ame-  
lyekkel a bükki újpaleozóikumot kétségbevonhatatlan lito- és  
biosztratigráfiai bélyegek kötik össze. Ezt a kapcsolatot --  
mint A. RAMOVŠ-nak és S. PANTIĆ-PRODANOVIC-nak 1978. X. 4-én  
Budapesten tartott előadásai tanúsítják -- még a Karavankák  
és Szerbia perm--triász határrétegeinek bükki megfelelőikkel  
való nagyfokú egyezése is alátámasztja. - Nincs azonban hiány  
a három terület "összekötő láncszemek" tekintetében sem:

1 Sári--Bugyin kívül most már az alcsut-dobozi, a tabajdi, a  
2 dinnyési, a táskai, a tabi fúrások /sőt talán a dióskáli

3 354

fúrás/ evaporitos és tengeri felső-permje is a bükki perm DNy-felé mutató kapcsolatait valószínűsíti. A Dunántúl fusulinidás karbon előfordulásai /Karád és Nagykanizsa/ ugyancsak ebbe a vonalba esnek.

A bükki triásznak kétségkívül "déli" vonásai vannak. Azt a lehetőséget azonban, hogy ez a triász D-ről jött takaróként került volna a SZALAI T. szerint külső varisztidának tekinthető bükki karbon fölé, bátran elejthetjük, mert:

a/ a dél-ápi--dinári típusú bükki újpaleozóikum szervesen összefügg az ugyancsak déli típusú bükki triással;

b/ a bükki triász a bükki újpaleozóikummal szorosan egybe van gyürve; (detar?)

c/ a Déli-Bükk sötét palatömegének karbon korára vonatkozó korábbi nézetét a terület kiváló ismerője, SCHRETER Z. -- az addig összegyűjtött litosztratigráfiai /és részben őslénytani/ bizonyítékok hatására maga is triászra helyesbitette /már 1954-től kezdve !/, és ezt a minősítést H. KOZUR és R. MOCK /1977b/ Conodonta-leletekkel is alátámasztotta. (neddig?)

SZALAI T. nyilván félreértette TELEGDI ROTH K.-nak /1929/ az éppen az idő tájt ismeretessé vált bükki tengeri perm származtatására való utalását. TELEGDI ROTH K. az idézett helyen csupán arról írt, hogy a zechstein tenger elérte a Kárpátok mai külső szegélyét. Abból az ezt követő, óvatos megfogalmazásból, hogy ez a magyar föld és a Kárpátok egykorú, durvatörmelékes, szárazföldi képződményeitől elütő bükki permokarbon "részben talán permo-karbon tenger szélein keletkezhetett", nem derül ki ugyan közvetlenül, hogy melyik tengerről lehet szó; de hát a germán Zechstein tengere mégsem tekinthető permo-karbonnak...

VOITESTI I.P. 1921-ből származó szerkezeti vázlatának ma már csak tudománytörténeti értéke van. A bükki mezozóikum sem a

balatonfelvidékivel, sem a biharival nem egyezik. A bükki triász az aljzatban Jászberényig biztosan követhető, és valószínűleg egyes zalai fúrások is ebben végződtek. A bükki típusú újpaleozoikum és triász egy vonulatba eső aljzati előfordulásait szemlélve, szinte önmagától adódik az Igal-Bükki tengervályu gondolata. Ennek érvényét SZALAI T. cikke egyáltalán nem veszélyezteti, hiszen egyetlen ide vonatkozó ténybeli adat cáfolatát sem tartalmazza. WEIN Gy. idevonatkozó nézeteit csupán egyetlen dolog, a középdunántúli és az észak-alföldi, aljzati mélyfúrások számának szaporodása, és ezek révén új, eddig ismeretlen összefüggések feltárása módosíthatja.

is alatta a perm is?  
- vagy ha paleoként más mint a szelvény?

Szót kell ejtenem néhány modern tektonikai műszónak szerintem helytelen használatáról is. Abból pl., hogy Zimbró környékén a karbon /ROZLOZSNIK P. szerint/ átbuktatott helyzetben van a perm felett, még nem következik, hogy ott obdukciók és szubdukciók keletkeztek.

Összegezve: bármily értékesek is számunkra a régi szakirodalom tényadatai, nem mondható szerencsés módszernek az ebben foglalt vélekedéseknek egy előre kitűzött cél érdekében történő kiválogatása és bizonyítékul állítása, különösen, ha azok az azóta ismételten lefolytatott, gondos litológiai és őslénytani fácies-elemzésnek, valamint az ennek nyomán kialakított rétegtani és szerkezeti megállapításoknak ellentmondanak.



ANSWER  
TO THE PAPER BY T. SZALAI ON "THE VARISCAN NORTHERN REGION  
AND THE MARINE UPPER CARBONIFEROUS, PERMIAN AND TRIASSIC  
OF THE BÜKK MOUNTAINS, NE-Hungary"

By  
K. Balogh

ABSTRACT

T. SZALAI in his paper /published in this same issue/ forwarded certain ideas, mainly relying upon older literature, which contradict in several essential points to my own concept and experience.

In the answer, new evidence is cited on the /rather complicated/ relationship existing between the marine Upper Carboniferous and Permian formations of the Bükk Mountains and those known in some units of the Slovak Gemerides. It is pointed out that there is no marine Upper Carboniferous and Permian in the Bihar /Apuseni/ Mountains; accordingly, no marine communication may have existed in those times with the Bükk Mountains sedimentary basin. On the contrary, recent drilling produced numerous data supporting the existence of marine to lagoonal /evaporitic/ Upper Permian rocks along the line connecting the Bükk Mountains South of Lake Balaton with the Karawanka and the Dinaric Mountains.

The Mesozoic /Triassic/ sequences of the Bükk Mountains differ from those of both the Southern Bakony and the Bihar /Apuseni/ Mountains. They could be traced in the basement /disclosed by drilling/ along the aforementioned line. This Permian-Triassic sedimentary belt has been designated by Gy. WEIN as the "Igal-

-Bükk geosyncline" or trough. The paper of T.SZALAI, in fact, provides no pertinent arguments against its reality.

The Bükk Mountains Triassic can not be a "nappe" tectonically superposed onto the Carboniferous formations. The Triassic is strictly bound to the Late Paleozoic of the Dinaric-Bükk /Igal-Bükk/ belt; both suffered joint folding.

Manuscript received 8th October 1978

Address of the author:

Dr. Balogh Kálmán

Budapest

Visegrádi u.17.

H- 1132

HUNGARY

AGYAGÁSVÁNY-ADATOK A BAKONYI EOCÉN ŐSFÖLDRAJZÁHOZ

Dudich Endre<sup>+</sup>

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Mineralogie, statistique, analyse-thermique, ATG, ATD, rayons-x, argile-mineral, kaolinite, argile-mica, montmorillonite, chlorite, glauconite, AL OH, dolomie, minéraux-alluvionnaires, eocene; Transdanubie-Centrale-Hongrie, ---  
1 ill.

A Bakony-hegység eocén képződményeinek közetrétegtani csoportosítása, valamint a javasolt formációk és tagozatok ásvánközettani-geokémiai laboratóriumi vizsgálatok alapján való jellemzése során / 4 / összegyűjtöttem az agyagásványokra vonatkozó adatokat is. Ezek nagyrészt a MAFI-ban készült derivatográfiai és röntgendiffrakciós, kisebbrészt a Bauxitkutató Vállalat balatonalmádi laboratóriumában készült derivatográfiai vizsgálatok nagyrészt közzé nem tett eredményei voltak. Mindkét fajta kiegészítő vizsgálatok készültek 1977-ben a MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában. A /szorosabban vett agyagásványok körén már kivüleső/ glaukonit eloszlására vonatkozólag a MAFI-ban és a Természettudományi Múzeum Ásványtárában készült, igen nagy számú mikro-mineralógiai vizsgálat adatait használtam föl. / 5 /. Ez összesen 170 DTA-derivatográfiai 103 röntgendiffraktométeres és 1019 mikro-mineralógiai vizsgálat. Készítőik fogadják ez alkalommal is hálás köszönetemet.

Az ősföldrajzi szempontú kiértékeléshez az agyagásványokon és glaukoniton kívül a szabad alumíniumhidroxid-ásványokra /gibbsit, bőhmit/ is tekintettel voltam.

<sup>+</sup>Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani és Agyag-ásványtani Szakosztályának közös szakülésén, 1977. november 28-án.

A kézirat beérkezett: 1977. december 10-én.

Az eredményeket jórészt táblázatos formában mutatom be. A 9 formáció egymással való tér-időbeli kapcsolatairól az 1.sz. ábra ad tájékoztatást. Megjegyzendő, hogy a Devecseri /valószínűleg a Szőcivel majd összevonandó/ és az Iharkúti Formációról összehasonlításként szolgálható adat nem áll rendelkezésemre.

## 1. DARVASTÓI FORMÁCIÓ

A /GKL-ben készült/ derivatográfiai és röntgendiffraktometriai vizsgálatokból az alábbi kép adódott. /Teljes kőzetre vonatkoztatott félmennyiségi %-os értékelés./

### 1.sz. táblázat

<u>/Zárójelben a minták db-száma/</u>	<u>%</u>								
	Kaol.	Illit	Ill./ /mont.	Montm.	Klorit	Gibb- sit	Böh- mit	Do- lo- mit	Gipsz
<u>4. Felső törmelékes tagozat</u>									
Darvastó									
VI./1/	2	1	3	-	-	-	-	-	-
<u>3. Kőzetlisztes mészkő tagozat</u>									
Darvastó									
VI./1/	9	4	-	1	-	ny	ny	ny	
Szőc-Bhegy									
/2/ ny-3		-	1	-	-	-	-	-	-
<u>2. Alsó törmelékes tagozat</u>									
Cseh-1	/2/ 5	4	-	-	-	-	-	8-23	1
Darvastó									
VI./1/	1	ny	-	-	-	-	-	-	-
Szőc-Bhegy									
/5/ 6-61	ny-6	o-6	o-3	o-8	o-8	-	o-10	o-56	
<u>1. Bauxitos tagozat</u>									
Darvastó									
VI./1/	44	-	-	-	-	22	18	-	-
Szőc-Bhegy									
/3/ 41-81	ny	-	-	o-9	-	-	-	-	o-2

Jól követhető alulról fölfelé az Al-hidroxidok kimaradása, a kaolinit kizárólagosságának, majd túlsúlyának megszűnése, az illit és az illit-montmorillonit "belépése". A klorit

eredete kérdéses; valószínűleg idősebb képződményekből áthalmozott.

A glaukonit a kőzetlisztes mészkő tagozatban jelenik meg; egyetlen mintából ismert, amely egyben amfibólt is tartalmaz /tufaeredet?/.

## 2. KISGYÓNI FORMÁCIÓ

/Az alsó kőszénteleges és az 1., alsó tarka tagozatból nincs adat./

### 2.sz. táblázat

/Zárójelben a minták db-száma/

	Kaoli- nit	Illit	Illit-Montm.	Montm.%	Megj.
<u>5. Fedőmárga</u>					
/1 db/ Mór-2,	6 /18/	2 /6/	3 /8/ /deriv:sok/	-	/karb.men- tes kőzet- re/
<u>4. Felső kőszénteleges</u>					
Ba-224, Ba-236 /2 db/	21-49	13---	19	11-12	/Császár G.ada- tai/
<u>3. Köztes tarka</u>					
Mór-2, /2 db/	7-21	3	/deriv:sok/	0-16	/gibbsit is van/

A kaolinit túlsúlya egyértelmű. Illit és illit-montmorillonit kevert szerkezet kíséri; a montmorillonit esetenként dúsul. Az illit megjelenését az eplényi bauxitot fedő tarka agyagban BÁRDOSSY Gy. is kimutatta, és a kvarc megjelenése mellett a bauxitösszlettől való elkülönülés döntő kritériumának tekinti.

3.sz. táblázat

/Zárójelben a minták db-száma/

Fehérvárcsurgói tagozat	Kaolinit	Illit	Illit-Montm.	Montmorillonit	%
Fcs- 8 /4 db/	1 /21-32/	o /4-12/	o /14-24/	-	
Fcs-25 /3 db/	o-2 / 3-11/	o-1/2-8/	-	o-37/37-68/	
Rp-153 /2/	12-37	9-1o	o-3	3-15 gibbsit	4

Itt is a kaolinit uralkodó volta a jellemző, de kiugró montmorillonit-értékek is vannak. /A zárójeles adatok karbonátmentes kőzetanyagra vonatkoznak./

4.sz. táblázat

Tagozat	minta db	Glaukonit-tartalom	db %	/2o4 minta/
5. Fedőmárga	/7o/	o/2/-71		
4. Felső kőszénteleges	/45/	o - 18		a tufásság nő, és az amfibóltól a biolit
3. Köztes tarka	/82/	o - 2		túlsúlya felé tolódik el.
2. Alsó kőszénteleges	/15/	o		
1. Alsó tarka	/ 7/	o - 7		

### 3. SZŐCI MÉSZKŐ FORMÁCIÓ

Agyagásványok. /2 régi és 5 új derivatográfiai, valamint 2 régi és 19 új röntgendiffraktométeres vizsgálat alapján/. A zárójeles adatok karbonátmentes anyagra vonatkoznak.

## SZŐCI FORMÁCIÓ

## 5.sz. táblázat

Terrileti tagozat /minta, db/	Montm.	Montm/Illit	"Illit"	Kaolinit	%
<u>DNY-Bakony</u>					
Cseh-1 /3/	-	1-6 /15-36/	<1 /3-9/	<2 /3-4/	
Dt-VI. /3/	-	-	ny	ny-10	
H-849 /1/	-	5	-	-	
Szőc-Bhegy /4/	-	1 /15-30/	3 /5-9/	ny/5-12/	
A H-855 fűrés egy mintájában vékonycsiszolatban 10 % glaukonit.					
<u>ÉNY-Magas-Bakony /6/</u>					
Pénzesgyőr-Rehegy	<2/5-24/	<6 / 3-21/	<2 /2-8/	<4 /2-13/	
Po-32 /2/	-	4-5 /44-65/	/ 5/	/3-4/	
Weimpusztta /4/	-	20-22	14	- 20	
<u>ÉK-Bakony</u> nincs adat					
A Ba-243 fűrés egy vékonycsiszolatában 2,3 % glaukonit.					
<u>DK-Bakony</u>					
Fcs-8 /1+1/	-	30-47	ny	4	
Rp-153 /1/	5 /30/	-	1	1 /4/	

III

Egyértelműen a montmorillonit/illit típusú kevert szerkezet az uralkodó. Két esetben látható eltolódás a montmorillonit felé /erősen agyagos kifejlődésben/. Kaolinit főleg a formáció alsó tagozatában jelentősebb; elvétve gibbsit is megjelenik mellette./A Darvastói és a Weimpusztai szelvényben./  
Glaukonit: 0-90 db % a könnyű frakcióban.

#### 4. MÓRI ALEURIT FORMÁCIÓ

53 derivatográfiai és 7 röntgendiffraktométeres vizsgálat alapján /főleg a felső szakaszon/ uralkodik a montmorillonit, lefelé mind több illit típusú szerkezet, majd kis mennyiségben kaolinit kíséretében.

6.sz. táblázat

Szélsőértékek	Teljes kőzet, %	Karbonátmentes rész, %
Montmorillonit	14-41	27-69
"Illit"	3- 8	5- 8
Kaolinit	0- 5	0-10

A glaukonittartalom szélsőértékei 0 és 64 db % /324 minta alapján/. Nem egyértelmű, hogy a felső szakaszon több. Látványosan viszont a kevésbé tufás /kevesbé biotitos/ szakaszon a legtöbb a glaukonit /ti. legalább részben a biotit rovasára képződött./

#### 5. CSABRENDEKI MÁRGA FORMÁCIÓ

A MÁFI 3 röntgendiffraktométeres vizsgálata szerint az illit típusú szerkezet uralkodik, egy mintában alárendelt montmorillonit kíséretében. /A BKV laboratórium a Gy-8 sz. fúrás 4 mintájából viszont 15-45 % kaolinitet mutatott ki./

A glaukonittartalom jelentős. /Vékonycsiszolatban: 8-41 %/. A Gy-8 fúrás szelvényében az alsó 1/3-tól kezdve fölfelé ingadozva csökken. Igen jellegzetes módon ellentétesen változik a csillámok össz mennyiségével és a pirittel.



## 6. HALIMBAI TUFITOS FORMÁCIÓ

14 db régebbi DTA, 3 új derivatográfiai és 11 régebbi röntgendiffraktométeres vizsgálat szerint montmorillonit mellett illit és alárendelten kaolinit is van jelen. A régebbi adatok a montmorillonit, az újabban az illit túlsúlyára utalnak. Igy valószínű a montmorillonit illit kevert szerkezet jelenléte.

A glaukonit mennyisége 6 vékonycsiszolatban 0-26 felület %.

## 7. CSERNYEI FORMÁCIÓ

9 db DTA vizsgálat alapján csak a montmorillonit volt kimutatható. A glaukonitosság mértéke 5 vékonycsiszolati kimérés alapján 0-46 felület % között változó.

A Devecseri és az Iharkuti Formációról nincs adatunk.

7.sz. táblázat

Az Al-hidroxidok, agyagásványok és Glaukonit összetett eloszlása a Bakonyhegység eocén képződményekben.

Formáció, tagozat	Gibbsit boehmit	Kaolinit	Illit	Ill-montm.	Montm. %	Glaukonit Db %
Csernyei	-	-	-	-	+	3-100 /46 f%-ig/
Móri	ny	0-5	3	-	8	14-41
<u>Kisgyóni</u>						
Fv. csurgói	4	0-37 6/48/	0-10 2/6/	0-3 3/8/	0-37 Ø	- 2-71
Fedőmárga		21-49	13	19	11-12	0-18
Felső szenes	ny	7-21	3	+	0-16	0-2
Köztes tarka						0
Alsó szenes						0-7
Alsó tarka						0-26 f %
<u>Halimbai</u>						8-41 f %
Csabrendeki		15-45%?	++	??	+	
<u>Szőci</u>	ny	ny-4	ny-3	ny-47	0-5	0-90
<u>Darvasdói</u>						
Felső törm.	0	2	1	3	0	0
Mészró /agyag közb./ny		ny-9	0-4	0-1	0-1	0-3
Alsó törm.	0-8	1-61	ny-6	0-6	0-3	0
Bx agyag	0-40	41-81	0-ny	0	0	0

Megjegyzés: a zárójeles adatok oldási maradékra vonatkoznak.  
A glaukonit db-% pedig természetesen az elválasztott könnyűásvány-  
frakcióra/felület-% a vékonycsiszolati kímérésre/.

## KÖVETKEZTETÉSEK

Az alumíniumhidroxid- és agyagásványok arányváltozásaival nyomon követhető a pelites üledékképződés jellegének változása.

Ilyen változások pl. a valószínűleg laterites eredetű gibbsit és böhmit fokozatos kimaradása, majd helyileg újra-jelentkezése /a Móri Formációban és a Szőci Formáció Weimpusztai tagozatában/. A középső-eocén végéig ismételten folytatott bauxit/os/ anyag felhalmozódása, illetve áthalmazódása. Addigra a "forrásterület" már kimerült, az elsődleges karsztbauxit-felhalmozódások pedig lefedődtek.

Kaolinites agyagok a jórészt oxidatív tarka /nagy részét vörös/-agyag, kisebb mennyiségben a redukív barnakőszenes tagozatokon belül találhatóak /a Darvastói és a Kisgyóni Formációban/.

A litorális-szublitorális, többnyire erősen karbonátos sekélytengeri üledékekben az illit és az illit-montmorillonit kevert rétegszerkezetű agyagásvány a jellemző.

A tufaanyag bomlásából származó anyag a Móri és a Halimbai Formációban jutott túlsúlyra. /Montmorillonit, glaukonit/. Nagyobb glaukonit-dúsulás a szárazulati párkány külső részének neritikus pélitjeire jellemző /Csabrendeki, Halimbai, részben Móri Formáció/.

IRODALOM -- REFERENCES

1. BÁRDOSSY Gy. 1968  
Az Eplény környéki bauxit. -- Földt. Közl. 98/3-4, 407-426, Budapest
2. BONDOR L. 1971  
Glaukonitképződés hazai kora-harmadkori üledékekben. -- Fragm. Min. Pal. II/1970-71/, 57-120, Budapest
3. CSÁSZÁR G. 1967  
A Balinka-II. kőszénterület eocénjének geokémiai vizsgálata. -- Földt.Közl. 97/2, 194-210, Budapest
4. DUDICH E. 1977  
Eocene Sedimentary Formations and Sedimentation History of the Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary. -- Acta Geol. Ac.Sci.hung., 21/1-3, 1-21 Budapest
5. MILLOT G. 1970  
Geology of Clays. pp.429. Paris-London
6. RADÓCZNÉ KOMÁROMY E, 1971  
Az Északi Bakony eocén képződményeinek mikromineralógiai vizsgálata. -- MÁVI Évi Jel. 1969-ről, 133-139, Budapest.
7. WEAVER C.E., POLLARD L.D. 1973  
The Chemistry of Clay Minerals. - Developments in Sedimentology 15, Elsevier, pp. 213, Amsterdam - London-New York

CLAY MINERALS EVIDENCE TO THE EOCENE PALEOGEOGRAPHY  
OF THE BAKONY MOUNTAINS /TRANSDANUBIA, HUNGARY/

By  
E. Dudich

ABSTRACT

During the lithostratigraphic subdivision and description of the Eocene sedimentary formations of the Bakony Mountains / 4 /, particular attention was paid to the distribution of clay minerals, glauconite, and aluminium hydroxides.

The results of altogether 170 derivatographic, 103 X-ray diffractometric and 1019 micromineralogical laboratory examinations performed in the Hungarian Geological Institute, the Bauxite Prospecting Company, the Museum of Natural History, and the Laboratory for Geochemica Researc of the Hungarian Academy of Sciences, have been taken into consideration.

The interrelation of the proposed 9 formations is shown in Fig.1.

The mineral distribution is presented for 7 formations on Tables 1-7 and in the Hungarian text. For the Devecser and Iharkut formations no comparable data were available.

Table 7 summarizes the data.

Table 7

Formation, Member	Gibbsite + boehmite	Kaolinite	Illite	Illite-montm.	Montmor.	Glauconite %
<u>Csernye</u>						3-100 /up to 46 surface %/
<u>Mór</u>	traces	0-5	3 - 8		++ 14-41	0-64
<u>Kisgyón</u>						
Fvicsurgó	4	0-37 4	0-10 2	0-3 3	0-37 0	- -
Upper Coal-bearing		21-49	--	19	11-12	0-18
Variegated interclay		7-21	3	++	0-16	0-2
Lower Coal-bearing		no available data				0
Variegated Underclay		no available data				0-7
<u>Halimba</u>		+	++	??	++	0-26 surf.%
<u>Csabrendek</u>		15-45 ?	++/	-	+	8-41 surf.%
<u>Szóc</u>	traces	tr-4	tr-3	tr-47	0-5	0-90
<u>Darvastó</u>						
Upper clastic	0	2	1	3	0	0
Limestone with interlayered clay	tr	tr-9	0-4	0-1	0-1	0-3
Lower clastic	0-8	1-61	tr-6	0-6	0-3	0
Bauxitic clay	0-40	41-81	0-tr	0	0	0

Note that glauconite percentage relates to the separated light mineral fraction. Where noted "surf.%", it refers to thin section measurements.

These data provide an essential contribution to the reconstruction of the mobile shelf type sedimentation history of the Bakony Mountains Eocene.

