

SÚHRNNÝ REFERÁT

Panafrické (starokaedónske) udalosti v Karpatoch z pohľadu vývoja kambricko-ordovických sekvencií v karpatsko-balkánskej a východoalpskej oblasti

PAVOL GRECULA

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

(Doručené 6. 11. 1989, revidovaná verzia doručená 16. 2. 1990)

Pan-African (Old Caledonian) events in the Carpathians from the viewpoint of the development of Cambrian – Ordovician sequences in the Carpathian-Balkan and Eastern Alps regions

Obscure tectonic and chronological position of low-grade metamorphosed complexes in the Carpathian-Balkan region makes difficult to identify pre-Variscan tectonic processes. Late Cadomian orogenic events of plate-collision character are assumed in the Balkan region. Late Proterozoic development of the basin with oceanic crust had preceded them. Upper Cambrian and Ordovician sequences have molasse character, Silurian formations develop from them locally.

Pan-African (Old Caledonian) events were proved convincingly only in the Eastern Alps, but there are no such proves in the West and East Carpathians. It was caused by strong Variscan and Alpine reworking. Despite of this, it is possible to assume pan-African events in the Carpathians, mainly on the basis of the presence of high-grade metamorphosed pre-Silurian complexes and on the basis of few radiometric data and results of structural-geological analysis.

Úvod

Nejasné tektonické a vekové postavenie nízko metamorfovaného kryštalinika karpatsko-balkánskej oblasti sťažuje identifikovanie prejavov tektonických procesov tejto oblasti, a to tak vývojových, ako aj deformačno-metamorfických a magmatogénnych udalostí. Aby sa mohlo usudzovať o kadomských a panafrických či starokaedónskych udalostiach v karpatskej oblasti, treba sumarizovať poznatky o výskytoch horninových súborov, ktoré sa považujú za vrchnoproterozoicko-kambrické až ordovické.

Kambrium a ordovik v karpatsko-balkánskej oblasti nie je dostatočne preukázaný ani faunisticky ani geochronologicky. Horninové súbory považované za kambrium, sú obyčajne najvrchnejšími časťami prekambriových kryštalinických komplexov a ku kambriu, resp. vrchnému proterozoiku až kambriu sa zaraďujú najmä pre nižší stupeň metamorfózy (fácia zelených bridlíc). Novšie sa však ukazuje, že časť týchto nízkych metamorfítov predstavuje mylonitizované ruly, migmatity, amfibolity a pod., a preto nie je dôvod považovať ich za paleozoické. Na druhej strane napr. v rodopskom masíve v prekambriových komplexoch sa zistili mezozoické radiolárie. Niektoré rádiometrické údaje zo zirkónov ryolitov potvrdili kambrický vek.

Je však charakteristické, že v celej oblasti Balkánu sa do vrchného proterozoika – kambria zaraďujú diabázovo-fylitoidné komplexy, lokálne s ofiolitovými suitami. Ich vzťah k podloženému kryštaliniku sa interpretuje rôzne. V nadloží diabázovo-fylitoidného komplexu väčšinou nekonformne ležia terigénne súbory hornín, ktoré sa však zachovali iba lokálne. Ich vek – vrchné kambrium až ordovik – je potvrdený nálezmi graptolitov a kondonotov. Vrchná hranica je limitovaná paleontologicky doloženým silúrom.

V karpatskom regióne sa ku kambriu – ordoviku dost jednoznačne začleňujú horniny v Južných a Východných Karpatoch, ako aj v Apusenských vrchoch. Dôvodom pre začlenenie do

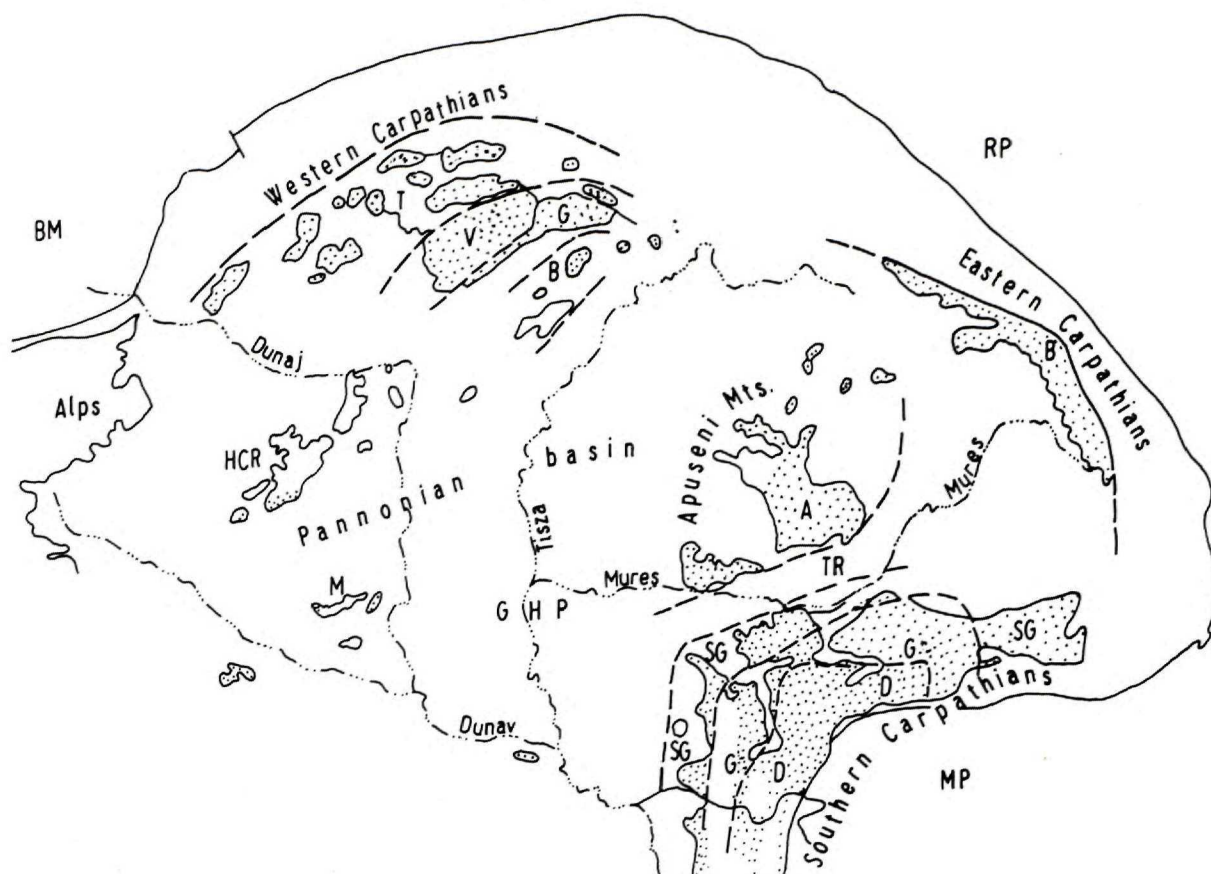
kambria až ordoviku je metamorfná diskonformita voči podložiu aj nadložiu (metamorfóza vo fácií zelených bridlíc), ďalej sú to palinologické a rádiometrické údaje. Pre Južné Karpaty je tiež typická prítomnosť diabázových hornín v kambrických komplexoch, kým pre Apusenské vrchy je menej charakteristická a vo Východných Karpatoch sa bazické horniny vyskytujú už iba zriedkavo. Zo Západných Karpát máme o prítomnosti kambria a ordoviku najmenej údajov. Mohli by mu patriť niektoré komplexy kryštalinika centrálnych Karpát, ktoré niektorí autori považujú za prekambriové. V gemeriku je tendencia horninové súbory staršieho paleozoika považovať za silúrko-devónske, a to na základe palinologických a rádiometrických údajov.

V panónskom bazéne sa kambrické a ordovické sedimenty nachádzajú iba na niekoľkých odkryvoch. Väčšina údajov je z vrtovej.

Horniny s rozličným stupňom metamorfózy, začleňované do vrchného proterozoika až spodného kambria, sa vyskytujú v celom karpatsko-balkánskom pruhu a budeme ich charakterizovať po jednotlivých regiónoch (obr. 1, 2, 3).

Charakteristika kambricko-ordovických (?) sekvencií*Srbsko-macedónsky a rodopský masív*

Srbsko-macedónsky masív (obr. 3) má dve základné litostratigrafické jednotky: ograždenskú superskupinu (Ograždenian Supergroup = Ograždenian complex = Lower complex of the Precambrian) a vlasinskú superskupinu (Vlasina Supergroup = Diabase-Phyllitoid Complex alebo Formation = Upper Complex). V rodopskom masíve hlbšie je prerodopská (Prerhodopian Supergroup), vyššie rodopská superskupina (Rhodopian Supergroup) a najvyššie superskupina Kulidžik (Kulidžik Supergroup). Ograždenská a prerodopská superskupina sa považujú za spodné proterozoikum, rodopská za vrchné proterozoikum a vlasinská, ako aj superskupina Kulidžik za vrchné proterozoikum.



Obr. 1. Tektonická skica karpatského pásma a panónskeho bazénu (oblasti s výskytom proterozoika a paleozoika) zostavená podľa Tektonickej mapy KBGA (Maheľ, 1973). BM – Český masív, RP – ruská platforma, MP – moesínska platňa, HCR – Maďarské stredohorie, GHP – Veľká maďarská nížina, T – tatricum, V – veporicum, G – gemerikum, B – bukovicum, Z – zemplinikum, Bu – bukovicum, SG – supragetikum, Gt – getikum, D – danubikum, TR – transylvanidy, A – Apusenské vrchy, M – Mecsek.

Fig. 1. Tectonic sketch of the Carpathian chain and Pannonian basin (Proterozoic and Paleozoic terrains) compiled after Tectonic map CBGA (Maheľ, 1973). BM – Bohemian Massif, RP – Russian Platform, MP – Moesian plate, HCR – Hungarian Central Range, GHP – Great Hungarian plain, T – Tatric units, V – Veporic units, G – Gemic units, B – Bükkic units, Z – Zemplin units, Bu – Bucovinian units, SG – Supragetic units, Gt – Getic units, D – Danubian units, TR – Transylvanides, A – Apuseni Mts., M – Mecsek Mts.

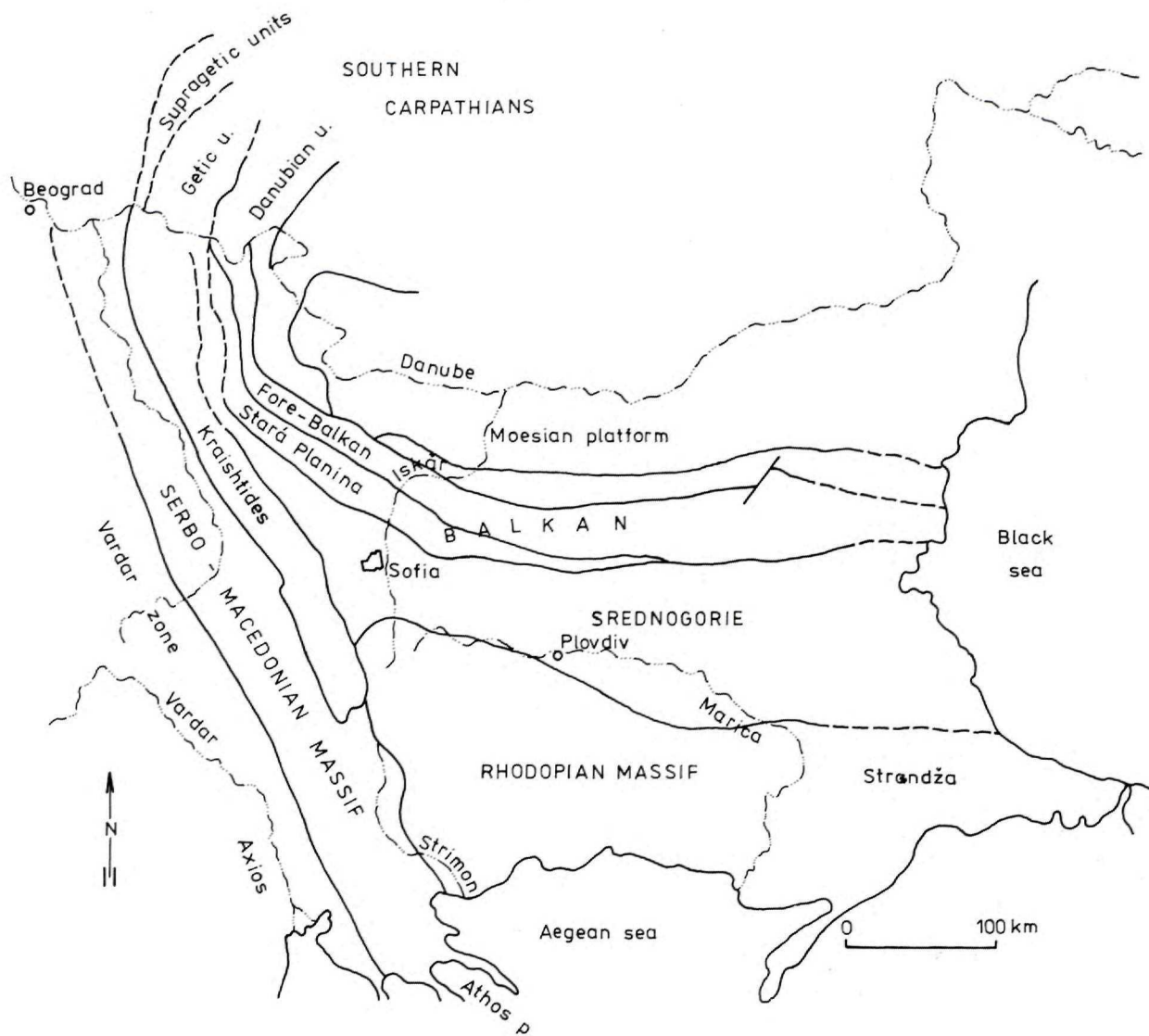
kum až kambrium (Vergilov et al., 1963; Kozhoukharov et al., 1978; Zagorčev, 1988; Aleksič et al., 1988).

Za kambrické, resp. najvrchnejšie proterozoikum – kambrium považuje väčšina autorov diabázovo-fylitické komplexy a ofiolitové suity (vlasinská superskupina), v ktorých sa našiel spodnokambriový Archeocyathus (Kalenic, 1966) a mikrofosílie veku vrchný rifej – kambrium (Dimitrijevič, 1967). V nadloží týchto komplexov sa v oblasti Lisina (východné Srbsko) našla už tremadocká fauna v pieskovcoch, ktoré diskordantne prekrývajú podložné série (Pavlovič, 1959).

V severnej časti srbsko-macedónskeho masívu v pásme Moravy (obr. 4; oblasť Crni Vrh, Bagrdanski Tesnjač a Resavské vrchy), sa k vendu a kambriu zaraďujú pelity, dolomity a bazické horniny metamorfované v amfibolitovej fácií. Podobné horninové komplexy sa nachádzajú aj v bloku medzi riekami Mlava, Pek a Dunaj, ďalej vo vrchoch Bukovik a Rožanj, kde sa skupina Vrh (metadiabázy, zelené bridlice, diority, kremenité keratofýry, albitofýry) a skupina Crna Bara (brekcie, zlepenice, metapelity a metaargility) zaraďujú do spodného paleozoika. Obidve skupiny majú charakter metaofiolitovo-fylitoidného komplexu (Aleksič, 1965). Podobný vývoj je aj v pohorí Seličevica a Babička Gora, ďalej v oblasti Vlasina a Crna Trava.

Centrálna časť srbsko-macedónskeho masívu sa skladá z viacerých superponovaných tektonických jednotiek. V poslednom čase sa zistilo, že najvyššiu časť komplexov v Osogovských vrchoch tvorí diabázovo-fylitoidný komplex vlasinskej superskupiny (Zagorčev a Ruseva, 1982), ďalej strumské súvrstvie (Struma diorite Formation) a paleozoické bridlice a granity. Všetky tieto horninové komplexy sú súčasťou príkrovu Elešnica.

Vlasinská superskupina má najväčšie rozšírenie v bloku Vlasina (tak v Juhoslávii, ako aj v Bulharsku), ďalej na okraji bloku Verila v Bulharsku, v príkrovoch Elešnica, Kamenica a Plačkovica, ako aj v bloku Bučim v Juhoslávii. Horniny vlasinskej superskupiny sa často vyskytujú iba vo forme zavrásnených zvyškov v prekambriickom kryštaliniku. Metamorfné prepracovanie hornín vlasinskej superskupiny, ako aj podložných komplexov, je významné a viacetapové, čo spôsobuje ťažkosti pri regionálnej korelácii hornín vlasinskej superskupiny, ktoré sa zachovali vo forme úzkych synklinál medzi veľkými blokmi fundamentu alebo v alochtónnej pozícii a sú silne postihnuté mladšími deformačnými procesmi. Niektorí autori k vlasinskej superskupine priradujú aj osogovské súvrstvie pre jeho podobný litologický obsah a celý súbor hornín. Nazývajú ju ako vlasinsko-osogovský komplex (Dimitrova, 1974, Zagorčev a Stojanov, 1988).



