



**SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES**

g e o l o g i e

g e o l o g y

44

Publikace Ústředního ústavu geologického,
nositele Řádu republiky a Řádu práce

Vědecký redaktor:

RNDr. Zdeněk Kukač, CSc.

Diskuse o pracích
se konala na poradním sboru vědeckého redaktora
dne 13. ledna 1987

© Ústřední ústav geologický, 1989.

SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

44



VYDAL ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ
V AKADEMII, NAKLADATELSTVÍ ČESKOSLOVENSKÉ AKADEMIE VĚD,
PRAHA 1989

OBSAH

Fediuk F. - Fediuková E.: Ultramafické nodule severomoravských bazaltoidů. — Ultramafic nodules in basalts from northern Moravia, Czechoslovakia	9
Opletal M. - Vrána S.: Xenolity charnockitových hornin ve vulkanitech Českého středohoří. — Charnockite xenoliths in the Tertiary volcanites of the České středohoří Mts., northern Bohemia	51
Havlíček V.: Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician. — Klimatické změny a rozvoj bentických společenstev během ordoviku v mediteránní provincii	79
Štorch P. - Mergl M.: Králodvor/Kosov boundary and the late Ordovician environmental changes in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). — Hranice králodvor/kosov a změny prostředí ve svrchním ordoviku v pražské pánvi	117
Kopecký A.: Neotektonika severočeské hnědouhelné pánve a Krušných hor. — Neotectonics of the North Bohemian Brown Coal Basin and Krušné hory Mountains	155

Sbor. geol. věd	Geologie 44	Str. 9—49	7 obr.	15 tab.	4 příl.	Praha 1989 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	--------------	-----------	------------	------------	------------------------------

Ultramafické nodule severomoravských bazaltoidů

Ultramafic nodules in basalts from northern Moravia, Czechoslovakia

Ferry Fediuk¹ - Eva Fediuková²

Předloženo 12. února 1986

Fediuk F. - Fediuková E. (1989): Ultramafické nodule severomoravských bazaltoidů. — Sbor. geol. Věd, Geol., 44, 4—49. Praha.

V ý t a h: Ultramafické nodule jsou známy z alkalických bazaltoidů severočeské a jihoslovenské oblasti. V obdobných vulkanitech severní Moravy unikaly dosud v podstatě pozornosti. I když jejich množství a velikost výrazně zůstává za nejznámějšími výskyty v Čechách, lze je najít ve většině zdejších bazaltů, jejichž výskyty jsou rozsety na území o rozloze kolem 500 km². Zcela převládajícím petrografickým typem nodulí jsou čtyřfázové lherzolity asociace ol + opx + cpx + sp. Kromě toho se vyskytují i ortopyroxenové xenolity a jejich shluky. Složení olivínu odpovídá forsteritu na hranici s chryzolitem, klinopyroxen je diopsid až endiopsid s průměrným obsahem Cr₂O₃ 1,5 %. Ortopyroxen byl stanoven jako enstatit-bronzit, ze spinelidů převládá obecný spinel s chromem. Složení jednotlivých fází nodulí vykazuje maximální rozptýlení chemismu v klinopyroxenech, zatímco variabilita složení olivínů, ortopyroxenů a spinelidů je malá. Poměr kvantitativního zastoupení minerálů v nodulích značně kolísá, stejně tak jako zrnitost. Výpočty termobarometrických podmínek ekvibrace nodulí dávají hodnoty kolem 1100 °C a 2,5 GPa.

¹ Přírodovědecká fakulta UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2

² Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

Mezi typickými suprakrustálními horninami se v úrovni současného zemského povrchu objevují některé horniny, pro něž je na základě nejrůznějších kritérií, nejčastěji geochemických, uváděn plášťový původ. Patří k nim některé peridotity, eklogity, kimberlity atd. Často se však vedou spory o tom, do jaké míry jde o nepřeměněné (primární) „vzorky“ svrchního pláště, nebo pouze o jeho více či méně modifikované deriváty. Většina badatelů v oboru hlubinné geologie se však shoduje na jednom horninovém typu, který reprezentuje svrchní plášť nebo jeho součást v té

podobě, v níž se původně před transportem na zemský povrch či do jeho blízkosti nacházel. Touto horninou je čtyřfázový lherzolit, odrůda dvojpyroxenového peridotitu se spinelem, která se vyskytuje jako uzavřeniny ve vulkanitech, převážně v čedičových horninách alkalické řady.

Nodule spinelových dvojpyroxenových peridotitů ve vulkanitech mají celosvětové rozšíření. Vyskytují se jak v kontinentálních, tak oceánských oblastech. Přehled jejich distribuce uvádějí např. Forbes - Kuno (1967). Z početných evropských lokalit jsou známy zejména výskyty ve Španělsku, Francii, NSR, NDR, Rakousku, Polsku a Maďarsku.

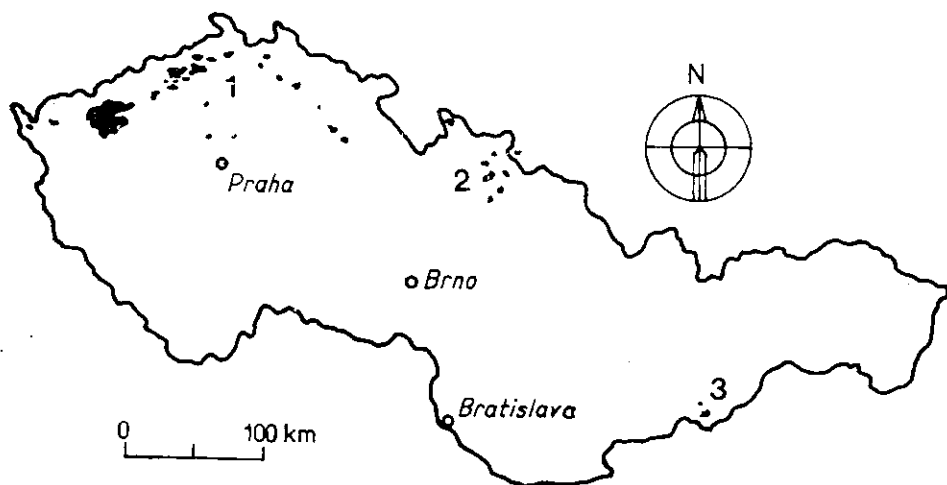
Názory na vznik lherzolitových nodulí jsou souborně shrnuty v přehledu, který zpracoval Wyllie (1967). Od roku uveřejnění tohoto přehledu byly jeho údaje doplněny velkým počtem dalších výskytů, takže dnes je možno prohlásit, že na světě není jediná význačnější oblast výskytu alkalických čedičů, kde by se zároveň nevyskytovaly i lherzolitové nodule. Jsou známy ze všech kontinentů (včetně Antarktidy) a ze všech oceánských oblastí. V době, kdy Wyllie uveřejnil svůj přehled, se vedly diskuse o tom, zda nodule jsou komagmatického nebo xenolitického původu. Hlavní zástupce obou táborů uvádějí např. Hovorka - Fejdi (1980). Podle současných představ dochází v plášti k frakcionačnímu nahromadění magmatických „šťáv“ o složení, odpovídajícím bazaltickému magmatu alkalické řady. Do nich jsou při jejich pohybu vzhůru strhávány útržky v podstatě neochuzeného pláště, majícího charakter spineleového lherzolitu. Stabilita spinelidu a nepřítomnost granátu je pak rozhodujícím indikátorem termodynamického režimu původu těchto lherzolitů a tedy i hloubky, z níž pocházejí.

Lherzolitové nodule v Československu

Uzavřeniny peridotitů se v ČSSR vyskytují pouze ve dvou petrografických typech: v granulitech a horninách je doprovázejících, a v neoidních čedičových horninách. Uzavřeniny prvního z obou uvedených typů jsou známy zejména z klefského granulitového masívu (Feduková 1965, Rost 1966) a ze západomoravského moldanubika z okolí Borů (Mísař - Jelínek 1981). Mísař a Jelínek ve své studii předpokládají, že se tyto uzavřeniny dostaly do své dnešní pozice vulkanickým pochodem, že byly strženy ze svrchního pláště vystupujícím rhyolitovým magmatem, z něhož po utužení a metamorfóze vznikly dnešní granulity. Tento předpoklad, jakkoliv vypadá na první pohled logicky, je jen hypotetický. Naproti tomu v případě peridotitových uzavřenin druhé kategorie, tj. těch, jejichž uzavírající horninou jsou mladé alkalické čediče, je předpoklad jejich přímého vulkanického transportu ze svrchního pláště na

zemský povrch plně zdůvodněný. Pozornost autorů je věnována pouze této kategorii uzavřenin.

Terciární až kvartérní čedičové horniny se na československém území vyskytují ve třech oblastech (obr. 1). Nejvýznamnější z nich je severočeská oblast, zahrnující Chebsko, Doupovské hory a České středohoří



1. Schematická mapka ČSSR s vyznačením bazaltoidů, obsahujících lherzolitové nodule
1 — severočeská oblast, 2 — severomoravská oblast, 3 — jihoslovenská oblast

s přilehlými částmi Krušných hor, a dále výskyty od Frýdlantska po Semilsko a od Mladé Boleslavi až po Pardubicko. Druhou, kvantitativně podstatně podružnější oblastí, jež je předmětem této práce, je území Nízkého Jeseníku, Ostravsko, Opavsko a Javornicko. Třetí oblast leží ve vnitřku karpatského oblouku hlavně v okolí Lučence. Bazaltoidy všech tří uvedených oblastí obsahují lherzolitové nodule (Fediuk 1981). V čedičích severočeské oblasti jsou tyto nodule známy velmi dlouho (Farský 1876) a i v novější době jim byla věnována pozornost (Fediuk 1968, 1973, Schovánek 1971, Kopecký 1975, Vokurka - Povondra 1983 aj.). Součástí této oblasti jsou i světově proslulé lokality u Podmoklic a Smrčí v lávových proudech kozákovské sopky, odkud jsou známy v množství odhadnutém na 11 miliónů tun lherzolitové hmoty (Fediuk 1981), o velikosti nodulí v ČSSR odjinud neznámé (o délce až 70 cm) a nezdělané i v drahokamové, ekonomicky využitelné kvalitě. Největší vybrošený olivín (chryzolit) z Podmoklic u Semil, uložený ve sbírkách Národního muzea v Praze, má velikost 15,67 karátů. Jsou tu i další, lherzolitovými nodulemi mimořádně bohaté lokality, jako jsou Provodínské kameny či vrch Plesý u Brtníků v rumburském výběžku.

V obou zbývajících oblastech byla sice přítomnost lherzolitových nodulí v bazaltických horninách v povědomí geologů známa, byla však zastíněna daleko výraznějšími lokalitami oblasti první. Teprve v poslední době (Hovorka 1978; Hovorka - Fejdi 1980) byla věnována pozornost lherzolitovým nodulím jihoslovenské oblasti. Obdobným nodulím v severomoravských bazaltoidech se prvního zpracování dostává teprve předkládanou studií.

Charakteristika severomoravských bazaltoidů

Neoidní bazaltoidy severní Moravy a Slezska vystupují od linie Ostrava—Fulnek severozápadním směrem až za Javorník v nesouvislém pásu o celkové délce přibližně 100 km a maximální šířce 50 km. Jejich celkový počet je kolem třiceti. Značnou část z tohoto počtu však představují drobné žíly nebo pně, z nichž řada byla zjištěna geofyzikálně (Gruntorád - Lhotská 1973). Větší tělesa tvoří asi polovinu uvedených výskytnů. Největším z nich je Velký Roudný a z něj vybíhající lávové proudy, který svou rozlohou převyšuje všechny ostatní výskyty.

Vznik vulkanitů spadá do období od raného oligocénu a spodního miocénu až po začátek kvartéru. Výskyty jsou vázány na tři tektonicky predisponované zóny směru SZ—JV, jak již psal Pacák (1928) v souladu s Wilschowitzem a zčásti Jahnem. Maximum vulkanické činnosti je soustředěno na křížení těchto pásem (zón) s antiklinálním pruhem šternbersko-hornobenešovským, který má směr JJZ—SSV. Jihozápadní vulkanická zóna se vyznačuje jednak nejnižším stářím vulkanické aktivity a zároveň i její největší intenzitou.

Jako autory, kteří mají největší zásluhu o poznání severomoravských vulkanitů, je nutno označit Pacáka (1928) a Bartha (1966a,b, 1970a,b, 1971, 1974, 1976, 1977), dále Bartha a Zapletala (1970, 1978) a Bartha a Kočandrla (1979). V jejich pracích a dále též u Frejkové (1952), Burkarta (1953), Mísaře (1956) a Eliáše (1962) lze najít citace další literatury, která se uvedené problematiky týká. Petrografií a petrochemií těchto hornin se naposledy zabýval Šrbený (in Macoun et al. 1979).

Bazaltoidy této oblasti patří alkalické řadě, u většiny z nich se foidy objevují nejenom při normativním přepočtu chemické analýzy, ale i v reálném minerálním složení horniny. Na prvním místě je to nefelín, v některých případech i minerály sodalitové skupiny a leucit. Místy se vyskytuje i melilit, častý je analcim. Vysoká alkalinita hornin se projevuje i povahou pyroxenu, který někdy alespoň v okrajových zónách minerálu odpovídá egirin-augitu.

V souladu s minerálním složením je i složení chemické, jak plyne z průměru 20 analýz v tab. 1 [16 publikovaných a 4 archívní: Barth 1970b, Barth 1971, Barth 1974, Barth - Zapletal 1970, Kozłowska - Koch 1976]. Tímto průměrným složením se severomoravské bazaltoidy blíží průměrnému světovému sodnému bazanitu (Le Maitre 1984).

Tabulka 1

Průměrné chemické složení severomoravských bazaltoidů

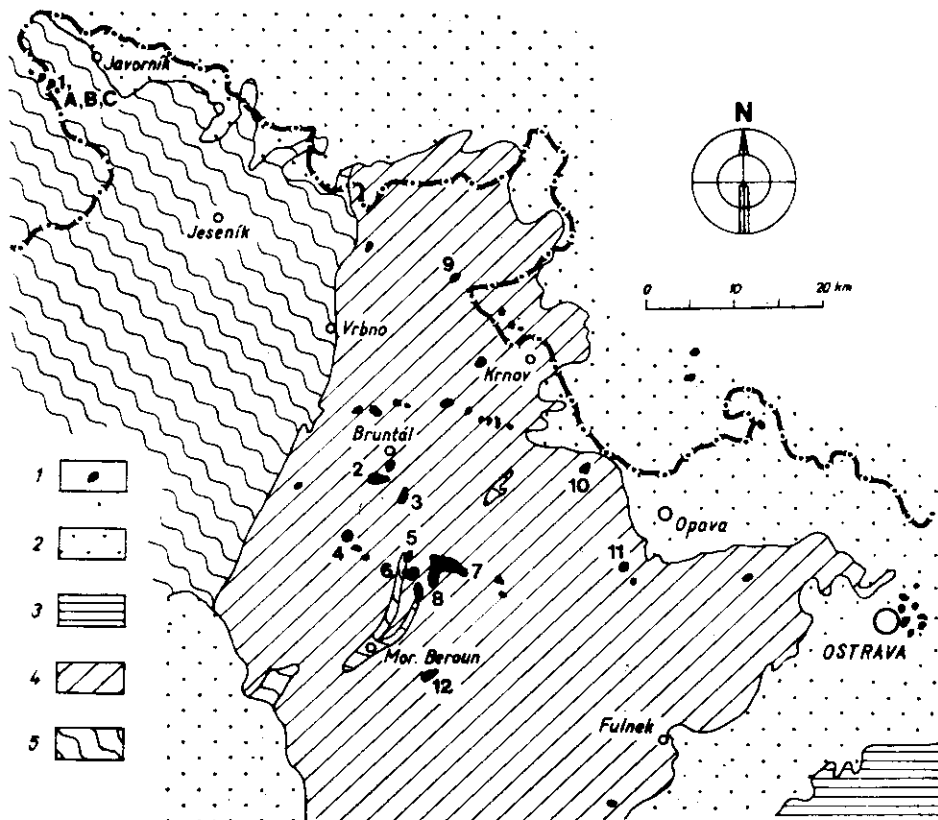
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>		<i>d</i>
SiO ₂	44,33	1,93	44,39	or	8,23
TiO ₂	2,23	0,69	2,23	ab	9,89
Al ₂ O ₃	12,81	0,81	12,83	an	14,66
Fe ₂ O ₃	5,13	2,68	3,74	ne	11,21
FeO	7,35	2,97	8,62	di	26,52
MnO	0,21	0,04	0,21	ol	17,65
MgO	11,15	1,66	11,17	mt	5,42
CaO	10,85	0,87	10,87	il	4,24
Na ₂ O	3,61	0,46	3,62	ap	2,18
K ₂ O	1,39	0,38	1,39		
P ₂ O ₅	0,94	0,26	0,94		

a — průměr šestnácti publikovaných a čtyř archívních chemických analýz [citace viz v textu], přepočteno na 100 % bez těkavých složek; *b* — směrodatná odchylka σ ; *c* — přepočet hodnot sloupce *a* adjustací stupně oxidace železa postupem podle T. N. Irvina a R. A. Baragara (1971); *d* — norma C.I.P.W. vypočtená z hodnot sloupce *c*

Výskyty ultramafických nodulí v severomoravských bazaltoidech

Olivinových nodulí v čedičových horninách Moravy a Slezska si povšimli již autoři v minulém století. V r. 1878 se o nich zmiňuje Trippe, který je mj. uvádí i z lokality Łądek v polské části Rychlebských hor v těsné blízkosti našich státních hranic. Z našeho území je uvádí Klvaňa (1893) z lokality Zlatá Lípa - Červený vrch u Staré Líbavy. Pacák (1928) se zmiňuje o „olivinových hlízách“ jednak při popisu čediče z Chomýže, ležícího již mimo státní území ČSSR v Polsku, jednak v souvislosti s charakteristikou čedičové horniny z Albrechtic: velikost „olivinových hlíz“ zde dosahuje až 3 cm. Z lokality Břidličná píše Pacák o „prvovyloučeninách bronzitu s koronitovou strukturou“. V kompendiu Burkarta (1953) je zmínka o olivinových peckách z Břidličné nad Moravicí. Frejková (1953) v popise nefelinického bazanitu ze Zálesí

v Rychlebských horách u Javorníku uvádí, že „hnízda olivínu nejsou vzácná“. Krutá (1973) v seznamu slezských minerálů popisuje „světle zelené uzavřeniny olivínu v čediči až přes 2 cm velké“ z Meziny u Bruntálu. Ve všech uvedených pracích jde o pouhé zmínky bez bližší charakteristiky a rovněž i bez interpretace. Dokonce ani Barthovy práce (1966 až 1979), vyznačující se velkým množstvím postřehů a podrobnými pozorováními, informace o peridotitových nodulích neobsahují. Naprostou výjimkou v tomto směru, týkající se ovšem nodulí z polského území, i když v těsné blízkosti hranic s ČSSR z lokality Łądek, jsou dvě na sebe navazující studie Kozłowské - Koch (1976) a Białowolské



2. Schematická geologická mapa severní Moravy a Horního Slezska
 Lokality ultramafických nodulí, z nichž byly odebrány vzorky k výzkumu, jehož výsledky jsou předmětem předložené studie: 1 — Zálesí, 2 — Uhlířský vrch, 3 — Venušina sopka, 4 — Břidličná, 5 — Volárna, 6 — Malý Roudný, 7 — Velký Roudný, 8 — Křišťanovice, 9 — Albrechtice, 10 — Štěplovec, 11 — Kamenná hůrka, 12 — Červený vrch [Zlatá Lípa]
 1 — bazaltoidy, 2 — kvartérní sedimenty, 3 — terciér a mezozoikum karpatské soustavy, 4 — karbon, 5 — krystalinikum včetně devonu

(1976). První z obou autorek charakterizuje ultramafické nodule na základě modálních analýz jako převládající lherzolity, méně časté harzburgity a podříděně zastoupené pyroxenity; uzavírající bazaltoid pak označuje jako ankaratrit. Druhá autorka věnuje pozornost makrochemismu i mikrochemismu jednotlivých fází ultramafických nodulí.

Přestože literární údaje o ultramafických nodulích v severomoravských bazaltoidech jsou kusé, neznámá to, že by šlo o jev pro tyto vulkanity bezvýznamný. Naopak je nutno zdůraznit, že přítomnost těchto nodulí je jedním z charakteristických rysů všech výskytů severomoravských bazaltoidů, i když jsou na různých lokalitách zastoupeny v různé míře a na některých vyžaduje jejich nalezení delšího a systematického hledání. Žádná ze zdejších lokalit se ovšem nemůže ani co do množství, ani co do velikosti nodulí měřit s klasickými nalezišti severočeské vulkanické oblasti, zejména s lomy u Podmoklic a Smrčí na Železnobrodsku.

Jednoznačně nejvýznamnější lokalitou je Zálesí u Javorníka v Rychlebských horách. Ve zdejším nefelinickém bazanitu až olivinickém nefeli-

Tabulka 2

Seznam studovaných vzorků lherzolitových nodulí severomoravských bazaltoidů

1A	Zálesí	sběr autorů
1B	Zálesí	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 424, leg. Procházka
1C	Zálesí	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 8359, leg. Kruťa
2	Uhlířský vrch	sběr autorů
3	Venušina sopka	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 13071, leg. Kruťa
4	Břidličná	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 14451, leg. Burkart
5	Volárna	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 1079, leg. Kučera
6	Malý Roudný	sběr autorů
7	Velký Roudný	sbírky Moravského muzea v Brně, č. A 1078, leg. Heinrich
8	Křišťanovice	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 358, leg. Kruťa
9	Albrechtice { Biskupice }	sběr autorů
10	Štěplovec { Kamenec }	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 6234, leg. Kruťa
11	Kamenná hůrka { Otice }	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 6091, leg. Kruťa
12	Červený vrch { Zlatá Lípa }	sbírky Moravského muzea v Brně, č. 21592, leg. Burkart

nitou, který popsala Frejková (1953) a který je uveden v soupise lomů ČSR č. 48 (Prokop 1952) pod chybným petrografickým určením jako živcový čedič, se vyskytují ultramafické nodule velikostí až 10 cm a v množství až 100 kusů na 1 m³. Olivíny a pyroxeny nodulí této lokality, jež je v předkládané studii vedena pod č. 1, byly prostudovány nejpodrobněji, protože materiálu bylo dostatečné množství. Kromě toho byly zkoumány nodule dalších jedenácti lokalit, čímž ovšem všechny severomoravské výskyty, kde se nodule objevují, nejsou vyčerpány. Mapa s vyznačením dvanácti zkoumaných výskytů je uvedena v obr. 2. Část materiálu byla získána vlastními sběry autorů, větší díl pochází ze sbírek Moravského muzea v Brně, kde nám ho zpřístupnil a v r. 1975 poskytl jeho tehdejší ředitel T. Krůta. Seznam vzorků je v tabulce 2.

Charakteristika nodulí

Naprostou většinu všech studovaných výskytů lze zařadit do kategorie čtyřfázových lherzolitů. Nejvýznamnějším minerálem v nich je olivín, který zaujímá 60—90 % obsahu pecek. V množství nejčastěji kolem 10—20 % bývá přítomen ortopyroxen, v množství 5—10 % klinopyroxen. Minerál skupiny spinelu je zastoupen podílem kolem 1—2 %.

V menší míře se vyskytují nodule, ve kterých klinopyroxen chybí, a které tedy mají povahu harzburgitu (Zálesí, Velký Roudný). Rovněž nehojně jsou přítomny pecky s více než devadesátiprocentním podílem olivínu, jež je nutno klasifikovat jako dunity (Venušina sopka, Zálesí).

Kromě nodulí uvedeného charakteru se vzácně objevují megakrysty ortopyroxenu (Albrechtice, Břidličná).

Zrnitost hornin, tvořících studované ultramafické nodule, je mírně proměnlivá. Ve smyslu Teuscherovy klasifikace jsou tyto horniny drobnozrnné, méně často středně zrnité. Olivín má v průměru velikost kolem 1,5 mm. Maximální zjištěný rozměr zrna, který je vzácností, činí 5 mm. Ortopyroxeny mají průměrnou velikost o poznání větší než olivíny, ale i v jejich případě je maximální velikost 5 mm naprostou výjimkou. Naproti tomu klinopyroxeny bývají převážně menší a velikost 2,5 mm představuje zatím zjištěné maximum. Nejmenší rozměry mají zrna minerálu spinelové skupiny, která jsou často mikroskopických rozměrů, nanejvýš se jejich velikost pohybuje v desetinách mm. Zrna spinelidu z nodule v bazaltoidu z Břidličné, dosahující rozměru až 1 mm, která uvádí Krůta (1973), představují maximum velikostí tohoto minerálu.

Barva hornin ultramafických nodulí je určována především barvou rozhodujícího minerálu, jímž je olivín, a je světle nažloutle zelená. Ortopyroxeny mají barvu temně hnědou až skoro černou a jejich přítomnost

v hornině vyvolává na pozadí relativně velmi světlého olivínu temně skvrnitý vzhled. Klinopyroxeny jsou zpravidla makroskopicky méně nápadné a vyznačují se proti olivínu výraznějším, trávově zeleným odstínem. Spinelidy pro drobnost svého zrna se na celkové barvě horniny nijak neprojevují a obvykle unikají při makroskopické prohlídce pozornosti.

Tvarově jsou ultramafické nodule charakterizovány elipsoidickým habitem o nejčastějším poměru os zhruba 3 : 2,5 : 1. V některých méně častých případech je tvar nodulí nepravidelný, místy až hranatý. Jen vzácně se objevují konkávní tvary a korózní zahloubeniny. Ve všech případech je omezení proti horninové hmotě uzavírajícího bazaltoidu ostré. Nodule mají většinou čerstvý vzhled. Pokud je čerstvost porušena, je to zjevně důsledkem supergenních vlivů, nikoliv endogenního původu.

Tabulka 3

Chemické složení čtyřfázového spinelového peridotitu z Uhlířského vrchu (A) ve srovnání s průměrným plášťovým peridotitem podle K. H. Wedepohla (1975) (B — původní hmotnostní podíly atomů v ppm přepočteny na hmotnostní % oxidů a na 100 %), s průměrným složením pláště pod kontinenty podle B. G. Lutce (1975) (C), s průměrem 384 spinelových lherzolitů, představujícím průměrné složení nej-svrchnějšího pláště, podle S. Maaløa a K. Aokiho (1977) (D), a s průměrem dvaceti analýz spinelových peridotitů, tvořících xenolity v alkalickém bazaltu Rocherdu Lion, podle J. C. Wilminota (1965) (E)

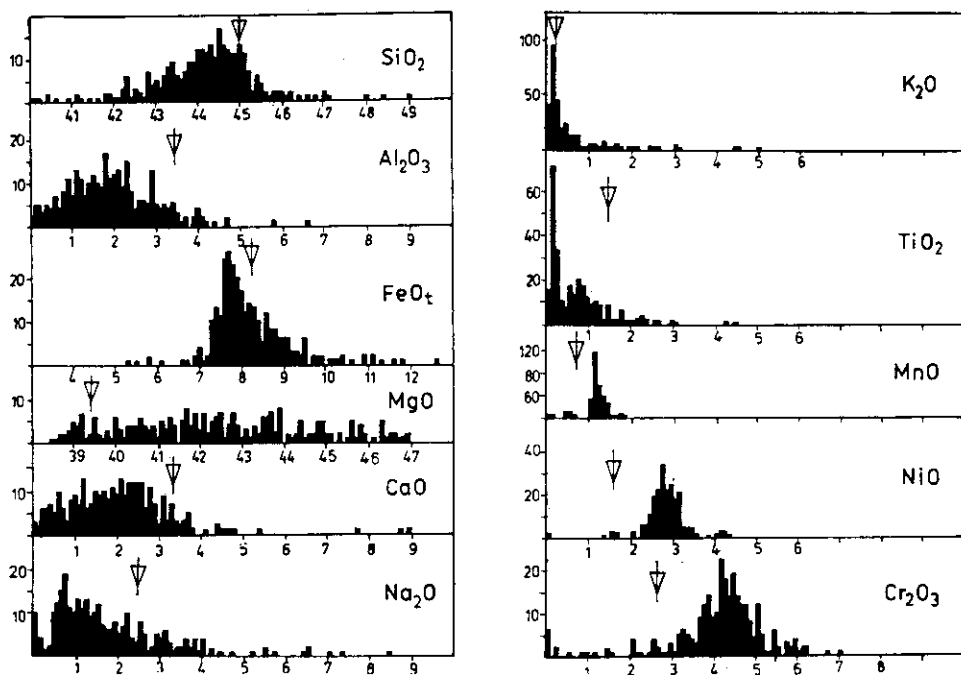
	A	B	C	D	E	A/B	A/C	A/D	A/E
SiO ₂	44,72	43,01	44,75	44,23	45,02	1,04	1,00	1,01	0,99
TiO ₂	0,16	0,13	0,21	0,13	0,07	1,23	0,76	1,23	2,29
Al ₂ O ₃	3,38	2,67	3,25	2,05	3,00	1,27	1,04	1,65	1,13
Cr ₂ O ₃	0,26	0,45	0,47	0,44	0,40	0,48	0,65	0,59	0,65
Fe ₂ O ₃	1,42	—	2,94	—	—	—	—	—	—
FeO	6,98	8,25*	5,28	8,29*	8,00*	1,00*	1,04*	1,00*	1,03*
MnO	0,07	0,13	0,13	0,13	0,10	0,53	0,54	0,54	0,7
NiO	0,14	0,18	0,29	0,28	0,25	0,78	0,48	0,50	0,56
MgO	38,92	40,57	39,58	42,23	39,72	0,96	0,98	0,92	0,98
CaO	3,32	3,77	2,54	1,92	3,20	0,88	1,31	1,73	1,04
Na ₂ O	0,23	0,30	0,48	0,27	0,20	0,77	0,48	0,85	1,15
K ₂ O	0,03	0,05	0,08	0,06	0,04	0,60	0,38	0,50	0,75
P ₂ O ₅	0,06	0,49	—	0,03	—	0,12	—	2,00	—
H ₂ O ⁺	0,51	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—
celkem	100,27	100,00	100,00	100,00	100,00				

Analýzy v sloupci (A) — J. Adam (1976); objemová hmotnost = 3,348; * všechno železo jako FeO

Chemické složení nodulí

Z největší dosud nalezené nodule spineřového lherzolitů Uhlířského vrchu o rozměrech $2,5 \times 3 \times 4$ cm byla v laboratoři Ústavu geologických věd Karlovy univerzity pořízena chemická analýza, uvedená v tabulce 3 pod sloupcem A. Porovnání s průměrným plášťovým peridotitem (tab. 3, sloupec B), který jako standard uvádí *Wedepohl* (1975), vykazuje značnou chemickou podobnost obou hornin. Platí to zejména o dominantních oxidech SiO_2 , MgO a FeO , jejichž podíl představuje více než 90 % celkové hmotnosti horniny; poměrový koeficient těchto tří oxidů je na hladině $1 \pm 0,04$. Lherzolit z Uhlířského vrchu je mírně deficitní v obsazích NiO , CaO a Na_2O , výrazněji deficitní jsou Cr_2O_3 , MnO , K_2O a zejména P_2O_5 , naopak mírné obohacení se projevuje v obsazích TiO_2 a Al_2O_3 . Podobný stupeň příbuznosti, i když s určitými odlišnostmi, plyne i ze srovnání s dalšími standardy svrchnoplášťových peridotitů, uváděných různými autory (sloupce C, D, E v tab. 3).

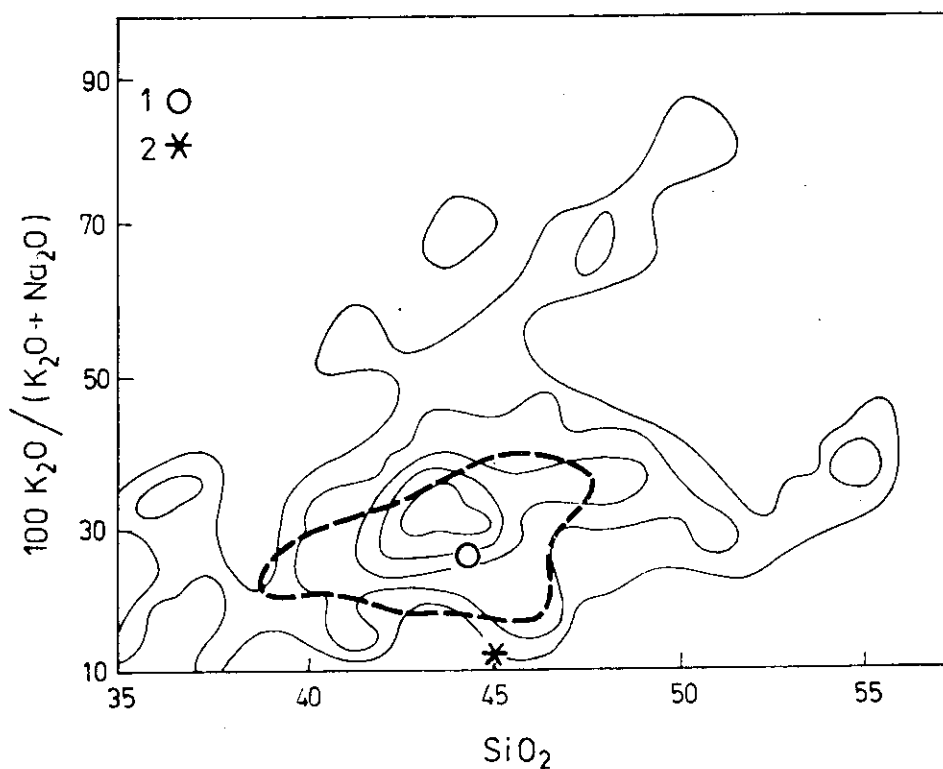
Na obrázku 3 jsou uvedeny histogramy hlavních oxidů, které sestavili *Maaløe* a *Aoki* (1977) na základě hodnocení 301 kontinentálního



3. Histogramy frekvence podílu hlavních oxidů v kontinentálních nodulích spineřových lherzolitů podle *S. Maaløe* a *K. Aokiho* (1977) s vyznačením odpovídajících hodnot pro lherzolitovou nodulí z Uhlířského vrchu (trojúhelník)

spinelového lherzolitu. Z hodnot pro spinelový lherzolit Uhlířského vrchu, které jsou do histogramu dokresleny, vyplývá, že tento lherzolit je proti průměru světových kontinentálních lherzolitů bohatší v obsazích SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO tot., CaO a Na_2O , naproti tomu chudší, pokud jde o MgO , MnO , NiO a Cr_2O_3 . Téměř přesná je shoda v podílu K_2O .

Na obrázku 4 je zakresleno pole projekčních bodů chemických analýz severomoravských bazaltoidů s vyznačením jejich průměrné hodnoty do konturovaného diagramu. Vztah SiO_2 k podílu alkálií v diagramu vyjadřuje chemismus vulkanitů celého světa, které obsahují nodule spinelových lherzolitů. Z tohoto obrázku je zjevné, že severomoravské bazaltoidy se jen mírně odchyľují od těžiště těchto celosvětových hornin poněkud nižší bazicitou a nižším podílem $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$.



4. Diagram $100 \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ vulkanitů různých míst světa, obsahujících lherzolitové nodule podle R. B. Forbese a H. Kuna (1967), upraveno podle F. Fediuka (1973)
 Izolinie 1-2, 5-5-10-15 %; 1 - průměr hodnot severomoravských bazaltoidů (viz tab. 1), 2 - lherzolit Uhlířského vrchu (viz tab. 3, sloupec A). Čárkované je vyznačeno pole rozptylu projekčních bodů severomoravských vulkanitů podle dvaceti publikovaných a archivních chemických analýz

Tabulka 4

Obsahy minoritních prvků hornin Uhlířského vrchu

	A — lherzolitová nodule	B — olivinický nefelinit
Li	0,6	14
Na	1706	27 671
K	249	14 196
Rb	0,65	39,5
Cs	—	1,7
Sr	12,5	585
Ba	4,6	475
Th	0,06	4,3
U	0,02	1,0
Ti	959	16 127
Nb	4,1	50
Sc	13	25
V	58	258
Mn	542	1 626
Cr	1780	112
Co	120	28
Ni	1100	65
La	0,72	63
Ce	1,55	124
Nd	0,84	74
Sm	0,26	13,5
Eu	0,10	5,1
Gd	0,31	6,8
Dy	0,34	4,5
Er	0,26	2,3
Yb	0,24	1,8
Lu	0,03	—

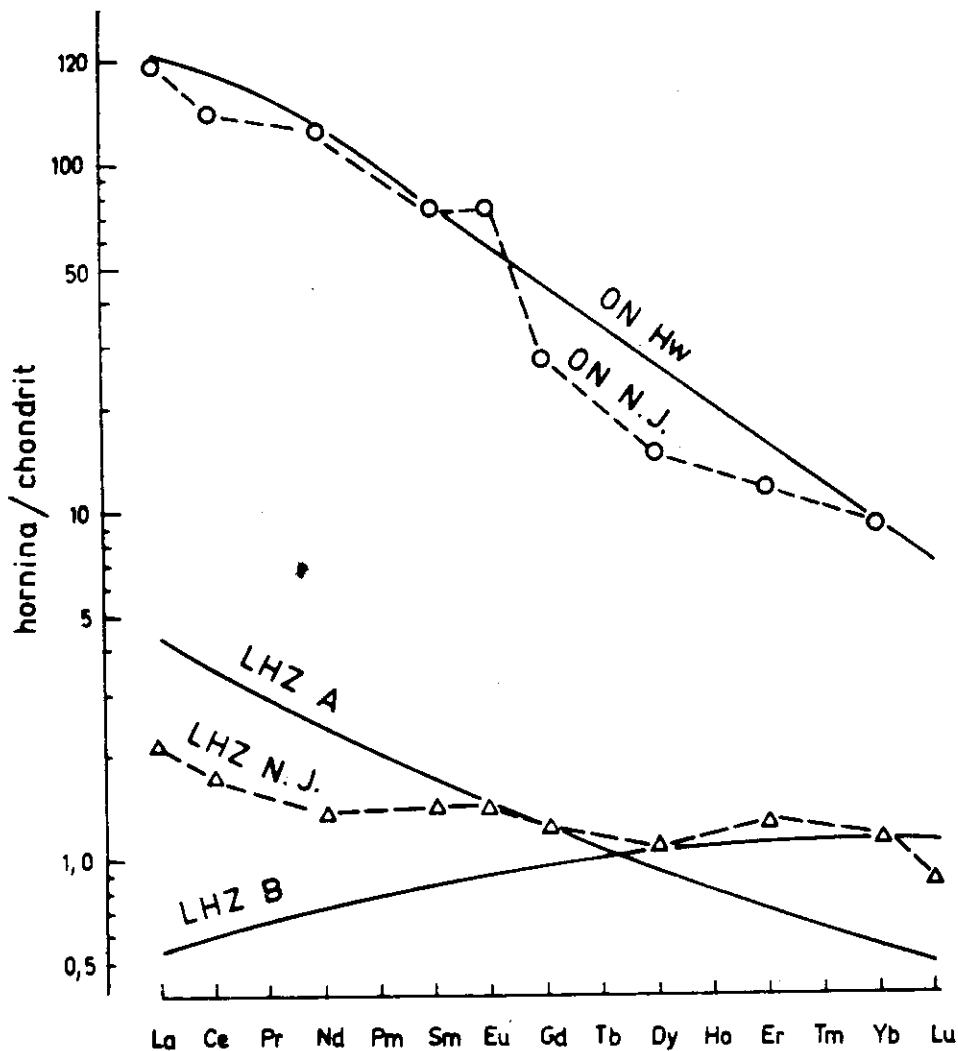
Všechny hodnoty v ppm; analytik V. Moučka (1984)

Lherzolitová nodule z Uhlířského vrchu, jejíž makrochemismus je uveden v tab. 3, byla v laboratořích n. p. Geoindustria v Černošicích též analyzována zčásti rentgenospektrálně, zčásti metodou neutronové aktivace na obsah stopových prvků (tab. 4, A). Společně s ní byl obdobně na stopové prvky analyzován uzavírající olivinický nefelinit (tab. 4, B). Makrochemismus horniny uvádí Barth (1970a, analýza č. 1). Vzorek pochází z opuštěného lomu ssz. od kóty 671 a podle Bartha představuje lávovou výplň kráteru. Podle Knotka (1962) odpovídá hornina odebraná k analýze jeho druhé erupční fázi.

Srovnáme-li koncentrace alkalických kovů v lherzolitové noduli Uhlířského vrchu s obdobnými koncentracemi v chondritech (např. podle Ahrensse 1965) či v granátických peridotitech (např. podle Lutce 1975), musíme konstatovat, že lherzolit je proti uvedeným dvěma standardům zřetelně ochuzen. U Li je koeficient tohoto ochuzení 0,24 (pro chondrity), resp. 0,30 (pro granátické peridotity), u Rb pak 0,22, resp. 0,26. V souladu s tím je i poměr K/Rb vyšší než v chondritech i granátic-

kých peridotitech — 383 proti 300, resp. proti 240. U alkalicko-vápenatých prvků se však naznačený trend zastavuje. Poměr podílu Sr v lherzolitu k Sr v chondritu je 1,14 (pro vztah ke granátickým peridotitům však jen 0,29), obdobné hodnoty pro Ba jsou 1,08, resp. 1,41. Na základě těchto skutečností by bylo možno usuzovat, že lherzolity mají proti primordiálnímu složení svrchního pláště charakter rezidua po frakcionačním odstranění malého podílu bazaltoidního magmatu. Relativně nízké obsahy siderofilních prvků, ale i další okolnosti však přímé použití takové představy komplikují. Tyto komplikace lze spíše uvést v soulad s koncepcí dílčích plášťových inhomogenit.

Zastoupení vzácných zemin v nodulích spinelových lherzolitů studovali zejména Philpotts et al. (1972) a Frey a Green (1974). Obdobné údaje pro bazaltoidy alkalické série jsou známy z řady prací [např. Schilling - Winchester (1969), Lutz (1975) aj.]. Pro alkalické bazaltoidy, zejména pro nefelinické bazanity a olivinické nefelinity jsou příznačné obsahy o jeden až dva řády vyšší, než jaké jsou v chondritech, přičemž se projevuje výrazné obohacení lehkými vzácnými zeminami. Charakter distribuce vzácných zemin v olivinickém nefelinitu Uhlířského vrchu, který je uzavírající horninou ultramafických nodulí, je — při nepodstatných dílčích aberacích — s publikovanými údaji v plném souladu (viz obr. 5, horní část diagramu). V lherzolitových nodulích konstatovali jak Philpotts et al. (1972), tak Frey a Green (1974) dvojí typ distribuce vzácných zemin (srov. obr. 5, dole). Pro typ A je příznačné mírné zvýšení podílu lehkých vzácných zemin a mírný pokles pod poměrovou hodnotu 1,0 pro těžké vzácné zeminy. U typu B je možno pozorovat opačný jev: mírné snížení na lanthanovém začátku řady s postupným dosažením praktické shody s chondritovými obsahy. Tuto situaci by bylo možno interpretovat mírným reziduálním ochuzením v případě nodulí typu B s předpokladem, že nodule typu A představují neochuzený plášťový materiál. Je však otázka, do jaké míry jsou zjištěné rozdíly signifikantní. Normalizované obsahy vzácných zemin v lherzolitové noduli z Uhlířského vrchu mají přechodný charakter mezi nodulemi typu A a typu B (v úseku lehkých lanthanidů se spíše blíží typu A, v úseku těžkých lanthanidů spíše typu B). Znalosti o zastoupení vzácných zemin v jednotlivých minerálech skládajících lherzolity jednoznačně říkají, že rozhodující vliv na absolutní koncentraci těchto prvků má kvantitativní podíl modálního klinopyroxenu. Budeme-li analyzovat lherzolit s wehrlitovou tendencí, bude se trend koncentrace vzácných zemin, projevující se v nodulích typu A, zvýrazňovat, naopak při harzburgitové tendenci modálního složení lherzolitových nodulí lze počítat se zdůrazněním trendu příznačného pro nodule typu B. Tento trend je zároveň obrazem „rezidualizace“ peridotitu.



5. Diagram podílu vzácných zemin normalizovaný obsahy chondritů podle F. A. Freye et al. [1968]

ON N.J. — olivinický nefelinit Nížkého Jeseníku (Uhlířského vrchu); ON Hw — olivinický nefelinit Havaj (podle J. G. Schillinga a J. W. Winchestera 1969); LHZ N.J. — lherzolitová nodule Nížkého Jeseníku (Uhlířského vrchu); LHZ A — trend lherzolitových nodulí typu A, tj. obohacených lehkými zeminami; LHZ B — trend lherzolitových nodulí typu B, ochuzených o lehké vzácné zemin; oba trendy podle J. A. Philippotse et al. (1972) a F. A. Freye a D. H. Greena (1974)

Pokud jde o celkové srovnání souboru dat stopových prvků pro lherzolitovou noduli se souborem obdobných dat pro uzavírající olivinický nefelinit (tab. 4), je z něho patrné, že bezprostřední vztah mezi oběma

soubory, který by bylo možno petrogeneticky interpretovat jako přímou příbuznost, neexistuje.

Chemické složení minerálních fází nodulí

Protože většina studovaných vzorků, jejichž seznam je uveden v tabulce 2, pochází ze sbírkového materiálu, bylo nutno této okolnosti přizpůsobit metodiku výzkumu. Minerály byly ze vzorků separovány ručně a jejich zrna (v průměru kolem 10 zrn, u olivínu zpravidla více, u pyroxenu méně) byla zalita do epoxidové pryskyřice a nabroušena. Použitá metodika neumožňovala separovat minerály spinelové skupiny, jejichž procentuální zastoupení je v nodulích nízké, a které navíc mají pro ruční výběr nepříznivou velikost. Výjimkou z uvedeného postupu byly vzorky z Uhlířského vrchu a ze Zálesí, z nichž mohly být pořízeny leštěné výbrusy. Ze vzorků lherzolitové nodule Uhlířského vrchu, která byla též chemicky analyzována jako celek (tab. 3, sloupec A), byl jako v jediném z celého souboru uváděných vzorků studován i chemismus spinelidů.

Minerální fáze ze zhotovených nábrusů byly analyzovány jednak rentgenovým mikroanalýzátorem ARL-EMX ve Výzkumném ústavu hutnictví železa, jednak mikroanalýzátorem ARL-SEMQ v laboratoři Ústředního ústavu geologického. Standardní podmínky na obou pracovištích byly zajišťovány B. Kolmanem a Z. Kotrbou. Při vyhodnocování údajů bylo použito korekčních programů ZAF ve výpočetním středisku n. p. Kancelářské stroje, u analyzátoru ÚÚG běžného postupu a korekci podle Bence a Albeeho, upravených R. Rybkou a Z. Kotrbou.

Složení minerálních fází vzorků lherzolitových nodulí je uvedeno v tabulkách 5 (olivíny), 6 (ortopyroxeny), 7 (klinopyroxeny) a 8 (spinely).

Olivín. Výsledky analýz olivínu potvrdily, že i složení olivínů severomoravských nodulí spadá do rozmezí, které je charakteristické pro lherzolitové nodule celého světa. Rozsah forsteritové složky kolísá ve velmi malých mezích (87,5—91,2 %). Průměrná hodnota všech 14 analyzovaných olivínů je 90,29 % Fo, při standardní deviaci $\sigma = 0,90$. Jde tedy o forsterit na hranici s chryzolitem. Obsah CaO je velmi nízký a kolísá v rozpětí od 0,01 do 0,12 s průměrem 0,058 % a standardní deviací $\sigma = 0,032$. Rovněž tak nízký je obsah Cr₂O₃, který se pohybuje v rozpětí od stopového množství po maximum 0,10 %, při průměru 0,046 a standardní odchylce $\sigma = 0,029$. Deformační vlivy se na olivínových zrnech objevují mikroskopicky jen vzácně.

Ortopyroxeny. Rovněž chemické složení ortopyroxenů vykazuje velmi malý rozptyl. Obsah enstatitové molekuly kolísá v rozpětí od 89,5 po 91,3 %. Průměrná hodnota 10 analyzovaných ortopyroxenů je 90,84 % En, při standardní odchylce 0,53. To odpovídá rozhraní mezi enstatitem a bronzitem. Obsah Al₂O₃ kolísá od 2,8—4,8 s průměrem 3,49 při standardní deviaci $\sigma = 0,58$. Ve srovnání s olivínem jsou obsahy Cr₂O₃ v ortopyroxenech o řád vyšší, kolísají od 0,16—0,89 % při průměru = 0,497 a $\sigma = 0,223$. V některých zrnech lze v mikroskopu pozorovat exsoluční lamely.