Gibbsite and boehmite /of most probably lateritic origin/ gradually fade away, as their primary source became exhausted and the bauxite accumulations covered. They sporadically reappear again, very likely due to partial removal and reworking of some bauxite. Kaolinite predominates in the continental /partly palustrine/ "variegated" /mostly oxidative/ clays and in the /reductive/ palustrine clays of the brown coal bearing members /Lower and Upper Lutetian/. With the four-step transgression of the sea, illite and a mineral of illite-montmorillonite mixed-layer structure take over in the littoral and sublittoral, strongly carbonatic, sediments. Later, montmorillonite becomes predominant accompanied by glauconite. They may derive, at least in part, from the submarine decomposition /Kalmirololysis/ of the subordinately dacitic, mostly andesitic tuffites. Glauconite enrichment is particularly characteristic of the pelitic sediments of the outer shelf.

Manuscript received: 10th December 1977

Address of the author:

Dr. Dudich Endre

Hungarian Academy of Sciences

Laboratory for Geochemical Research

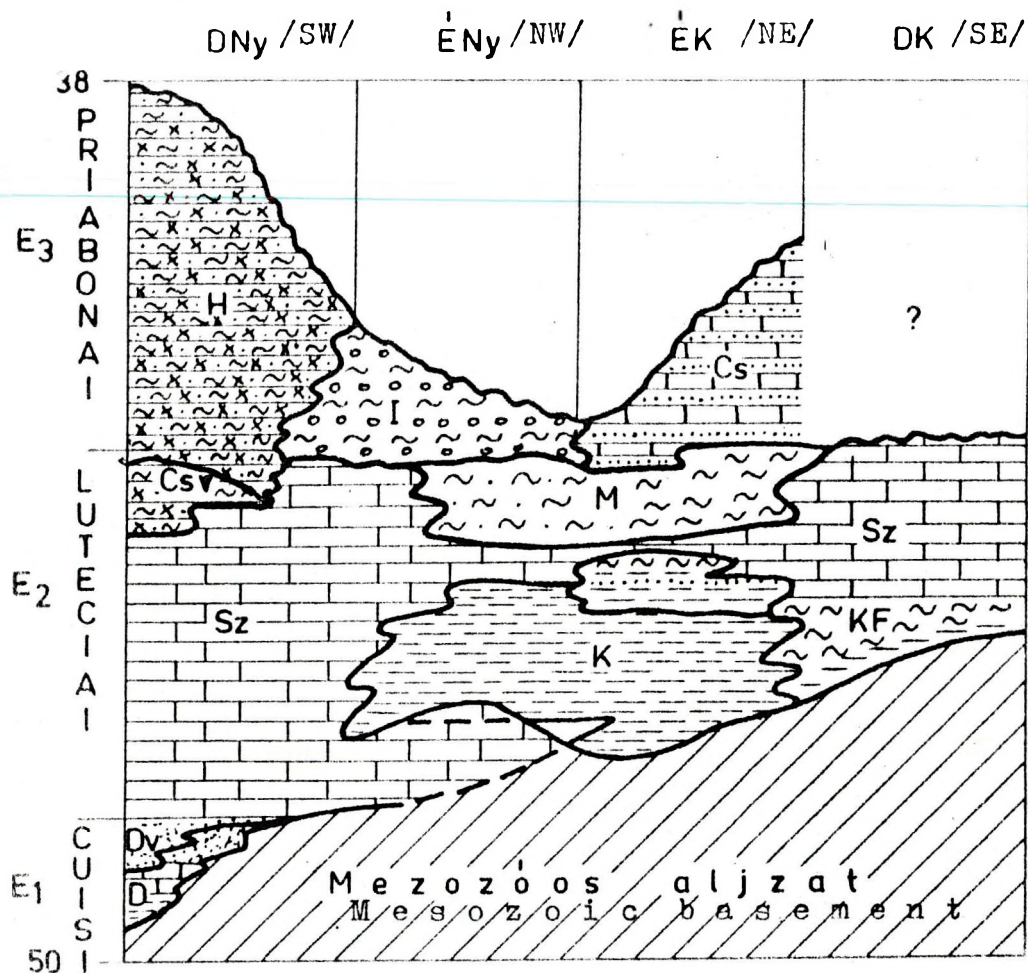
Budapest XI

Budaörsi út 45

H-1112

Hungary

A FORMÁCIÓK KAPCSOLÓDÁSA  
Formation Interrelations



Legend -- Jelmagyarázat: Formációk - Formations:

- D = Darvastó Dv = Devecser Sz = Szóc K = Kisgyón  
 KF= Kisgyón, Fehérvárcsurgói tagozat M = Mór  
 Cs = Csabrendek I = Iharkut H = Halimba  
 Csr= Csabrendek



A TISZÁNTUL ÉS AZ ERDÉLYI KÖZÉPHEGYSÉG /MUNȚII APUSENI/  
NAGYSZERKEZETI ÉS RÉTEGTANI KAPCSOLATAI

Szepesházy Kálmán <sup>+</sup>

Mots-clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Tectogénèse, tectonique-  
-historique, orogénie-caledonienne, orogénie-hercynienne,  
orogénie-alpine, geosynclinal, accident-tectonique, nappe,  
fracture; Bassin-Transylvanien, Carpates-Est, Carpates-Sud,  
Plattforme-Moldave, Carpates-USSR, Depression-Pannonienne,  
Collines-NE-Hongrie. --- 8 ill.

A kárpáti térségnek a kréta időszaki orogén fázisok hatására kialakult nagyszerkezeti egységei közül a Tiszántúlt az alábbi egységek veszik körül: /1.sz. ábra/:

I. AZ ERDÉLYI KÖZÉPHEGYSÉG ÉSZAKI RÉSZE

Nagyszerkezeti felépítés

Az Erdélyi-medence és a Pannóniai-medence között elterülő Erdélyi-Középhegység /Munții Apuseni/ földrajzi fogalom. Földtanilag egy északi és egy déli egységből áll.

Az északi egység felépítésében egy autochton tömeg és két takarórendszer vesz részt /2.sz. ábra/. A takarórendszerek kutatását több évtizedes példamutató munkájával ROZLOZSNIK P. alapozta meg.

<sup>+</sup>Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1978. március 29-i ülésén.

A kézirat beérkezett: 1978. április 8-án.

## 1. Bihari - autochton

A Bihari - autochton /Autochtonul de Bihor/ az egész kárpáti térség egyik legstabilabb része, amely az egész alpi ciklus alatt viszonylag nyugodtan viselkedett. A preherciniai metamorf és magmás kőzetekből álló kristályos aljzat itt vagy jelenleg is a felszínen van, vagy pedig, pl. az egység nyugati, királyerdei részénél, vastag perm -- alsókréta üledékburok fedi. Az üledékburok epikontinentális jellegű, többnyire karbonátos kifejlődésű; sem ofiolitokat, sem flis jellegű üledékeket nem tartalmaz. A középső - kréta mozgások után a Bihari - autochton kiemelkedett. A felső- kréta szigettenger elterjedését itt is, miként az egész Erdélyi - Középhegység területén, "gosau fáciesű", partközeli és sekélytengeri üledékek jelzik. Az egység É-i és ÉK-i részére települő paleogén üledékek ugyancsak epikontinentális jellegűek, medencebeli kifejlődésűek. A szubherciniai és a larámi fázisokat követő lazulások alkalmával, ÉÉK - DDNy - irányú törések mentén jelentős szinorogén, granodioritos összetételű magmás tömegek /banatitok/ törtek a felszínre. Ezek a magmás képződmények, DDNy-i irányban továbbhaladva a Középhegység egyéb egységeiben, sőt a Déli - Kárpátokban is megtalálhatók. A neogén szubszekvens magmatitoknak a Bihari - autochton területén nincs különösebb szerepe.

A Bihari - autochtont földrajzilag, illetve ősföldrajzilag az alábbi részekre lehet osztani /8. ábra/:

- a/ Királyerdő /Pădurea Craiului/
- b/ Réz-hegység /Plopiș/
- c/ Meszes - hegység /Meseș/
- d/ Vigyázó - /Vlădeasa/
- e/ Gyalui - havasok /Gilău/
- f/ Északerdélyi kristályos szigetrögök
  - Szilágysomlyói - Magura
  - Szilagybaksai rög
  - Szilágysági - Bükk /Făget/

2. Kodru takarórendszer

A Kodru takarórendszer egységei félkör alakban veszik körül a Bihari - autochton déli részét. A középső - kréta /pregosai/ orogén fázisok hatására feltolódott, északi vergenciájú takarók a következők:

- a/ Finiș - Fenice - Gârda takaró
- b/ Vălni takaró
- c/ Diava - Bătrînescu takaró
- d/ Arieșeni takaró
- e/ Moma takaró
- f/ Vașcău takaró
- g/ Colești takaró
- h/ Urmat takaró
- i/ Vetre takaró
- j/ Dumbrăvița takaró /lefedett/

A legkeletibb Finiș-Gârda takaró uralkodólag idős metamorf kőzetekből, a többi uralkodólag perm -- alsókréta korú képződményekből áll. A posztorogén felsőkréta gosau - fáciesű. Míg a Bihari - autochton területén a jura - alsókréta, itt a perm - triász képződmények nagyobb felületi elterjedésűek és vastagságúak. A két nagyszerkezeti egység perm - alsókréta korú képződményei, bár bizonyos részleteikben lényeges eltéréseket mutatnak, végeredményben jól korrelálhatók egymással. Eredetileg a Tethys geoszinklinális - rendszerben egymástól jóval távolabb, de egymás szomszédságában rakódtak le. Az eltérő sajátosságok közül a legszembevetőbb, hogy a kodru perm igen nagy mennyiségben tartalmaz herciniai szubszekvens vulkanitokat /kvarcporfirt, diabázt/, az alsókréta pedig flis kifejlődésű. Alpi ofiolitokat a Kodru takarórendszer mezozóos képződményei sem tartalmaznak.

### 3. Biharia takarórendszer

A Kodru takarórendszerre mint parautochtonra, dél felől a Biharia takarórendszer takarói vannak rátolva. Az ugyancsak középső - kréta /pregosau/ fázisok hatására kialakult, majdnem kizárólag paleozóos és prekambriumi kristályos képződményekből álló Biharia takarók a következők:

- a/ Highiş - Poiana takaró
- b/ Biharia takaró
- c/ Muncel - Lupşa takaró
- d/ Baia de Arieş takaró

### Rétegtani felépítés

#### Kristályos aljzat

A permnél idősebb herciniai és preherciniai metamorf és magmás képződményekből álló kristályos aljzat rétegtani tagolása még közel sem tisztázott. A herciniai orogén tartomány zöldpala fáciesnek megfelelő metamorfózist szenvedett, alsó-karbon - devon s esetleg szilur korú képződményei még határozottan elkülöníthetők az idősebbektől. A preherciniai képződmények tagolásával kapcsolatban azonban megoszlanak a vélemények.

Románia 1 : 200.000-es és 1 : 1,000.000-os léptékű térképeinek elkészítésekor az egységes jel- és szinkulcs összeállításánál a D. GIUSCĂ, H. SAVU és M. BORCOŞ által 1967 - ben kidolgozott rétegtani beosztást vették alapul /7.a. ábra/. Ez a beosztás a preherciniai metamorf és magmás képződményeket két tektonomagmatikus ciklus termékeinek tekinti: a legidősebb, preriféi üledékes és magmás kőzetekből kialakult mezozóna-beli metamorfitek /a Szamos, az Aranyosbánya, továbbá az Arada sorozat egyrésze/, valamint a tardiorogén nagyhavasi

gránit-batolit egy prebajkáli /preasszinti/ ciklusnak, a felső-proterozóos, riféi képződményekből létrejött epizóna-beli metamorfitok /a Bistra, a Biharia és a Muncel sorozat/, valamint a szinorogén kodruai migmatitos granitoid tömegek pedig a bajkáli /asszinti/ tektonomagmatikus ciklusnak a termékei. Lényegében hasonló megállapításokhoz vezettek a I. MÁRZA által a Gyalui-havasok területén végzett vizsgálatok is /1969/. Ujabban R. DIMITRESCU /1971/ szerint valamennyi preherciniai metamorfit, a mezo- és epizóna-beli kőzetek egyaránt, egyetlen orogén fázis, a kambrium és ordovicium határán lezajló, késő-asszinti, illetve korai-kaledóniai szardiniai fázis hatására metamorfizálódtak, s a szinorogén kodruai valamint a tardiorogén nagyhavasi gránit is ehhez az egyetlen fázishoz tartozik /7.b. ábra/.

Az alföldi preherciniai metamorfitok inkább két tektonomagmatikus ciklushoz való tartozásról tanuskodnak; ezért az alábbiakban a kétciklusos beosztást ismertetjük részletesebben.

#### A. Prebajkáli /preasszinti/ ciklus

a/ A Szamos /Someş/ sorozat a Déli-Kárpátok Lotru-Sebeş, a Keleti-Kárpátok Hagymás /Hăghimaş/ és a Nyugati-Kárpátok Jarabá sorozatához hasonlóan, a kárpáti térség legidősebb, 850-1000 millió évvel ezelőtt gránát-amfibolit fáciesben /mezozóna/ metamorfizált proterozóos üledékes és magmás képződményeit foglalja magában. Ezeknél idősebb metamorfitokat a Kárpátok területén egyelőre nem ismerünk. A sorozat kőzetei uralkodólag különféle terrigen üledékekből keletkezett paragneisz, gránátos, staurolitos, szilimanitos csillámpala, kvarcit, helyenként granitoidokból keletkezett ortogneisz, s kisebb mennyiségben bázisos eruptívumokból keletkezett amfibolit. Karbonátos kőzetekből keletkezett közbetelepülések ebben a sorozatban csak kivételesen akadnak.

b/ Az ugyancsak mezozónás Aranyosbánya /Baia de Arieş/ sorozat alul főleg detritogén csillámpalákból, gránátos,

staurolitos csillámpalából és kvarcitból, feljebb kristályos mészkő- és dolomit-rétegekből, legfelül pedig főleg magmatogén amfibolitból és porfiroidból áll.

Az Aranyosbánya sorozatot a Szamos sorozatnál általában fiatalabbnak tartják. A két sorozat mindenütt tektonikailag érintkezik egymással, a rétegtani sorrend tisztázatlan. A Szamos sorozatra néhány helyen közvetlenül az alább ismertetendő Arada sorozat települ, ezért R.DIMITRESCU feltételezése szerint az Aranyosbánya sorozat idősebb a Szamos sorozatnál. I. MÁRZA szerint a két sorozat egyidős, de két különböző területen, különböző kifejlődésű kőzetekből jött létre.

- c/ A Gyalui-havasok területén a Szamos sorozatra a főleg biotitos, gránátos csillámpalából álló, többnyire erősen diaforizált Arada sorozat települ.

A Szamos és az Arada sorozat fő elterjedési területe a Bihari-autochton ÉNy-i része, az Aranyosbánya sorozaté a Bihari-autochton DK-i része, valamint a Kodru és a Biharica takarórendszer.

- d/ Az Arada sorozat fentebb ismertetett tagjaira a Gyalui-havasok D-i és DK-i részén diszkordánsan települő, zöldpala fáciesben metamorfizált /epizóna-beli/ kőzetekből álló összletet, amelyet régebben az Arada sorozathoz csatoltak, Bisztra /Bistra/ sorozat néven már a bajkáli ciklushoz szokták sorolni. A sorozat metamorfitjai főleg terrigén üledékekből keletkezett kloritos, szericites pala, helyenként magmatogén, albitos, epidotos amfibolit-, valamint porfiroid- közbetelepülésekkel.

- e/ A Hegyes-Drócsa hegység aljzatának a fenti sorozatokkal lényegében azonos, preasszinti, mezozónás metamorfitkomplexusát Madarság /Mădrizesti/ sorozat néven szokták elkülöníteni.

A preasszinti tektonomagmatikus ciklus képződményeit röviden összefoglalva az alábbi módon lehet jellemezni:

A metamorfitok kiindulási kőzetei főleg homokos-pelites üledékek voltak; a karbonátos kőzetek és a bázisos iniciális magmatitok szerepe nem volt jelentős.

A metamorfózis a gránát-amfibolit fácies különböző szubfáciéseinek megfelelő nyomás-hőmérséklet viszonyok között zajlott le.

A metamorfózist a legmélyebben lévő részeken anatektikus migmatitosodás, szinorogén gránitosodás és pegmatitképződés /Szamos sorozat/, feljebb albitosodás /Ara-nyosbánya sorozat/, valamint tardiorogén gránitos magmásműködés kísérte /nagyhavasi gránit, madarsági gránit/.

#### B. Bajkáli /asszinti/ ciklus

Ez a ciklus a felső proterozóikum /riféikum/, s a legújabb palinológiai vizsgálatok szerint a kambrium 500-600 millió évvel ezelőtt zöldpala fáciesben metamorfizált képződményeit foglalja magában. Míg az előző ciklus metamorfitjai főleg a Bihari autochton területén találhatók meg, a bajkáli ciklus metamorf sorozatainak a fő elterjedési területe az Erdélyi-Középhegység központi részében lévő Bihar-hegység, pontosabban: a Kodru és a Biharia takarórendszer.

A bajkáli /asszinti/ tektonomagmatikus ciklust bevezető, eugeoszinclinális jellegű, főleg tengeralatti szimatiikus, bázisos magmás képződményekből /ofiolitokból/ keletkezett metamorfitokat Biharia sorozat, a ciklus felső részének detritogén metamorfitjait pedig Muncel sorozat néven szokták elkülöníteni.

a/ A Biharia sorozat kőzetei: kloritpala albitporfiroblasztokkal, ortoamfibolit albittal és epidottal, metagrabb-ró, metadolerit és metabazalt, kristályos mészkő- és dolomit-közbetelepülésekkel, legfelül savanyúbb plagio-metavulkanitokkal és trondhjemités metagránit-tömegekkel.

b/ A Muncel sorozat kőzetei: szericites kvarcit-palák, szericites-kloritos-albitos palák, grafitos kvarcitok, kristályos mészkövek és porfiroidok.

A bajkái /asszinti/ ciklushoz kapcsolódó metamorfózis, illetve ultrametamorfózis hatására alakultak ki, pre-bajkái metamorfitek migmatizációja révén, azok a magmás tömegek, amelyek a kodruai és a pankota-világosi szinorogén granitoidintrúziók anyagát szolgáltatták.

R. DIMITRESCU szerint a Biharia és Muncel sorozattal azonosítható a mások által preasszinti korúnak tartott Arada sorozat is. Így szerinte az Arada sorozatot is kontaktizáló, tardiorogén nagyhavasi gránit sem preasszinti, hanem asszinti, illetve szardiniai korú.

### C. Herciniai /variszkuszi/ ciklus

Ennek a ciklusnak a zöldpala fáciesű metamorfitjai a breton vagy szudétai fázis /320 - 350 millió év/ hatására jöttek létre alsókarbon, devon s esetleg szilur korú üledékes és magmás képződményekből.

a/ Păiușeni /Pajzs/ sorozat a Hegyes - Drócsa hegység több ezer méter összvastagságú paleozóos metamorfit - csoportja a kárpáti térség legnagyobb kiterjedésű, legtéljesebb és legjobban ismert, összefüggő középső- és alsó - paleozóos metamorfit - tömege. A sorozat a posztorogén felső-karbon-perm képződmények kivételével magában foglalja a herciniai üledékes -- magmás ciklus valamennyi jelleg-



zetes formációját. - A sorozatot bevezető alsó detritogén összlet kőzetei uralkodólag blasztopszefitek: meta-konglomerátum, metakvarcit, szericit - pala, kloritpala, metamorf mészkő. - A közbenső metamorfizált ofiolitos összlet a herciniai iniciális magmás működés metamorfizált termékeiből áll: metabazalt, metagabbro, tufogén zöldpala stb., fillit - és metakvarcit - közbetelepülésekkel. A felső detritogén összlet főleg fillitből, szericit és kloritpalából, továbbá metamorf mészkő, konglomerátum- és porfiroid-közbetelepülésekből áll. - A primorogén magmás működést az enyhe metamorfózist szenvedett radnai gránit, a szerorogént az úde hegyesi gránit, a tardiorogént kisebb alkáli gránit - és porfir - tömegek képviselik.

Az egész Păiuşeni sorozat, a Biharai takarórendszer részeként, a középső krétában rátolódott az északi előtér Kodru takarórendszerére.

A Păiuşeni sorozattal jól azonosíthatók a Bihar és a Torockói - hegység területén előforduló alábbi, kisebb kiterjedésű metamorfit - tömegek.

- b/ Arieşeni sorozat
- c/ Sohodoli márvány sorozat
- d/ Vulturese-Belioara sorozat
- e/ Torockói /Trascău/ sorozat
- f/ Varmaga sorozat

## Perm - mezozóikum

### Perm

Az Erdélyi - Középhegység területén a felsőkarbonban nem volt üledékképződés. Valószínűleg ez a terület is a Tethys északi szárnya egész hosszában magasra emelkedő Franko-

podóliai hátságnak volt a része. - A herciniai posztorogén molassz és az alpi ciklust bevezető detritogén üledékeket a perm képződmények képviselik.

A kristályos aljzatra éles diszkordanciával települő alsóperm, verrukánó típusú vörös konglomerátum - és homokkőrétegek formájában, a Kodru és a Bihar hegység területén van jelen, a Finiş - Girda, Moma és az Arieşeni takarók részeként. Ugyanitt, az ugyancsak általános elterjedésű felsőperm féregnyomos vörös homokkő - és konglomerátum - rétegekkel kezdődik, amelyeket nagyvastagságú kvarcporfir- és diabáz- közbetelepülések kísérik. A felsőperm felső része főleg földpátos vörös homokkőből, valamint kvarcporfirből és kvarcporfir - tufából áll.

A Drócsa - hegységben a Hegyes takaró által becsipett két pikkelyben van jelen a felsőperm. Covásint- /Kovási-/tól K-re a permet kvarchomokkő - rétegekkel váltakozó sötétszürke palák képviselik. Világos - /Şiria -/ tól K-re a takaró északi pereménél lévő pikkelyben az alsó és középső triász rétegeket felsőperm kuarporfir kíséri.

A Bihari autochton területén csak a felsőperm, illetve többnyire annak csak a felső része van kifejlődve. A vörös féregnyomos homokkő-, és felül breccsa - rétegekből álló felsőperm itt nem tartalmaz herciniai szubszekvens vulkanitokat.

### Triász

A felsőperm képződményekre általában üledékfolytonossággal települnek az alsótriász rétegek; csupán a Bihari - autochton területén észlelhető szögdiszkordancia a perm és triász rétegek között. A Kodru hegység területén a triász minden emelete ki van fejlődve. A Moma és a Bihar hegység területén a rhaeti, a Bihari - autochton területén a nori és a rhaeti emelet hiányzik. Az alsótriász az egész területen vörös vagy tarka, ho-

mokos - agyagos, un. werfeni kifejlődésben van jelen. - A középső-triász és a felsőtriász alsó része lényegében az egész területen epikontinentális jellegű, sekélytengeri, karbonátos /geantiklinális/ kifejlődésű. A Keleti - Alpok, illetve a Nyugati - Kárpátok legjellegzetesebb mészkő és dolomit kifejlődési típusai itt mind megtalálhatók. A Bihari - autochton területén az anisusi emeletre a guttensteini, a ladinra a wettersteini típusú mészkő jelenléte jellemző. A lassan, fokozatosan süllyedő medence - fenékre lerakódó mészkő - és dolomit-rétegek legnagyobb, 1000 m-t is meghaladó összvastagságot a Kodru - Moma hegység területén érnek el, steinalmi, halstatti, dachsteini típusú mészkő és földolomit típusú dolomit kifejlődésben. A felső triászban a Bihari - autochton területén a felső - karni, a Kodru területén a felső - nóri emelettől kezdődően a karbonáttartalom rovására fokozatosan megnő a terrigén detritikus anyag /agyag, homok/ mennyisége. A Kodru hegység legfelső triászára a keuper és kösseni típusú kifejlődés jellemző.