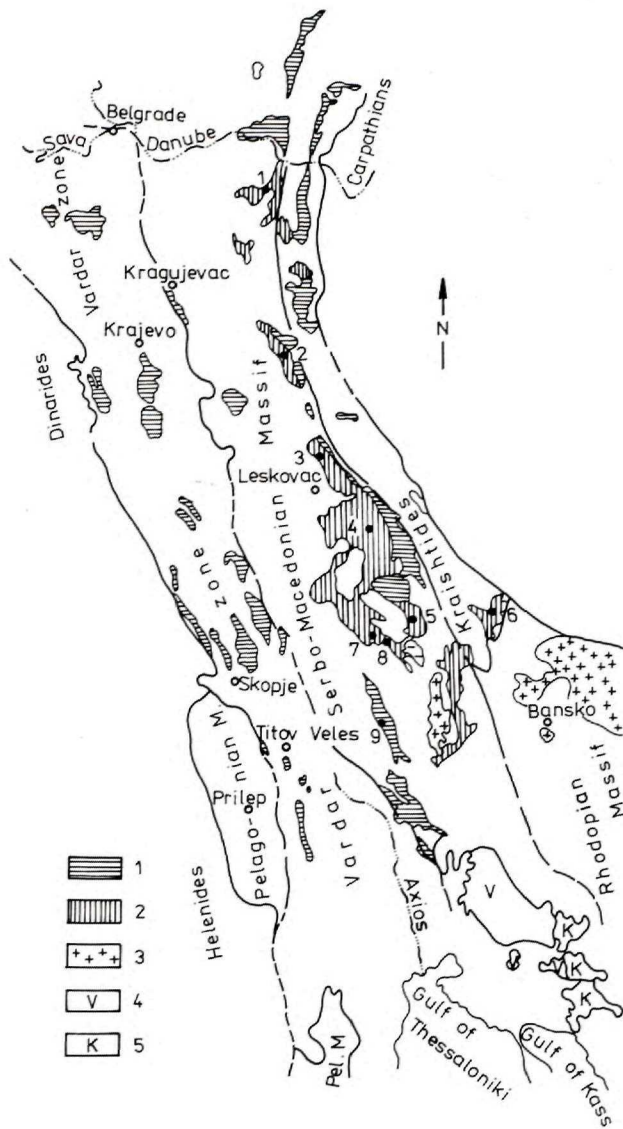
Obr. 2. Mapová skica tektonických jednotiek južnej časti karpatského a balkánskeho regiónu (podľa Maheľ, 1973 a Bončeva, 1987).

Fig. 2. Sketch map of tectonic units, southern part of the Carpathian and Balkan region (after Maheľ, 1973 and Bončev, 1987).

Vo vlasinskej superskupine vyčlenil Zagorčev (1980) dve súvrstvia, spodné frološské (Frološ Fm.), ktoré má veľké rozšírenie, a vrchné súvrstvie Kadijca, zachované iba lokálne. Frološské súvrstvie pozostáva z aktinolitických a chloritických bridlíc s polohami metadiabázov. Zriedkavejšie sú sericiticko-chloritické fylity, metapsamity a kvarcity. Z intruzívnych hornín sú prítomné peridotity, pyroxenity a gabroidné horniny. Do horninového frološského súvrstvia intrudoval tzv. strumský diorit, ako aj paleozoické a mladšie granitoidy. Súvrstvie Kadijca pozostáva zo slabometamorfovaných pieskencov, zlepcov, pelitov (chloritické bridlice, fylity, aktinoliticko-chloritické bridlice) s polohami diabázov a andezitov. Zlepenec obsahujú obliaky rúl, migmatitov, granitoidov, grafitických rúl a pod.

V južnej (gréckej) časti srbsko-macedónskeho masívu sú dve skupiny: spodná Kerdilion a vrchná Vertiscos (Kockel et al., 1977). Skupina Kerdilion pozostáva z biotitických migmatizovaných rúl, podradne sú prítomné dvojsludné ruly a amfibolity. Skupina Vertiscos obsahuje dvojsludné ruly, očkáté ruly, amfi-

bolity, metadiabázy, metaandezit a bazalty, metagabro a serpentinizované ultramafity, lokálne aj mramory. Nachádza sa západne od rieky Strimon a zaberá asi 30 km široký pás od juhoslovan-sko-bulharských hraníc až po polostrov Athos. V skupine Vertiscos sú veľmi rozšírené bazické horniny a početné sú aj výskyt ultramafických hornín. Silná migmatizácia a metasomatóza je typická pre skupinu Kerdilion. Časť autorov považuje kontakt medzi obidvoma skupinami za tektonický, resp. diskordantný (Neubauer, 1957), iní za konkordantný s prechodom jednej skupiny v spodnej časti do druhej (Kockel a Walther, 1968). Metamorfovaný maficko-ultramafický komplex Vertiscos sa interpretuje ako ofiolitová suita (Dimitriades, 1980) a býva označovaná ako komplex Therma-Volvi-Gomati. Suita má tholeiitový trend a geotektonicky má afinitu k MORB-bazaltom (Christodoulou, 1980). Stratigrafické zaradenie oboch skupín je rozdielne. Skupina Vertiscos sa porovnáva s vlasinskou superskupinou (resp. diabázovo-fylitoidným komplexom) a priraduje sa jej teda vend-sko-kambriky vek. Dimitriadis (1988) považuje obe skupiny



Obr. 3. Výskyt vrchného proterozoika a paleozoika v srbsko-macedónskom masíve (podľa Mahela, 1973 a Zagorčeva, 1988). 1 – paleozoické horniny, 2 – vlasinská superskupina (vrchné proterozoikum až kambrium), 3 – variské a staršie granitoidy, 4 – skupina Vertiscos, 5 – skupina Kerdilion. Charakteristické oblasti a lokality opísané v texte: 1 – Mlava a Pek, 2 – Bukovik a Rožanj, 3 – Seličevica a Babička Gora, 4 – Vlasina a Crna Trava, 5 – Osogovo, 6 – blok Verila, 7 – alochtón Elešnica, 8 – alochtón Kamenica, 9 – blok Bučina.

Fig. 3. Occurrences of the Upper Proterozoic and Paleozoic sequences of the Serbo-Macedonian Massif (according to the Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Mountain System: Mahel, ed., 1973; Zagorčev, 1988). 1 – Paleozoic rocks, 2 – Vlasina Supergroup (Upper Proterozoic – Cambrian), 3 – Variscan and older granitoids, 4 – Vertiscos Group, 5 – Kerdilion Group. Characteristic regions or exposures described in text: 1 – Mlava and Pek, 2 – Bukovik and Rožanj, 3 – Seličevica and Babička Gora, 4 – Vlasina and Crna Trava, 5 – Osogovo, 6 – Verila block, 7 – Elešnica allochthon, 8 – Kamenica allochthon, 9 – Bučina block.

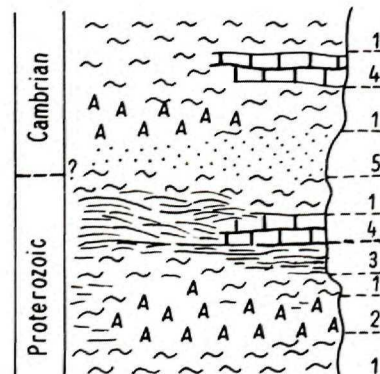
za prekambrikké. Skupinu Kerdilion považuje za pokračovanie spodnej rulovej skupiny (lower gneiss series = Ograždenian Sg.) a ofiolitovú suitu skupiny Vertiscos porovnáva s amfibolitovým komplexom (Troskovo G.). Zagorčev (1974) považuje skupiny

Kerdilion a Vertiscos za obal prerodopského ograždenského bloku. Urobili sa aj ďalšie korelácie, ale južná časť srbsko-macedónskeho masívu je intenzívnejšie metamorfovaná ako stredná a severná časť, takže hoci skupina Vertiscos má faciálny vývoj podobný s vlasinskou superskupinou, líši sa od nej vyššou metamorfózou (amfibolitová fácia).

Rodopský masív v Bulharsku (vrchné proterozoikum – kambrium) zastupuje superskupina Kulidžik, ktorá je litofaciálne podobná vlasinskej superskupine v srbsko-macedónskom masíve, resp. diabázovo-fylitoidnému komplexu. Nachádza sa na viacerých lokalitách v rodopskom masíve a leží nesúhlasne a transgresívne na prekambrikkých komplexoch. Hlavným horninovým typom sú zelené bridlice s vložkami fylitov, vápencov, arkóz a drobových pieskocov. Často sa vyskytujú diabázy a ich pyroklastiká, miestami aj gabro a serpentinity. Horniny sú metamorfované vo fácií zelených bridlíc. Superskupina Kulidžik sa podľa geologických kritérií zaraďuje do vrchného proterozoika až kambria (Kozhoukharov, 1988). Podľa palinomorfy (Timofeev, 1982) by vek mohol byť vrchné prekambrium. Na základe nálezu rádiolárií v bridliciach a slieňoch v superskupine Kulidžik Lipman a Bojanov (1976) uvažujú o spodnokriedovom veku týchto komplexov. Nové nálezy rádiolárií pri obci Dolno Lukovo poukazujú na spodnojurský vek časti metamorfovaných súborov v kryštaliniku rodopského masívu (Tikhomirova et al., 1988).

Rodopský masív v Grécku sa člení na spodný a vrchný komplex (Pangeon Unit a Sidironeo Unit) s horninovými sekvenciami ako v Bulharsku. Vek kryštaliniku rodopského masívu sa tu posudzuje rozdielne oproti bulharským autorom (Kozhoukharov et al., 1978, 1985). V mramoroch stredného súvrstvia (Pangeon unit) sa našli korály (Meyer a Pilger, 1963), ktoré, hoci sa nedali určiť druhy, poukazujú na paleozoicko-mezozoický vek. Ancirev et al. (1980) našiel v západnej časti severných Rodopov v Bulharsku v mramoroch tzv. strednej série prekambria mäkkýše, ktoré indikujú stredný ordovik – spodný karbón. Na základe toho, ako aj na základe rádiometrických vekov (Kokkinakis, 1978) považujú Papanikolaou a Panagopoulos (1981), Papanikolaou (1988) prekambrikký vek hornín rodopského masívu za problematický.

Veľmi silné variské a alpské tektonické a metamorfné prepacovanie zapríčinilo, že tak kryštalinické komplexy, ako aj paleozoické a mezozoické sekvencie prekrývajúce fundament sú veľmi podobné a ich odlišenie bez exaktných metód je veľmi zložité.



Obr. 4. Vrchné proterozoikum až kambrium srbsko-macedónskeho masívu (podľa Aleksiča a Kaleniča, 1988). Pásmo Moravy: Crni Vrh, Juhor, Stalač. 1 – svory, 2 – amfibolové bridlice, 3 – grafitické bridlice, 4 – karbonáty, 5 – kvartcizy.

Fig. 4. Upper Proterozoic – Cambrian lithology of the Serbo-Macedonian Massif (after Aleksič and Kalenič, 1988). Morava belt: Crni Vrh, Juhor, Stalač. 1 – Mica schists, 2 – amphibole schists, 3 – graphite schists, 4 – carbonate rocks, 5 – quartzite.

Srednogorie a Balkan

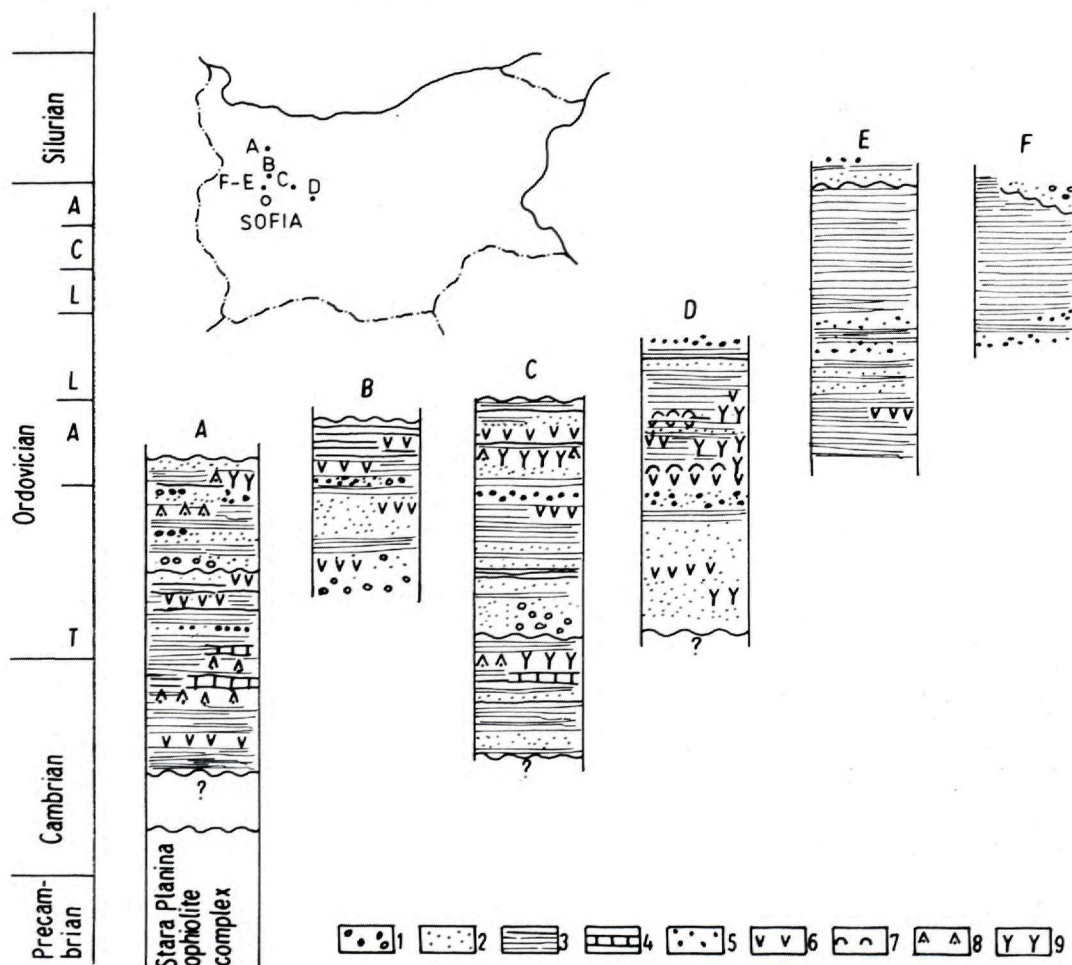
Horninové súbory kambria a ordoviku sa vyskytujú na mnohých miestach Bulharska. Najväčšie ich sústredenie je v zóne variscíd (Tenčov a Janev, 1979), ktorá sa priestorovo nachádza v podloží alpských štruktúr balkanid (Balkan) a Srednogoria.

Paleontologické dôkazy o kambriickom veku sedimentov tejto oblasti chýbajú, existujú iba zo severovýchodného Srbska z Vlasinských vrchov (vlasinská skupina).

Diabázovo-fylitoidný komplex (Dimitrov, 1929) je rozšírený v oblasti Starej Planiny (obr. 2) a vyskytuje sa na veľkej ploche v berkovickej antiklinále (obr. 5) v západnej časti Bulharska v doline Iskar (Haydutov, 1979, 1985; Ivanov, 1972, 1976; Dželepov 1983 a i.). Diabázovo-fylitoidný komplex v oblasti mesta Berkovica pozostáva z troch skupín (Haydutov et al., 1985): skupina Černi vrach sa nachádza v podloží ďalších skupín a jej hranice sú tektonické. Obsahuje stratifikovaný ofiolitový komplex. V berkovickej skupine (Berkovica Group) je striedanie pelitických hornín s diabázovými tufmi, výlevmi diabázov, albitofýrov a s polohou karbonátov. Najvyššia đalgodelská sku-

pina (Dalgi Djal G.) leží na eróznom povrchu predchádzajúcej skupiny. Obsahuje zlepence s obliakmi podložných hornín a kryštalinika, siltovce, menej pelitov a vulkanické horniny. Haydutov (1983) považuje đalgodelskú skupinu za olistostrómu s olistolitmi hornín ofiolitového komplexu. Podobný vývoj, ako má berkovickej a đalgodelskej skupina, sa nachádza aj na severnom krídle berkovickej a mihailovgradskej antiklinály (Thounev a Kozhoukharov, 1968).

Diabázovo-fylitoidný komplex v doline Iskar je široko rozšírený pri obci Bov (obr. 5), kde sa odlišili tri súvrstvia: vulkanogénno-terigénne na báze so zlepencami, vyššie sú arkózy, pieskovce, siltovce, diabázy, diabázové tufy a telesá ultrabazitov. Najvrchnejšia časť súvrstvia pozostáva zo striedania pieskovcov a aleurolitov. Vek vulkanogénno-terigénnej formácie nie je známy, môže byť kambrický. V nadloží je súvrstvie aleurolitov a kvarcitov a vrchnú časť litostratigrafickej sekvencie tvorí súvrstvie argilitov (Ivanov, 1972). V kvarcitoch Kalvacheva (1978) našla akritarchy lanvirnu. Magmatické horniny v spodnej časti komplexu sa interpretujú ako olistostrómy (Ivanov, 1983). Po-



Obr. 5. Kambriické a ordovické sekvencie Starej Planiny, balkánska zóna (Tenčov a Janev, 1987), zjednodušené. 1 – zlepenc a breccia, 2 – pieskovec, 3 – aleurolit a argilit, 4 – karbonát, 5 – lydit, kvarcit, 6 – kyslé a intermediárne vulkanity, 7 – ultrabázické horniny, 8 – pyroklastikum bazického vulkanizmu, 9 – gabro; A – oblasť Berkovica, B – oblasť Bov, C – rieka Gabrovnica, D – vrchy Bilo, E – antiklinála Svoge podľa Tenčova a Janeva (1987), F – antiklinála Svoge podľa Spasova (1960).

Fig. 5. The Cambrian and Ordovician sequences of the Stará Planina region (Balkan zone) after Tenčov and Janev (1987) – simplified. 1 – conglomerates and breccia, 2 – sandstones, 3 – aleurolites and argillites, 4 – carbonates, 5 – lydite, quartzite, 6 – acid and intermediate volcanics, 7 – ultrabasic rocks, 8 – pyroclastics of basic rocks, 9 – gabbro; A – Berkovica area, B – Bov area, C – Gabrovnica river, D – Bilo Mts., E – Svoge anticline (after Tenčov and Janev, 1987), F – Svoge anticline (after Spasov, 1960).

dobný vývoj diabázovo-fylitoidného komplexu je aj pozdĺž rieky Gabrovica a v pohorí Bilo.