Tabulka 5

Analýzy olivínů lherzolitových nodulů severomoravských bazaltoidů

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,62	40,92	40,94	40,97	41,02	40,70	41,17	40,76	40,97	41,01	40,90	40,79	41,31	41,19
Al ₂ O ₃	0,36	0,38	0,18	0,19	0,28	0,37	0,38	0,39	0,37	0,28	0,39	0,40	0,22	0,12
FeO*	9,02	9,34	8,87	9,08	8,52	9,17	10,63	9,16	9,18	8,93	9,29	11,09	9,01	9,04
MnO	0,06	0,07	0,07	0,05	0,08	0,04	0,06	0,08	0,04	0,13	0,13	0,05	0,12	0,11
MgO	49,23	48,66	49,28	49,17	49,38	49,35	48,08	49,41	49,23	48,97	48,73	47,64	48,94	48,92
CaO	0,02	0,06	0,03	0,03	0,06	0,08	0,05	0,09	0,10	0,08	0,06	0,12	0,02	0,01
Cr ₂ O ₃	0,03	0,08	0,03	0,02	0,04	0,05	st.	0,07	st.	0,07	0,08	0,10	0,02	0,07
součet	99,34	99,47	99,40	99,51	99,38	99,76	100,37	99,96	99,89	99,47	99,58	100,19	99,64	99,46
počet iontů přepočtený na 4 O														
Si	0,997	1,004	1,003	1,004	1,004	0,996	1,006	0,996	1,001	1,005	1,003	1,002	1,010	1,009
Al	0,010	0,011	0,005	0,008	0,008	0,011	0,011	0,011	0,011	0,008	0,012	0,012	0,007	0,004
Fe ²⁺	0,185	0,192	0,182	0,186	0,174	0,188	0,217	0,187	0,187	0,183	0,190	0,228	0,184	0,185
Mn	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,003	0,003	0,001	0,003	0,002
Mg	1,802	1,780	1,801	1,796	1,801	1,800	1,752	1,799	1,792	1,788	1,781	1,597	1,783	1,787
Ca	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,003	0,002	0,002	0,003	0,001	0,000
Cr	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	—	0,002	—	0,002	0,002	0,002	0,000	0,002
% Fo	90,68	90,30	90,83	90,62	91,18	90,56	88,97	90,58	90,53	90,72	90,34	87,52	90,64	90,62

Číslování analýz je shodné s číslováním lokalit v tabulce 2

* veškeré železo stanoveno jako FeO

Tabulka 6
Analýzy ortopyroxenů lherzolitových nodulí severomoravských bazaltoidů

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	54,63	55,41	54,84	55,36	54,76	54,62	54,23	54,48	55,24	53,86
TiO ₂	0,08	0,05	0,05	0,07	0,02	0,06	0,08	0,03	0,09	0,17
Al ₂ O ₃	3,48	3,30	3,97	3,24	2,96	4,75	3,61	3,97	2,77	2,89
FeO*	5,78	5,90	5,70	6,22	5,77	5,97	6,16	5,91	6,12	7,12
MnO	0,15	0,12	0,12	0,13	0,13	0,11	0,14	0,11	0,14	0,10
MgO	33,34	34,14	33,66	32,71	33,99	32,41	35,05	33,52	34,05	34,17
CaO	1,29	1,32	0,77	1,30	1,14	0,66	0,93	1,76	1,06	0,78
Na ₂ O	0,06	0,04	—	0,08	0,03	0,07	0,11	0,19	0,13	0,08
Cr ₂ O ₃	0,60	0,37	0,48	0,77	0,62	—	—	st.	0,01	—
součet	99,41	100,65	99,59	99,88	99,42	99,54	100,47	100,52	99,83	99,48
počet iontů přepočtený na 6 O										
Si	1,902	1,904	1,900	1,920	1,906	1,895	1,873	1,881	1,916	1,886
AlIV	0,098	0,104	0,100	0,080	0,094	0,105	0,127	0,119	0,084	0,114
AlVI	0,045	0,040	0,062	0,053	0,027	0,089	0,020	0,042	0,029	0,005
Ti	0,002	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,004
Fe ²⁺	0,168	0,169	0,165	0,180	0,168	0,173	0,178	0,171	0,178	0,209
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,003	0,004	0,003	0,004	0,003
Mg	1,731	1,748	1,738	1,691	1,763	1,676	1,804	1,726	1,760	1,784
Ca	0,048	0,048	0,029	0,048	0,045	0,025	0,034	0,065	0,039	0,029
Na	0,004	0,003	—	0,005	0,002	0,005	0,008	0,013	0,009	0,005
Cr	0,016	0,010	0,013	0,021	0,017	0,024	0,004	0,015	0,006	0,008
% En	91,14	91,18	91,33	90,77	91,31	90,84	91,03	91,00	90,84	89,51

Tabulka 7

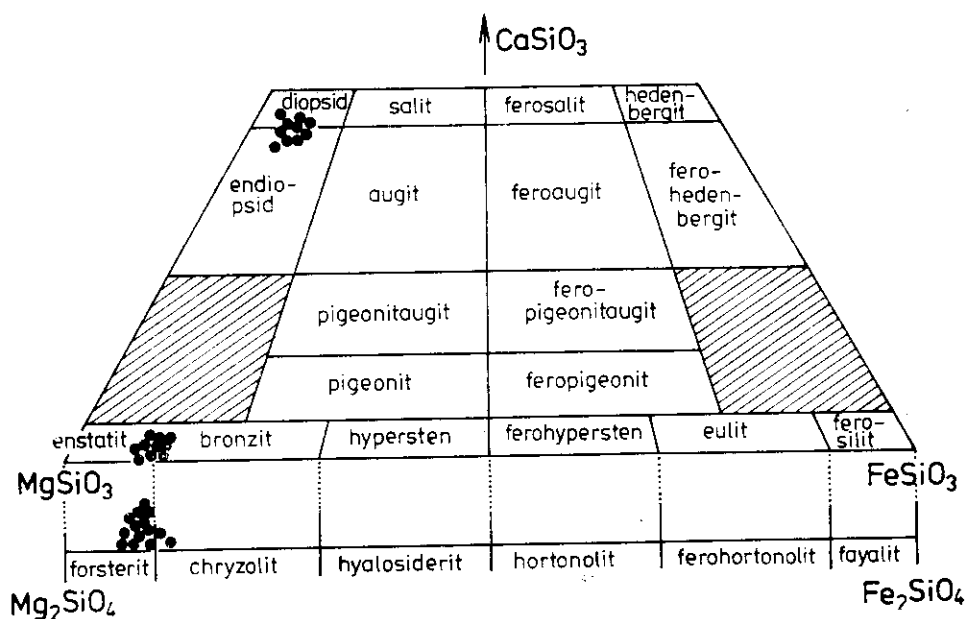
Analýzy kilmopyroxenů lherczitových nodulů severomoravských bazaltoidů

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,44	51,30	52,03	52,12	51,60	50,92	51,71	51,91	52,13	51,94
TiO ₂	0,08	0,13	0,47	0,26	0,32	0,40	0,42	0,38	0,63	0,61
Al ₂ O ₃	4,83	5,46	3,88	4,90	5,09	4,65	4,38	4,37	3,65	5,05
FeO*	3,26	3,09	3,02	3,15	3,12	3,19	3,25	2,67	3,73	1,42
MnO	0,13	0,11	0,09	0,10	0,07	0,13	0,14	0,14	0,14	0,11
MgO	17,10	17,07	16,78	17,24	16,26	17,02	16,92	16,78	16,87	16,78
CaO	20,71	20,28	20,13	19,93	20,74	20,86	20,38	20,24	21,15	21,02
Na ₂ O	1,21	0,47	1,40	0,81	1,14	0,95	1,33	1,33	0,88	1,58
Cr ₂ O ₃	1,58	1,93	1,74	1,82	1,37	—	—	0,08	—	—
součet	100,32	99,84	99,54	100,33	99,71	99,63	99,70	99,52	99,74	99,62

počet iontů přepočtený na 6 O

	1A	1B	1C	2	3	4	5	6	7	8
Si	1,870	1,867	1,901	1,884	1,881	1,884	1,887	1,897	1,905	1,884
Al ^{IV}	0,130	0,133	0,099	0,116	0,119	0,136	0,113	0,103	0,095	0,116
Al ^{VI}	0,077	0,101	0,068	0,093	0,100	0,064	0,074	0,085	0,082	0,100
Ti	0,002	0,004	0,013	0,007	0,009	0,011	0,012	0,011	0,017	0,017
Fe ²⁺	0,099	0,094	0,092	0,095	0,095	0,098	0,099	0,082	0,114	0,043
Mn	0,004	0,004	0,003	0,003	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004
Mg	9,27	9,26	9,14	9,29	8,84	9,29	9,21	9,14	9,19	9,08
Ca	8,06	7,91	7,88	7,72	8,11	8,10	7,97	7,92	8,24	8,17
Na	0,085	0,033	0,099	0,057	0,081	0,067	0,094	0,094	0,048	0,109
Cr	0,045	0,056	0,050	0,052	0,0039	—	—	0,004	—	—
% En	50,57	51,15	50,94	51,74	49,37	0,049	0,034	0,048	0,022	0,032
% Wo	44,02	43,66	43,92	42,96	45,32	44,11	43,86	44,31	44,37	48,22
% Fs	5,41	5,19	5,14	5,30	5,31	5,32	5,46	4,57	6,14	2,44
						50,57	50,68	51,12	49,49	51,34

Klinopyroxeny. Jejich chemismus má největší variabilitu ze všech čtyř minerálních fází lherzolitových nodulí. Poměr $100 \text{ Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ je v rozpětí 89,0–95,5, s aritmetickým průměrem 90,99 a $\sigma = 1,63$. Jejich složení odpovídá rozhraní mezi diopsidem a endiopsidem. Obsahy Al_2O_3 jsou ve srovnání s ortopyroxeny poněkud vyšší, kolísají mezi 3,9–5,5 % s průměrem 4,63 a $\sigma = 0,53$. Obsah Al^{IV} je vesměs vyšší než obsah Al^{VI} . Obsahy Na_2O v klinopyroxenech se pohybují od 0,5 do 1,6 % při průměrném obsahu 1,09 % a $\sigma = 0,33$. Ze všech přítomných silikátů v nodulích kumuluje klinopyroxen největší obsahy Cr_2O_3 . Jejich hodnoty jsou od 0,76 do 1,93 %. Průměrná hodnota obsahu Cr_2O_3 je 1,49 %, $\sigma = 0,35$. Základní charakteristika složení popsaných tří minerálních fází je na obrázku 6.



6. Projekční body analyzovaných koexistujících olivínů, ortopyroxenů a klinopyroxenů vyjádřené poměrem složek Fo : Fa, En : Fs a Wo : En : Fs

Spinel. Minerály spinelové skupiny byly analyzovány pouze v jednom vzorku, a to z lherzolitu z Uhlířského vrchu. V analýzách 2a,b, uvedených v tabulce 8, je Fe^{3+} vypočteno podle ideální stechiometrie spinelu, tj. součet $\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}$ je při rozpočtu strukturního vzorce na bázi $32 \text{ O} = 16$. Analýzy mají vysoký podíl Al [v průměru 55,2 %]. Podíl chrómu činí průměrně 11,6 % Cr_2O_3 . Poměr $100\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$ ve vzorcích je 11,60 a 13,06. Mg výrazně převládá nad Fe^{2+} . Podíl $100\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ se v obou případech téměř neliší (84,18 a 84,76). Těmito vlastnostmi odpo-

vídá minerál obecnému spinelu s chromem, nikoliv však chromspinelu, picotitu nebo pleonastu (srov. Burkart 1953). Ve srovnání s literárními údaji o složení spinelidů z lherzolitových nodulí (např. Frey - Green 1974) jsou obsahy chromu v analyzovaných spinelech relativně nízké. Barva je hnědavá. Podobně jak konstatovali pro nodule z Łądku na polské straně Rychlebských hor Kozłowska - Koch (1956), či pro jihoslovenské nodule Hovorka a Fejdi (1980), lze i mezi spinely severomoravských nodulí pozorovat dva morfologicky odlišné druhy. Jeden je anhedrálně izometricky zrnitý a druhý, méně častý, je typ symplektitický. Obě analýzy uvedené v tabulce 8 reprezentují první z uvedených druhů.

Tabulka 8

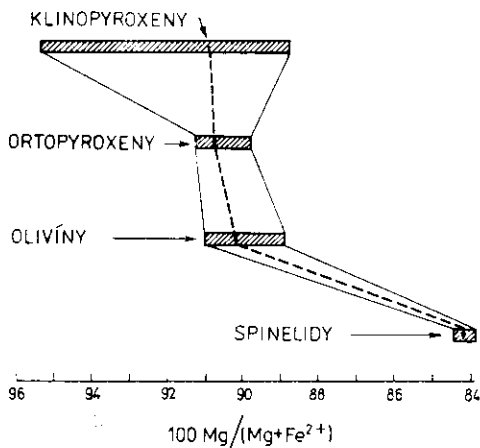
Analýzy spinelů lherzolitových nodulí severomoravských bazaltoidů z Uhlířského vrchu

	2a	2b
TiO ₂	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	54,42	55,94
Cr ₂ O ₃	12,21	10,96
Fe ₂ O ₃	4,54	4,21
FeO	7,29	7,08
MnO	0,12	0,07
MgO	21,26	22,09
součet	100,42	100,41
počet iontů přepočtený na 32 O		
Ti	0,012	0,009
Al	13,287	13,563
Cr	1,996	1,779
Fe ³⁺	0,705	0,649
Fe ²⁺	1,261	1,216
Mn	0,021	0,012
Mg	6,708	6,762

Na obrázku 7 jsou všechny čtyři analyzované minerální fáze zhodnoceny podle poměru 100 Mg/(Mg+Fe). Největší rozptyl této hodnoty mají klinopyroxeny. Ortopyroxeny mají rozptyl mírně menší než olivíny (v případě spinelu nelze rozptyl s ohledem na malý počet analýz posuzovat). Průměrná hořečnatost minerálů stoupá od spinelů přes olivín k ortopyroxenu a dále ke klinopyroxenu.

Při analýzách na mikrosondě byla věnována zvláštní pozornost stupni homogenity minerálních fází. Základní informace o jejich homogenitě

v rámci severomoravské neovulkanické oblasti byly uvedeny v tabulkách chemických analýz (tab. 5, 6, 7) a dokumentovány na obrázku 6. Pro další zpřesnění jsme se zabývali otázkou stupně homogenity od základních bodových analýz v rámci jednoho zrna, přes rozdíly v rámci vzorku, dále v rámci jedné lokality až po studovanou oblast jako celek. Jako lokalitu, na níž bylo možno získat největší množství vzorků a po této stránce je detailně zpracovat, jsme zvolili Zálesí v Rychlebských horách. Výsledky tohoto studia jsou shrnuty v tabulkách 9—14.



7. Rozptyl hořečnatosti — $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ ve čtyřech koexistujících minerálních fázích severomoravských lherzolitových nodulí s vyznačenými průměrnými hodnotami (čárkovaně)

Směrodatné odchylky, uvedené v tabulkách 12, 13 a 14, ukazují, že rozptyl hodnot v rámci vzorku a v rámci lokality je malý a vzájemně srovnatelný. Ani rozptyl hodnot chemického složení v rámci celé oblasti, vyjádřený směrodatnou odchylkou, není významný, i když je několika-násobný oproti rozptylu v rámci vzorku a lokality.

Pro sledování zonárnosti prvků v rámci jednotlivých zrn určité minerální fáze nebyl studovaný materiál vhodný, protože použitou metodikou bylo možno získat většinou jen úlomky zrn. Přesto lze však na základě provedených bodových analýz soudit, že zonární distribuce prvků ve všech třech minerálních fázích chybí, nebo je vyvinuta jen velice slabě.

Další typy nodulí a xenokrysty

Čtyřfázové lherzolity jsou mezi ultramafickými nodulemi severomoravských bazaltoidů ve výrazné převaze. V ojedinělých případech jsme však zjistili i nodule dunitové a harzburgitové. Kromě peridotitových nodulí,

Tabulka 9

Analýzy pěti olivínů vzorku Zálesí 1A (a, b, c, d, e), jejich aritmetický průměr a aritmetický průměr analýz tří vzorků téže lokality — Zálesí 1A, B, C

	1Aa	1Ab	1Ac	1Ad	1Ae	Ø 1A abcde	1ABC
SiO ₂	40,79	40,77	40,61	40,50	40,43	40,62	40,83
Al ₂ O ₃	0,35	0,33	0,35	0,40	0,37	0,36	0,30
FeO	8,96	8,93	9,00	9,11	9,10	9,02	9,08
MnO	0,08	0,08	0,04	0,05	0,05	0,06	0,07
MgO	49,16	49,10	49,19	49,32	49,38	49,23	49,05
CaO	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,04
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,06	0,03	0,02	0,03	0,04
součet	99,37	99,25	99,29	99,42	99,37	99,34	99,41
počet iontů přepočtený na 4 O							
Si	1,001	1,001	0,998	0,994	0,993	0,997	1,002
Al	0,010	0,009	0,010	0,012	0,011	0,010	0,009
Fe ²⁺	0,184	0,183	0,185	0,187	0,187	0,185	0,186
Mn	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Mg	1,798	1,797	1,801	1,805	1,809	1,802	1,794
Ca	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001
Cr	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001
% Fo	90,72	90,74	90,69	90,61	90,63	90,68	90,60

ve spojení s nimiž by pravděpodobně při podrobnějším pátrání bylo možno objevit i nehojně nodule pyroxenitové, se v severomoravských bazaltoidech nacházejí i xenokrysty individualizovaných minerálů. Platí to zejména o olivínu a v menší míře, odpovídající nízkému kvantitativnímu zastoupení v mateřském peridotitu, jehož drobením tyto xenokrysty vznikly, též o ortopyroxenu. Olivínové xenokrysty jsou však málo nápadné, protože při zběžné prohlídce je téměř nelze rozlišit od fenokrystů, tvořících již součást minerálního složení bazaltoidů. Použití nejen mikrosondy, ale již pouhého Fjodorovova univerzálního stolku však takové rozlišení umožňuje, protože fenokrysty obsahují proti olivínovým xenokrystům přibližně o 15 % forsteritové složky méně.

Mnohem snadněji lze odhalit xenokrysty ortopyroxenů, při větších rozměrech již makroskopicky, při menších rozměrech mikroskopicky. Pro alkalické bazaltoidy je totiž přítomnost ortopyroxenu jednoznačně cizorodým prvkem. Xenokrysty ortopyroxenů se objevují v bazaltoidu od Břidličné. Zmiňuje se o nich již P a c á k (1928), který je však nespráv-

Tabulka 10

Analýzy pěti ortopyroxenů vzorku Zálesí 1A (a, b, c, d, e), jejich aritmetický průměr a aritmetický průměr analýz tří vzorků téže lokality (Zálesí 1A,B,C)

	1Aa	1Ab	1Ac	1Ad	1Ae	Ø 1A abcde	1ABC
SiO ₂	54,91	54,82	54,66	54,45	54,31	54,63	54,96
TiO ₂	0,07	0,10	0,13	0,05	0,05	0,08	0,06
Al ₂ O ₃	3,37	3,40	3,31	3,69	3,67	3,48	3,58
FeO	5,84	5,73	5,71	5,62	6,00	5,78	5,79
MnO	0,11	0,16	0,12	0,18	0,18	0,15	0,13
MgO	33,37	33,11	33,56	32,96	33,70	33,34	33,71
CaO	1,22	1,30	1,36	1,36	1,21	1,29	1,13
Na ₂ O	0,05	0,04	0,09	0,06	0,06	0,06	0,29
Cr ₂ O ₃	0,53	0,61	0,41	0,73	0,72	0,60	0,48
součet	99,43	99,27	99,35	99,10	99,90	99,41	100,13
počet iontů přepočtený na 6 O							
Si	1,910	1,910	1,903	1,910	1,886	1,902	1,899
Al ^{IV}	0,090	0,090	0,097	0,090	0,114	0,098	0,101
Al ^{VI}	0,046	0,049	0,039	0,062	0,036	0,045	0,045
Ti	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001	0,002	0,002
Fe	0,170	0,167	0,166	0,164	0,174	0,168	0,167
Mn	0,003	0,005	0,004	0,005	0,005	0,004	0,004
Mg	1,730	1,720	1,742	1,716	1,745	1,731	1,737
Ca	0,046	0,049	0,051	0,051	0,045	0,048	0,042
Na	0,003	0,003	0,006	0,004	0,004	0,016	0,020
Cr	0,015	0,017	0,011	0,020	0,019	0,016	0,013
En	91,06	91,16	91,29	91,27	90,92	91,14	91,21

ně interpretuje jako „prvovyloučeninu“ bazaltového magmatu. Obdobné xenokrysty jsou i v olivinickém nefelinitu z Albrechtic. Pomocí Fjodorovova stolku byl v těchto ortopyroxenech zjištěn úhel optických os $2V = +86$, což odpovídá přibližně 90 % enstatitové složky. Prokazuje to chemickou identitu s ortopyroxeny z lherzolitových nodulí (srov. tabulku 6). Ortopyroxenové xenokrysty jsou ve zjevné nerovnováze s uzavírající čedičovou hmotou. Bývají silně korodovány a vždy jsou obklopeny dvojitou koronitovou reakční obrubou, která má vnitřní zónu složenou z diopsidického klinopyroxenu, zatímco širší vnější obruba je tvořena zrny olivínu, jehož úhel optických os byl na Fjodorovově univerzálním stolku změřen na $2V = -85^\circ$, což odpovídá podílu forsteritové složky zhruba 74 %. Jde tedy zjevně o olivín krystalující z čedičového magmatu.

Tabulka 11

Analýzy pěti klinopyroxenů vzorku Zálesí 1A (a, b, c, d, e), jejich aritmetický průměr a aritmetický průměr analýz tří vzorků téže lokality — Zálesí 1A, B, C

	1Aa	1Ab	1Ac	1Ad	1Ae	Ø 1A abcde	1ABC
SiO ₂	52,02	51,78	51,35	51,16	50,89	51,44	51,59
TiO ₂	0,03	0,06	0,11	0,02	0,08	0,06	0,22
Al ₂ O ₃	4,82	4,70	4,68	5,06	4,89	4,83	4,72
FeO	3,08	3,03	3,61	3,20	3,38	3,26	3,12
MnO	0,14	0,14	0,10	0,17	0,10	0,13	0,11
MgO	16,74	16,90	17,26	17,52	17,08	17,10	16,98
CaO	20,43	20,70	21,12	20,52	20,78	20,71	20,37
Na ₂ O	1,17	1,13	1,18	1,22	1,35	1,21	1,03
Cr ₂ O ₃	1,73	1,49	1,20	1,60	1,88	1,58	1,75
součet	100,16	99,93	100,61	100,47	100,43	100,32	99,89
počet iontů přepočtený na 6 O							
SiO ₂	1,888	1,885	1,865	1,857	1,854	1,870	1,879
Al ^{IV}	0,112	0,115	0,135	0,143	0,146	0,130	0,121
Al ^{VI}	0,094	0,087	0,065	0,073	0,064	0,077	0,082
Ti	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	0,006
Fe ²⁺	0,094	0,092	0,110	0,097	0,103	0,099	0,095
Mn	0,004	0,004	0,003	0,005	0,003	0,004	0,004
Mg	0,906	0,917	0,935	0,948	0,927	0,927	0,922
Ca	0,794	0,807	0,822	0,798	0,811	0,806	0,795
Na	0,082	0,080	0,083	0,086	0,095	0,085	0,073
Cr	0,050	0,043	0,035	0,046	0,054	0,045	0,050
Wo	44,29	44,43	44,04	43,29	44,04	44,02	43,86
Zn	50,50	50,49	50,09	51,44	50,37	50,58	50,89
Fs	5,21	5,08	5,87	5,27	5,59	5,40	5,25

Kozłowska - Koch (1976) a Białowolska (1976) uvádějí kromě xenokrystů ortopyroxenů též xenokrysty (megakrysty) klinopyroxenů z olivinického nefelinitu z Łądku v Rychlebských horách, jež mají složení augitu (Białowolska dokonce uvádí dvě chemické analýzy těchto augitových megakrystů). Ojedinelé megakrysty téže povahy se vyskytují i v olivinickém nefelinitu na lokalitě Zálesí. Amfibolové megakrysty (kersutity) jaké popisují z jižního Slovenska Hovorka a Fejdi (1980) zatím v severomoravských bazaltoidech nalezeny nebyly, i když lze jejich nález při dalších výzkumech očekávat.

Tabulka 12

Průměrné hodnoty analýz minerálů jednoho vzorku Zálesí (1A) přečtené na 100 %

	olivín			ortopyroxen			klinopyroxen		
	a)	b)	c)	a)	b)	c)	a)	b)	c)
SiO ₂	40,89	0,16	0,020	54,96	0,25	0,050	51,29	0,46	0,188
TiO ₂	—	—	—	0,08	0,03	0,001	0,06	0,04	0,001
Al ₂ O ₃	0,36	0,03	0,001	3,50	0,19	0,022	4,82	0,15	0,019
FeO	9,08	0,08	0,005	5,81	0,15	0,017	3,24	0,24	0,045
MnO	0,06	0,02	0,000	0,15	0,03	0,001	0,12	0,03	0,000
MgO	49,56	0,12	0,011	33,54	0,31	0,015	17,05	0,30	0,014
CaO	0,02	0,01	0,000	1,30	0,01	0,004	20,64	0,27	0,057
Na ₂ O	—	—	—	0,03	0,02	0,000	1,21	0,08	0,006
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,000	0,60	0,13	0,014	1,57	0,26	0,053
součet	100,00			100,00			100,00		
počet iontů přečtený na:									
	4 O			6 O			6 O		
Si		0,997			1,902			1,670	
Al ^{IV}		—			0,098			0,130	
Al ^{VI}		0,010			0,045			0,077	
Ti		—			0,002			0,002	
Fe ²⁺		0,185			0,168			0,099	
Mn		0,001			0,004			0,004	
Mg		1,802			1,731			0,927	
Ca		0,001			0,048			0,806	
Na		—			0,004			0,085	
Cr		0,001			0,016			0,045	
d)	90,88	0,06	0,003	91,14	0,15	0,019	90,35	0,57	0,259
e)	9,32	0,06	0,003	8,86	0,15	0,019	9,65	0,57	0,259
f)	—	—	—	—	—	—	50,58	0,51	0,202
g)	—	—	—	—	—	—	5,40	0,32	0,082
h)	—	—	—	—	—	—	44,02	0,44	0,155

a) aritmetický průměr, b) směrodatná odchylka, c) rozptyl, d) 100 MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, f) 100 MgO : MgO + FeO + CaO, g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO

Podmínky vzniku nodulí

Společně s nodulemi granátických peridotitů a eklogitů, vyskytujícími se zejména v kimberlitech, jsou nodule spinelových lherzolitů, uzavřených hlavně v alkalických bazaltoidech, všeobecně pokládány za klíčový materiál k poznání látkové povahy svrchního pláště. Granátické a spinelové nodule jsou analogického složení, a jejich odlišný fázový stav je odrazem odlišných PT podmínek (srov. např. Green - Ringwood 1967, Lutz 1975, Ringwood 1979 aj.). V tomto pojetí jsou považo-

Tabulka 13

Průměrné hodnoty analýz minerálů tří různých vzorků lokality Zálesí 1A, B, C, přepočtené na 100 %

	olivín			ortopyroxen			klinopyroxen		
	a)	b)	c)	a)	b)	c)	a)	b)	c)
SiO ₂	41,08	0,18	0,021	54,89	0,40	0,119	51,85	0,39	0,100
TiO ₂	—	—	—	0,06	0,02	0,000	0,22	0,22	0,032
Al ₂ O ₃	0,30	0,10	0,007	3,58	0,35	0,080	4,73	0,80	0,422
FeO	9,13	0,24	0,038	5,78	0,10	0,007	3,12	0,12	0,010
MnO	0,07	0,01	0,000	0,13	0,02	0,000	0,11	0,02	0,000
MgO	49,34	0,34	0,075	33,66	0,40	0,108	17,00	0,18	0,021
CaO	0,04	0,02	0,000	1,13	0,31	0,309	20,39	0,30	0,060
Na ₂ O	—	—	—	0,29	0,42	0,115	1,03	0,49	0,161
Cr ₂ O ₃	0,04	0,17	0,000	0,48	0,12	0,009	1,75	0,18	0,020
součet	100,00			100,00			100,00		
počet iontů přepočtený na:									
	4 O			6 O			6 O		
Si		1,002			1,899			1,879	
Al ^{IV}		—			0,101			0,121	
Al ^{VI}		0,009			0,045			0,082	
Ti		—			0,002			0,006	
Fe ²⁺		0,186			0,167			0,095	
MnO		0,002			0,004			0,004	
MgO		1,794			1,737			0,922	
Ca		0,001			0,042			0,795	
Na		—			0,020			0,073	
Cr		0,001			0,013			0,050	
d)	90,60	0,27	0,050	91,21	0,10	0,007	90,66	0,26	0,051
e)	9,40	0,27	0,050	8,79	0,10	0,007	9,34	0,28	0,051
f)		—			—		50,89	0,29	0,058
g)		—			—		5,25	0,14	0,014
h)		—			—		43,86	0,19	0,023

a) aritmetický průměr, b) směrodatná odchylka, c) rozptyl, d) 100 MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, f) 100 MgO : MgO + FeO + CaO, g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO

vány za reprezentanty dvou hloubkových pater pláště, z nichž spinelová facie zaujímá v plášti vyšší polohu. Většina autorů je názoru, že jsou dominantním petrografickým typem bezprostředně podestýlajícím zemskou kůru v kontinentálních i oceánských podmínkách. Svědčí o tom

Tabulka 14

Průměrné hodnoty 14 analýz olivínů, 10 analýz ortopyroxenů a 10 analýz klinopyroxenů všech studovaných lokalit (přepočteno na 100 %)

	olivín			ortopyroxen			klinopyroxen		
	a)	b)	c)	a)	b)	c)	a)	b)	c)
SiO ₂	41,08	0,19	0,034	54,87	0,50	0,222	51,78	0,40	0,142
TiO ₂	—	—	—	0,07	0,04	0,002	0,37	0,18	0,031
Al ₂ O ₃	0,31	0,09	0,008	3,54	0,61	0,332	4,64	0,58	0,284
FeO	9,34	0,69	0,445	6,14	0,41	0,151	2,99	0,61	0,335
MnO	0,08	0,03	0,001	0,12	2,02	0,000	0,11	0,02	0,000
MgO	49,08	0,52	0,247	33,55	0,76	0,525	16,90	0,27	0,065
CaO	0,06	0,03	0,001	1,11	0,33	0,099	20,55	0,40	0,141
Na ₂ O	—	—	—	0,09	0,05	0,002	1,09	0,35	0,101
K ₂ O	—	—	—	0,01	—	—	0,08	0,00	0,000
Cr ₂ O ₃	0,05	0,03	0,001	0,50	0,24	0,050	1,49	0,37	0,123
součet	100,00			100,00			100,00		
počet iontů přepočtený na:									
	4 O			6 O			6 O		
Si		1,003			1,879			1,883	
Al ^{IV}		—			0,121			0,117	
Al ^{VI}		0,009			0,066			0,062	
Ti		—			0,002			0,010	
Fe ²⁺		0,191			0,176			0,065	
Mn		0,002			0,004			0,004	
Mg		1,786			1,713			0,916	
Ca		0,002			0,040			0,801	
Na		—			0,006			0,077	
K		—			0,000			0,004	
Cr		0,001			0,014			0,043	
d)	90,30	0,94	0,814	90,84	0,54	0,267	90,99	1,72	2,654
e)	9,70	0,94	0,814	9,16	0,54	0,267	9,01	1,72	2,654
f)		—			—		50,69	0,76	0,520
g)		—			—		5,03	0,99	0,875
h)		—			—		44,28	0,91	0,738

a) aritmetický průměr, b) směrodatná odchylka, c) rozptyl, d) 100 MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, f) 100 MgO : MgO + FeO + CaO, g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO

i jejich celosvětové rozšíření. V této souvislosti se proto v literatuře objevuje termín „nejsvrchnější plášť“.

Stanovení podmínek ekvilibrace minerálních fází spinelových lherzo-

litů má bezprostřední význam pro posouzení geologických procesů, probíhajících v tomto „nejsvrchnější m plášti“, jenž je rozhodující geosférou pro tvorbu zemské kůry. Geotermometrii a geobarometrii těchto hornin byla věnována dlouhá řada termodynamických a experimentálních studií, z nichž vyjímáme jako nejzávažnější zejména: 1967: Irvine, Speidel - Osborn; 1969: Virgo - Hafner; 1972: Blander, Virgo - Hafner; 1973: Boyd, Wood - Banno; 1974: Matsui - Nishizawa, Obata - Banno - Mori, Powell - Powell; 1975: Saxena - Nehru, Wilshire - Jackson; 1976: Mysen, Saxena; 1977: Fujii, Mori, Wells; 1978: Danckwerth - Newton, Engi, Finnerty - Boyd, Herzberg; 1980: Henry - Medaris, Hervig - Smith, Takahashi, Sack; 1981: Sachtleben - Seck, Stosch; 1982: Hervig - Smith, Kretz, Lindsley - Andersen; 1983: Lindsley.

Termodynamické studie posledních let se vyznačují strážlivým přístupem k otázce termobarometrie. Při počátečním optimismu z výsledků experimentálních kalibrací řada geologických pracovníků aplikovala termobarometrii univariantských rovnovážných systémů mnohdy bezohledně na přírodní komplikované systémy. Avšak stále se zvyšující počet fundovaných prací experimentálních i teoretických studií termodynamických se již neobejde bez zpětné kontroly výsledků s procesy, probíhajícími v přírodních podmínkách a korelovatelných s terénním geologickým výzkumem. V současné době mohou teploty a tlaky ekvibrace být vypočteny za předpokladu správného výběru dobře kalibrovaného vhodného systému v rozumných mezích, neodporujících přírodním poměrům. Samotné principy jednotlivých metod, které jsou založeny na různých předpokladech, však zůstávají stále základním problémem. Mnoho nejasností je již v modelech, vycházejících např. z distribuce prvků do poloh krystalových mřížek minerálů, rozpustnosti určitých prvků v daných systémech, hodnot aktivit pevných fází, tepelných kapacit a entropie složek, účastnících se výměnných reakcí apod. Všechny potíže, ze kterých vychází modelové řešení geotermometrie, se nutně promítají i při jejich aplikaci do přírodních systémů.

Při stanovení tlaků je situace ještě obtížnější, zejména proto, že jejich výpočet je většinou založen na spolehlivém stanovení teploty. Každá chyba ve stanovení teploty se tedy automaticky přenáší i do chyby ve výpočtu tlaku. Stanovení ztěžuje i fakt, že teplotní závislosti použitelných parametrů jsou zpravidla výraznější než závislosti tlakové.

Na studovaných vzorcích jsme vyzkoušeli tyto způsoby stanovení teplot a tlaků ekvibrace: Wood - Banno (1973), Mercier (1976), Mysen (1976), Mori (1977), Wells (1977), Sack (1980), Sachtleben - Seck (1981) a Kretz (1982).

Mysenův termometr, založený na distribuci Al^{VI} a Cr mezi koexistující pyroxeny, který má širokou aplikovatelnost vzhledem k malé entalpii a entropii výměnné reakce, vykázal výsledky s tak velkým rozptylem, že je nebylo možno věrohodně interpretovat. Jeho spolehlivější využití by vyžadovalo přesnější metodiku stanovení obsahu chrómu, než jakou poskytují výsledky mikrosondy. Sack (1980) používá termometr, založený na distribuci Mg a Fe mezi koexistujícím ortopyroxenem a olivínem. Tento termometr je však v oblasti teplot nad 1000 °C, do nichž spadají studované vzorky, málo citlivý. Výsledky podle ostatních autorů jsou uvedeny v tabulce 15.

Tabulka 15

Hodnoty teplot T [°C] a tlaku P [GPa] ekvibrace severomoravských lherzolitových nodulů vypočtené z chemismu jejich minerálních fází

lokalita	A		B		C	D	E	F	G
	T	P	T	P	T	T	T	T	T
1A	1150	2,85	1115	2,26	1089	989	1169	1266	1153
1B	1153	3,20	1125	1,82	1170	1088	1292	1196	1144
1C	1046	2,02	1118	2,21	1096	996	1177	1210	1034
2	1154	2,67	1148	2,23	1165	1090	1300	1059	1055
3	1120	2,72	1068	1,97	1080	978	1151	1306	1133
4	1028	1,37	1115	2,13	1113	1024	1219	1158	1007
5	1072	2,62	1123	2,68	1078	977	1153	1251	1060
6	1228	3,39	1106	2,22	1095	998	1182	1189	1238
7	1105	2,30	1101	2,67	1099	1005	1193	1448	1097
8	1040	2,59	1030	2,02	1008	908	1057	—	1020
\bar{x}	1110	2,67	1105	2,22	1099	1005	1189	1231	1094
σ	63,8	0,61	33,3	0,28	45,7	53,5	70,4	107,6	72,7

Hodnoty A–E vypočteny M. Riedrem (metodou podle M. Riedra 1983), hodnoty F a G vypočteny podle originální literatury

A — J.-C. C. Mercier (1976, opx), B — J.-C. C. Mercier (1976, cpx), C — B. J. Wood - S. Banno (1973), D — P. R. A. Wells (1977), E — T. Mori (1977), F — R. Kretz (1982), G — T. Sachtleben - H. A. Seck (1981)

Vypočtené hodnoty teplot ekvibrace jsou s výjimkou hodnot ve sloupci F již na první pohled vzájemně dobře srovnatelné. Aritmetický průměr z nich odvozený poskytuje teplotu 1100 °C při standardní odchylce $\sigma = 58,5$. Do tohoto výpočtu nebyly zahrnuty hodnoty sloupce F, které jsou výrazně vyšší. Podstatnou roli ve vzniku rozptylu vypočtených hodnot hrají nepochybně nepřesnosti vstupních analytických dat, dále však

také neznalost vlivu reekvilibračních účinků teploty uzavírajícího bazaltoidního magmatu a skutečného rovnovážného stavu koexistujících fází.

Plakové parametry ve sloupcích A a B dávají průměrnou hodnotu 2,45 GPa. Geobarometrické metody podle Finnertyho a Boyda (1978) nebo Vokurky a Povondry (1983) by poskytly hodnoty přibližně poloviční. Současné tendence však ukazují, že při výpočtech hodnot tlaků dochází většinou k jejich podhodnocení.

Zjištěné hodnoty teplot ekvibrace ukazují, že lherzolity severomoravských bazaltoidů jsou vysokoteplotní a jsou ekvivalentní typu 1 podle Secka (1984), který pro tento typ, charakterizovaný slabou deformací a nepřítomností amfibolu a slídků, uvádí jako typickou teplotu ekvibrace v rozmezí 1050 až 1250 °C.

Shrnutí výsledků

Alkalické bazaltoidy, které jsou po celém světě hlavními horninami, uzavírajícími nodule spinelových lherzolitů a s nimi přibuzných dalších ultramafitů, se v Československu vyskytují ve třech oblastech: severočeské, severomoravské a jihoslovenské. Nodule spinelových lherzolitů jsou přítomny ve všech třech československých oblastech, tedy i v oblasti severomoravské, kde však údaje o nich byly zatím zcela nedostačné. Jejich existence prakticky není v povědomí geologické veřejnosti a nestala se zatím předmětem odborného zájmu.

Ve skutečnosti je však v této oblasti jen málo lokalit, kde zatím ještě nebyly nodule nalezeny. Většinou je však jejich množství, s výjimkou lokality Zálesí u Javorníka, malé a místy jejich hledání vyžaduje trpělivost, takže z celkového počtu více než 30 výskytů se vhodných ke studiu ukázalo dvanáct. Maximální zjištěná velikost je 10 cm, běžná kolem 2 cm. Naprostá většina nodulí má z petrografického hlediska povahu čtyřfázového lherzolitu, objevují se však i typy s harzburgitovou a wehrlitovou tendencí, stejně tak jako odrůdy dunitové povahy. Kromě toho byly zjištěny xenokrysty olivínu a ortopyroxenu se složenými koronitovými klinopyroxen-olivínovými lemy.

Převládajícím typem hornin uzavírajících nodule je nefelinický bazanit. Petrografická škála však zahrnuje ještě též olivinické nefelinity, olivinické hauynicko-melilitické nefelinity, olivinické leucitonefelinity na straně jedné a alkalické olivinické bazalty na straně druhé. Chybějí odrůdy bezolivinické a rovněž nejsou zastoupeny odrůdy s fonolitovou tendencí. Stáří vulkanitů sahá od konce oligocénu po začátek pleistocénu s postupným časovým přesouváním vulkanické činnosti od SV k JZ. Průnik vulkanických hmot zemskou kůrou byl dirigován zlomovým systémem

směru SZ—JV s maximem na křížení tohoto systému s antiklinální zónou šternbersko-hornobenešovskou směru SSV—JJZ.

Chemické složení typické lherzolitové nodule z Uhlířského vrchu vykazuje vysoký stupeň chemické příbuznosti se světovým průměrem složení lherzolitových nodulí bazaltoidů. Oproti nim je obohacena o TiO_2 a Al_2O_3 , ochuzena o MnO , NiO , Cr_2O_3 . Proti chondritům i granátickým peridotitům je lherzolit Uhlířského vrchu zřetelně ochuzen v alkalických kovech, částečně v kovech alkalickovápenatých, zároveň je však i ochuzen v řadě prvků siderofilních. Tyto protichůdné skutečnosti nelze vysvětlit představou jednoduché frakcionace primordiálního pláště běžně předpokládaného složení, nýbrž jde nejspíš o projev plášťových inhomogenit. Zastoupení vzácných zemín ve studovaném lherzolitě má v podstatě chondritový charakter a ukazuje na nízký stupeň frakcionačních pochodů, který naopak v případě bazaltoidu, lherzolitovou noduli uzavírajícího, je mimořádně vysoký. Srovnání celkových vlastností bazaltoidu a lherzolitě ukazuje, že obě horniny geneticky příbuzné nejsou.

Pokud jde o složení jednotlivých minerálních fází lherzolitě, mají vysoký stupeň homogenity olivíny a ortopyroxeny, zatímco v klinopyroxenech je rozptyl chemického složení relativně velký. Od spinelu přes olivín a ortopyroxen ke klinopyroxenu se zvyšuje relativní hořečnost minerálů. Obsahy chromu stoupají v pořadí od olivínu přes ortopyroxen ke klinopyroxenu a výrazně kulminují ve spinelu. Část spinelů je zjevně druhotná a vznikla odmíšením. Inhomogenita horniny již v její původní plášťové pozici byla zřejmě jen v podružné míře podmíněna variabilitou složení jejích jednotlivých minerálních fází (z nich v daleko nejvýznamnější míře klinopyroxenu), zato zřejmě významně variabilitou v kvantitativním zastoupení těchto fází.

Na základě termodynamických dat lze lherzolitové nodule, uzavřené v severomoravských bazaltoidech, jednoznačně označit za vysokoteplotní, ekvilibrované zhruba při $1100\text{ }^\circ\text{C}$ a hloubku jejich ekvibrace klást přibližně do 80 km. Tyto údaje jsou v souladu s běžnou a obecně uznávanou představou o původu nodulí ze svrchní části pláště. Jsou-li ultramafické nodule ve třech oblastech ČSSR, v severočeské, severomoravské a jihoslovenské, s dílčí rozrůzněností v podstatě shodné, lze z toho usoudit, že svrchní plášť je v československé části střední Evropy ve zdrojové oblasti nodulí v první aproximaci stejnorodý, v detailu však charakterizovaný inhomogenitami, které jsou hlavně kvantitativní mineralogické povahy.

K tisku doporučil O. Shrběný

Literatura

- Ahrens, L. H. (1968): Origin and distribution of the elements. — Pergamon Press, 1—1178. Oxford.
- Barth, V. (1966a): Zpráva o výzkumu neovulkanitů v okolí Bruntálu v Nížkém Jeseníku. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964, 169—170. Praha.
- (1966b): Zpráva o výzkumu neovulkanitů v Nížkém Jeseníku. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 191—192. Praha.
- (1970a): Uhlířský vrch v Nížkém Jeseníku. Dějiny výzkumu a nové geologicko-vulkanologické poznatky. — Sbor. Prací Univ. Palackého (Olomouc), 29, 5—56. Praha.
- (1970b): Nové poznatky o petrografickém složení čedičových vulkanitů centrální části Nížkého Jeseníku. — Zlatohorský Zprav., 3, 35—36. Zlaté Hory.
- (1971): Příspěvek k vulkanologii Velkého Roudného v Nížkém Jeseníku. — Acta Univ. Palack., 38, 5—20. Olomouc.
- (1974): Die Basaltvulkane in der Umgebung von Roudno im Nížký Jeseník-Gebirge. — Sbor. Prací přírodověd. Fak. Univ. Palackého v Olomouci, 46, 5—18. Praha.
- (1976): Exkurze na čedičové sopky v Nížkém Jeseníku. — Přír. Vědy Šk., 27, 3, 94—96. Praha.
- (1977): Čedičové vulkány střední části Nížkého Jeseníku. — Čas. Mineral. Geol., 22, 279—291. Praha
- Barth, V. - Zapletal, J. (1970): Závěrečná zpráva o výzkumném úkolu: Geologické mapování a výzkum na listech Bruntál a Horní Benešov v letech 1964—1969. MS Geofond. Praha.
- (1978): Geologie rázovského pyroklastického komplexu v Nížkém Jeseníku. — Sbor. geol. Věd, Geol., 32, 97—129. Praha.
- Barth, V. - Kočandrla, J. (1979): Čedičové výskyty u Břidličné, Staré Libavé a Křišťanovic v Nížkém Jeseníku. — Acta Univ. Palack., Geogr. - Geol., 18, 23—56. Olomouc.
- Białowolska, A. (1976): Distribution of some main and subordinate metals in the minerals of lherzolite nodules in basaltoids from the environs of Łądek (Sudets). — Bull. Acad. pol. Sci., 24, 107—116. Warszawa.
- Blander, M. (1972): Thermodynamic properties of orthopyroxenes and clinopyroxenes based on the ideal two-site model. — Geochim. Cosmochim. Acta, 36, 787—799. Oxford.
- Boyd, F. R. (1973): A pyroxene geotherm. — Geochim. Cosmochim. Acta 37, 2533—2546. Oxford.
- Burkart, E. (1953): Moravské nerosty a jejich literatura. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Danckwerth, P. A. - Newton, R. C. (1978): Experimental determination of the spinel peridotite to garnet peridotite reaction in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂ in the range 900—1100 °C and isopleths of enstatite in the spinel field. — Contr. Mineral. Petrology, 66, 189—201. Berlin, Heidelberg, New York.
- Eliáš, M. (1962): Čedičové formace Nížkého Jeseníku. In: Z. Roth et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XXIV Olomouc, 153—160. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Engi, M. (1978): Mg-Fe exchange equilibria among Al-Cr spinel, olivine, orthopyroxene and cordierite. — Ph. D. Thesis, 6256, Eidgenössische Technische Hochschule. Zürich.
- Farsky, F. (1976): Mineralogische Notizen, 1. Mineralien aus den Kosakower Basaltkugeln. — Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst., 205—208. Wien.