A Hegyes hegység északi peremén a Hegyes takaró alá becsipett perm- mezozoós pikkelyben, Pankota /Pâncota/ és Feltót /Tauț/ között, a felsőpermi kvarcporfir-tömegekhez werfeni homokkő - és pala - továbbá anisusi mészkő- és dolomitrétegek csatlakoznak.

Az Északerdélyi kristályos szigetrögökre, a perm - mezozoikum kimaradásával, általában közvetlenül paleogén vagy neogén üledékek települnek. Csupán a Meszes hegység területén fordulnak elő kisebb werfeni kifejlődésű alsótriász korú tömegek.

## Jura

A Bihari - autochton és a Kodru hegység jura időszaki ősföldrajzi fejlődésében bizonyos asszimetria mutatkozott.

A triász időszak végén bekövetkezett általános kiemelkedés után a jura transzgresszió mind a két területen a liász kor-

szak elején kezdődött meg. A Bihari - autochton erősebben süllyedő tengermedencében lerakódott, jelentős vastagságú gresteni típusú liásza mészkőbreccsával kezdődik, feljebb pedig kvarcit-homokkő-, helyenként konglomeratum-, majd kőzetlisztes agyagmárga-, tüzköves mészkő - és homokos mészkő - rétegekből áll. A Kodru hegység/Finis takaró/adneti típusú liásza kisvastagságú, és főleg mészkőrétegekből áll. A karbonátos kifejlődés ellenére azonban a fauna - tartalom itt is gresteni, szubmediterrán jellegű. A liász végén megfordult a helyzet. Míg a Bihari autochton kisvastagságú középső - és felső-jurája áll platform jellegű mészkő- és tüzköves mészkő - rétegekből, addig a Kodru hegység jelentősebb vastagságú középsőjurájában a mészkő- és homokos mészkő-, felső- jurájában pedig az aptichusos és calpionellás, kőzetlisztes agyagpala- és agyagmárga -pala-, s csak helyenként mészkő - rétegek uralkodnak. A két terület között, a Királyerdő /Pădurea Craiului/ déli részére feltolódott egyik kodrui takarónak, a Vălani takarónak a jurája a két fentebbi kifejlődés közötti átmenetet képviseli.

### Alsókréta

A Bihari-autochton és a Kodru hegység alsókrétájának a kifejlődése között is lényeges eltérés mutatkozik. Az átmenetet az alsókrétában is a Vălani takaró kifejlődése képviseli. A Bihari - autochton /Királyerdő/ teljes, a neokom - turon emeleteket felölelő alsókrétája diszkordánsan települ a tithon korú tömeges mészkő karsztos felszínére. A felszín mélyedéseit bauxit tölti ki; feljebb karbonátos, majd törmelékes, s legfeljebb, kőzetlisztes agyagos rétegek következnek az alábbi rétegtani tagolásban:

- |                            |   |         |
|----------------------------|---|---------|
| 1. Bauxit                  | } | neokom  |
| 2. Charás mészkő           |   |         |
| 3. Gastropodás mészkő      |   |         |
| 4. Alsó pahiodontás mészkő |   | barrémi |

- |  |   |                 |
|--|---|-----------------|
| 5. Ecleja rétegek /márga, mészmárga/               | } | apti            |
| 6. Középső pahiodontás mészkő                      |   |                 |
| 7. Glaukonitos homokkő és felső pahiodontás mészkő |   | albai           |
| 8. Vörös és zöld homokkő és agyagpala              |   | cenoman - turon |

A Vălani takaró alsókrétája a fenti rétegsor csökkent vastagságú /3000 m helyett csak 700 m/ neokom - albai részlegét tartalmazza.

A Kodru hegység Finiş takarójában a jura rétegekre üledékfolytonossággal települő berriázi és neokom üledékek flis jellegű, agyagos és homokos képződmények.

### Felsőkréta

A kréta időszak közepén egymást követő orogén fázisok határait az Erdélyi - Középhegység területén nagyon nehéz különválasztani. A takarók kialakulása valószínűleg már az auszt-riai /albai -- cenoman határ/ és a mediterrán /cenoman-turon határ/ fázissal megindult. A szenon és a szenon előtti üledékek közötti feltűnő litológiai különbségek viszont azt bizonyítják, hogy a szubherciniai /turon- szenon határ/ fázis is jelentős tektonikai változásokat hozott létre.

Az Erdélyi-Középhegység területének jelentős része kisebb-nagyobb szárazulatok alakjában emelkedett ki a felsőkréta tengerből. Az egykori szárazulatok közötti tengerrészekben felhalmozódott szenon /coniaci- maestrichti/ és alsópaleocén üledékek a hegység egész területén tipos gosai kifejlődésűek. A posztorogén, transzgressziós gosai kifejlődés /korai mollassz/ legjellegzetesebb képződményei a sekélytengeri, lagunáris, litorális organogén mészkövek /hippuritás, korallós, algás mészkő/, konglomerátumok, szénlencsés homokkövek, márgák stb. A kisebb-nagyobb felszíni felsőkréta előfordulások három övben koncentrálódnak. Az első öv a Királyerdő /Pădurea Craiului/, a Réz hegység /Munții Plopiș/. Vigyázó /Vlădeasa/

és a Nagybáródi - /Borod-/ medence felsőkréta előfordulásait foglalja magában. A második, Ny-K-i irányban hosszan elnyúló övhöz a Hegyes Drócsa /Highiş-Drocea/ déli szegélyén és az Aranyos /Arieş/ völgyében lévő előfordulások tartoznak /pl. a híres Odvas - Konop-i előfordulás/. A harmadik öv a Gyalui - havasok K-i peremét szegélyezi, a Jára /Yara/ folyó völgye és a Meszes hegység déli vége között. - A felsőkrétához csatlakozó paleocén üledékek mindenhol molassz jellegűek.

A szubherciniai fázissal /turon- szenon határ/ a torlódásos mozgások /takaróképződés/ befejeződtek. Az Erdélyi-Középhegység területét a szubhercini fázist követően és a larámi fázissal kapcsolatban csak lazulós mozgások érték. Egy nagyjából ÉÉK-DDNy irányú övben elhelyezkedő törésfelületek mentén a felszín közelébe, vagy a felszínre nyomultak a szinorogén gránitosodás kéregeredetű magmás termékei, a szubszekvens vulkanizmus legkorábbi megnyilvánulásai. A legidősebb, amfibol - andezites, dácitos és riolitos összetételű vulkáni termékek a szenon korú üledékekhez kapcsolódnak: vulkáni breccsa, tufa- és tufit - betelepülések, kisebb intrúziók a Gyalui - havasok, Királyerdő, Réz hegység, Bihar hegység és főleg a Vigyázó területén. Ez utóbbi helyen a 400 km<sup>2</sup> - nyi területet beborító riolit láva-, breccsa- és tufa - anyag vastagsága az 1000 m-t is megközelíti. A larámi fázist /kréta - paleogén határ/ követő, paleocén korú ún. banatitos magmás tevékenység granodiorit-, gránit-, diorit - összetételű kisebb - nagyobb intrúziói, továbbá andezites, dácitos jellegű vulkáni termékei a Vigyázó, a Gyalui - havasok, a Bihar hegység és a Torockói hegység, sőt tovább délre a Maros menti ofiolit öv, és a Déli - Kárpátok területén is megtalálhatók.

### Paleogén

A paleogén folyamán az Erdélyi - Középhegység északi részlege lepusztuló szárazulat volt, ezért területünkön a paleogén üledékek hiányoznak. Csupán a hegység mélybe süllyedt, K-i szegélyét fedi be az Erdélyi - medence paleogénje.

## Neogén

A szárazföldi periódus a neogén elején is tovább tartott. A miocén transzgresszió, a hegység területére mélyen benyomuló Nagybáródi-, Belényesi - és Zarándi- medencékben csak a tortónai /bádeni/ korszak elején indult meg.

A molassz jellegű, konglomerátum-, homokkő-, homok-, agyagmárga-, agyag- és mészkő - rétegekből álló bádeni, szarmáciai és pannóniai üledékeket a terület déli részén neogén vulkáni termékek kísérik. A vulkáni működés három ciklusban zajlott le. Az első /bádeni/ ciklust váltakozó riolit -, riodácit-, dácit-, andezit - és kvarcandezit - erupciók jellemzik. A második /szarmáciai - pannóniai/ ciklushoz a metallogenetikai szempontból nagyon fontos kvarcandezit - erupciók tartoznak. A pannóniai /pontusi/ - felsőpliocén ciklus vulkáni termékei andezites és bázisos-andezites jellegűek.

## II. AZ ERDÉLYI - KÖZÉPHEGYSÉG DÉLI RÉSZE

Az Erdélyi - Középhegység északi részének három, lényegében egybetartozó egységét dél felől, széles sávban, egy ősföldrajzilag és rétegtanilag alapvetően eltérő nagyszerkezeti egység, a Maros - menti ofiolitos öv veszi körül. Míg az északi rész, a Tethys geoszinklinális rendszerben való helyzetét tekintve geantiklinálisnak /újabbán arisztogeoszinklinálisnak/ tekinthető, addig a déli rész tipikus mélytöréses, ofiolitos eugeoszinklinális.

### Nagyszerkezeti felépítés

A déli rész, bár a szerkezeti felépítése szinte kibogozhatatlanul bonyolult, nem kizárólag takarókból áll. A környezetével sem felszínen észlelhető éles nagyszerkezeti határokkal érintkezik; képződményei É-on a Biharra takarórendszerre, D-en a Déli - Kárpátok Géta - takarórendszerére transzgressziósan

települnek. Az egység jelentős része főleg jura és részben alsókréta korú, változatos iniciális magmás kőzetekből áll. A mezozoos üledékeket felsőjura, valamint alsó - és felsőkréta rétegek képviselik. A perm és a triász hiányzik. Az alsókréta flis, a felsőkréta részben flis, részben molassza kifejlődésű. A középső-kréta és helyenként a krétavégi /larámi/ orogén fázisok hatására kialakult rátolódások, takarók többnyire É-i, ÉNy-i és Ny-i vergenciájúak. Torda közelében az egység eltűnik az Erdélyi-medence üledékei alatt. Egyelőre tisztázatlan, hogy hol és merre folytatódik tovább.

A Maros-menti ofiolitos öv nagyszerkezeti, illetve ősföldrajzi egységei a következők:

- a/ Bedeleu /Bedelló/ takaró
- b/ Căpilnaș - Techereu egység
- c/ Feneș egység
- d/ Drocea- Criș egység
- e/ Bucium egység
- f/ Boieriște egység

### Rétegtani felépítés

A Maros-menti ofiolitos övben a metamorf kőzetekből álló idős kristályos aljzatra közvetlenül ofiolitokkal váltakozó felsőjura-alsókréta korú üledékek települnek.

Az oxfordi emelettel kezdődő felsőjura üledékek többnyire karbonátos kifejlődésűek /Strambergi mészkő, Aptychusos rétegek/. A folyamatosan települő alsókréta legalsó része ugyancsak karbonátos kifejlődésű. A barrémi emelettől kezdve, a detritogén üledékanyag megnövekedésével, a fliskifejlődés válik uralkodóvá. Az alsókréta legfelső, albai emelete vadflis is tartalmaz. Az alsókréta folyamán az üledékfelhalmozódás fokozatosan egyre keskenyebb területre szorult össze. - A felsőkréta a terület ÉNy-i részén gosau - kifejlődésű litorális üledékekkel



kezdődik, s feljebb homokos flis - kifejlődésben folytatódik. DK-en fordított a helyzet: a felső-kréta flis kifejlődésű üledékei felfelé gosau-kifejlődésbe mennek át. A legfelső szenon /dániai/ és a paleocén az egész területen molassz kifejlődésű.

A jura és alsókréta korú üledékeket kísérő ofiolitos magmás termékek, kb. 60 millió év alatt három szakaszban törtek a felszínre. Az első, tithon előtti szakasz szimatikus eredetű, kevésbé differenciált magmás termékei tholeiites jellegűek: tenger alatti bazaltláva áruk, helyenként rétegzett gabbroid tömegek, kisebb ultrabázikus testek. A második, felsőjura - neokom szakasz magmás kőzetei két irányú differenciációnak a termékei: bazalt, andezit, dácit, riolit, illetve bazalt, limburgit, oligofir, trachandezit, ortofir csoport. A harmadik, apti- albai szakasz kőzetei kizárólag szpiliték.

A paleogén és neogén üledékek szerepe ebben az övben jelentéktelen. A szinorogén banatitok az egység nyugati, a neogén szubszekvens vulkanitok az egység középső részén /Erdélyi-Érc-hegység/ azonban itt is jelen vannak.

### III. DÉLI-KÁRPÁTOK

A Déli-Kárpátoknak a Dimbovița völgyétől az Aldunáig húzódó, több mint 300 km hosszú vonulata kréta időszak végén konszolidálódott kéregrészt, amely autochtonból és egyetlen hatalmas, K-Ny-i csapású, déli vergenciájú, középsőkréta-larámi fázisok hatására létrejött takarórendszerből áll. A kainozóikum folyamán itt már csak vertikális elmozdulások voltak; flis képződés sem volt.

1. A Danubiai - autochton felépítésében herciniai és preherciniai /bajkáli és prebajkáli/ metamorf kőzetek, hatalmas granitoid tömegek, továbbá változatos kifejlődésű paleo- és mezozóos üledékek vesznek részt.

2. A Géta takarórendszer /Szupragéta, Géta-takaró és annak foszlányai/ főleg idős, preherciniai /bajkáli és prebajkáli/ metamorfitokból áll. Granitoid tömegeket alig tartalmaz. A fiatalabb, herciniai metamorfitoknak a mennyisége jelentéktelen. A paleo - és mezozóos üledékek, főleg a takarórendszer nyugati részén, csak néhány medence területére korlátozódnak.
3. A Severin /Szörényi/ takaró a Vaskapu közelében lévő kisebb szerkezeti egység, amely alsókréta korú un.szinaiai rétegekből /karbonátos flis/ áll.

#### IV. KELETI - KÁRPÁTOK

A Keleti-Kárpátok hegyvonulata csak földrajzi értelemben, morfológiailag folytatása a Déli-Kárpátoknak. A két hegység nagyszerkezetiileg alapvetően különbözik egymástól. A Déli-Kárpátok autochtonból és egyetlen takarórendszerből álló, larámi fázissal konszolidálódott kéregrészt. Ezzel szemben a Keleti-Kárpátoknak autochtonja nincs; a hegység valamennyi kristályos, mezozóos és kainozóos képződménye É-D-i csapású, K-i vergenciájú, hat takarórendszerbe torlódt.

Az Erdélyi-Középhegység, valamint a Déli- és a Keleti-Kárpátok kréta orogén fázisok /ausztriai- larámi/ hatására létrejött takaróit összefoglaló néven Dacidáknak, a neogén takarókat Moldavidáknak nevezik.

A Dimbovița völgyétől a Tarac völgyéig tartó Keleti-Kárpátoknak a takarórendszerei a következők:

1. Az ausztriai fázis hatására létrejött, kizárólag mezozóos rétegekből álló Erdélyi - takarórendszernek /Központi - Dacidák/ ma már csak a kisebb roncsai vannak meg; a Hagymás /Haghimaş/ takaró, és a Persányi-hegység erdélyi takarója.

2. Az ausztriai és larámi fázis hatására alakult ki a Bukovinai - takarórendszer /Közbenső-Dacidák/, amelynek felépítésében mezozóos rétegek, valamint paleozóos és prepaleozóos kristályos kőzetek vesznek részt: Radnai-, Bukovinai, Szubbukovinai takaró, továbbá a Baróti-hegység, Persányi-hegység, Brassói-hegység és a Dimbovița völgyének a takarói.
3. A larámi fázisnak köszönheti létrejöttét a Csalhó /Ceahlău/ takarórendszer /Külső-Dacidák/, amely kristályos képződményeket már nem tartalmaz; kizárólag mezozóos, elsősorban alsókréta korú ún. szinaiai- rétegekből áll, amelyek már flis kifejlődésűek.
4. Az uralkodóan kréta - paleogén korú, flis kifejlődésű üledékekből, neogén /őstájer és újstájer/ orogén fázisok hatására kialakult Moldavidák közül a Belső-Moldavidákhoz tartozik az ún. kurbikortikális rétegekből álló Teleajen-takaró és a fekete palákból álló Audia-takaró.
5. A Közbenső - Moldavidákhoz tartozik a főleg eocén flis - képződményekből álló Tarkő /Tarcău/ takarórendszer.
6. A Külső-Moldavidákhoz tartozik a paleogén és miocén rétegekből az újstájer fázis hatására kialakult parautochton marginális egység, továbbá az előmélység belső szárnya, az ún. perikárpáti egység.

## V. ÉSZAKKELETI - KÁRPÁTOK

Körülbelül az Eperjes - Tokaji-hegység vonala és a Tarac /Tyereszva/ völgye között a Kárpátok vonulatának egy olyan szakasza helyezkedik el, amelynek a nagyszerkezeti felépítése sem a Nyugati-, sem a Keleti-Kárpátokéval nem teljesen azonos. Ezért célszerű Északkeleti-Kárpátok néven különválasztani.

Az Északkeleti-Kárpátoknak a felszínen a Nyugati - és Keleti-Kárpátokéhoz hasonló, kristályos és mezozóos képződményekből

álló, takarós felépítésű, belső, központi öve nincs. A Nyugati-Kárpátok Flis-övezete /Külső-Kárpátok/, s ezt az övezetet a Belső-Kárpátoktól elválasztó Szirtöv vagy Pieninek öve, kelet felé, az Északkeleti-Kárpátokban is tovább folytatódik. A Szirtöv belső oldalán azonban itt nem egy kristályos - mezozoos öv, hanem egy miocén - pliocén molassz üledékekkel és szubszekvens vulkáni képződményekkel kitöltött ÉNy-DK-i csapású medence, a Kárpátaljai - belső süllyedék helyezkedik el.

A./ A Flis- övezetben az alábbi három övet szokták elkülöníteni:

1. Külső antiklinális öv /Pikkelyek öve/
2. Központi szinklinális öv /Krosznói-öv/
3. Belső antiklinális öv /Magura öv/

B./ A Szirtöv vagy Pieninek öve /Pienidák, Kárpátaljai mélytörés öve, Exotikus blokkok öve/ elsőrendű diszlokációs öv a Külső- és Belső- Kárpátok határán, amelyet a kréta és neogén orogén fázisok egyaránt erősen megzavartak. Ebben az övben aljzatuktól elszakadt jura-neokom mészkő - tömegek kisebb - nagyobb, gyakran több km átmérőjű összezúzott, felforgatott, gyökértelen tömbök, olisztolitok alakjában, beágyazásokhoz hasonlóan helyezkednek el a puhább felsőkréta és paleogén, többnyire flis jellegű üledékekben.

C./ A Kárpátaljai belső süllyedék geomorfológiailag két medencére osztható: az ÉNy-i miocén - pliocén Csap-munkácsi és a DK-i miocén Aknaszlatinai-medencére. Nagyszerkezeti alapon a belső süllyedéket célszerűbb nem haránt, hanem hosszanti /kárpáti/ irányban az alábbi két részre osztani:

1/ Monoklinális vagy szegély öv

2/ Sódiapiros és brachiantiklinálisos redők központi öve. Ezt az övet mindkét oldalán egy-egy szinklinális öv szegélyezi.

A Kárpátaljai belső süllyedéket a tőle DNy-ra lévő, ugyancsak neogén medencealakulattól, a Pannóniai-medencétől, egy ÉNy-DK-i irányban, kb. a magyar-szovjet határ mentén húzódó, sárcbércszerű alakulatok sorából álló övezet, a Pannóniai mélytörés öve választja el. Az ezt DNy-felé lehatároló törésfelület vonala a Szamos vonal.

Régebben, amíg a területen nagyobb mélységig lehatoló mélyfúrások nem voltak, az a teljesen logikus vélemény alakult ki, hogy a süllyedék 5-6000 m vastagságúnak feltételezett neogén medenceüledékei alatt a Nyugati-Kárpátok Veporida és Gömörida takaróinak, vagy pedig a Keleti-Kárpátok Dacida takaróinak a nagy mélységbe lesüllyedt kristályos és mezozóos képződményei helyezkednek el. A mélyfúrási adatok ezt az elképzelést megcáfolták. Kiderült, hogy a tortónai emelettel kezdődő neogén medenceüledékek vastagsága nem haladja meg a 3000 m-t, s az aljzat nem a Nyugati - vagy a Keleti-Kárpátoknak a kréta időszakban konszolidálódott kristályos és mezozóos képződményeiből, hanem olyan, neogén orogén fázisokkal is megzavart paleogén és mezozóos üledékekből áll, amelyek inkább a Szirtöv, a Máramarosi-flisöv és a Tiszántúl hasonló korú képződményeivel azonosíthatók. A süllyedék legnagyobb, DK-i részének az aljzata a Középföld-máramarosi mobilis öv tartozéka. A süllyedék legnyugatibb részének aljzatában, Csap környékén a Zempléni-szigethegység nem metamorfizált paleozóos /perm és triász/ képződményei, Ungvár környékén pedig a Keletiszlovákiai neogén medence aljzatának a bizonytalan /perm ?/ korú, epimetamorf paleozóos palái /Pozdišovce - ináčovcei öv/ folytatódnak. Ungvártól É-ra, Perecsény környékén, kis területen a felszínen is megtalálható a Nyugati-Kárpátok alig tektonizált paleogén flisövének, a Podhalei-flisövének a keleti folytatása is.

## VI. ERDÉLYI MEDENCE

### Nagyszerkezeti felépítés

Az Erdélyi-Középhegység, a Déli-Kárpátok és a Keleti-Kárpátok között elhelyezkedő Erdélyi-medence a kárpáti térség legidő-

sebb, legteljesebb és legszebb fiatal medencealakulata. Jelenlegi, egységes formájában a Kárpátok koszorújának létrejötte után, a tortóniai korszakban alakult ki; bár kétségtelen, hogy a medence bizonyos részeiben az üledékfelhalmozódás, kisebb-nagyobb megszakításokkal, lényegében a felsőkrétától, sőt a perm-től a pliocénig tartott. A paleogén és felsőkréta üledékek azonban még több, különböző jellegű medencerészben rakódtak le, egyes helyeken epikontinentális jellegű, máshol pedig flis kifejlődésben. A neogén üledékeket, a sótektonikán kívül, gyűrődéses mozgások nem érték. A paleogén és felsőkréta rétegek is csak mérsékelt zavarot településük. A nagy mélységben elhelyezkedő s a legutóbbi évekig feltáratlan, felsőkrétánál idősebb képződmények nagyszerkezeti felépítésére vonatkozólag különböző elképzelések születtek. A régebbi feltevések, s újabban pl. DUMITRESCU J. /1962/ szerint is, a medence kialakulását az tette lehetővé, hogy a medenceüledékek aljzatában egy alpi mozgásokkal nem regenerált, merev herciniai masszívum helyezkedik el. Mások, így pl. MRAZEC L. /1932/, POPESCU-VOITEȘTI I. /1942/ és PREDA D. /1961/ szerint az alsókréta és annál idősebb mezozoos és kristályos képződmények, miként az Erdélyi - Középhegységben és a Kárpátokban, itt is takarós felépítésűek. Ugy látszik, hogy a szeizmikus mérések és a legmélyebb fúrások adatai az utóbbi elképzelést igazolják, bár az eddigi ismeretek alapján a kérdést véglegesen tisztázni még nem lehet. A magminták vizsgálata alapján bizonyítottan vehető az alábbi mélyföldtani megállapítások.

A kristályos aljzat kőzetei, és az azokra települő perm - mezozoos üledékek az Erdélyi-Középhegység és a Kárpátok hasonló korú, felszinen lévő képződményeitől nem térnek el, azokkal jól azonosíthatók.