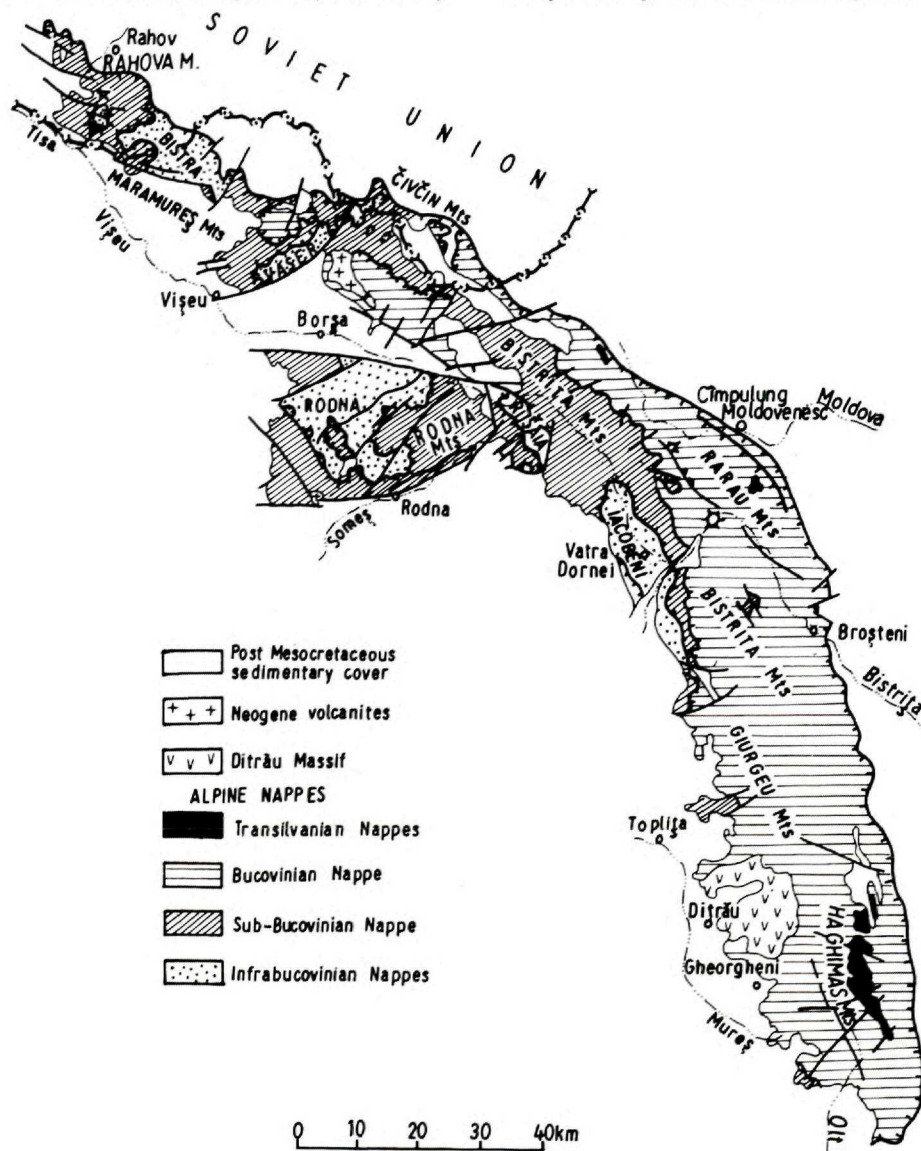
Diabázovo-fylitoidný komplex sa nachádza aj na ďalších miestach balkánu a Srednogoria, napr. v pohorí Lozen, Vakarel, ako aj v Strandži. V pohorí Lozen našla Kalvacheva (1979) v komplexe fylitov a kvarcitov arenigské akritarchy. Na južných svahoch pohoria Šipka v Balkáne, kde sa nachádzajú monotónne čierne metapelity s polohami vápencov, začleňované do diabázovo-fylitoidného komplexu, našli Kalvacheva a Prokop (1988) rádiolárie devónskeho veku. Z toho sa usudzujú, že opísaný komplex, ktorý sa predtým považoval za vrchnú časť diabázovo-fylitoidného komplexu (Thounev a Kozhoukharov, 1968), patrí do devónu, kým spodná časť (ako olistostróma) sa môže považovať za spodnoordovickú, a to na základe palinomorf z oblasti Botevgradu.

Ordovik v svogenskej antiklinále bol stanovený na základe nálezu graptolitov a trilobitov (Habermelner a Bončev, 1934). *Didimograptus murichsoni* nepochybne poukazuje na vrchný

lanvín. Súvrstvie tvoria sivé až čierne argility s vločkami hrubozrnných kvarcitov (grohotenské súvrstvie – Spasov, 1960). Vrchná časť formácie je viacej pelitická. Nové nálezy graptolitov a trilobitov determinujú grohotenské súvrstvie ako lanvín až karadok (Spasov, 1960). Ordovické komplexy prechádzajú pravdepodobne plynule do silúrskych bridlíc s graptolitmi (cerecelské súvrstvie), hoci medzi ordovickými kvarcitmi a cerecelským súvrstvom sa opisuje aj stratigrafická medzera. Hranica medzi diabázovo-fylitoidným komplexom a ordovickým grohotenským súvrstvom je interpretovaná buď ako tektonický kontakt, buď sa považuje za transgresívnu, diskordantnú alebo za plynulý prechod.

Východné Karpaty

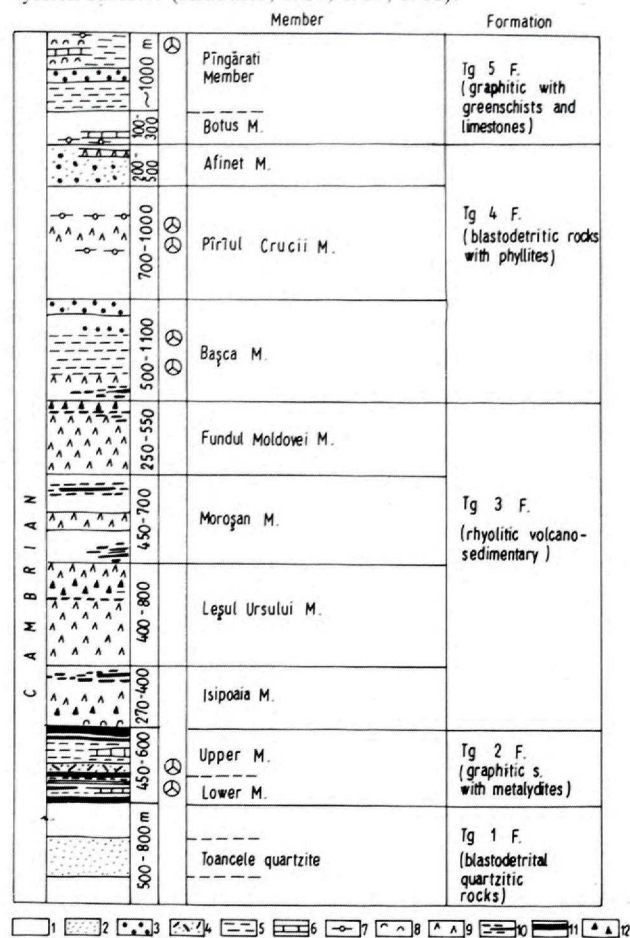
V centrálnych Východných Karpatoch (obr. 6) už Uhligom boli definované veľké alpské krítkovy, ktoré v ostatnom čase boli podrobnejšie definované, a to (od hora): bukovinský, sub-



Obr. 6. Tektonická schéma Východných Karpát (kryštalínium, mezozoikum; zjednodušené podľa Berciu et al., 1976; Sandulescu et al., 1981 in Kräutner, 1988).

Fig. 6. Tectonic sketch of the East Carpathians Crystalline-Mesozoic Zone (simplified after Berciu et al., 1976; Sandulescu et al., 1981 in Kräutner, 1988).

bukovinský a infrabukovinský (Sandulescu et al., 1981). V rámci alpínskych príkrovov sa odlišili predalpínske príkrovy (Balintoni, 1981; Sandulescu et al., 1981), a to najmä v bukovinskom príkrove (od vrchu: Rarau, Chiril, Putna, Pietrosul Bistriței a Rodna). Horninové sekvencie príkrovov možno rozdeliť do dvoch litostratigrafických jednotiek, a to superskupina Carpien (spodná) a Marisian (vrchná) (Kräutner, 1980). Superskupina Carpien pravdepodobne zodpovedá strednému proterozoiku a Marisian vrchnému proterozoiku až kambriu. Hranica horninových sekvencií oboch superskupín je tektonická, vrchná hranica je určená sedimentárnou a metamorfnou nekonformitou vyšších súvrství (Kräutner, 1980, 1987, 1988).



Obr. 7. Litostratigrafická kolónka skupiny Tulges (Kräutner, 1988 a Kräutner, ústna informácia, 1988). 1 – sericiticko-chloritické bridlice, 2 – kvarcité a živcové kvarcité, 3 – blastodetritické kremeňovo-živcové horniny, 4 – kremeňovo-živcové horniny s chloritom a biotitom, 5 – striedanie sericiticko-grafitických fylitov a sericitické kvarcité, 6 – karbonáty, 7 – chloriticko-sericitické bridlice s porfýroblastmi albitu, 8 – zelené bridlice, 9 – pyroklastikum ryolitov, 10 – sericiticko-grafitické bridlice, 11 – lydit (grafitický kvarcit), 12 – horizont stratiformného zrudnenia.

Fig. 7. Lithostratigraphy of the Tulges Group (after Kräutner, 1988 and Kräutner; personal communication, 1988). 1 – sericite ± chlorite schists, 2 – quartzites and feldspar quartzites, 3 – blastodetrital quartz-feldspar rocks, 4 – quartz feldspar rocks with chlorite and biotite, 5 – alternation of sericite-graphite phyllites and sericite quartzites, 6 – limestones, 7 – chlorite-sericite schists with albite porphyroblasts, 8 – greenschists, 9 – rhyolitic metavolcanics, 10 – sericite-graphite schists, 11 – lydites (graphite quartzites), 12 – stratiform ore horizon.

Ku superskupine Marisian vo Východných Karpatoch patrí skupina Tulges, ďalej súvrstvia Muncel a Biharia v Apusenských vrchoch (Dimitrescu in Ianovici et al., 1976), súvrstvia Leresti a Bocsita-Drixoma v supragetických príkrovoch Južných Karpát a cibinská skupina v getickom príkrove. V južnom Banáte v danubských jednotkách sa vyskytuje súvrstvie Corbu. Najkompletnejší vývoj kambria a ordoviku je v bukovinskom a subbukovinskom príkrove. Reprezentuje ho skupina Tulges (obr. 7). Jej litostratigrafický sled podľa Kräutnera (1987, 1988) zo spodu začína blastodetritickým súvrstvom Tg₁, ktoré obsahuje kremeňové sericiticko-chloritické fylity s vložkami kvarcov a kremeňovo-živcové horniny. Súvrstvie čiernych bridlíc (Tg₂) obsahuje aj polohy vápencov, sericiticko-chloritických bridlíc a 2 až 3 horizonty čiernych lyditov. Vulkanicko-sedimentárne súvrstvie (Tg₃) zahŕňa 5 fáz ryolitových extrúzií oddelených sedimentárnymi vložkami. V spodnej časti súvrstvia sú aj tenké polohy metabázických hornín a stratiformné Cu, Pb, Zn zrudnenie, ktoré sa vyskytuje aj v strednej a vrchnej časti súvrstvia. Čierne bridlice (miestami aj s lyditmi) sú taktiež členmi sedimentárných komplexov, ktoré sa nachádzajú medzi polohami ryolitových metatufov – porfýroidov. Blastodetritické súvrstvie Tg₄ v spodnej časti pozostáva z kvarcitických fylitov, sericiticko-chloritických fylitov s porfýroblastmi albitu a vložkami zelených bridlíc (sú tu 3 významnejšie polohy diabázových metapyroklastík). Vrchnú časť Tg₄ reprezentujú kvarcitické členy. Najvrchnejšiu časť skupiny Tulges tvorí súvrstvie Tg₅ čiernych bridlíc s polohami zelených bridlíc, vápencov a miestami aj lyditov. Vek skupiny Tulges je určený palinologicky ako kambrium až spodný ordovik.

Rádiometrické údaje naznačujú vrchnoproterozoický až kambrický vek skupiny. Napr. U-Pb vek zo zirkónov z ryolitov „de loveckej série“ (Ukrajinské Karpaty) je 560–640 mil. rokov (Bokko et al., 1975); Pb-Pb vek z galenitu stratiformných ložísk je 540–610 mil. rokov (Vijde a Anastase, 1975). K-Ar veky metamorfítov sú od 135 po 458 mil. rokov a zodpovedajú mladším metamorfným procesom (Kräutner et al., 1976; Kräutner, 1988).

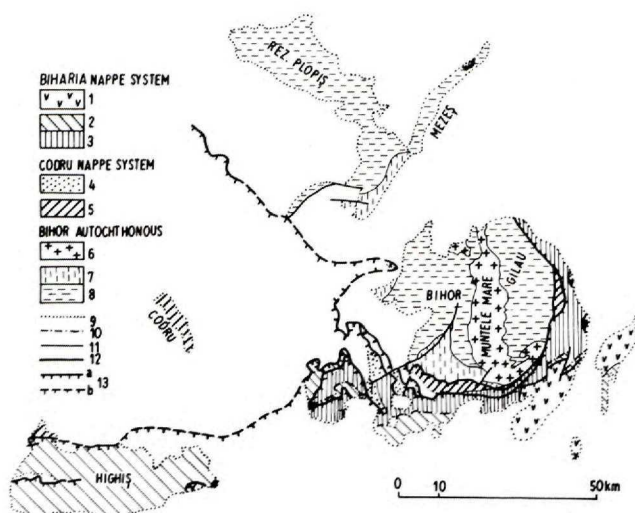
Metamorfóza skupiny Tulges sa považuje za kaledónsku (sardická fáza) a je charakterizovaná minerálnou asociáciou facií zelených bridlíc (chloritová až biotitová zóna, lokálne až almandínová zóna). Všade sa významne uplatnila retrográdna variská metamorfóza (Balintoni a Chitimus, 1973; Maier, 1979 a i).

Apusenské vrchy

V Apusenských vrchoch (obr. 8) sa odlišili dva alpínske systémy príkrovov: Codru a Biharia a bihorský autochtón.

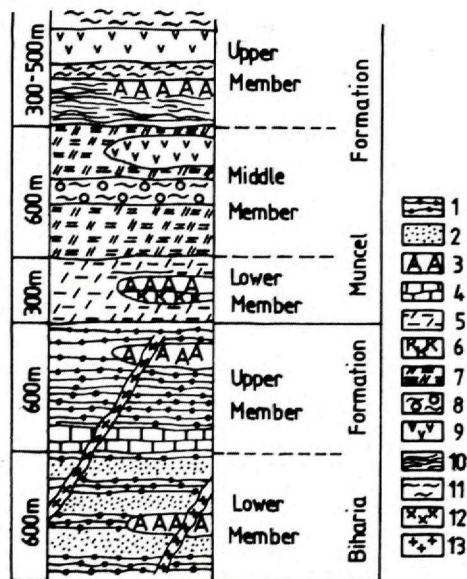
Bihorský autochtón tvoria prekambriky horniny skupiny Somes (superskupina Carpien) a aradské súvrstvie (Arada Fm.) staropaleozoického veku (Marsian Sg.). Aradské súvrstvie v oblasti bihorskeho autochtónu pozostáva zo sericiticko-chloritických fylitov s polohami aktinolitických, chloriticko-epidotických a albiticko-porfýroblastických fylitov, porfýroidov, zriedkavo lyditov a jednej tenkej polohy vápenca (Giusca et al., 1968). Opísané súvrstvie nie je litostratigraficky rozčlenené a podľa asociácie palinomorf zodpovedá vendu – spodnému až strednému kambriu (Visarion in Kräutner, 1988). Aradské súvrstvie môže byť aktivalentom súvrstvia Biharia a Muncel v bihorskom príkrovovom systéme.

Superskupina Marisian v príkrovoch Codru a Biharia zastupuje súvrstvie Biharia a Muncel (Pálffy a Rozložník, 1939). Súvrstvie Biharia (obr. 9) je litologicky podobné aradskému súvrstviu, obsahuje však charakteristické 1–2 polohy karbonátov a malé telesá ortoamfibolitov. Podľa palinologických údajov vek



Obr. 8. Tektonická skica Apusenských vrchov (zjednodušené podľa Kräutnera, 1988). 1 – bihorský autochtón, 2 – príkrovový systém Codru, 3 – bihorský príkrovový systém.

Fig. 8. Tectonic sketch of the Apuseni Mts. (simplified after Kräutner, 1988). 1 – Bihor autochthonous, 2 – Codru nappes, 3 – Biharia nappes.



Obr. 9. Litostratigrafická kolónka súvrstvia Biharia a Muncel (Kräutner, 1988). 1 – chloriticko-albitické bridlice, 2 – kremeňovo-albitické bridlice, 3 – bridlice s amfibolom, 4 – karbonáty, 5 – sericiticko-albitické bridlice, 6 – metakeratofýr, 7 – sericiticko-kremeňové bridlice, 8 – očkátá rula, 9 – porfyroid, 10 – grafitické bridlice, 11 – retrográdne svory, 12 – ortoamfibolit, 13 – metatrondjemit.

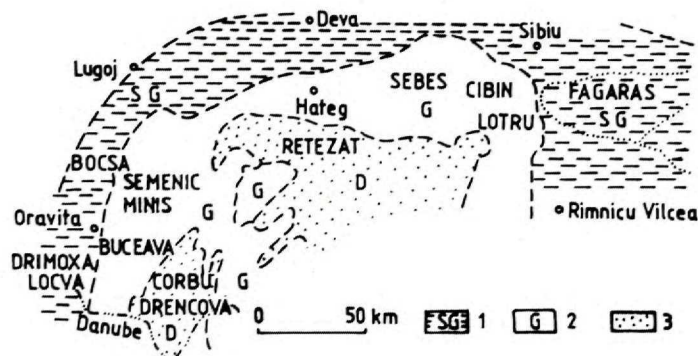
Fig. 9. Lithostratigraphical column of the Biharia and Muncel Formations (Kräutner, 1988). 1 – chlorite-albite schists, 2 – quartz-albite schists, 3 – hornblende schists, 4 – dolomite and limestone, 5 – sericite-albite schists, 6 – metakeratophyre, 7 – sericite-quartz schists, 8 – augen-gneiss, 9 – porphyroids, 10 – graphite schists, 11 – retrograde mica schists, 12 – orthoamphibolite, 13 – metatrondjemite.

súvrstvia je vrchné proterozoikum – kambrium (Visarion in Kräutner, 1988). Nízke prográdne metamorfity bihorského príkrovového systému považuje Balintoni (1983) za kaledónske

a podobne Balász et al. (1986) nízko metamorfované komplexy z vrtovej Veľkej maďarskej nížiny (Bácska-Csongrád jednotka) paralelizujú s horninami bihorských príkrovov. Súvrstvie Muncel (obr. 9) leží primárne na súvrství Biharia a je rozdelené na 3 členy: spodný (sericiticko-albitické bridlice s vložkami metakeratofýrov), stredný (sericiticko-kremeňové bridlice s polohou metaryolitov) a vrchný člen (čierne bridlice s lyditmi a s vložkami kyslých a bazických vulkanických hornín). Vek súvrstvia Muncel je na základe palinomorf spodné kambrium – spodný ordovik (Visarion in Kräutner, 1988). Súvrstvia Biharia a Muncel tvoria skupinu Muncel-Biharia (Dimitrescu, 1974).