- Fediuk, F. (1968): Additional notes on the basaltic volcanics and their ultrabasic nodules at Smrčí in the Železný Brod area. — Přírodověd. fak. Karl. univ., 1—12. Praha.
- (1973): Uzavřeniny v čedičových horninách podmoklicko-smrčských lávových proudů. — Úst. geol. věd Karl. univ. Praha.
- (1981): Ultramafické pecky v bazaltoidech. In: J. H. Bernard et al.: Mineralogie Československa, 63—69. — Academia. Praha.
- Fediuková, E. (1965): Ultrabasic xenoliths in the granulite at Klef near Český Krumlov. — Acta Univ. Carol., Geol., 3, 189—202. Praha.
- Finnerty, A. A. - Boyd, F. R. (1978): Pressure-dependent solubility of calcium in forsterite coexisting with diopside and enstatite. — Carnegie Inst. Washington Year Book 77, 713—717. Washington.
- Forbes, R. B. - Kuno, H. (1967): Peridotite inclusions and basaltic host rocks. In: Wyllie, P. J.: Ultramafic and related rocks. — J. Wiley, 328—337. New York, London, Sydney.
- Frejková, L. (1952): Příspěvek k poznání moravskoslezských sopek Nízkého Jeseníku. — Přírodověd. Sbor. ostrav. Kraje, 315—334. Opava.
- Frey, F. A. - Green, D. H. (1974): The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. — Geochim. Cosmochim. Acta, 38, 1023—1059. Oxford.
- Frey, F. A. - Haskin, M. A. - Poetz, J. A. - Haskin, L. A. (1968): Rare earth abundances in some basic rocks. — J. geophys. Res., 73, 6085—6098. Washington.
- Fujii, T. (1977): Fe-Mg partitioning between olivine and spinel. — Carnegie Inst. Washington Year Book 76, 563—569. Washington.
- Green, D. H. - Ringwood, A. E. (1967): The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in Upper mantle structure. — Earth planet. Sci. Lett. 3, 151—160. Amsterdam.
- Gruntorád, J. - Lhotská, Z. (1973): Geofyzikální výzkum neovulkanitů v Nízkém Jeseníku. In: Geofyzikální výzkum. — Skripta. Univ. Karl., 56—74. Praha.
- Henry, D. J. - Medaris, L. G. Jr. (1980): Applications of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in Southwestern Oregon. — Amer. J. Sci., 280 A, 211—231. New Haven.
- Hervig, R. L. - Smith, J. V. (1980): Sodium thermometer for pyroxenes in garnet and spinel lherzolites. — J. Geol. 88, 337—342. Chicago.
- (1982): Temperature-dependent distribution of Cr between olivine and pyroxenes in lherzolite xenoliths. — Contr. Mineral. Petrology, 81, 1984—1989. Berlin, New York.
- Herzberg, C. T. (1978): Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. — Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 945—957. Oxford.
- Hovorka, D. (1978): The West-Carpathians Mesozoic and Cenozoic basalts. — Geol. Zbor. Geologica Carpath. 29, 1, 77—89. Bratislava.
- Hovorka, D. - Fejdi, P. (1980): Spinel peridotite xenoliths in the West Carpathian late Cenozoic alkali basalts and their tectonic significance. — Bull. Volcanol., 43/1, 95—106. Napoli.
- Irvine, T. N. (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2: petrologic applications. — Canad. J. Earth Sci., 4, 71—103. Ottawa.
- Irvine, T. N. - Baragar, R. A. (1970): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., 8, 523. Ottawa.

- Klvaňa, J. (1893): Beiträge zur Petrographie mährisch-schlesischer Basalte. — Verh. Naturforsch. Ver. Brünn, 32, 3. Brno.
- Knotek, Z. (1962): Geologická stavba nízkohesenických sopek I. Ublířský vrch. — Přírodověd. Čas. slez., 23, 61—72. Opava.
- Kopecký, L. (1975). Relationship of olivine nodulae in young volcanics of the rift tectonics of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. — Trav. Lab. Sci. Terre, 11, 92—93. Marseille.
- Kozłowska-Koch, M. (1976): Petrography of ultrabasic nodules in basaltoides from environs of Łądek (Sudeten). — Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. Terre, 67—76. Warszawa.
- Kretz, R. (1982): Transfer and exchange equilibria in a portion of the quadrilateral as deduced from natural and experimental data. — Geochim. Cosmochim. Acta, 46, 411—421. Oxford.
- Kruťa, F. (1973): Slezské nerosty a jejich literatura. — Morav. Muz., 1—414. Brno.
- Le Maitre, R. W. (1984): A proposal by the IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. — Aust. J. Earth Sci., 31, 243—255. Carlton.
- Lindsley, D. H. (1983): Pyroxene thermometry. — Amer. Mineralogist 68, 477—493. Washington.
- Lindsley, D. H. - Andersen, D. J. (1982): A two-pyroxene thermometer. — Proc. 13th Lunar Planet. Sci. Conf. (submitted).
- (1983): A two pyroxene thermometer. — J. Geophys. Res., 88, A 887—A 906. Washington.
- Lutc, B. G. (1975): Chimičeskij sostav kontinental'noj kory i verchnej mantii Zemli. — Izdat. Nauka. 1—167. Moskva.
- Maaløe, S. - Aoki, K. (1977): The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of Iherzolites. — Contr. Mineral. Petrology 63, 161—173. Berlin, Heidelberg, New York.
- Macoun, J. et al. (1979): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 15-324 Opava. — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- Matsui, Y. - Nishizawa, O. (1974): Iron-magnesium exchange equilibrium between olivine and orthopyroxene over a temperature range 800—1300 °C. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr., 97, 122—130. Paris.
- Mercier, J.-C. C. (1976): Single-pyroxene geothermometry and geobarometry. — Amer. Mineralogist, 61, 603—615. Washington.
- Mísař, Z. (1956): Historický přehled geologických výzkumů v Nížkém Jeseníku od r. 1822 do přítomné doby. — Slez. stud. Úst. Zpr. Opava.
- Mísař, Z. - Jelínek, E. (1981): Uzavřeniny peridotitů, pyroxenitů, eklogitů, a opálů v leptynitech moldanubika na lokalitě Bory (jihozápadní Morava). — Věst. Ústř. Úst. geol., 56, 13—20. Praha.
- Mori, T. (1977): Geothermometry of spinel Iherzolites. — Contr. Mineral. Petrology, 59, 261—279. Berlin, Heidelberg, New York.
- Mysen, B. O. (1976): Experimental determination of some geochemical parameters relating to conditions of equilibration of peridotite in the upper mantle. — Amer. Mineralogist, 61, 677—683. Washington.
- Obata, M. - Banno, S. - Mori, T. (1974): The iron-magnesium partitioning between naturally occurring coexisting olivine and Ca-rich clinopyroxene: an application of the simple mixture model to olivine solid solution. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr., 97, 101—107. Paris.
- Pacák, O. (1928): Čediče Jeseníku a přilehlých území. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. math.-přírodověd., 1—172. Praha.

- Philpotts, J. A. - Schnetzler, C. C. - Thomas, H. H. (1972): Petrogenetic implications of some new geochemical data on eclogitic and ultrabasic inclusions. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, 1131—1166. Oxford.
- Powell, M. - Powell, R. (1974): Clinopyroxene geothermometer. — *Contr. Mineral. Petrology*, 48, 292—293. Berlin, Heidelberg, New York.
- Prokop, F. (1952): Soupis lomů ČSR č. 48, list Javorník (3858). — *Přirodověd. nakl. Praha*.
- Rieder, M. (1983): PYROUX — počítačový program k výpočtu teploty a tlaků krystalizace z chemického složení pyroxenů. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4, 289—296. Praha.
- Ringwood, A. E. (1979): Origin of the Earth and Moon. — Springer-Verlag, 1—295. New York, Heidelberg, Berlin.
- Rost, F. (1966): Über ultrabasische Einschlüsse in metamorphen Gesteinen des südlichen Moldanubikums. — *Krystalinikum*, 4, 127—162. Praha.
- Sack, R. O. (1980): Some constraints on the thermodynamical mixing properties of Fe-Mg orthopyroxenes and olivines. — *Contr. Mineral. Petrology*, 71, 257—269. Berlin, Heidelberg, New York.
- Sachtleben, T. - Seck, H. A. (1981): Chemical control of Al-solubility in orthopyroxene and its implications on pyroxene geothermometry. — *Contr. Mineral. Petrology*, 78, 157—165. Berlin, Heidelberg, New York.
- Saxena, S. K. (1976): Two-pyroxene geothermometer: a model with an approximate solution. — *Amer. Mineralogist*, 61, 643—653. Washington.
- Saxena, S. K. - Nehru, C. E. (1975): Enstatite-diopside solvus and geothermometry. — *Contr. Mineral. Petrology*, 49, 259—267. Berlin, Heidelberg, New York.
- Seck, H. A. (1984): Mantle diapirism beneath Cenozoic volcanic fields of Western Germany: evidence from the Temperature history of sheared mantle xenoliths. — Abstracts IV, sect. 08, 09, 27th Int. geol. Congr. Moscow, 442—443. Moscow.
- Schilling, J. G. - Winchester, J. W. (1969): Rare-earth contribution to the origin of Hawaiian lavas. — *Contr. Mineral. Petrology*, 23, 27—37. Berlin, Heidelberg, New York.
- Schovánek, P. (1971): Olivín v hlubinných vyvřelinách. — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- Speidel, D. H. - Osborn, E. F. (1967): Element distribution among coexisting phases in the system MgO-FeO-Fe₂O₃-SiO₂ as a function of temperature and oxygen fugacity. — *Amer. Mineralogist*, 52, 1139—1152. Washington.
- Stosch, H. G. (1981): Sc, Cr, Co and Ni partitioning between minerals from spinel peridotite xenoliths. — *Contr. Mineral. Petrology*, 78, 166—174. Berlin, Heidelberg, New York.
- Takahashi, E. (1980): Thermal history of lherzolite xenoliths. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1643—1658. Oxford.
- Trippke, P. (1878): Beiträge zur Kenntnis der schlesischen Basalte und Ihrer Mineralien. — *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 30, 145—209. Berlin.
- Vilminot, J. C. (1965): Les enclaves de peridotite et de pyroxenolite à spinelle dans le basalte du Rocher du Lion. — *Bull. Soc. franc. Minéral. Cristallogr.*, 88, 109—118. Paris.
- Virgo, D. - Hafner, S. (1969): Fe²⁺-Mg order-disorder in heated orthopyroxene. — *Mineral. Soc. Am. Spec. Pap.*, 2, 67—82. Washington.
- (1972): Temperature dependent Mg-Fe distribution in a lunar olivine. — *Earth planet. Sci. Lett.*, 14, 305—312. Amsterdam.
- Vokurka, K. - Povondra, P. (1983): Geothermometry and geobarometry of

- Iherzolite nodules from Kozákov, NE Bohemia, Czechoslovakia. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4, 261—272. Praha.
- Wedepohl, K. H. (1975): The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. — *Fortschr. Mineral.*, 52, 141—172. Stuttgart.
- Wells, P. R. A. (1977): Pyroxene thermometry in simple and complex systems. — *Contr. Mineral. Petrology*, 62, 129—139. Berlin, Heidelberg, New York.
- Wilshire, H. G. - Jackson, E. D. (1975): Problems in determining mantle geotherms from pyroxene composition of ultramafic rocks. — *J. Geol.*, 83, 313—329. Chicago.
- Wood, B. J. - Banno, S. (1973): Garnet-orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. — *Contr. Mineral. Petrology*, 42: 109—124. Berlin, Heidelberg, New York.
- Wyllie, P. J. (1967): Mafic and ultramafic nodules. In: Wyllie, P. J.: *Ultramafic and related rocks*. — J. Wiley, 327—349. New York, London, Sydney.

Během tisku této práce vyšly dvě publikace, mající k ní bezprostřední vztah:

- Fediuk, F. - Fediuková, E. (1985): Postmezozoické alkalické vulkanity severní Moravy. — *Acta Univ. Carol., Geol., Neužil Vol.*, 4, 355—382. Praha.
- Nixon, H. (edit.) (1987): *Mantle xenoliths*. — J. Willey and sons. Chichester, New York, Brisbane.

V první z nich jsou bližší údaje o bazaltoidech, obsahující námi popisované ultramafické nodule, ve druhé, v kapitole o xenolitech středoevropské oblasti, citují P. Jakeš a K. Vokurka výsledky zprávy E. Fediukové a F. Fediuka (1985): *Moravskoslezské bazaltoidy a jejich ultramafické nodule*. — MS Geofond. Praha.

Ultramafic nodules in basalts from northern Moravia, Czechoslovakia

(Summary of the Czech text)

Ferry Fediuk - Eva Fediuková

Received February 12, 1988

Postmesozoic basalt rocks of alkaline series occur in three regions of Czechoslovakia: in north Bohemia, north Moravia and south Slovakia. The occurrence of ultramafic nodules in the above rocks has been known from north Bohemian and south Slovakian regions whereas in north Moravia the nodules have not been reported so far. However, recent investigation has shown that in majority of north Moravian basalts the nodules could be currently found though their size and quantity were significantly smaller compared to those of the renown localities in Bohemia. They are most frequently found in the locality Zálesí in Rychlebské hory Mountains near the border with Poland but they occur also in the majority of forty localities scattered over the area of about 500 km². The common size of the nodules attains 2 cm the maximum measured size being 10 cm. Majority of them has an elliptic shape, however, some of the nodules correspond petrographically to the four-phase lherzolite but types with harzburgite and wehrlite tendency as well as varieties of dunite type have also been found. Besides that the olivine and orthopyroxene xenocrysts with complex coronite clinopyroxene-olivine rims have been established.

The prevailing type of the rock enclosing the nodules is nepheline basanite. The petrographic scale includes moreover olivine nephelinites, olivine hauynite-melilite nephelinites, olivine leucite-nephelinites on one, and alkalic olivine basalts on the other hand. Olivine-free varieties as well as varieties with phonolite tendency are missing. The age of volcanites ranges from the end of the Oligocene to the beginning of the Pleistocene with gradual time displacement of the volcanic activity from NE to SW. Penetration of the volcanic matter through the Earth's crust was controlled by fault system of NW—SE direction with a maximum situated on the junction of this system with the Šternberk — Horní Beňešov anticlinal zone of the NNE—SSW direction.

Chemical composition of a typical lherzolite nodule of Uhlířský vrch hill is very similar to that of the world average lherzolite nodules from basaltoid rocks but it is enriched in TiO_2 and depleted in MnO , NiO , Cr_2O_3 . In comparison to chondrites and garnet peridotites, lherzolite of Uhlířský vrch hill is significantly poorer in alkaline metals, partially also poorer in alkaline earths and in a number of siderophile elements as well. These antagonistic facts cannot be explained by an idea of a simple fractionation of the primordial mantle of commonly presumed composition. They reflect most probably mantle inhomogeneities. The representation of rare earths in the studied lherzolite is in principle of chondrite character and indicates a low degree of fractionation processes in contrast to the basaltoid rock carrying the nodules where it is exceptionally high. Comparison of general properties of basaltoid rock and lherzolite indicates that there is no genetic relationship between the two rocks.

Composition of individual mineral phases of lherzolite exhibits a high degree of homogeneity in olivines and orthopyroxenes while in clinopyroxenes the scatter of chemical composition is relatively high. The relative Mg-content in minerals increases from spinel over olivine and orthopyroxene up to clinopyroxene. Contents of chromium increase successively from olivine over orthopyroxene up to clinopyroxene culminating in spinel. Some of the spinels are apparently secondary and originated by exsolution. The inhomogeneity of the rock was probably only secondarily conditioned by the variable composition of its individual mineral phases (out of them most significantly by clinopyroxene) already in its original mantle position, but it was significantly conditioned by the variability in the quantitative representation of these phases.

On the basis of thermodynamic data, lherzolite nodules enclosed in north Moravian basaltoids may be unambiguously designated high-temperature, equilibrated at about $1100\text{ }^\circ\text{C}$ at the depth of approximately 80 km. These data are in agreement with the commonly accepted idea of the origin of the nodules from the upper mantle. As the ultramafic nodules from the three regions of the CSSR (north Bohemia, north Moravia and south Slovakia) are, with partial differentiation, basically identical, we may presume that in the Czechoslovak part of central Europe the upper mantle situated in the nodule source region is in the first approximation homogeneous, under detailed examination it is characterized by inhomogeneities of mainly quantitative mineralogical character.

Přeložila T. Hlavatá

Explanation of tables

Table 1. Mean chemical composition of north Moravian basaltsoids.

a — average of 16 published and four archival analyses (for quotations see the text) recalculated to 100 % without volatile components; *b* — standard deviation σ ; *c* — recalculation of column *a* values by adjustments of iron oxidation degree using the method after T. N. Irvin - R. A. Baragar (1971); *d* — C.I.P.W. standard calculated from the values of the column *c*.

Table 2. List of studied samples of lherzolite nodules of north Moravian basaltsoids.

Table 3. Chemical composition of four-phase spinel peridotite of Uhlířský vrch hill (*A*) compared with average mantle peridotite after K. H. Wedepohl (1975) (*B* — original mass fraction of atoms in ppm recalculated to mass % of oxides and to 100 %, with an average composition of the mantle under the continents after B. G. Lutz (1975) (*C*), with a mean of 384 spinel lherzolites representing an average composition of the topmost upper mantle after S. Maaløe — K. Aoki (1977) (*D*) and with an average of 20 analyses of spinel peridotites forming xenoliths in the alkaline basalt of Rocher du Lion after Vilminot (1965) (*E*). Analyst of the A column — J. Adam (1976). Bulk density = 3.348. + all iron as FeO.

Table 4. Contents of minor elements of the Uhlířský vrch hill rocks (all values in ppm, analyst V. Moučka, 1984); *A* — lherzolite nodules, *B* — olivine nephelinite.

Table 5. Analyses of olivines of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids.

Table 6. Analyses of orthopyroxenes of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids.

Table 7. Analyses of clinopyroxenes of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids. Numbering of individual analyses identical with the numbering of localities given in Table 2.

Table 8. Analyses of spinels of lherzolite nodules from north Moravian basaltsoids; 2a, b — Uhlířský vrch hill.

Table 9. Analyses of five olivines of the sample Zálesí 1A (a,b,c,d,e), their arithmetic mean and the arithmetic mean of analyses of three samples from the same locality — Zálesí 1A,B,C.

Table 10. Analyses of five orthopyroxenes of the sample Zálesí 1A (a,b,c,d,e), their arithmetic mean and the arithmetic mean of three samples from the same locality — Zálesí 1A,B,C.

Table 11. Analyses of five clinopyroxenes of the sample Zálesí 1A (a,b,c,d,e), their arithmetic mean and the arithmetic mean of three samples from the same locality — Zálesí 1A,B,C.

Table 12. Mean values of mineral analyses of the sample Zálesí 1A, recalculated to 100 %; *a*) arithmetic mean, *b*) standard deviation, *c*) population variance, *d*) 100 MgO : MgO+FeO, *e*) 100 FeO : MgO+FeO, *f*) 100 MgO : MgO+FeO+CaO, *g*) 100 FeO : MgO+FeO+CaO, *h*) 100 CaO : MgO+FeO+CaO.

Table 13. Mean values of mineral analyses of three different samples from the locality Zálesí 1A,B,C, recalculated to 100 %; *a*) arithmetic mean, *b*) standard deviation, *c*) population variance, *d*) 100 MgO : MgO+FeO, *e*) 100 FeO : MgO+FeO, *f*) 100 MgO : MgO+FeO+CaO, *g*) 100 FeO : MgO+FeO+CaO, *h*) 100 CaO : MgO+FeO+CaO.

Table 14. Mean values of 14 analyses of olivines, 10 analyses of orthopyroxenes and 10 analyses of clinopyroxenes from all the studied localities recalculated to 100 %; *a*) arithmetic mean, *b*) standard deviation, *c*) population variance, *d*) 100

MgO : MgO + FeO, e) 100 FeO : MgO + FeO, j) 100 MgO : MgO + FeO + CaO,
 g) 100 FeO : MgO + FeO + CaO, h) 100 CaO : MgO + FeO + CaO.

Table 15. Values of temperature T (in °C) and pressure P (in GPa) of equilibration of north Moravian lherzolite nodules calculated from the chemical composition of their mineral phases. Values A—E calculated by M. Rieder (using the method of M. Rieder 1983), values F, G calculated according to the original literature. Numbering of samples identical with that in the list of Table 2.

Explanation of figures

1. Schematic map of the CSSR with indicated basaltoids containing lherzolite nodules, 1 — north Bohemian region, 2 — north Moravian region, 3 — south Slovakian region.
2. Geological sketch-map of north Moravia and Upper Silesia with numbered localities of ultramafic nodules sampled for this study: 1 — Zálesí, 2 — Uhlířský vrch hill, 3 — Venušina sopka volcano, 4 — Břidličná, 5 — Volárna, 6 — Malý Roudný, 7 — Velký Roudný, 8 — Křiřtanovice, 9 — Albrechtice, 10 — Štěmplevec, 11 — Kamenná hůrka, 12 — Červený vrch (Zlatá Lípa).
 1 — basaltoids, 2 — Quaternary sediments, 3 — Tertiary and Mesozoic of the Carpathian system, 4 — Carboniferous, 5 — crystalline complexes including the Devonian.
3. Histograms of proportion frequency of main oxides in continental nodules of spinel lherzolites after S. Maaløe - K. Aoki (1977) with indicated corresponding values for lherzolite nodule from Uhlířský vrch hill (triangle).
4. Diagram of $100 \text{ K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) : \text{SiO}_2$ of volcanites from various world occurrences containing lherzolite nodules according to R. B. Forbes - H. Kuno (1967), modified after F. Fediuk (1973).
 Isolines 1—2, 5—5—10—15 %; 1 — average of north Moravian basaltoids (see Table 1), 2 — lherzolite of Uhlířský vrch hill (see Table 3, column A). *Broken line* indicates the field of projection points of north Moravian volcanites according to 20 published and archival chemical analyses.
5. Diagram of rare earth proportion normalized to chondrite contents after F. A. Frey et al. (1968).
 ON N.J. — olivine nephelinite of the Nížký Jeseník mountains (Uhlířský vrch hill); ON Hw — olivine nephelinite Hawaii (after J. G. Schilling - J. W. Winchester 1969); LHZ N.J. — lherzolite nodules of the Nížký Jeseník Mountains (Uhlířský vrch hill); LHZ A — trend of lherzolite nodules of the type A i.e. enriched in light earths; LHZ B — trend of lherzolite nodules of the type B devoid of light earth; both trends after J. A. Philpotts et al. (1972) and F. A. Frey - D. H. Green (1974).
6. Projection points of analyzed coexisting olivines, orthopyroxenes and clinopyroxenes expressed by the ratio of the components Fo : Fa, En : Fs and Wo : En : Fs.
7. Scatter of Mg-content — $100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ in four coexisting mineral phases of north Moravian lherzolite nodules with indicated mean values (*broken line*).

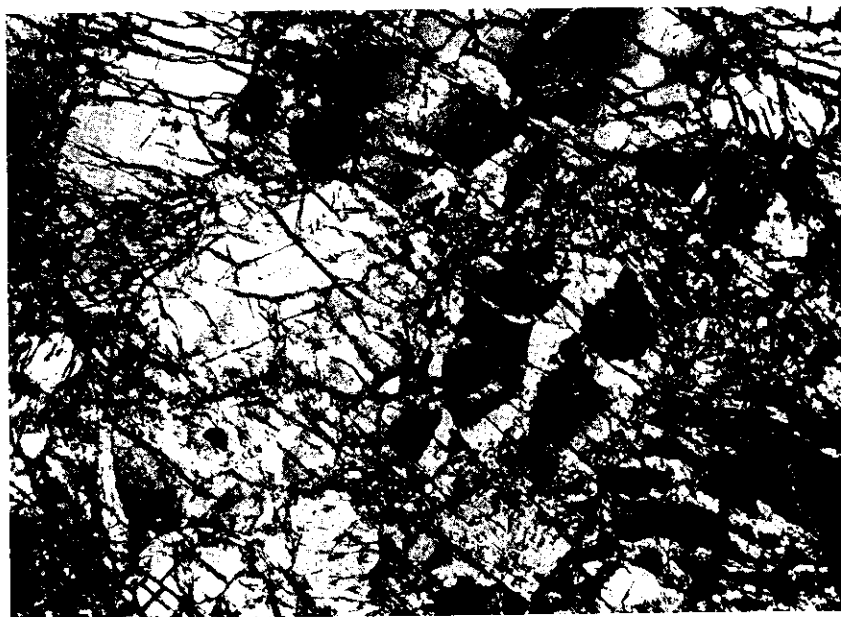
Explanation of plates

Pl. I

1. Lherzolite nodules of nepheline basanite of the top part of Velký Roudný hill. X24, X nicols.

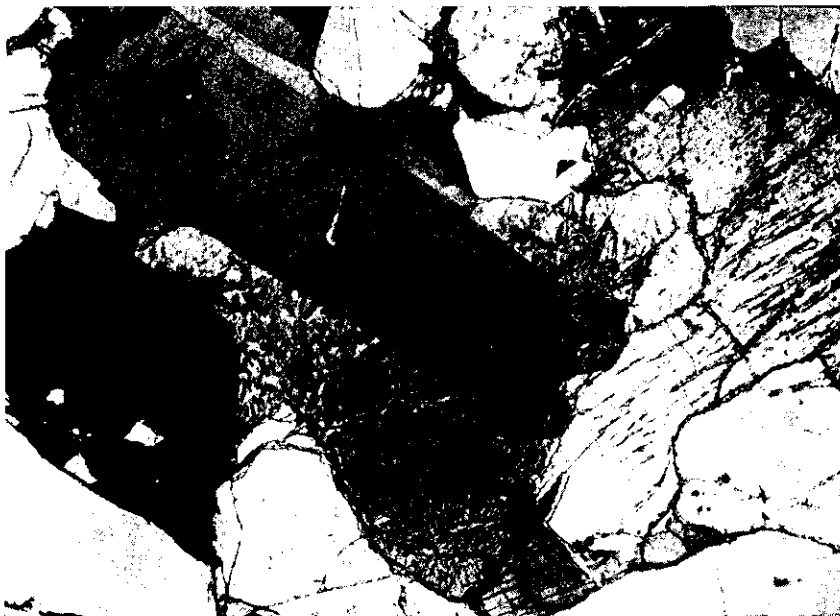


1. Lherzolitová nodule z nefelinického bazanitu vrcholové části Velkého Roudného. Zvětšeno 24X, X nikoly



2. Tlakově postižený lherzolit z olivinického nefelinitu lokality Zálesí u Javorníka. Zvětšeno 24X, X nikoly

Foto J. Šindelářová

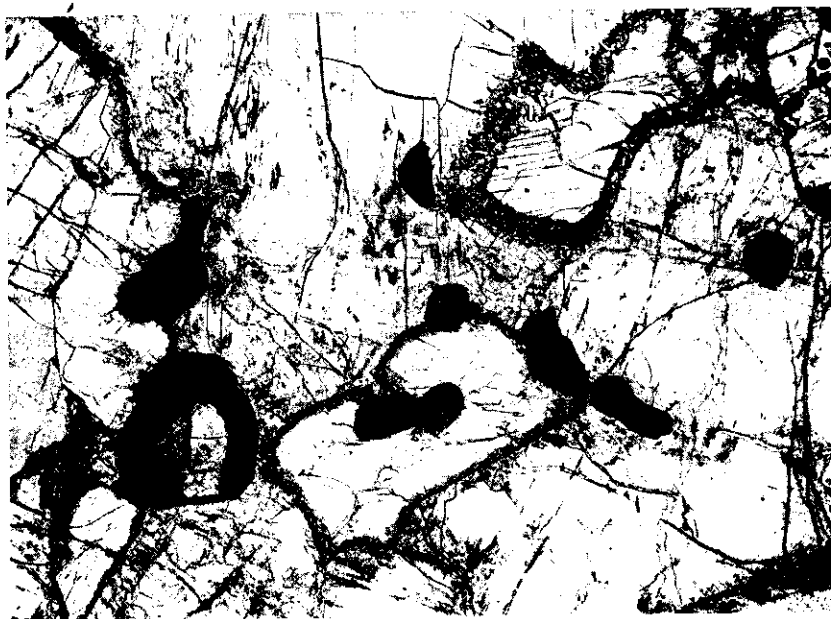


1. Lherzolitová nodule z nefelinického bazanitu Venušiny sopky s tlakově lamelovaným olivínem. Zvětšeno 24X, X nikoly

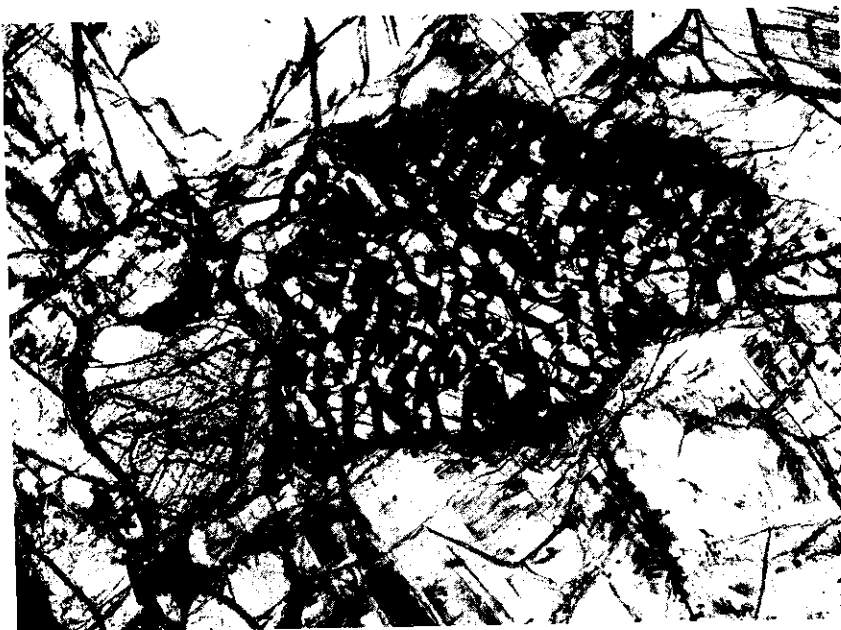


2. Zdvojitěný ortopyroxen z lherzolitové nodule v olivínickém nefelinitu lokality Záhoří u Javorníka. Jsou patrné odmišžené lamely a zaoblená inkluze olivínu. Zvětšeno 24X, X nikoly

Foto J. Šindelářová

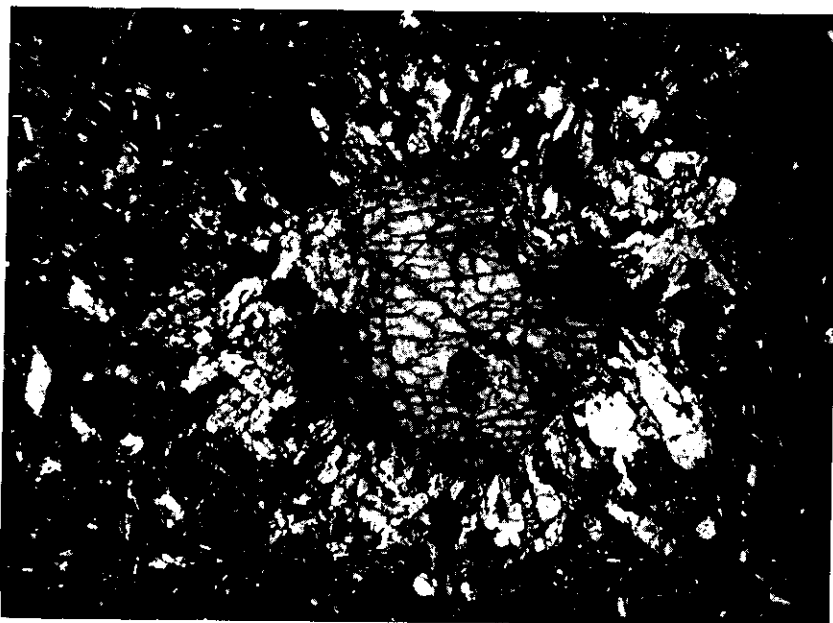


1. Zrnitý spinel z hercynitové nodule olivinického nefelinitu Uhlířského vrchu, kráterová facie. Zvětšeno 24X, bez analyzátoru

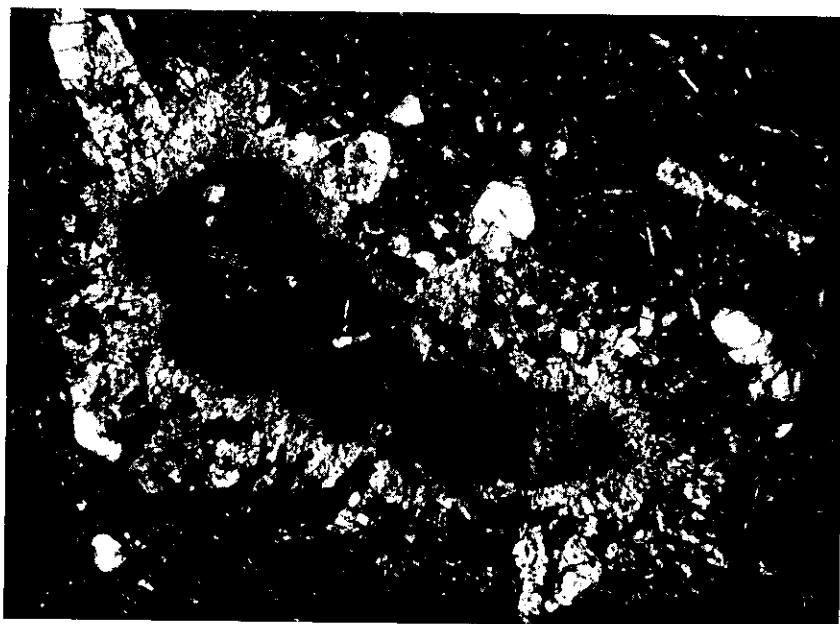


2. „Vermikulitický“ spinel z hercynitové nodule olivinického nefelinitu Uhlířského vrchu, kráterová facie. Zvětšeno 24X, bez analyzátoru

Foto J. Šindelářová



1. Ortopyroxenový xenokryst s koronitovým lemem složeným na vnitřní straně z klinopyroxenu, na vnější z olivínu. Nefelinický bazanit, Břidličná jz. od Bruntálu. Zvětšeno 78X. Zkřížené nikoly



2. Jiné zrno ortopyroxenu s koronitovou obrubou v nefelinickém bazanitu z Břidličné. Zvětšeno 78X. Zkřížené nikoly

Foto M. Fišera

2. Pressure-affected lherzolite of olivine nephelinite from the locality Zálesí near Javorník. X24, X nicols.

Pl. II

1. Lherzolite nodules of nepheline basanite from Venušina sopka volcano containing olivine with deformation lamellae. X 24, X nicols.
2. Twinned orthopyroxene of lherzolite nodule in olivine nephelinite from the locality Záhoví near Javorník. Note the exsolution lamellae and a rounded inclusion of olivine. X 24, X nicols.

Pl. III

1. Granular spinel from lherzolite nodule of olivine nephelinite from Uhlířský vrch hill, crater facies. X24, without analyzer.
2. "Vermiculite" spinel from lherzolite nodule of olivine nephelinite from Uhlířský vrch hill, crater facies, X24, without analyzer.

All photos by J. Šindelářová

Pl. IV

1. Orthopyroxene xenocryst with a corona rim consisting of clinopyroxene on its inner side and olivine on its outer side. Nepheline basanite, Břidličná SSW of Bruntál. X78, X nicols.
2. Another orthopyroxene grain with a corona rim in nepheline basanite from Břidličná. X78, X nicols.

Photos by M. Fišera

Ультрамафические желваки в базальтоидах северной Моравии

Ультрамафические желваки известны из щелочных базальтоидов северочешской и южнословацкой областей. В подобных вулканических породах северной Моравии они, в основном, оставались пока незамеченными. Хотя их количество и величина выразительно отстают от самых известных их местонахождений в Чехии, можно их обнаружить в большинстве здешних базальтов, местонахождения которых рассеяны по области площадью около 500 км². Совершенно преобладающим петрографическим типом желваков являются четырехфазные лерцолиты с ассоциацией оливина, ортопироксена, клинопироксена и шпинели. Кроме того встречаются тоже ортопироксеновые ксенолиты и их скопления. Состав оливина соответствует форстериту, близкому к хризолиту, а клинопироксена — диопсиду до эндиопсида, содержащему в среднем 1,5% Cr₂O₃. Ортопироксен определен как энстатит до бронзита, из шпинелидов преобладает обыкновенная шпиндель, содержащая хром. Химический состав отдельных фаз желваков показывает максимальную амплитуду изменчивости в области клинопироксенов, тогда как изменчивость состава оливинов, ортопироксенов и шпинелидов невелика. Отношения содержаний минералов в желваках, а также их гранулометрический состав, колеблются в значительном диапазоне. Расчеты условий равновесия желваков по температуре и давлению предоставили величины около 1100 °C и 2,5 ГПа.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 44	Str. 51—78	6 obr.	3 tab.	4 přil.	Praha 1989 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	---------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Xenolity charnockitových hornin ve vulkanitech Českého středohoří

Charnockite xenoliths in the Tertiary volcanites of the České středohoří Mts., northern Bohemia

Mojmír Opletal¹ - Stanislav Vrána¹

Předloženo 25. února 1986

Opletal M. - Vrána S. (1989): Xenolity charnockitových hornin ve vulkanitech Českého středohoří. — Sbor. geol. Věd, Geol., 44, 51—78. Praha.

V ý t a h: Uvádíme výsledky geologického, petrologického a petrochemického studia charnockitových hornin, vyskytujících se jako xenolity ve vulkanitech Českého středohoří v území mezi Ústím n. Labem a Litoměřicemi. Byly rozlišeny dvě skupiny hornin: 1. granity chudé K-živcem, granodiority, křemenné monzodiority až monzodiority, 2. křemenné syenity. Horniny obvykle obsahují ortopyroxen jako jediný Fe-Mg silikát, pouze monzodiorit a křemenný syenit obsahují též Ca-klinopyroxen. Charnockity mají vzhled granitoidních hornin, nevýraznou až výraznou paralelní texturu s charakteristickými znaky deformace a vysokoteplotní rekrystalizace. Od granulitů moldanubického typu se liší nepřítomností granátu, amfibolu a biotitu, a po geochemické stránce výrazně vyššími hodnotami K/Rb. Diskutujeme vztah těchto charnockitů ke dvěma typům granulitových hornin v hercynidách Evropy a k některým prekambričtým charnockitům východoevropské platformy. Výsledky dokládají v oblasti Českého středohoří charnockitový komplex vázaný patrně na hlubší část kůry.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

Výskyty charnockitů — hornin granitoidního složení obsahujících ortopyroxen jako hlavní Fe-Mg silikát — přitahují vytrvale pozornost pro specifický způsob geologického výskytu a speciální podmínky jejich vzniku i pro své geochemické vlastnosti. Rozsáhlejší výskyty charnockitů jsou koncentrovány v oblastech hluboce erodovaných prekambričtých štítů; menší segmenty charnockitů a pyroxenických granulitů ve fanerozoických kolizních pásmech byly transportovány do mělkých

úrovní zemské kůry tektonicky. Mladé vulkanity převážně bazaltoidního složení obsahují charnockity nebo pyroxenické granulity v podobě xenolitů, které poskytují informaci o složení hlubších partií kontinentální kůry v období příslušného vulkanismu.

Xenolity charnockitů ve vulkanitech Českého středohoří, kterým je věnována tato práce, umožňují získat s minimálními náklady údaje o složení a vlastnostech hornin hlubší části kontinentální kůry v oblasti Českého středohoří, v hloubkách, které jsou pravděpodobně mimo dosah jiných nákladných metod vzorkování, jako jsou hluboké, příp. i superhluboké vrty.

Charnockity zcela analogické s horninami popisovaných xenolitů nejsou známy z Českého masívu, přestože hercynská a kadomská orogeneze způsobily, že jednotlivé segmenty představují velmi různé hloubkové úrovně. Výjimky by mohly představovat jemnozrné charnockitické melasyenity v tábořském masívu (Frejvald - Jakeš 1964, 1966b) a kyselé hyperstenické a ferohyperstenické granulity s granátem v lišovském masívu (Vrána - Jakeš 1982).

Dále jsou v Českém masívu známy ortopyroxenické granulity a bazické dvoupyroxenické granulity v některých granulitových tělesech moldanubika (Barvíř 1897, Hejtmán 1962, Scharbert - Kurat 1974, Fediuková 1978, Vrána - Jakeš 1982, Fišera et al. 1982). Spletitou problematikou vztahů termínů charnockit a pyroxenický granulit se zabývá na základě přehledu světové literatury referát Frejvalda a Jakeše (1966a). I když tyto dva pojmy byly někdy používány jako synonyma, převládá tendence používat termín charnockit pro horniny, které mimo chemické složení granitoidů jsou charakterizovány i texturami a celkovým vzhledem granitoidů. Tuto tendenci respektujeme v této práci, též s ohledem na skutečnost, že popisované charnockity jsou zřetelně odlišné od pyroxenických a dvoupyroxenických granulitů moldanubika mineralogicky i podmínkami svého vzniku.

Přehled výzkumů

Při geologickém mapování listu Ústí nad Labem v letech 1964—1967 byly nalezeny ve vulkanitech Českého středohoří místy četné xenolity krystalinických hornin. Xenolity sbíral převážně O. Shrbený, dále F. Macák a doplňující sběry hlavně pro analýzy charnockitů jsou od M. Opletala, který pak zpracoval získaný materiál a horniny popsal ve zprávě k listu mapy Ústí nad Labem (Opletal in Shrbený et al. 1967) a v krátkém článku (Opletal 1967). Na sousedním listu mapy

1 : 50 000 Úštěk byly sběry xenolitů v terciérních vulkanitech prováděny L. Kopeckým a zčásti V. Kleinem. Xenolity krystalinika zpracoval M. Opletal a výsledky byly zveřejněny v publikaci Klein a Opletal (1966).

Xenolity krystalinických hornin z podloží křídý v širším okolí Ústí n. Labem byly známy již dříve a uvádějí je Hibschi (1903, 1904), Ir-gang (1909), Hibschi a Seeman (1913) a Hibschi et al. (1917). Ebert (1932) uveřejňuje mapku nálezů xenolitů podle vlastních i starších výzkumů. O první syntézu křídového podloží se pokoušejí Petrascheck (1910), Petrascheck et al. (1944) a Ebert (1932). Mapy podloží křídý sestavují na základě studia vrtů a xenolitů hlavně Havlena a Pouba (1959), Klein (1963), Vachtl (1965), Kopecký a Sattran (1966), Klein a Opletal (1966), Shrbený a Opletal in Shrbený et al. (1967) a Chaloupský (1973).

Podle těchto údajů byly v podloží křídý v širším okolí Ústí n. Labem, Litoměřic a Úštěka vymezeny:

1. permokarbonské sedimenty s melafyrovými výlevy, zastižené některými vrty (např. LO-1 Brusov),
2. karbonský křemenný porfyr, zčásti vycházející na povrch v Opárenském údolí,
3. mezozonálně až epizonálně metamorfované horniny — svory, fylity až drobové fylity s vložkami amfibolitů (svrchní proterozoikum—starší paleozoikum). Jsou zastiženy vrty mezi Úštěkem a Dolními Heřmánky, vyneseny vulkanity jako xenolity a vycházejí v krystaliniku České brány u Malých Žernosek,
4. krušnohorské krystalinikum (pararuly, migmatity a ortoruly) bylo v podloží křídý zastiženo vrtem Brná (j. od Ústí nad Labem — viz obr. 1), nebo je avizováno xenolity ve vulkanitech,
5. granulity a granulitické ruly jsou známy z oherského krystalinika a z xenolitů,
6. granitoidní horniny byly navrtány v podloží křídý řadou vrtů v nejzápadnější části maršovicko-bezdězské elevace, zvláště v okolí Dolních Heřmánek a vrtem Rýdeč (j. od Velkého Března). Podle radiometrického stáří (biotit, K-Ar) amfibolicko-biotitického granodioritu z vrtu Úb-7 Rýdeč ($310 \cdot 10^6$ let) lze předpokládat jejich variské stáří. Jsou známy též z řady xenolitů,
7. charnockitické horniny neznámého stáří byly vyneseny na povrch jako xenolity v terciérních vulkanitech,
8. ultrabazika (peridotity a serpentinity) jsou známé z podloží křídý u Měrunic, kde byly navrtány v asociaci s kyanit-granátickými granulity, a z četných xenolitů.

Uvedené charnockity granitického vzhledu v čedičových horninách Českého středohoří popsal Opletal (1967). Není vyloučené, že tyto horniny zde byly známy již dříve, ale pod jiným názvem. Hibs ch (1904) uvádí výskyt xenolitu „augitgranitu“ jižně od Ústí n. Labem a Hibs ch a Seeman (1913) z Kukly u Tašova „augitsyenit“. Není zřejmé, zda tyto horniny obsahovaly monoklinický pyroxen, nebo zda rombický pyroxen nebyl rozpoznán. Ebert (1932) považuje tyto „augit-führende Granite“ za terciérní hlubinné horniny, nebo za produkty protokrystalizace bazaltového magmatu. Opletal (1967) předpokládal, že pestrá škála charnockitických hornin vznikla z pyroxenických dioritů granitizací (syenodiority, syenity, granodiority a granity). Uvažuje o jejich teoretické příslušnosti buď k hlubinnějšímu stavebnímu patru, nebo o jejich přítomnosti v podloží křída.

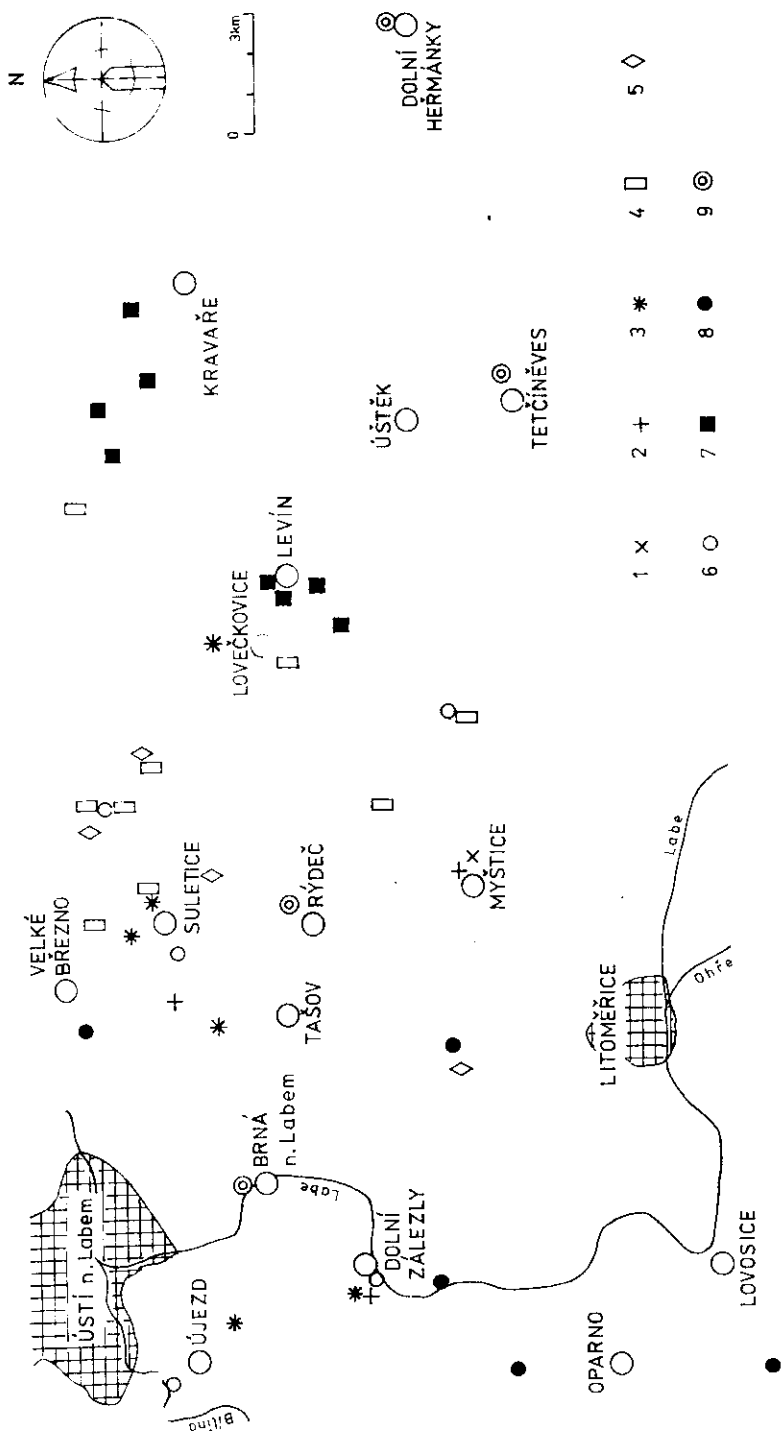
Vlastní výzkumy

V současné etapě prací byla provedena revize výbrusového materiálu, při které bylo zjištěno několik nových lokalit xenolitů charnockitických hornin. Dále bylo nově analyzováno 6 vzorků (silikátové analýzy a analýzy stopových prvků). Celkem 10 vzorků bylo vyhodnoceno geochemicky a petrochemicky.

Xenolity krystalinických hornin se vyskytují v čedičových horninách nebo pyroklastikách na řadě lokalit, jak ukazuje mapa na obrázku 1. Nejsou v ní zaznamenána místa výskytu xenolitů fylitů, svorů, rul a ortorul, tj. hornin bez bližšího vztahu k charnockitovým horninám.

V Újezdě u Trmic (jz. od Ústí n. Labem) jsou v pyroklastikách hojně drobné xenolity — ruly, granulitické ruly, světlé granulity s granátem a kyanitem, amfibolity a ojedinělý tmavošedý granulit s ortopyroxenem. Podobně horninové asociace, avšak bez granulitů s rombickým pyroxenem popisují Kopecký a Sattran (1966) z podloží křída, kde byly zastíženy vrty spolu se serpentinizovanými pyroxen-pyropovými peridotity. Peridotity se vyskytují též v námi studované oblasti (viz obr. 1).