A medence legmélyebb részeiben a 2-3000 m összvastagságot is elérő perm - mezozoos üledékek a kristályos aljzatot nem teljesen összefüggő burok alakjában borítják be. - A medence legmélyebb részeiben 6000-8000 m mélységig süllyedt kristályos kőzetek három, nagyjából É-D-i irányú félkör alakú ívben magasra,

354

1000-2000 m tsz. alatti mélységig emelkednek. Az ivék legmagasabb részei felett nemcsak a perm-mezozóos, hanem helyenként még a paleogén, sőt az alsómiocén üledékek is hiányoznak /3.sz. ábra/.

1. A legnyugatibb, Torda - Szék - Dés - Szamoscikó /Turda - Sic - Dej - Tîcău/ vonalában húzódó iv /Széki iv/ tulajdonképpen az Erdélyi - Középhegység mélybe süllyedt északi részének a K-i pereme. Az iv legmagasabb részén - 1000 m mélységig emelkedő kristályos aljzat Kolozsvártól K-re már 6000 m mélységben helyezkedik el.
2. A középső, Balázsfalva- Mezőpagocsa - Nagyszamos /Blaj - Pogăceaua - Someșul Mare/ vonalában húzódó ivben /Mezőpagocsai iv/ a kristályos aljzat délen - 1000 m, északon Nagysármás /Sărmășel/ közelében - 2500 m mélységig emelkedik, míg keletebbre, Marosvásárhelytől délre, - 8000 m mélységben helyezkedik el.
3. A harmadik, legkeletibb, Illenbák - Bencéd - Parajd - Görgényszentimre - Magyarláros /Ilimbav - Bențid - Praid - Gurghiu - Tg. Lăpuș/ vonalában húzódó iv, /Bencédi iv/ legmagasabbra emelkedő részén, Bencédnél, a kristályos aljzat - 2000 m körüli mélységben, Görgényszentimrétől K-re pedig - 6000 m mélyen van.

A medence DNY-i részén, az előbbi ivekre merőleges, nagyjából ÉNY - DK-i irányú törésvonal mentén, Balázsfalva és Szentágota /Blaj - Agnita/ között egy ugyancsak magasra emelet, sárbércszerű vonulat jelentkezik. A perm - alsókréta rétegek azonban itt még megvannak /- 2000 m körüli mélységben/, csak a felsőkréta hiányzik.

Egyelőre még nem tisztázott, hogy a medencealjzat a fentebbi három ivben egyszerű törésfelület mentén történő kibillenéssel került-e magas szerkezeti helyzetbe, vagy pedig rátolódással, illetve takaróképződéssel. A mozgások pontos kora sem

ismeretes. Lehetséges, hogy a mozgások középső kréta orogén fázisokkal, de az is elképzelhető, hogy a krétavégi larámi fázissal kapcsolatosak. ICHIM Tr. szerint mind a három iv egy-egy K-i vergenciájú, a Keleti-Kárpátok Dacida takaróihoz hasonló, nagyszabású rátolódás, illetve takarós rátolódás /nappe de charriage/.

A kainozóos medenceüledékek szerkezete a nagyszámú szénhidrogénkutató fúrás és a szeizmikus mérések adatai alapján, már tisztázottnak tekinthető. Csupán a medence keleti része van kevésbé feltárva, mert itt a medenceüledékeket vastagon beborítják a Kelemen-Havasok, a Görgényi-Havasok és a Hargita pliocén vulkáni képződményei.

A helvéciai /kárpáti/ és a tortónai /bádeni/ emelet határát egy kitűnő vezérszintnek, a medence egész területén megtalálható "Dési - tufa"-nak a talpa jelzi. A Dési-tufa alatti /alsómiocén, paleogén/ és a tufa feletti /tortónai és annál fiatalabb/ medenceüledékek szerkezete lényegesen különbözik egymástól. A pretortónai üledékek nagyszabású szerkezetét a széles, lapos antiklinálisok jelenléte jellemzi. A Dési-tufa feletti üledékek nagyszabású szerkezetét a tortónai emeletben lévő hatalmas sóformáció alakította ki. A medence belsejében lerakódott, plasztikusan viselkedő kőstőmegek, kisebb sűrűségük következtében, diapirok alakjában, a felszín, illetve a medenceperemek felé mozognak, s a fedő üledékekben meredek brachiantiklinálisokat és dómokat hoznak létre. A sótektonika alapján az Erdélyi-medence neogén üledékeiben három övet lehet elkülöníteni.

- a/ a külső övben, ahol a pretortónai üledékek dominálnak, az üledékek, egyhe dőléssel, a medence belseje felé lejtnek.
- b/ A tektonikailag erősen, zavart belső övre a helyenként felszínig nyomuló kősmagvakat tartalmazó diapirok jellemzőek.



c/ A legbelső övet a nagyobb mélységben elhelyezkedő sódóмок és brachiantiklinálisok jellemzik.

A sótektonikának a szénhidrogénkutatás szempontjából igen nagy jelentősége van. 1909-től kezdve több mint 100 gázmezőt tártak már fel, s 1970-ben az évi termelés megközelítette a 20 milliár m<sup>3</sup>-t.

### Rétegtani felépítés

Az Erdélyi-Medence felszinen lévő harmadidőszaki üledékeinek a rétegtani szintézisét KOCH A. már a múlt század végén elkészítette /1894-ben jelent meg az I. Paleogén, 1900-ban a II. Neogén része/. Lényegében még ma is helytálló megállapításai már több mint 80 éve közismertek. A medence belsejében lévő paleogén és annál idősebb képződmények rétegtani viszonyaiba azonban csak a legutóbbi években lehetett némi betekintést nyerni. A medence belsejére vonatkozó legújabb rétegtani adatokat röviden az alábbi módon lehet összegezni.

A széki, mezőpagocsi és bencédi ívben magasra emelt kristályos aljzat kőzetei a medence ÉNy-i részén a Bihari-autochton legidősebb kőzeteihez hasonló paragneiszek és gránátos csillámpalák. A medence D-i DK-i részének a metamorf kőzetei a Kodru és a Biharia takarórendszerek fiatalabb metamorfittjáihoz hasonlóak: szericites, kloritos pala, csillámpala, helyenként kristályos mészkő betelepülésekkel.

A nem metamorfizált paleozóos üledékek, az Erdélyi-Középhegységhez hasonlóan, itt is hiányoznak.

Verrukano típusú permi konglomeratumot csupán a medence K-i peremén harántoltak át.

Jelentősebb vastagságú /700-800 m/ triász képződményeket, vörös márga- és szürkészöld agyag rétegeket, a medence DK-i szé-

lén tártak fel. A közeli Persányi-hegység triászához hasonlóan ez a triász is tartalmazott bázisos magmatitokat. A medence D-i részén, Szentágota /Agnita/ környékén feltárt triász dolomit-, mészmárga - és konglomerátum - rétegekből állott.

A transzgressziós liász üledékekkel kezdődő, majd barnásszürke dogger és malm mészkövekben folytatódó, 1000 m-nél is vastagabb jura rétegsort Mezőpagocsától D-re, Mezőbánd /Band/ közelében harántoltak.

Az alsókrétát a medence D-i részén barrémi, apti és albai mészkőrétegek képviselik. Legdélebbre, Alamornál /Alamor/ az alsókréta fekete márgapala-, homokkő- és mikrokonglomerátum-rétegekből áll.

Az alsókrétánál fiatalabb üledékekben a román geológusok öt ciklust különítenek el: felsőkréta, paleogén, burdigalai-helvét, tortónai-buglovi-szarmata, továbbá pliocén ciklust.

a/ Az Erdélyi-Középhegység mélybe süllyedt keleti szegélyét nagy felületen beborító, felsőkréta üledékek részben gosau, részben flis kifejlődésűek. A medence D-i részének felsőkrétája mindenütt gosau fáciesű. D<sup>ny</sup>-en a Persányi-hegység közelében, és ami nagyon meglepő, a medence centrális részében is, a felsőkréta flis kifejlődésű.

b/ Az eocén üledékek csak a medence északi és középső, az oligocén üledékek pedig csak a medence északi részén borítanak be nagyobb felületeket. Az Erdélyi-Középhegység mélybe süllyedt részét, a medence ÉNy-i és É-i szegélyén, a Koch Antal által részletesen feldolgozott klasszikus, epikontinentális jellegű, sekélytengeri eocén- és oligocén- rétegek fedik be. A medence belsejében, Mezőpagocsa környékén feltárt eocén konglomerátum-, szürke márga-, vörös agyag-, homokkő- és mészkő-rétegekből áll. A medence neogén vulkanitokkal beborított K-i részén a paleogén üledékekről egyelőre keveset tudunk. Beszterce /Bistrița/ környékén az oligocén flis-kifejlődésű.

c/ Az alsómiocén, burdigalai - helvéciai üledékek inkább még a paleogén képződményekhez kapcsolódnak, s azokhoz hasonlóan a medence ÉNy-i felében borítanak be összefüggően nagyobb területeket. Kifejlődésüket tekintve nagy vastagságú, igen változatos, ősmaradványokban gazdag molassz üledékek.

d/ A tortónai - szármáciai üledékek éles diszkordanciával települve az idősebb képződményekre, az ÉNy-i részt kivéve, a medence egész területén megtalálhatók, s gazdag ősmaradvány-tartalmuk alapján kitűnően tagolhatók. A tortónai emelet alapkonglomerátummal és a közismert Dési-tufával kezdődik, amely a medence DK-i szegélyén az 500 m vastagságot is meghaladja /Persányi-tufa/. Az emelet középső része az átlag 200-400 m vastagságú sóformáció, a medence K-i és Ny-i szegélyén sódiapirokat tartalmazó antiklinálissal. Az emelet felső része Radioláriákat és Spiralisokat tartalmazó agyagmárga-, márga- és tufa-rétegekből áll. A szarmata emelet márga-, homokkő, vulkáni tufa- s esetleg konglomerátum- rétegekből áll; az emelet felső részét ősmaradványokkal nem lehet kimutatni.

e/ Az agyag-, márga- és homokkő- rétegekből álló pliocén üledékek legfiatalabb tagjai a medence É-i részén utólag lepusztultak. A miocénben megkezdődő, s még a kvarterben is aktív neogén vulkánosság kb. 10 kráteren át feltört andezites jellegű termékei, a Keleti-Kárpátok és az Erdélyi-medence határán több száz km hosszúságban borítják be a térszint.

A negyedidőszak folyamán a medence területe már lepusztuló szárazulat volt, ezért a kvarter üledékek elterjedése és vastagsága nem jelentős.

## VII. KÖZÉPALFÖLD - MÁRAMAROSI MOBILIS ÖV

Az Erdélyi-Középhegység északi részét nemcsak délen, hanem északon is egy mobilis, iniciális magmatitokkal /ofiolitokkal/ és flis képződményekkel jellemezett, eugeoszinklinális-öv

veszi körül. A déli mobilis öv, a Maros-menti ofiolitos öv, a középső-kréta orogén fázisok után konszolidálódott. A felsőkréta és a paleogén üledékek itt már többnyire nyugodt településűek, és nem flis, hanem lényegében normális, epikontinentális kifejlődésűek. Az északi, Középföld-máramarosi mobilis öv, a középső-kréta orogén fázisok után nem konszolidálódott. Itt a felsőkréta üledékek részben, a paleogén üledékek pedig nagyrészt flis kifejlődésűek. A mobilis, ofiolitos aljzat felett elhelyezkedő ún. Szolnok-máramarosi flisöv, neogén képződményekkel lefedve, Ny-i irányban Kárpátalján és az Alföldön át egészen Törtelig, K-i irányban pedig a Hargita alatt egészen a Persányi-hegységig folytatódik. - A kréta időszak végén, a Solnok - máramarosi flisöv belső oldalán, az Erdélyi-Középhegység Ny-i és K-i szegélyén /tehát nem ofiolitos aljzaton/ is kialakult egy-egy tektonikailag mérsékelten zavart, legbelső flisöv, amelyhez a Békés-szatmári felsőkréta vályúnak, valamint, az Erdélyi-medence középső részének a felsőkréta flis-térülete tartozik.

A Középföld-máramarosi mobilis öv, és a hozzá tartozó flisöv három ország, Románia, Kárpátukrajna és Magyarország területén át húzódik, az utóbbi két ország területén neogén medenceüledékekkel lefedve.

Az öv egyes részlegeit a három ország geológusai külön-külön, egymástól függetlenül vizsgálják. A vizsgálatok eredményeinek az egységes kiértékelése és egybehangolása még meg sem kezdődött. A román, különösen pedig a szovjet résznek bőséges az irodalma; a többszáz fúrással feltárt magyarországi résznek azonban csak nagyon szegényes irodalma van, s a szomszédaink még azt sem ismerik.

#### A. Romániai részleg

##### Nagyszerkezeti felépítés

Az öv romániai részlegének, a Prelukai kristályos rögtől és a Radnai - havasoktól É-ra elterülő belsőkárpáti Máramarosi -

flisterületnek a nagyszerkezeti felépítését röviden az alábbi módon jellemezhetjük.

A terület alsómiocén és annál idősebb képződményeit a neogén orogén fázisok helyenként K-Ny-i csapásirányú takarókba, illetve takaró - pikkelyekbe /nappe-écaille, pînză-solz/, rátolódásokba torlasztották. Így jött létre északon az É-i vergenciájú, szávai /?/ Petrova - Benatina takarópikkely, délen pedig, a Lápos /Lăpuş/ hegységben, a D-i vergenciájú, parautochton, óstájer Lápos /Lăpuş/ takarópikkely, valamint az újstájer Batiza /Botiza/ takarópikkely /4.sz. ábra/.

A Lápos takarópikkely a felszínen 35 km hosszúságban követhető, szélessége 8 km, vastagsága 800 m. A Batiza takarópikkely a Radnai-vető Ny-i folytatása. A felszínen 25 km hosszúságú; szélessége 7 km, vastagsága 1800 m. Két digitációja van. Ezek közül az alsó öt pikkelyből áll. A felső digitáció homloki része öt gyökértelen jura-neokom szirtet tartalmaz.

A flis-öv lefedett nyugati folytatásának a mélyszerkezetét egyelőre még nem ismerjük, de a magyarországi részleg mélyfúrásaiból előkerült magminták szélsőséges dőlésértékei itt is neogén torlódásos mozgásokra utalnak.

### Rétegtani felépítés

A Máramarosi-flisöv felszínen lévő, vagy mélyfúrásokkal feltárt legidősebb szálban álló kőzetei felsőkréta korúak. A nagyobb mélységben elhelyezkedő, idősebb képződményekre a felsőkréta, paleogén és neogén konglomerátumok kavicszemeinek a kőzetanyagából, továbbá a Batiza takarópikkely homloki részén felszínre bukkanó öt darab gyökértelen, jura-alsókréta szirtnek az anyagából lehet következtetni. Ilyen következtetések alapján igen valószínű, hogy a kristályos aljzatra permo-triász /?/ korú, ibolyásvörös kvarcit- homokkő-, továbbá mészkő- és dolomitrétegek települnek /I. üledékképződési ciklus/.

A Batiza-takaró szirtjeinek a kőzetanyaga hasonlít a Pienini-szirtöv szirtjeinek az anyagához: tithon-neokom korú, pelagikus, finomszemű, tömött, biancone típusú mészkő, mikrodetritikus vagy oolitos mészkő, bázisos magmás kőzetekből származó törmelék darabokkal, radiolarit - közbetelepülésekkel, kovakonkréciós márgapala aptichusokkal, kalciteres, tömött finomszemű tintinnideás mészkő /II. üledékképződési ciklus/. A bázisos magmatit-töredékek és radiolaritok közeli ofiolitos magmás tevékenység kétségtelen jelei. A fenti kőzetek, kavicsei a későbbi transzgressziós és regressziós konglomerátumokban is megtalálhatók.

A következő III. üledékképződési ciklushoz a mélyfúrásokban és a felszínen egyaránt megtalálható felsőkréta-burdigalai korú képződmények tartoznak.

A felsőkréta három geoszinklinális-vályúbeli és két peremi, szegély-fáciesben van jelen.

A geoszinklinálisbeli kifejlődés egyik típusa a csak helyenként előforduló alapbreccsa. A másik típus az egyik Nagybánya /Baiu Mare/ melletti mélyfúrásban feltárt, közvetlenül/a kristályos aljzatra települő 500 m vastagságú, albai-cenoman korú, helyenként mikrobreccsa-betelepüléseket is tartalmazó, kőzetlisztes vagy finomhomokos, feketésszürke agyagmárga-összlet. Ez a kifejlődés felfelé fokozatosan a harmadik típusba, turon-szenon korú globotruncanás vörös márgába, az ún. púhói /púchovi/ márgába megy át. A vörös márga a Batiza takaró déli részén transzgressziósan, közvetlenül a szirtek jura-neokom mészkövére települ.

A szegély-fácies egyik típusát a felsőszenon korú, transzgressziós, neritikus orbitoidás rétegek képviselik, alul parakonglomerátummal és parabreccsával, feljebb egyre finomabb szemcséjű, márga-zárványokat és limonitos konkréciókat tartalmazó, orbitoidás homokkő-rétegekkel /Lápos-takaró/. A szegély-fácies másik típusához az ÉK-i peremvidéken, a Visó-völgyében felszí-

nen lévő konglomerátum-homokkő- és inoceramusos márga-  
rétegek tartoznak,

A Máramarosi flis-területen a paleogén a geoszinklinális vályú perami részein szegélyfáciesben, a vályú belsejében pedig flis-fáciesben van jelen. Ez utóbbi dél felé, fokozatosan, az Erdélyi-medence epikontinentális jellegű medence-fáciesébe megy át.

Ahol a szenon púhói-márga fáciesben van kifejlődve, a felsőkréta és eocén között üledékhézag nincs. A folyamatos átmenetet ibolyás és zöldesszürke színű, helyenként kemény homokkő-csikokat tartalmazó, globorotáliás, paleocén korú homokos agyagmárga - rétegek képviselik.

A flis-kifejlődésű, 1000 m-t is meghaladó vastagságú eocén főleg ritmusosan rétegzett, pszeftites és pelites terrigén üledékekből áll /Tocilasecul flis a Batiza takaróban/. A legvastagabb, alsó rész /alsó-eocén/ tipusos flis, homokkőből és agyagmárgából álló ritmusokkal, gradációval, bioglifákkal és mechanoglifákkal. A középső-eocén főleg rosszul osztályozott, helyenként fluxoturbidites homokkőrétegekből áll. A felső-eocént zöldesszürke, alig rétegzett globigerinás márga és agyagmárga képviseli.

A szegélyfáciesű eocén bioklasztikus jellegű, 50-70 m vastagságú képződményei diszkordánsan települnek a felsőkréta fekvőre.

Az epikontinentális jellegű, medencebéli kifejlődésű eocén tulajdonképpen már az Erdélyi-medence tartozéka; főleg ősmaradványokban igen gazdag, durvatörmelékes és karbonátos, peritikus vagy fluvio-lakusztrikus rétegekből áll, s a Prelukai -kristályos rög D-i előterében van a felszínen.

A máramarosi flis-vályú belsejében a flis kifejlődésű Valea Carelor típusú oligocén finomszemű, vékony homokkőcsikkal ritmusosan váltakozó /ún. kurbikortikális/ sötétszürke agyag- és

agyagmárga-rétegekből áll, amelyek helyenként diszodilos, bitumenes agyag-betelepüléseket, ankerit-lencséket és halmaradványokat tartalmaznak.

Az epikontinentális jellegű, medencebeli kifejlődésű oligocén ősmaradványokban gazdag karbonátos, homokos kőzetekből, diszodilos, halmaradványos agyagmárgákból, továbbá helyenként lagunáris és terrasztrikus üledékekből áll, amelyek szén, gipsz, anhidrit, kősó és kén ~~nyomokat~~ tartalmaznak.

A paleogén és neogén közötti átmeneti képződmények /egeri, eggenburgi emelet/ barnássárga, limonit-konkréciós agyag- és márga-, máshol homokkő- és konglomerátum- rétegekből állnak, s vastagságuk a 80<sup>0</sup> m-t is meghaladja.

A Lápos- és Batiza-takarókat létrehozó óstájer és újstájer orogén fázisok között lerakódó helvéciai /ottnangi- kárpáti/ üledékek teljesen azonosak az Erdélyi-medence hasonló korú, tipusos molassz kifejlődésű képződményeivel: márgás homokkő-, homokos márga-, mészkő- és konglomerátum-rétegek.

A IV., posztorogén üledékképződési ciklushoz a takaróképződés utáni tortónai-pliocén korú molassz üledékek tartoznak, főleg pannóniai korú, nagytömegű szubszekvens vulkáni kőzetanyaggal. A transzgressziós tortónai és az azok fölé üledékfolytonossággal települő szármáciai rétegeket transzgressziós-ingressziós pannóniai üledékek fedik.

### B. Kárpátukrajnai részleg

#### Nagyszerkezeti felépítés

A mélyfúrások tanúsága szerint a neogén medence-üledékek tortónai /esetleg helvéciai/ korú bevezető tagjai a legtöbb helyen paleogén /többnyire flis kifejlődésű eocén vagy oligocén/ és felsőkréta korú üledékekre települnek. Beregszász, Nagyszőlős, Munkács és Huszt környékén, ÉNy-DK-i, kárpáti csapású pásztákban a paleogén hiányzik. A neogén medenceüledékek



ezek a helyeken közvetlenül idősebb, alsókréta, jura, sőt triász /?/ rétegekre települnek. Mezozoosnál idősebb képződményekbe eddig még egy fúrás sem hatolt. Az aljzat fúrásokkal feltárt paleogén és mezozoos képződményei a Nyugati-Kárpátok belső flis-övének, a Podhalei flisövnék a képződményeitől mind rétegtanilag, mind tektonikailag lényegesen eltérnek, viszont elég jól azonosíthatók a Külső-kárpáti-flisövezet Máramarosi-övének, a Pienini-Szirtövnék és a belsőkárpáti Szolnok-Debrecen-máramarosi flisövnék a megfelelő korú, kréta és neogén orogén fázisokkal egyaránt megzavart képződményeivel. A szovjet kutatók feltevése szerint a terület paleogén-mezozoos képződményeit csupán az ÉK-i vergenciájú rátolódásokat és pikkelyeket kialakító szávai fázis /oligocén-miocén határ/ zavarta meg. Minthogy azonban a süllyedékben az alsómiocén üledékek hiányoznak, ez a feltevés nem bizonyítható. Lehetséges, hogy a Máramarosi-flisövhöz hasonlóan itt is hatott az ó- és újstájer fázis. Az alsókréta és annál idősebb képződményeket a kréta orogén fázisok feltehetően megzavarták, de ennek bizonyítására az eddigi fúrási adatok nem elegendők. A tortónai korszaktól kezdve csak lazulásos hosszanti és harántvetődések jöttek létre, amelyek mentén a medence aljzatának a kisebb-nagyobb részletei egyenlőtlenül lesüllyedtek. A harántvetők mentén nemcsak vartikális, hanem 3-4 km-t meghaladó horizontális elmozdulások is bekövetkeztek. A neogén üledékekben a sótektonika is szerepet játszott. Glusko V.V. szerint a Kárpátaljai-belső süllyedék nem csupán neogén szerkezeti alakulat, hanem annak a hatalmas, ősi harántirányú süllyedéknek, az ún. Volhánia-pannónia süllyedéknek a maradványa, amely az Északkeleti-Kárpátok teljes szélességében, a Hernád-vonal és a Ganyics-szolutvinoi /Gánya-aknaszlatinai/ vonal között ÉK-DNy irányban, a Keleteurópai-táblától a Pannóniai-medence területéig húzódott. Ennek az elképzelésnek azonban több ősföldrajzi adat ellentmond.