Južné Karpaty

V Južných Karpatoch (od doliny Prahova na východe po dolinu Timoc na juhu) staropaleozoické a prekambričné komplexy sa vyskytujú v spodných a vrchných danubských jednotkách a getických a supragetických jednotkách (obr. 10).



Obr. 10. Tektonická skica Južných Karpát (zjednodušené podľa Kräutnera, 1988). 1 – supragetické jednotky, 2 – getické jednotky, 3 – danubské jednotky.

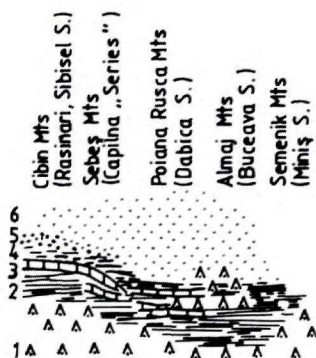
Fig. 10. Tectonic sketch of the South Carpathians (simplified after Kräutner, 1988). 1 – Supragetic units, 2 – Getic units, 3 – Danubian units.

V supragetických jednotkách je súvrstvie Leresti, ktoré je litologickým obsahom a metamorfným prepracovaním podobné súvrstviu Biharia v Apusenských vrchoch. Podľa tejto korelácie sa jeho vek odhaduje na vrchné proterozoikum alebo kambrium. Podobného veku by mohlo byť aj súvrstvie Bocsita-Drimoxa v jednotke Bocsa.

Getický príkrov (obr. 11) okrem mezozoického obalu obsahuje kryštalinické sekvencie. Naspodu je skupina Sebes-Lotru s horninami amfibolitovej fácie. Vyššie ležia nekonformne nízko metamorfované komplexy, novšie pomenované spoločným názvom cibinská skupina (Kräutner, 1980; obr. 11). Cibinská skupina je rozšírená po celej dĺžke getického príkrovu (v rozličných oblastiach má lokálne názvy, napr. skupina Minis a iné – pozri obr. 11) a pozostáva (odspodu) z vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia (metabazalty a bazické metapyroklastiká s vložkami vápencov a so syngenetickými rudnými horizontmi), z karbonátového súvrstvia s čiernymi bridlicami a blastodetritického súvrstvia (sericiticko-chloritické bridlice a kvarcitu). Na základe akritarch má cibinská skupina vek vrchné proterozoikum – kambrium (Codarcea-Dessila a Iliescu, 1969; Visarion in Kräutner, 1988). Metamorfóza cibinskej skupiny je vo fáci zelených bridlic a zodpovedá ranokaledónskym alebo assyntským udalostiam.

V danubských jednotkách v južnom Banáte sa vyskytuje súvrstvie Corbu (Bercia a Bercia, 1975, 1980) pozostávajúce z níz-

ko metamorfovaných albiticko-epidotických bridlíc a sericiticko-chloriticko-biotitických bridlíc a kryštalických vápencov. V ostatnom čase sa dokázalo, že sú to retrográdne metamorfované horniny – blastomylonity (Stan, 1984). Je preto sporné, či súvrstvie Corbu je kambrického veku (Andelkovič et al., 1967) alebo staršie.

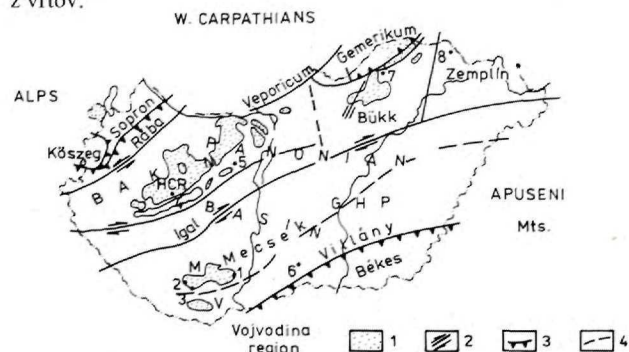


Obr. 11. Litostratigrafia kambrickej skupiny Cibin v getickom príkrove Južných Karpát (spracované podľa Codarcea-Dessila, 1969; Kräutner, Maier a Savu in Kräutner, 1988). 1 – amfibolové bridlice a zelené bridlice, 2 – sericiticko-chloritické bridlice, 3 – karbonáty a dolomit, 4 – vápnité bridlice, 5 – grafitické bridlice, 6 – kremeňovo-sericiticko-chloritické (biotitické) bridlice.

Fig. 11. Lithostratigraphy of the Cambrian Cibin Group in the Getic nappe of the South Carpathian (compiled after Codarcea-Dessila, 1969; Kräutner, Maier and Savu in Kräutner, 1988). 1 – amphibole schists and greenschists, 2 – sericite-chlorite schists, 3 – limestone and dolomite, 4 – calc-schists, 5 – graphite schists, 6 – quartz-sericite-chlorite (biotite) schists.

Panónsky bazén

V panónskom bazéne (obr. 12) na povrchu sú iba malé izolované výskyt paleozoických hornín v rozličných tektonických jednotkách. Početné nálezy paleozoických hornín sú však známe z vrtoch.



Obr. 12. Tektonické jednotky Maďarska – panónsky bazén (podľa Császára a Haasa, 1984 in Kazmár, 1986). 1 – predneogénne komplexy na povrchu, 2 – zlomy s horizontálnym posunom, 3 – príkrovy, 4 – neisté hranice tektonických jednotiek. Lokality komplexov staršieho paleozoika opísané v texte: 1 – Ófalu village, 2 – Helesfa, 3 – Gyód, 4 – Balaton Lake, 5 – Velence Lake, 6 – Kiskunhalas, 7 – Uppony Mts., 8 – Tokaj Mts.

Fig. 12. Tectonic units in Hungary – the Pannonian basin (after Császár and Haas, 1984 in Kazmár, 1986). 1 – Pre-Neogene complexes on the surface, 2 – strike-slip fault, 3 – nappes, 4 – uncertain boundary of tectonic units. Localities of Early Paleozoic sequences described in text: 1 – Ófalu village, 2 – Helesfa, 3 – Gyód, 4 – Balaton Lake, 5 – Velence Lake, 6 – Kiskunhalas, 7 – Uppony Mts., 8 – Tokaj Mts.

Odlíšenie kambrických a ordovických sekvencií od prekambriických komplexov je veľmi problematické.

Paleozoický vek je udávaný iba na základe ich nízkeho stupňa metamorfózy. Najstaršie horniny panónskeho bazénu, metamorfované v amfibolitovej fáci, sa označujú aj ako spodná jednotka (Lower Unit) stredného a vrchného proterozoika. Vrchná jednotka (Upper Unit) obsahuje metapelite s vložkami bazických vulkanitov a karbonátov. Ultrabázické horniny s ofiolitovým trendom obsahuje však aj vrchná jednotka (Balla, 1981).

V severnej Vojvodine (Juhoslávia) sa nízkostupňové metamorfity (vrchná jednotka) vyskytujú v oblasti centrálnej Báčky a severného Banátu ako fundament panónskeho bazénu. Z vrtoch sú známe aj bazické vulkanity, metapsamity, metapelite s vložkami karbonátov (Kamenci, 1975).

V severnej Juhoslávii (Vojvodina – Báčka a severný Banát) sa horniny vrchného komplexu zistili iba vo vrtoch (Kemenci, 1975).

V pohorí Mecsek patria nízko metamorfované sekvencie fylitoidnej skupine Ófalu (Szederkényi, 1977). Súvrstvie Goldgrund obsahuje metadiabázy, fylity, amfibolity a mramory. Súvrstvie Grúndl tvoria hlavne bazické metavulkanity a svory. Zriedkavo, napr. v oblasti Helesfa, Gyód a Ófalu, sú prítomné aj ultrabázické horniny (Szederkényi, 1977; Balla, 1981). Skupinu Ófalu považuje Szederkényi (1. c.) za spodnopaleozoickú, pretože v nadloží sa našli silúrske metapelite, kdežto Jantsky et al. (1988) ich dáva do vrchného proterozoika.

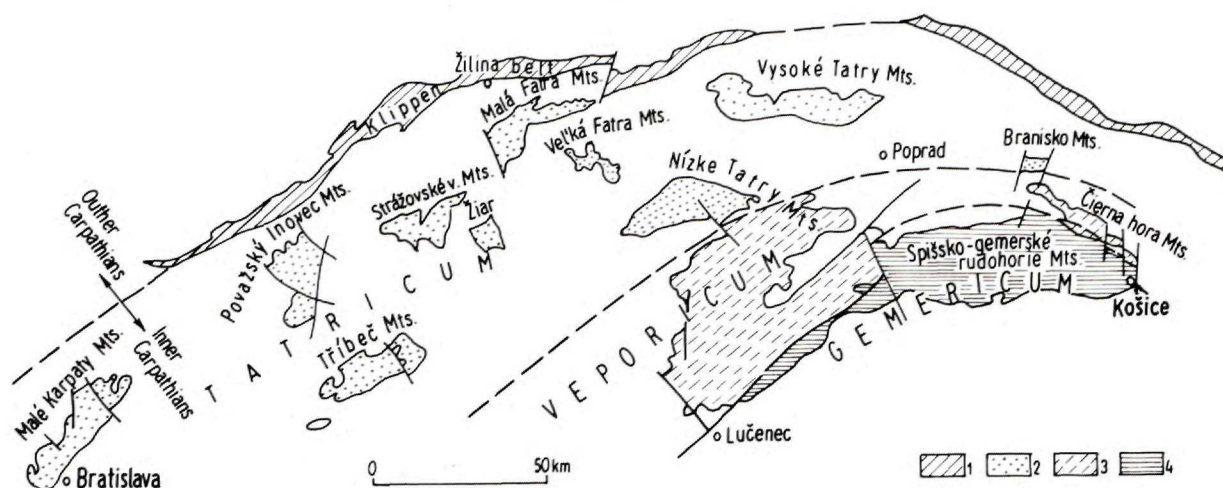
Kremenité fylity, karbonáty a čierne bridlice podobné metapelitom Ófalu-fylitoidnej skupiny sa našli vo vrtoch na Veľkej maďarskej nížine pri Kiskunhalas a Nagykörs-Törtel (jednotka Vilány).

V Maďarskom stredohorí tvorí podložie mezozoika a kenozoika paleozoický podklad (jednotka Bakony), vychádzajúci na povrch iba v niekoľkých odkryvoch, ale známy z početných vrtoch (Lelkes-Felvári, 1978, 1981). K spodnému ordoviku sa zaraďujú kőszárhégyské metasiltovce s vložkami sericitických bridlíc a metapiesskovcov. Zriedkavo sa vyskytujú aj karbonáty a kyslé vulkanoklastiká (Arkai a Lelkes-Felvári, 1987). Asociácia akritárch poukazuje na vrchný arenig (Albani et al., 1985).

Severne od Balatónu a Velence tvoria kyslé vulkanity a vulkanoklastiká jeden význačný horizont (Alsóórs porfyroid), ktorý asociuje s metasiltovcami a metapiesskovcami. Zriedkavo sú prítomné aj metapelite. Porfyroidy sú charakteristické fenokrystmi kremeňa a živcov (do 5 mm) a jemnozrnnou základnou hmotou zloženou z kremeňa, sericitu a albitu. Lelkes-Felvári a Sassi (1981) korelujú horizont porfyroidov (Alsóórs porfyroid) s vrchnoordovickým kyslým vulkanizmom Východných Álp. Východne a južne od Balatónu sa nachádzajú metapelite s vložkami kyslých vulkanických hornín (Főkar quartzphyllite) metamorfované v spodnej časti fácie zelených bridlíc (Arkai a Lelkes-Felvári, 1987). Vek kambricko-ordovických komplexov je preukázaný akritarchami spodného ordoviku a konodontmi a graptolitmi z lyditov z okolia jazera Velence (silúr), ktoré sú v nadloží porfyroidov (Oravecz, 1964; Kozur, 1984).

V pohorí Uppony v severovýchodnom Maďarsku v spodnej časti jednotky Tapolcsány sa nachádza súvrstvie ragyinczvolgyských pieskovcov (Ragyinczvolgy Sandstone Formation), ktoré sa považuje bez paleontologických dôkazov za vrchný ordovik (Kovács, 1984 in Arkai a Lelkes-Felvári, 1987).

V severovýchodnom Maďarsku v pohorí Tokaj (zemplínska jednotka) sú 2 skupiny hornín: jedna metamorfovaná v amfibolitovej fáci (Rb-Sr vek je 962 ± 39 Ma) a druhá skupina vo fáci zelených bridlíc (zaraďuje sa do paleozoika). Metapelite a acidné vulkanoklastiká druhej skupiny sa korelujú s paleozoickými porfyroidmi Maďarského stredohoria.



Obr. 13. Komplexy kryštalinika (proterozoikum?, staršie paleozoikum) Západných Karpát. 1 – bradlové pásmo, 2 – tatrikum, 3 – veporikum, 4 – gemerikum.

Fig. 13. Crystalline complexes (Proterozoic ?, Early Paleozoic) of the West Carpathians. 1 – Klippen belt, 2 – Tatricum belt (core mountains), 3 – Veporicum belt, 4 – Gemericum belt.

Západné Karpaty

Ani kambrium, ani ordovik v Západných Karpatoch (obr. 13) nie sú jednoznačnejšie preukázané. Zoubek (1937) považoval kryštalinikum za staršie paleozoikum, neskôr (Máška a Zoubek, 1960) na základe rozdielného metamorfického a faciálneho vývoja zoradil väčšiu časť kryštalinických komplexov do prekambria.

Tento názor zastával aj J. Kamenický (1968), L. Kamenický (1973), Maheľ (1986) a Kamenický a Kamenický (1988). Paleontologicky však prekambrium v Západných Karpatoch nebolo doložené. Ojedinelé geochronologické veky sú iba zo zirkónov z metasedimentov (835 a 650 mil. rokov, Cambel et al., 1977) a K-Ar údaje z amfibolitov a gabier (882 a 690 mil. rokov; Burchart et al., 1987).

V Malých Karpatoch (obr. 14) sa staršiemu paleozoiku (kambrium-silúr) pričleňuje pezinskobabská skupina (Grecula a Hovorka, 1987), ktorá obsahuje pezinské a pernecké súvrstvie (Cambel, 1954; Cambel označil túto skupinu ako pezinsko-pernecká). Vek skupiny je určený na základe palinologických údajov (Cambel a Čorná, 1974; Cambel a Planderová, 1985) a varíruje od kambria do devónu s užšie vyčleneným úsekom vrchný silúr – spodný devón. Pezinské súvrstvie sa skladá z jemnozrnných klasických sedimentov, ktoré sa striedajú s bazickými vulkanitmi a čiernymi bridlicami. Pernecké súvrstvie obsahuje lávové prúdy bazaltov, dolerity, gabro a extruzívne horniny. Vložky klastických sedimentov sú zriedkavé. Je veľmi pravdepodobné, že pezinské a pernecké súvrstvie reprezentuje laterálny ekvivalent spodnej časti harmónskeho súvrstvia, ktoré je považované za silúr a devón (Grecula a Hovorka, 1987). Veľmi podobný názor novšie zastáva aj Putiš (1990 – ústna informácia) s tým, že spodná časť je psamiticko-pelitická a vyššie sú bazické vulkanity zaujímajúce strednú, najhlbšiu časť bazénu. Metamorfóza je vo fácií zelených bridlíc, lokálne vo fácií amfibolických rohovcov. Je problematické, čo patrí kambriu, resp. ordoviku, preto je lepšie označiť ich iba ako staropaleozoické.

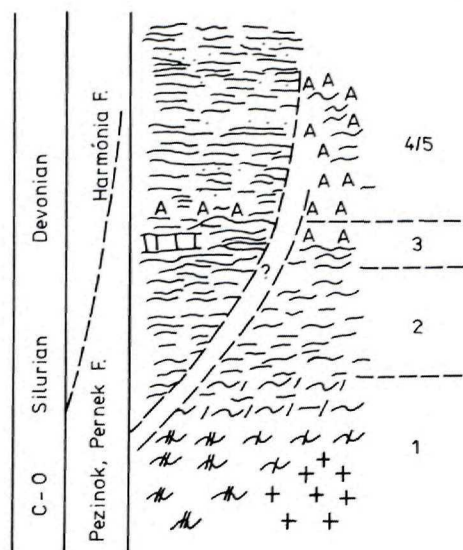
V Považskom Inovci sa k staršiemu paleozoiku bez paleontologických dôkazov zaraďujú metabazalty a ich metapyroklastiká, ktoré sa striedajú s jemnozrnnými sedimentami metamorfovanými vo fácií zelených bridlíc (Putiš, 1983). Novšie Putiš (1990 – ústna informácia) vyčlenil dve litostratigrafické jednotky, a to

spodnú s pararulami, amfibolitmi a s vložkami karbonátov. Podobné pomery sú aj v Strážovských vrchoch (1. c.). Horninové sekvencie kryštalinika sa do staršieho paleozoika zaďujú aj v Malej Fatre (Kamenický a Macek, 1984), kde sú však metamorfované v amfibolitovej fácií.

Iné jadrové pohoria obsahujú metamorfity (jarabská skupina, obr. 15), ktorých vek nie je jasný. Predpokladáme, že časť tejto sekvencie môže byť spodnopaleozoická.