V okolí Leštiny (v. od Velkého Března) je několik lokalit, kde se vyskytuje řada granitických hornin, nepatřících však k charnockitům. Byly zde popsány biotitické žuly, amfibol-biotitické granodiority, žulové porfyry až granodioritové porfyryty. Některé horniny mají zvýšené obsahy kalcitu. Řada hornin je postižena silnou kaustickou metamorfózou, která je typická natavením a mladší kostrovitou krystalizací plagioklasu (příl. I-1). Xenolity granitoidních hornin zde indikují pokračování masívu, zastížného v podloží křída vrtem Úb-7 Rýdeč.



1. Přehledná mapa výskytu xenolitů v žedličových horninách Českého středohoří, j. a jv. od Ústí n. Labem
 1—3 — charnockitové horniny; 1 — žuly až granodiority, 2 — křemenné monzodiority až diority, 3 — syenity; 4 — ostatní granitoidy, 5 — karbonatizované granitoidy, 6 — granátické až kyanit-granátické granuly, 7 — gabrodiority až gabra, 8 — peridotity, 9 — vybrané vrty do podloží křídly

Charnockitové horniny se vyskytují ve čtyřech úsecích. První je j. od Ústí n. Labem; k několika lokalitám granitoidů s pyroxenem patří i dvě lokality Hibschova „augitgranitu“. Nejvíce xenolitů, velikosti až 10 cm, bylo nalezeno na lokalitě Dolní Zálezly, kde byly zjištěny tři typy charnockitových hornin. První typ je světle šedý syenodiorit s ortopyroxenem (asi 5 %), který má pleochroismus typický pro dále popsané horniny: X — světle okrově červená, Y — světle zelenožlutá, Z — modrozeleň. Slabě antipertitický plagioklas má bazicitu 46 % An. Nehojný K-živec (do 5 %) vyplňuje mezery mezi plagioklasy. Druhým horninovým typem je šedobílý, slabě usměrněný leukokratní syenit s malým množstvím (1–3 %) rombického pyroxenu, který je často silně postižen proměnou. Antipertitický plagioklas tvoří menší zrna zčásti zatlačovaná K-živcem. Silně pertitický draselný živec (poměr Or : Ab je 3 : 1 až 2 : 1) buduje převážnou část základní hmoty a nehojně vyrostlice. Třetí typ — pyroxenický syenit — je blízký předešlé hornině, ale má 5 % monoklinického pyroxenu.

V druhém úseku, j. až jv. od Velkého Března se vyskytují další místa s xenolity hornin obsahujícími rombický pyroxen. Patří sem i lokalita Kukla u Tašova, odkud popisují H i b s c h a S e e m a n (1913) „augit-syenit“. Xenolity žul až syenitů patřících k charnockitům mají v této oblasti silně alkalický charakter. Jsou bělošedé, černoohnědě tečkované, jemnozrnné až drobnozrnné a vzhledu mírně usměrněných plutonitů. Jsou bohaté K-živcem a relativně chudé pyroxeny (obsahují buď orto- nebo klinopyroxen), které jsou často silně sekundárně přeměněné a vyvětralé. V okolí Suletic se vyskytují xenolity velké až 20 cm; pochází odtud analýza 10 (viz tab. 1). Horniny jsou blízké syenitům z Dolních Zálezel, popsaným výše. Na dvou lokalitách u Velkého Března byly nalezeny též bazičtější členy, patřící patrně též k charnockitové asociaci. Pyroxenický gabrodiorit má monoklinický pyroxen a pyroxenický diorit rombický pyroxen s vyvinutými kelyfitickými lemy.

Třetí úsek je s. až sz. od Úštěku. Zde u Lovečkovíc je ojedinělý výskyt charnockitu (pyroxenického granodioritu). V okolí Levína bylo nalezeno na třech lokalitách pět xenolitů, určených jako norit, augitické a amfibolické gabro. Severozápadně od Kravař byl na dvou lokalitách nalezen **hyperit, na jedné olivínické gabro**. Gabro má složitou genezi, což dokazuje jednak složení (plagioklas — bytownit, klinopyroxen, ortopyroxen, olivín, spinelid — hercynit, apatit, chlorit), jednak symplektitická struktura (příl. I-2 a II-1). Spinelid symplektiticky prorůstá pyroxen a na jejich styku se tvoří úzký lem chloritu. Na styku olivín-plagioklas vznikají kelyfitické lemy. Vztah popsaných gabroidních hornin k charnockitům je nejasný, není však vyloučeno, že mohou představovat nejbazičtější členy charnockitového komplexu.

Čtvrtý úsek charakterizuje především hlavní lokalita charnockitů — Myštice. Zde v opuštěném lomu byly v čedičové žíle nalezeny F. Macákem až 30 cm velké xenolity granitoidních hornin, určené M. Opletalem jako charnockity. Tři xenolity byly analyzovány již v r. 1967 (analýzy 7—9), dalších šest vzorků v r. 1984 (analýzy 1—6). Makroskopicky lze rozlišit tři typy charnockitických hornin. První je reprezentovaný chemickou analýzou 7. Hornina je v čerstvém stavu krémová, šedočerně nevýrazně skvrnitá až šmouhovitá. Je jemnozrná až drobnozrná, slabě až středně usměrněná. Má vzhled charnockitické ruly. Druhý makroskopicky odlišný typ má vzhled typicky granitoidní — jsou to slabě usměrněné charnockity. Mají drobné zrno a jsou okrově šedé, šedočerně skvrnitě až šmouhovitě. Popis odpovídá vzorkům analyzovaným pod č. 5 a 6. Třetí ojedinělý typ je hnědavě šedý, drobně zrnitý, porfyrický. Má až 10.15 mm velké porfyrické vyrostlice K-živce. Hornina je všesměrně zrnitá, granitického vzhledu. Jako jediná z analyzovaných hornin obsahuje oba pyroxeny (analýza 9).

První a druhý makroskopický typ mají podobné složení a ani strukturálně se příliš neliší. Modální složení: plagioklas, K-živec, křemen, rombický pyroxen (asi 5 %), akcesorie — apatit, zirkon, ilmenit, titanomagnetit, sekundární minerály — sklo, chlorit, serpentín, opál. Teoretické (vypočtené) modální složení uvádí tabulka 1 a Streckeisenův diagram na

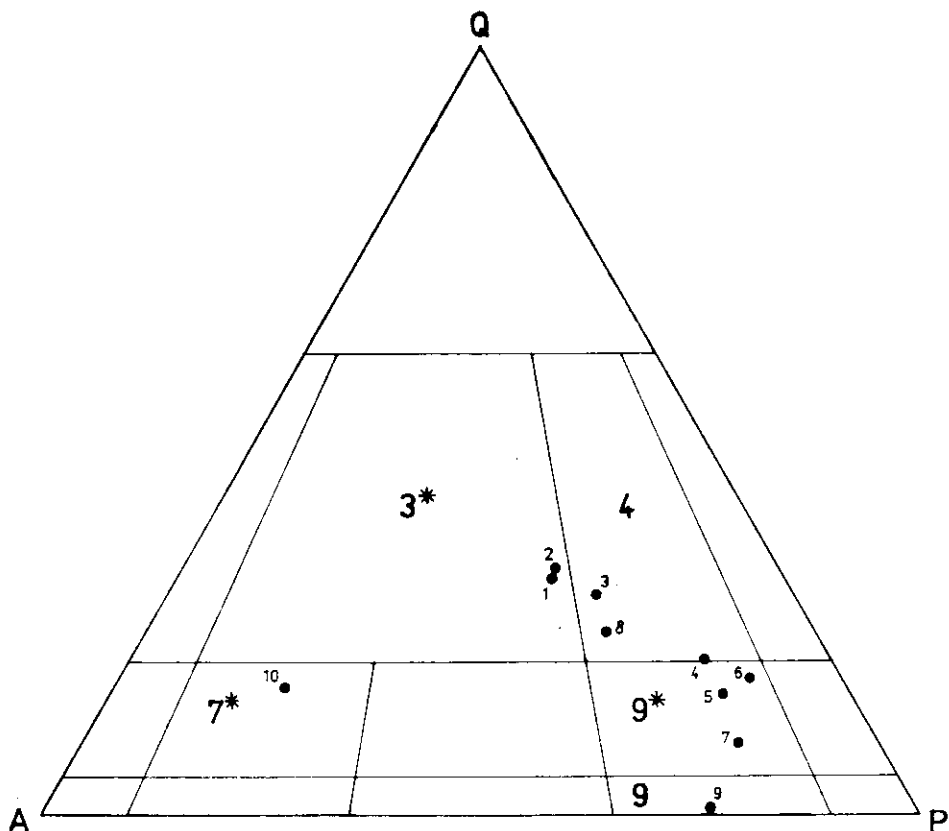
Tabulka 1

Mineralogické složení charnockitů vypočtené z chemických analýz (hmot. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
křemen	27,7	23,5	24,3	16,0	11,9	13,8	7,1	20,5	0,5	15,5
K-živec	22,0	21,2	16,7	11,1	11,3	7,9	12,2	23,1	18,3	5,1
albit	25,9	27,8	27,6	32,4	33,3	34,5	35,6	28,8	42,1	1,8
anortit	11,5	14,5	16,7	20,3	22,2	22,3	24,0	17,1	18,5	4,0
hypersten	4,4	5,6	6,0	10,0	12,1	10,7	11,9	9,1	9,4	1,0
ilmenit	0,9	1,1	1,3	1,7	1,9	2,1	1,7	1,1	2,3	0,7
magnetit	2,3	1,3	2,1	2,6	2,6	3,0	3,3	2,3	2,2	2,3*
apatit	0,2	0,6	0,6	0,9	1,0	1,0	0,9	0,5	1,0	0,4
kalцит	0,3	—	0,6	—	—	—	—	—	0,9	—
An	29,4	33,0	36,3	37,1	38,6	37,8	38,8	35,9	29,2	20,3
Fs	12,3	27,9	28,5	32,9	36,4	33,1	34,5	46,3	33,1	22,9

* hematit

1 — Myštice, lom, xenolit f — pyroxenický granit; 2 — Myštice, xenolit c — pyroxenický granit; 3 — Myštice, xenolit z — pyroxenický granodiorit; 4 — Myštice, xenolit w — pyroxenický granodiorit; 5 — Myštice, xenolit x — pyroxenický křemenný monzodiorit; 6 — Myštice, xenolit y — pyroxenický křemenný monzodiorit; 7 — Myštice, xenolit e — pyroxenický křemenný monzodiorit; 8 — Myštice, xenolit a — pyroxenický granodiorit (vzorky 1—8 obsahují rombický pyroxen), 9 — Myštice, xenolit d — pyroxenický monzodiorit (rombický + monoklinický pyroxen); 10 — Sulečice-Byňov — leukokratický pyroxenický křemenný syenit (rombický pyroxen)



2. Mineralogické složení charnockitů vypočtené z chemických analýz podle P. Mielka - G. F. Winklera (1979); horniny jsou zařazené do Streckeisenova klasifikačního diagramu

Lokalizace vzorků viz tab. 1

Velké číslice vymezují tato pole: 3* — granity, 4 — granodiority, 7* — křemenný syenit, 9* — křemenný monzodiorit, 9 — monzodiorit

obrázku 2, z něhož vyplývá, že charnockity tvoří petrograficky pestrou řadu hornin od granitu přes granodiorit a křemenný monzodiorit až k monzodioritu. Bronzit — hypersten je hypidiomorfní až alotriomorfní (příl. II-1,2), má max. velikost 1,8 mm a výrazný pleochroismus: X — světle červenohnědá, Y — hnědavě žlutá, Z — modrozelená. Úhel optických os $2V_{xx} = 63-65^\circ$. Kaustická metamorfóza způsobuje, že na styku mezi pyroxeny a světlými minerály, zvláště křemenem, se pyroxen od okrajů mění na červenohnědé sklo. Zároveň dochází k odmísení rudního minerálu ve formě pigmentu až drobných zrněk [příl. III-1]. V pozdějším stadiu se ze skla místy vytvářejí serpentínové mikrokrystalické ooidy 0,1—0,5 mm velké, které mají koncentrickou stavbu. Sklo migruje i do

okolí a proniká podél drobných trhlin. Místy z tohoto skla krystalizují jemné agregáty novotvořených pyroxenů (příl. III-2). Křemen tvoří nepravidelná alotriomorfní zrna vtoušená v základní tkáni nebo shlukující se do menších skupinek. Má velikost 0,1 mm až 3,3 mm. Plagioklas tvoří jednak oválné porfyroblasty až porfyroklasty 1—3 mm velké, jednak drobnou mozaiku izometrických zrn průměrné velikosti 0,4 mm. Jeho bazicita kolísá mezi 42—48 % An. K-živec je součástí základní tkáně (0,1 mm), kdy tvoří tmel plagioklasových zrněk. Místy vytváří porfyroblasty až 3,5 mm velké. Odpovídá vřetenovitému mezopertitu s poměrem složky Ab : Or 1 : 3 až 1 : 4. Struktura horniny je na přechodu mezi blastoporfyroklastickou až blastokataklastickou (příl. IV-1,2). Při kaustické metamorfóze došlo ve většině xenolitů k tvorbě skla (příl. III-2). Z analyzovaných hornin jsou vzorky 3 a 9 bez skla, ostatní obsahují 1—3 % skla.

Třetí typ patří monzodioritu (analýza 9), který obsahuje oba pyroxeny. Od předcházejících hornin se liší především přítomností (3 %) světle zeleného, krátce sloupečkovitého monoklinického pyroxenu. Jeho zrna, velká v průměru 0,5 mm a max. 1,4 mm, se místy shlukují do menších skupinek a často jsou na okraji postižena produkty začínající proměny. Má úhel zhášení $Z/c = 44^\circ$. Ortopyroxen je téměř zcela proměněn na rezavě hnědý agregát Fe-oxidů a serpentinitu; množství těchto pseudomorfóz je asi 5 %. K-živec tvoří jednak část základní hmoty, jednak vytváří velké porfyroblasty (přes 10 mm). Má hojné vřetenovité pertity s poměrem Ab ku Or 1 : 3. Podle rentgenografického určení (prášková metoda — J. Hrušková, laboratoře ÚÚG) se jedná o monoklinický vysokoteplotní draselný živec.

Celkově lze shrnout, že charnockitové horniny ze všech lokalit patří do jedné horninové asociace, včetně syenitů bohatých draselným živcem. Typické pro všechny horniny je kromě přítomnosti pyroxenů to, že mají pertitický K-živec (mezopertit) a slabě antipertitický plagioklas. Shodně jsou i struktury charnockitových hornin, které svědčí o vzniku rekrystalizací duktilně deformovaných hornin v podmínkách vysokých teplot a pravděpodobně středně vysokých tlaků. Přestože jsou granitoidního vzhledu, mají struktury metamorfní, typické drčením zrn, heterogenní velikostí zrn a jejich fluidálním uspořádáním.

Chemické složení hornin

Deset větších xenolitů (o hmotnosti 100—200 g) bylo analyzováno klasickou silikátovou analýzou (mokrou cestou), u šesti vzorků byly analyzovány stopové prvky (viz tab. 2, 3). Analýzy 7—10 jsou starší a byly

Tabulka 2
Silikátové analýzy charnockitů

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	67,28	65,66	64,54	59,59	58,20	57,95	56,20	64,45	54,55	66,30
TiO ₂	0,48	0,55	0,70	0,90	1,01	1,12	0,90	0,55	1,20	0,38
Al ₂ O ₃	14,52	16,10	16,30	17,54	18,19	18,09	18,13	15,56	18,38	15,16
Fe ₂ O ₃	1,60	0,86	1,41	1,81	1,82	2,08	2,26	1,61	3,06	2,28
FeO	1,52	1,91	2,38	3,67	4,50	4,17	4,40	2,57	2,20	0,50
MnO	0,032	0,037	0,052	0,080	0,071	0,068	0,08	0,06	0,05	stopy
CaO	2,59	3,29	4,04	4,60	5,02	5,04	5,33	3,51	5,38	1,40
MgO	1,49	1,49	1,58	2,44	2,78	2,60	2,82	1,71	2,28	0,30
Li ₂ O	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01	0,01	0,01	0,02
Na ₂ O	3,06	3,28	3,26	3,83	3,93	4,07	4,20	3,40	5,00	1,75
K ₂ O	3,73	3,59	2,83	1,87	1,91	1,33	2,06	3,40	3,10	10,00
P ₂ O ₅	0,10	0,27	0,24	0,38	0,42	0,42	0,38	0,19	0,44	0,15
CO ₂	0,12	0,01	0,28	0,01	0,01	0,01	stopy	stopy	0,40	stopy
C	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	stopy	stopy	0,40	stopy
H ₂ O+	1,44	1,40	1,02	1,42	1,24	1,23	1,41	1,04	1,21	0,79
F	0,03	0,05	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05
S	0,02	0,01	<0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,05	0,05	0,05
H ₂ O-	1,37	0,77	0,91	1,10	1,07	1,06	1,00	1,27	1,87	0,48
celkem	99,37	99,26	99,56	99,27	100,22	99,26	99,24	99,38	99,18	99,56

Lokalizace a názvy hornin viz tabulka 1

Analýzy 1-6: M. Huka a kol. v laboratořích Ústř. úst. geol. v roce 1967
Analýzy 7-10: V. Štátný v laboratořích Ústř. úst. geol. v roce 1984, analýzy 7-10: V. Štátný v laboratořích Ústř. úst. geol. v roce 1987

Tabulka 3
Stopové prvky v charnockitech

	Be	B	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Pb
1	2	41	45	20	13	1	50	20	68	355	<7	177	12	2	<2	24
2	2	30	56	24	13	2	60	26	79	487	11	134	<7	2	<2	22
3	3	47	90	32	25	2	50	25	39	629	<7	165	<7	3	2	17
4	3	45	140	37	15	11	86	30	15	587	9	280	13	3	3	19
5	4	35	150	39	16	12	96	40	19	685	<7	237	12	2	5	16
6	4	38	95	43	21	11	97	27	8	588	11	280	16	3	3	18

Lokalizace a názvy hornin viz tabulka 1
Analyzovaly chemické laboratore Ustr. úst. geol. v roce 1985

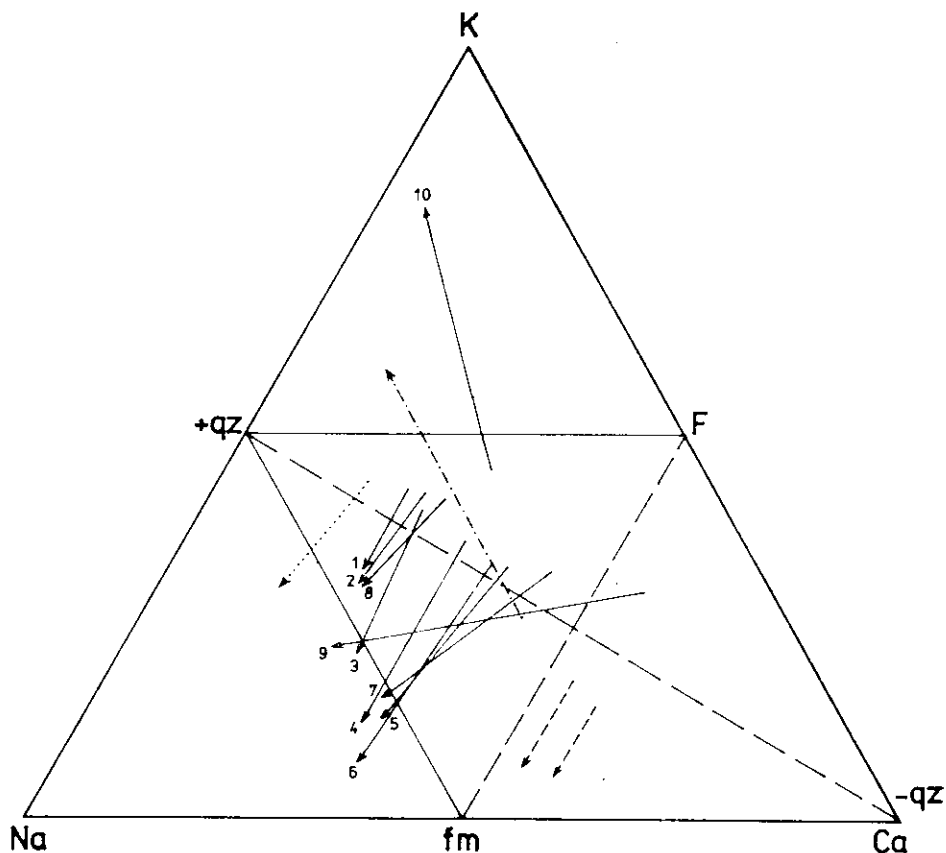
uvedeny v archívní zprávě (Opletal *in* Šrbený et al. 1967). Z lokality Myštice, kde bylo nejvíce vhodného materiálu, pocházejí vzorky 1—9, analýza 10 je z horniny odebrané na lokalitě Suletice. Analýzy nepostihují veškeré horninové typy popsané mikroskopicky, neboť řada vzorků byla navětralých nebo velikostí jen několik centimetrů. Nemáme zde zastíženy bazičtější členy — diority až gabrodiority; hojně syenity jsou reprezentovány jen analýzou 10.

Protože analyzované horniny obsahují jako jediný Fe-Mg silikát (s výjimkou jednoho vzorku) ortopyroxen, je výhodné vypočíst jejich mineralogické složení z horninových analýz podle Mielke a Winklera (1979) s mírnou modifikací. Získané hodnoty jsou kvalitnější než údaje, které lze získat planimetrickou analýzou, protože reprezentují větší objem vzorku. Tento postup je vhodný též proto, že K-živce je převážně vyvinut jako mezopertit se zvýšeným obsahem anortitové složky v pertitovém albit-oligoklasu a plagioklas — pravděpodobně jako v jiných obdobných horninách — obsahuje určitou izomorfní příměs ortoklasové složky (Smith 1974), která není zanedbatelná.

Oxidace Fe, podmíněná působením bazaltového magmatu i poextruzívními vlivy a částečná přeměna ortopyroxenu na minerály serpentínové skupiny podmiňují určité zvýšení ve vypočtených hodnotách magnetitu a odpovídající malé snížení hodnot ortopyroxenu, zejména ferosilitové složky. Výjimečně silněji je přeměněn vzorek 10, což se projevuje přítomností hematitu ve výpočtu. U vzorku 9 byla polovina Fe_2O_3 převedena na FeO. U většiny přepočtů je součet hmot. % vypočtených minerálů blízký 95 %; rozdíly vůči součtům analýz připadají na H_2O^+ a H_2O^- a menší přebytek Al_2O_3 , protože u pyroxenu nebyl uvažován obsah Al. Ojediněle zůstal přebytek CaO. Vzorek 9 obsahuje vedle ortopyroxenu (převážně přeměněného) ca 3 obj. % Ca-klinopyroxenu, jehož obsah není v přepočtu uvažován.

V diagramu kvantitativní mineralogické klasifikace plutonitů (obr. 2) vytvářejí analýzy charnockitů z Myštic protáhlé pole směřující od granitů chudých K-živcem přes granodiority ke křemenným monzodioritům. Ojedinělý monzodiorit, který obsahuje asi 3 % klinopyroxenu, je již bez křemene a vybíhá z celkového trendu charnockitů zvýšeným obsahem K-živce. Výbrusy ze všech xenolitů ukazují, že asociace hornin ve skutečnosti zasahuje až do pole dioritu a gabra, kam by teoreticky pokračovala trendová křivka. Hornina ze Suletice, reprezentující typy bohaté živcem, je výrazně odlišná a odpovídá křemennému syenitu.

Obrázky 3 a 4 byly sestaveny Opletalem (1971) na základě modifikovaného přepočtu Köhlera a Raaze (1951). Charnockitové horniny z lokality Myštice (vzorky 1—8) tvoří téměř souvislou řadu od nejkyselější horniny — 1, po nejbazičtější — 7. Málo proměnlivý poměr

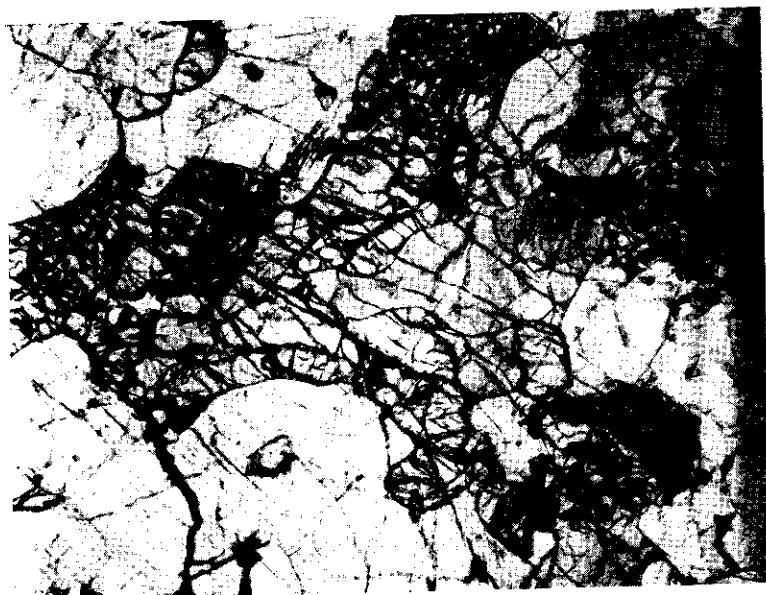


3. Diagram A. Köhlera a F. Raaze v úpravě M. Opletala [1971] s analýzami charnockitů 1–10 plnou čarou — lokalizace viz tab. 1. Čárkovaně — pyroxenické mafické granulity, Lišov, Jižní Čechy; čerchovaně — biotit-pyroxenický syenit, Klokoty u Tábo-
ra; tečkovaně — ferohyperstenický kyselý granulit, Lišov

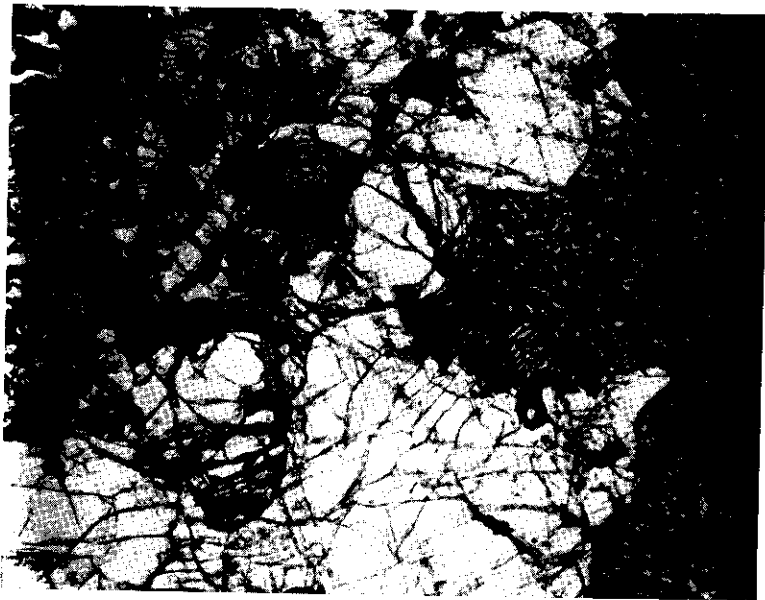
F/fm na obrázku 3 je kladný a ukazuje na granitoidní charakter hornin; rozptyl v hodnotě qz je závislý na měnícím se obsahu SiO_2 . Koncové body se šipkou ukazují poměr K-Na-Ca [opsaný trojúhelník]. Zde je vidět zřetelnou závislost přibývání hodnoty K se zvyšujícím se +qz, při zachování poměru Na/Ca. Z tohoto poměru vyplývá, že teoreticky vypočtená bazicita má nevelký rozptyl mezi 29–38 % An. Skutečná bazicita plagioklasů v horninách je asi o 10 % An vyšší, což způsobuje obsah albitové složky v mezopertitu. Analýza 9 ukazuje mafický charakter horniny (záporná hodnota -qz), který je v určitém nesouladu se zvýšenou hodnotou K. Je to však logický důsledek, závislý na složení horniny, která nemá křemen, má malé množství monoklinického pyroxenu a převažující plagioklas nad K-živcem. Hornina od Suletic (10) je zřetelně odlišná — reprezentuje hyperdraselné plutonity.



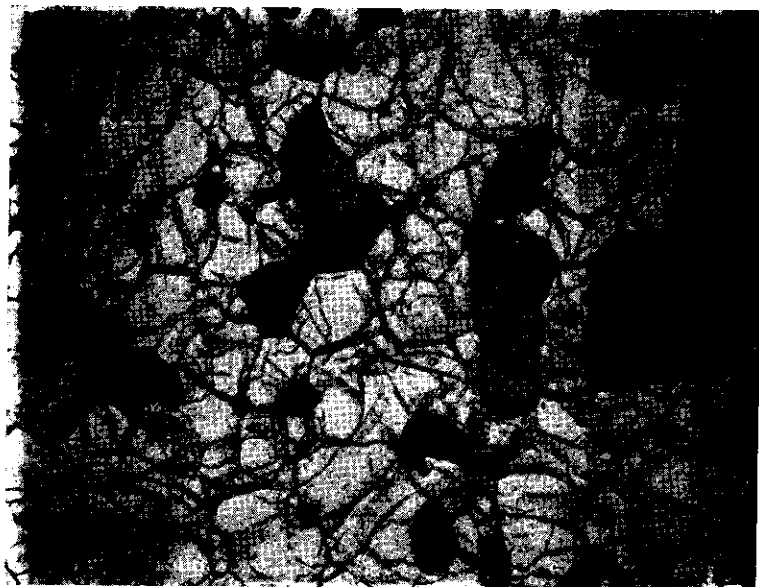
1. Částečně natavený xenolit biotické žuly, výbrus 1,5 mm od styku s bazaltem. Vlevo reliktní zrno plagioklasu obrůstané novotvořeným kostrovitým plagioklasem, vpravo reliktní granát. Matrix tvoří kostrovitě vykrystalizovaný novotvořený živec [kazetové tvary] prorůstající se s kalcitem. Zvětšeno 46 X. Zubrnice



2. Koronitové olivín-pyroxenické gabro. Reakční lemy pyroxenu a pyroxen-spinelového symplektititu okolo centrálního olivínu. Plagioklas tvoří větší světlá zrna při okrajích. Zvětšeno 76 X. Le-
vín
Foto M. Opletal



1. Koronitové olivín-pyroxenické gabro. Pyroxen-spinel-plagioklasový symplektit a pyroxenové reakční lemy kolem olivínu [vlevo]. Uprostřed dole větší plagioklas. Zvětšeno 46 X. Levín



2. Drobné krystaly ortopyroxenu v charnockitu (tmavošedé se silným reliéfem) v agregátu živců — převážně plagioklasu. Opakní minerál — ilmenit. Zvětšeno 46 X. Myštice

Foto M. Opletal



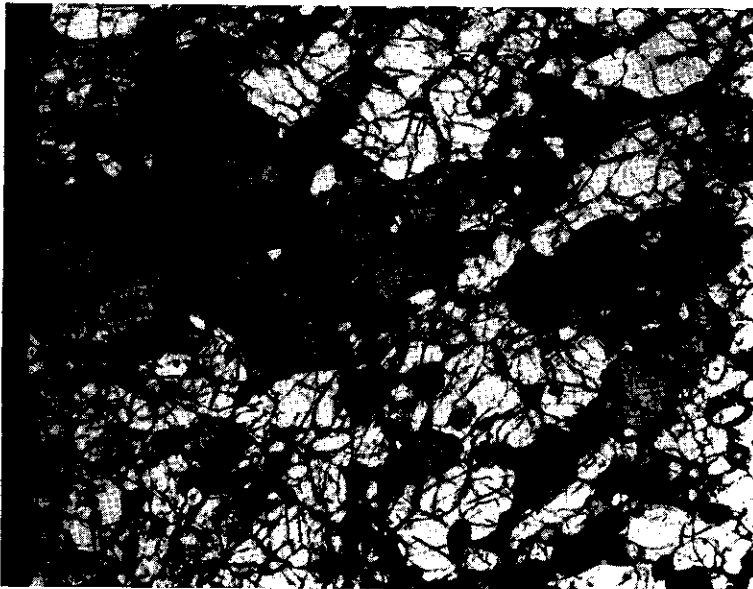
1. Krystal ortopyroxenu lemovaný produkty přeměny a devitrifikovaným sklem, v agregátu plagioklasu a K-živce [světleji šedé]. Zvětšeno 163X. Myštice, xenolit odpovídající analýze 1



2. Silně natavený xenolit charnockitu s reliktním ortopyroxenem (uprostřed), reliktním křemenem (oválná bílá zrna) a hojnými agregáty novotvořených pyroxenů ve fialově hnědém skle [šedé]. Zvětšeno 46X. Myštice
Foto S. Vrána



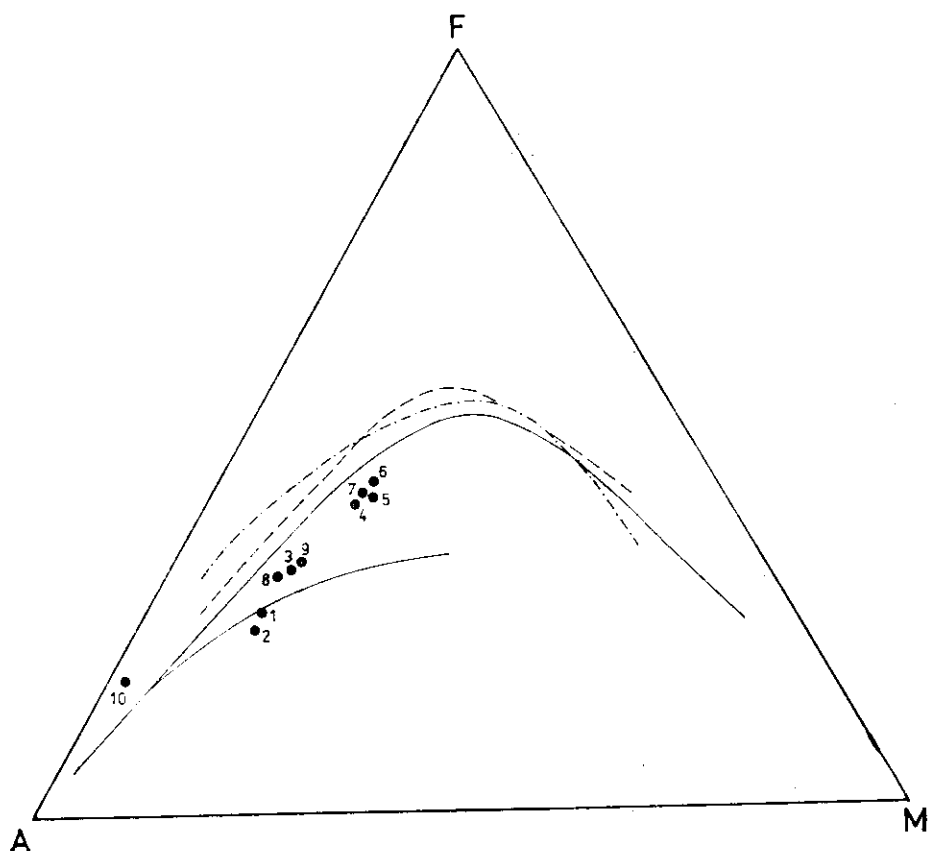
1. Struktura charnockitu. Vlevo nahoře a uprostřed větší oválné porfyroklasty plagioklasu, dole větší krystal ortopyroxenu v jemnozrnné matrix plagioklasu a K-živce. Zvětšeno 16 X. Myštica, xenolit odpovídající analýze 5



2. Struktura charnockitu. Agregáty ortopyroxenu (šedý), živců [převážně plagioklasu — světle šedý] a drobné partie skla [laločnaté drobné partie při horním a dolním okraji]. Zvětšeno 46 X. Myštica, xenolit odpovídající analýze 4

Foto S. Vrána

slušného vzorku. Na obrázku u vzorků z Myštic jsou si blízké hodnoty Mg a Fe, zatímco je výrazný trend úbytku Al od horniny 3 po 7. Analýza 9 (monzodiorit) padá již do pole s nedostatkem volného hliníku; malé množství Ca_1 je v souladu s obsahem klinopyroxenu v hornině. Extrémně alkalický charakter syenitu (anal. 10) ukazuje i mimořádně vysoký podíl Fe vůči Mg a Ca_1 . Hornina je stejně jako v předešlém diagramu odlišná od trendů charnockitů z lokality Myštice. Trojúhelník AFM na obrázku 5 ukazuje zřetelně alkalicko-vápenatý charakter souboru vzorků z lokality Myštice a výraznou alkalickou povahu vzorku od Suletic. V diagramech 2 a 3 se vytvářejí dvě skupiny hornin z hlavní lokality: jedna z nich má vyšší obsah křemene a K-živce. Podobně se tyto dvě horninové skupiny oddělují na obrázku 5 v diagramu AFM. V horní



5. Trojúhelník AFM

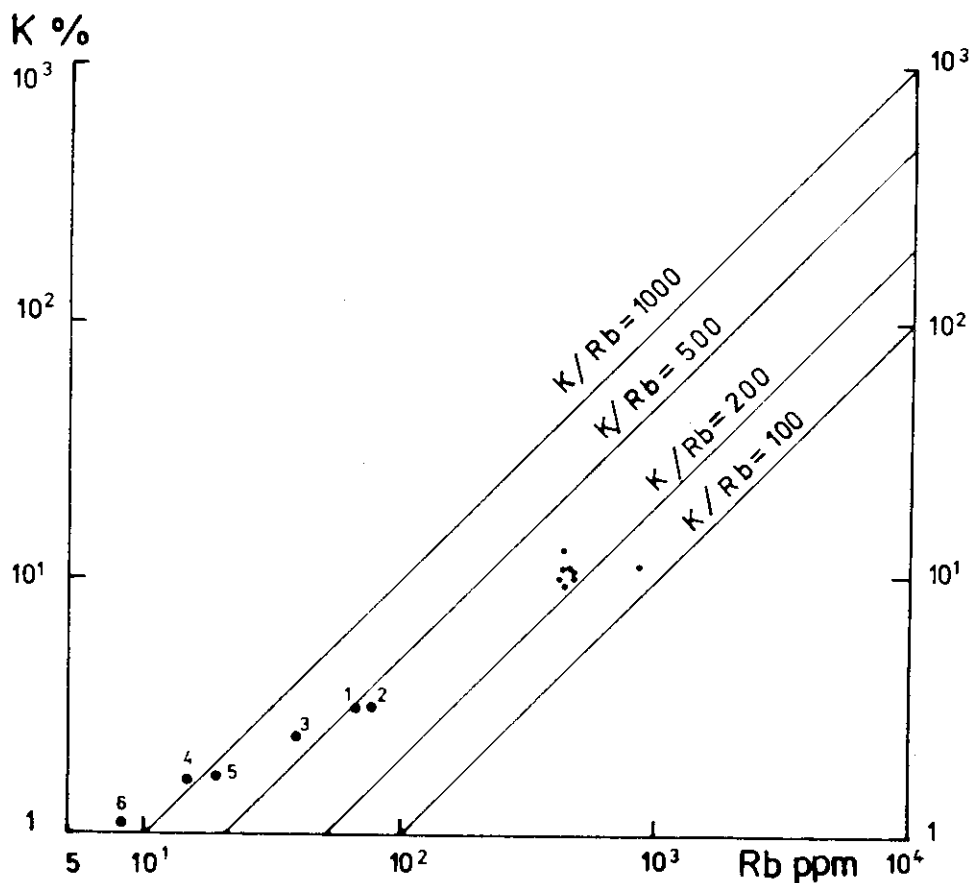
Vzorky 1—10 viz tab. 1

Čerchovaně — rozhraní polí alkalicko-vápenatých a tholeiitických hornin, *čárkovaně* — havajský alkalický trend podle G. A. MacDonalda a Katsury (1964), *pílné čáry* — trendy granitoidů střeďočeského plutonu podle Z. Vajnara (1973)

skupině jsou horniny s nižším obsahem K-živce. Zvýšený podíl draselného živce způsobuje, že monzodiorit (9) spadá nečekaně ke spodní skupině, kde jsou granity a granodiority.

Vzorky 1–6 u hornin z lokality Myštice byly analyzovány v laboratoři ÚÚG. Rentgenfluorescenční a kvantitativně spektrální stanovení stopových prvků provedly E. Mrázová, M. Pelikánová a E. Krystová. Srovnáme-li získané výsledky (viz tab. 3) s průměrnými obsahy pro granitické horniny, zjistíme, že B je zřetelně vyšší, Cu, Rb a Y jsou zřetelně nižší. U ostatních prvků jsou hodnoty blízké udávaným průměrům.

Na obrázku 6 je znázorněn poměr K/Rb, který je u studovaných vzorků poměrně vysoký (375–1375), což ukazuje pravděpodobně na primitivní charakter zdroje, ze kterého charnockity vznikly. Pro srovnání jsou uvedeny analýzy živců z jihočeských granulitů, které mají výrazně nižší po-



6. Logaritmický poměr K:Rb v charnockitech (čísla 1–6, lokalizace viz tab. 1) ve srovnání s obdobným poměrem v živcích jihočeských granulitů podle J. Fialy et al. (1982)

měr K/Rb. Oba soubory dat můžeme srovnávat, i když jednou je analyzován minerál a podruhé hornina, protože v charnockitech nejsou slídové minerály a K i Rb jsou vázány prakticky pouze na živce. Matějovská a Vaňková (1980) uvádějí pro západomoravské granulity podobný a mírně nižší poměr K/Rb jako Fiala et al. (1982) pro jihočeské granulity.

Korelace a diskuse

Geologická forma výskytu popisovaných charnockitů zatím neumožňuje zjistit, v jaké hloubce se vyskytuje charnockitový komplex, jehož fragmenty byly vyneseny na povrch terciérními vulkány. V dnešním erozivním řezu krystalinika Českého masívu nejsou analogické horniny známy. Pro korelaci považujeme za významné zejména tyto geologické, petrologické a geochemické vlastnosti:

Charnockity mají velmi jednoduché mineralogické složení. Chybějí minerální relikty z předchozích vývojových etap a také jiné minerály, které by mohly vznikat při uplatnění dvou či více zřetelně odlišných PT-režimů. Naprosto chybějí amfiboly a biotit. Úplná absence granátu v celé řadě od kyselých až po bazické charnockity indikuje poměrně nízkotlaké podmínky krystalizace, pravděpodobně pod 0,5 GPa. Tím se studované charnockity odlišují od granulitů moldanubického typu.

Kyselé kyanit-granátické granulity sdružené s eklogity a pyropovými peridotity tvoří granulitový komplex moldanubického typu v mělkém podloží vulkanitů, dokumentovaný též pomocí vrtů (Kopecký - Sattler 1966). I když se tyto kyselé granulity vyskytují jako xenolity ve vulkanitech na lokalitách blízkých výskytům charnockitů, chybějí v populaci xenolitů na lokalitě Myštice, kde jsou charnockity nejhojnější.

Značně primitivní poměry K/Rb a nižší obsahy litofilních prvků odlišují studované charnockity od granulitů Českého masívu (Matějovská - Vaňková 1980, Fiala et al. 1984). Tento stav lze pravděpodobně vysvětlovat vznikem charnockitů z „primitivních“ hornin či tavenin.

Z hlediska výskytu granulitů moldanubického typu existují četné analogie v různých úsecích hercynid střední a západní Evropy. Pro korelaci lze vycházet z dat a zákonitostí výskytu granulitů a charnockitů v evropských hercynidách. Byly rozlišeny dvě skupiny granulitických hornin, které se liší PT-režimem vzniku a geotektonickou pozicí (Pin - Vielezouf 1983):

Skupina I — čočkovitá tělesa granulitů v asociaci s eklogity a granátickými peridotity. Jsou začleněny do hercynské příkrovové stavby,

vyznačují se vysokotlakými minerálními asociacemi. Nízký PT-gradient indikuje subdukční režim, který naznačují též eklogity a ve Francii též časově korelovatelné výskyty modrých břidlic.

Výskyty: moldanubická a sasko-durynská zóna hercynského pásma od sz. části Pyrenejského poloostrova až po Český masív (např. granulitové masívy moldanubika, saský granulitový masív apod.).

Skupina II — segmenty granulitů doprovázející hlubinné lineamenty alpinského orogenu a xenolity granulitických hornin a charnockitů v kvartéřních a terciérních vulkanitech. Mají větší podpovrchový rozsah primárních výskytů, minerální asociace granulitové facie středních tlaků a nejsou doprovázeny eklogity. Jsou sdružené jednak s granulitickými pararulami, výrazně ochuzenými o granitofilní prvky, které mohou představovat restity, jednak bazickými až ultrabazickými komplexy typu zvrstvených intruzí, jejichž proniky byly doprovázeny metamorfózou v granulitové facii. Radiometrická datování indikují pozdně hercynské stáří (ca 300 mil. let). Relativně vysoký PT-gradient, výskyt současných intruzí bazických hornin a pokolizní způsob výskytu naznačují vznik těchto granulitů v oblasti velké tepelné anomálie, odvozované ze svrchního pláště; vlivem jejího působení došlo k rozsáhlému prohrátí nejhlubších částí variského pásma. V souladu s touto interpretací nevystupují granulity II. skupiny a charnockity v povrchových částech variských komplexů odkrytých erozí, ale dostávají se na povrch při neoidních tektonických pochodech (alpinské pásmo), nebo jako xenolity v mladých vulkanitech. Výskyt: severní Pyreneje, zóna Ivrea (Západní Alpy), jižní Kalábrie; ve vulkanitech — Středofrancouzský masív, Eifel.

V práci popisované xenolity lze srovnávat s několika výskyty charnockitů a pyroxenických granulitů, z nichž pro poměrnou geografickou blízkost, nebo geologické analogie vybíráme: charnockity sv. Polska (Ryka 1968, 1969), kyselé až bazické pyroxenické granulity, často s granátem v lišovském masívu v j. Čechách (Vrána - Jakeš 1982) a xenolity charnockitických hornin v neogenních vulkanitech Středofrancouzského masívu (Leyreloup 1973).

1. Charnockity bělorusko-litevské elevace fundamentu východoevropské platformy, zastižené v sv. Polsku řadou vrtů v hloubce 200 až 1700 m pod platformním pokryvem, se vyskytují v asociaci s gabry, pyroxenickými rohovci a pyroxenickými granulity. Tyto bazičtější horniny jsou spolu s poly metamorfními rulami uzavírány v granit-migmatitovém komplexu regionálního rozsahu. Vznik charnockitů je spojován s působením granitoidů (Si- a K-metasomatóza) na uzavřeniny gaber, pyroxenických rohovců a pyroxenických granulitů, které jsou interpretovány jako výchozí materiál charnockitů. Granity jsou datovány 1250—1350.10⁶ let (Ryka 1968, 1969).

Od charnockitů z Myštic se charnockity ze sv. Polska liší výrazně řadou vlastností: a) v sériích vzorků z několika vřtů je ortopyroxen soustavně doprovázen amfibolem (vrty Waški, Krzyże, Mielnik) nebo biotitem (Krynki, Nowosiolki), někdy též granátem (Mielnik) a dokonce epidotem (Krzyże), b) i v kyselejších a intermediárních typech je vedle ortopyroxenu přítomen vápníkem bohatý klinopyroxen — salit, c) v horninové asociaci se na několika lokalitách vyskytují i kyselé granátické granuly, d) vrtné profily ukazují mnohonásobné střídání těles kyselých až intermediárních charnockitů v malém měřítku (metry až desítky metrů) s výchozími horninami — gabry, pyroxenickými rohovci a pyroxenickými granuly — i s rulami a granity. Je nepravděpodobné, že by podobná heterogenita ve složení komplexu nebyla vyjádřena pestrostí populace xenolitů v případě lokality Myštica.