### Rétegtani felépítés

A Kárpátaljai belső süllyedék területén perm előtti paleozoos, perm és triász képződményeket, nagyobb összefüggő területen,

közvetlenül a neogén üledékek alatt, csak az Ungvár környékén lemélyített fúrások tártak fel. Ezek a képződmények azonban már a szomszédos Zempléni nagyszerkezeti egységhez tartoznak.

A Középföld-máramarosi mobilis öv kárpátaljai részlegének mélyfúrásokkal elért legidősebb képződményei triász/?/ korúak. Legalábbis a szovjet geológusok, analógiák alapján, triász korúaknak tartják azokat az ősmaradványmentes mészkő- és dolomit-rétegeket, amelyeket a Beregkisalmás /Zaluzs/, Nagydobrony /Velikaja Dobrony/ és Szeklence /Szokirnyica/ környéki fúrásokban harántoltak; az utóbbi helyén igen bonyolult nagyszerkezeti helyzetben /jura, illetve alsókréta rétegek felett/.

Ősmaradványokkal /Posidonia sp., Vermiceras sp./ bizonyíthatóan alsó- és középső-jura összletet tártak fel a Szeklence /Szokirnyica/ környékén lemélyített fúrások: sötétszürke, fekete, kipréselt argilliteket, amelyek alaurit-, márga- és mikro-kristályos mészkő-rétegekkel váltakoznak. Hasonló kőzeteket harántolt néhány fúrás a Nagyszöllős /Vinogradovo/ és Beregszász /Beregovo/ közötti területen /sötétszürke foltos palák/. A Beregszász-8 jelű fúrás diabázos, szaruköves összlete, amelyet a szovjet kutatók triász korúnak tartanak, valószínűleg szintén jura korú. Az egyik nagydobronyi fúrás sötétszürke, tömött, kalciteres mészköve a Calpionella maradványok alapján már valószínűleg felsőjura korú.

Az alsókrétára vonatkozó adatok, főleg az ősmaradványok hiánya következtében, nagyon bizonytalanok. Területünk nyugati részén valószínűleg alsókréta korúak azok a sötétszürke, helyenként homokkő-közbetelepüléseket is tartalmazó, kalciteres agyagmárga- és márgarétegek, amelyeket a Kisbégány /Begany/, Beregkisalmás /Zaluzs/ és Nagyszöllős /Vinogradovo/ környéki fúrásokban bázisos vulkáni képződmények kísérik. Keletebbre az Ilosva /Irsava/, Técső /Tjacsov/, Szeklence /Szokirnyica/ és Talaborfalu /Tyereblja/ környékén lemélyített fúrások harántoltak valószínűleg alsókréta korú sötétszürke, kalciteres márga- és mészkőrétegeket, az utóbbi két helyen neokomra utaló Tintinnidea maradványokkal.

A felsőkréta, két igen jellegzetes kifejlődésben, a terület legnagyobb részén jelen van. A púhói /púchovi/ márga kifejlődés főleg barnászörös, szürke és zöldesszürke márga- és mészmárga-rétegekből s helyenként homokkő-betelepülésekből áll. A Pienini-Szirtövnök ez a jellegzetes kifejlődése nem csupán egyetlen felsőkréta emeletre jellemző; a turonitól a maestrictiig minden emeletben előfordulhat; a Nyugati-, a Keleti-Kárpátokban és az Alföldön egyaránt. Zaluzs környékén románia -kifejlődésnek nevezik /egy Román nevű ottani patakról/. Területünk keleti részén Kricsfalva /Kricsovo/ és Aknaszlatina /Szolotvino/ között, a felsőkréta többnyire sötétszürke, feketésszürke agyagmárga- márga-rétegekből és homokkőlencséből álló kifejlődésben, az ún. kricsovói kifejlődésben jelentkezik. Ez az egyik helyen turon-koniaci, máshol kampan-maestricti mikrofaunát tartalmazó kifejlődés sem kötődik egyetlen emelethez. A Pienini-Szirtövnökben az albai-cenornan korú Tisza-sorozat, a Máramarosi-flisövnökben, Nagybánya közelében, a hasonló korú sötétszürke agyagmárga összlet ilyen kifejlődésű, de a flisterületeken megtalálható ez a kifejlődés az alsókréta mélyebb részeiben, sőt az eocénban és az oligocénban is. Técső /Tjacsov/ és Talaborfalu /Tereblja/ környékén előfordul, hogy a sötétszürke kricsovói sorozatba tarka románi-kifejlődésű lencsék települnek. Mindkét sorozat flist bevezető vagy azt kísérő pelagikus képződmény; a tarka üledékek oxidációs, a sötétszürkék redukációs közegben rakódtak le.

A paleocén jelenlétét a Kárpátaljai belső süllyedék területén az eddigi mélyfúrásokban még nem lehetett kimutatni.

A középső- és felsőeocént, továbbá az oligocént képviselő több száz méter vastagságú, tektonikailag erősen zavart paleogén képződmények, Munkács és Aknaszlatina között, kétféle kifejlődésben, általános elterjedésűek s lényegében azonosak a máramarosi és az alföldi paleogénnel. A tarka paleogén, amelybe legelőször, közel 600 m vastagságban a Danyilovo- /Huszt-sófalva/-l jelű fúrás hatolt, alul a szürke, sötétszürke aleurolit- és márga- valamint szürke homokkő-rétegekből álló

lazovoi-sorozattal /alsó-oligocén/ kezdődik. E fölött a bajlovoi - sorozat /felső-eocén/ barnásvörös és zöldesszürke homokkő-, aleurolit-, agyag- és márga-rétegei következnek. /fordított rétegsorrend/. A vékony, fekete agyagbetelepüléseket tartalmazó, 60-90° dőlésű, szürke, tömeges homokkő-rétegekből álló fekete paleogénbe /dubravai-sorozat, eocén-oligocén/ az akna-szlatinai Szolotvino - 4 jelű fúrás több mint 1200 m vastagságban hatolt, felsőkréta rétegek alatt. - A paleogén legfelső részébe azok a valószínűleg oligocén korú halpikkelyes fekete argillitek tartoznak, amelyeket a beregkisalmási Zsaluzs-1 jelű fúrásban harántoltak /dunkovicei-sorozat/.

C. A Középföld-máramarosi mobilis öv magyarországi részlegéhez a Szolnok-debreceni flisöv, illetve nyugatabbra annak aljzata, a Mecsek-kiskörösi eugeoszinklinális öv /WEIN Gy. 1973/ tartozik.

#### VIII. ZEMPLÉNIDÁK /ZEMPLINIKUM/

A Középföld-máramarosi mobilis öv észak felé egy hasonló rétegtani felépítésű, de nyugodtabb, ofiolitokat és korai flis nem tartalmazó nagyszerkezeti egységbe, a Zemplénidák egységébe megy át. Az Erdélyi-Középhegység északi részéhez hasonlóan ez az egység is geantiklinális, de a mezozóos rétegek összvastagsága sokkal kisebb. Az idős kristályos aljzatra csökkent vastagságú, kisebb széntelepeket is tartalmazó terrigén felsőkarbon, germán jellegű perm, triász és esetleg jura üledékek települnek. A szlovák geológusok szerint az egység két részlegből áll. A déli, Zempléni részleg metamorfózist nem szenvedett, az északi Pozdišovce-ináčovcei részleg gyengén metamorfizált paleozóos /perm?/ üledékeket tartalmaz. Ez utóbbi részlegnek az északi, a Külső-Kárpátok Szirtövével határos szegélyét a belsőkárpáti paleogén flis, a Podhalei-flis enyhén tektonizált eocén és oligocén üledékei fedik. A Zemplénidák egységének mindkét részlege egy darabig a Kárpátaljai belső süllyedék nyugati részén is tovább folytatódik /Ungvár környéként/. A süllyedék keleti részén azonban a Középföld-

máramarosi mobilis öv már közvetlenül a Szirtövvel érintkezik.

A Bécsi-medencétől K-i irányban több mint 500 km-en át nyomon követhető Szirtövnek a Tarac völgyénél hirtelen vége szakad. Egyelőre tisztázatlan az a kérdés, hogy folytatásának a Keleti-Kárpátok melyik öve tekinthető. Régebben úgy képzelték, hogy a Szirtöv, átalakult formában a Máramarosi-masszivum mezo-kainozóos burkában, vagyis a Bukovinai takarórendszer részeként folytatódik D-felé. Mások a Keleti-Kárpátok takarórendszerei alatt sejtik a folytatását. ANDRUSOV P. /1968/ úgy véli, hogy a Szirtöv közel  $180^{\circ}$ -kal visszakanyarodva, a belsőkárpáti Máramarosi-flisöv D-i peremén, a Lápos /Lăpuș/ hegység Batiza takarójában folytatódik Ny-felé. Kétségtelen, hogy a Szirtöv és a Batiza takaró szirtjeinek a rétegtani felépítése között meglepő azonosság állapítható meg. A két öv ősföldrajzi szerepe és nagyszerkezeti helyzete azonban alapvetően különbözik egymástól. A Batiza takaró kisebb szabású, újstájer korú takaró-pikkely a Máramarosi-flisöv déli, Erdélyi-medencével határos peremén. A Szirtöv kréta és neogén tektonikával egyaránt megzavart, monumentális tektonikai övezet, melynek helyén a felsőkréta és paleogén folyamán az a kordillera húzódott, amely a Külsőkárpáti és Belsőkárpáti-flisövezet tengervályúit elválasztotta egymástól.

## IX. BÜKKIDÁK /BUKOVIKUM/

Az eddig ismertetett nyolc nagyszerkezeti egység, a rétegtani és szerkezeti felépítés terén mutatkozó nagyfokú változatoság ellenére, olyan nem túlságosan feltűnő, de nagyon lényeges rokon-sajátosságokkal rendelkezik, amelyek az egységek egybetartozására utalnak. Ezeknek az egységeknek az alsókréta és annál idősebb képződményei az alpi orogén ciklus preorogén, középső kréta előtti szakaszában is a Tethys geoszinklinális rendszer északi, európai szárnyában helyezkedtek el. A paleozóikum vé-

gén ennek az északi szárnynak a legnagyobb része, a Franko-podóliai hátság tartozékaként, szárazulat volt. A nagyrészt lepusztult idősebb paleozóos képződmények elterjedése itt csak korlátozott. A felsőkarbon terrigén, homokos kifejlődésű, helyenként kisebb széntelepeket is tartalmaz. Olyan hatalmas paralikus széntelepek azonban, mint a Franko-podóliai hátság északi előterében, itt seholsem alakultak ki. A perm üledékek germán jellegű, terresztrikus kifejlődésűek, s bizonyos övekben bőven tartalmaznak savanyú és bázisos szubszekvens herciniai vulkáni képződményeket.

Az alpi ciklus preorogén, evolúciós szakaszában /felsőperm - alsókréta/ a Tethys geoszinklinális rendszer K-Ny-i irányban hosszan elnyúló nyugodtabb és mobilisabb övekből állott. A nem túlságosan mély tengerrel borított, lassan süllyedő aljzatú, epikontinentális jellegű, főleg karbonátos kifejlődésű üledékekkel feltöltődő nyugodtabb geantiklinális öveket, ofiolitokkal, mélyebb tengeri, kevésbé karbonátos üledékekkel és korai flissel jellemzett, mobilisabb eugeoszinklinális övek választották el egymástól. A Tethys északi szárnyának az eugeoszinklinális-övezetéhez tartozott a Nyugati-Alpok Penninikuma, keletebbre pedig a Keleti- /Belső-/ Dinaridák Vardar-öve, továbbá a Maros-menti ofiolitos öv, a Középföld-máramarosi ofiolitos öv, valamint a Szirtöv. A Tethys déli szárnyának az eugeoszinklinális övéhez tartozott az Appenninek és a Nyugati- /Külső/ Dinaridák központi ofiolitos öve.

Az alpi ciklus szinorogén szakaszában, É-D-i és Ny-K-i irányú térszűkülés következtében a Tethys déli szárnyának és középső részének bizonyos részei észak felé mozogtak, néhol egymás fölé kerültek, sőt helyenként rátolódások és nagykiterjedésű takarók alakjában az északi szárny ugyancsak erősen összetorlódott részlegeit is beborították.

A fentebb ismertetett nyolc nagyszerkezeti egységet, illetve pontosabban a Középföld-máramarosi mobilis övet és a Zempléniidákat ÉNy-felé szembetűnő, mélangejellegű nagyszerkezeti vonal /illetve helyesebben öv/ zárja le; az ún. Zágráb-Hernád

vonal. /A Hernád-vonal elnevezés nem pontos, mert a fenti vonal a Hernáddal párhuzamosan ugyan, de attól jóval keletebbre húzódik. A szlovákok újabban Eperjes-szalánci vonalnak nevezik./

Az ettől a vonaltól ÉNy-ra elterülő Bükkidáknak az aljzata a Tethys déli szárnya eugeoszinklinális övének az elszakadt és északra vándorolt darabja /Recsk-szarvaskői mezozóikum/. Az aljzat mezozóikuma mélyebb tengeri mészkő, pala- és homokkőrétegekből, radiolaritokból valamint ofiolitokból áll. A fenti aljzattal feltehetően allochton helyzetben, esetleg takaró alakjában borítja be az ugyancsak déli szárnybeli, délalpi-nyugat-dinári, geantiklinálisos kifejlődésű Kelet-bükki mezozóikum. Az ofiolitos aljzat Recsk és Szarvaskő között feltehetően tektonikai ablak formájában bukkan elő a keletbükki, karbonátos perm-me-zozóikum alól.

#### X. GÖMÖRIDÁK /GEMERIKUM/

A Bükkidák viszonylag keskeny övét északnyugaton a Balaton - Darnó vonal választja el a Gömöridák nagyszerkezeti egységétől. Itt a Tethysnek ugyancsak a déli, eugeoszinklinálisos szárnyából származó aljzattal, a Mellétei- /Meliatai-/ mezozóikumot a Tethys középső részéből származó karbonátos /keletalpi/ me-zozóikum, a Szilicei takaró borítja be.

Nem lehetetlen, hogy a Recsk-szarvaskői és a Mellétei-mezozóikum is csak parautochton, s alattuk autochtonként a Zempléni-dák folytatódnak tovább nyugat felé.

*erek éppen az a büki hegység  
amelynek bázisán*

#### XI. PANNÓNIA-MEDENCE

##### A Tiszántúl és az Erdélyi-Középhegység mélyföldtani kapcsolatai

A kárpáti térségben a posztorogén molassz jellegű üledékek felhalmozódása helyenként már a legkorábbi orogén fázisok után, a

felsőkrétában megkezdődött. Igazi molassz medencék kialakulása azonban csak a paleogén, főleg pedig a neogén folyamán indult meg. A kárpáti posztorogén medencekomplexus legidősebb tagja az Erdélyi-medence nyugati része /paleogén-pliocén/ és a Nógrádi medence /paleogén-miocén/. Miocén-pliocén süllyedés eredménye a Kárpátaljai belső süllyedék, az Erdélyi-medence egésze, a Dráva-medence, a Délzalai-medence és néhány kisebb medence a Duna-Tisza köze déli részén. Miocénben meginduló, de tulajdonképpen pliocén korú medencék: az Alföld északi részének a medencéi, továbbá a Békési- és a Hódmezővásárhelyi-medence, valamint a Rába-medence.

A paleogén végén és a neogén elején a Tiszántúl legnagyobb része az Erdélyi-Középhegységgel együtt szárazulat volt. A törtónai, főleg pedig a pannóniai korszaktól kezdve a két területnek az ősföldrajzi fejlődése, egy nagyjából É-D-i irányú szerkezeti öv két oldalán, eltérően alakult. Az Erdélyi-Középhegység fokozatosan kiemelkedett, a Tiszántúl területe pedig, részleteiben egyenlőtlenül, de ugyancsak fokozatosan süllyedni kezdett, s egyes helyeken még jelenleg is süllyed.

A kárpáti posztorogén medencekomplexusnak miocén-pliocén süllyedés eredményeként kialakult, központi részét szokták Pannóniai-medencének nevezni. Régebben a mobilis kárpáti környezettel ellentétben, a Pannónia-medence aljzatában egy eltérő felépítésű, ősidők óta merev tömegnek, a Pannónia-masszivumnak a jelenlétét tételezték fel. A legutóbbi évtizedekben lemélyített fúrások adatai azonban a fenti elképzelést módosították.

A Pannóniai-medence aljzatának a földtani felépítése nem a környező táblás területek felépítéséhez hasonlít, mint ahogy az egy köztes tömegtől elvárható volna, hanem a szomszédos mobilis területekéhez. A rétegtani hasonlóság mellett a nagyszerkezeti egybetartozás is fennáll. Ugy látszik, hogy az Erdélyi-Középhegység kréta korú, valamint a Máramarosi mobilis öv neogén rátolódásai és takarói, lefedve, nyugati irányban a Pannóniai-medence területén is tovább folytatódnak.



## A. A herciniai és annál idősebb orogén tartományok képződményei

Az alpinál idősebb orogén tartományok tektonikájáról jelenleg még csak nagyon keveset tudunk. A herciniai, és asszinti és a preasszinti orogén tartományok képződményeit egyelőre csak kőzettanilag lehet jellemezni.

A Tiszántúl kristályos aljzatában a Bihari-autochton és a Kodru takarórendszer területén lévő, legidősebb, mezozónás /gránát-amfibolit fáciesű/ preasszinti sorozatoknak, a Szamos /Someş/, az Aranyosbánya /Baia de Arieş/ és a Madarság /Mădri-zişti/ sorozatnak a tagjai uralkodnak.

A Szamos sorozathoz tartoznak a Tiszántúl északi részén, Hajdúszoboszló, Biharnagybajom, Füzesgyarmat stb. környékén feltárt, legtöbbször milonitosodott, s helyenként migmatitosodott paragneisz, csillámpala és amfibolit /Biharnagybajomi egység/, továbbá az Endrőd, Komádi, Körösszegapáti és Sarkad környékén feltárt ortogneisz, illetve gránit-gneisz /Körösszegapáti egység/. Valószínűleg ugyancsak a Szamos, illetve az Aranyosbánya és Madarság sorozat tagjainak felelnek meg azok a dél-tiszántúli gneiszek, amfibolitok, különféle csillámpalák és kvarcitok is, amelyekbe a kodrui és pankotai, asszinti szín-orogén migmatit-gránittal azonosítható Battonya-kevermesi gránitoid tömeg belenyomult.

Az asszinti Biharja és Muncel sorozatok tagjaihoz hasonló, epizónás /zöldpala fáciesű/ metamorf kőzetek csupán a pusztaföldvári terület DK-i részén, s főleg Szeged környékén akadnak.

A Hegyes-Drócsa hegység herciniai Păiuşeni sorozatának tagjaihoz hasonló epizónás metamorfitek is főleg csak az országhatáron kívül, az Alföld bácskai részén, Magyarországon, kisebb foltokban, legfeljebb csak Szeged és Ásotthalom környékén fordulnak elő.

## B. Az alpi orogén tartomány nagyszerkezeti egységeinek képződményei

A Tethys geoszinklinális alpi ciklus-beli eugeoszinklinális- és geantiklinális-öveinek az Erdélyi-Középhegység területén előforduló képződményei elsősorban a kréta orogén fázisok /ausztriai, szubherciniai, mediterrán, larámi fázis/ hatására létrejött nagyszerkezeti alakulatokban rendeződnek el. A Pannónia-medence keleti szegélytörési övezete mentén mélybe süllyedt szerkezeti egységek nyugati folytatásának mezo- és kainozóos képződményeit röviden az alábbi módon lehet jellemezni /5. és 6. sz. ábra/.

### 1. Maros-menti ofiolitos öv

Ennek az övnek a Lipppa /Lipova/ közelében hirtelen mélybe süllyedt jura-alsókréta üledékei és ofiolitjai kétségtelenül a Vardar-övhöz kapcsolódnak. A Temesvár közelében, Sínmihai /Bégaszentmihály/ mellett, továbbá a Bánság /Banat/ területén számos helyen, így pl. Itebej, Begejci, Zrenjanin /Magybecskerek/, Orlovat /Orlód/, Jermenovci /Örményháza/, Tilva, Pančevo /Pancsova/, Zemun /Zimony/ stb. környékén jura és kréta üledékek kíséretében feltárt serpentin-, gabbró-, diabáz- és szpilit-tömegek, a Vardar övvel jelenleg is fennálló, megszakítatlan összefüggést bizonyítják.

### 2. Biharai takarórendszer

Ennek a takarórendszernek a Hegyes /Highiş/ takarója, amely a devon-alsókarbon korú üledékes és magmás kőzetekből álló Păiuşeni-sorozatot foglalja magában, az egyik középső-kréta orogén fázis hatására tolódott rá az előtte lévő parautochton Kodru-takarórendszer Finiş takarójára. A Világosnál /Şiria/ a Pannóniai-medence pereménél hirtelen mélybeszakadt Păiuşeni-sorozatot a Covásint /Kovási/ közelében, nyugatabbra a Turnutól /Tornya/ délre lévő fúrások még megtalálták. Észa-

kabra Magyarország területén a Păiușeni-sorozat jelenlétét eddig még nem lehetett biztosan kimutatni. Nyugatabbra, Bácskában, s esetleg Szeged és Ásotthalom környékén a nyomai még úgy látszik megvannak.

### 3. Kodru takarórendszer

A Hegyes hegység északi előterében lévő Kodru takarórendszer Finiş takarója uralkodólag preasszinti s esetleg asszinti metamorf kőzetekből s azok migmatizálásából létrejött asszinti szinorogén gránit-, illetve granodiorit-tömegekből áll. A Kodru és a Bihar hegység területén, a felszínen oly nagy szerepet játszó perm- alsókréta korú üledékes képződmények a takarórendszer lefedett részein csak nagyon korlátolt elterjedésűek. A Pankota /Pincota/ és Galsa /Galşa/ közelében felszínen lévő, régebben preasszintinek, újabban a kodrui gránittal azonos korúnak tartott granitoidtömeghez és az azt körülvevő migmatitokhoz, kontakt kőzetekhez és metamorfitokhoz hasonló kristályos képződményeket tárták fel Aradtól északra a Sîntana /Szentanna/ és Turnu /Tornya/ közelében, nyugatabbra pedig a Satchinez /Temesszécsény/ és a Teremia /Teremi/ közelében lemélyített fúrások, Magyarországon pedig a Battonya, Végegyháza, Mezőkovácsháza valamint északabbra a Kevermes és Kúnágota környéki fúrások.

A Highiş /Hegyes/ takaró északi pereme mentén, Világos /Şiria/, Almásegres /Agrisul Mare/ és Feltót /Tauţ/ között, a Păiușeni-sorozat alól, egy keskeny K-Ny-<sup>1</sup> irányú pikkely alakjában felszínre bukkan a Finiş takaró felsőperm kvarcporfirja és alsótriász homokköve. Ugyanezeket a képződményeket néhány Tornyától /Turnu/ DK-re lemélyített fúrás is megtalálta. Tornyától ÉNy-ra, Battonya és Mezőhegyes közelében a pankotaihoz hasonló battonyai granitoidra felsőpermi kvarcporfir, Magyardombegyház mellett pedig alsótriász homokkő települ. /Battonyai egység/.

A Battonya - keveremesi granitoid-tömegetől ÉNy-ra, egy 10-15 km széles, DNy-ÉK-i irányú sávban, amely Csanádalberti, Tótkomlós, Pusztaszőlős, Kaszaper, Csanádapáca és Medgyesbodzás környékét foglalja magában, ÉNy-i dőlésű monoklinálishoz hasonló elrendezésben, jelentős vastagságban, a teljes kodrui kifejlődésű mezozóikum /triász-jura-alsókréta/ megtalálható /Tótkomlós-pusztaszőlősi egység/. A magas dőlésértékek és a pélites kőzetek jelentős préseltsége erős tektonikai igénybevételről tanuskodnak.

