

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, serpen-tinit, glaukofanit stb. kőzetek/. Ezek egyrészt triász-, másrészt ismeretlen, talán jura-felsőkréta korúak. Az ofiolitok másik előfordulási helye a szirtöv, ahol változatos, jura-felsőkréta koru 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 kőzetteket 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 /harántpalláság, 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 Roznyói-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 Roznyói-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 ~~után~~/.

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 ércképződéssel, csakis a Nyugati Kárpátokban.

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

A második a mezoalpi ércepedés, 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 ércepedés.

Az első, a paleoalpi szakasz tehát az ún. iniciális-ofiolitos összetétellel kapcsolatos. Ilyen pl. a Bükki titanomagnetites ércepedés, 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 Mészkövek érctelepeihez.

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

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

A második magmás ércepedési szakasz az a mezoalpi, csaknem szinorogén jellegű ércepedés, 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/ ércepedés, aztán az ún. alpi telér-típusú ércepedés, 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 --"Ostmediterrane 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, kétséggkívül 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 ércesezés. 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 lemeztektónica 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 Zborník 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. "Československá geológia a globálna tektonika". Smolenice
17. ROZLOŽNÍK L. - ŠALÁT J. 1963.  
Stratigraficko - tektonická pozícia banatitov na Stiavnickom ostrove. - Zbor ved. prác VST v Košiciach. Zv. 2.
18. ROZLOŽNÍK L. - SAMUEL O. - JACKŮ S. 1973.  
Prejavy eocenného vulkanizmu pri Banskej Stiavnici. - 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 Cenozoic Evolution of the Pannonian Basin. - Tectonophysics. 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 Bałcanides /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 ~~th~~ 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