2. V lišovském masívu se vyskytují kyselé ortopyroxenické granuly s granátem, které mají složení granitu, zřetelnou až nevýraznou paralelní texturu. Na složení celého masívu se podílejí jen několika procenty. Hlavní horninou je granátický a biotit-granátický kyselý granulit, významně jsou zastoupeny i dvoupyroxenické granuly gabroidního složení, vzácnější jsou intermediární pyroxenické granuly tonalitového složení. Kyselé ferohyperstenické granuly s granátem mají minerální asociaci: ortopyroxen + granát + plagioklas + K-živec + křemen + ilmenit a jsou srovnatelné s paratypem indického charnockitu (Howie - Subramaniam 1957) mineralogickým složením, složením horninotvorných minerálů i zrnitostí (Vrána - Jakeš 1982). Takovéto pojetí charnockitu je zřetelně odlišné od tendence používat tento termín pro ortopyroxenické a dvoupyroxenické horniny granitoidního složení a vzhledu. Dvoupyroxenické granuly gabroidního až tonalitového složení mají v lišovském masívu tuto minerální asociaci: ortopyroxen + Ca-klinopyroxen + plagioklas + podříceně hnědý vysokoteplotní amfibol, titanem bohatý vysokoteplotní biotit, křemen, ilmenit a vzácně též reliktní granát. Od bazičtějších charnockitových hornin xenolitů ve vulkanitech Českého středohoří se tyto horniny liší obsahem minerálů se skupinou (OH), tj. amfibolu a biotitu. Občasné reliktky granátu v těchto dvoupyroxenických granulitech dokládají existenci starší vysokotlaké minerální asociace bohaté klinopyroxenem a granátem a uplatnění reakce granát + Ca-klinopyroxen → anortit + ortopyroxen, přičemž ortopyroxen a plagioklas představují nízkotlaké (resp. vysokoteplotní) produkty. Tento dvouetapový vývoj a přítomnost granátu také odlišuje bazické granuly lišovského masívu od charnockitových xenolitů z Českého středohoří.

3. Xenolity kyselých a bazických charnockitů v neogenních bazaltických horninách Středofrancouzského masívu prostudoval podrobně

Leyreloup (1973). Charnockitické horniny, občas i s granátem, jsou zastoupeny ve složitých populacích xenolitů společně s ultrabazickými horninami plášťového původu a s peraluminickými metasedimenty typu kinzigitů a khondalitů. Celé společenstvo je tedy mnohem pestřejší než v případě souboru xenolitů z Českého středohoří.

Z uvedených srovnání vyplývá, že charnockitové horniny zastižené v xenolitech čedičových hornin Českého středohoří jsou důkazem existence charnockitického komplexu v jisté hloubce zemské kůry. Údaje, které máme prozatím k dispozici, neumožňují přesnou korelaci tohoto komplexu s jinými charnockitovými terény v Evropě. K bližšímu ocenění geotektonické pozice a stáří komplexu budou potřebná geochronologická a termometrická data; další práce budou zaměřeny na získání těchto údajů.

K tisku doporučil P. Jakeš

Literatura

- Barvíř, J. L. (1897): Zelenavý pyroxenický granulit od Adolfova. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 3, 6. Praha.
- Ebert, H. (1932): Der variskische Untergrund Nordböhmens zwischen Erzgebirge und Jeschken. — Z. Dtsch. geol. Gesell., 84, 703–717. Hannover.
- Fediuková, E. (1978): Mafic minerals from granulites of the borehole Holubov (South Bohemian Moldanubicum). — Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. Mineral., 19, 169–198. Praha.
- Fiala, J. - Hally, J. - Houdková, Z. - Vaňková, V. - Krešl, M. (1984): Chemismus a radioaktivita jihočeských granulitů. — Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek (VII), 171–200. Ústř. úst. geol. a Úst. geol. věd přírodověd. fak. Karl. univ. Praha.
- Fiala, J. - Lang, M. - Obrda, J. - Pivec, E. - Ulrych, J. (1982): Petrology of some garnet-kyanite-K-feldspar leptynites of the Czech Moldanubicum (Czechoslovakia). — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 92, 5, 85. Praha.
- Fišera, M. - Vrána, S. - Kotrba, Z. (1982): Orthopyroxene-garnet granulites in the Podolsko complex. — Věst. Ústř. Úst. geol., 57, 321–328. Praha.
- Frejvald, M. - Jakeš, P. (1964): The Tábor Massif in the Central Bohemian Pluton as an example of the genesis of rocks of the syenite-granite series. — Guide Azopro. Čs. akad. věd. Praha.
- (1966a): Charnockitické horniny. — Čas. Mineral. Geol., 11, 475–483. Praha.
- (1966b): Tábořský masív — příklad geneze hornin charnockitového charakteru na jv. okraji středoeckého plutonu (M-33-90-C). — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1965, 18–20. Praha.
- Havlena, V. - Pouba, Z. (1955): Perspektivy geologického výzkumu podloží křídových uloženin v Českém masívu. — Geol. Průzk., 3, 66–69. Praha.
- Hejtman, B. (1962): Petrografie metamorfovaných hornin. — Academia. Praha.
- Hibsch, J. E. (1903): Geologischer Aufbau des Böhmisches Mittelgebirges. — In: Führer für die Exkursionen in Österreich. Herausgegeben von dem Organisationskomitee des IX. IGC. Wien.

- [1904]: Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges, Blatt 4 [Aussig], nebst Erläuterungen. — *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, 23, 4. Wien.
- Hibsch, J. E. - Irgang, G. - Pelikan, A. - Seeman, F. (1917): Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges, Blatt 8 [Salesel]. — *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, 31. Wien.
- Hibsch, J. E. - Seeman, F. (1913): Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges, Blatt 9 [Leitmeritz - Triebtsch], nebst Erläuterungen. — *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, 32, 1—28. Wien.
- Howie, R. A. - Subramaniam, A. P. (1957): The paragenesis of garnet in charnockite, enderbite and related granulites. — *Mineral. Mag.*, 31, 565—585. London.
- Chaloupský, J. (1973): The basement of the Cretaceous and the Permo-Carboniferous of northern Bohemia. — *Geol. Rdsch.*, 62, 581—594. Stuttgart.
- Irgang, G. (1909): Geologische Karte des Böhmisches Mittelgebirges, Blatt 12 [Lobositz]. — *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, 28, 1—76. Wien.
- Klein, V. (1963): Podloží křídového útvaru v severozápadní části Polomených hor a v českolipském zlomovém poli. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 28, 419—434. Praha.
- Klein, V. - Opletal, M. (1966): Podloží křídý na listu Ústěk (M-33-53-B). — *Čas. Mineral. Geol.*, 14, 3—4, 259—265. Praha.
- Köhler, A. - Raaz, F. (1951): Über eine neue Berechnung und graphische Darstellung von Gesteinsanalysen. — *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 247—263. Stuttgart.
- Kopecký, L. - Sattran, V. (1966): Buried occurrences of pyrope peridotite and the structure of the crystalline basement in the extreme SW of the České středohoří Mountains. — *Krystalinikum*, 4, 65—86. Praha.
- Leyreloup, A. (1973): Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes, son thermométamorphisme et sa lithologie: granites et série charnockitique (Massif Central français). — *Dizertace Docteur 3^e cycle*. Nantes.
- MacDonald, G. A. - Katsura, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. — *J. Petrology*, 5, 82—133. Oxford.
- Matějovská, O. - Vaňková, V. (1980): The concentration of radioactive and trace elements in the granulites from the south-east margin of the Bohemian Massif (Czechoslovakia). — *Studia geophys. geod.*, 24, 285—301. Praha.
- Mielke, P. - Winkler, G. F. (1979): Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. — *Neu. Jb. Mineral., Mh.*, 471—480. Stuttgart.
- Opletal, M. (1967): Předběžná zpráva o nálezu charnockitických hornin v čedičových horninách Českého středohoří. — *Čas. Mineral. Geol.*, 12, 3, 301—303. Praha.
- [1971]: A modified calculation and new graphical representation of the rock analyses. — *Acta Univ. Carol., Geol., Hejtman Vol.*, 1, 2, 109—122. Praha.
- (1967): Geologie a petrografie hornin krystalinika z podloží křídý. In: Šrbený et al.: Základní geologická mapa 1:25 000 list M-33-53-A-a Ústí n. L., M-33-53-A-b Velké Březno, M-33-53-A-c Lovosice, M-33-53-A-d Litoměřice. — *MS Ústř. úst. geol.* Praha.
- Petrascheck, W. (1910): Über den Untergrund der Kreide und über präcretazische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. — *Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst.*, 60, 2, 179—214. Wien.
- Petrascheck, W. - Waldmann, L. - Liebus, A. (1944): Die Sudetenländer. — In: *Handbuch der Regionalgeologie*, I, 5. Heidelberg
- Pin, C. - Vielzeuf, D. (1983): Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. — *Tectonophysics*, 93, 47—74. Amsterdam.

- Ryka, W. (1968): The charnockites of the crystalline basement in the north-eastern part of the Polish Lowland. — *Biul. Inst. geol.*, 237, 57—63. Warszawa.
- (1969): Czarnokity z Podlasia. — *Biul. Inst. geol.*, 225, 109—217. Warszawa.
- Šrbený, O. et al. (1967): Základní geologická mapa 1:25 000 list M-33-53-A-a Ústí n. Labem, M-33-53-A-b Velké Březno, M-33-53-A-c Lovosice, M-33-53-A-d Lito-
měřice. — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- Scharbert, H. G. - Kurat, G. (1974): Distribution of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks, Lower Austria, Austria. — *Tschermaks mineral. petrogr. Mitt.*, 21, 110—134. Wien.
- Smith, J. V. (1974): Feldspar minerals, 2. Chemical and textural properties. — Springer Verlag. Berlin, New York.
- Vachtl, J. (1965): Výsledky strukturně geologického výzkumu české křídý a jejího podloží v letech 1961—1963. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 9, 7—9. Praha.
- Vejnar, Z. (1973): Petrochemistry of the Central Bohemian Pluton. — *Geochem. Methods and Data*, 2. Ústř. úst. geol. Praha.
- Vrána, S. - Jakeš, P. (1982): Orthopyroxene and two pyroxene granulites from a segment of charnockitic crust in southern Bohemia. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 57, 129—143. Praha.

Charnockite xenoliths in the Tertiary volcanites of the České středohoří Mts., northern Bohemia

(Summary of the Czech text)

Mojmír Opletal - Stanislav Vrána

Received February 25, 1986

The crystalline basement of the area of the České středohoří Mts. (Böhmische Mittelgebirge) is extensively covered with Upper Cretaceous sediments. Since the beginning of this century, xenoliths of crystalline rocks in the Tertiary volcanics have been recognized as a source of data on the composition of the crystalline basement — Hibs ch (1903, 1904), Irgang (1909), Hibs ch - Seeman (1913) and Hibs ch et al. (1917). Ebert (1932) published a list of localities, while Petrascheck (1910), Petrascheck et al. (1944) and Ebert (1932) attempted to interpret the crystalline basement on the basis of the data on xenoliths. Studies by Havlena - Poub a (1959), Klein (1963), Vachtl (1965), Kopecký - Sattran (1966), Klein - Opletal (1966), Shrbený - Opletal in Shrbený et al. (1967) and Chaloupský (1973) used increasingly abundant borehole data in addition to information on the xenoliths. The following subsurface geological units are recognized in the area delimited by the towns Ústí nad Labem, Litoměřice and Ústěk (Fig. 1): 1. Permian—Carboniferous sediments plus some basalt sheets 2. Carboniferous quartz porphyry 3. Upper Proterozoic—Lower Paleozoic phyllitic metagreywackes and mica schists with amphibolite encountered by boreholes between Ústěk and Dolní Heřmánky and outcropping near Malé Žernoseky 4. High-grade rocks of the Krušné hory Mts. crystalline complex 5. Kyanite-garnet acid granulites, granulitic gneisses and associated pyrope peridotite, serpentinite and eclogite in the elevated Ohře River crystalline complex, documented directly below the Upper Cretaceous by drilling near Měrunice and in xenoliths 6. Granitoid rocks, mainly biotite and hornblende-biotite types probably of Hercynian age (biotite K-Ar dating $310 \cdot 10^6$ A) in boreholes south of Velké Březno and in xenoliths 7. Charnockitic rocks of unknown age found as xenoliths and briefly described by Opletal (1967).

The charnockitic rocks in xenoliths. Four main localities or groups of localities have been established in the area among Ústí nad Labem, Litoměřice, Lovečkovice and Velké Březno (Fig. 1). Most of the samples contain orthopyroxene as the single Fe-Mg silicate, but some minor xenoliths of dioritic to gabbroid composition and quartz syenites contain high-Ca clinopyroxene in addition to orthopyroxene. In the following, plutonic rock names are used for simplicity.

Locality 1 — Dolní Zálezly: orthopyroxene syenodiorite, pale grey in colour (weakly antiperthitic plagioclase An 46, some K-feldspar, 5 vol. % orthopyroxene, X — pale brownish red, Y pale greenish yellow, Z — bluish green); weakly foliated leucocratic syenite containing up to 3 vol. % of partly altered orthopyroxene and abundant mesoperthite which replaces antiperthitic plagioclase plus some alkali feldspar phenocrysts; pyroxene syenite similar to the previous type, but containing 5 vol. % high-Ca clinopyroxene. This group of localities corresponds to places from which H i b s c h (1904) described his "Augitgranit".

Locality 2 — south and south-east of Velké Březno: pale grey, finer-grained and weakly foliated strongly alkaline pyroxene granite and syenite. Both high-Ca clinopyroxene and orthopyroxene, often strongly altered, are present. At the localities near Sulečice the xenoliths are up to 20 cm long (analysis 10 in Table 2). Basic types are represented by orthopyroxene diorite and clinopyroxene gabbrodiorite.

Locality 3 — north and north-west of Úštěk: a single find of orthopyroxene granodiorite near Lovečkovice and gabbroid rocks from Levín and Kravaře, including norite, augite and hornblende gabbro, hyperite and olivine gabbro. The last rock type has pyroxene-spinel reaction rims between olivine and plagioclase. Relation of these basic rocks to the charnockites is uncertain, but they may represent members of the charnockite complex.

Locality 4 — Myštice: a basalt dyke exposed in a quarry carries abundant charnockite xenoliths up to 30 cm long. Weakly foliated orthopyroxene granitoids grey and brown in colour, some carrying alkali feldspar phenocrysts, are associated with streaky, fine-grained charnockitic gneisses.

Comparative petrological study of charnockitic rocks from all the localities indicates that all the rock types, including pyroxene syenites, belong to a single rock assemblage. Orthopyroxene plus some high-Ca clinopyroxene, mesoperthite and antiperthitic plagioclase are typical throughout the series. The microscopic textures are largely metamorphic, with abundant plastic to brittle deformation plus recrystallization, heterogranular fabric and a streaky arrangement of components, suggesting a regime of ductile deformation under high temperatures,

although megascopically the granitoid aspect of the rocks is fairly well preserved.

The chemical composition of the rocks is represented by 10 analyses in Table 2, which give somewhat uneven coverage; sampling is limited to localities with unweathered xenoliths. Table 1 shows calculated mineral compositions after Mielke - Winkler (1979) modified for the presence of orthopyroxene. The trace element contents in six samples are shown in Table 3. The calculated mineralogical compositions are plotted in the APQ diagram (Fig. 2) for classification of plutonic rocks. The petrochemical properties of the rocks are shown in Figs. 3 and 4, using Köhler - Raaz (1951) calculations modified by Opletal (1971); two samples of two-pyroxene mafic granulite and one analysis of felsic garnet-ferrohypersthene granulite from the Lišov granulite massif, southern Bohemia, and one analysis of biotite-orthopyroxene melasyenite from the Tábor massif, central Bohemia, are shown for comparison. Fig. 2 shows that the samples analyzed range from granite poor in K-feldspar, through granodiorite and quartzmonzodiorite to monzodiorite, while the sample from Sulečice corresponds to quartz syenite. Because of restricted sampling the analyses do not cover the whole variation range of the charnockitic rocks. Thin sections of additional xenoliths, which are either too small or too weathered, show that pyroxene diorites to gabbros, pyroxene granites rich in K-feldspar and pyroxene quartz syenites are also abundant.

Correlation and discussion. We have no information on the depth position of the charnockite complex sampled by the Tertiary volcanites. Completely analogous rocks are unknown from the crystalline complexes of the Bohemian Massif, although, owing to the Cadomian and Hercynian tectogenic events the massif exhibits highly variable levels of exposure of the crustal segments. For correlation, we consider significant the following geological, petrological and geochemical features of the charnockites:

- any relic minerals from previous evolution stages are absent,
- mineral assemblages reflect but a single T/P regime; amphiboles and biotite are completely absent,
- total absence of garnet in the whole series of rock compositions indicates relatively low pressure conditions of crystallization, probably below 0.5 GPa. This is a major distinction from the felsic and mafic orthopyroxene and two-pyroxene granulites of the Moldanubicum, which are usually garnetiferous (Barvíř 1897, Scharbert - Kurat 1974, Fediuková 1978, Vrána - Jakeš 1982, Fišera et al. 1982),
- relatively primitive K/Rb ratio (Fig. 6) makes the charnockites also

distinct from the granulites of the Moldanubian type in the Bohemian Massif (Matějovská - Vaňková 1980, Fiala et al. 1984).

Felsic kyanite-garnet granulites associated with pyrope peridotites and eclogites constitute a Moldanubian type granulite complex in a shallow crustal position directly below the Tertiary volcanics in the central and western part of the České středohoří Mts. This complex is documented by drilling (Kopecký - Sattran 1966) and by xenoliths. At Myštica (locality 4), where the charnockite xenoliths are most abundant, no Moldanubian-type granulite xenolith was recorded.

Pin and Vielzeuf (1983) defined two groups of granulitic rocks in the Hercynides of Europe: group I — relatively high pressure granulites of the Moldanubian type, associated with eclogites and pyrope peridotites, and incorporated in the Hercynian nappe structure; group II — segments of granulitic crust uplifted along major lineaments of the Alpine fold belt (Ivrea zone, southern Calabria) and sampled by neovolcanics (Central Massif in France, Eifel). The second group is interpreted as associated with a late Hercynian thermal anomaly, reflecting processes in the upper mantle.

We compared the charnockites also to somewhat similar rocks from the geographically nearest occurrences in the Precambrian on the East European Platform, i.e. Byelorussia-Lithuania elevation in north-east Poland (Ryka 1968, 1969). These rocks, associated with the rapakivi plutonism, show significantly higher variability in mineral assemblages and rock type associations, compared to our charnockites.

We may conclude that data in this paper prove the existence of a charnockite complex at some unknown subsurface level of the České středohoří Mts. With the information available, we cannot closely correlate this complex with any of the charnockite or granulitic complexes in the adjacent parts of Europe. The continuing work is directed toward geochronologic and thermometric data.

Přeložil S. Vrána

Explanation of tables

Table 1. Mineralogical composition of charnockites calculated from chemical analyses (mass %).

Sample localities: 1 — Myštica quarry, xenolith f — pyroxene granite; 2 — Myštica, xenolith c — pyroxene granite; 3 — Myštica, xenolith z — pyroxene granodiorite; 4 — Myštica, xenolith w — pyroxene granodiorite; 5 — Myštica, xenolith x — pyroxene quartzmonzodiorite; 6 — Myštica, xenolith y — pyroxene quartzmonzodiorite; 7 — Myštica, xenolith e — pyroxene quartzmonzodiorite; 8 — Myštica, xenolith a — pyroxene granodiorite (samples 1–8 contain orthorhombic pyroxene), 9 — Myštica, xenolith d — pyroxene monzodiorite (orthorhombic + monoclinic

pyroxene); 10 — Sulečice-Byňov — leucocratic quartzsyenite (orthorhombic pyroxene).

Table 2. Analyses of charnockites.

For localities and rock types see explanation to Table 1. Analysts: analyses 1–6 — M. Huka et al., laboratory of Ústřední ústav geologický, 1984; analyses 7–10 — V. Šťastný, laboratory of Ústřední ústav geologický, 1967.

Table 3. Trace elements contents in charnockites.

For localities and rock types see explanation to Table 1. Analysts: laboratory of Ústřední ústav geologický, 1985.

Explanation of text-figures

1. Localities of xenoliths in the Tertiary volcanic rocks of the České středohoří Mts. 1–3 — charnockitic rocks: 1 — granite and granodiorite, 2 — quartzmonzodiorite to diorite, 3 — syenite; 4 — other granitoids, 5 — carbonatized granitoids, 6 — kyanite-garnet granulites, 7 — gabbrodiorite and gabbro, 8 — peridotite, 9 — selected boreholes which penetrated into the crystalline basement below the Cretaceous.
2. Mineralogical composition of charnockites calculated from the chemical analyses in the QAP diagram. Sample localities are given in Table 1. Large numerals denote the following fields: 3* — granite, 4 — granodiorite, 7* — quartzsyenite, 9* — quartzmonzodiorite, 9 — monzodiorite.
3. Charnockite analyses in Köhler-Raaz diagram modified by M. Opletal (1971). Sample localities are given in Table 1. Also shown are two analyses of two-pyroxene mafic granulite from Lišov, southern Bohemia (*dashed arrows*), ferrohypersthene felsic granulite from Lišov, southern Bohemia (*dotted arrow*), and biotite-orthopyroxene melasyenite from the Tábor massif (Z. Vejnar 1973) (*dot-and-dash arrow*).
4. Relations of mafic components and feldspar components, after M. Opletal (1971). The analyses plotted are the same as in Fig. 3.
5. Charnockite analyses plotted in the AFM diagram. *Dot-and-dash line* — contour between calc-alkaline and tholeiite fields, *dashed line* — Hawaii alkaline trend after G. A. MacDonald - T. Katsura (1964), *full lines* — trends for granitoids of the Central Bohemian Pluton (Z. Vejnar 1973).
6. K/Rb ratio in charnockitic rocks from the České středohoří Mts. [analyses numbered 1–6] compared to K/Rb values for separated feldspars from the felsic granulites from southern Bohemia (J. Fiala et al. 1982).

Explanation of plates

Pl. I

1. Partly melted biotite granite xenolith, 1.5 mm from the contact with basalt. Relic plagioclase crystal overgrown by newly formed skeletal feldspar, and relic garnet. The matrix consists of newly formed skeletal feldspar intergrown with carbonate. Zubrnice. One polarizer. True width of the area shown 2.5 mm.
2. Coronitic texture in olivine-pyroxene metagabbro. Reaction rims of pyroxene and pyroxene-spinel symplectite around the central olivine. Plagioclase grains (light-coloured) along margins. Levín. One polarizer. True width of the area shown 1.5 mm.

Photos by M. Opletal

Pl. II

1. Coronitic olivine-pyroxene metagabbro. Pyroxene-spinel-plagioclase symplectite and pyroxene reaction rims around olivine, on the left. Large plagioclase below the centre. Levin. One polarizer. True width of the area shown 2.5 mm.
2. Minor orthopyroxene crystals in charnockite (dark grey, high relief) in a feldspar aggregate, composed largely of plagioclase. The opaque mineral is ilmenite. Myštice, xenolith v. One polarizer. True width of the area shown 2.5 mm.

Photos by M. Opletal

Pl. III

1. An orthopyroxene crystal rimmed by alteration products and devitrified glass, in a plagioclase — K-feldspar aggregate (pale grey). Myštice, xenolith f. One polarizer. True width of the area shown 0.7 mm.
2. A strongly vitrified charnockite xenolith with relic orthopyroxene (centre), relic quartz (white oval grains) and abundant aggregates of newly-formed pyroxene in a violet brown glass (grey). Myštice, xenolith u. One polarizer. True width of the area shown 2.5 mm.

Photos by S. Vrána

Pl. IV

1. Charnockite texture. Large oval porphyroclasts of plagioclase (top left and centre), large orthopyroxene in a fine-grained matrix of plagioclase and K-feldspar (below). Myštice, xenolith x. One polarizer. True width of the area shown 7 mm.
2. Charnockite texture. Orthopyroxene aggregates (medium grey), feldspars — mainly plagioclase (pale grey) and minor lobate portions of glass near the top and bottom. Myštice, xenolith w. One polarizer. True width of the area shown 2.5 mm.

Photos by S. Vrána

**Ксенолиты чарнокитовых пород
в вулканитах Чешского Среднегорья**

В представленной работе подведены итоги геологического, петрологического и петрохимического изучения чарнокитовых пород, встречающихся в виде ксенолитов в третичных вулканитах Чешского Среднегорья в области между городами Усти н. Л. и Литомержице. Выделены две группы пород: 1. бедные калиевым полевым шпатом граниты, гранодиориты, кварцевые монцодиориты до монцодиоритов; 2. кварцевые сиениты. Породы содержат обыкновенно ортопироксен в качестве единственного Fe-Mg-силиката, только монцодиорит и кварцевый сиенит содержат также Са-клинопироксен. Чарнокиты обладают обликом гранитоидных пород, невыразительной до выразительной параллельной текстурой и характеристическими признаками деформации и высокотемпературной перекристаллизации. От гранулитов молданубского типа они отличаются отсутствием граната, амфибола и биотита, а в геохимическом отношении выразительно более высокими значениями K/Rb. Обсуждается отношение этих чарнокитов к двум типам гранулитовых пород в герцинидах Европы и к некоторым докембрийским чарнокитам Восточноевропейской платформы. Полученными результатами доказывается присутствие в области Чешского Среднегорья чарнокитового комплекса, связанного, по всей вероятности, с более глубокой частью земной коры.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 44	Pages 79—116	6 figs.	— tabs.	3 pls.	Praha 1989 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	------------	------------	-----------	------------------------------

Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician

Klimatické změny a rozvoj bentických společenstev během ordoviku v mediteránní provincii

Vladimír Havlíček¹

Received January 29, 1986

Havlíček V. (1989): Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician. — Sbor. geol. Věd, Geol., 44, 79—116. Praha.

Abstract: North Africa and South Europe are assigned as a rule to the Mediterranean zoogeographic province which in the whole is a cold-water province of the circumpolar zone; marginal parts of this province may reach the temperature zone. Extensive shelves and intracratonic basins in North Africa were a domain of *Tigillites* and inarticulate brachiopod communities, as a rule controlled by a very cold climate and lower salinity of the Sea. The communities of the Moroccan-Bohemian type are confined to the Anti-Atlas Mts. and South Europe and colonize also the mobile Variscan belt. Significant *Aegiromena-Drabovia* fauna originated as late as in the Middle Ordovician; in the uppermost Ordovician, it was substituted by the *Hirnantia* fauna. The upper Beroun and lower Kralodvor are characterized by a marked increase of temperature resulting in colonization of extensive areas in South Europe by warmer-water fauna of the Anglo-Baltic type. Two phases of glaciation have been recognized: the earlier one is assigned to the Beroun (central Libya only); the main glacial event is of Kosovian age and affected the whole Mediterranean province. The Mid-European Sea, separating the Gondwanaland from the North European platform, was no significant barrier prohibiting interchange of the fauna during the whole Ordovician.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Introduction

Spjeldnaes (1961) assigned to the Mediterranean province an extensive area of the former Gondwanaland ranging from Syria in the east to Florida and Alabama in the west. The Mediterranean province

in his concept covered South and Central Europe, the Balkans, and much of North Africa. From the zoogeographic point of view, it was considered as a cold-water province affected by the Pole position at about centre of the Gondwanaland, thus being easily distinguishable from the American-Arctic, Appalachian, and Anglo-Scandic provinces bearing warmer-water marine fauna.

The Mediterranean province contains a set of benthic communities inhabiting various environments and depths of the Ordovician basins between the Mid-European Sea in concept of Whittington and Hughes (1972) (later called the Rheic Ocean, e.g. Cocks - Fortey 1982) and the emergent Precambrian shields in North Africa. When using the trilobites for zoogeographic treating, it roughly corresponds to the *Selenopeltis* province as suggested by Whittington and Hughes (1972). Havlíček (1974) pointed to the fact that the benthic fauna is far from being uniform over the whole Mediterranean province; this depends on latitudinal-climate control, geographic distribution, and various modes and rates of migrations of individual animal groups. Whereas the trilobites form richly diversified assemblages throughout the Ordovician, the brachiopod assemblages are poor in the lower Ordovician and usually lack elements common to two or more areas within the Mediterranean province. A distinctive *Aegiromena-Drabovia* fauna originated as late as in the Middle and Upper Ordovician and spread out also beyond the Mediterranean province into the Andean region of the Gondwanaland (Havlíček - Branisa 1980). The *Aegiromena-Drabovia* fauna is distinct from the warmer-water shelly faunas with abundant brachiopods of the *Orthida* and *Clitambonitacea* of the Anglo-Baltic provenience, although some features common to both types of fauna do exist. Although a cold-water character of the Mediterranean province was generally accepted, we must bear in mind that the whole province is not located in the circumpolar sphere, because the marginal parts of the Gondwanaland, inhabited by the Mediterranean brachiopod faunas, extend far from the Pole as far as the temperate zone. For example, the Ordovician sequence of the Prague basin (central Bohemia) occurred in the temperate zone as evidenced by intensive weathering of detritus and presence of red beds in the lower part of the sequence (Kukal in Suk et al. 1984). Moreover, the palaeomagnetic data indicate the position of the Prague basin at a low latitude (around 28 °S; Krs - Krsová - Pruner - Havlíček 1986). In spite of its geographic position, the benthic fauna of the mobile Variscan belt, including the Prague basin, is assigned here to the cold-water Mediterranean fauna which, when migrating around the Gondwanaland, extended from the circumpolar zone to the temperate zone.

This paper is a contribution to the "International Geological Correlation Programme (I.G.C.P.), Project 233 - Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens".

Origin of the benthic fauna

Due to regression in the upper Cambrian, a substantial part of the Mediterranean province became dry land except for small areas in the Iberian Peninsula, southern France, and probably in North Africa. This regression was fatal for many animal groups; when investigating the brachiopods, we can state that only a few genera have taken its origin in the indigenous Upper Cambrian stocks; for example, *Protambonites* (*Clitambonitacea*) was most probably derived from the Upper Cambrian genus *Billingsella* inhabiting the shelves in Spain (Havlíček - Jospait 1972).

By far greater part the Tremadocian and Arenigian shelly faunas involve the immigrants from the Anglo-Baltic province, thus indicating that the Rheic Sea of that time was no significant barrier for fauna to cruise it from shelves surrounding the North European platform to those surrounding the Gondwanaland. Among the brachiopods of Tremadoc age, the genera *Orbithele*, *Thysanotos*, *Palaeoglossa*, *Lacunites*, *Eosiphonotreta* a.o. are common to both the zoogeographic provinces. The same immigration route was used by *Rowellella*, *Leptembolon*, and *Ranorthis* in the Arenig. The immigration of brachiopods into Bohemia was accompanied by an influx of trilobites from Scandinavia over the supposed Rheic Sea, thus accentuating that no important barrier separated the two provinces in the lower Ordovician. According to Mergl (1984), a close relation of the Mediterranean province to Scandinavia is apparent from the fact that over 50 % of the trilobite genera found in the Tremadoc in Bohemia are common to both the regions.

The same picture may be observed in the Middle and Upper Ordovician, when the Sea between the Gondwanaland and the North European platform never reached such an extent to prohibit interchange of the fauna. For this reason, the rise of a distinctive *Aegiromena-Drabovia* fauna was much more controlled by latitudinal and climatic conditions than by a barrier in the form of an extensive Sea.

Tigillites and Cruziana Communities

The benthic assemblages inhabiting the North African stable shelves and intracontinental basins greatly differ from those of mobile belts

around the Gondwanaland. The sandstones surrounding or covering the Precambrian Reguibat, Leo, Touareg, and Nubian-Arabian shields, are of shallow-water marine, fluviomarine, or even fluviatile origin, as a rule lacking shelly fauna and trilobites. They often take up the whole sequence of the Ordovician with the exception of the uppermost Ordovician (Kosov) which is formed as sediments of glacial origin. Owing to lack of fossils, the exact correlation with the British and Bohemian scales has usually been done approximately; moreover, gaps in sedimentation are not excluded.

In the Murzúq basin (Libya), the sandstones were assigned to the Ash Shabíyat Formation (probably Tremadoc) and the Hawáz Formation (probably Arenig to Llandeilo), both bearing extremely shallow-water *Tigillites* Community. Collomb (1962) discerned two members with abundant *Tigillites*; the lower one with *Tigillites*, *Cruziana*, and *Harlania* occupying the lower part of the Ash Shabíyat Formation, the upper one (= *Tigillites* supérieurs) restricted to the Hawáz Formation. Pařízek, Klen and Röhlich (1984) suggested a shore-related, probably subtidal environment for the Ash Shabíyat Formation with a possible shallowing during the deposition of its upper part. Voss (1981) supposed presence of a subaquatic fan delta system with distributary channels and swash bars in the Hawáz Formation.

Tigillites Community is further widespread over the Central Sahara where it has been found in the Ajjers Formation of supposed Tremadoc and Arenig age, and in the In Tahouite Formation of Llandeilo to Caradoc age. A mixed facies, persisting through almost the whole Ordovician sequence, is supposed for both the formations, with fluviatile, usually obliquely bedded sandstones alternating with marine sandstones rich in ichnofossils of the *Tigillites* and *Cruziana* Communities, but with extremely rare valves of inarticulate brachiopods confined to intercalations of lowermost Ordovician age (Beuf et al. 1971).

In the eastern part of the Mediterranean province, the marine sandstones with a significant proportion of terrestrial rocks are restricted mainly to the lower Ordovician. Based on trace fossils (*Cruziana furcifera*), Wolfart (1967) supposed an Arenig age for sandstones in North Jordan. In South Jordan and the Arabian Peninsula, a marine environment of the middle and upper Ordovician is documented by rather frequent graptolites and trilobites indicating a *Selenopeltis* (= Mediterranean) province.

Tigillites and *Cruziana* Communities are widespread in the Iberian-Armorican region, where the Armorican Quartzite Formation (lower—middle Arenig) bears characteristic trace fossils *Skolithos*, *Cruziana*, *Phycodes*, *Daedalus*, *Rusophycus*, rarely accompanied by infaunal inarti-

culate brachiopod *Ectenoglossa lesueuri* (Rouault) and "*Dinobolus*" *brimonti* (Rouault). In the Armorican Massif, several bivalves, trilobites, chitinozoans, and acritarchs were found in the Armorican Quartzite Formation (Hamman et al. 1982).

The lower Ordovician quartzites, often intercalated by slates, extend eastwards to Central Europe, where they have yielded the index ichnofossil *Phycodes circinatum* Richter but no shelly fauna of the Bohemian-Moroccan type (Taunus: *henningsmoeni* and *grandior* Quartzites of Arenig age; Struve 1975; Thuringia: Frauenbach and Phycodes Formations, Tremadoc and Arenig age; Pietzsch 1956).

In Bohemia, the *Tigillites* Community represents the *Skolithos* ichnofacies in the Skalka and Řevnice Quartzites (Dobrotiv and lower Beroun), which are confined to the marginal parts of the Prague and "metamorphic islets" basins as deposits of near-shore, shallow-water plains, sandy barriers, and in some areas of wide deltas (Kukal 1957). In Bohemia, the *Tigillites* Community contains exceptionally fragments of trilobites and brachiopods.

Rocky bottom communities

Rocky bottom communities have so far been found only in Bohemia, where they are confined to the Prague basin. The pre-Ordovician chert cliff and boulders below it are coated with one-layered or bulb-shaped bryozoan *Berenicea* and with stromatolitic crusts (Klabava Formation, Arenig; Mergl 1983).

Communities dominated by inarticulate brachiopods

In North Africa, the areas farther from the former coast were dominated by inarticulate brachiopods. According to Massa, Havlíček, and Bonnefous (1977), the Ghadamis basin (Tunisia, Libya) was a "lingulid domain" keeping its low rate of sedimentation and an extremely shallow-water environment during almost the whole Ordovician. The Sanrhar Formation (Tremadoc) has yielded the *Tunisiglossa* Community with dominant infaunal "lingulids" *Tunisiglossa* and *Palaeoglossa*, accompanied by ichnofossils (burrowings perpendicular to bedding planes) and extremely rare epifaunal elements (*Siphonotretidae*).

In the middle and upper Ordovician, the *Tunisiglossa* Community was replaced by the "*Lingulella*" Community in the Bin-Ben-Tartar and Djeffara Formations (Llanvirn—Beroun) characterized by common in-

faunal elements "*Lingulella*" and *Palaeoglossa* accompanied by sedentary inarticulate brachiopods *Orbiculothyris* and *Trematis*, and minute specimens of "*Torynelasma*". Articulate brachiopods, although very rare, also occur in the "*Lingulella*" Community (*Aegiromena*, *Onnizetina*). According to Massa, Havlíček, and Bonnefous (1977), the striking prevalence of inarticulates over other animal groups was controlled by very cold climate, lower salinity of the Sea, and a restricted marine environment; these living conditions were not much suitable for the development of articulate brachiopods and trilobites.

Another upper Ordovician community with rather diversified inarticulates was recorded by Havlíček and Massa (1973) in the Melaz Shuqrán Formation (Beroun Series) in the western flank of the Murzúq basin (Libya), where *Fezzanoglossa*, *Libyaeglossa*, *Orbiculoidea*, *Orbiculothyris*, and *Drabodiscina* occur in phosphatic and ferruginous nodules; other fossils enclosed in the nodules are fragments of conulariids and an articulate brachiopod *Rajnesquina* cf. *pseudoloricata* (Barrande). At localities, where the nodules are absent, the most common brachiopod is "*Aratanea*" (= *Rhynchotrema* cf. *clariondi* in Havlíček - Massa) accompanied by *Drabovinella*, fragments of trilobites and cystoids (Havlíček - Massa 1973; Pařízek, Klen, Röhlich 1984).

In the central and western Sahara, the poorly diversified assemblages of inarticulate brachiopods penetrate deep into the domain of *Tigillites* ichnofacies. In the Hoggar Mts., Legrand, Poueyto, and Rouaix (1959) recorded "*Lingula*" *hawkei* (Rouault), "*Lingula*" *crumena* (Phillips), and *Dinobolus?* *amguidensis* sp. n. together with a bivalve *Modiolopsis?* in greywackes of Tremadoc or Arenig age.

In the western Sahara (Adrar, Mauritania), Legrand (1969) and Trompette (1973) recorded *Westonia chudeaui* Legrand and "*Lingulella*" *pseudocrumena* in the uppermost Cambrian or in the lowermost Ordovician (exact age not yet proved).

A community consisting only of inarticulate brachiopods was recorded by Poulsen (1960) in a sequence of green clayey and ferruginous shales and siltstones (over 100 m thick) interbedded between the sandstones with abundant *Tigillites* (= grès à *Skolithos* inférieurs and grès à *Skolithos* supérieurs). The most common inarticulates are the lingulellids and *Orbithele spinulosa* (Poulsen) and *O. sougyi* (Poulsen); according to Mergl (1981), the latter two species indicate a lower Ordovician (Tremadoc) age.

Inarticulate brachiopods are also common in the upper Ordovician of South Jordan, where Wolfart (1967) found *Orbiculothyris costellata* Wolfart, *Trematis* sp., *Dalmanella* a.o. brachiopods.

In Europe, the communities dominated by large inarticulate brachiopods are mostly confined to the lower part of the Ordovician sequence, deposited after a break in sedimentation on a pre-Ordovician basement. In the Tremadoc of Bohemia (Třenice Formation), the fairly large inarticulates are confined to sandstones deposited in an environment of conglomerates, alluvial fans, or in a fluviomarine environment (Kukal 1963) to form the poorly diversified *Hyperobolus* Community. This consists of large specimens of *Hyperobolus feistmanteli* (Barrande) and *Expellobolus expulsus* (Barrande), rarely accompanied by *Thysanotos primus* (Koliha). Another shallow-water benthic community in the Třenice Formation, restricted to a small area in the northern flank of the Prague basin, is formed by numerous specimens of *Westonisca lamellosa* (Barrande) and *W. arachne* (Barrande). In the upper Tremadoc of Bohemia (Mílina Formation), the *Hyperobolus* Community was replaced by the *Thysanobolus* Community, consisting of *Thysanobolus lingulides* Havlíček, *Thysanotos siluricus* (Eichwald), and an clitambonitaceid *Protambonites kolihai* (Havlíček). Beyond the Prague basin, the benthic fauna dominated by large inarticulates (*Thysanotos* a.o.) was discovered by Prantl and Růžička (1941) in eastern Bohemia (Lipoltice Beds in the Železné hory Mts.).

In eastern Serbia (Yugoslavia), the *Hyperobolus* Community occupies the lowermost part of the Ordovician sequence just above the pre-Ordovician metamorphosed basement, thus recalling position of this community in Bohemia. For this reason, we may assume the same living conditions in both the areas. Krstić (1984) recorded in the metamorphosed sandstones of the Kučaj Belt (Serbia) the index genera *Hyperobolus*, *Thysanotos*, *Orbithele*, and *Leptembolon*, originally published under the names *Lingulobolus feistmanteli*, *Obolus barrandei*, *Thysanotos siluricus*, *Obolus complexus*, *Orbiculoidea*, and *Lingulella* cf. *insons*. A closely similar age and living conditions may be postulated for the assemblage consisting of fairly large inarticulates found at Bosiljgrad (south-eastern Serbia) in the sericite slates and sericite quartzites by Pavlović (1962), who figured "*Lingulobolus*" *hawkei* (Rouault) and *Pseudobolus salteri* (Davidson). As in Bohemia, the assemblage of large inarticulates in Serbia is overlain by slates with abundant (but deformed) lingulellids and conical inarticulate brachiopods (*Acrotretacea?*).

Another type of shore-related, shallow-water communities is that dominated by inarticulate brachiopods of small to medium size; in Bohemia, the *Leptembolon insons* Community consists of small obolids of lingulellid outline (*Leptembolon*, *Rowellella*), minute conical acrotretaceans, and circular shells of *Orbithele*, all often accompanied by spicules

of sponges and fragments of other animal groups (but never occur together with trilobites!).

In the Montagne Noire, the small inarticulate brachiopods, although fairly common in the lower Ordovician, never participate as dominant elements in the benthic communities. The fauna of Tremadoc and Arenig age is richly diversified with numerous trilobites, gastropods, and bivalves together with articulate and inarticulate brachiopods (*Spondy-glossella*, *Conotreta*, *Lingulepis*, *Rafanoglossa*; Babin et al. 1982).

Deeper water communities dominated by inarticulate brachiopods

The black shale lithofacies, occupying the deeper, nonaerated central parts of the basins, is usually poor in benthic organisms. In the Prague basin, the fairly common small inarticulate brachiopods *Anx*, *Paterula*, and less common acrotretaceans, are often accompanied by minute articulate brachiopods *Brandysia benigna* Havlíček, *Benignites primulus* (Barrande) (Dobrotiv), *Aegitromena descendens* (Havlíček), *Karlicium patens* Havlíček (upper Beroun), *Chonetoidea tenerrima* Havlíček (Kralodvor), which are not typical bottom dwelling organisms as they may have lived attached to seaweed not uncommonly floating. The taxic diversity of the Ordovician black shale lithofacies is usually low; some parts of the Ordovician sequence are unfossiliferous (e.g. often in the Libeň Formation, Prague basin), some have yielded scarcely disseminated exoskeletons of trilobites and shells of bivalves, gastropods, hyoliths a.o., exceptionally accumulated to cover the bedding planes. This deeper-water *Paterula* Community was dealt with in a greater detail by Havlíček (1982).

The *Didymograptus-Lingulella* assemblage recorded by Jordan (1981) in the Llanvirn (Moesian platform, Romania) may also reflect the deeper-water, anoxic basin-floor regime.

Communities of the Moroccan-Bohemian type

The Ordovician sequences in Morocco, South and Central Europe bear characteristic, usually richly diversified assemblages of trilobites assigned to the *Selenopeltis* zoogeographic province by Whittington and Hughes (1972). As follows from the material summarized by Whittington and Hughes and completed by recent papers, the most common families of trilobites are the *Trinucleidae*, *Cyclopygidae*, *Calymenidae*, and *Dalmanitidae* which, in association with members of

other families, represent a distinctive trilobite fauna in all series of the Ordovician in the Mediterranean province (Dean 1966, 1971; Hammann 1974, 1976, 1977; Hammann - Henry 1978; Henry 1980; Henry - Nion - Paris - Thadeu 1974; Courtessole - Pillet - Vizcaino 1981, 1983; Mergl 1984; Rábano 1984; Šnajdr 1984 and many others). On the other hand, the brachiopods are rare and not uniform in the lower Ordovician to characterize a separate zoogeographic province. This is due to various origins of the brachiopods inhabiting the shelves and intracontinental basins of the Gondwanaland at that time. A distinctive Mediterranean brachiopod fauna was gradually formed during the middle and upper Ordovician to give rise to a significant *Aegiromena-Drabovia* fauna, clearly differing from the brachiopods of the Anglo-Baltic and Scottish assemblages. In the upper Ordovician, the *Aegiromena-Drabovia* fauna consists of numerous brachiopods of the families *Draboviidae* and *Heterorthidae*, and the subfamilies *Aegiromeninae* and *Orthostrophinae*, together with much less frequent members of other families. A "pure" *Aegiromena-Drabovia* fauna is best developed in Morocco and Central Europe (Bohemia), whereas in South Europe it often acquires many Anglo-Baltic warmer-water elements due to immigration in the upper Beroun and lower Kralodvor ages.

Tremadoc

As mentioned above, the communities dominated by *Tigillites* and large inarticulates were widespread over the Mediterranean province, whereas the articulate brachiopods formed a subordinate part of the benthic communities in the lowermost Ordovician. The *Orthida* were found at a few localities in South and Central Europe, usually together with small to medium-sized inarticulates (e.g. Leimitz Slates; Sdzuy 1955). Of genera, confined exclusively to the Mediterranean province, the most important are *Protambonites* and *Poramborthis*. *Protambonites* was found in the lower Tremadoc of the Iberian Chains (Spain; Havlíček - Jossopait 1972) and Bohemia; *Poramborthis* occurs in Bohemia, the Iberian Chains, and Bavaria (Sdzuy 1955). Occurrence of *Jvinella* beyond Bohemia is not sure (Bavaria?, the Iberian Chains?).

A unique assemblage of benthic fauna is confined to a small lens of haematite at Holoubkov (lower Tremadoc, Bohemia), where the fairly richly diversified brachiopods lived in a rough-water, near-shore environment. At Holoubkov, the genera *Ferrobolus*, *Conotreta*, *Orbithele*, *Rosobolus*, *Siphonobolus*, *Eosiphonotreta*, *Lacunites*, *Kolihium*, *Jvinella*, *Apheoorthina*, *Robertorthis*, *Poramborthis*, and *Protambonites* were



1. Distribution of index brachiopod genera in the Tremadoc

1 — *Poramborthis*; 2 — *Orbithele*; 3 — *Thysanotos*; 4 — *Palaeoglossa*

accompanied by cystoids *Palaeosphaeronites* and *Glyptosphaerites*, both attached with their wide bases to the substrate (Havlíček 1977, 1982; Prokop 1964). It is difficult to consider this benthic fauna as representing the Mediterranean province, because most of the genera listed above are not known beyond Bohemia.

In the Tremadoc of the Anti-Atlas Mts. (Morocco), the only articulate brachiopod is *Plectorthis simplex* Havlíček not yet found in Europe (Havlíček 1977). Moreover, the upper Tremadoc of the Anti-Atlas Mts. has yielded *Ranorthis* which became fairly common in the Arenig of the Mediterranean province.

Arenig

In the Arenig, the brachiopods are more abundant than in the previous Tremadoc Series, but the composition of the benthic communities is not uniform over the whole province. The fairly common *Orthida Ranorthis* and *Paurorthis* cannot indicate a well-defined zoogeographic province as they both are cosmopolitan genera described from North Africa (Morocco), South and Central Europe, and also from the Baltic regions (i.e. beyond the Mediterranean province in the strict sense).

The most diversified *Orthida* of Arenigian age are confined to the **Montagne Noire, where Méliou (1982)** recognized the genera *Hesperonomia*, *Ranorthis*, *Ocorthis*, *Orthambonites*, *Pleurorthis*, *Sinorthis*, *Prantlina*, *Paurorthis*, *Gonambonites*, *Progonambonites*, and *Aportophylla*, often accompanied by small inarticulates *Spondyglossella*, *Conotreta*, *Rafanoglossa*, *Westonia*, and *Lingulepis*. In the Montagne Noire, the brachiopods, **bivalves, gastropods, and trilobites** are much more diversified than in Bohemia.

In Central Europe, the most fossiliferous sequence of the Arenig is that of Bohemia. Whereas the inarticulate brachiopods occur throughout the whole sequence (although in some parts very rare), the *Orthida* are confined only to the top of the Klabava Formation. *Nocturnellia* Community is widespread along the north-western limb of the Prague basin where it occupied an extensive, shallow-water plain, and partly extended even beyond this area. The valves of *Nocturnellia* were sorted by waves and sometimes accumulated in bodies analogous with tidal bars. *Nocturnellia* is rarely accompanied by *Prantlina*, *Ranorthis*, *Nereidella* and minute inarticulate brachiopods.

Another type of a shallow-water community is that inhabiting the top of a submarine pyroclastic accumulation near Komárov (Prague basin, Bohemia) dominated by *Nereidella pribyli* (Havlíček) in association with *Prantlina desiderata* (Barrande) and *Ferrax oolithicus* (Havlíček); trilobites and gastropods (*Mimospira*) are rare at that locality.