A mezozóos összlet valószínűleg a világosihoz hasonló, de nagyobb méretű mezozóos pikkelynek a része. Feltehetően ennek a pikkelynek a keleti folytatásához tartozik az az alsótriász előfordulás, amelyet a Fehér Körös völgyében a Nádab /Nadab/ és Cherelus /Kerülős/ közelében lemélyített fúrások tártak fel. A Finiş takaró északi pereme előtt húzódó fentebbi mezozóos pikkely már a Kodru takarórendszer következő, a Fekete Körös völgyében elhelyezkedő, lefedett, Dumbrăvița takarójának a része. Ez a takaró a Belényesi-medence ÉNy-i részében mindenütt perm, triász és jura képződményekből áll. A takaró nyugati folytatásának területén azonban a Nagyszalonta /Salonta/ és a Kisjenő /Chişineu Criş/, valamint Magyarországon a Pusztaföldvár környékén eddig lemélyített fúrások a neogén üledékek alatt már mindenütt közvetlenül metamorf kőzetekbe, főleg csillámpalákba és gneiszekbe hatoltak /Pusztaföldvári egység/.

A Kodru takarórendszer legészakibb tagjainak, a közvetlenül a Bihari-autochtonra tolódott Arieşeni és Vălni takarónak a nyugati folytatásáról, mélyfúrások hiányában, egyelőre még nincsenek adataink.

#### 4. Bihari autochton

A Bihari autochton legnyugatibb felszinen lévő nyulványa, rétegtani felépítését tekintve, két részből áll. Az egymástól a K-Ny-i irányú Rézhegységi-törésvonallal elválasztott

két rész közül a déli, Királyerdei- /Pădurea Craiului/ részlegnél a málybe süllyedt kristályos aljzatra, amely itt szinorogén granitoidokból keletkezett gránitgneiszekből, illetve ortogneiszekből áll, vastag triász, jura és alsókréta, valamint gosautipusú felsőkréta rétegek települnek. Az északi, Réz hegységi- /Munții Plopiș/ részlegnél mindenütt a jelentős retrográd metamorfózist szenvedett mezozónás metamorfitokból álló kristályos aljzat /Szamos sorozat/ van a felszínen. A környező medence-területek fiatal konglomerátumainak a szemcse-anyagából azonban arra lehet következtetni, hogy a kristályos aljzatot valamikor itt is perm és alsótriász rétegek borították be.

A negyvenes és ötvenes évek folyamán lemélyített tiszántúli mélyfúrások Kismarja, Biharnagybajom, Körösszegapáti, Turkeve, Endrőd stb. környékén, a neogén üledékek alatt mindenütt idős metamorfitokat, paragneiszeket, csillámpalákat és amfibolitokat /Biharnagybajomi egység/, illetve ortogneiszeket /Körösszegapáti egység/ találtak. Ugy látszott, hogy a neogén medenceüledékek aljzatában a Tiszántúl egész középső részén a Bihari autochton DNY-i irányba forduló, kiszélesedő, északi, mezozóikummal le nem fedett kristályos aljzata folytatódik tovább nyugat felé.

A legutóbbi években azonban a Sebes Körös mentén, Romániában a Nagyvárad környékén, Magyarországon pedig a Békés megye területén lemélyített fúrások meglepő adatokat szolgáltatottak.

Kiderült, hogy a felsőkrétában, a mediterrán vagy a szubherciniai orogén fázis után, a Bihari autochton mindkét részlegét keresztezve, Békés, Komádi, Körösgyéres /Ghirișu de Criș/, Hegyközszentmiklós /Sînicolau Mare/ és Szatmárnémeti /Satu Mare/ vonalában, egy közel 150 km hosszú és maximálisan mindössze 10-15 km széles ÉÉK-DDNy-i irányú, kisebb-nagyobb süllyedékekből álló, vályúszerű alakulat jött létre. A süllyedékekben helyenként 1000 m-t is meghaladó vastagságban olyan kifejlődésű szenon üledékek halmozódtak fel, amilyenek a Bihari autochton felszíni, gosau fáciesű felsőkrétájában sehol sem is-

meretesekek. A Hegyközszentmiklós /Sînnicolau Mare/, Szalárd /Sălard/ és Vámosláz /Chislaz/ közelében lemélyített fúrások szenon rétegsora konglomeratummal, breccsával, és plagioptychusos fekete mészkővel kezdődik. Feljebb inoceramusos és globotruncanás meszes konglomerátum- és homokkő-, majd tufit- és tufa- betelepüléseket tartalmazó agyag- és agyagmárgapalaretegek következnek. Délebbre, a Nagyvárad /Oradea/, Bihar-szentandrás /Sîntandrei/ és a Körösgyéres /Ghirişu de Criş/ közelében lemélyített fúrások harántoltak 500-1100 m vastagságú szenon rétegsort, amelynek a legalsó része itt fekete plagioptychusos mészkőből, felső legnagyobb része pedig globotruncanás, inoceramusos homokkő-, és márga- rétegekből állt.

A fenti két süllyedék között, Biharpüspöki /Episcopia/ és Bors /Borş/ között, a Réz hegység nyugati folytatásaként, a kristályos aljzat gátszerűen kissé magasabbra emelkedik. Itt a neogén üledékek közvetlenül királyerdei kifejlődésű alsókréta, sőt triász rétegekre települnek. Hasonló a helyzet a Körösgyéresi /Ghirişu de Criş/ süllyedéktől DNy-ra is, ahol a Vizesgyán /Toboliu/ és a magyarországi Biharugra környéki fúrások a kivékonyodott vagy teljesen hiányzó felsőkréta üledékek alatt ugyancsak királyerdei típusú perm-alsókréta rétegsorba hatoltak. Tovább DNy-felé a Komádi, Komádi-Kelet és a Békés környéki fúrások egy-egy további jelentős felsőkréta süllyedék jelenlétéről tanuskodnak. A Kom-4 jelű fúrásban, az alsókrétára diszkordánsan települő, kampáni és maestrichti mikrofaunát tartalmazó szenon összlet átfúrt vastagsága 999 m volt. A Komádi-süllyedék legnagyobb részében a szenon emelet 30-50° dőlésű, szürke és világosszürke, kőzetlisztes agyagmárga-, aleurolit-, valamint finom- és aprószemű, vékonyabb-vastagabb homokkő-rétegek egyhangú váltakozásából áll. Helyenként a homokkő és az agyagmárga laminációs váltakozása is megfigyelhető. Különböző üledés közben keletkezett rétegen belüli zavarodások is előfordulnak. Gyakorik a csúszási felületek és a vékony, fehér kalciterek. A homokkövek jól osztályozottak; a szemcsék anyaga főleg kvarc, a kötőanyag karbonátos-pelites. Az elválási felületeket néhol szenesedett növénytöredékek bo-

ritják. A kőzetek csak helyenként, és csak igen szegényes mikrofaunát tartalmaznak.

A Komádi-süllyedék felsőkrétájához hasonló kőzetlisztes és homokos agyagmárga rétegekből álló globotruncanás felsőkréta összletben ért véget a közelmúltban lemélyített Békés-1 jelű fúrás is.

A Hegyközszentmiklósi- /Sinnicolau Mare/, Körösgyéresi- /Ghirişu de Criş/, a Komádi- és Békési- felsőkréta süllyedékek szenon képződményei nem gosau-típusúak, hanem ÉK-ről DNY-felé haladva egyre inkább flis jellegűek. A Hegyközszentmiklósi szenon rétegsor még olyan képződményeket tartalmaz, amilyenek a flis-övek és a sekélytengeri, epikontinentális jellegű területek átmeneti zónáiban szoktak lerakódni. A Körösgyéresi-süllyedék szenon üledékei már jóval finomabb szeműek, kevésbé karbonátosak, inkább perlites-homokos kifejlődésűek. A Komádi-süllyedék üledékeinél már zagyözönökkel történő újra-ülepedésnek a nyomai is megfigyelhetők.

A süllyedék-övezet DK-i szárnya mentén telepített fúrásokban a neogén üledékek vagy erősen kivékonyodott felsőkréta összletre, vagy pedig közvetlenül a Királyerdő perm-alsókréta összletére, illetve a Réz-hegység krisztallinikumára települnek. Hasonló a helyzet a süllyedékövezet ÉNy-i szárnyán is. A felsőkréta összlet itt is erősen kivékonyodik, s litorális, helyenként karbonátos kifejlődésű. Így például a Kom-10 jelű fúrásban a mindössze 70 m vastag maestrichti összlet már kőzetlisztes márga- és mészkő-rétegekből áll. Itt azonban a nagyszerkezeti helyzet bonyolultabb, mert a szenon üledékek valószínűleg egy nagyszerkezeti felület mentén érintkeznek az ÉNy-ra lévő kristályos aljzattal. Ugy látszik, hogy Körösszegapáti, Kismarja, Ártánd és Bors /Borş/ környékén a kristályos aljzat, egy egészen fiatal, ó- vagy újstájer orogén fázis hatására, DK-i irányban rátolódott a fenti süllyedékek felsőkrétájára.

A süllyedéksor ÉK-i irányban is tovább folytatódik. A román geológusok adatai szerint a felsőkréta üledékekhez már a Körös-gyéresi süllyedéktől kezdve, flis kifejlődésű paleogén üledékek is csatlakoznak, ÉK felé haladva egyre tekintélyesebb vastagságban. A Komádi- és Békési- süllyedésben a paleogén jelenlétét eddig még nem lehetett kimutatni. Nagykároly és Szatmárnémeti környékén a fentebbi felsőkréta és paleogén övezet Ék-felé megszakítás nélkül kapcsolódik a Szolnok-Debrecen-Máramarosi flisövezet hasonló korú képződményeihez.

Bár a legújabb mélyfúrási adatok egyre inkább amellett szólnak, hogy a füzesgyarmati és biharnagybajomi kristályos tömegek allochton helyzetben vannak, nem valószínű, hogy a komádi és az ahhoz teljesen hasonló kifejlődésű nádudvari felsőkréta terület között ÉNy felé közvetlen kapcsolat is fennáll.

A Bihari-autochton perm-alsókréta korú, királyerdei kifejlődésű /geantiklinálisos, flis és ofiolit nélküli/ képződményei DNy-i irányban, a Duna-Tisza köze déli részén keresztül, szinte megszakítás nélkül, egészen a Villányi-hegységig nyomon követhetők. A déli országhatár közelében, Madaras, Csikéria közelében, az alsókrétára diszkordánsan települő, nem flis kifejlődésű szenon üledékek is megtalálhatók.

A Réz hegység krisztallinikumát, valamint az Északerdélyi kristályos szigetrögöket a román geológusok a Bihari-autochton legészakibb, mezozoós burok nélküli részének tartják. A Tiszán túl középső részén, Turkeve, Endrőd, Biharnagybajom, Füzesgyarmat, Körösszegapáti, Kismarja és Álmosd környékén, minden 1975 évig lemélyített fúrás, a neogén alatt, a Bihari-autochton fenti, legészakibb részének a prekambriumi metamorfittjaiba /Szamos sorozat/ hatolt. Teljesen indokolt volt tehát az a feltételezés, hogy ez a terület a Bihari-autochton északi részének majdnem a Tiszáig terjedő, csak neogén képződményekkel lefedett nyugati nyúlványa. A legutóbbi években, a Nagyvárad környékén, pl.: Bors /Borş/, Paptamási /Tămăşeu/, Szalárd /Sălard/, Bihardiószeg /Mihai Bravu/ közelében lemélyített



fúrások adataiból kitűnt, hogy a két kristályos területet egy felsőkréta és paleogén üledékekkel kitöltött, keskeny, de mély süllyedéksor választja el egymástól.

Az endrődi és a füzesgyarmati terület legújabb mélyfúrásai ennél is nagyobb meglepetést szolgáltattak.

Az Endrőd-7 jelű fúrás szármáciai üledékek alatt a kristályos aljzatba /gránitgneisz/, majd tovább haladva, több mint 400 m-en át gresteni típusú alsójura /?/ rétegekbe hatolt. Lényegében hasonló eset ismétlődött meg a füzesgyarmati területen is. Itt 9 mélyfúrás közül 7, miocén alatt, metamorf kőzetekben állt le. A Füzesgyarmat-7 miocén, a Füzesgyarmat-9 jelű fúrás pedig miocén, majd idős metamorf képződmények alatt, 200-300 m vastagságban alsókréta, illetve jura korú rétegekbe hatolt.

Lehetséges, hogy az endrődi és füzesgyarmati mezozóos előfordulások a kristályos aljzat egykori mezozóos burkának kisebb pikkelyek, vagy beszakadások formájában megőrzött maradványai, de az is elképzelhető, hogy a metamorf aljzat kisebb-nagyobb elszakadt részei rátolódások, sőt esetleg takarók alakjában kerültek a mezozóos rétegek fölé. A rátolódások vergenciáját az eddigi adatokból még nem lehet megállapítani; DK-i /6.sz. ábra/, vagy esetleg ÉNy-i is lehet.

Igen lényeges adat, hogy a Füzesgyarmat-7 jelű fúrás esetleg tektonikai ablakként előbukkanó alsókrétája kovás agyagmárgával kísért bázisos vulkáni kőzeteket is tartalmaz. A középalföldi ofiolitos övnek ez a legdélekeletibb előfordulása arra utal, hogy a Középtiszántúli kristályos terület, az Északerdélyi kristályos szigetrögökkel együtt, esetleg már nem a Bihar autochtonnak, hanem a következő egységnek, a Középalföld-máramarosi mobilis ofiolitos övnek a része. Az Északerdélyi kristályos szigetrögök esetleges allochton szerkezeti helyzetét alátámasztani látszik a Csokaly /Ciocaia/ közelében lemélyített fúrás rétegsora is. Ez a fúrás, ugyancsak idős biotitgneisz alatt, alsótriászra emlékeztető, enyhén metamorfizált kvarchomokkőbe hatolt.

## 5. Középföld- máramarosi mobilis öv

Ez az öv, a Pienini-Szirtöv mellett, a Kárpáti térségnek talán a legkevésbé ismert nagyszerkezeti egysége. Erre az egykori eugeoszinklinális övre jellemző a paleozóos és triász üledékek majdnem teljes hiánya; az alsójura gresteni kifejlődése; a jura-alsókréta határon, valamint az alsókréta üledékekben a tengeralatti bázisos iniciális magmás termékek gyakori jelenléte; a felsőkréta, különösen pedig a paleogén üledékek flis kifejlődése, s végül a kréta és a neogén orogén fázisok jelentős tektonikai hatása.

Az öv romániai és kárpátaljai részlegében a többnyire flis kifejlődésű paleogén s a puhói márga vagy a fekete agyagmárga kifejlődésű felsőkréta üledékek vastagsága olyan tekintélyes, hogy itt a felsőkrétánál idősebb képződményekről még alig vannak adataink. Erre vonatkozólag csak a Batiza-takaró öt jura-alsókréta szirtje, és néhány kárpátaljai mélyfúrás nyújt némi felvilágosítást. Magyarország területén ennek az övnek a flisképződményeit, a mezozóos üledékes és magmás kőzeteit, s az idős kristályos aljzatát egyaránt, Debrecen-Szolnok-Kecskemét-Kurd vonalában sokszáz fúrás feltárta, s ehhez az övhöz tartozik a Mecsek hegység területe is. Sajnos az övről, a Szolnok-debreceni flisöv prosztratigráfiai jellegű ismeretésein kívül, összefoglaló ismertetés ezideig még nem készült. Az öv kb. Dunaújváros és Sajóhidvég vonalában, a mélange jellegű Középmagyarországi-nagyszerkezeti öv mentén /Zágráb-Hernád vonal/ a Bükkidák, a Hernádtól keletre a Zemplénidák nagyszerkezeti egységével, Munkácstól keletre pedig közvetlenül a Szirtövvel érintkezik.

Magyarország területén kb. az öv északi szegélyével esik egybe a kárpáti térség legnagyobb neogén vulkáni övezete, a riódácitos, legbelső alföldi vulkáni koszorú. Az országhatártól keletre a vulkáni kőzetek a mobilis öv déli szegélye mentén helyezkednek el, s az Erdélyi-medencében egészen a Persányi-hegységig követhetők.

\* \* \* \* \*

A fentebbi ismertetés az első kezdetleges kísérlet a Tiszántúlnak a környezetével való nagyszerkezeti és rétegtani összekapcsolására. Egészen természetes tehát, hogy biztosan komoly hibái vannak, s a jövőben minden részletében kisebb-nagyobb mértékben módosulni fog.

Az irodalomjegyzék csupán a legfontosabb, összefoglaló jellegű művek címeit tartalmazza. Ezekben a munkákban az ismertetett nagyszerkezeti egységekkel foglalkozó dolgozatok bőséges jegyzéke megtalálható.

## ÖSSZESITÉS

### A TISZÁNTUL KÖRNYEZETÉNEK NAGYSZERKEZETI EGYSÉGEI

#### I. AZ ERDÉLYI-KÖZÉPHEGYSÉG ÉSZAKI RÉSZE

##### 1. Bihari-autochton /Autoktonul de Bihor/

a/ Királyerdő /Pădurea Craiului/

b/ Rézhegység /Plopiș/

c/ Meszes-hegység /Meseș/

d/ Vigyázó /Vlădeasa/

e/ Gyalui-havasok /Gilău/

f/ Északerdélyi-szigetrögök

Szilágysomlyói-Magura

Szilagybaksai-rög

Szilágysági-Bükk /Făget/

Cikói-rög /Ticău/

Preluka /Preluca/

##### 2. Kodru takarórendszer

a/ Finiș-Ferice-Gârda takaró

b/ Vălani takaró

c/ Dieva-Bătrânescu takaró

d/ Arieșeni takaró

e/ Moma takaró

f/ Vașcau takaró

g/ Colești takaró

h/ Urmat takaró

i/ Vetre takaró

j/ Dumbrăvița takaró /lefedett/

##### 3. Biharia takarórendszer

a/ Highiș-Poiana takaró

b/ Biharia takaró

c/ Muncel- Lupșa takaró

d/ Baia de Arieș takaró

## II. AZ ERDÉLYI-KÖZÉPHEGYSÉG DÉLI RÉSZÉ

/Maros-menti ofiolitos öv/

- a/ Bedeleu takaró
- b/ Căpilnaș-Techereu takaró
- c/ Feneș egység
- d/ Drocea- Criș egység
- e/ Bucium egység
- f/ Boieriaște egység

## III. DÉLI - KÁRPÁTOK

- 1. Danubiai - autochton
- 2. Géta takarórendszer
- 3. Severin /Szörényi/ takaró

## IV. KELETI - KÁRPÁTOK

### A. Dacidák

- 1. Erdélyi takarórendszer
  - a/ Hăghimaș /Hagymás/ takaró
  - b/ Persányi- takaró
- 2. Bukovinai - takarórendszer
  - a/ Radnai - takaró
  - b/ Bukovinai - takaró
  - c/ Szubbukovinai - takaró
- 3. Ceahlău /Csalhó/ takarórendszer

### B. Moldavidák

- 4. Belső - Moldavidák
  - a/ Teleajen
  - b/ Audia - takaró
- 5. Középső- Moldavidák
  - a/ Tarcău /Tarkő/ takaró
- 6. Külső-Moldavidák
  - a/ Marginális egység
  - b/ Perikárpáti egység

## V. ÉSZAKKELETI - KÁRPÁTOK

### A. A Külső - Kárpátok Flis-övezete

1. Külső antiklinális öv /Pikkelyek öve/
2. Központi szinklinális öv /Krosznói öv/
3. Belső antiklinális öv /Magura öv/

### B. Szirtöv vagy Pieninek öve

/Kárpátaljai - mélytörés öve/

### C. Kárpátaljai - belső süllyedék

/Csap-munkácsi és Aknaszlatinai medence/

1. Monoklinális vagy szegélyöv
2. Sódapiros és brachiantiklinálisos redők központi öve.

## VI. ERDÉLYI - MEDENCE

1. Torda-Szék-Dés-Szamoscikó iv
2. Balazsfalva-Mezőpagocsa-Nagyszamos iv
3. Illenbak-Bencéd-Parajd-Görgényszentimre-Magyarláros iv.

## VII. KÖZÉPALFÖLD - MÁRAMAROSI MOBILIS ÖV

1. Romániai részleg
2. Kárpátukrajnai részleg
3. Magyarországi részleg

## VIII. ZEMPLÉNIDÁK /ZEMPLINIKUM/

## IX. BÜKKIDÁK /BUKOVIKUM/

## X. GÖMÖRIDÁK /GEMERIKUM/

## XI. PANNÓNIAI - MEDENCE

IRODALOM - REFERENCES

1. ANDRUSOV D. 1958, 1959, 1965.  
Geológia Československých Kárpát I.II.III.-Bratislava.p.  
304, 375, 392.
2. ANDRUSOV D. 1968.  
Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. - Bratislava p. 188.
3. BLEAHU, M. - PATRULIUS, D. - RĂDULESCU, D. - AULEA, E. - SAVU, H. 1967.  
Carte Géologique de la République Socialiste de Roumanie 1:1.000.000 Note explicative - Bucureşti p.33.
4. BLEAHU, M. - ISTOCESCU, D. - DIACONU, M. 1971.  
Formatiunile preneogene din partea vestică a Munţilor Apuseni şi poziţia lor structurală. - Dări de seamă ale şedinţelor vol. LVII /1969-1970/ 5. Tectonica şi geologie regională. Bucureşti, 5-21.
5. BOMBITA, G. 1972.  
Studii geologice in Munţii Lăpusului. - Anuarul Institutului Geologic, XXXIX, 7-108. Bucureşti
6. CIUPAGEA, D. - PAUCA, M. - ICHIM, TR. 1970.  
Geologia Depresiunii Transilvaniei. - p.26. Bucureşti
7. GIUSCĂ, D. - SAVU, H. - BORCOŞ, M. 1968.  
La stratigraphie des schistes cristallins des Monts Apuseni - Rev. Roum. Géol., Géophys., Géorg.Série de Géologie 12/2. 143-159. Bucarest
8. GLUSKO, V.V. - KRUGLOV, SZ.SZ. 1971.  
Geologicseszkoje sztrojenyje i gorjuksije iszkopajemüje Ukranszkich Karpat - p.4cl. Moszkva
9. IANOVICI, V. - GIUSCĂ, D. - GHITULESCU, T.P. - BORCOŞ, M. - LUPU, M. - BLEAHU, M. - SAVU, H. 1969.  
Evoluţia Geologică Munţilor Metaliferi. - p.741. - Bucureşti
10. IANOVICI, V. - BORCOS, M. - BLEAHU, M. - PATRULIUS, D. - LUPU, M. - DIMITRESCU, R. - SAVU H. 1976.  
Geologia Munţilor Apuseni. - p.631. - Bucureşti
11. ISTOCESCU, D. - DIMITRESCU, R. 1967.  
Studii geologice în partea de nord - vest a masivului Highiş, cu privire specială asupra erupţiunilor permene. Analele Ştiinţifice ale Universităţii "Al.I.Cuza" din Iasi /Seria nouă /Secţiunea II/ Ştiinţe naturale/ b. Geologie - geografie, XIII, 17-27.