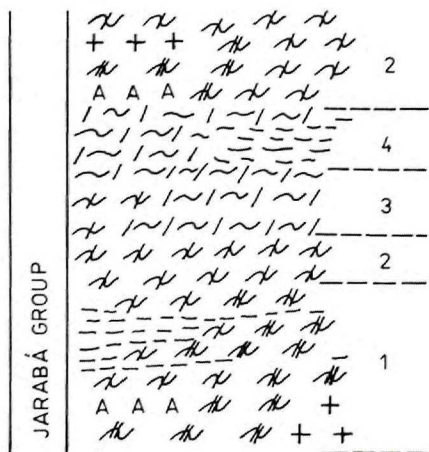
V Nízkych Tatrách a v Slovenskom rudohorí (veporikum) je staršie paleozoikum známe na veľkej ploche. Podľa palinologických údajov jeho vek by mal byť silúr – devón (Planderová a Miko, 1977; Planderová, 1982), lenže rádiometrické K-Ar veky z gabroamfibolitov sú 480 a 492 mil. rokov (Burchart et al., 1987). Je pravdepodobné, že časť komplexov staršieho paleozoika veporika môže patriť kambriu, resp. ordoviku.

Vo veporiku (obr. 16) sa vyčlenili nasledujúce litostratigrafické jednotky: hranský komplex, komplex Prednej hole, Čierneho Balogu, Kráľovej hole, Breziny, Hladomornej doliny, súvrstvia Jánovho grúňa, ďalej miklušovský, lodinský, bujanovský a muránsky komplex. Hranský komplex (Klinec, 1966) v spodnej časti obsahuje jemnozrnné klastické sedimenty s polohami čiernych bridlíc a bazických vulkanitov. Vrchnú časť hranského komplexu (súvrstvie Jánovho grúňa; Miko, 1981) tvoria prevažne kyslé vulkanity s prevahou extruzívnych typov (obr. 16). Vyššie metamorfované členy kyslých vulkanitov (leptitové ruly, pararuly, migmatity) sa označili ako komplex Čierneho Balogu (skupina či súvrstvie – Krist, 1976; Kamenický a Kamenický, 1983), ktorý by mohol byť ekvivalentom hranského komplexu (súvrstvie Jánovho grúňa). Komplex Prednej hole (Bajaník et al., 1979) obsahuje arkózy a droby s polohami pelitov, kvarcitov a ojedinele aj karbonátov. Bazalty a keratofýry sú typickým členom komplexu. Horniny sú metamorfované v strednej časti fácií zelených bridlíc. Muránsky komplex (alebo muránske ortoruly, muránske žuloruly) reprezentujú kyslé vulkanity metamorfované v amfibolitovej fácií (Kamenický, 1973). Prevládajú albitovo-mikroklínové ortoruly s polohami kremeňovo-turmalínových hornín (Hovorka et al., 1987), ktoré môžu byť ekvivalentom súvrstvia Jánovho grúňa. Komplex Hladomornej doliny (podľa Klinca et al., 1962, skupina) je litostratigrafickým ekvivalentom hranského komplexu situovaného v najjužnejšej časti



Obr. 14. Litostratigrafia staropaleozoických komplexov Malých Karpát (podklady pre kompiláciu kolónky sú z práce Cambela, 1954). 1 – ruly a migmatity, 2 – fylity a svory, 3 – čierne metapelity s karbonátmi a amfibolitmi, 4 – metapelity a metasiltovce (fácia zelených bridlíc) s polohami amfibolitov a metapsamitov, 5 – amfibolity, fylity a ruly (pernecký komplex).

Fig. 14. Lithostratigraphy of the Malé Karpaty Mts. (Tatric unit). 1 – gneisses and magmatites, 2 – phyllites and micaschists, 3 – black metapelites with carbonate and amphibolite lenses, 4 – metapelites and metasilstones (greenschist facies) with interlayers of amphibolites and metapsamitic rocks. 5 – amphibolites, phyllites and gneisses (Pernek Complex). Data for compilation of the column taken from Cambel's paper (1954).



Obr. 15. Horninová náplň jarabskej skupiny. 1 – migmatity a ruly s granitoidmi a amfibolitmi, lokálne silne diaftorizované, 2 – ruly, 3 – svory a diaftority, 4 – fylonity.

Fig. 15. Lithology of the Jarabá Group (Tatric unit). 1 – migmatites and gneisses with granitoid rocks and amphibolites, locally intensively diaphorized, 2 – gneisses, 3 – micaschists and diaphoritic rocks, 4 – phyllonites.

veporika (kohútska zóna). Tvoria ho prevažne biotitické fylity, menej ruly (Bezák a Vozárová, 1982). Podľa posledných prác Bezáka (1988, 1989) v kohútskej zóne veporika možno vyčleniť

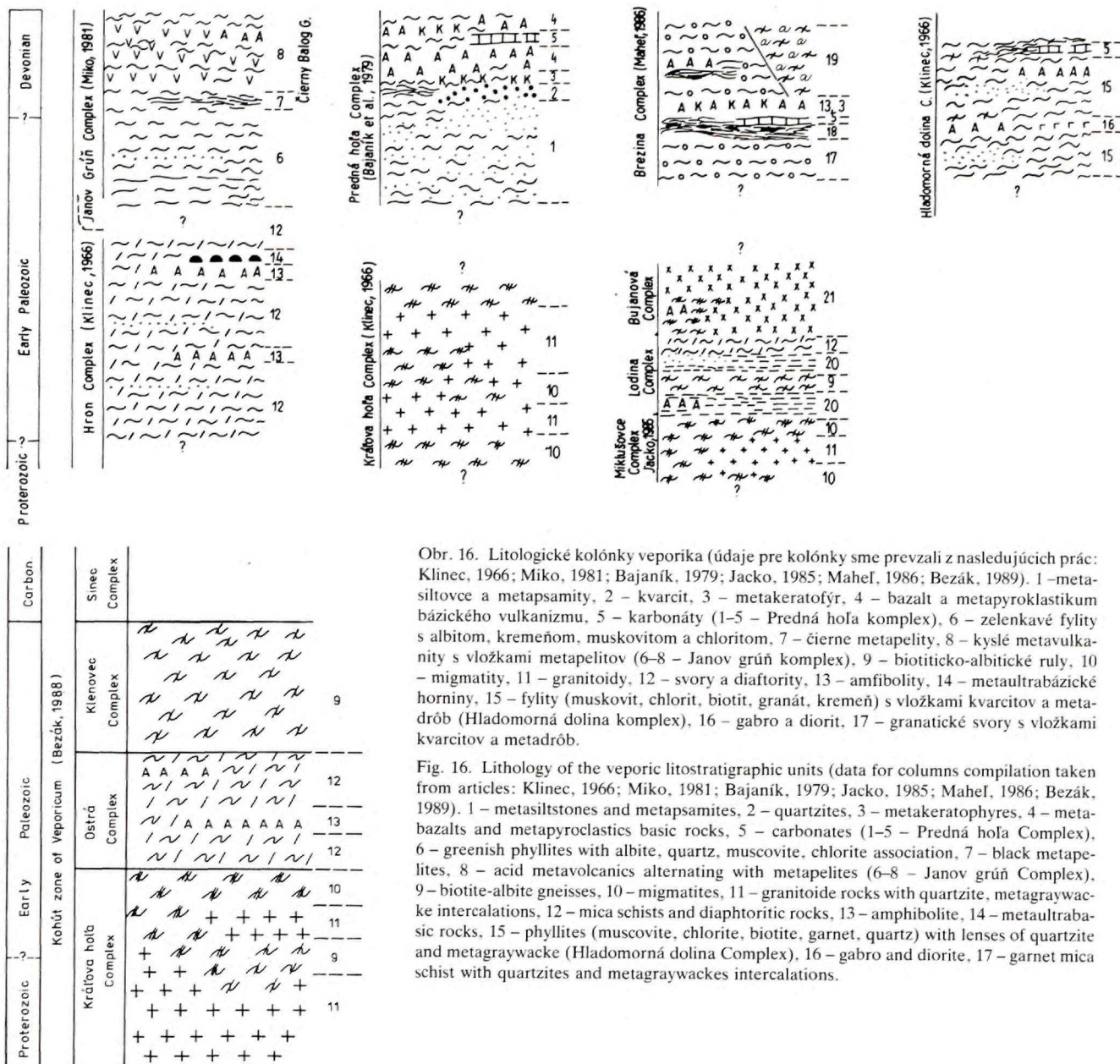
tri staropaleozoické komplexy (obr. 16). Kráľovohorský komplex s migmatitmi, paralulami a granitoidmi je na spodu. Štruktúrne, ako aj intenzitou metamorfózy sa výrazne odlišuje od ostatných komplexov, takže by azda mohol byť aj vrchnoproteozoický s kadomskou metamorfózou (Bezák, 1968). Svorový komplex Ostrej s telesami amfibolitov, miestami silne diaftorizovaný, bol pôvodne pričlenený k hrónskému komplexu. Klenovecký komplex, ktorý by sa superpozične mohol považovať za najvyššiu jednotku staršieho paleozoika, tvoria albitizované biotitické pararuly.

V Čiernej hore sa odlišili 3 litostratigrafické jednotky (obr. 16). Miklušovský komplex obsahuje migmatity a pararuly, vyššie so svormi a fylonitmi je lodinský komplex a najvyššie sú granitoidy, migmatity a pararuly bujanovského komplexu (Jacco, 1986).

Spišsko-gemerské rudohorie (gemerikum) predstavuje klasické územie vývoja staršieho paleozoika v Západných Karpatoch. Nachádza sa na ploche vyše 1 000 km², avšak ani tu nie je jasné, či sú zastúpené všetky stupne od kambria do devónu alebo iba silúr – devón. Palinologické údaje (Snopková a Snopko, 1979; Planderová, 1982) dokazujú prítomnosť celého staršieho paleozoika. Najbohatšia asociácia palinomorfov je však zo súvrstvia čiernych bridlíc, a tá poukazuje na vek vrchný silúr – spodný devón. Radiometrické veku na základe zirkónov z rhyolitov (ktoré sú v nadloží čiernych bridlíc) sú 403 až 350 mil. rokov (Ščerbak et al., 1979; 1988). K-Ar veku z amfibolitov (gabroamfibolity a amfibolitické ruly) sú od 330 do 391 mil. rokov, jedinele 448 mil. rokov (Cambel et al., 1980; Kantor et al., 1981; Burchart et al., 1987; Cambel et al., 1988). Geologické kritériá viacej poukazujú na vek silúr – devón až spodný karbón.

Staršie paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria reprezentuje volovská skupina (Grecula, 1982), ktorá zahŕňa už skôr vyčlenenú gelnickú a rakoveckú „sériu“ (Andrusov a Matejka, 1931) alebo gelnickú skupinu a rakovecké súvrstvie (Kamenický a Kamenický, 1988). Volovská skupina (obr. 17) sa skladá z troch súvrství (odspodu): betliarske, smolnícke a hnilecké (Grecula, 1982, 1984). Betliarske súvrstvie reprezentuje rozličné variety čiernych metapelitov a siltovcov, vo vrchnej časti s typickým horizontom lyditov a karbonátov. Smolnícke súvrstvie je litologicky veľmi pestré a obsahuje zelenkavé metapelity s pozvoľným prechodom až do metapsamitov (flyšový vývoj). Spodok tvorí pestrý vulkanický komplex bazaltovo-keratofýrovej formácie. Hnilecké súvrstvie obsahuje dva synchrónne vulkanické komplexy (gelnický a rakovecký), ale priestorovo oddelené s pozvoľným prechodom. Gelnický komplex tvoria hlavne kyslé vulkanity (ryolit, zriedkavo dacit a veľké množstvo extruzívnych typov – porfýroidy), kým rakovecký ofiolitový komplex sa skladá z bazických hornín (bazalty a ich pyroklastiká, menej ultrabazické horniny, zriedkavo gabrá, vložky jaspisov) a zo zelených a fialových pelitov, ktoré sa nachádzajú hlavne v spodnej časti komplexu. Litostratigrafické členenie staršieho paleozoika (gelnickej skupiny) podľa Snopka (1967) a Ivaničku et al. (1989) rozoznáva tri súvrstvia, ktorých vekové rozpätie podľa palinologických údajov je vrchné kambrium až spodný silúr (vlachovské), vrchný silúr zaberá súvrstvie Bystrého potoka a spodný devón drnavské súvrstvie.

V nadloží volovskej skupiny ležia diskordantne paleontologicky doložené karbónske horninové súbory. Metamorfóza hornín volovskej skupiny je väčšinou vo fácií zelených bridlíc, na viacerých miestach až vo fácií granatických amfibolitov (Dianiška a Grecula, 1979; Hovorka et al., 1979; Faryad, 1989) s prejavmi granitizácie. Celá oblasť je silne postihnutá neskorovariskou diaftorézou, ale najmä alpínskou mylonitizáciou.



Obr. 16. Litologické kolónky veporika (údaje pre kolónky sme prevzali z nasledujúcich prác: Klinec, 1966; Miko, 1981; Bajaník, 1979; Jacko, 1985; Maheľ, 1986; Bezák, 1989). 1 – metasiltovce a metapsamity, 2 – kvarcité, 3 – metakeratofýr, 4 – bazalt a metapyroklastikum bazického vulkanizmu, 5 – karbonáty (1–5 – Predná hoľa komplex), 6 – zelenkavé fylity s albitom, kremeňom, muskovitom a chloritom, 7 – čierne metapelite, 8 – kyslé metavulkanity s vložkami metapelitov (6–8 – Janov grúň komplex), 9 – biotiticko-albitické ruly, 10 – migmatity, 11 – granitoidy, 12 – svory a diafority, 13 – amfibolity, 14 – metaultrabázické horniny, 15 – fylity (muskovit, chlorit, biotit, granát, kremeň) s vložkami kvarcítov a metadrôb (Hladomorná dolina komplex), 16 – gabro a diorit, 17 – granatické svory s vložkami kvarcítov a metadrôb.

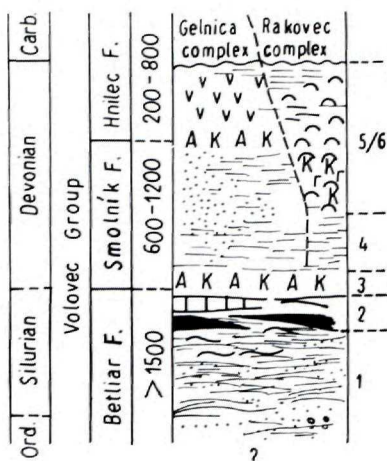
Fig. 16. Lithology of the veporic lithostratigraphic units (data for columns compilation taken from articles: Klinec, 1966; Miko, 1981; Bajaník, 1979; Jacko, 1985; Maheľ, 1986; Bezák, 1989). 1 – metasiltstones and metapsamites, 2 – quartzites, 3 – metakeratophyres, 4 – metabasalts and metapyroclastics basic rocks, 5 – carbonates (1–5 – Predná hoľa Complex), 6 – greenish phyllites with albite, quartz, muscovite, chlorite association, 7 – black metapelites, 8 – acid metavolcanics alternating with metapelites (6–8 – Janov grúň Complex), 9 – biotite-albite gneisses, 10 – migmatites, 11 – granitoid rocks with quartzite, metagraywacke intercalations, 12 – mica schists and diaphoritic rocks, 13 – amphibolite, 14 – metaultrabasic rocks, 15 – phyllites (muscovite, chlorite, biotite, garnet, quartz) with lenses of quartzite and metagraywacke (Hladomorná dolina Complex), 16 – gabbro and diorite, 17 – garnet mica schist with quartzites and metagraywacke intercalations.

Východné Alpy

Vo Východných Alpách sa podstatná časť kryštalinika spodného, stredného a vrchného austroalpinu (Tollmann, 1977) začleňuje do predstrednoordovického orogénno-metamorfického obdobia. Intraordovický metamorfizmus dosiahol úroveň krustálneho tavenia s následnými intrúziami granitov (Borsi et al., 1973; Sassi et al., 1984; Purtscheller a Sassi, 1976; Del Moro et al., 1984). Rozšírený vrchnoordovický ryolitový vulkanizmus sa vysvetľuje ako povrchový prejav acidného plutonizmu. Intraordovické kaledónske orogénno-metalogenetické pochody (stredoeurópske udalosti, Bögel et al., 1979, panafrický orogén, Sassi 1988) vyvolali diskusiu o vzťahu predstrednoordovického kryštalinika k fosilónosným slabom metamorfovaným alebo nemetamorfovaným súvrstviam vrchného ordovika až spodného karbónu. Vzťah komplikuje násunová tektonika, takže transgresívny

vzťah je známy iba z východnej časti drobovej zóny (Neubauer, 1985). V nadloží kryštalinika norického príkrovu (drobová zóna) sa našli zlepenice (obr. 18), ktoré sa považujú za bazálne zlepenice ordovicko-silúrskeho súvrstvia (lok. Kalvang a Ritting), obsahujúce obliaky podložného kaledónskeho kryštalinika (Daurer a Schönlaub, 1978; Neubauer, 1988). Ojedinelé nálezy bazálnych zlepeníc variských sekvencií naznačujú, že aj pri silnom tektonickom prepracovaní možno nájsť dôkazy o stredno-ordovických (panafrických) metamorfických a deformáčnych fázach. Naznačujú to aj rádiometrické veku z metamorfítov zóny Ötztal-Silvretta a Starých rúl, ako aj z juhoalpského fundamentu, ktoré poukazujú prevažne na strednoordovickú metamorfickú udalosť a na ňu nadväzujúce intrúzie granitov (Ebner et al., 1987).