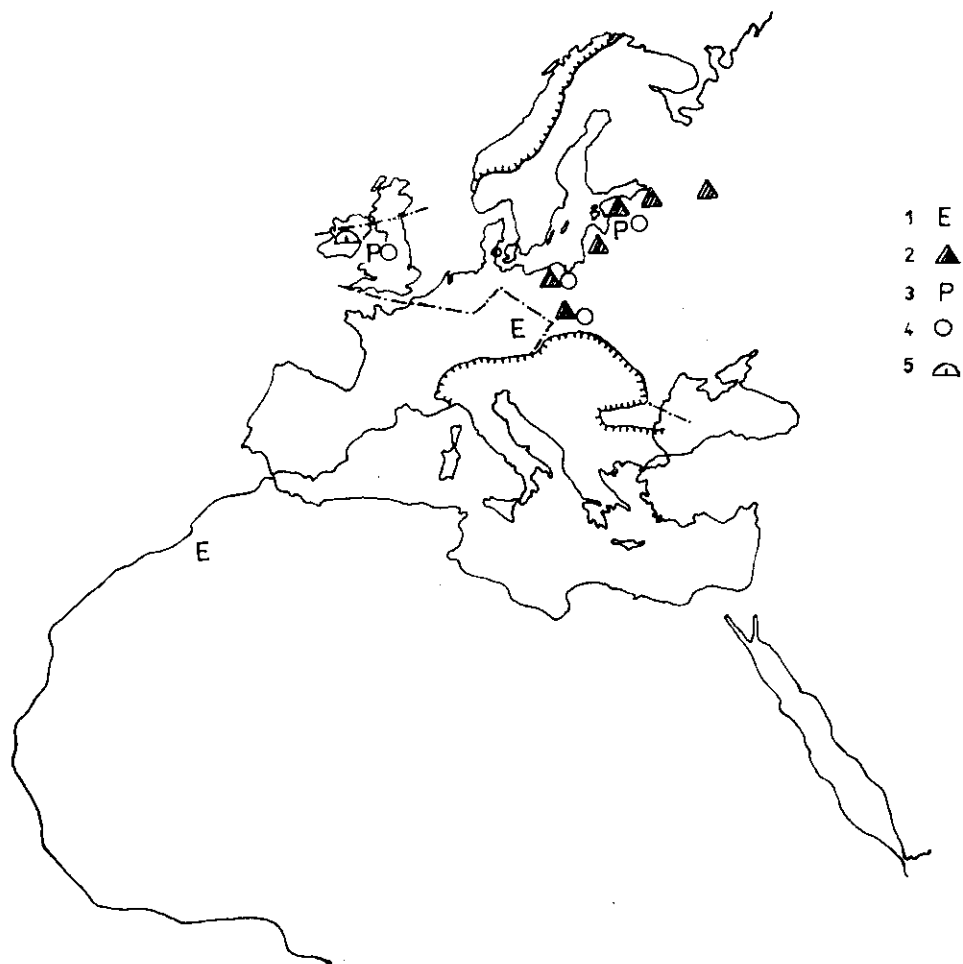
The genus *Prantlina* was also found in Bavaria (Sdzuy 1971).

Interesting is an interchange of the fauna between the Mediterranean province and southwestern China; the genera *Tarfaya* and *Paurorthis* occur in the lower Arenig both in the Anti-Atlas Mts. (Morocco) and southwestern China (Xu Han-kui - Liu Di-yong 1984). Some genera, frequent in the lower Arenig in southwestern China, appear in Bohemia for the first time in the upper Arenig (*Nocturnellia*) or even in the lower Llanvirn (*Euorthisina*).

The south American affinity is indicated by *Incorthis*, an index genus in the Arenig of Bolivia (Havlíček - Branisa 1980), which was recently discovered in the Anti-Atlas (Morocco) (P. Huvellin).

Llanvirn

The Llanvirn of the Mediterranean province is marked by prevalence of black shales and siltstones of anoxic facies over sandy deposits;



2. Distribution of index brachiopod genera in the Llanvirn

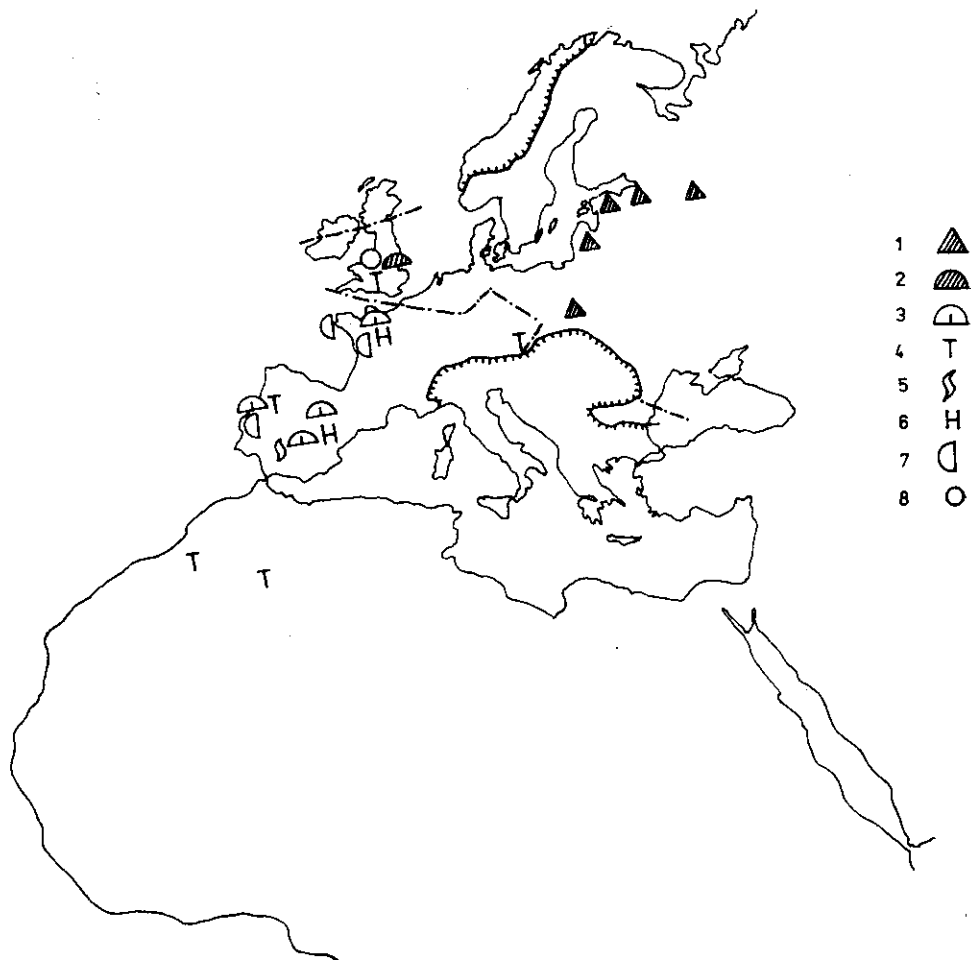
1 — *Euorthisina*; 2 — *Clitambonitacea*; 3 — *Porambonites*; 4 — *Orthis*, *Orthambonites*; 5 — *Aegitromena*

this environment was not suitable for sedentary animals, whereas other benthic groups underwent an explosive development (trilobites, bivalves, gastropods, hyoliths). In several areas, the Llanvirn is documented by trilobites and graptolites without any data concerning sessile benthos (Bulgaria: Haberfelner - Bončev 1934; South Jordan, Syria, Arabian Peninsula: Wolfart 1967). In North Africa and Arabia, the inshore, epicratonic deposits often bear poorly diversified trilobite assemblage with the index genus *Neseurethus* indicating environment of high latitudes (Fortey - Morris 1982; El-Khaydal - Romano 1985). Index brachiopod is *Euorthisina* which is abundant in Bohemia (Šárka Formation) and in the Anti-Atlas, Morocco (Havlíček 1971). *Euorthisina*, however, is not an indigenous stock in the Mediterranean province as it immigrated from England where it was recovered by Williams (1974) in the upper Arenigian Mytton Flags (Shropshire). Also in the Andean region of the Gondwanaland (Bolivia), *Euorthisina* was of Arenigian age being derived from the Tremadocian genus *Notorthisina* (Havlíček - Branisa 1980). Another significant Llanvirnian genus is *Eodalmanella* which is a probable descendant of the Arenigian *Ranorthis*. Beyond Bohemia, *Eodalmanella* has so far been recorded in the Shin Brook Formation of the Magog belt (New Brunswick, Newfoundland; Neuman 1968). In North Africa (Anti-Atlas, Ougarta region), the Llanvirn Series has yielded *Euorthisina* and the cosmopolitan gens *Orthambonites*.

By contrast to Central Europe and North Africa, the significant *Orthida* in the Iberian Peninsula are *Cacemia ribetroi* (Sharpe) and the species of *Tissintia*, *Apollonorthis*, and *Palaeoglossa* (lower unit of the **Cacemes Formation, Central Portugal; Mitchell 1974**). Beyond the Iberian Peninsula, *Cacemia* also occurs in the lower member of the Postolon nec Formation in the Armorican Massif (Hamman et al. 1982).

Dobrotiv

The Dobrotiv, approximately corresponding to the lower and middle parts of the Llandeilo, is the earliest series of the Ordovician Period when the sedentary organisms tended to form a more or less homogeneous benthic assemblage in the Mediterranean province. The *Heterorthidae* became a stock widespread over Europe and North Africa. In the Anti-Atlas Mts., *Tissintia* and *Tafilaltia* are the index genera in sandstones of the First Bani Formation; both the genera have been recorded also in Central Europe (Skalka Quartzite, Bohemia). Moreover, *Tissintia* was discovered beyond the Mediterranean province in England (lower



3. Distribution of index brachiopod genera in the Dobrotiv (Llandeilo)
 1 — *Clitambonitacea*; 2 — *Sowerbyella*; 3 — *Aegrotomena*; 4 — *Tissintia*; 5 — *Svobodaina*; 6 — *Heterorthina*; 7 — *Cacemia*, *Apollonorthis*; 8 — *Orthidae*

Llanvirn—Llandeilo, Shropshire; Williams 1974) and in Bolivia (Llanvirn and Llandeilo; Havlíček - Branisa 1980). In the Iberian Peninsula, *Tissintia* cf. *convergens* Havlíček is a common brachiopod in the upper unit of the Cacemes Formation (Central Portugal), where it is accompanied by *Cacemia*, *Apollonorthis*, *Dalmanella*, *Fascifera*, *Tazzarinia*, *Palaeoglossa*, and rare *Eorhipidomella* (= *Crozonorthis*) (Mitchell 1974; Mélou 1976). A similar assemblage, consisting of the genera *Apollonorthis*, *Cacemia*, *Eorhipidomella*, and

Heterorthina, was studied by M é l o u (1975, 1976) in the upper member of the Postolenec Formation in the Armorican Massif.

Further, the genera *Eorhipidomella* and *Heterorthina* occur in the Dobrotiv of Spain (Castillejo Formation; Villas 1985). *Aegiromena*, which became an index genus in the Beroun, appeared in the Mediterranean province for the first time in the Dobrotiv of the Iberian Peninsula and Armorican Massif (M é l o u 1973, Villas 1985), but did not reach at that time Central Europe and North Africa. Origin of *Aegiromena* is to be sought beyond the Mediterranean province as the earliest species of *Aegiromena* were recorded in the Llanvirn of Bolivia (Havlíček - Branisa 1980) and Ireland (Harper - Rast 1965). Another index brachiopod in the Beroun Series is *Drabovia*, which appeared in Central Spain in the same way as *Aegiromena*, i.e. in the pre-Berounian strata (Dobrotiv) before immigrating into Central Europe (Gutiérrez-Marco et al. 1984).

The benthic fauna of the High Atlas and Anti-Atlas Mts. (Morocco) includes plectorthid genera either not seen in Europe (*Atlantida*) or discovered in the Carnic Alps in rocks of Dobrotiv to lower Beroun age (*Paterorthis*: Havlíček - Kříž - Serpagli 1987).

Beroun

In the Beroun, the benthic assemblages of the Moroccan-Bohemian type are characterized by the widely distributed *Aegiromena-Drabovia* fauna preferring the sandy or silty bottom in a shallow-water, subtidal environment to moderately deep environment passing laterally into the deeper-water *Paterula* Community confined to the black shale lithofacies, not uncommonly with graptolites.

The most significant families and subfamilies in the Mediterranean province are the *Heterorthidae*, *Draboviidae*, and *Aegiromeninae*, less abundant are the genera of the *Dalmanellidae*, *Orthostrophiinae*, *Triple-siidae*, and inarticulate brachiopods. Rare are the strophomenaceans and rhynchonellaceans. By contrast to the Anglo-Baltic province, no clitambonitaceids participate in the *Aegiromena-Drabovia* fauna. The complete sequences of richly diversified brachiopod assemblages have been studied in the Prague basin (Bohemia; Havlíček - Vaněk 1966, Havlíček 1977, 1982) and in the Anti-Atlas Mts. (Morocco; Havlíček 1971); in other areas of Europe, the Moroccan-Bohemian *Aegiromena-Drabovia* fauna either acquired several warmer-water elements due to immigration from the Anglo-Baltic province (e.g. in the Iberian Chains, Montagne Noire, Sardinia, Carnic Alps), or it was poorly diversified and

not developed through the whole sequence of the Beroun. Sporadic data on the *Aegiromena-Drabovia* fauna have been obtained in the Balkans [*Aegiromena* cf. *aquila* (Barrande); Kučaj belt in Serbia; Krstić 1984] and Turkey [*Svobodaina* cf. *ellipsoides* (Barrande); Amanos Mts.; El Ishmawi 1972], where the lower Palaeozoic sequences are metamorphosed and strongly faulted and folded. A few elements of the *Aegiromena-Drabovia* fauna penetrated deep into the domain of inarticulates in the Ghadamis basin in Libya [*Aegiromena* cf. *descendens* Havlíček and *Onnizetina* sp.] (Massa - Havlíček - Bonnefous 1977).

The *Aegiromena-Drabovia* fauna was also recovered in the Andean part of the Gondwanaland (Bolivia) where Havlíček and Branisa (1980) determined the genera *Heterorthis*, *Destombesium*, *Drabovinella*, *Rostricellula*, and *Eorhipidomella*, mostly collected from the clasts in a diamictite rock of the Zapla tillite.

In Bohemia, the significant genera of the Beroun are *Tazzarinia*, *Gelidorthis*, *Jezercia*, *Cilinella*, *Heterorthina*, *Marionites*, *Heterorthis*, *Svobodaina*, *Onniella*, *Howellites*, *Onnizetina*, *Saukrodictya*, *Mirorthis*, *Drabovia*, *Drabovinella*, *Hirnantia*, *Chrustenopora*, *Bicuspina*, *Aegiromena*, *Blyskavomena*, accompanied by cosmopolitan genera *Triplesia*, *Rafinesquina*, and *Rostricellula*. The Bohemian type fauna extends westward to Taunus (Hessen, FRG), where the Andreasteich Quartzite has yielded *Rostricellula ambigena* (Barrande), *Rafinesquina* aff. *pseudoloricata* (Barrande), and species of *Hirnantia*, *Drabovia*, *Howellites*, and *Onniella* associated with rare trilobites and other fauna (Struve 1975).

The Moroccan benthic fauna comprises *Tazzarinia*, *Gelidorthis*, *Dalmanella*, *Onniella*, *Howellites*, *Mirorthis*, *Tafilaltia*, *Heterorthis*, *Drabovia*, *Drabovinella*, *Protomendacella*, *Triplesia*, *Bicuspina*, *Cliftonia*, *Aegiromena*, *Kiaeromena*, *Rafinesquina*, and *Rostricellula*. The genera *Irhirea* and *Destombesium* were never found in Europe; the latter genus, however, was recorded in sandstone of Berounian age in Bolivia.

In Central Portugal, the Beroun Series is not complete, because the Louredo and Porto do Santa Anna Ash Formations correspond to the Libeň and Letná Formations of the Bohemian scale (Mitchell 1974); among brachiopods, the following Moroccan-Bohemian elements prevail: *Drabovia* cf. *redux* (Barrande), *Aegiromena* cf. *aquila praecursor* (Havlíček), *Gelidorthis* cf. *partita* (Barrande), *Howellites* sp., *Onniella* sp., *Tazzarinia* cf. *drotae* Havlíček, *Triplesia* cf. *simplex* Havlíček, *Chrustenopora* sp., *Dalmanella* cf. *agadirensis* Havlíček, *Saukrodictya porosa* (Havlíček), further species of *Svobodaina*, *Petrocrania*, *Rafinesquina*, a.o. A weak influx of warmer-water

elements may be documented by the presence of *Glyptorthis* and *Porambonites*.

Although poorly diversified, the sessile benthos in the Armorican Massif has yielded the index genera of the *Aegiromena-Drabovia* fauna, namely *Drabovia* (Sangsurière Shale: Pillet - Robardet 1968), *Svobodaina* (Raguenez Shale: Babin - Mélou 1972), and *Aegiromena* (group of *A. descendens*; Caradoc at Coëvrons: Mélou 1973).

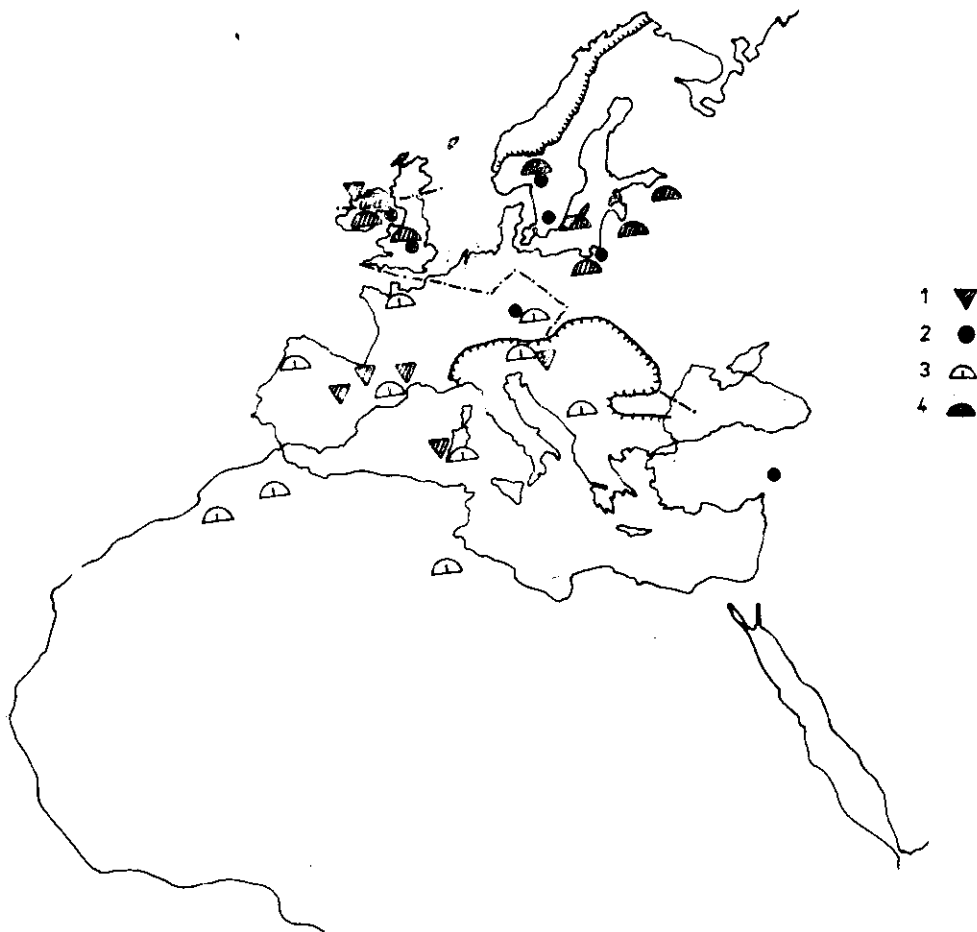
Presence of the *Aegiromena-Drabovia* fauna has also been proved in the Iberian Chains, Montagne Noire, Sardinia, and Carnic Alps, i.e., in



4. Distribution of index brachiopod genera in the Beroun (Caradoc)
 1 — *Nicolella*; 2 — *Dolerorthis*; 3 — *Onnizetina*; 4 — *Protomendacella*; 5 — *Fezzanoglossa*; 6 — *Orbiculothyris*

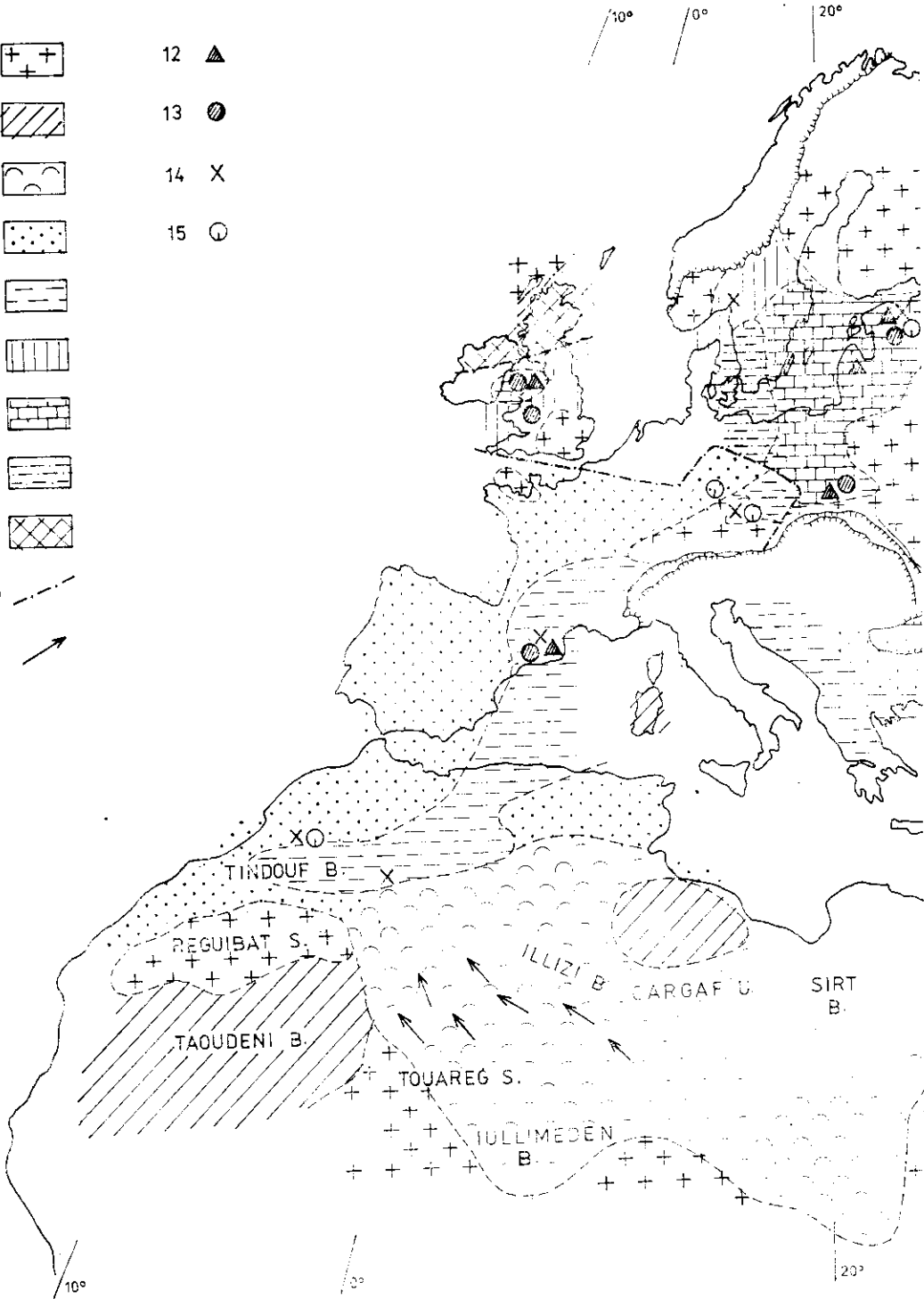
areas where the warmer-water brachiopods are frequent. In Spain (Cadenas Ibericas Orientales), Villas (1985) assigned to the middle and upper Beroun the Fombuena Formation which has yielded the following "Mediterranean" genera: *Gelidorthis*, *Aegiromena*, *Svobodaina*, *Drabovia*, *Drabovinella*, *Hirnantia*, in association with the cosmopolitan genera *Triplesia*, *Rafinesquina*, and *Rostricellula* [the latter two indicate a close Bohemian affinity as they contain the Bohemian species *R. pseudoloricata* (Barrande) and *R. ambigena* (Barrande)].

The Mediterranean genera in the Beroun of the Montagne Noire are *Aegiromena*, *Drabovia*, *Tafilaltia*, *Tissintia*, *Heterorthis*, *Svobodaina*, and



5. Distribution of index brachiopod genera in the Beroun (Caradoc)
 1 — *Leangella*; 2 — *Sericoidea*; 3 — *Aegiromena*; 4 — *Sowerbyella*

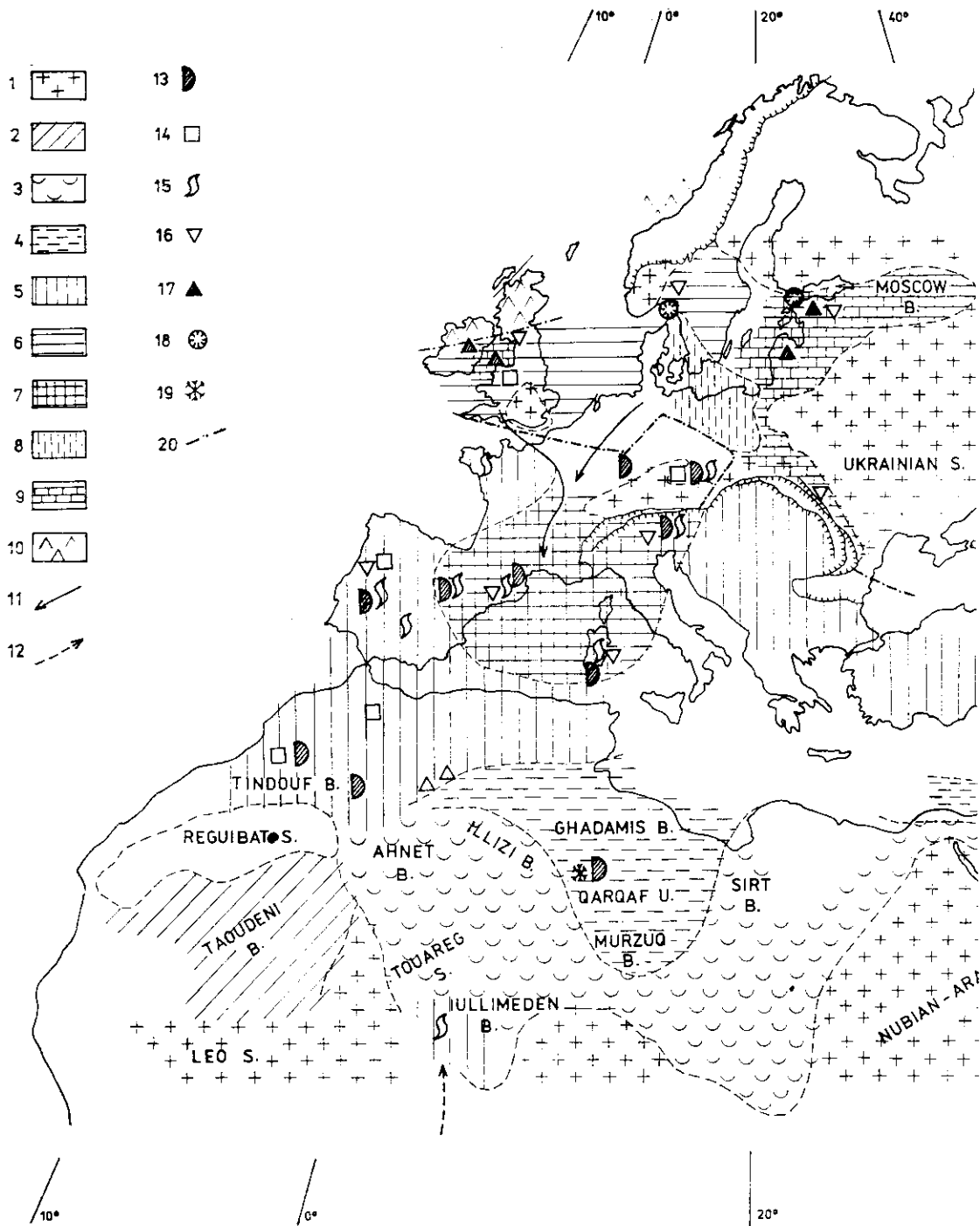
- | | | | |
|----|--|----|---|
| 1 | | 12 | |
| 2 | | 13 | |
| 3 | | 14 | X |
| 4 | | 15 | |
| 5 | | | |
| 6 | | | |
| 7 | | | |
| 8 | | | |
| 9 | | | |
| 10 | | | |
| 11 | | | |



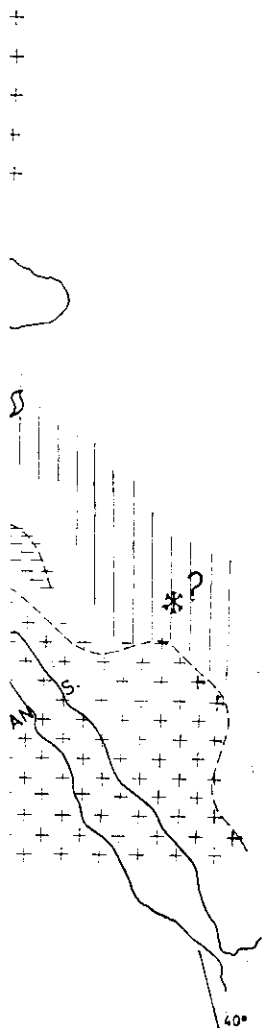
DISTRIBUTION OF BENTHIC COMMUNITIES AND OCCURRENCES OF INDEX BRACHIOPOD GENERA IN THE ARENIG



1 — pre-Palaeozoic shields; 2 — post-Tremadocian regression of the Sea; 3 — fluvial and fluviomarine deposits (mixed facies), *Tigillites* and *Cruziana* Communities; 4 — mainly marine sandy deposits with trace fossils and inarticulates, *Tigillites* and "*Lingula*" Communities; 5 — basinal deposits dominated by trilobites and orthids of Mediterranean type; 6 — Anglo-Welsh associations dominated by inarticulates and orthids; 7 — Baltic type communities; 8 — mostly graptolitic shale pelagic community; 9 — Scottish type communities; 10 — boundaries of zoogeographic provinces; 11 — fluvial transport, direction of currents (after Beuf et al. 1971); 12 — *Clitambonitacea*; 13 — *Orthis*, *Orthambonites*; 14 — *Ranorthis*, *Paurorthis*; 15 — *Orbithele*



DISTRIBUTION OF BENTHIC COMMUNITIES AND
OCCURRENCE OF INDEX BRACHIOPOD GENERA IN
THE BEROUN (CARADOC)



1 — pre-Palaeozoic shields; 2 — regression of the Sea in the Beroun; 3 — marine and fluviomarine sandstones, mostly *Tigillites* Community; 4 — communities dominated by inarticulate brachiopods; 5 — Moroccan-Bohemian communities (*Aegtromena-Drabovia* fauna); 6 — communities of Anglo-Welsh type; 7 — mixed Moroccan-Bohemian and Anglo-Welsh faunas; 8 — graptolitic shale pelagic community with small inarticulates; 9 — communities of Baltic type; 10 — Scottish communities; 11 — probable way of invasion of warm-water elements into the Mediterranean province; 12 — probable way of invasion of Mediterranean type benthic fauna into the Iullimeden basin; 13 — *Drabovia*, *Drabovinnella*; 14 — *Heterorthis*; 15 — *Svobodatna*, *Cillnella*; 16 — *Porambonites* (*Porambonites*); 17 — *Clitambonitacea*; 18 — reef bodies; 19 — evidence of glaciation; 20 — boundaries of zoogeographic provinces

Protomendacella, associated with *Paucicrura*, *Triplesia*, *Leptestiina*, *Leangella*, and *Rafinesquina*, all accompanied by a suite of warmer-water brachiopods (mostly *Orthida* and *Porambonites*: Havlíček 1981).

Aegiromena-Drabovia fauna is represented in the upper Beroun of Sardinia by *Svobodaina*, *Onniella*, *Onnizetina*, *Saukrodictya*, *Aegiromena*, and *Aegironetes* in association with *Paucicrura*, *Leptestiina*, *Leangella*, *Iberomena*, *Leptaena*, *Nicolella*, *Eridorthis*, *Glyptorthis*, *Dolerorthis*, *Ptychopleurella*, *Reuschella*, *Eoanastrophia*, *Porambonites*, and *Bicuspina*, some of them indicating an influx of Anglo-Baltic elements (Havlíček - Kříž - Serpagli 1986).

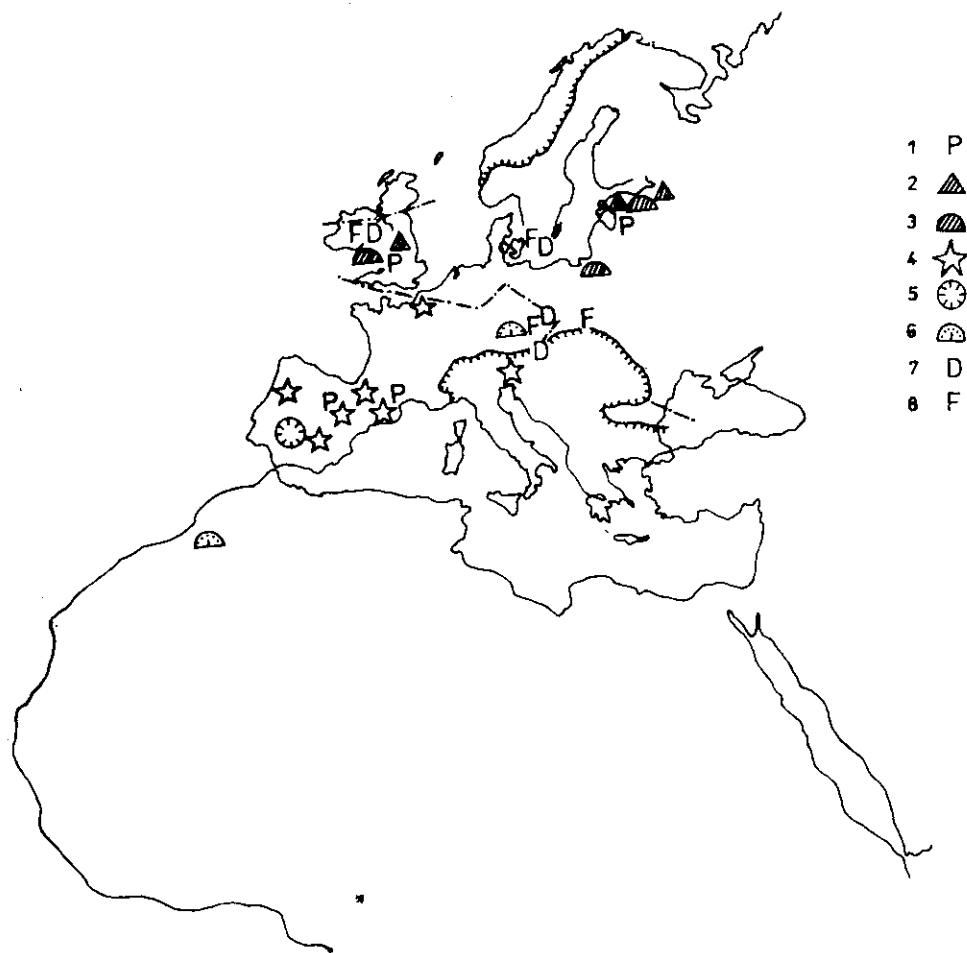
In the Carnic Alps (mainly Hoher Trieb and Uqua Mts.), the siltstones and greywackes of middle—upper Beroun contain many genera widespread over the Mediterranean province, including the index brachiopods *Aegiromena*, *Gelidorthis*, *Saukrodictya*, *Svobodaina*, *Drabovia*, and *Drabovinella*, accompanied by *Nicolella*, *Multicostella*, *Dolerorthis*, *Triplesia*, *Leangella*, *Longvillia*, *Porambonites*, *Eoanastrophia*, *Iberomena*, and *Leptaena*, some of which may be regarded as immigrants from the Anglo-Baltic province (Havlíček - Kříž - Serpagli 1986).

An unexpected discovery of the Berounian fauna was done in the Adrar Iforas (south of the Hoggar Mts., Central Sahara) at the north-western margin of the Iullimeden basin, where Gatinskij, Kločko, Rozman, and Trofimov (1966) have listed the following brachiopods: *Orbiculoidea*, *Mesodalmanella* ex gr. *flava* Havlíček (= *Onniella*), *Dalmanella* aff. *bouceki* Havlíček (= *Mirrorthis*), *Heterorthis* *notata* (Barrande), *Rostricellula* ex gr. *ambigena* (Barrande), and *Svobodaina* ex gr. *inclyta* (Barrande), further the trilobites *Calymenella*, *Dalmanitina*, and several graptolites. The present author had the opportunity to examine a slab with "*Svobodaina*" coming from this locality, and came to the conclusion that the valves accumulated on the bedding plane are rather to be assigned to *Cilinella*, as the well-developed plates supporting their brachiophores converge to the valve floor as in the Bohemian *C. svobodai* (Havlíček). The marine fauna probably invaded into the Iullimeden basin along the mobile belt of Mauritanides surrounding the Precambrian shields. It is not probable that the fauna used the direct route between the Tindouf and Iullimeden basins through the extensive areas dominated by *Tigillites* and *Cruziana* Communities [see pl. 2].

♦ Kralodvor

In the Kralodvor, the claystones, marlstones, and limestones prevail over the sandy and silty sediments, thus differing from the previous

Beroun Series. For this reason, the composition of the sessile benthos is different. Brachiopods of the *Draboviidae* and *Heterorthidae* became a subordinate part of the assemblage, whereas the *Aegiromeninae* and small inarticulate brachiopods were locally frequent. It is worth to comment that the "typical" Bohemian fauna extended beyond the limits of the Mediterranean province and reached South Sweden, where the Bohemian type brachiopods were discovered in the Jerrestad Mudstone. Sheehan (1973) assigned this fauna to the relatively deep-water Fo-



6. Distribution of index benthic fossils in the Kralodvor (lower Ashgill).
 1 — *Porambonites*; 2 — *Clitambonitacea*; 3 — *Sowerbyella*; 4 — *Heterocrinites* and other cystoids; 5 — reef body with tetracorals; 6 — *Chonetoida*; 7 — *Dedzetta*; 8 — *Follomena*

liomena Community dominated by ostracods and trilobites; among shelly fauna, he found several brachiopods closely related to the Bohemian ones: *Foliomena folium* (Barrande), *Anoptambonites* sp., *Leptestiina prantli* Havlíček, *Kozlowskites ragnari* Sheehan, *Sericoidea* sp., and *Dedzetina* sp. Moreover, a significant interchange of the trilobite fauna between Bohemia and Poland has been discussed thoroughly by Kielan (1959).

In Bohemia, a deeper-water *Rafanoglossa* Community takes most of the Kralodvor sequence; in claystones, the sedentary organisms are much less abundant than the vagile benthos. The dominant brachiopod is the infaunal obolid *Rafanoglossa leiskowiensis* (Barrande), not uncommonly found in living position in vertical burrows; other inarticulates, although fairly frequent, have not yet been revised. The minute articulate brachiopods *Ravozetina honorata* (Barrande), *Cyclospira barrandei* Cooper, *Chonetoidea tenerrima* Havlíček and *C. radiatula* (Barrande) are scarcely disseminated through the whole Kralodvor sequence. The latter two species most probably lived attached to seaweed above the bottom of the Sea. *Comatopoma*, *Hirnantia*, *Aegironomena*, and *Anisopleurella* rarely occur in the lower part of the claystone sequence in association with abundant trilobites.

Another community, called *Dedzetina* Community by Havlíček (1982), occurs in the layer of shale with a considerable amount of silty admixture and muscovite in the *Tretaspis seticornis* Horizon. The common brachiopods are *Dedzetina*, *Karlicium*, *Leptestiina*, *Foliomena*, and locally *Kozlowskites*.

A distinctive, richly diversified deeper-water *Proboscisambon* Community is confined to a silty shale with rather high proportion of carbonate; it contains rather frequent cystoids and trilobites together with brachiopods "*Lingula*", *Orbiculoidea*, *Conotreta*, *Acanthambonia*, *Jezercia*, *Ravozetina*, *Epitomyonia*, *Salopina*, *Boticium*, *Cliftonia*, *Aegironetes*, *Kozlowskites*, *Anoptambonites*, *Proboscisambon*, *Leptaena*, *Eoanastrophia*, and *Cryptothyrella* (Havlíček - Mergl 1982).

In the Anti-Atlas Mts. (Morocco), the Upper Ktaoua Formation has yielded a poorly diversified shelly fauna containing the Bohemian type brachiopods, namely *Chonetoidea*, *Comatopoma*, *Hirnantia* together with *Eochonetes* and *Aphanomena*.

In South Europe, the marlstones and limestones are rather frequent in the Kralodvor, usually with abundant cystoids. In the Carnic Alps, the brachiopods are rare in the limestone; Havlíček (1977) mentioned *Dedzetina microstoma* Havlíček in association with other not determinable shells.

In the Iberian Chains (Spain), the Calizas de Cistideos Formation

(limestones, dolomites) of lower Kralodvor age has yielded many species of crinoids and cystoids, accompanied by trilobites and conodonts (list of species: Villas 1985). In this formation, the brachiopods form a mixed assemblage containing both the Mediterranean and Anglo-Baltic elements; the latter are more frequent as follows from the list of the genera: *Eridorthis*, *Fortranella?*, *Oxoplecia*, *Iberomena*, *Dolerorthis*, *Nicolella*, *Saukrodictya*, *Eoanastrophia*, *Plaesiomya*, *Epitomyonia*, *Leptestiina*, and *Hedstroemina* (Villas 1985).

The Urbana Limestone (lower Kralodvor, Central Spain), containing debris of cystoids, crinoids, trilobites, and brachiopods, is in the Almaden region of reefal or perireefal origin with numerous tetracorals (Tamarin 1971).

K o s o v

Variably thick sequence of siltstones, sandstones, and diamictites in the uppermost Ordovician often rests on the Berounian or even earlier rocks with an erosional unconformity, which in the vicinity of Mauritania (West Africa) passes into a marked angular unconformity (Deynoux - Trompette 1981). In North Africa, this unconformity reflects the epeirogenic movements leading into uplift and emergence of the whole Saharan platform, and to reactivating of the old Pan-African faults (Biju-Duval - Deynoux - Rognon 1981). In Central Europe (Bohemia, Carnic Alps), the clayey sedimentation of the upper Kralodvor was interrupted by deposition of sandstones (often with pebbles) at the beginning of the Kosov, thus reflecting deformation of the sedimentary basin (Havlíček 1982). The fault movements were also established in Scandinavia (Oslo-Asker District; Brenchley - Cocks 1982). Moreover, the beginning of the Kosov coincides with a drastic cooling of the climate as documented by deposits of glacial origin; the glaciation of that time caused glacio-eustatic regression. Both the glacio-eustatic and tectono-eustatic events resulted in considerable changes of the benthic communities. Several brachiopods of the earlier *Aegiromena-Drabovia* fauna survived till the uppermost Ordovician, namely, the genera *Aegiromena* and *Hirnantia* which, together with other stocks, formed a distinctive *Hirnantia* fauna. By contrast to the Berounian *Aegiromena-Drabovia* fauna, the ecological distribution of the *Hirnantia* fauna is strikingly broad; in the Tindouf basin (Morocco), it occurred below and above the tillite in a pronouncedly cold-water environment, whereas in South Sweden, Oslo-Asker District in Norway, and in Ireland, it has been discovered in proximity

of the contemporaneous reefs; for this reason Rong (1984) supposed that the *Hirnantia* fauna extended from the circumpolar sphere into the temperate to tropical zones.

Excellently preserved and richly diversified *Hirnantia* fauna was discovered in a shallow-water, subtidal environment in the upper part of the Kosov Formation in Bohemia. In addition to the index species *Hirnantia sagittifera* (M' Coy), the following brachiopod genera have been found: *Trematis*, *Orbiculoidea*, *Philhedra*, *Sanxiaella*, *Aegiromena*, *Paromalomena*, *Aphanomena*, *Eostropheodonta*, *Leptaena*, *Leptaenopoma*, *Fardenia*, *Giraldibella*, *Comatopoma*, *Cliftonia*, *Kinnella*, *Draborthis*, *Dalmanella*, *Ravozetina*, *Trucizetina*, *Zygospira*, *Plectothyrella*, and *Cryptothyrella*; the brachiopods are accompanied by bivalves, blastoids (*Mespilocystites*), gastropods, trilobites a.o. groups (Marek - Havlíček 1967; Havlíček 1982).

In Central Europe, the *Hirnantia* fauna has also been recovered in the uppermost Ordovician of the Carnic Alps where it yielded the genera *Hirnantia*, *Kinnella*, *Dalmanella*, and *Clarkeia* (Jaeger - Havlíček - Schönlaub 1975).

Richly diversified *Hirnantia* fauna, confined to the Second Bani Formation in the Anti-Atlas Mts. and the Ougarta region, contains the index brachiopod *Hirnantia sagittifera* (M' Coy) and the species of *Mirorthis*, *Arenorthis*, *Destombesium*, *Eostropheodonta*, *Plectothyrella*, and *Undithyrella*; distribution of the species below and above the tillite indicates a cold-water environment (Destombes 1981).

In Libya, the uppermost Ordovician Mamúniyát Formation is mainly developed as subglacial and periglacial deposits intercalated with marine sandstone layers bearing *Tigillites* (Massa in Havlíček - Massa 1973). The poor benthic fauna is confined to a single layer in the middle part of the Mamúniyát Formation which yielded *Hirnantia* aff. *sagittifera* (M' Coy) and *Plectothyrella libyca* Havlíček.

Beyond the Mediterranean province, the *Hirnantia* fauna was thoroughly studied in the Holy Cross Mts., Poland (Temple 1965), South Sweden (Bergström 1968, Sheehan 1979), Oslo-Asker District, Norway (Cocks 1982, Brenchley - Cocks 1982), English Lake District (Temple 1965), Wales (Cocks - Price 1975, Hiller 1980), Ireland (Wright 1968), Yangtze and Western Yunnan-Tibet Regions, China (Wang Xiao-feng et al. 1983; Rong Jia-yu 1984), and other regions.

It is worth to note that the brachiopods of the uppermost Ordovician may be grouped in the Oslo-Asker District into a few associations (i.e. *Hirnantia*, *Hindella-Cliftonia*, and *Dalmanella* Associations), all located on a palaeoslope (Brenchley - Cocks 1982). By contrast to Nor-

way, all Bohemian species lived together in a subtidal, shallow, quiet-water environment, not differentiated into separate associations.

Interesting is the extension of the *Hirnantia* fauna to China; in spite of enormous distance, the shelly fauna of the Bohemian and Chinese basins is closely similar and contains not only the genera, but also many species common to both the regions.

Climatic changes: phase of a marked increase of temperature

The Ordovician is characterized by a much cooler climate than the later Silurian and Devonian Periods as shown by glaciation in the lower Tremadoc of the Andean region of the Gondwanaland (Keidel 1944), further in the Beroun (Libya) and in the Kosov when the ice-cap covered most of the Gondwanaland. The fluctuations of the Earth climate may be explained by processes in the solar system both by the secular change in obliquity of the spin axis of the Earth, which is attributed to secular rotation of the plane of the solar system and is responsible for long-period (1000—2000 m.y.) changes of temperature, or by the rotation of the solar system around the galactic center (moderate-period climatic changes, 100—200 m.y.) (G. Williams 1972).

Climatic fluctuations may also be explained by galactic processes supposing that the solar system moves on an elliptic path around the center of the galaxy. Steiner and Grillmair (1973) called a complete revolution a cosmic year; its duration decreases from 400 m.y. in the Precambrian to the present duration of 274 m.y. The causal relationship between the periods of glaciations and the galactic model of Steiner and Grillmair is evident but cannot be explained yet.