12. ISTOCESCU, D. - IONESCU, G. 1970.  
Geologia părții de nord a depresiunii panonice /Sectorul Oradea - Satu Mare/. - Dari de seama ale sedintelor vol. LV /1967-1968/ 5. Tectonica si geologie regionala, 73-87. Bucuresti.
13. KOCH A. 1894.  
Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei I. rész. Paleogén csoport. - M.Á.F.I. Évk. X.1892-1894 - 159-357. Budapest
14. KOCH A. 1900.  
Az erdélyrészi medence harmadkori képződményei II. Neogén csoport. - p.329. - Budapest
15. KŐRÖSSY L. 1964.  
Tectonics of the Basin Areas of Hungary. - Acta Geol. As.Sc.hung. VIII. 1-4. 377-394. - Budapest
16. KŐRÖSSY L. 1970.  
Entwicklungsgeschichte der neogenen Becken in Ungarn. - Acta geol. Ac.Sc.hung. 14, 421-429. - Budapest.
17. MAHEL, M. 1974.  
Tectonics of the Carpathian-Balkan regions p. 451.
18. MERLICS, B.V. - SZPITKOVSKAJA, SZ.M. 1974.  
Glubinnüch razlomü, neogenovüj magmatizm i orugyenyenyije Zakarpatyja. Pod redakciej D.P. Rezvogo, Tom 2. Problemü tektoniki i magmatizma glubinnüch razlomov. - p. 173. -Lvov.
19. NAGY L. 1958.  
A Román Népköztársaság földtana I.II. kötet I.p.770., II.p.804.-Kolozsvár.
20. PÁLFY M. - ROZLOZSNIK P. 1939.  
A Bihar és Béli hegység földtani viszonyai I.rész. Alaphegység és paleozóikum - Geologica Hungarica, Series Geologica, T. 7. - p. 200 Budapest.
21. ROZLOZSNIYIK P. 1936.  
A Bihar hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében - M.T.T.É.LV, - 46-68. Budapest
22. SZEPESHÁZY K. 1973.  
A Tiszántúl északnyugati részének felsőkréta és paleogén korú képződményei. - p. 96. Budapest
23. SZEPESHÁZY K. 1973.  
A Kárpátok és az Alföld metamorf képződményeinek kapcsolatai. - Általános Földtani Szemle 3, - 3-58. Budapest
24. SZEPESHÁZY K. 1975.  
Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázolata. Általános Földtani Szemle 8. - 25-29 Budapest



25. SZVIRIDENKO, V.G. 1976.  
A Kárpátaljai süllyedék és aljzatának földtani felépítése  
és szénhidrogénföldtana. - Földt.Közl. 106,464-475. Buda-  
pest
26. WEIN GY. 1973.  
Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des  
Neogens von Ungarn. - Jb.Geol.B.A.BD. 116, 85-101, Wien.

STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC CONNEXIONS BETWEEN THE  
BASEMENT OF THE GREAT HUNGARIEN PLAIN EAST OF THE  
RIVER TISZA AND THE APUSENI MOUNTAINS IN WESTERN  
TRANSSEYLVANIA

By  
K. Szepesházy

ABSTRACT

The central part of the post-orogenic Carpathian Basin System is usually called the Pannonian Basin. It is the product of an intensive Miocene-Pliocene subsidence.

Earlier it was assumed that the basement of the Pannonian Basin is made up by a rigid median mass, the Pannonian massif, in contrast to the rather mobile Carpathian arc. However, deep drilling has revealed that the geological setting of the basement does not resemble to that of the neighbouring platform areas, but rather to that of the mobile belt. This lithologic-stratigraphic similarity is accompanied by structural analogies. It looks very likely that the Late Cretaceous overthrusts and nappes of the Apuseni Mountains and these of the mobile Máramaros belt /of Neogene age/ are prolonged, deep under the actual surface, in the Eastern part of the Pannonian Basin.

1. The Maros Ophiolite Belt continues in form of Jurassic to Lower Cretaceous sedimentary rocks and ophiolites, right to the Eastern part of the Vardar zone.
2. The Highiş /Hegyész/ nappe of the Biharia Nappe System is also prolonged westwards, in Hungary. Small remnants have been found even in the area of Szeged and Ásotthalom.

3. The granitoid masses of the migmatitized Preassyntian and Assyntian metamorphic rocks, representing the Finiş /Fenes/ nappe of the Codru Nappe System. have been hit by drilling in the region of the villages Battonya, Végegyháza, Mezőkovácsháza, /in the South/, and Kevermes and Kunágota /more to the North/. The remnants of the Permian-Mesozoic formations of the Finiş Nappe are known to crop out East of Şiria /Világos/, at the Northern boundary of the Finiş Nappe. Its westward prolongation has been disclosed by drilling at Turnu /Toronya/. It is highly probably that the Permian quartz porphyry hit in the surroundings of Battonya and Mezőhegyes as well as the Lower Triassic sandstone drilled at Magyardombegyháza may be assigned to this unit.

NW of the granitoid mass of Battonya-Kevermes, the entire Codru-type Mesozoic has been found /Triassic-Lower-Cretaceous/ in a 10-15 km wide, SW-NE striking zone /Tótkomlós, Pusztaszőlős, Kaszaper, Medgyesbodzás/. It is of considerable thickness and a NW dipping monoclinial structure can be suspected. This occurrence may represent the next, Dumbavita Nappe of the Codru Nappe System, known in Transsylvania from boreholes drilled at Nadăb /Nadab/ and Cherelus /Kerülős/ in front of the northern margin of the Finiş Nappe.

As for the other, northward situated nappes of the Codru Nappe System, drilling evidence has been provided so far only of the crystalline formations, at Sarkadkeresztur, Kisjenő /Chişineu Criş/, Nagyszalonta /Salonta/.

4. In the southern, Padurea Craiului /Királyerdő/ Unit of the Bihar Autochthon the crystalline basement consisting of granite gneisses is overlain by mighty sequence of Upper Permian, Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous, at certain places even Gosau-type Upper Cretaceous sedimentary rocks. This carbonatic facies has been intersected by several boreholes drilled farther to the West at Toboliu /Vizesgyán/, Biharugra and Sarkadkeresztur. In the

Villány Mountains or South Transdanubia the equivalent formations appear at the surface.

5. In the northern sector of the Bihar Autochton, i.e. in the Plopiş Mountains /Rézhegység/ the crystalline basement composed of the very ancient metamorphites of the Szamos Series are overlain by Neogene sediments. It seemed probable until the very last times that the isolated crystalline blocks in Northern Transsylvania as well as those known to occur in the central part of the Tiszántúl area /at Turkeve, Endrőd, Biharnagybajom, Füzesgyarmat, Körösszegapáti, and Kismarja/ belong to the northern sector of the Bihar Autochton and join it. The new drilling evidence forces us to modify radically this concept. It turned out that the two sets of isolated blocks are separated from each other by a trough-like band of NNE-SSW orientation, over 150 km long and only 10-15 km wide, filled with more or less Flysch like sedimentary rocks of the Upper Cretaceous /Senonian/ e.g. at Békés, Komádi, Körösgyéres /Ghirişu de Criş/ and Hegyközszentmiklós /Sinicolau Mare//. All these isolated crystalline blocks may be in allochthonous position, overthrust in the Middle Cretaceous upon the remnants of their Mesozoic cover. The Mesozoic strata even appear, probably in form of tectonic windows, from below the crystalline formations, e.g. at Füzesgyarmat, Endrőd and Csokaly /Ciocaia/.

6. The mobile belt of the Central Hungarian Plain -Máramaros is a eugeosyncline situated to the NW of the Bihar Autochton. It is characterized by the almost complete absence of Paleozoic and Triassic formations, the Gresten type Liassic, the presence of Jurassic to Lower Cretaceous mafic products of an initial magmatism, the Flysch facies of the Lower Cretaceous to Paleogene sediments, and last but not least the very important role of the Cretaceous and Neogene orogenic phases.

The formations of this belt have been disclosed by numerous boreholes in Hungary and in Transcarpathian Ucraina as well, between the Mecsek Mountains in the SW to the NE-Carpathians. This eugeosynclinal belt is stratigraphically correlable with the Vardar zone of the Hellenides, and with the Penninicum of the Western Alps, and belonged to the originally northern half of the Tethys sea. /Farther to NW beyond the Zágráb-Hernád Lineament, is situated the belt of the Bükkides, belonging to the southern half of the Tethys./ In the East, it contacts the Zemplénides, or immediately the Clippen Belt of the NE-Carpathians.

---

Manuscript received: 8<sup>th</sup> April 1978

Address of the author:

Dr. Szepesházy Kálmán

Budapest

Népstadion út 14

/MÁFI/

H-1442

1. ábra A Tiszántúl környezetének nagyszerkezeti egységei

- I. Az Erdélyi-Középhegység északi része
  1. Bihari - autochton
  2. Kodru takarórendszer
  3. Biharlia takarórendszer
- II. Az Erdélyi-Középhegység déli része  
/Maros-menti ofiolitos öv/
- III. Déli-Kárpátok
- IV. Keleti-Kárpátok
- V. Északkeleti - Kárpátok
  - A. A Külső-Kárpátok Flis-övezete
  - B. Szirtöv vagy Pieninek öve
  - C. Kárpátaljai belső süllyedék
- VI. Erdélyi - medence
- VII. Középföld - máramarosi mobilis öv
- VIII. Zemplénidák
- IX. Bükkidák
- X. Gömöridák
- XI. Pannóniai - medence

2. ábra Az Erdélyi - Középhegység északi részének nagyszerkezeti egységei

1. Bihari - autochton /Autochtonul de Bihor/
2. Kodru takarórendszer  
/Sistemul pînzelor de Codru; le système des nappes de Codru/
3. Biharlia takarórendszer  
/Sistemul pînzelor de Biharlia; le système des nappes de Biharlia/

3. ábra -Az Erdélyi - medence paleogénnél idősebb képződményeinek fedetlen földtani térképe

1. Torda - Szék - Dés - Szamoscikó iv

2. Balázsfalva - Mezőpagocsa - Nagyszamos iv
3. Illenbak - Bencéd - Parajd - Görgényszentimre - Magyarláros iv  
/D. Ciupagea - M. Paucă - Tr. Ichim, 1970/

4. ábra A Láros hegység /Munții Lăpuș/ takarópikkelyei /pinza-solz, nappe-écaille/ /G. Bombița 1972/

- A. Láros /Lăpuș/ takaró-pikkely
- B. Batiza /Botiza/ takaró-pikkely

1. Deluvium
2. Pliocén /vulkáni képződmények/
3. Szármáciai
4. Katti - burdigalai /szegély-fácies/
5. Középső- és felső eocén } Tocița Secul flis
6. Paleocén és alsóeocén }
7. Felsőkréta /Orbitoidás rétegek; szegély-fácies/
8. Felsőkréta /Púhói márga; geoszinklinális " /
9. Tithon - neokom /Szirtek/
10. Takaró-pikkely
11. Digitáció
12. Rátolódás
13. Képződményhatár

5. ábra A Tiszántúl és az Erdélyi - Középhegység nagyszerkezeti kapcsolatainak vázlatja

/a kréta- időszi nagyszerkezeti alakulatok/

1. Maros-menti ofiolitos öv
2. Biharai takarórendszer  
Hegyes takaró
3. Kodru takarórendszer  
a/ Finiş takaró  
b/ Dumbrăvița takaró
4. Biharai-autochton  
a/ Királyerdei részleg  
b/ Rézhegységi részleg  
c/ Északerdélyi kristályos szigetrögök

- d/ Turkeve - Biharnagybajom - Kismarjai kristályos rögök
- e/ Békés - szatmári süllyedéksor
  - A. Békési - süllyedék
  - B. Komádi - süllyedék
  - C. Körösgyéresi /Ghirişu de Chris/ süllyedék
  - D. Hegyközszentmiklósi /Sinicolau Mare/ süllyedék
- 5. Középföld-- máramarosi mobilis öv
- 6. Zemplénidák
- 7. Bükkidák

6. ábra A Tiszántúl vázlatos É-D-i irányú földtani metszete

7. ábra Az Erdélyi-Középhegység preherciniai tektonometamorf ciklusokkal metamorfizált prepaleozóos képződményeinek rétegoszlopa:

a/ Giuscă D., Savu H. és Borcoş M. szerint /1967/

b/ Dimitrescu R. és Visarion Adina szerint /1971/

8. ábra Erdély fontosabb hegyvonulatainak nevei



## C A P T I O N S

Fig.1. Megatectonic Units of the Surroundings of the Tiszántúl Area

- I. Northern Part of the Apuseni Mountains
  - 1. Bihor Autochton
  - 2. Codru Nappe System
  - 3. Biharia Nappe System
- II. Southern Part of the Apuseni Mountains /Mureş Ophiolite Belt/
- III. Southern Carpathians
- IV. Eastern Carpathians
- V. Northeastern Carpathians
  - A. Flysch Zone of the Outer Carpathians
  - B. "Klippen" or Pieniny Zone
  - C. Inner Subcarpathian Depression
- VI. Transylvanian Basin
- VII. Central Hungarian Plain- Marmureş Mobile Zone
- VIII. Zemplenides
- IX. Bükkides
- X. Gemerides
- XI. Pannonian Basin

Fig.2. Megatectonic Units of the Northern Part of the Apuseni Mountains

- 1. Bihor Autochton
- 2. Codru Nappe System
- 3. Biharia Nappe System

Fig.3. Geological Sketch Map of the Transylvanian Basin /Tertiary Stripped Off/ By D. CUIPAGEA, M.PAUCĂ, Tr.ICHIM, 1970/

1,2,3: three zones distinguished

Fig.4. The "nappes-écailles" of the Lapuş Mountains /G.BOMBIŢA 1972./

- A. The Lapuş nappe-écailles
- B. The Botiza nappe-écaille
  - 1. Deluvium - 2. Pliocene volcanic formations
  - 3. Sarmatian
  - 4. Chattian-Burdigalian /marginal facies/
  - 5-6. Middle to Upper Eocene, resp. Paleocene-Lower Eocene Flysch of Tocila Secul
  - 7. Upper Cretaceous Orbitoid-bearing beds /marginal facies/
  - 8. Upper Cretaceous Puchov Marl /Geosynclinal facies/
  - 9. Tithonian-Neocomian "Klippen"
  - 10. Nappe-écaille 11. Digitation 12. Overthrust
  - 13. Formation boundary

Fig.5. Megtectonic Interrelations of the Tiszántúl Area with the Apuseni Mountains

- 1. Mureş Ophiolite Belt
- 2. Biharja Nappe System
  - Highiş Nappe
- 3. Codru Nappe System: a/ Finiş Nappe b/ Dumbraviţa Nappe
- 4. Bihor Autochton
  - a/ Padurea Craiului Sector b/ Plopiş Sector
  - c/ North Transylvanian Crystalline Blocks
  - d/ Crystalline blocks of Turkeve, Biharnagybajom and Kismarja e/ Békés-Szatmár depressions:
    - A. Békés, B. Komádi, C. Ghirişu de Criş
    - D. Sînicolau Mare
- 5. Central Hungarian Plain - Maramureş Mobile Belt
- 6. Zemplénides
- 7. Bükkides

Fig.6. Generalized N-S Geological Cross Section of the Tiszántúl Area

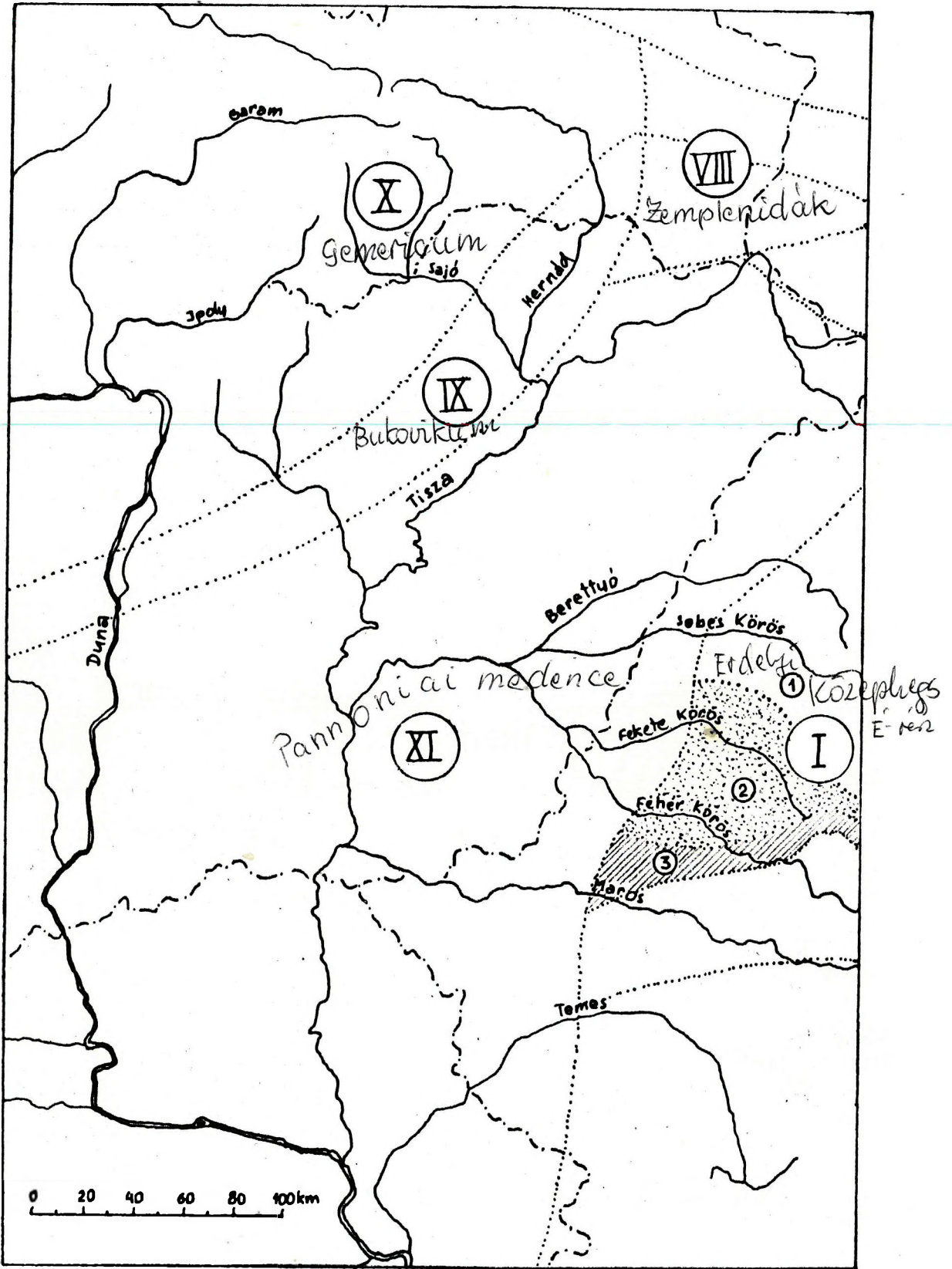
- 1. Upper Cretaceous 2. Jurassic and Lower Cretaceous
- 3. Permian and Triassic 4. Hercynian metamorphic and igneous rocks 5. Granitoids 6. Granite gneisses
- 7. Metamorphic rocks 8. Overthrust, nappe /?/

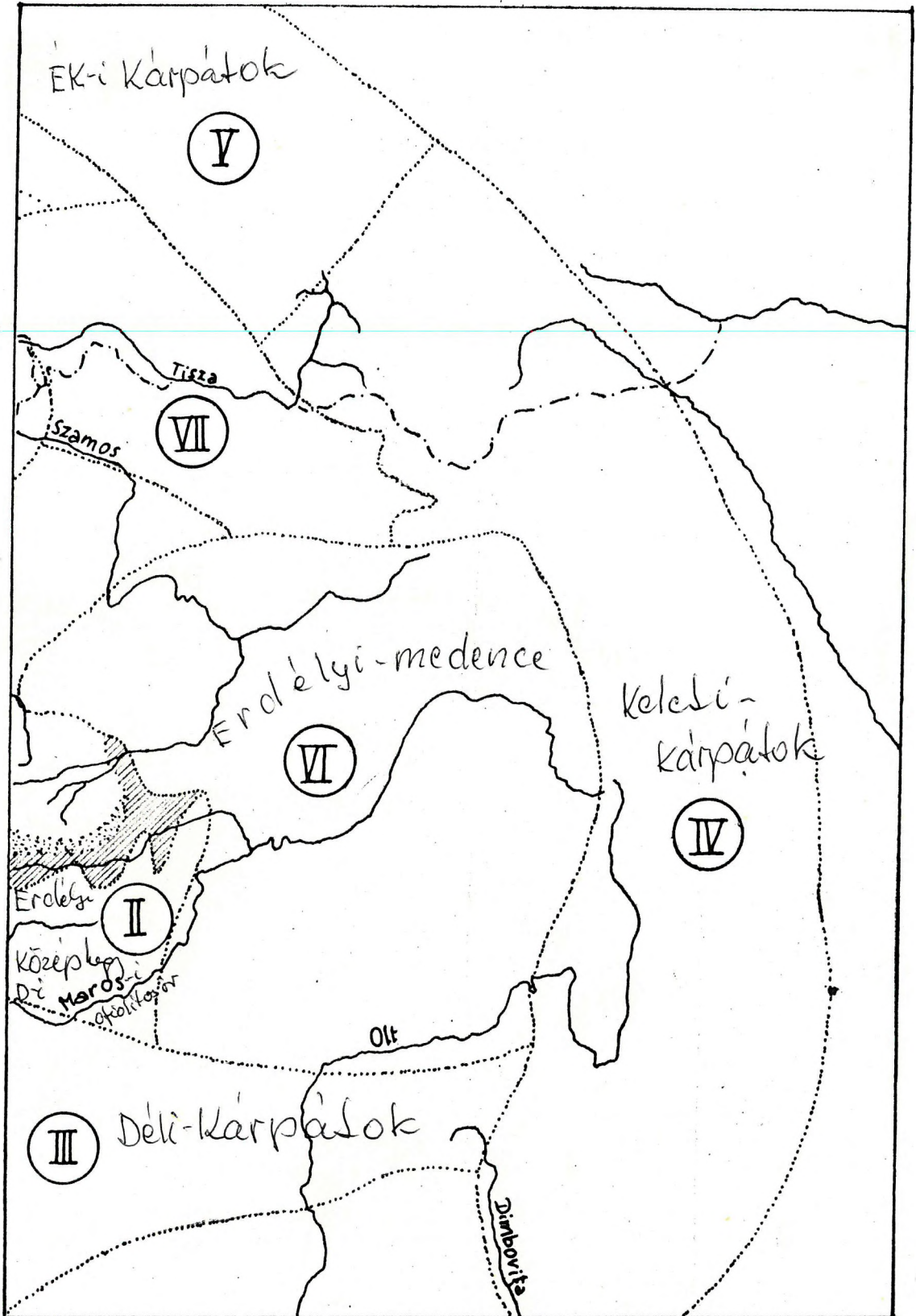
Zones from the left to the right: The Central Hungarian Plain-Maramureş Mobile Belt; Zone of the Crystalline Blocks; Bihor Autochton; Codru Nappe System; Highiş-Biharia Nappe System.

Fig.7. Lithological Columns of the Prepaleozoic Formations of the Apuseni Mountains Metamorphosed by Prehercynian Tectono-metamorphic Cycles:

a/ after D.GIUSCA et al., b/ after R.DIMITRESCU et al.