Vrchnoordovické porfyroidy, resp. produkty acidného vulkanizmu, sa novšie vysvetľujú buď ako dôsledok subdukčných



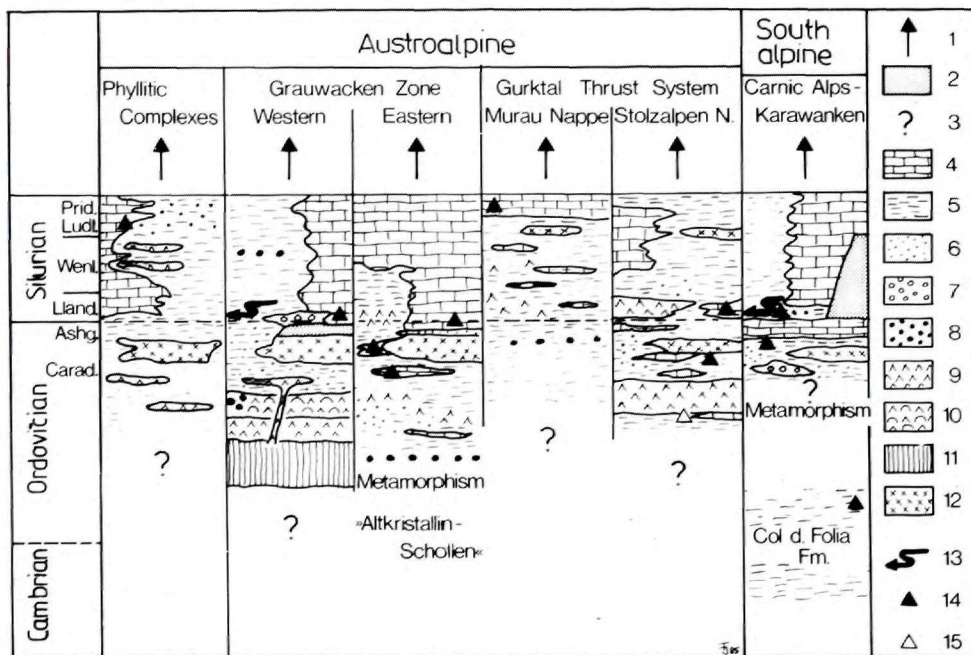
Obr. 17. Litostratigrafia volovskej skupiny gemerika (Grecula, 1982). 1 – súvrstvie čiernych hrubolaminovaných metapelitov až metapsamitov, 2 – čierne bridlice s vložkami lyditov a karbonátov, 3 – bazaltovo-keratofýrový horizont, 4 – zelenkavé metapelity, lokálne metapsamity – flyšový komplex, 5 – gelnický porfyroidový komplex s vysokodraselnými ryolitmi, 6 – rakovecký ofiolitový komplex.

Fig. 17. Lithostratigraphy of the Volovec group, Gemeric unit (Grecula, 1982). 1 – formation of black, coarse laminated metapelites and metasilstones, 2 – black shales with lydites and carbonates, 3 – basaltic-basalt-keratophyre horizon, 4 – greenish metapelites, locally metapsamites – flysh complex, 5 – Gelnica porphyroid complex with high K-rhyolites, 6 – Rakovec ophiolite complex.

kambriko-ordovických udalostí (Leoschke, 1973; Pohl, 1984), alebo intrakontinentálnymi tenznými udalosťami (Colins et al., 1980; Heinisch a Schmidt, 1982), resp. panafrickým platňovotektonickým modelom (Frisch et al., 1984), ktorý zahŕňa staropaleozoickú subdukciu, ku ktorej sa časove a geneticky druzí kambriky a ordovický vulkanizmus. Subdukcia podľa toho modelu sa ukončila kolíznymi orogénno-metamorfnými a magmatickými udalosťami vo vrchnom ordoviku, kedy začal sedimentačný cyklus vrchný ordovik – karbón. Metamorfóza týchto udalostí sa datuje na 586 až 505 mil. rokov (Grauert, 1969; Borsi et al., 1973; Smidt a Söllner, 1983), kým následné granity sú trochu mladšie – 440–425 mil. rokov (Hammerschmidt, 1981; Schmidt a Söllner, 1983).

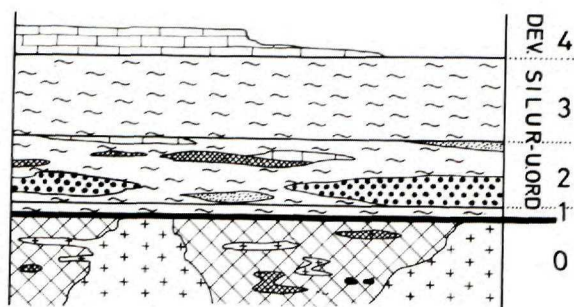
Aj v Južných Alpách sa predpokladá podobný vývoj (Sassi a Zirpoli, 1968; Sassi et al., 1980) s predvariským ryolitovým platom s palinologicky preukázaným vekom spodné kambrium – spodný ordovik (súvrstvie Col di Foglia; Sassi et al., 1984). Intraordovickú metamorfózu preukázal Del Moro et al., (1984) rádiometrickým vekom 463 ± 36 mil. rokov zo súvrstvia kremenných fylitov z oblasti Brixenu. Biostratigraficky dokázané sedimenty sú vrchnoordovické a spodnosilúrske (Jaeger et al., 1975).

Mnoho litostratigrafických problémov obsahujú fylitické komplexy (napr. Saualpe, Gailtal, Kreuzek-Goldeck, Turntal, Innsbruck, Landeck atď.), ktoré siahajú od vrchného ordoviku do spodného devónu. Napríklad v západnej drobovej zóne spodná časť súvrstvia Wildschönau patrí kambriko-ordovickému fundamente s bázikami a interpretuje sa pomocou riftového modelu (Mostler, 1968, 1970; Tarkian a Garbe, 1987). Sassi et al. (1986)



Obr. 18. Ordovicko-silúrske sekvencie Východných Álp (podľa Ebnera et al., 1987). 1 – pokračovanie vývoja sekvencie, 2 – stratigrafické kolonky, 3 – neznáme podložie, 4 – karbonátové horniny, 5 – pelity, 6 – psamity, 7 – zlepenec bez obliakov z kryštalinika, 8 – zlepenec s obliakmi kryštalinika, 9 – bázické vulkanity, 10 – vankúšové lávy, 11 – ultrabázické horniny, 12 – kyslé vulkanity, 13 – sklzové štruktúry, 14 – určiteľná fauna, 15 – neurčiteľná fauna.

Fig. 18. The Ordovician-Silurian sedimentary rock sequences in the Eastern Alps (according to Ebner et al., 1987). 1 – continuation of section, 2 – stratigraphic gaps, 3 – unknown basement, 4 – carbonate rocks, 5 – pelites, 6 – psammites, 7 – conglomerates without crystalline pebbles, 8 – conglomerates with crystalline pebbles, 9 – basic volcanics, 10 – pillow lavas, 11 – ultrabasic rocks, 12 – acidic volcanics, 13 – slump structures, 14 – determinable fauna, 15 – undeterminable fauna.



Obr. 19. Generalizovaná schéma austrického podložia a jeho paleozoický obal (podľa Sassiho et al., 1987). 0 – „kaledónske“ podložie, 1 – spodná pelitická až semipelitická sekvencia, 2 – vulkanicko-sedimentárne sekvencie, 3 – vrchná pelitická až semipelitická sekvencia, 4 – karbonátová sekvencia.

Fig. 19. Generalized scheme of the Austroalpine basement and its Paleozoic cover (according to Sassi et al., 1987). 0 – „Caledonian“ basement, 1 – Lower pelitic to semipelitic sequence, 2 – Volcano-sedimentary sequence, 3 – Upper pelitic to semi-pelitic sequence, 4 – Carbonate sequence.

uvádza veľkú faciálnu podobnosť medzi rozličnými časťami austríd, odlišujúcich sa najmä intenzitou metamorfózy, resp. ich príslušnosťou k rozličným tektonickým jednotkám. Podľa Sassiho et al. (1. c.) generalizovaná schéma vývoja staršieho paleozoika Východných Álp (obr. 19) začína kaledónskym fundamentom, vyššie je spodný pelitický až semipelitický súbor, nad ním vulkanicko-sedimentárny komplex vrchného ordoviku, potom vrchný pelitický až semipelitický súbor prevažne silúrskeho významu, karbonátová, resp. karbonáto-pelitická sekvencia devónu. Podobnú litostratigrafickú schému vývoja staršieho paleozoika pre oblasť Štajerska zostavili Flügel a Neubauer (1985). Kaledónske granity sa nachádzajú pod spodným pelitickým komplexom a variské granitoidy (260–240 mil. rokov) sú iba lokálne (v dôsledku slabého výzdvihu sú málo erodované).

Paleogeografia

Paleogeografická rekonštrukcia kambricko-ordovického obdobia karpatsko-balkánskej oblasti je veľmi problematická, a to z viacerých príčin:

1. Kambricko-ordovické súbory hornín sú metamorfované vo fácií zelených bridlíc až v amfibolitovej fácií. Určiť protolit takto metamorfovaných hornín nemožno jednoznačne a v tomto smere sa doteraz aj veľmi málo urobilo.

2. Zaradenie komplexov do kambria – ordoviku na väčšine územia karpatsko-balkánskej oblasti je iba pravdepodobné. Nie je vzácnosťou, že rozliční autori tie isté súvrstvia zaraďujú od prekambria až do devónu, ba dokonca do jury až kriedy. Vek hornín je preukázaný najčastejšie palinologickými údajmi. Rádiometrický vek je stanovený prevažne K-Ar metódou, ktorá poskytuje údaje najmä o posledných metamorfných udalostiach. Je len málo údajov o veku stanovenom metódou Rb-Sr, Pb-U, Pb-Pb a Nd-Sm veky chýbajú.

3. Polymetamorfny vývoj je charakteristický pre celú oblasť. Silná mylonitizácia hornín spôsobila, že mnohé pôvodné prekambriové vysoko metamorfované komplexy majú minerálnu asociáciu spodnej časti fácie zelených bridlíc. Nízka metamorfóza hornín (často ide o diafority) je takto jedným z dôvodov pre zaradenie komplexov do kambria, resp. staršieho paleozoika.

4. Na mnohých miestach sa pre nedostatok paleontologických a rádiometrických dôkazov horninové komplexy označujú ako

staropaleozoické, ale nemožno vylúčiť, že sú aj kambricko-ordovického veku.

Na základe vyššie uvedeného sa môžeme iba veľmi nesmelé pokúsiť o paleogeografickú rekonštrukciu.

Balkánska oblasť (Balkán, Srednogorie, Rodopy, srbsko-macedónsky masív) sa vyznačuje tým, že vývoj kambria je pokračovaním vrchnoproterozoického vývojového cyklu. Vyznačuje sa prítomnosťou diabázových hornín, a v severozápadnom Bulharsku, vo východnej Juhoslávii a v juhozápadnom Rumunsku aj prítomnosťou ofiolitových komplexov, ktoré majú charakter MORB-bazaltov (Haydutow, 1987). Keďže oblasti majú príkrovovú a šupinovitú stavbu, ofiolitové komplexy sa zachovali iba miestami, väčšinou ako nekompletné ofiolitové suity. Diabázové (amfibolity) komplexy sprevádzajú metapelity a metasiltovce (fylity, bridlice, ruly), zriedkavejšie aj 1–3 polohy karbonátov a kyslé vulkanity. Vrchná časť diabázových komplexov (diabázovo-fylitoidné komplexy) je prevažne peliticko-psamitická s početnými diabázovými pyroklastikami a má charakterolistostrom s blokmi podložných ofiolitov (Haydutow, 1987; Ivanov, 1984).

Vrchné kambrium – ordovik v oblasti Srednogoria a Balkánu (Západné Bulharsko), ale aj v srbsko-macedónskom masíve má prevažne už klastický vývoj sedimentov, na báze aj zo zlepenkami. Tieto komplexy sa zachovali iba miestami a obvyčajne ich vrchná časť prechádza do sedimentov silúru.

Podobný vývoj, hoci je veľmi generalizovaný, možno pozorovať aj v panónskom bazéne, najmä v jeho južnej časti.

Vo Východných Karpatoch a v Apusenských vrchoch majú kambricko-ordovické komplexy prevažne vulkanicko-sedimentárny vývoj s prevahou detritického materiálu (metapelity až metapsamity) a s charakteristickým kyslým vulkanizmom (porfyroidy). Nepatrne je zastúpený bazaltovo-keratofýrový vulkanizmus. Typické sú aj súvrstvia čiernych metapelitov s lyditmi a vložkami karbonátov. Podobný vývoj je aj v Západných Karpatoch a v Maďarskom stredohorí, kde je však silná tendencia takého horninového súboru zaraďovať do silúru – devónu, prípadne do ordoviku a devónu.

Na základe uvedeného predpokladáme, že tektonické jednotky v terajšej oblasti Balkánskeho polostrova vznikali v období vrchného proterozoika až kambria v riftogénnom sedimentačnom priestore s prítomnosťou bazénov s oceánskou kôrou, prípadne až so stredoocéanským chrbtom (ofiolitové suity). Smerom do strán od stredoocéanských chrbtov sedimenty vznikali v okrajových bazénoch. Vrchné kambrium po strednokambrickej subdukcii predstavuje typ zvyšných bazénov alebo vyvíjajúcich sa ostrovných oblúkových bazénov.

Východnokarpatská a západokarpatská oblasť by na základe toho predstavovala v období kambria a ordoviku vývoj na tektonicky členitejšiu kontinentálnu kôru s lokálnymi depresiami.

Korelácia kambricko-ordovických komplexov karpatskobalkánskej a východoalpskej oblasti

Korelácia oblastí staropaleozoických sekvencií a tektonicko-metamorfných udalostí aj v rámci Západných Karpát je dosť problematická, aj keď podobnosť vývoja staršieho paleozoika gemerika, napr. s Malými Karpátmi je značná. Niektorí autori podobný vývoj nachádzajú aj v sériách kryštalinika tatrických jednotiek.

Je veľmi pravdepodobné, že veporikum by z geotektonického hľadiska mohlo byť súčasťou toho istého sedimentačného bazénu, kde vznikali aj komplexy gemerika (Grecula, 1982). Sedimentárno-vulkanické sekvencie veporika by reprezentovali vývoj severne od stredoocéánskeho chrbta, t. z., že by vznikali

Proterozoikum	Kambrium	Ordovik	Silúr	Srbsko-macedónsky masív			Rodopský masív	Stará Planina (Balkán)	Južné Karpaty	Apuseni	Vých. Karpaty	Západné Karpaty			panónsky bazén	
				severná časť	stredná časť	južná časť						tatrickum	veporicum	gemicum		
	superskupina Vlasina diabáz. - fyl. komplex	komplex fylitov a metapsamitov						súv. Cerecel								
	skup. Crna Bara	skup. Vrh	súv. Kadyica	skupina Vertiscos			superskup. Kuldižik diabáz. - fyl. komplex	sk. Dalgi Djal. sk. Berkovica sk. Černi vrh Stará Planina kom.	skup. Locva súv. Leresti Bocşita - Drimoxa skup. Cibin skup. Corbu skup. Mişcu	súv. Arada súv. Biharia, Muncel	skup. Tulges (skup. Delavec)	jarabská skup.	peziňské a pernecké súv. harmónske súv.	hrónský komplex - k. Jánov Grúň muráň. komplex komp. Kráľova hora, Oštra, Klenovec	volovská skupina hnilec. s. smol. s. gelnický k. betliar. s. rakovec. k.	skup. Ófalu fylitoidná piesk. Koszárh.s. porf. Alsóórs P. kvarcit. Fókajar Q

Obr. 20. Možná litostratigrafická korelácia hlavných kambriko-ordovických sekvencií karpatsko-balkánskej oblasti.

Fig. 20. Possible lithostratigraphic correlation of the main Cambrian-Ordovician rock sequences from the Carpathian-Balkan region.

severne od rakoveckého sedimentačného priestoru, pričom súvrstvia črmelského príkrovu by boli medzi rakoveckou a vlastnou veporickou časťou staropaleozoického bazénu (predpokladá to aj Maheľ, 1986). Litologická podobnosť, ale aj palinologické údaje (Planderová, 1981, 1984, 1985) by tomu nasvedčovali. Vyššia metamorfóza veporika by zodpovedala skoršiemu začatiu variských udalostí v tejto oblasti, ako aj relatívne väčšej hĺbke, v ktorej metamorfóza veporika prebiehala.

Pre časovú koreláciu gemerika s jadrovými pohoriami Západných Karpát nie sú okrem lokálnej litologickej podobnosti dostatočne presvedčivé údaje. Z porovnania rádiometrických vekov metamorfít a granitov Západných Karpát vychodí, že sú dosť podobné, ale táto podobnosť poukazuje najmä na silné neskorovariské, ale najmä alpínske prepracovanie predmezozoických komplexov. Oveľa väčšia zhoda je medzi gemerikom a veporikom (iní vidia veľkú podobnosť predmetamorfného aj metamorfného vývoja medzi veporikom a tatrikom), zatiaľ čo medzi gemerikom a jadrovými pohoriami sú rozdiely nápadnejšie, a to najmä v prevahe karbónskych granitov v jadrových pohorciach, ako aj v trochu staršom veku metamorfózy ako v gemeriku (nehovoriac o veľkej rozdielnosti v intenzite metamorfózy). Ale intenzita mylonitizácie je rovnaká vo všetkých jednotkách, a tá je výrazná a dosť regionálna.

Porovnávanie staropaleozoických súvrství Západných Karpát s Východnými Alpami a Východnými Karpátmi (obr. 20) sa urobilo viacerými autormi, napr. Maheľ (1975) a aj v súčasnosti je veľmi potrebné. Severná drobová zóna Východných Álp bola v päťdesiatych rokoch modelom pre litostratografiu gemerika. V ostatnom čase došlo k značným úpravám a doplneniam v litostratigrafii staršieho paleozoika oboch jednotiek. Kým kyslý vulkanizmus v gemeriku sa kladie do devónu, vo Východných Alpách do ordovidu, kde je v podloží peliticko-karbonatického súvrstvia. (obr. 18). Takouto pozíciou porfyroidov a karbonátov sa staršie paleozoikum Východných Álp najviac podobá vývoju

v Maďarsku, a to tak oblasti Balatónu alebo aj v pohorí Sendró a Uppony (najmä mocným vývojom karbonátov v devóne až spodnom karbone). Bázický vulkanizmus v gemeriku (rakovecký komplex) sa zaraďuje do devónu, vo Východných Alpách je v prevažnej miere v kambriu a ordoviku, teda vo fundamente ako súčasť kryštalinika. V ostatných rokoch sa však zistilo, že stovky m mocné komplexy bázických hornín patria aj do devónskych, resp. silúrsko-devónskych komplexov, v ktorých sú aj polohy porfyroidov. Podobné vývoje ako sme uviedli vyššie sú aj vo Východných a Južných Karpatoch.