The Ordovician benthic faunas are differentiated into several zoogeographic provinces reflecting various climatic zones from circumpolar region to the tropical zone. The cool climate, however, was interrupted by a short phase of a marked increase of temperature in the upper Beroun and lower Kralodvor. At that time, the first reefs originated in the Mediterranean province (reefs in Urbana Limestone, lower Kralodvor; central Spain — Tamain 1971), and warm-water Anglo-Baltic fauna colonized extensive, rather stable, shallow-water plains to give rise to typically mixed assemblages. In South Europe, these assemblages consist of original stocks of the *Aegiromena-Drabovia* fauna supplemented by many Anglo-Baltic (less commonly North American) elements. The mixed assemblages, called Anglo-French province by Williams (1973), never reached North Africa which remained a circumpolar sphere till the end of the Ordovician. The mixed assemblages are

absent in Central Europe where the linear sedimentary basins of rift origin were not surrounded by extensive, shallow-water shelves convenient as habitats of warm-water benthic fauna. The mixed assemblages were studied in Belgium (upper Beroun?—lower Kralodvor; Sheehan 1975), the Iberian Chains (upper Beroun—lower Kralodvor; Villas 1985), Sardinia (upper Beroun; Havlíček - Kříž - Serpagli 1987), the Carnic Alps, Austria and Italy (upper Beroun; Vai 1971, Havlíček - Kříž - Serpagli 1987) and Brittany (Caradoc, tuff and limestone of Rosan; Mélou 1971). In addition to the indigenous Mediterranean genera, the benthic assemblages acquired many warmer-water elements, namely the thick-shelled brachiopod *Porambonites*, further orthids *Nicolella*, *Glyptorthis*, *Eridorthis*, *Dolerorthis*, and a strophomenid *Longwillia*; *Reuschella* sp. and *Bicuspina spiriferoides* (M'Co y), both found in Sardinia, indicate a close relation to faunas of the upper Caradoc of Great Britain. An index genus of the "mixed fauna" is *Iberomena*, which may be derived from the cosmopolitan genus *Strophomena*. On the other hand, *Eoanastrophia*, occurring in all areas of South Europe, indicates an Kazakhstani origin. The South European "mixed fauna", dominated by *Nicolella actoniae* (Sowerby), roughly corresponds to the *Nicolella* Community described by Pickeril and Brenchley (1979) from the middle Caradoc of North Wales.

Climatic changes: glacial events

Two glacial periods have been recorded in the Ordovician of the Mediterranean province. The earlier one is confined to the Beroun Series (Melaz Shuqrán Formation) of central Libya where Colomb (1962) discovered a typical diamictite rich in pebbles and boulders of rocks of various origin. Massa (in Havlíček - Massa 1973) supposed a glacial origin of this diamictite and ranged it to the glacial event of Berounian age.

In Arabian Peninsula, a pre-Kosovian age may be postulated for the tillite occurring at the top of the Ra'an Shale which has yielded trilobites and graptolites of probable upper Caradocian age (Young 1981).

Much more important is the second glacial period in the Kosov (uppermost Ordovician), when the continental ice-cap covered most of the Sahara. In North Africa, the glacial sediments were studied in northern Ethiopia (Endaga Abri Tillite; Hambrey 1981, Saxena - Assefa 1983), Sirt and Murzúq basins, Libya (Hofra Formation, upper part: Massa - Delort 1984; Mamúniyát Formation: Massa in Havlíček - Massa 1973), central Sahara (Tamadjert Formation: Beuf

et al. 1971, Biju-Duval - Deynoux - Rognon 1981, Legend 1974), Taoudeni basin in West Africa (Tichit Group: Deynoux 1971, Deynoux - Trompette 1981), Sierra Leone (Waterfall Formation; Tucker - Reid 1981), and in the Tindouf basin (Second Bani Formation; Destombes 1968, 1971, 1981). Zonation of the glacial sediments is best recognized in the central Sahara; the terrestrial tillites of the Tamadjert Formation (Unit IV) prevail in the southern Hoggar; in the northern Hoggar, the terrestrial tillites together with reworked fluviatile, lacustrine, and marine deposits fill a rather irregular topography with many glacial palaeovalleys which characterize the ice-sheet margins. The ice-flow and meltwater discharge below the continental glacier trended mostly towards north to north-west. Judging from the presence of several superimposed glacial pavements, several glacial phases existed which can amount three to four in the Sahara (Biju-Duval - Deynoux - Rognon 1981). Farther from the centre of the glaciation (i.e. in the north Saharan basins), the Tamadjert Formation became much thicker (up to several hundred meters) to involve more marine deposits than sediments of a glacial origin.

In the Iberian Peninsula, Normandy, and Thuringia, the uppermost Ordovician (Kosov) is characterized by a glaciomarine sedimentation as it is evident from the poorly sorted and pebbly greywackes and shales with numerous ice-rafted stones (Arbey - Tamain 1971; Dangeard - Doré 1971; Robardet 1981; Doré - Le Galle 1973; Doré 1981; Katzung 1961; Franke 1978 a.o.); some drop-stones are striated. All tillites in the European part of the Gondwanaland were deposited on shallow marine shelves surrounding emerged areas subjected to temporary glacierization.

In South Europe, there are extensive areas lacking periglacial deposits (see pl. 3); this is easy to explain by a lack of the uppermost Ordovician sediments in this region due to a break in sedimentation and/or an erosion of the post-Berounian deposits.

Beyond the Mediterranean province, the glacial activity was recorded by Williams (1981) in the Middle to Upper Ordovician in western Ireland where the Dalradian Cordillera was supposed to support a highland glaciation.

Mid-European Sea

Shallow-marine and fluvio-marine deposits are confined to extensive shelves and intracratonic basins, usually with a low rate of sedimentation; they cover most of the North African and South European stable

fundament. On the other hand, the region between the Gondwanaland and North European platform was formed as a highly mobile belt of variable width in separate areas. By contrast to the craton of the Gondwanaland, the rate of sedimentation, although different in separate time-spans, was usually high as documented by considerable thicknesses of the Cambrian and Ordovician sequences. The mobile Variscan belt was differentiated into several troughs and highs, often with volcanic activity and slight to strong metamorphism. The Ordovician rocks of these troughs, if fossiliferous, have yielded rare trilobites and shelly fauna of the Mediterranean type, for instance Thuringia (Gräfenenthal Formation: S d z u y 1971), Taunus in Hessen (Andreasteich Quartzite: S t r u v e 1975), Belgium (Sart-Bernard Formation — mainly bivalves in association with *Dalmanitina proeva* and *Cyclopyge rediviva*: M a i l l i e u x 1939), a.o.

When dealing with the zoogeographic provinces, the Mid-European Sea (= Rheic Ocean or Tornquist's Sea, e.g. C o c k s - F o r t e y 1982, N e u m a n 1984 a.o.) was usually supposed to be wide enough to function as a considerable barrier prohibiting interchange of the fauna. From this point of view, its inferred extent should have been comparable to that of the Proto-Atlantic (= Iapetus Ocean), separating the Laurentian continental margin from the Baltic continental margin. The present study, however, has shown that the Sea between the Gondwanaland and the North European platform was not an important barrier against interchange of the fauna. This is apparent from the fact that each significant increase and decrease of temperature was followed by migration of the fauna across the Mid-European Sea. For this reason, it is likely that the dimension of the Mid-European Sea was overestimated in almost all studies. The Sea, though less large than so far estimated, did exist before its closing; this can be demonstrated by the post-Ordovician distance between the tillites in Normandy and the reef bodies in northern England (Keisley Limestone) and Ireland (Kildare Limestone); this distance does not surely correspond to the original situation in the uppermost Ordovician when these facies had to be much farther from each other. It is also very probable that the Swedish Boda reef was more distant from the periglacial deposits in Thuringia than the distance indicated on the present-day geological maps. The maps compiled by the present author have not been palinspastically restored, because the palaeomagnetic data concerning the Ordovician of Central Europe, are not yet fully satisfying.

The limit of the Mediterranean province has been drawn approximately along the inferred margin of the North European platform; in Moravia, this boundary is bent abruptly towards the SW, because the Brno unit

{Brunovistulicum} is to be excluded from the Gondwanaland; it is likely a part of the Fenno-Sarmatian platform and continues eastwards in the basement of the West Carpatians to link directly the Ukrainian shield (Suk et al. 1984). In Romania, the margin of the Mediterranean province may coincide with the boundary between the Moesian and Moldavian platforms (see Jordan 1981).

K tisku doporučil L. Marek
Přeložil autor

References

- Arbey, F. - Tamain, G. (1971): Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). — C. R. Séanc. Acad. Sci. Paris, 272, 1721—1723. Paris.
- Arbin, P. - Havlíček, V. - Tamain, G. (1978): La "Formation d'Enevrio" de l'Ordovicien de la Sierra Morena (Espagne), et sa faune à Drabovia praedux nov. sp. (Brachiopoda). — Bull. Soc. géol. France, 20, 29—37. Paris.
- Babin, C. - Courtessolle, R. - Mélou, M. - Pillet, J. - Vizcaíno, D. - Yochelson, E. L. (1982): Brachiopodes (articulés) et mollusques (bivalves, rostroconches, monoplacophores, gastropodes) de l'Ordovicien inférieur (Tremadocien - Arenigien) de la Montagne Noire (France méridionale). — Mém. Soc. Ét. sci. Aude, 1—63. Carcassonne.
- Babin, C. - Mélou, M. (1972): Mollusques bivalves et brachiopodes des "schistes de Raguenez" (Ordovicien supérieur du Finistère); conséquences stratigraphiques et paléobiogéographiques. — Ann. Soc. géol. Nord, 92, 2, 79—94. Lille.
- Bergström, J. (1968): Upper Ordovician brachiopods from Västergötland, Sweden. — Geologica et Palaeont., 2, 1—35. Marburg.
- Beuf, S. - Biju-Duval, B. - Charpal, O. - Rognon, P. - Gabriel, O. - Bennacef, A. (1971): Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. — Publ. Inst. franç. Pétrole, Collection "Science et Technique du Pétrole", 18. Paris.
- Beuf, S. - Biju-Duval, B. - Stevaux, J. - Kulbicki, G. (1966): Ampleur des glaciations "siluriennes" au Sahara. — Rev. Inst. franç. Pétrole, 31, 363—380. Paris.
- Biju-Duval, B. - Deynoux, M. - Rognon, O. (1981): Late Ordovician tillites of the Central Sahara. In: Humbrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites. — Cambridge Univ. Press.
- Brenchley, P. J. - Cocks, L. R. M. (1982): Ecological associations in a regressive sequence: the latest Ordovician of the Oslo-Asker District, Norway. — Palaeontology, 25, 783—815. London.
- Brenchley, P. J. - Culle, B. (1984): The environmental distribution of associations belonging to the Hirnantia fauna — evidence from North Wales and Norway. In: Brunton, D. L. (ed.): Aspects of the Ordovician System. — Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295. Oslo.
- Chauvel, J. - Drot, J. - Pillet, J. - Tamain, G. (1969): Précisions sur l'Ordovicien moyen et supérieur de la "série-type" du Centenillo (Sierra Morena orientale, Espagne). — Bull. Soc. géol. France, 7^e Sér., 11, 613—626. Paris.

- Cocks, L. R. M. (1982): The commoner brachiopods of the latest Ordovician of the Oslo-Asker District, Norway. — *Palaeontology*, 25, 755—781. London.
- Cocks, L. R. M. - Fortey, R. A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. — *J. Geol. Soc. London*, 139, 465—478. London.
- Cocks, L. R. M. - Price, D. (1975): The biostratigraphy of the upper Ordovician and lower Silurian of south-west Dyfed, with comments on the Hirnantia fauna. — *Palaeontology*, 18, 703—724. London.
- Collomb, G. R. (1962): Étude géologique du Dj. Fezzan et de sa bordure paléozoïque. — *Not. Mém. (Comp. franç. Pétrol.)*, 1, 1—26. Paris.
- Courtessole, R. - Marek, L. - Pillet, J. - Ubaghs, G. - Vizcaino, D. (1983): Calymenida, Echinodermata et Hyolitha de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. *Mém. Soc. Ét. sci. Aude*, 1—62. Carcassonne.
- Courtessole, R. - Pillet, J. - Vizcaino, D. (1981): Nouvelles données sur la biostratigraphie de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. Révision des Taihungshaniidae, de Megistaspis (Ekeraspis) et d'Asaphopsoïdes (Trilobites). — *Mém. Soc. Ét. sci. Aude*, 1—31. Carcassonne.
- (1983): Les Calymenina de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. — *Mém. Soc. Ét. sci. Aude*, 13—30. Carcassonne.
- Dangeard, L. - Doré, F. (1971): Faciès glaciaire de l'Ordovicien supérieur en Normandie. — *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 73, 119—128. Paris.
- Dean, W. T. (1966): The Lower Ordovician stratigraphy and trilobites of the Landeyran valley and the neighbouring district of the Montagne Noire, south western France. — *Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Geol.*, 12, 245—353. London.
- (1971): The Lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Taurus mountains near Beyşehir, Turkey. II. The trilobites of the Seydisehir Formation (Ordovician). — *Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Geol.*, 20, 1—24. London.
- Dean, W. T. - Monod, O. (1970): The Lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Taurus mountains near Beyşehir, Turkey. I. Stratigraphy. — *Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Geol.*, 10, 413—426. London.
- Destombes, J. (1968): Sur la nature glaciaire des sédiments de groupe du 2ème Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. — *C. R. hebd. Séanc. Acad. Sci., Sér. D*, 267, 684—686. Paris.
- (1971): L'Ordovicien aux Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. *Coll. Ordovicien-Silurien*, Brest, Sept. 1971. — *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 73, 237—264. Brest.
- (1972): Les trilobites du sous-ordre des Phacopina de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc). — *Not. Mém. Serv. géol. Maroc*, 240, 1—112. Rabat.
- (1981): Hirnantian (Upper Ordovician) tillites on the north flank of the Tindouf Basin, Anti-Atlas, Morocco. *In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites.* — Cambridge Univ. Press.
- Deynoux, M. (1971): Essai de synthèse stratigraphique du bassin de Taoudeni (Précambrien supérieur et Paléozoïque d'Afrique occidentale). — *Trav. Lab. Sci. Terre, Sér. B*, 3, 1—71. Marseille.
- Deynoux, M. - Trompette, R. (1981): Late Ordovician tillites of the Taoudeni Basin, West Africa. *In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites.* — Cambridge Univ. Press.
- Doré, F. (1981): The late Ordovician tillite in Normandy (Armorican Massif). *In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial*

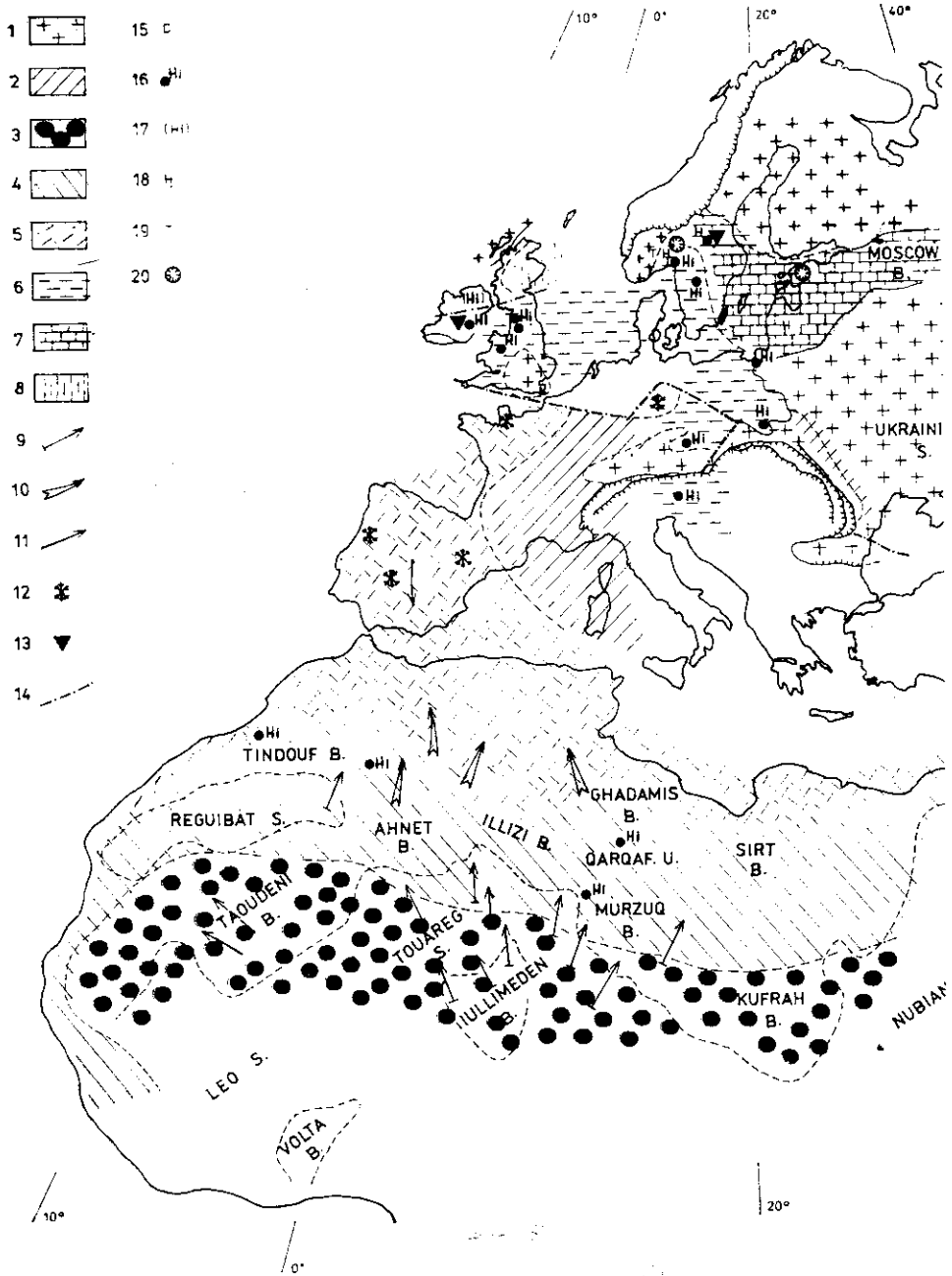
- record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites. — Cambridge Univ. Press.
- Doré, F. - Le Gall, J. (1972): Sédimentologie de la "Tillite de Feuguerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie). — Bull. Soc. géol. France, 14, 199—211. Paris.
- Drot, J. - Morin, P. (1962): Première preuve paléontologique de l'âge Ordovicien des schistes d'Asfar (anticlinorium de Kasba-Tadla-Azrou, Maroc central). — C. R. Séanc. Acad. Sci., 254, 1837—1839. Paris.
- El Ishmawi, R. (1972): Geologie des nördlichen Mittelteils des Amanos-Gebirges zwischen Ishahiye and Bahçe (S-Türkei). — Geotekt. Forsch., 42, 34—63. Stuttgart.
- El-Khayal, A. A. - Romano, M. (1985): Lower Ordovician trilobites from the Hanadir Shale of Saudi Arabia. — Palaeontology, 28, 401—412. London.
- Fortey, R. A. - Morris, S. F. (1982): The Ordovician trilobite *Neseurethus* from Saudi Arabia, and the paleogeography of the Neseurethus fauna related to Gondwanaland in the earlier Ordovician. — Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Geol., 36, 63—75. London.
- Franke, D. (1978): Entwicklung und Bau der Paläozoiden im nördlichen Mitteleuropa. — Z. geol. Wiss., 6, 5—32. Berlin.
- Gatinskij, Ju. G. - Kločko, V. P. - Rozman, Ch. S. - Trofimov, L. M. (1966): Novye dannye po stratigrafii paleozojskich otloženij južnoj Sachary. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, 170, 3, 1154—1157. Moskva.
- Gutiérrez-Marco, J. C. - Rábano, I. - Prieto, M. - Martín, J. (1984): Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona centroiberica (España). — Cuad. Geol. Ibérica, 9, 287—319. Madrid.
- Haberfelner, E. - Bončev, E. (1934): Der erste Nachweis von Ordovicium in Bulgarien: Didymograptenschiefer mit Trilobiten im Zerie-Massiv. — Geologica balcan., 1, 28—33. Sofija.
- Hambrey, M. J. (1981): Palaeozoic tillites in northern Ethiopia. In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites. — Cambridge Univ. Press.
- Hamann, W. (1974): Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. — Senckenberg. Iethaea, 55, 1—151. Frankfurt a. M.
- (1978): Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien). — Senckenberg. Iethaea, 57, 35—85. Frankfurt a. M.
- (1977): Neue Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. — Senckenberg. Iethaea, 58, 91—97. Frankfurt a. M.
- Hamann, W. - Henry, J.-L. (1978): Quelques espèces de Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricaïn et de la Péninsule Ibérique. — Senckenberg. Iethaea, 59, 401—429. Frankfurt a. M.
- Hamann, W. - Robardet, M. - Romano, M. (1982): The Ordovician system in southwestern Europe (France, Spain, Portugal). — International Union of Geological Sciences (IUGS), Publ. No. 11. Paris, Ottawa.
- Harper, D. A. T. (1980): The brachiopod *Foliomena* fauna in the Upper Ordovician Ballyvorgan Group of Slieve Bernagh, County Clare. — J. Earth Sci. R. Dublin Soc., 2, 189—192. Dublin.
- Harper, D. A. T. - Rast, N. (1964): The faunal succession and volcanic rocks of the Ordovician near Bellewstown, Co. Meath. — Proc. Roy. Irish Acad., 64, Sect. B, 1—23. Dublin.

- Havlíček, V. (1971): Brachiopodes de l'Ordovicien du Maroc. — Not. Mém. Serv. géol. Maroc, 230. Rabat.
- (1974): Some problems of the Ordovician in the Mediterranean region. — Věst. Ústř. Úst. geol., 49, 343—348. Praha.
- (1976): Evolution of Ordovician brachiopod communities in the Mediterranean province. In: Bassett M. G. (ed.): The Ordovician System. Proceedings of Palaeontological Association Symposium. Birmingham, September 1974. Cardiff.
- (1977): Brachiopods of the order Orthida in Czechoslovakia. — Rozpr. Ústř. Úst. geol., 44. Praha.
- (1980): Inarticulate brachiopods in the Lower Ordovician of the Montagne Noire (South France). — Mém. Soc. Ét. sci. Aude, 3—11. Carcassonne.
- (1981): Upper Ordovician brachiopods from the Montagne Noire. — Palaeontographica, Abt. A, 176, 1—3, 1—34. Stuttgart.
- (1982): Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. — Sbor. geol. Věd, Geol., 37, 103—136. Praha.
- Havlíček, V. - Branisa, L. (1980): Ordovician brachiopods of Bolivia. (Succession of assemblages, climate control, affinity to Anglo-French and Bohemian provinces). — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 90, 1. Praha.
- Havlíček, V. - Kříž, J. - Serpagli, E. (1987): Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps and Sardinia. — Boll. Soc. paleont. ital. Modena.
- Havlíček, V. - Josopait, V. (1972): Articulate brachiopods from the Iberian Chains, Northeast Spain (Middle Cambrian—Upper Cambrian—Tremadoc). — Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh. 140, 3, 328—353. Stuttgart.
- Havlíček, V. - Massa, D. (1973): Brachiopodes de l'Ordovicien supérieur de Libye occidentale. Implications stratigraphiques régionales. — Géobios, 6, 267—290. Lyon.
- Havlíček, V. - Mergl, M. (1982): Deep water shelly fauna in the latest Kralodvorian (Upper Ordovician, Bohemia). — Věst. Ústř. Úst. geol., 57, 37—46. Praha.
- Havlíček, V. - Vaněk, J. (1966): The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 8, 7—69. Praha.
- Henry, J.-L. (1980): Trilobites ordoviens du Massif Armoricaïn. — Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 22, 1—250. Rennes.
- Henry, J.-L. - Nion, J. - Paris, P. - Thadeu, D. (1974): Chitinozoaires, ostracodes et trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra de Buçaco) et du massif Armoricaïn: essai de comparaison et signification paléogéographique. — Com. Serv. geol. Portugal, 57, 303—345. Lisboa.
- Hiller, N. (1980): Ashgill Brachiopoda from the Glyn Ceiriog District, North Wales. — Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Geol., 34, 3, 109—216. London.
- Jordan, M. (1974): Studiul biostratigrafic al paleozoicului din forajul Batrinesti (platforma Moldoveneasca). — D. s. Ședinț., 61, (1973—1974), 27—50. București.
- (1981): Study of Silurian and Devonian faunas from the eastern part of the Moesian platform. — Mém. Inst. Géol. Géophys., 30, 115—214. București.
- Jaeger, H. - Havlíček, V. - Schönlaub, H.-P. (1975): Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen — ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. — Verh. Geol. Bundesanst., 4, 271—289. Wien.
- Katzung, G. (1981): Die Geröllführung des Lederschiefers (Ordovizium) an der SO-Flanke des Schwarzburger Sattels (Thüringen). — Geologie, 10, 778—802. Berlin.
- Koidel, J. (1944): El Ordovicio inferior en los Andes del Norte Argentino y sus

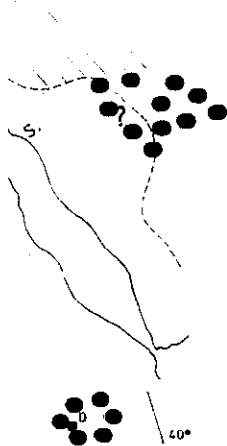
- depositos marino-glaciales. — Bol. Acad. nac. Cienc. Córdoba, 36 (for years 1943—1944), 140—229. Córdoba.
- Kielan, Z. (1959): Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. — *Palaeont. pol.*, 11, 1—198. Warszawa.
- Knüpfner, J. (1967): Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviziums (Gräfenthaler Schichten) in Thüringen. — *Freiberg. Forsch.-H., R. C.*, 1—119. Freiberg.
- Krs, M. - Krsová, M. - Pruner, P. - Havlíček, V. (1986): Paleomagnetism, paleogeography and multi-component analysis of magnetization of Ordovician rocks from the Barrandian area of the Bohemian Massif. — *Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz.*, 20, 9—45. Praha.
- Krstić, B. D. (1984): Stratigraphy of the Lower Paleozoic (Ordovician-Devonian) between the rivers Resava and Nišava, Eastern Serbia. — *Mem. Serv. geol. geophys.*, 22, 1—64. Beograd.
- Kukal, Z. (1963): Složení a vznik ordovických sedimentů vrstev třenických a mlínských. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Geol.*, 1, 265—307. Praha.
- (1957): Petrografický výzkum skaleckých a drabovských vrstev barrandienského ordoviku. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. Geol.*, 24, 215—295. Praha.
- Legend, P. (1969): Description de *Westonia chudeaui* nov. sp. Brachiopode inarticulé de l'Adrar Mauritanien (Sahara occidentale). — *Bull. Soc. géol. France*, 11, 251—256. Paris.
- (1974): Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien au Sahara algérien. — *Not. Mém. (Co. franç. Pétrol.)*, 11, 121—138. Paris.
- Legend, P. - Poueyto, A. - Rouaix, S. (1959): De quelques faunes des grès inférieurs sur la bordure septentrionale du Hoggar (Sahara). — *Bull. Soc. géol. France*, 7^e Sér., 1, 796—802. Paris.
- Maillieux, E. (1939): L'Ordovicien de Sart-Bernard. — *Mém. Mus. roy. Hist. natur. Belg. Bruxelles*.
- Marek, L. - Havlíček, V. (1967): The articulate brachiopods of the Kosov Formation (Upper Ashgillian). — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 42, 275—284. Praha.
- Massa, D. - Delort, T. (1984): Évolution du bassin de Syrte (Libye) du Cambrien au Crétacé basal. — *Bull. Soc. géol. France*, 7^e Sér., 28, 1087—1096. Paris.
- Massa, D. - Havlíček, V. - Bonnefous, J. (1977): Stratigraphic and faunal data on the Ordovician of the Rhadames basin (Libya and Tunisia). — *Bull. Centres Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 3—27. Pau.
- Mélou, M. (1971): Upper Ordovician from Kerglinton to Rosan: Excursion A-III, 11—15. — *Colloque Ordovician-Silurian Brest 1971; Livret-Guide des excursions. Brest*.
- (1973): Le genre *Aegiromena* dans l'Ordovicien du Massif Armoricaïn (France). — *Ann. Soc. géol. Nord*, 93, 253—254. Lille.
- (1975): Le genre *Heterorthina* (Brachiopoda, Orthida) dans la formation des schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. — *Geobios*, 8, 191—208. Lyon.
- (1976): Orthida (Brachiopoda) de la formation de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. — *Geobios*, 9, 693—717. Lyon.
- Mergl, M. (1981): The genus *Orbithela* (Brachiopoda, Inarticulata) from the Lower Ordovician of Bohemia and Morocco. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 56, 287—292. Praha.
- (1983a): Rocky-bottom fauna of Ordovician age in Bohemia (Arenigian; Prague Basin, Barrandian area). — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 58, 333—339. Praha.
- (1983b): New brachiopods (Cambrian—Ordovician) from Algeria and Morocco (Mediterranean Province). — *Čas. Mineral. Geol.*, 28, 337—347. Praha.

- (1984): Fauna of the upper Tremadocian of Central Bohemia. — Sbor. geol. Věd Paleont., 26, 9—46. Praha.
- Mitchell, W. I. (1974): An outline of the stratigraphy and palaeontology of the Ordovician rocks of Central Portugal. — Geol. Mag., 111, 385—396. Cambridge.
- Neuman, R. B. (1968): Paleogeographic implications of Ordovician shelly fossils in the Magog Belt of the northern Appalachian region. In: Zen, E. - An - White, W. - Handley, J. - Thompson, J. (eds.): Studies of Appalachian geology: Northern and Maritime. — 35—47. New York.
- (1984): Geology and paleontology of islands in the Ordovician Iapetus Ocean: Review and implications. — Geol. Soc. Amer. Bull., 95, 10, 1188—1201. New York.
- Pařízek, A. - Klen, L. - Röhlich, P. (1984): Geological map of Libya 1: 250,000 Sheet: Idrī NG 33-1. Explanatory Booklet. — Ind. Res. Center. Tripoli.
- Pavlović, F. (1962): Über einige ordovizische inarticulaten Brachiopoden in Metamorphgesteinen bei Bosiljgrad (südöstliches Serbien), und über die Bedeutung dieses Fundes. — Ann. géol. Péninsule Balkanique, 29, 99—109. Beograd.
- Pickerill, R. K. - Branchley, P. J. (1979): Caradoc marine benthic communities of the south Berwyn Hills, North Wales. — Palaeontology, 22, 1, 229—264. London.
- Pietzsch, K. (1956): Abriß der Geologie von Sachsen. — VEB Dt. ch. Verl. d. Wiss. Berlin.
- Pillet, J. - Robardet, M. (1968): Les "schistes à Trinucleus" de la Sangsurière (Manche). — Bull. Soc. Linnéenne de Normandie, 10^e Sér., 9, 66—78. France.
- Poulsen, C. (1960): Notes on some Lower Cambrian fossils from French West Africa. — Mat. Fys. Medd. Dan. Vid. Selsk., 32, 7, 1—12. København.
- Prantl, F. - Růžička, R. (1941): Die Untertremadoc-Fauna des Eisengebirges (Ostböhmen). — Mitt. Tsch. Akad. Wiss. Praha.
- Rábano, I. (1984): Trilobites ordovícicos del macizo hesperico español: Una vision bioestratigrafica. — Cuad. Geol. Ibérica, 9, 267—287. Madrid.
- Robardet, M. (1981): Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites. — Cambridge Univ. Press.
- Rong, Jia-yu (1984): Brachiopods of the latest Ordovician in the Yichang District, Western Hubei, Central China. — Stratigraphy and palaeontology of systematic boundaries in China, Ordovician-Silurian boundary (1), 111—176. Nanjing.
- Saxena, G. N. - Assefa, G. (1983): New evidence on the age of the glacial rocks of northern Ethiopia. — Geol. Mag., 120, 548—554. Cambridge.
- Sdzuy, K. (1955): Die Fauna der Leimitz-Schiefer (Tremadoc). — Abh. Senckenberg. naturforsch. Gesell., 492, 1—74. Frankfurt a. M.
- (1971): The Ordovician in Bavaria. Colloque Ordovicien-Silurien. — Mém. Bur. Rech. géol. miner., 73, 379—390. Paris.
- Sheehan, P. (1973): Brachiopods from the Jerrestad Mudstone (Early Ashgillian, Ordovician) from a boring in southern Sweden. — Geologica et Palaeont., 7, 59—76. Marburg.
- (1975): Late Ordovician brachiopods from Belgium. — Geol. Soc. Amer., 1975 annual meeting. Abstracts with programs. — 7, 1267. Boulder, Colorado.
- (1979): Swedish Late Ordovician marine benthic assemblage and their bearing on brachiopod zoogeography. In: Boucot, A.: Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environment. — Oregon State Univ. Press.
- Šnajdr, M. (1984): Bohemian Ordovician Odontopleuridae (Trilobita). — Sbor. geol. Věd, Paleont., 26, 47—82. Praha.

- Steiner, J. - Falk, F. (1981): The Ordovician Lederschiefer of Thuringia. *In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites.* — Cambridge Univ. Press.
- Steiner, J. - Grillmair, E. (1973): Possible galactic causes for periodic and episodic glaciations. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 1003—1018. New York.
- Struve, W. (1975): Die ältesten Fossilien Hessens. — *Natur u. Mus.*, 105, 268—282. Frankfurt a. M.
- Suk, M. et al. (1984): Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. — *Ústř. úst. geol. Praha.*
- Trompette, R. (1973): Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du Bassins de Taoudeni, Afrique de l'Ouest. — *Trav. Lab. sci. Terre, Sér. B, No. 7. Marseille.*
- Tucker, M. E. - Reid, P. C. (1973): The sedimentology and context of late Ordovician glacial marine sediments from Sierra Leone, West Africa. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 13, 289—307. Amsterdam.
- Vai, G. B. (1971): Ordovicien des Alpes Carniques. Colloque Ordovicien-Silurien. — *Mém. Bur. Rech. géol. minér.*, 73, 437—448. Brest.
- Villas, E. P. (1985): Braquiopodos del Ordovico Medio y Superior de las Cadenas Ibéricas Orientales. — *Mem. Mus. paleont. Univ. Zaragoza*, 1, 11—222. Zaragoza.
- Voss, R. G. (1981): Sedimentology of an Ordovician fan delta complex, Western Libya. — *Sedimentary Geol.*, 29, 153—170. Amsterdam.
- Wang Xiao-feng et al. (1983): Latest Ordovician and earliest Silurian faunas from the Eastern Yangtze Gorges, China, with comments on Ordovician-Silurian boundary. — *Bull. Yichang Inst. Geol. Mineral. Resources, Chinese Acad., Geol. Sci.*, 6, 95—182. Yichang.
- Whittington, H. B. - Hughes, C. P. (1972): Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. — *Philos. Trans. R. Soc. London*, B 263, 235—278. London.
- Williams, A. (1973): Distribution of brachiopod assemblages in relation to Ordovician palaeogeography. — *Spec. Pap. Palaeont. (London)*, 12, 241—269. London.
- (1974): Ordovician Brachiopoda from the Shelve district, Shropshire. — *Bull. Brit. Mus. natur. Hist., Geol. Suppl.*, 11, 1—163. London.
- Williams, D. M. (1981): The Maumtrinsa Formation, western Ireland. *In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites.* — Cambridge Univ. Press.
- Williams, G. (1972): Geological evidence relating to the origin and secular rotation of the solar system. — *Mod. Geol.*, 3, 165—181. Amsterdam.
- Wolfart, R. (1987): Zur Entwicklung der paläozoischen Tethys in Vorderasien. — *Erdöl Kohle Erdgas Petrochem.* 20, 168—180. Hamburg.
- Wright, A. D. (1968): A westward extension of the upper Ashgillian Hirnantia fauna. — *Lethaia*, 1, 352—367. Oslo.
- Xu Han-kui - Liu Di-yong (1984): Late Lower Ordovician brachiopods of Southwestern China. — *Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeont., Acad. Sinica*, 8, 147—235. Nanjing.
- Yalçınlar, I. (1973): Observations sur la faune du Primaire ancien dans la région Méditerranéenne de la Turquie. — *Türk. Jeoloji Kurumu Bül.*, 16, 101—109. Ankara.



DISTRIBUTION OF GLACIAL DEPOSITS AND BENTHIC
COMMUNITIES, TOGETHER WITH OCCURRENCES OF
INDEX BRACHIOPOD GENERA IN THE KOSOV



1 — pre-Palaeozoic shields; 2 — regression of the Sea in the Kosov; 3 — mainly terrestrial tillites (after Beuf et al. 1971); 4 — mainly fluviatile, lacustrine, or marine periglacial deposits; 5 — shallow-water, glaciomarine sediments with common ice-rafted stones; 6 — communities of the *Hirnantia* fauna; 7 — mainly marls with Baltic type communities; 8 — graptolitic shale pelagic community; 9 — meltwater discharge below continental glacier (after Beuf et al. 1971); 10 — transport direction of icebergs calving from glaciers; 11 — ice-flow direction; 12 — evidence of glaciation in Europe (tillites, bedrock-surface striations); 13 — reefs; 14 — boundaries of zoogeographic provinces; 15 — *Discophyllum* (*Hydrozoa*); 16 — *Hirnantia* fauna; 17 — restricted shelly fauna containing a few elements of the *Hirnantia* fauna; 18 — *Holorhynchus*; 19 — *Thebesia* and *Brevilamnulella* Associations; 20 — *Palaeofavosites*, *Palaeohalysites*

Young, G. M. [1981]: Early Palaeozoic tillites of the northern Arabian Peninsula.
In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B.: Earth's pre-Pleistocene glacial record. I. G. C. Programme Project 38: Pre-Pleistocene tillites. — Cambridge Univ. Press.

Klimatické změny a rozvoj bentických společenstev během ordoviku v mediteránní provincii

(Résumé anglického textu)

Vladimír Havlíček

Předloženo 29. ledna 1986

Autor této práce měl možnost studovat velkou část brachiopodů ordoviku Gondwany, a to jak z ordoviku střední a západní Evropy, tak i ze severní Afriky a Jižní Ameriky (Bolívie). Bližší poznání této brachiopodové fauny bylo pak základem pro stanovení zvláštností a vývoje brachiopodových společenstev během ordoviku.

Severní Afrika a jižní Evropa [včetně Českého masívu] jsou považovány za součást mediteránní zoogeografické provincie, která je provincií chladnovodní, vázanou na cirkumpolární zónu; vzhledem ke značné rozlehlosti mediteránní provincie zasahovaly její okrajové části až do mírného pásma.

Rozsáhlé šelfy a intrakratonické pánve byly během ordoviku doménou tigillitových společenstev, místy přecházejících až do společenstev s převahou inartikulátních brachiopodů, a to převážně pod silným vlivem velmi chladného klimatu a nižší salinity moře. Společenstva marocko-českého typu, dobře známá z Antiatlasu a jižní Evropy, obsadila rovněž mobilní oblast variscid vroubící gondwanský kontinent. Význačná aegiromenová a draboviová fauna vznikla až ve středním a svrchním ordoviku; je považována za chladnovodní a je rozšířena od severní Afriky až do střední a západní Evropy a zčásti i do Jižní Ameriky (Bolívie). Zajímavé je období svrchního berounu a královodu, v němž došlo k výraznému oteplení klimatu a s ním spojené kolonizaci rozlehlých šelfů v západní Evropě faunou anglo-baltského typu, která je považována za teplovodní. V ordoviku Gondwany byla zjištěna dvě období s velmi chladným klimatem; starší z nich spadá do berounu, kdy projevy zalednění byly doloženy v Libyi; hlavní glaciální období spadá do nejvyššího ordoviku (kosovu), kdy kontinentální ledovec kryl převážnou část Gondwany; hirnantiová fauna, současná s tímto zaledněním, značně překročila rámec mediteránní provincie a rozšířila se do Skandinávie, Velké Británie, Číny aj.

Jak ukázala studie ordovických společenstev, nepředstavovalo tzv. Středoevropské moře mezi Gondwanou a severoevropskou platformou významnou bariéru, bránící migraci fauny. Naopak, vzájemná výměna fauny mezi šelfy a intrakratonickými pánvemi vázanými jak na Gondwanu, tak i severoevropskou platformu se opakovala několikrát během ordoviku.

Vysvětlivky k obrázkům

1. Rozšíření vůdčích brachiopodových rodů v tremadoku.
2. Rozšíření vůdčích brachiopodových rodů v llanvirnu.
3. Rozšíření vůdčích brachiopodových rodů v dobrotivu (llandeilu).
4. Rozšíření vůdčích brachiopodových rodů v berounu (caradoku).
5. Rozšíření vůdčích brachiopodových rodů v berounu (caradoku).
6. Rozšíření vůdčí bentické fauny v královoru (spodním ashgilu).

Vysvětlivky k přílohám

Příl. 1

Rozšíření bentických společenstev a výskyty vůdčích brachiopodových rodů v arenigu. 1 — předkambrické masivy; 2 — potremadocká mořská regrese; 3 — fluvialní a fluviomarinní uloženiny (smíšené facie), společenstva s *Tigillites* a *Cruziana*; 4 — převážně mořské uloženiny se stopovými fosiliemi a inartikulátními brachiopody, tigillitová a „lingulová“ společenstva; 5 — pánevní uloženiny s převahou trilobitů a orthidních brachiopodů mediteránního typu; 6 — asociace s převahou inartikulátů a orthid anglo-waleského typu; 7 — společenstva baltického typu; 8 — převážně pelagická spelečenstva graptolitových břidelic; 9 — společenstva skotského typu; 10 — hranice zoogeografických provincií; 11 — směry fluvialního transportu [podle S. Beufa et al. 1971]; 12 — *Clitambonitacea*; 13 — *Orthis*, *Orthambonites*; 14 — *Ranorthis*, *Paurorthis*; 15 — *Orbithete*.

Příl. 2

Rozšíření bentických společenstev a výskyty vůdčích brachiopodových rodů v berounu (caradoku).

1 — předkambrické masivy; 2 — regrese moře v berounu; 3 — marinní a fluviomarinní pískovce, převážně tigillitové společenstvo; 4 — společenstva s převahou inartikulátních brachiopodů; 5 — společenstva marocko-českého typu (aegiromenová a draboviová fauna); 6 — společenstva anglo-waleského typu; 7 — smíšené fauny marocko-českého a anglo-waleského typu; 8 — pelagické společenstvo graptolitových břidelic s drobnými inartikuláty; 9 — společenstva baltického typu; 10 — společenstva skotského typu; 11 — pravděpodobný směr imigrace teplovodních elementů do mediteránní provincie; 12 — pravděpodobný směr imigrace bentické fauny mediteránního typu do iullimedenské pánve; 13 — *Drabovia*, *Drabovinella*; 14 — *Heterorthis*; 15 — *Svobodaina*, *Cilinella*; 16 — *Porambonites* (*Porambonites*); 17 — *Clitambonitacea*; 18 — útesy; 19 — doklady berounského zalednění; 20 — hranice zoogeografických provincií.

Rozšíření ledovcových uloženin a bentických společenstev a výskytu vůdčích brachiopodových rodů v kosovu.

1 — předkambrické masívy; 2 — regrese moře v kosovu; 3 — převážně terestrické tillity (podle S. Beufa et al. 1971); 4 — převážně fluviatilní, lakustrinní nebo mořské periglaciální uloženiny; 5 — mělkovodní glaciomarinní uloženiny s driftovanými balvany; 6 — společenstva s hirnantiíovou faunou; 7 — převážně jílovité vápence se společenstvy baltického typu; 8 — pelagické společenstvo graptolitových břidelic; 9 — směr odtoku tavných vod pod kontinentálním ledovcem (podle Beufa a kol. 1971); 10 — směr transportu ledovcových ker, oddělujících se od čela kontinentálního ledovce; 11 — směr pohybu kontinentálního ledovce; 12 — doklady pro zalednění v Evropě (tillity, rýhování skalního podkladu); 13 — útesy; 14 — hranice zoogeografických provincií; 15 — *Discophyllum (Hydrozoa)*; 16 — hirnantiíová fauna; 17 — bentická fauna s ojedinělými prvky hirnantiíové fauny; 18 — *Holorhynchus*; 19 — asociace s *Thebesia* a *Brevilamnulella*; 20 — *Palaeojavosites*; *Palaeohalysites*.

Изменения климата и развитие сообществ бентонных организмов в средиземноморской провинции в ордовикский период

Северная Африка и южная Европа являются частью средиземноморской зоогеографической провинции, считаемой холодноводной, связанной с циркулярной зоной; краевые части этой провинции могут переходить даже в умеренный пояс. Обширные шельфы и внутрикратонные бассейны в ордовикский период являлись областью обитания сообществ червей рода *Tigillites*, переходящих местами в сообщества с преобладанием беззамковых плеченогих, именно вследствие преимущественно холодного климата и пониженной солёности моря. Руководящая фауна с родами *Aegiomena* и *Draconia* появилась лишь только в среднем и верхнем ордовике, а в наиболее верхней его части была она замещена фауной с родом *Hirnantia*. В верхнебероунском и краелодворском веках значительно повысилась температура, обусловившая заселение большей части шельфов сообществами англо-балтийского типа. В ордовике установлены две фазы оледенения. Более древняя из них доказана в бероунском ярусе на территории Ливии. Главное оледенение относится к наиболее верхнему ордовику, когда материковым ледником покрылась большая часть Гондваны и холодноводная фауна с родом *Hirnantia* переселилась вне пространства первичной средиземноморской провинции, именно в Скандинавию, Великобританию, Китай и другие области. Как вытекает из изучения ордовикских сообществ, т. наз. Среднеевропейское море, простирающееся между Гондваной и Североевропейской платформой, не являлось барьером, препятствующим взаимному обмену фауны.

Preložil A. Kríž

Sbor. geol. věd	Geologie 44	Pages 117--153	4 figs.	2 tabs.	9 pls.	Praha 1989 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-------------------	------------	------------	-----------	------------------------------

Králodvov/Kosov boundary and the late Ordovician environmental changes in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia)

Hranice králodvov/kosov

a změny prostředí ve svrchním ordoviku v pražské pánvi

Petr Štorch¹ - Michal Mergl¹

Received March 19, 1986

Štorch P. - Mergl M. (1989): Králodvov/Kosov boundary and the late Ordovician environmental changes in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). — Sbor. geol. Věd, Geol., 44, 117—153. Praha.

Abstract: Strong changes in facies and faunal assemblages at the Králodvov/Kosov boundary are described from the Prague Basin. This boundary as well as the whole sequence of the Kosov Series are influenced by large late Ordovician glaciation of Gondwanaland. We explain the changes in lithology and fossil biota by glacio-eustatic changes in sea-level and we try to use it for chronostratigraphic correlation. Sudden extinction of high-diversified, relatively deep-water Proboscisambon Community, succeeding Mucronaspis Community and pronounced change in lithology permit to correlate Králodvov/Kosov boundary interval with that of Anglo-Scandic Rawtheyan/Hirnantian boundary. This interval corresponds to the start of glacio-eustatic drop in sea-level and associated environmental changes. Overlying flysch-like sequence of the Kosov Formation deposited during further glacio-eustatic lowering of the sea-level. Regression culminated by deposition of thick banks of shallow-water clastics with monotonous bivalve fauna. The uppermost part of the Kosov Formation means starting transgression which also brought the rich Hirnantia fauna to the Prague Basin.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Introduction

Global changes in lithology and fossil biota on the Ordovician/Silurian boundary recently have attracted attention of many geologists and paleontologists. The first symptom of such revolutionary changes could be identified in the upper Ashgill and corresponds to the Králodvov/Ko-

sov boundary in the Prague Basin. It is connected with strong changes in sedimentation and faunal assemblages.

The first sections through the boundary between the Králův Dvůr and Kosov Formations were described by Chlupáč (1951a, 1951b, 1953) and Marek (1952). Major attention has been paid to stratigraphy and faunal associations. The biostratigraphy and fauna were described by Havlíček - Vaněk (1966) in detail. Due to difficulties in stratigraphic correlation of the Mediterranean region (Spjeldnaes 1961) with the British standard scale, new chronostratigraphic units (Králův Dvůr Series and Kosov Series) were introduced by Havlíček - Marek (1973). Sedimentology of the uppermost Ordovician strata was studied by Bouček - Přibyl (1958) and Kukul (1961, 1963).

A new conception of the Prague Basin as a linear sedimentary depression was given by Havlíček (1981). According to him, gradual syn-sedimentary deformations of the basin during the Ordovician time control both the lithofacies and the distribution of benthic communities (Havlíček 1980, 1981, 1982). Pronounced change in sedimentation at the Králův Dvůr/Kosov boundary was explained in the same sense (Havlíček 1981). Both the change in sedimentation and extinction of shelly fauna and trilobites during this event was thought to be caused mostly by synsedimentary tectonic activity (Havlíček 1982). Also substantial shallowing of the basin during Kosov age has been explained by tectono-eustatic mechanism although the glacial influence had formerly been assumed (Havlíček 1974).

A new investigation in the uppermost Ordovician of the Prague Basin has been initiated by the worldwide discussion about the Ordovician/Silurian boundary and late Ordovician glaciation.