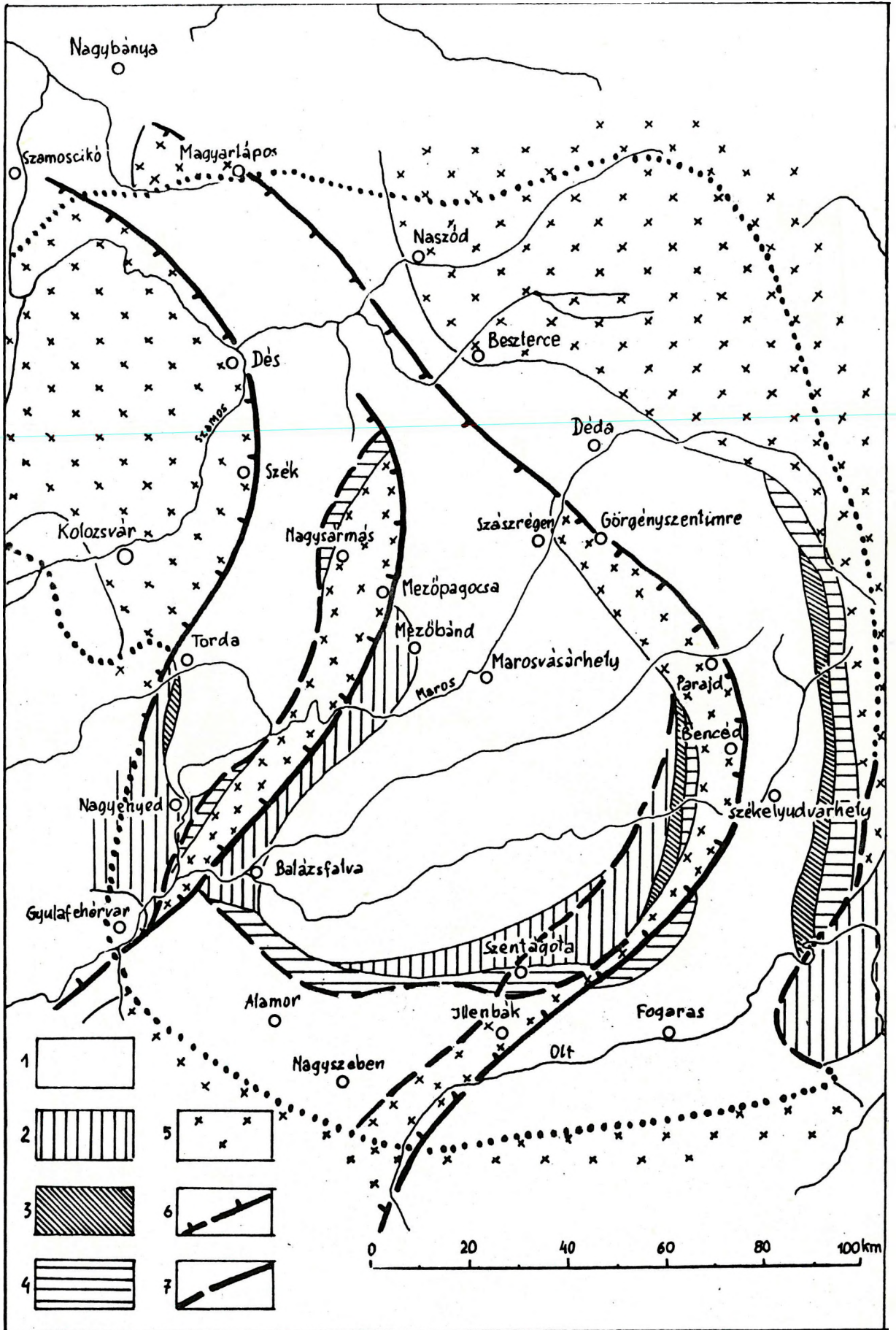
Fig.8. Rumanian and Hungarien Names of the Most Important Mountains in Transylvania

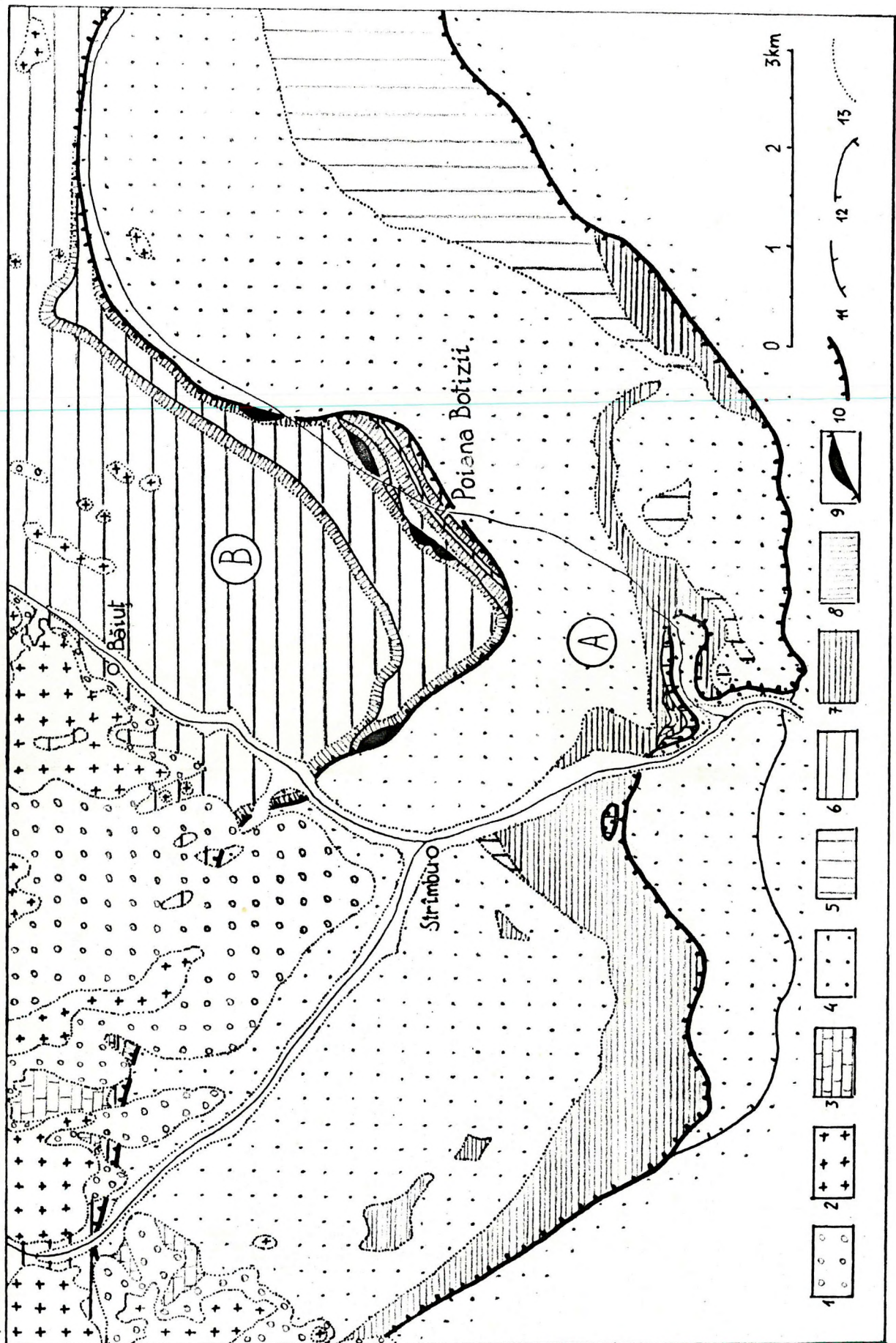




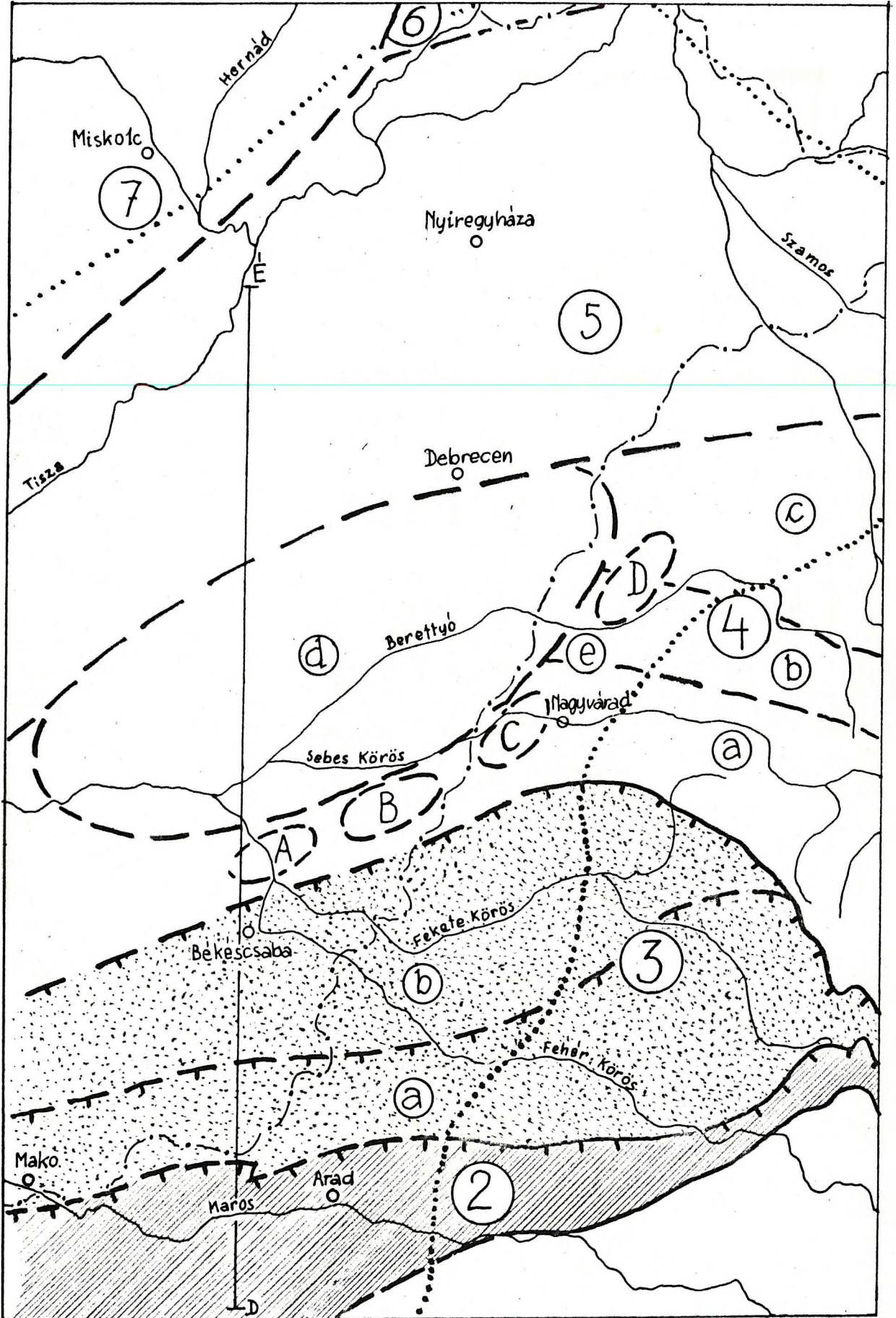


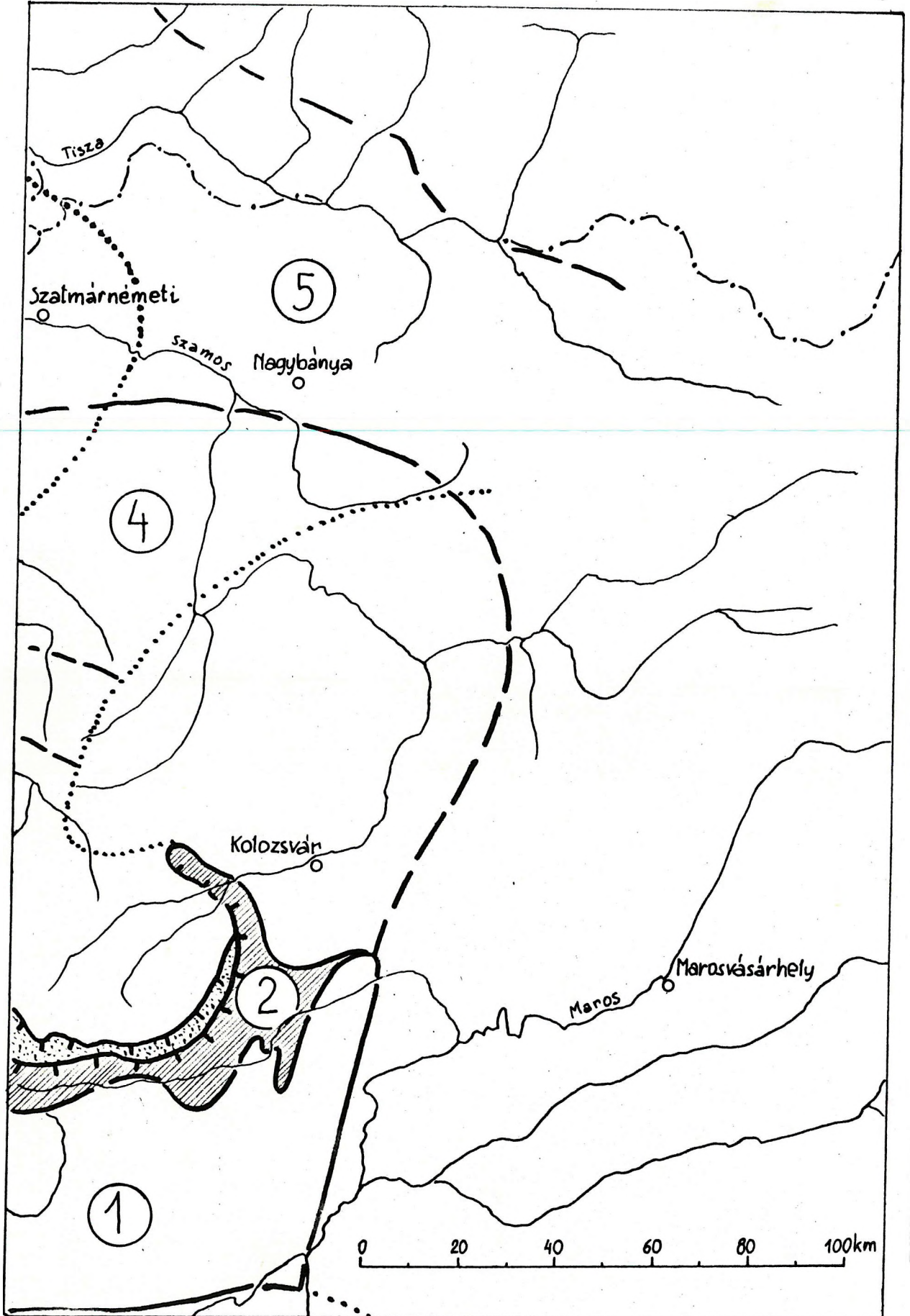
3. ábra



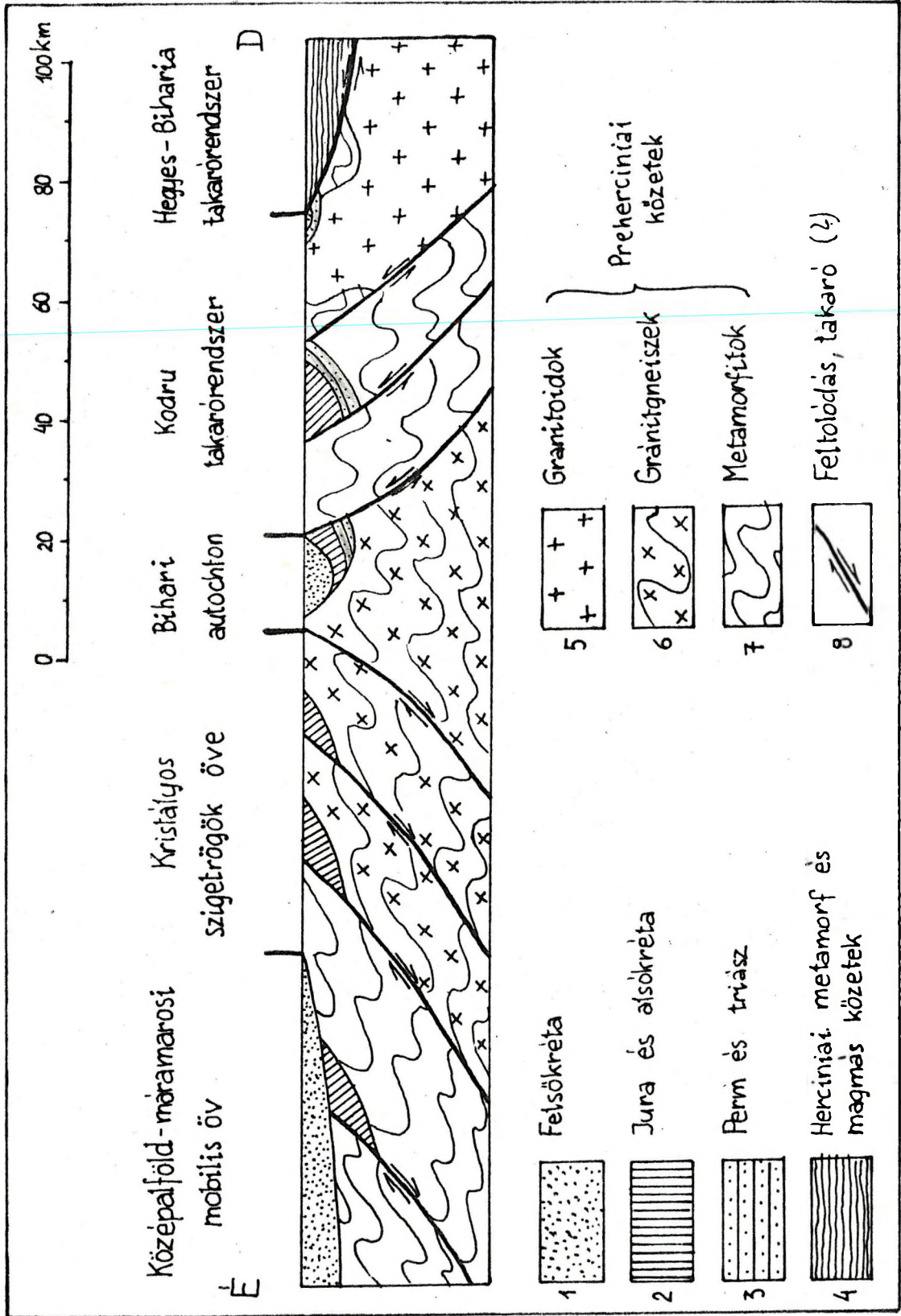






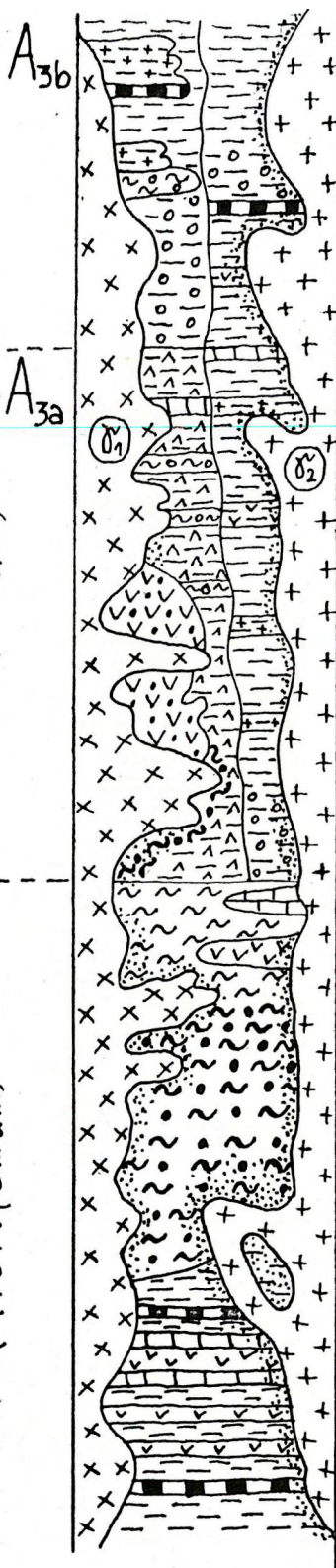


6. ábra





I. Szardíniai fázis ( későászinti, i.11. korai-katedóniai tektonomagmatikus ciklus)  
(Riféikum)  
(Preriféikum)



A<sub>3</sub> Arada sorozat (Seria de Arada)

- Szericites-kloritos palák
- Szericites-kloritos palák albittal
- Amfibolit-palák
- Porfiroidok
- Grafitos kvarcitok
- Kristályos mészkövek

A<sub>3b</sub> Muncel sorozat (Seria de Muncel)

- Szericites kvarcitpalák
- Szericites-albitos palák klorittal
- szemes gneiszek
- Porfiroidok
- Grafitos kvarcitok

A<sub>3a</sub> Biharia sorozat (Seria de Biharia)

- Kloritpalák albit-porfirobl.-kal
- Ortoamfibolitok
- Albitos gneiszek
- Migmatitok
- Kristályos mészkövek, dolom.

Naguharasi (Muntele Mare) gránit (D<sub>2</sub>)

- (szardíniai tardiorogén)

Kodru gránit (D<sub>1</sub>)

- (szardíniai szinorogén)

Kontakt udvar

A<sub>2</sub> Szamos sorozat (Seria de Somes)  
(Paragneiszek és csillámpalák)

- Migmatitok
- Amfibolitok
- Gránátos és albit-porfiroblasztos metamorf palák
- Kristályos mészkövek

A<sub>1</sub> Aranosbánya sorozat (S. de Baia de Arjes)

- Csillámpalák, kvarcitok
- Grafitos kvarcitok
- Amfibolitok
- Kristályos mészkövek, dolomitok

Dimitrescu R., Visarion Adina  
(1971)



AZ ÁLTALÁNOS FÖLDTANI SZAKOSZTÁLY RENDEZVÉNYEI

1978. jan. 1. - 1978. dec. 31.

1978. január 4.

DUDICH Endre: Titkári beszámoló

BÁRDOSSY György: Vetített képes útibeszámoló Jamaikáról

1978. január 18.

ÁDÁM Oszkár: A Dunántúli Középhegység mélyszerkezete

1978. február 15.

KNAUER József: Peremi kifejlődésű jura rétegsor az Északkeleti Bakonyban

1978. február 22.

SZANTNER F., SZABÓ E., KÁROLY Gy., KNAUER J., GECSE É., TÓTH K., R. SZABÓ I.: Az Északi-Bakony bauxitprognosztikai célú rétegtani, hegység szerkezeti, bauxitföldtani újraértékelése és földtani térképsorozata.

1978. március 29.

SZEPESHÁZY Kálmán: A Tiszántúl és az Erdélyi Középhegység nagyszerkezeti és rétegtani kapcsolatai

1978. április 12.

CORNIDES I., CSÁSZÁR G., HAAS J., JOCHÁNÉ EDELENYI E.: Oxigénizotopos hőmérsékletmérések a Dunántúl mezozoos képződményeiből

1978. május 27.

Egésznapos tanulmányút a Dunakanarba és a Ny-Börzsöny-hegységbe, a paleovulkánológiai problémák bemutatására. -- Kirándulásvezetők: BALLA Zoltán és SZLABÓCZKY Péter

1978. május 31.

BALÁSHÁZY László: Részletes tektonikai vizsgálatok az Északi Vértes és a Déli Gerecse területén

1978. június 14.

MÉSZÁROS József: Szerkezetföldtani vizsgálatok a bauxitkutatószolgálatában /Halimba-Herend-Csehbánya közötti terület/

1978. június 21.

SZEDERKÉNYI Tibor: A magyarországi alaphegység mezozoikum-előtti magmás, metamorf és szerkezeti fejlődéstörténetének /részben/ nyitott kérdései

1978. szept. 13-15 /a Közép és Északdunántúli Szervezettel közösen a Magyar Rétegtani Bizottság támogatásával/:

KÖZETRÉTEGTANI SZEMINÁRIUM /Veszprém/

1978. október 18.

MÉSZÁROS József: Mangánérckutatás szerkezetföldtani és geofizikai módszerekkel.

1978. november 9-10 /az Őslénytan-Rétegtani Szakosztállyal közösen, Budapesten:

ŐSFÖLDRAJZI ANKÉT

1978. november 29

BALLA Z., CSONGRÁDI J., HAVAS L., KORPÁS L.: Abszolút koradatok értelmezési lehetőségei a Börzsönyben

1978. december 6.

JANTSKY B., CSEREPESNÉ MESZÉNA B.: Beszámoló a Kolozsvárott tartott prekambriumi kongresszus plenáris üléséről

-----