V rumunských Karpatoch je taktiež vyčlenený starokaledónsky cyklus, ktorý zastupuje superskupina Marisian, a to najmä skupina Tulges vo Východných Karpatoch (bukovinský a subbukovinský príkrov centrálnych dacíd). Skupina Tulges je palinologicky datovaná ako vrchné proterozoikum až spodný ordovik. Po litologickej stránke je skupina Tulges veľmi podobná fylitovo-porfyroidovým súborom gemerika, ktoré sa však v gemeriku dávajú do silúru - devónu. Podobný vývoj ako skupina Tulges má aj súvrstvie Muncel v bihorskom príkrovom systéme Apusenských vrchov zodpovedajúce vrchnej časti skupiny Tulges. V supragetickej jednotke by vrchnej časti skupiny Tulges mohlo zodpovedať súvrstvie Leresti a Locva v južnom Banáte. V getickom príkrove niektorí autori do vrchného proterozoika až kambria dávajú aj skupinu Cibin s amfibolitmi, ktorá leží transgresívne na staršej superskupine Carpien. Pre porovnanie uvedieme, že bázické horniny v infrakuboviku (pohorie Rodna - príkrov Stiol, Anies, Valea Vinului) a v supragetickej jednotke Poiana Rusca a Locva, ako aj v skupine Lescovita sú davané do devónu. Devónsky bázický vulkanizmus je aj vo vrchnej danubskej jednotke marginálnych dacíd - drenčovské súvrstvie, ako aj v Apusenských vrchoch dacíd - skupina Păiuseni.

Z porovnania Západných a Východných Karpát vychodí (obr. 20), že v oboch regiónoch sú veľmi podobné vývoje, ktoré však vo Východných Karpatoch sú davané do kambriko-ordovického

ho veku a v Západných Karpatoch sa pokladajú za vrchno-ordovické, silúrske, devónske, prípadne až spodnokarbónske. Naopak, kryštalinické sekvencie, ktoré by u nás pozíčne a intenzitou metamorfózy mohli byť kambricko-ordovické, vo Východných Karpatoch sa považujú za proterozoické, teda akoby posun o jeden vývojový cyklus. Ale vývoj, napr. Apusenských vrchov je azda najviac podobný gemeriku a v tomto prípade je aj najlepšia zhoda v ich litostratigrafickom zaradovaní. Avšak bez podrobnej rekonštrukcie variského a alpínskeho vývoja a stavby nielen Karpát, ale aj európskych alpíd, akékoľvek korelácie na základe tzv. podobnosti vývojev (metamorfného, litologického a pod.) sú iba hrubými úvahami.

Z rozboru predchádzajúcich kapitol možno sumarizovať niektoré poznatky. Porovnanie vývojev predkarbónskych súvrství Západných Karpát a ostatných alpíd iba na základe litologickej podobnosti, či na základe intenzity metamorfózy alebo množstva granitoidov je nedostatočné na to, aby sme mohli usúdiť, či v Západných Karpatoch sú kambricko-ordovické, resp. vrchnoproterozoicko-ordovické sekvencie, alebo nie. Radiometrické údaje metódou K-Ar a Rb-Sr odrážajú iba metamorfne a magmaticko-intruzívne udalosti, a to tak variské, ako aj alpínske (v Karpatoch prevažná časť geochronologických údajov sa získala uvedenými metódami). Iba málo analýz vzoriek poskytlo vek kambrum – ordovik. Naproti tomu vo Východných Alpách analýzy z kryštalinika (metamorfity aj granity) dosť výrazne vyčlenili nielen kambricko-ordovické metamorfne a magmatické udalosti, ale aj variské a alpínske procesy mylonitizácie toho istého (kaledónskeho) kryštalinika. A takéto mylonity rúl sa zvykli považovať aj za porfyroidy, teda za slabšie metamorfované kyslé vulkanické horniny mladších komplexov. Príklady tohto druhu sú aj z rodopského a srbsko-macedónskeho masívu, kde tzv. nízke metamorfity, ktoré sa obyčajne zaradovali do staršieho paleozoika, predstavujú široké mylonitové zóny vo vysokých metamorfitoch, ktoré mimo mylonitových zón sa zaradujú do proterozoika. Početné sú však aj opačné prípady, keď z čiernych metapelitov a karbonátov kryštalinika sa získali devónske, resp. aj jurské paleontologické nálezky. Preto bez citlivých radiometrických metód a podrobného štúdia kryštalinika je jeho litostratigrafické členenie málo vierohodné. Aj vyčleňovanie súborov s rozdielnou asociáciou štruktúrnych prvkov je iba orientačné a nemá veľkú litostratigrafickú hodnotu.

Žiaľ, aj v kryštaliniku Západných Karpát ťažko hovoriť o superpozícii vyčlenených litostratigrafických jednotiek, pretože väčšinou ide o jednotky s dominujúcimi metamorfnými znakmi, ako napr. svorový, migmatitový, rulovo-granitoidný, amfibolitový komplex a pod., ktoré môžu (nemusia) patriť pôvodne rovnakým litostratigrafickým jednotkám a odlišujú sa iba rozdielnou intenzitou metamorfózy (napr. tzv. klátovská a rakovecká skupina gemerika).

Západné Karpaty predstavujú sústavu veľkých strižných zón s intenzívnym tektonickým zošupinatením kryštalinických aj mezozoických sekvencií. Vedľa seba sa vyskytujú vysoké aj nízke metamorfity, granitoidy, aj karbonáty mezozoika. Takéto tektonické „zvrstvenie“ môže v jednom súbore zahrňovať tak predordovické, ako aj ordovicko-devónske či mladopaleozoické súbory podobne, ako sa to najnovšie zisťuje vo Východných Alpách, ale aj u nás v gemeriku. To nabáda k opatrnosti pri aplikácii určitého údaje na celé tektonické jednotky, či celé kryštalinikum Západných Karpát.

Vrchnoproterozoické až kambrické ofiolitové komplexy sa už identifikovali na viacerých miestach Balkánu, rodopského a srbsko-macedónskeho masívu, Južných Karpát a Východných Alp. Sú to väčšinou nekompletné ofiolitové suity, tvoriace izolo-

vané tektonické bloky. Sú však vážnym argumentom, že v alpsko-karpatskej a balkánskej oblasti treba očakávať starokaledónske, resp. panafrické orogénne procesy. Tieto udalosti indukujú aj radiometrické údaje z metamorfítov a granitov Východných Alp. Je teda viac ako pravdepodobné, že by sa predvrchno-ordovické komplexy mali v „roztratenej“ forme nachádzať aj v jadrových pohoriach Západných Karpát. Ich identifikáciu však sťažuje silná variská a najmä alpínska diaforéza a mylonitizácia.

Výskyt zlepcov na báze menej metamorfovaného komplexu vrchného ordovika až devónu vo Východných Alpách, a to s obliakmi podložného kryštalinika, je pre koreláciu so Západnými Karpátmi upozornením na hľadanie podobnej situácie aj u nás, najmä ak prijímame predstavu, že Západné Karpaty sú iba z alpského pásma vysunutými segmentami pozdĺž veľkých strižných zón.

Záver

Z porovnania vývojev komplexov, ktoré by mohli byť kambricko-ordovické, resp. vrchné proterozoikum až spodné paleozoikum vychodí, že v balkánskej a dinarickej oblasti sú prítomné horninové komplexy (ako aj metamorfne a magmatické prejavy), ktoré poukazujú na to, že tu prebehli neskorokadomské orogénne udalosti platňovokolízneho charakteru. Predchádzal im vrchnoproterozoický až spodnokambrický vývojový cyklus v sedimentačnom priestore, v ktorom ku koncu vývojového obdobia sa v určitej jeho časti vytvorila oceánska kôra. Náznaky podobného vývoja sú aj v Južných Karpatoch. Po ukončení neskorokadomských udalostí v uvedených oblastiach vrchné kambrum a ordovik má už klastogénny molasoidný vývoj a horninové komplexy sú väčšinou iba slabo metamorfované.

Vo Východných a Západných Karpatoch nie sú pre neskorokadomské udalosti dostatočné dôkazy, hoci niektorí autori im pripisujú veľký význam (Rudakov, 1987). Predovšetkým tu chýbajú ofiolitové komplexy a klastogénny postorogénny vývoj vrchného kambria. Vo Východných a Západných Karpatoch až vo vrchnom ordoviku a silúre sú znaky novej vývojovej etapy, podobne ako aj vo Východných Alpách, kde „kaledónske“ udalosti v ostatných rokoch boli preukázané nielen radiometricky, ale aj geologicky (zlepcový horizont vrchného ordoviku na vysoko metamorfovanom kryštaliniku – Neubauer, 1985) a dešifrovaním metamorfných a magmatických procesov (Sassi a Zanferrari, 1972; Frisch et al., 1984; Schmidt a Söllner, 1982; Sassi et al., 1987 a i.). Ordovická orogéna sa v Alpách považuje za horotvorný proces s formovaním eklogitových komplexov vysokotepelnou metamorfózou a anatexiou (Sassi a Zanferrari, 1972). „Kaledónsky“ orogén viedol ku konsolidácii mobilnej zóny s oceánskou kôrou formou kolízie platní so subdukciou (Frisch et al., 1984), aj keď iní (napr. Schmidt a Söllner, 1982; Behr et al., 1984) zdôrazňujú, že ide skôr o riftogénny proces. Zdá sa teda, že riešenie problému existencie „kaledónskych“ procesov sa vyvíja v ich prospech, dokonca ako veľmi významných prejavov, a to tak deformačných, ako aj metamorfných a magmatogénnych. Vo Východných Alpách sú pre to exaktnéjšie dôkazy, v Západných a Východných Karpatoch sú zatiaľ iba nepriame dôkazy. Zo štúdií vo Východných Alpách vyplýva, že sú to strednoordovické procesy, počas ktorých vznikli vysoko-metamorfované komplexy, a na ne nadväzujú granitoidné intrúzie. Tieto procesy možno označiť ako „starokaledónske“, hoci termín „kaledónsky“ sa javí ako problematický (kaledónsky orogén je typický ako vývojový a deformačný proces pre severnú Európu a panafrický ako rejuvenizačné udalosti pre Afriku). Preferuje sa termín panafrický, pretože ordovické orogénne

udalosti v južnej a strednej Európe sa diali v dôsledku pohybu severoafrického bloku, a to po vyvrhnutí panafrického orogénu; Frisch, 1985. Z toho vychodí, že kratonizácia južnej a strednej Európy sa odohrála o 150–180 mil. rokov neskoršie ako kratonizácia severnej Afriky.

Z uvedeného rozboru by sme mali aj v Západných Karpatoch predpokladať prítomnosť nielen „starokaledónskych“ udalostí, ale aj kambricko-spodnoordovických kryštalinických komplexov sformovaných „kaledónskymi“ udalosťami. Žiaľ, v zošupinatej stavbe v alpínskej sústave strižných zón, ako aj v predchádzajúcom variskom metamorfnom prepracovaní nebude ľahké ich vyčleniť. A zďa aj preto dnešný stav v rozpoznaní kaledónskych, variských (aj alpínskych) deformácií, metamorfnych a magmatických prejavov v Západných Karpatoch je taký problematický.

Je však ešte aj iný problém, a to, či sú v Západných Karpatoch prejavy procesov, ktoré sú v balkánskom regióne (v balkanidách) registrované ako neskorokadomské. Podľa litofaciálneho vývoja od vrchného kambria vyššie na Balkáne a v Karpatoch sa dá usudzovať, že v Karpatoch tento vývoj nepoznáme, a teda ťažko predpokladať aj prejavy kadomskej orogenézy.

V rodopskom a srbsko-macedónskom masíve, ale aj v Južných a Východných Karpatoch sú prejavy aj predkadomských (dalsandských) orogénnych prejavov, a to vo forme vysokometamorfovaných a migmatitizovaných komplexov, na ktorých sa (obvyčajne tektonicky) nachádzajú nižšie metamorfované vrchnoproterozoicko-kambrické sekvencie. Ak nie sú v Západných Karpatoch kadomské procesy, sú potom predkadomské? Predpokladali sa, a aj viacerými autormi sa predpokladajú, ale zatiaľ sa s istotou nevyčlenili ani dalsandské, ani kadomské, ani panafrické (starokaledónske), aj keď prítomnosť posledných je veľmi pravdepodobná.

Literatúra

- Aleksič, V. a Kalenich, M. 1988: Northern part of the Serbo-Macedonian massif (Morava belt). In: Zoubek (ed.): *Precambrian in younger fold belts*. V. Wiley. 785–792.
- Albani, R., Lelkes-Felvári, Gy. a Tongiorgi, M. 1985: First record of Ordovician (Upper Arenigian), Acritarchs, beds in Bakony Mts., Hungary. *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 170, 45–65.
- Ancirev, A., Gorozmanin, O., Velichkov, D. a Bogoyavlenskaya, O. 1980: About a find of faunistic remains in the metamorphic rocks of the Western Rhodopes. *Geol. Balc.*, 10, 29–32.
- Andelković, M. a Sikošek, B. 1967: General tectonic features. A geological survey of the East-Serbian part of the Carpatho-Balkan area. *8th Cong. KBGA, Belgrade*, 117–122.
- Árkai, P. a Lelkes-Felvári, Gy. 1987: Very low- and low-grade metamorphic terrains in Hungary. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*, *Mineralia slov.-Monografia*. Alfa Bratislava, 51 až 68.
- Bajanik, Š., Biely, A., Miko, O. a Planderová, E. 1979: A Paleozoic volcano-sedimentary complex of Predná hofa (Nízke Tatry Mts.). *Geol. Práce, Spr.* 73, 7–28.
- Balla, Z. 1981: Plate tectonics interpretation of the South Transdanubian ultramafics. *Acta Min. Petr.*, 25/1, 3–24.
- Balász, E., Cserepes-Meszera, A., Nusser, P. a Szill-Gyéman, 1986: An attempt to correlate Plain and Transylvanian Central Mts. (Muntii Apuseni). *Acta Geol. Hung.*, 29, 317–320.
- Balintoni, I. 1981: The importance of the Ditrau Alkaline massif emplacement moment for the dating of the basement overthrusts in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Geol., Geophys. Géogr., Série Géologie*, 25, 89–94.
- Balintoni, J. a Chitimus, V. 1973: The presence of rutile paramorphoses after brookite in the Tulghes Series, East Carpathians. *Stud. cerc. Geol., Geof., Geogr., Seria Geologie*, 18, 329–334.
- Bercia, I. a Bercia, E. 1975: Metamorphic formations from the Romanian bank of the Danube (Banat – South Carpathians). *An. Inst. Geol. Geof.*, XLIII, 5–64.
- Bercia, I. a Bercia, E. 1980: The crystalline of the Danube domain from the Banat (Romania). *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Géologie*, 24, 3–13.
- Bezák, V. 1988: Tektonický vývoj juhozápadnej časti veporika. *Mineralia slov.*, 20, 131–142.
- Bezák, V. 1989: Predmetamorfny vývoj hornín kohútkej zóny veporika. *Mineralia slov.*, 21, 247–250.
- Bezák, V. a Vozárová, A. 1982: Geotraverse C: Lithostratigraphic column of the southern part of the Veporic. *Newsletter 4, IGCP No. 5*, 23–25.
- Boiko, A. K., Barnitzky, E. N., Eliseeva, G. P., Kasantzeva, A. I., Ubkovskaia, N. I., Obsienko, B. D. a Teretz, G. I. 1975: Results of the first zircon chronologie research of the crystalline formations from the East Carpathians. *Geol. J.*, XXXV, 112–116.
- Bončev, E. 1987: Main ideas in the tectonic synthesis of the Balkans. I. The lithospheric plates and the collision space between them. *Geol. balcan.*, 17, 9–20.
- Burchart, J., Cambel, B. a Kráľ, J. 1987: Isochron reassessment of K-Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 38, 131–170.
- Cambel, B. 1954: Geologisch-petrographische Probleme im nördlichen Teile des Kristallinikum der Kleinen Karpaten. *Geol. Práce, Zoš.*, 36, 3–76.
- Cambel, B. a Čorná, O. 1974: Stratigrafia kristalického osnovanija massiva Malých Karpat v svetle palinologických isledovanij. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 25, 2, 241–257.
- Cambel, B., Shcherbak, N. P., Kamenický, L., Bartnickii, E. N. and Veselský, J. 1977: Nekotoryje svedenija a po geokhronologii krystalinikuma Zapadnyh Karpat na osnove dannyh U-Th-Pb metoda. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, 243–259.
- Cambel, B., Bagdasarjan, G. P., Veselský, J. a Gukasyan, R. Ch. 1980: To problems of interpretation of nuclear-geochronological data on the age crystalline rocks of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 31, 1–2, 27–48.
- Cambel, B. a Planderová, E. 1985: Biostratigraphic evaluation of metasediments in the Malé Karpaty Mts. region. *Geol. Zbor. Geol. carph.*, 27, 117–132.
- Codarcea-Dessila, M. a Iliescu, V. 1969: Nouvelles donnees microfloristiques sur l'age du complexe calcaise de la Série de Sibisel. *Stud. cerc. Geol. Geof. Geogr., Seria Geologie*, 14, 1, 279–282.
- Daurer, A. a Schönlaub, H. P. 1978: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. *Mitt. Österr. geol. Gessell.*, 69, 77–88.
- Dianiška, I. a Grecula, P. 1979: An amphibolite-gneiss complex as part of ophiolite suite in the Rakovec nappe of the Spišsko-gemerské rudohorie, Mts. – Eastern Slovakia. *Mineralia slov.*, 11, 405–425.
- Dimitrescu, R., Bordea, I. a Bordean, S. 1974: Geological Map of Romania, 1 : 50 000, sheet 57e, Cimpeni. *Bucarest, Inst. Geol. geof.*
- Dimitriadis, S. 1980: A possible paleomargin evolution of the southernmost part of Serbo-Macedonian Massif. *Abstr. Proc. 26th Int. Geol. Con.*, 1, 335 p.
- Dimitriadis, S. 1988: Southern part of the Serbo-Macedonian massif. In: Zoubek (ed.): *Precambrian in younger fold belts*. 806–813.
- Dimitrijevič, M. 1967: Some problems of the crystalline schists in the Serbo-Macedonian Massif. *Proc. VIII Congr. Carp. Balk. Geol. Assoc.*, 2.
- Dimitrov, A. 1929: Die Diabasegesteine im Iskardurchbruch zwischen dem Eisenbahnhaltenstellen Bow und Lakatnik. *Ann. Univ. Sofia, Phys.-math. fac.*, 25, 175–237.
- Dimitrova, E. 1974: Petrology of the crystalline basement of the Osogovo Mts. *Bull. geol. Inst.*, 13, 99–110.
- Dželepov, T. 1983: Lithostratigraphic peculiarities of the Diabase – phyllitoid Complex from Iskar – gorge region. *Ann. Univ. M. G. I.*, 20, 181–189.
- Ebner, F., Neubauer, F. a Stattegger, K. 1987: The Caledonian event in the Eastern Alps: A review. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov.-Monografia*. Alfa Bratislava, 169–182.

- Faryad, S. W. a Dianiška, I. 1989: Garnets from granitoids of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 715–734.
- Frisch, W., Neubauer, F. a Satir, M. 1984: Concept of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. *Geol. Rdsch.*, 73, 47–68.
- Frisch, W. 1985: Fossil oceans, island arcs and active continental margins in North Africa – Arabia and Central Europa. *Terra cognita*, 5, 61.
- Giusca, D., Savu, H. a Borcos, M. 1968: La stratigraphie des schistes cristallins des Monts Apuseni. *Rev. Roum. Géol.*, 12, 2, 143–159.
- Grecula, P. 1973: The homeland of the Gemic unit and its metallogenesis. *Mineralia slov.*, 5, 221–245.
- Grecula, P. 1982: Gemicum – segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Alfa Bratislava*, 263 p.
- Grecula, P. 1984: Lithostratigraphy of the Lower Paleozoic of the Eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Newsletter*, 6, IGCP No 5, 125–164.
- Grecula, P. a Hovorka, D. 1987: Early Paleozoic volcanism of the Western Carpathians. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov. – Monografia*, Alfa Bratislava, 251–270.
- Haberfelner, E. E. a Bončev, E. 1934: Der erste Nachweis von Ordovicium in Bulgarien: Didymograptus Schiefer mit Trilobiten im Zerie-Massiv. *Geol. Balk.*, 1, 28–33.
- Haydutow, I. 1979: Magmatic and anatexic events in the Stará Planina Paleozoic eugeosyncline (in bulg.). *Geotect., Tectonophys., Geodyn.*, 8–9, 39–54.
- Haydutow, I. 1983: Structure of the greenschist metamorphites from the Berkovica, Stara Planina Mountain. *Geotect., Tectonophys., Geodyn.*, 16, 3–18.
- Haydutow, I., Daieva, L. a Nedjalkova, S. 1985: Data on the composition and the structure of Stara Planina Ophiolite Association in Ciprovci Area. *Geotect., Tectonophys., Geodyn.*, 18, 3–27.
- Haydutow, I. 1987: Ophiolites and island arc igneous rocks in the Caledonian basement of South Carpathian-Balkan region. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (ed.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. *Mineralia slov. – Monografia*, Alfa Bratislava, 279–292.
- Heinisch, H. 1988: Indications for the existence of a passive continental margin within the Early Paleozoic of Northern Greywacke Zone – Eastern Alps. *Abstracts, IGCP No 276, Chania – Crete*, 16–17.
- Hovorka, D., Mihalov, J. a Ondrejko, K. 1979: Amphibolite facies metamorphites in the Rudňany area – Spišsko-gemerské rudohorie Mts. *Mineralia slov.*, 11, 481–504.
- Hovorka, D., Fejdi, P., Dávidová, Š., Gregorová, Z., Határ, J., Kátlovský, V., Pramuka, S. a Spišiak, J. 1987: Nappe with the amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians – its position, origin and interpretation. *Mineralia slov.*, 16, 73–88.
- Christodoulou, K. 1980: The geochemistry of posiform chromite deposits from two ophiolite complexes, Chalkidiki peninsula. *Thesis Univ. of Durham*.
- Ianović, V., Borcos, M., Bleahu, M., Patrușiu, D., Lupu, M., Dimițescu, R. a Savu, H. 1976: La géologie des Monts Apuseni. *Acad. R. S. R.*, 631s.
- Îliescu, V. a Mureșan, M. 1972: Sur la presence du Cambrien inférieure dans les Carpates Orientales – série épimétamorphique du Tulghes. *D. S. Inst. Geol., Geofyz. LVIII*, 4, 23–28.
- Ivanička, J., Snopko, L. a Snopková, P. 1989: Biostratigrafické výsledky z východnej časti gelnickej skupiny. *Geol. práce, Spr.*, 89, 119–136.
- Ivanička, J., Snopko, L., Snopková, P. a Vozárová, A. 1989: Gelnica Group - lower unit of Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (West Carpathians) Early Palaeozoic. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 40, 483–501.
- Ivanov, J. 1972: Structure du terrain paleozoïque entre les gares Bovet a Lakalnik. *Ann. Sof. Univ. Fac. Géol.-géogr.*, 64, 83–96.
- Ivanov, Ž. 1983: Particularité du bassement calédono-hercynien. Guide de l'excursion reun. extraord. *Soc. Geol. France*, 28–32.
- Ivanov, J., Kolcheva, K., Cholakov, P. a Kirov, K. 1976: On the geology of the Low Paleozoic from the Bilo Mts. *Rev. Bulg. geol. Soc.*, 37, 283–295.
- Iantsky, B., Balárs, E. a Cserepes-Meszéna, B. 1988: Precambrian in the basement of the Pannonian Basin. In: Zoubek (ed.): *Precambrian in Younger Fold Belts*. J. Wiley, Chichester, 687–711.
- Jantsky, B. 1976: Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im Pannonischen Becken. *Nova Acta Leopold.*, 45/224, 185–197.
- Kaleníč, M. 1966: First find of Lower Cambrian in East Serbia. *Spis. Bulg. geol. druž.*, 27, 2, 219–220.
- Kalvacheva, R. 1978: Acritarch stratigraphy of Lower Paleozoic formations in the West Balkan Mountains, Bulgaria. *Palynologia, Num. extraord. 1*, 303–311.
- Kalvacheva, R. 1979: Palynological evidence for the age of the Lower Paleozoic rocks in the Vakarel hill, Bulgaria. *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 32, 10, 1397–1400.
- Kalvacheva, R. a Prokop, R. J. 1988: Fossil evidence (Devonian crinoids) for the age of metamorphic rocks in Šipka Balkan mountains, Bulgaria. *C. R. Acad. bulg. Sci.*, 41, 91–94.
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathian crystalline complex. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 19, 1, 7–20.
- Kamenický, L. 1973: Relation of the crystalline of the central West Carpathians to the adjacent areas. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 24, 275–281.
- Kamenický, L. a Kamenický, J. 1983: Precambrian of the Carpathians. *Mineralia slov.*, 15, 289–302.
- Kamenický, L. a Macek, J. 1984: Ein Profil durch die lithostratigraphischen Schichtenfolgen des Kristallinikums des Gebirges Malá Fatra. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 35, 157–160.
- Kamenický, L. a Kamenický, J. 1988: Precambrian of the West Carpathians. In: Zoubek (ed.): *Precambrian in younger fold belts*. J. Wiley, 675–685.
- Kantor, J., Bajaník, Š. a Hurný, J. 1981: Radiometric dating of metamorphites of the amphibolite facies from the Rudňany deposits. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 335–344.
- Klinec, A. 1966: Zum Bau und Entstehung des Vepor-Kristallin. *Zbor. geol. vied, ZK*, 6, 7–28.
- Kockel, F. a Walther, H. W. 1968: Zur geologischen Entwicklung des Südlichen Serbo-Mazedonischen Massivs (Nord-Griechenland). *Izvestia na Geol. Institut, ser. Geotect., Stratigr. and Lithol.*, 17, 133–142.
- Kockel, F., Mollat, H. a Walther, H. W. 1977: Erläuterungen zur Geologischen Karte Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1 : 100 000 Nordgriechenland. *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover*, 119 s.
- Kokkinakis, A. 1978: Das Intrusivgebiet des Symvolon – Gebirges und von Kavalla in Ostmakedonien, Griechenland. *Unpubl. Dr. Thesis, München*.
- Kräutner, H. G. 1980b: Lithostratigraphic correlation of Precambrian in the Romanian Carpathians. *An. Inst. Geol. Geofiz.*, 57, 229–296.
- Kräutner, H. G. 1987: The metamorphic Paleozoic of the Romanian Carpathians. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean Mountain belts*. *Mineralia slov. – Monografia*, Alfa Bratislava, 329–350.
- Kräutner, H. G., Sassi, F. P., Zirpoli, G. a Zulian, T. 1975: The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). *Neu. Jb. Miner. Abh.*, 124, 3, 278–296.
- Kräutner, H. G., Kräutner, F., Tanasescu, A. a Neascu, V. 1976: Interpretation des ages radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple – les Carpathes Orientales. *An. Inst. Geol. Geof.*, 50, 167–229.
- Krist, E. 1976: Occurrences of metamorphic tuffs and tuffites in the veporide crystalline complex of the central West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, 141–147.
- Kovács, S. 1989: Devonian olistostrome with limestone olistoliths and volcanic matrix from Strázsa Hill, Uppony Mts., northeastern Hungary. *New. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 109–127.
- Kozhoukharov, D. 1978: Principles of the stratigraphic division of the Precambrian. The Precambrian in Bulgaria. *Materials of IGCP Project 22. Brno*, 6–15.
- Kozhoukharov, D. 1988: Precambrian in the Balkan Area. In: Zoubek, V. (ed.): *Precambrian in younger fold belts*. J. Wiley, Chichester, 720–722.

- Kozur, H. 1984: Fossilien aus dem Silur von Ungarn (Vorläufige Mitteilung). *Proc. Geoinstitute Beograd*, 17, 164–180.
- Lelkes-Felvári, G. 1978: Petrographische Untersuchung einiger präpermisschen Bildungen der Balaton – Linie. *Geol. Hung. ser. Geol.*, 18, 193–211.
- Lelkes-Felvári, G. a Sassi, F. P. 1981: Outlines of the pre-Alpine metamorphism in Hungary. In: Karamata, S. and Sassi, F. P. (eds.): IGCP Project 5. Newsletter, 3, 89–99.
- Lipman, P. a Bojanov, I. 1976: Lower Cretaceous radiolarians in East Rhodopes, Bulgaria. *Paleont., Stratigr., Lithol.*, 4, 37–46.
- Mahel, M. 1974: Tectonics of the Carpathian Balkan regions. *GUDS Bratislava*, 453 p.
- Mahel, M. 1975: Predalpínske vrásnenie v Karpatoch, na Balkáne a v Dinárskom pohorí. *Geol. Práce, Spr.*, 64, 57–80.
- Mahel, M. 1986: Geological pattern of Czechoslovak Carpathians. *Veda Bratislava*, 503 p.
- Maška, M. a Zoubek, V. 1960: The principal divisions of the West Carpathians and their pre-Neoidic basement. The pre-Neoidic Slovak block. In: Maška, M., Matějka, A. and Zoubek, V. (eds.): *Tectonic Development of Czechoslovakia. Ústř. Úst. Geol., Praha*, 139–176.
- Matějka, A. a Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisinantes. *Knihovna Stát, geol. Úst. ČSR*, 13A, 19–163.
- Mayer, W. 1979: The pre-Alpine metamorphosed formations from the Supraepietic unit of the Banat (Romania). *Rev. roum. Géol. Géophys. Geogr., Ser. Géol.*, 23/2, 137–147.
- Meyer, W. a Pilger, A. 1963: Zur Geologie des Gebietes zwischen Strymon und Nestos (Rhodopen Massiv) in Griechisch Mazedonien. *Neu. Jb. Geol. Pal. Abh.*, 118, 272–280.
- Mostler, H. 1984: Magmatisch kontrollierte Vererzungen im Ordovizium der Grauwackenzone. *Geol. Jb.*
- Neubauer, W. H. 1957: Die Südgrenze der Rhodopen. Ein Beitrag zur stratigraphischen Auflösung des Kristallins auf des Halbinsel Chalkidiki. *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Math. Naturh. Kl.*, 166, 1–18.
- Neubauer, F. 1985: Eine präoberordovizische Transgression in der Grauwackenzone (Ostalpen) und ihre Bedeutung für paläozoische Geodynamik und alpidischen Deckenbau. *Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., Mh.*, 46–64.
- Neubauer, F. 1988: Bau und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld-Mugel und des Gleinalm – Kristallins (Ostalpen). *Abh. geol. Bundesanstalt*, 42, 1–137.
- Neubauer, F. 1989: The leptinite-amphibolite complexes – a key for correlation of Mid-European Variscides? In: *Tectonostratigraphic expression of terrane accretion in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens. Abstracts, IGCP No 233. Athens, Georgia*, 79–82.
- Oravecz, J. 1964: Silurabildungen in Ungarn und ihre regionale Beziehungen. *Földt. Közl.*, 94, 3–9.
- Pálffy, M. a Rozložník, P. 1939: Geologie des Bihar – und Beler Gebirges. *Kristallin und Paläozoikum*.
- Papanikolaou, D. J. 1988: The Southern parts of the Rhodope massif. In: Zoubek, V. (ed.): *Precambrian in younger fold belts*. J. Wiley, 765–771.
- Papanikolaou, D. a Panagopoulos, A. 1981: On the structural style of Southern Rhodope. *Geol. Balc.*, 11, 3, 13–22.
- Pavlović, P. 1959: Fossil find in the metamorphic terrain in the area of Bosilegrad. *Bull. Serbian Geol. Soc.*
- Planderová, E. 1982: Review of biostratigraphical research on epizonally metamorphosed sediments in the West Carpathians. In: Sassi, F. P., IGCP, 5, Newsletter, 4, Univ. Padova, 63–66.
- Planderová, E. a Miko, O. 1977: New information on the age of the Crystalline of the Veporides obtained on the basis of pollen analysis. *Mineralia slov.*, 9, 275–292.
- Putiš, M. 1983: Outline of geological-structural development of the Považský Inovec Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 34, 457–482.
- Rudakov, S. 1987: Classification of pre-Mesozoic zones of the Carpathian Balkan region according to the type of evolution during the Late Proterozoic and Paleozoic. In: Flügel, H., Sassi, F. P. a Grecula, P. (eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine Mediterranean mountain belts. Mineralia slov. – Monografia*, 1987, Alfa Bratislava, 415–426.
- Sandulescu, M., Kräutner, H. G., Balintoni, I., Russo-Sandulescu, D. a Micu, M. 1981: The Structure of the East Carpathians. *Guidebook Series No. 21. Inst. Geol. Geof., Bucuresti*, 92 s.
- Sassi, F., Zanferrari, G. a Zirpoli, G. 1987: The Caledonian event in the Eastern Alps: a review. In: Flügel, Sassi a Grecula (eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. Mineralia slov.-Monografia*, Alfa, 431–434.
- Sassi, F. P. 1988: Panafrican magmatic and metamorphic records along the Alpine-Mediterranean belt. *Abstracts, IGCP No 276, Chania, Crete*, 30.
- Sergeeva, L. A. 1974: The use of palynological date in the stratigraphical division of metamorphic rocks in the Paleozoic core of the Eastern Carpathians. *Proc. Xth Congr. Carp. Balc. Geol. Assoc., Sect. I*, 199–204.
- Schlaegel-Blaut, P. a Heinisch, H. 1989: The Devonian intraplate volcanism of the Northern Graywache Zone, Eastern Alps. In: *Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. Abstract book, IGCP No 276, Lausanne*.
- Schmidt, K. a Söllner, F. 1982: Proposal for the geodynamic interpretation of the „Caledonian event“ in central and southern Europe with special reference to the Eastern Alps. In: Sassi, F. P. a Varga, I. (eds.): *IGCP No 5, Newsletter*, 4, 82–93.
- Snopko, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 7, 103–152.
- Snopková, P. a Snopko, L. 1979: Biostratigraphy of the Gelnica Group in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. based on palynological data. *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 5, 57–102.
- Spasov, Ch. 1960: Stratigraphie des Ordoviziums und Silurs im Kern der Svoge-Antiklinale. *Trav. geol. Bulg., ser. stratigr. tect.*, 1, 161–202.
- Spasov, Ch. 1960: Paläozoische Conodontenfauna aus Südwestbulgarien und Ostserbien. *Trav. geol. Bulg., ser. paleont.*, 2, 63–75.
- Stan, N. 1984: Polimetamorphisme des formations cristallophylliennes situées a est du granitoide de Cherbelezu (Monts Almăj). *D. S. Inst. Geol. Geof., LXVIII*, 1, 293–300.
- Szederkényi, T. 1977: Geological evolution of South Transdanubian (Hungary) in Paleozoic time. *Acta Miner. Petrol. Szeged*, 13/1, 3–14.
- Ščerbák, N. P. et al. 1979: Rezultaty izotopno-geochemicheskikh i mineralogicheskikh issledovaniy kristalicheskikh porod karpatskogo regiona vypolnennykh v IGFM AN USSR. In: *Symposium Petrogenesis and geochemie of geological events. Bratislava*, 51–56.
- Tenchov, Y. a Janev, S. 1979: Variscan movements and molasse in Bulgarian. *Veröff. Zentralinst. Phys. Erde*, 58, 177–196.
- Thounev, D. a Kozhukharov, D. 1988: Undated paleozoic formations. In: *Stratigraphy of Bulgaria, Sofia*.
- Tikhomirova, L. B., Boyanov, I. a Zagorčev, I. 1988: Early Jurassic Radiolarians from the Eastern Rhodopes: a revision of the age of Dolno Lukovo Formation. *Geologica Balc.*, 18, p. 58.
- Timofeev, B. V. 1973: Microfossils of the Ukrainian Precambrian. *Nauka, Leningrad*.
- Timofeev, B. 1982: Microphytofossils of the Early Precambrian. *Leningrad, Nauka*, 128 s.
- Tollman, A. 1977: Geologie von Österreich. Band I. Die Zentralalpen. *Wien*, 766 s.
- Vergilov, V., Kozhoukharov, D., Bojanov, I., Mavrudchev, B. a Kozhukharova, E. 1963: Notes on the pre-Paleozoic metamorphic complexes in the Rhodope Massif. *Bull. Geol. Inst. Sofia*, 12.
- Vijdea, E. a Anastase, S. 1975: Age determinations with the common lead method of some ore deposits related to the crystalline massifs of the East Carpathians. *Proceed. Xth Congr., Carp. Balc. Geol. Assoc. IV (Min., Geochem. Metallog.)*, 253–260.
- Zagorčev, I. 1974: On some structural features of the Precambrian unconformities in Bulgaria. In: Zoubek, V. (ed.): *Precambrian des Zones Mobiles de Europe, Conference Liblice*, 1972. Praha, 253–261.