The present authors accepted Havlíček's (1980, 1981) model of linear sedimentary depression of the Prague Basin but they assumed the late Ordovician facies and faunal changes to have chiefly been controlled by glacio-eustatic causes. The authors are aware of the possibility of somewhat different explanation of these changes. However, the glacio-eustatic conception of the late Ordovician environmental changes presented by Berry - Boucot (1973), Brenchley (1984) and Brenchley - Newall (1984) best fits with the data from the upper Ordovician of the Prague Basin.

Glacio-eustatic environmental changes can be recognized on separate continents and plates (Berry - Boucot 1973). The resulting facies and faunal changes have often been precisely identified in the stratigraphical record (Berry - Boucot 1973, Brenchley - Newall 1980, Cooper 1980, Brenchley - Cocks 1982, Brenchley -

Cullen 1984) and could well be correlated with those recorded from the Prague Basin.

Sudden extinction of relatively deep water trilobite-ostracode assemblage with common brachiopods, cystoids and gastropods (topmost Králodvor Proboscisambon Community in the sense of Havlíček 1982 and Havlíček - Mergl 1982) is correlated in this paper with the extinction of trilobite-cystoid-gastropod faunas in the outer shelf conditions which is described by Brenchley (1984).

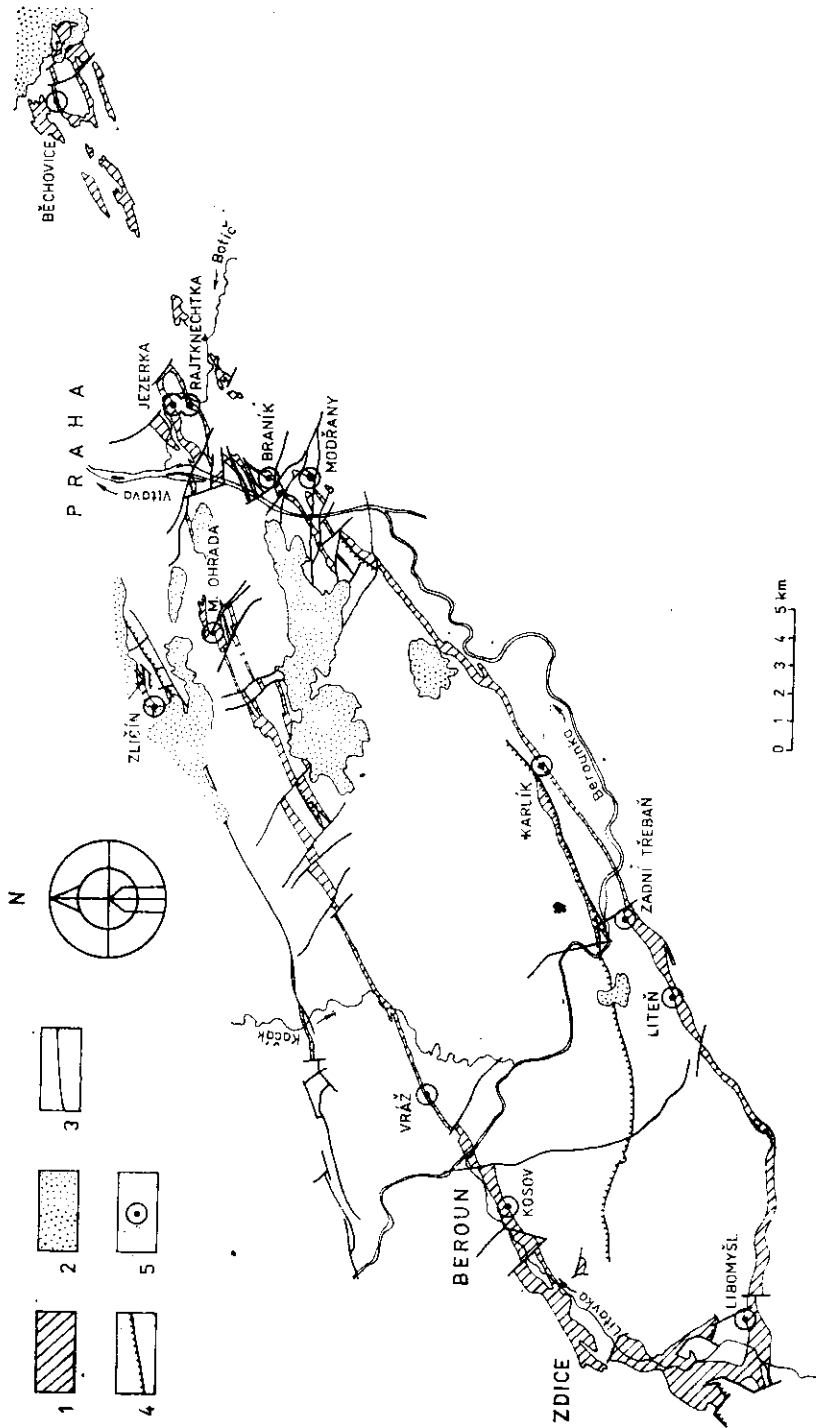
The drastic change in sedimentation at the Králodvor/Kosov boundary and regressive sequence of the Kosov Formation could well be compared with a sequence controlled by glacio-eustatic phenomena summarized by Brenchley - Newall (1984).

Recent correlation of the Králodvor and Kosov with the British standard stages proposes a synchronous nature of environmental changes caused by extensive late Ordovician glaciation (Beuf - Biju-Duval - Stevaux - Kulbicki 1966, Hambrey - Harland 1981) and related glacio-eustatic changes in sea-level (Berry - Boucot 1973). The accurate biostratigraphical correlation of the Králodvor and Kosov with the British standard scale is complicated by both scarce occurrence of graptolites and different composition of benthic assemblages.

In the Prague Basin, glacio-eustatic effect seems to coincide with the synsedimentary tectonic activity noted by Havlíček (1980, 1981, 1982) and Kukač (1961, 1963). The similar situation was described also by Brenchley - Cocks (1982) from the Oslo region. According to Brenchley - Cocks (1982), soon after beginning of the Hirnantian, there were radical changes in the palaeogeography, which were probably initiated by differential block movement within the region, but emphasized by the significant late Ordovician glacio-eustatic regression.

Thirteen sections were studied during the recent investigation. They are nearly regularly distributed around the whole Prague Basin (text-fig. 1). They cover the Králův Dvůr/Kosov boundary interval. The Králův Dvůr/Kosov boundary sequence is subdivided here into several informal lithostratigraphic units (levels A1, A2, A3, B1a, B1b, B2, C, D, E, F, G, H). All the levels are characterized by single type of sediment and corresponding faunal assemblage. All metric data in the description of the sections refer to distances above the first layer of coarse-grained subgraywacke at the base of the Kosov Formation (level D). This layer has been found at all the sections in nearly the same thickness and indicates a considerable change in sedimentation. It is considered to be synchronous and referring to the base of the Kosov Series.

Because of strongly similar character of all the sections, one ideal section summarizing all the measurements is being described in detail.



1. Location of the sections on sketch map of the outcrop area of Králův Dvůr Formation in the Prague Basin
 1 — outcrops of the Králodvůr sequence, 2 — post-Paleozoic platform sediments (Upper Cretaceous, Neogene), 3 — fault,
 4 — overthrust, 5 — section

Individual levels are discussed in this ideal section. All the localities of the sections measured are only briefly commented.

This work forms a contribution to the International Geological Correlation Programme (IGCP), project no. 216 — BIO-EVENTS. We would like to thank M. Š n a j d r who kindly gave us unpublished list of trilobites from the Králodvor/Kosov Boundary interval which completed our findings. We would like also to thank I. C h l u p á č who kindly lent us upper Králodvor graptolites from Liteň, Zadní Třeboň and Velká Chuchle localities.

Localities

This chapter attempts to give a brief characterization of the localities. More complete data are presented in pl. 1, locations of the sections are depicted by text-fig. 1.

Malá Ohrada

Deep excavations about 300 m northeast of the Malá Ohrada exposed a large section through the uppermost Ordovician including Králův Dvůr/Kosov boundary interval. Due to tectonic disturbance it was impossible to study certain parts of the section (pl. 1). The topmost Králův Dvůr Fm. (level B2) yields many fossils. Some graptolites were collected in the level A1.

Zličín

Similar excavations 200 m southeast of the Zličín railway station exposed complete Králův Dvůr/Kosov boundary interval. The last Králodvor fossils (*Mucronaspis grandis* and some undetermined gastropods) have been found in nodular limestone bed near the top of the formation (level C). The main subgraywacke sequence (level F) yields numerous well rounded pebbles of sandstones and subangular pebbles of green shales.

Vráž

A highway cut on the northern slope of the Herinky hill between Vráž and Beroun shows another outcrop with Králův Dvůr/Kosov boundary interval. There are the two formations developed in a relatively small thickness. Richly fossiliferous level B1 is formed by brown-grey silty-clayey shale, probably decalcified (the typical B1b development). Level B2 is poorly developed.

Table 1

Percentage presence of brachiopods in samples JE-1 and VR-1
(Jezerka and Vráž localities)

species	JE-1	VR-1
<i>"Lingula" incongrua</i> Barrande	0.1	—
<i>Acanthambonia</i> sp.	0.1	—
<i>Conotreta</i> sp.	0.1	—
<i>Orbiculoidea squamosa</i> (Barrande)	1.5	—
<i>Jezercia ostiaria</i> Havlíček & Mergl	5.0	5.7
<i>Ravozetina opima</i> Havlíček & Mergl	0.5	14.4
<i>Salopina siehoferi</i> Havlíček & Mergl	0.5	1.5
<i>Epitomymonia dorsicava</i> Havlíček & Mergl	4.1	1.0
<i>Cliftonia</i> sp.	1.5	0.5
<i>Aegironetes tristis</i> (Barrande)	32.0	51.7
<i>Kozlowskites regnari</i> Sheehan	8.0	4.4
<i>Anoptambonites moneta</i> (Barrande)	17.0	17.7
<i>Proboscisambon quaesitus</i> (Barrande)	28.0	2.1
<i>Leptaena</i> cf. <i>rugosa</i> (Dalman)	1.4	0.5
<i>Eoanastrophia</i> sp.	0.1	0.5
<i>Hindella</i> sp.	0.1	—

Kosov

Nearly complete section through the Kosov Formation is exposed in a large abandoned quarry at the northern slope of Kosov hill, just above the cement works at Beroun - Králův Dvůr. The outcrop represents the type section of the Kosov Formation and the Kosov Series. Marek's (1952) description is used to draw the section through the Králův Dvůr/Kosov boundary (pl. 1). Great old collections of fossils from richly fossiliferous levels B1a, B1b, B2 and even C are deposited in the National Museum in Prague. At present the section is not well preserved and it is difficult to obtain additional fossils there. Nearly complete section of the Kosov Formation was briefly described by Bouček - Přebyl (1958) from this quarry.

Libomyšl

The westernmost section was exposed by a trench about 150 m north of gamekeeper's lodge east of Libomyšl. Just below the well developed fossiliferous level B1a grey silty shales with irregular disintegration have been recorded. A small part of the section is tectonically disturbed.

Liteň

The section is exposed in the railway cut about 1 km northeast of Liteň. The section figured on pl. 1 corresponds to that presented by

Chlupáč (1953). Graptolites both of Glyptograptus cf. teres Horizon and Climacograptus angustus Horizon are fairly common there. List of fossils was published by Chlupáč (1953).

Zadní Třebañ

The section exposed in a railway cut near a small railway bridge southwest of Zadní Třebañ, originally described by Chlupáč (1951b). The boundary interval appears to be nearly the same as in Liteň section except for the presence of muddy limestone of the level B1a.

Karlík

Steep southern slope about 600 m northeast of Karlík shows nearly complete section from the upper Bohdalec Formation up to the lowermost Silurian. The interval between the uppermost layers of Bohdalec Fm. through the complete Králův Dvůr Fm. and the lowermost Kosov Fm. was described by Chlupáč (1951b). The present section of boundary interval (pl. 1) was more precisely defined and slightly adapted to our purpose. A list of fossils from the fossiliferous layers corresponding to the present A1 and B1a levels was published by Chlupáč (1951b).

Modřany

A complete section through the Kosov Fm. including the lower boundary interval was exposed by large road excavations between the Lhotka housing estate and the Vltava River, about 100 m northwest of "Ke schodům" street. A distinct part of boundary sequence including the fossiliferous level B1b and basal Kosov subgraywacke (level D) repeat twice in the section due to the presence of a flat longitudinal fault. There are thin sandy intercalations present inside the level E in the Modřany section. Sparse trilobite fragments, bivalves and trace fossils (*Bifungites*) were recorded there in the lower part of the level E.

Braník

The outcrop in the road cut of "Údolní" street about 500 m southeast of Braník brewery shows another important section. There occurs only thin and poorly developed fossiliferous level B1b. Nevertheless, scarce fossil remains (trilobites, bivalves) and trace fossils were found throughout the whole level E. The main subgraywacke sequence (level F) consists of large number of mudflows mostly separated by thin clay lamines. Well developed slump layer recorded inside the sequence is figured in pl. II. The section continues up to a well exposed flysch-like sequence of the middle part of the Kosov Formation (level H).

Jezerka

The present section was exposed by a trench in the Jezerka park (district of Prague-Michle). The first description of the locality and of the highly diversified uppermost Králodvor faunal assemblage (level B1a) was given by Havlíček - Mergl (1982). Recently we have studied the complete section. Muddy limestone nodules yield rich and highly diversified fauna, nevertheless, the level B2 is much less fossiliferous and only weakly developed. Level E is characterized by increase of silty and sandy intercalations.

Rajtknechtka

The section was exposed by excavations 80 m southeast of former farmhouse Rajtknechtka (district of Prague-Michle). It differs from the Jezerka section in having less fossiliferous level B1a and not developed level B2.

Běchovice

Great part of the Králův Dvůr/Kosov boundary sequence (the strata between A2 and E levels) was exposed by a new road cut about 1200 m northeast of "Počernický" pond. Poorly fossiliferous level B1a is formed by a thin bed of nodular limestone. Several thin beds of similar limestone, but without fossils, are developed inside the lower part of the level C. The basal Kosov subgraywacke consists of four beds separated by several centimetres of clay shale. Levels F, G and H were exposed in large excavations on the elevation about 300 m northeast of the pond. Coarse-grained subgraywackes yield there a lot of pebbles of quartz, cherts, quartzites, sandstones, siltstones, green shales (upper Proterozoic ?) and weathered granitoid rocks.

Description of the ideal section

Králův Dvůr Formation

The total thickness of the Králův Dvůr Formation varies between 25 and 200 m (Havlíček 1981). It is mostly developed as grey or green clayey shales with silt admixture and contains low-diversified Rafanoglossa leiskowiensis Community (Havlíček 1982). Beyond the shelly fauna and trilobites, rare graptolites occur through the whole thickness of the formation.

Only the uppermost part of the Králův Dvůr Fm. is the subject of present sections. Most of the measured sections start from yellow-green

clayey shales or claystones (text-fig. 2, level A1) with occasional limestone nodules (e.g. Zličín, Liteň, Zadní Třebaň and Braník, pl. 1). Beyond rare trilobites and brachiopods (*Rafanoglossa leiskowiensis* Community) fairly common graptolites occur in this layer (recorded from Zličín, Liteň, Zadní Třebaň, Malá Ohrada).

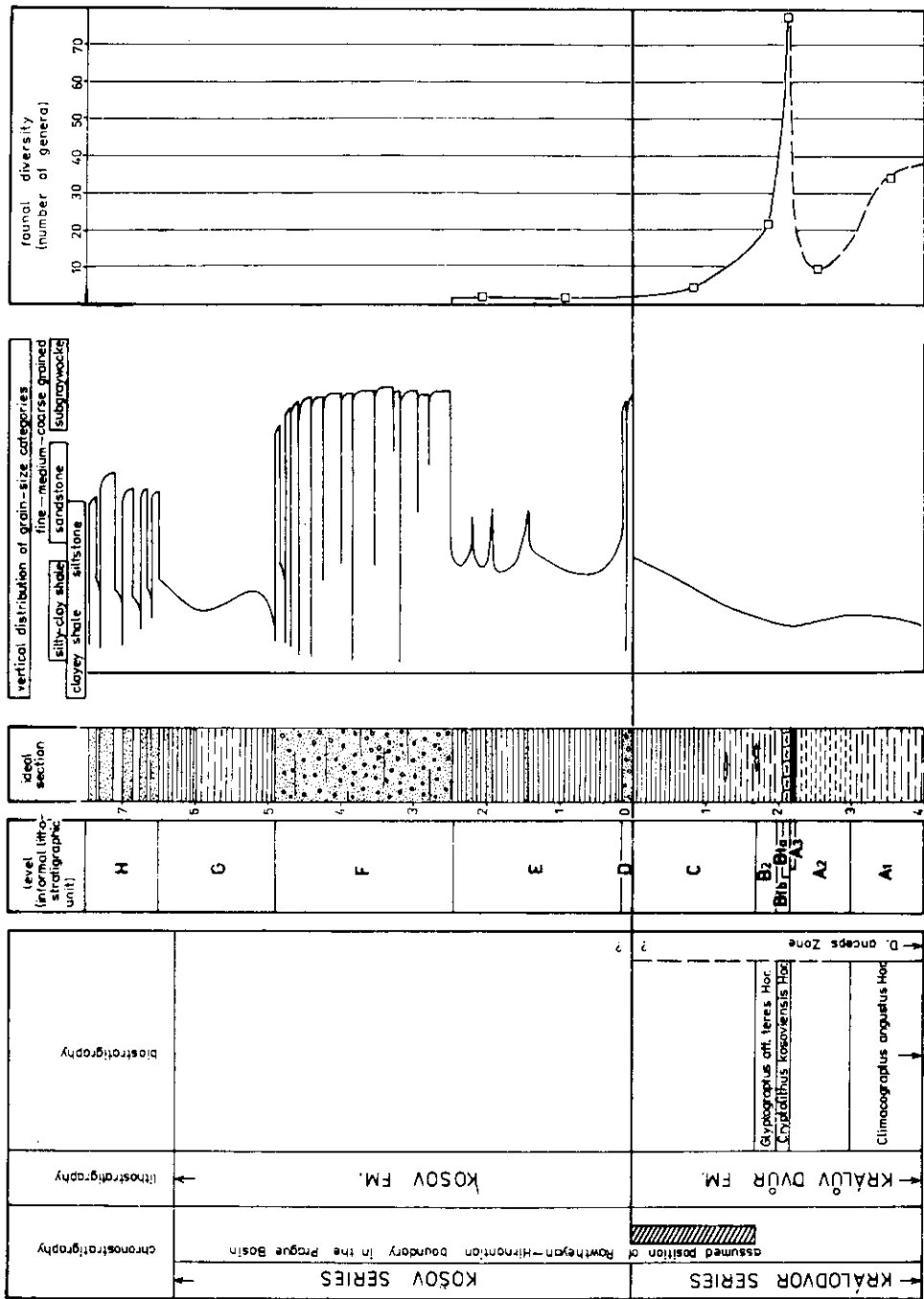
Subsequent 1–2 thick layer of dark-spotted bioturbated clayey shale of level A2 is commonly overlain by a thin (1–4 cm), dark blue-green tuffitic intercalation of the level A3 (text-fig. 2) which permitted a correlation between the sections of Malá Ohrada, Zličín, Vráž, Kosov, Zadní Třebaň and Karlík. The most prominent tuffitic intercalation was recorded at Zličín. The Libomyšl section shows some differences in lithology in this part of the sequence. The above mentioned A levels are developed as grey silty shales with irregular disintegration in Libomyšl.

A well recognizable 0.01–0.2 m thick calcareous layer of the level B1 follows in all the sections. It contains prominent, high-diversified faunal assemblage described in part by Chlupáč (1951a, 1951b, 1953), Marek (1952) and Havlíček - Mergl (1982).

The B1 level is formed by light olive-green calcareous shale with increased silt admixture. It is indicated as the level B1b and recorded at Vráž, Liteň, Modřany and Braník. Alternatively, the level B1 is formed by bioturbated, occasionally rather nodular, light brown-grey muddy limestone. It is indicated as level B1a in this case. It occurs at Malá Ohrada, Zličín, Zadní Třebaň and Karlík. At Kosov and Libomyšl sections the brown-grey muddy limestone (level B1a) is overlain by olive-green calcareous shale (level B1b). At the northeastmost Jezerka, Rajtknechtka and Běchovice localities grey (sometimes reddish-coloured by weathering) muddy limestone nodules occur in this level.

Different structures can be produced diagenetically. Well compactable shales with lesser carbonate content (B1b level) bear flattened and deformed organic remains with dissolved calcareous shells replaced by Fe oxihydroxides. In the case of higher carbonate/clay ratio (55 % of carbonate at Libomyšl, 45 % of carbonate at Levín near Zdice), cementation not allowed greater gravitational compaction and produced massive texture of muddy limestone (level B1a). There are slightly deformed carbonate shells of fossils preserved. The limestone nodules with the highest carbonate/clay ratio contain undeformed but sparse and low-diversified faunal remains (Běchovice).

The above described calcareous layer is overlain by brown-grey silty-clayey shale of the level B2 which contains rich but low-diversified trilobite-dominated fauna in most of the sections (Malá Ohrada, Zličín, Vráž, Kosov, Libomyšl, Liteň, Zadní Třebaň and Jezerka). The youngest Králodvor graptolites occur in this level (Zličín, Liteň, Zadní Třebaň).



2. ideal section through the Kralův/Kosov boundary in the Prague Basin; stratigraphy, lithology, faunal diversity

The level B2 attains its maximum thickness of 0.5 m at Kosov and Zadní Třeboň. On the other hand, it has not been recorded in the sections with weakly developed calcareous layer (pl. 1).

Grey silty shales of the level C occasionally containing thin beds of nodular limestone follow in all the sections and finish the sequence of the Králův Dvůr Formation. The thickness of the level C greatly varies between 0.2 m and more than 5 m (pl. 1). Sparse and monotonous trilobite fragments (*Mucronaspis grandis*) were found in this shale at Zličín and Kosov. More diversified, mostly bivalve association was solely recorded from the Kosov section by Marek (1952).

A drastic reduction of fossils in both diversity and abundance could be observed during the topmost Králodvor Series. Most of the groups — trilobites, brachiopods, cystoids, ostracodes, gastropods, conulariids and graptolites disappear and a sole trilobite and several bivalve species continue up to the basalmost Kosov Series. Bioturbation was reduced together with shelly fauna during the topmost Králodvor.

Kosov Formation

The basal part of 40—120 m thick Kosov Formation consists of silty shales with two layers of coarse-grained subgraywackes. Middle part is formed by flysch-like sequence of alternating quartzose sandstones, graywackes, siltstones and shales. The upper part begins with thick banks of badly sorted pebbly subgraywackes and petromictic conglomerates and coarse-grained sandstones and terminates by silty shales and claystones. The rest of Králodvor fauna contained in the *Mucronaspis* Community disappears during the lowermost shaly layer of the Kosov Fm. (level E). Middle part of the Kosov Formation contains only uncommon trace fossils. Quite new Hirnantia fauna accompanied by *Glyptograptus bohemicus* Marek appears in the uppermost silty-clayey layer of the formation.

A sudden influx of coarse-grained sandy material appears just above the grey silty shales of the level C at all the sections. It is considered to mark the base of the Kosov Formation. Everywhere in the basin it was deposited as a layer of coarse-grained subgraywacke of nearly the same thickness (0.1—0.2 m) and nature. It is indicated as level D (text-fig. 2). It contains 60—70 % of silty-clayey matrix. Sand fraction consists almost exclusively of quartz grains, accompanied by rare quartzites, silicites and fragments of chloritized volcanic clasts. Common subangular clayey fragments (up to 12 mm in size) originate from the underlying shaly beds of the Králův Dvůr Formation. Flakes of clastic mica are

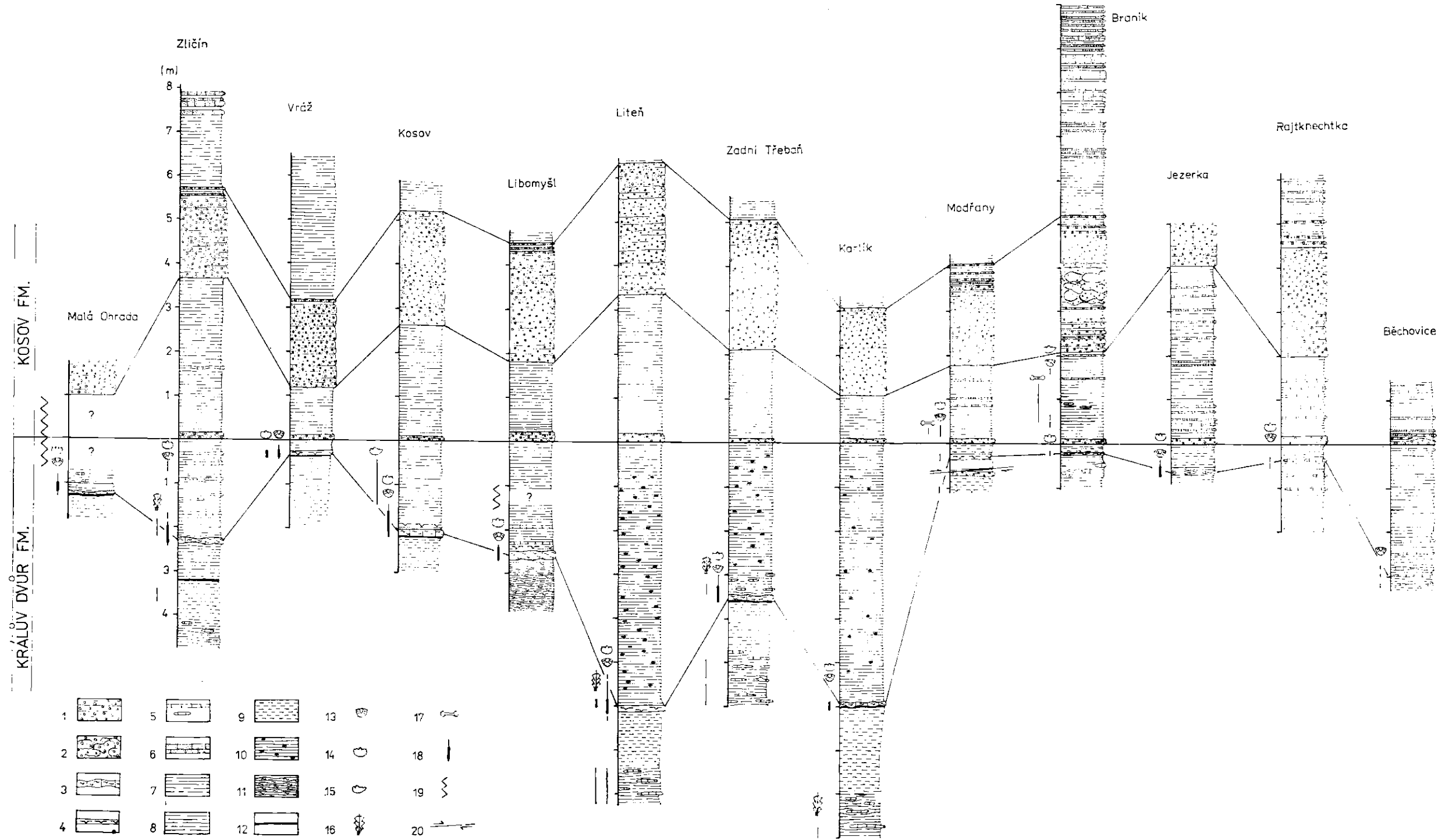
scarce. Feldspars and additional rock fragments are extremely rare in sand fraction. Well rounded mostly izometric quartz of mean grain size of 0.6 mm (max. 1.2 mm) is commonly undulous. Dispersed imperfectly rounded quartz pebbles rarely accompanied by pebbles of siltstones, sandstones and some other rocks attain up to 10 mm in diameter. The pebbles were recorded in all samples.

Subgraywacke layer of the level D consists of up to five beds, often separated by thin (about 1 mm) clay laminae. Flat and sharp lower contact and distinct gradation of topmost parts of separate beds are mostly well visible. Layer of coarse-grained subgraywackes with pebbles is supposed to be deposited by mudflows.

After mudflow deposition at the base of the Kosov Formation, the sedimentation came back to silty shales (level E). Brown-grey or green-grey silty shales contain several intercalations of hard micaceous quartz siltstones or fine-grained sandstones (about 0.02—0.03 m in thickness) in the south-eastern part of the basin (Modřany, Braník, Jezerka, Rajtknechtka and Běchovice). Occasionally laminated sandy or silty intercalations were deposited probably in a rather different way than subgraywackes. Silty shales of level E, 1—4 m thick, were only sparsely bioturbated. At Modřany and Braník has been detected a trace fossil *Bifungites* accompanied by rare bivalves and fragments of trilobites (*Mucronaspis*). Bouček - Přibyl (1958) noted rare bivalves and trilobites in this level from Malá Chuchle.

Silty shales of the level E are overlain by 2—3 m thick sequence of subgraywackes of the level F throughout the whole basin. The sequence is composed of coarse-grained subgraywackes with pebbles. It differs in some details from a thin layer of subgraywackes of the level D. The so called main basal subgraywacke layer (level F) contains 45—55 % silty-clay matrix. It shows sparsely distributed clayey fragments while the clastic mica flakes become more common. Sand fraction is composed almost exclusively of well rounded quartz grains of mean size 0.5—0.7 mm (max. 1.3 mm). Quartz, siltstone and sandstone pebbles are fairly common (up to 5 %). They are rarely accompanied by pebbles of black silicites, quartzites, green clayey fragments and granitoid rocks. Often not well rounded pebbles attain about 15 mm in diameter. The maximum of 30 mm has been attained by siltstone and sandstone pebbles at Zličín, Braník and Běchovice.

The sequence of the level F consists of large number of subgraywacke beds. Some attain up to 0.3 m in thickness. The beds become much thinner in the upper part of the sequence (0.01—0.05 m in thickness). The uppermost one or two are separated by several centimetres of clayey shales. Similarly to the level D, clastic subgraywacke beds of



COMPARISON OF THE SECTIONS THROUGH THE KRÁLŮV DVŮR/KOSOV BOUNDARY IN THE PRAGUE BASIN; LITHOLOGY AND FAUNAL DISTRIBUTION

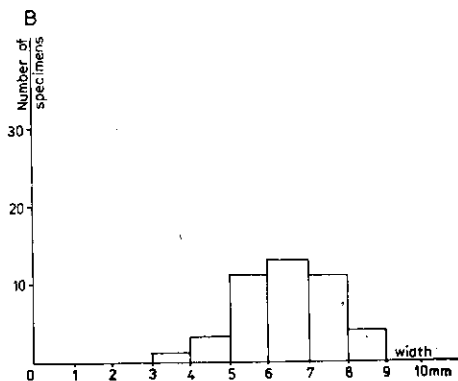
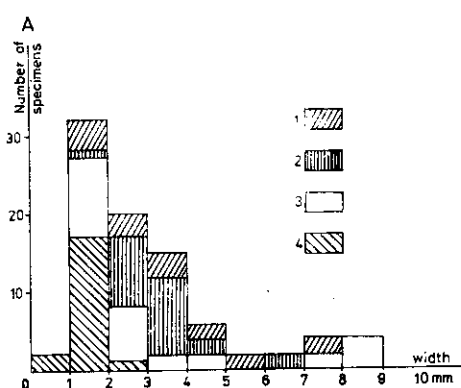
1 — coarse-grained subgraywacke; 2 — slump layer within the subgraywacke sequence (Braník section); 3 — muddy limestone of level B1a; 4 — olive-green calcareous shale of level B1b; 5 — limestone nodules and lenses; 6 — sandstone; 7 — shale, silty shale; 8 — clayey shale, claystone; 9 — bioturbation (dark spotted shale); 10 — small nodules of hydrous ferric oxide; 11 — silty shales with irregular disintegration (Libomyšl section); 12 — blue-green tuffitic clay intercalation; 13 — trilobites; 14 — brachiopods (restricted to A1 and B1 levels); 15 — bivalves, 16 — graptolites; 17 — trace fossils (Bifungites); 18 — vertical distribution and richness of mentioned principal faunal groups; 19 — tectonic disjunction; 20 — dislocation (longitudinal fault at Modřany section).

the level F lack graded bedding except for the uppermost few millimetres of their thicknesses, just below clay interbeds. Sharply defined bottom surfaces of individual mudflow beds appear to be mostly flat or slightly undulous in some cases. The clayey interbeds were often damaged by erosional effect of younger mudflow, they were preserved mostly between thinner subgraywacke beds in the upper part of the sequence.

In Braník section additional slumping of previously deposited subgraywacke bed or beds including their top clay laminae (clay interbeds) has been observed. There is 0.8 m thick slump layer consisting of tightly infolded slump-balls (in the sense of Dzulynski - Walton 1965) inside the mudflow sequence (pl. I-II).

Subsequently, the subgraywacke beds were diminished and replaced by light grey or brown-grey clayey shales with variable silty admixture. The shales were indicated as the level G. Such a change could be observed at all the sections (pl. 1) but somewhere several thin (up to 0.05 m) fine-grained sandy intercalations are present (Braník, Rajtknechtka, Běchovice). The shales of the level G lack any bioturbations and macrofossils.

The first fine-grained quartz sandstones of typical flysch-like sequence of the middle part of the Kosov Fm. (level H) appear just above the shales of the level G. The lowermost part of flysch-like sequence is formed by alternating fine-grained quartzose sandstones, siltstones and shales. According to the presence of great amount of structures typical



3. Size-frequency distribution of valves of selected brachiopods

A — strophomenids and plectambonitids: 1 — *Anoptambonites moneta* (Barrande); 2 — *Aegironetes tristis* (Barrande); 3 — *Proboscisambon quaesitus* (Barrande), 4 — undeterminable minute valves. B — orthids: *Epitomyonla dorsicava* Havlíček & Mergl. A = 81 specimens, B = 43 specimens. Jezerka locality, sample JE-1

of turbidites and described by Bouček - Příbyl (1958), turbidity currents appear to have played an important role in the forming of the sequence.

At present, great attention is paid to the problem of correlation of the Králův Dvůr/Kosov boundary with the initial phase of the glacio-eustatic falling of sea-level in the early Hirnantian. The sections are interrupted after the base of monotonous flysch-like sequence (level H) has been attained.

The flysch-like sequence as well as the topmost Ordovician, including the main drop in sea-level during the upper Kosov, are only briefly commented in this paper. The very end of the Ordovician and the basal-most Silurian which show substantial changes in sedimentation and faunal assemblages reflecting a rapid rise in sea-level were described by Štorch (1986).

Faunal assemblages near the Králodvůr/Kosov boundary

S a m p l i n g m e t h o d s

The poor preservation of fossils in the majority of the sections influenced our sampling methods. Bulk samples have been obtained at Jezerka and Vráž localities only (samples JE-1 and VR-1) but the species percentage in these samples has partly been affected by prominent fragmentation. The mode of preservation of the fossils and/or poor outcropping of fossiliferous layers allowed only limited collecting at other localities. These samples yielded mainly large fossils whereas minute fossils (ostracodes, minute brachiopods) were scarce. Nevertheless, when we compare samples JE-1 and VR-1 with other ones we consider a taxonomic composition of assemblages to be roughly uniform and the sample JE-1 reflects the average taxonomic composition.

P r e s e r v a t i o n

The essential part of fossils is preserved as internal and external moulds, only specimens from muddy limestone have preserved original shells. Fossils display no preferred orientation, they are usually equally dispersed in the rock. Wide range of fragmentation occurs in one layer or in a single bedding plane: from finely crushed trilobite exoskeletons and shells through isolated parts (cephalons, pygidia, isolate valves, single pelmatozoan plates) to complete, almost undisturbed specimens

(complete trilobite exoskeletons, entire cystoid thecae, articulated brachiopod shells), but the latter are rare. Conjoined brachiopod valves occur solitarily they never form clusters or a distinct single bedding assemblage. We consider preserved assemblages to be essentially local or slightly transported ("disturbed neighbourhood assemblages"). Intensive fragmentation was caused by slow sedimentation rates probably accompanied by weak current activity; biogenic activity was less significant (amount of bioturbations is low). The lateral differences in lithology and frequency of fossils indicate that shells, exoskeletons and their fragments form large, flat, lense-like accumulations at the bottom. Taxonomic composition of the community and lithological features of the sediments indicate off-shore, deep-water environment, corresponding to benthic assemblages 5 to 6 in sense of Boucot (1975), Havlíček (1982), Havlíček - Mergl (1982). Therefore, the fragmentation of shells and skeletons by a wave action in a shallow environment and succeeding washing down to deeper basinal floor is unlikely.

Taxonomic composition

Two distinct communities appear in the latest Králodvor: high-diversified Proboscisambon Community, occupying levels B1a and B1b, and poorer Mucronaspis Community, ranging from the level B2 up to the level E.

Among sedentary benthic elements of Proboscisambon Community minute, thin-shelled strophomenid and orthid brachiopods dominate. Species proportions differ in particular localities and also significantly vary in different levels within a single section. In sample JE-1 (level B1a), *Aegironetes* (32 %) together with slightly less abundant *Proboscisambon* (28 %) and *Anoptambonites* (17 %) dominate. *Epitomyonia*, *Jezercia* and *Kozlowskites* are less common (all less than 8 %). *Leptaena*, *Orbiculoidea* and *Ravozetina* are rare, and *Cliftonia*, *Cyclospira*, *Eoanastrophia*, *Hindella* and *Salopina* are very scarce. Brachiopods are accompanied by common pelmatozoans (*Echinosphaeronites*, *Mespilocystites*) and rare bryozoans. Other sedentary elements are absent in the sample. Vagile organisms are common and highly diversified. Ostracods are represented by more than 20 species, trilobites by 18 species. *Cryptolithus*, *Dujtonia*, *Mucronaspis*, *Stenopareia* and *Kloucekia* are the most abundant, *Staurocephalus*, odontopleurids and proetids are less frequent of the trilobites. Unfortunately, prominent fragmentation prevents more exact estimation of quantity of particular species in original trilobite

Table 2

Fauna of the Proboscisambon and Mucronaspis Communities

COMMUNITY	Proboscisambon					Mucronaspis							
	B1a			B1b		B2			E				
LEVEL	B1a			B1b		B2			E				
LOCALITY	Jezerka - lower part	Jezerka - upper part	Libomyšl	Rajtknechtka	Malá Ohrada	Vráž	Kosov	Jezerka	Libomyšl	Zličín	Malá Ohrada	Mořany	Braník
<i>"Lingula" incongrua</i> (Barrande)	•												
<i>Acanthambonia</i> sp.	•												
<i>Orbiculoidea squamosa</i> (Barrande)	•												
<i>Conotreta</i> sp.	•												
<i>Jezercia ostiaria</i> Havlíček-Mergl	•	•	○	•	•	•							
<i>Ravozetina opima</i> Havlíček-Mergl	•	•	○	•	•	•							
<i>Ravozetina honorata</i> (Barrande)	•			•	•	•		○					
<i>Epitomyonia dorsicava</i> Havlíček-Mergl	•			•	•	•		○					
<i>Salopina stehoferi</i> Havlíček-Mergl	•	•											
<i>Boticium boticum</i> Havlíček-Mergl	•												
<i>Cliftonia</i> sp.	•												
<i>Kozłowskiites ragnari</i> Sheehan	•	•	○	•	•	•		○					
<i>Aegironetes tristis</i> (Barrande)	•	•	○	•	•	•			•				
<i>Anaptambonites monetus</i> (Barrande)	•	•	○	•	•	•							
<i>Proboscisambon quaesitus</i> (Barrande)	•	•	○	•	•	•							
<i>Leptaena cf. rugosa</i> Dalman	•	•		•	•	•							
<i>Fardenia scotica</i> Lamont	•							○					
<i>Eoanastrophia</i> sp.	•												
<i>Hindella</i> sp.	•	•											
<i>Cyclospira</i> sp.	•												
<i>Gelidorthis</i> sp.									•				
<i>Stenopareia oblita</i> (Barrande)	•	•	○	•	•	•		○					
<i>Bumastus</i> sp.	•												
<i>Bronteopsis sola</i> (Barrande)													
<i>Alceste latissima</i> (Barrande)													
<i>Zetaproetus michle</i> Šnajdr	•							○					
<i>Decoroproetus mergii</i> Šnajdr	•	•											
<i>Phillipsinella parabola</i> (Barrande)	•												
<i>Cryptolithus? kosoviensis</i> Marek	•	•	○	•	•	•							
<i>Actinopeltis carolalexandri</i> Hawle-Corda	•												
<i>Dindymene fredericiangusti</i> Hawle-Corda	•												
<i>Staurocephalus clavifrons</i> Angelin	•												
<i>Gravicalymene asperula</i> Vaněk	•												
<i>Mucronaspis grandis</i> (Barrande)	•	•	○	•	•	•		•	•	•	•	○	○
<i>Mucronaspis ganabina</i> Šnajdr	•	•						•	•	•	•		
<i>Kloučekia ruderalis</i> Hawle-Corda	•												

Table 2

COMMUNITY	Proboscisambon			Mucronaspis									
	B1a	B1b	B2	E									
LOCALITY	Jezerka - lower part	Jezerka - upper part	Libomyšl	Rajtknechtka	Malá Ohrada	Vraž	Kasov	Jezerka	Libomyšl	Zličín	Malá Ohrada	Modřany	Braník
<i>Kloučekia</i> sp.	•	•				•	○						
<i>Dufftonia morrisiana</i> (Barrande)	•	•				•	○						
" <i>Harpes</i> " sp.	•	•											
<i>Trochurus</i> sp.	•	•											
<i>Primaspis</i> (<i>Bojokoralaspis</i>) sp.						•							
<i>Acantholoma mirka</i> (Marek)	•	•				•	○						
" <i>Miraspis</i> " sp.	•	•											
<i>Decipilites decipiens</i> (Barrande)	•	•					○	•	•	•	•		
<i>Mimospira</i> sp.	•	•				•							
<i>Temnodiscus evolvens</i> (Perner)	•	•						•	•	•	•		
<i>Sinuitopsis</i> sp.	•	•											
<i>Turbonitella infida</i> (Barrande)	•	•				•	○						
orthoceratids div. sp.	•	•				•							
<i>Praearca kosoviensis</i> (Barrande)	•	•				•	○	•	•	•	•		
<i>Ctenodonta</i> sp.	•	•						•	•	•	•		
bivalves div. sp.								•	•	•	•	○	○
bryozoans (2 species)	•	•											
conulariids (2 species)	•	•				•		•	•	•	•		
ostracods (about 20 species)	•	•	○	•	•	•	○		•	•	•		
machaeridians (2 species)	•	•				•	○		•	•	•		
<i>Cornulites</i> sp.	•	•											
<i>Sphenothallus</i> sp.	•	•				•							
<i>Gochtia?</i> sp.									•				
<i>Mespilocystites tragervanicus</i> LeMenn	•	•				•	○						
crinoid columnars	•	•											
<i>Echinosphaeronites</i> sp. 1	•	•											
<i>Echinosphaeronites</i> sp. 2	•	•	○	•		•	○						
<i>Cheiracrinus</i> sp.	•	•											
<i>Anatiferocystites</i> sp.											•		
<i>Glyptograptus cf. teres</i> Perner													

• - rare species

● - common species

● - frequent species

○ - documented occurrence only

position of the Rawtheyan/Hirnantian boundary cannot be identified on biostratigraphical basis in Bohemia.

The evidence of widespread late Ashgill glaciation suggests that it was extended from the Ordovician south pole through about 40° latitude (Brenchley 1984, Hambrey - Harland 1981, Havlíček 1989). The significant changes in ocean temperature, contemporaneous glacio-eustatic sea-level changes and other ensuing environmental changes have been recognized on separate continents and plates (Berry - Boucot 1973). They could be considered a synchronous world-scale event. Thus, synchronous, causally connected facies changes and faunal extinction could also serve for alternative stratigraphic correlation between the Rawtheyan/Hirnantian and Králodvor/Kosov boundaries.

The original term Hirnantian was introduced by Bancroft (1933) for the topmost Ordovician sequence in the Bala district. In their revised classification of the Ashgill Series, Ingham - Wright (1970) included to the base of Hirnantian also Cystoid Limestones of Cautley area in spite of their Rawtheyan-like fauna. Calcareous nature of that layer is well comparable with underlying sequence of the Rawtheyan Stage and clearly differs from usual suite of the Hirnantian sediments.

We follow the widely accepted conception of the base of the Hirnantian marked by a sudden replacement of warm water faunas of Rawtheyan type by eurytopic brachiopod-dominated Hirnantia fauna. Such a change reflects world-scale environmental change described by Berry - Boucot (1973), Brenchley - Newall (1980, 1984), Brenchley (1984) and others and is followed by changes in sedimentation.

Bohemian Králodvor Proboscisambon Community is related to relatively deep-water communities of Rawtheyan age of the Anglo-Scandic province. On the other hand, the first Hirnantian regressive phase is assumed to be documented by the first mudflows (subgraywackes of level D). Therefore, the question of exact position of Rawtheyan/Hirnantian boundary could be restricted to the interval between the richly fossiliferous calcareous layer (level B1) and the first subgraywacke layer. In the course of the discussed interval, the rich fauna became almost totally extinct. Its extinction supports our judgement. Brenchley (1984) noted some principal changes at the base of Hirnantian in Cautley area. Conspicuous disappearance of limestone nodules, decreased bioturbation and extinction of diversified trilobite fauna were also recorded at all Bohemian sections in the course of B2 - C level interval.

For these reasons, in the Prague Basin the position of Rawtheyan/Hirnantian boundary is assumed within poorly fossiliferous silty shales of the level C. In this sense, the Rawtheyan/Hirnantian boundary lies there

assemblage. Other vagile elements are represented by gastropods (2 species) and machaeridians (2 species). Bivalves, nautiloids and hyolithids are very scarce.

Slightly different fossil assemblage has been obtained from sample JE-2 (upper part of level B1a). *Kozlowskites* and *Aegironetes* together with *Ravozetina* and *Salopina* dominate, *Boticium*, *Epitomyonia* and *Jezerca* are less common. In contrast to the lower part of B1a, *Proboscisambon* and *Anoptambonites* become very rare. Among brachiopods orthids form 50—60 % here, in contrast to 10 % presence in the lower part of B1a. The amount of strophomenids decrease (40—50 % in the upper part of level B1a against up to 90 % in the lower part). Trilobites and pelmatozoans are uncommon, gastropods, bivalves and nautiloids become more abundant in the upper part of B1a.

Overlying layers (level B2) bear poorer fossil assemblage, composed of the trilobite genus *Mucronaspis*, bivalves, uncommon gastropods and conulariids. These elements form a significant new faunistic assemblage (*Mucronaspis* Community).

At Vráž (sample VR-1) the brachiopod composition of *Proboscisambon* Community is slightly different. *Aegironetes* is dominant (52 %), *Anoptambonites* (18 %) and *Ravozetina* (14 %) are less common. Additional species are rare (*Cliftonia*, *Eoanastrophia*, *Epitomyonia*, *Jezerca*, *Lepetaena*, *Proboscisambon*). Other sedentary benthic elements are represented by uncommon pelmatozoans, bryozoans and cornulids. In contrast to Jezerka, trilobites are more abundant and prevail significantly in the sample. Taxonomic composition of trilobite association is slightly different from that of Jezerka. *Cryptolithus*, *Gravicalymene*, *Actinopeltis*, *Kloucekia*, *Mucronaspis* and *Stenopareia* are abundant, *Staurocephalus*, odontopleurids and proetids are rare. Other trilobites are very scarce (*Phillipsinella*, *Duftonia*). Ostracodes, gastropods and machaeridians are abundant as at Jezerka.

Size-frequency distribution of fossils

Size-frequency distribution has been studied in the sample JE-1 only, because minute shells are poorly preserved in other localities. Size-frequency distribution is distinct in brachiopods; trilobites are represented by both meraspid and early to late holaspid specimens but their more exact distribution could not be assessed due to their fragmental state of preservation.

Selected brachiopods display two groups of size-frequency distributions.

a - group comprizes brachiopods characterized by a high percentage of juvenile and small valves in the sample. Here strophomenids *Aegro- netes*, *Anoptambonites*, *Proboscisambon*, and orthid *Jezercia* belong.

b - group comprizes remaining orthid brachiopods *Epitomyonia*, *Ravozetina* and *Salopina*. They are represented mostly by medium-size and adult specimens; the amount of juveniles and minute shells is generally very small or they are absent altogether. Similar size-frequency distribution display *Kozlowskites* in the sample.

Size-frequency distributions of additional species (*Boticism*, *Cliftonia*, *Eoanastrophia*, *Hindella*, *Leptaena* etc.) could not be studied due to their paucity. Explanation of the different juvenile mortality rate is difficult. According to our opinion this could be caused by a different life habit of minute strophomenids and orthids, and/or their different sensitivity to the fluctuations of environmental parameters. Other explanations, however, may be accepted, too (style of recruitment, brooding etc; Brookfield 1973, Cadée 1982, Richards - Bambach 1975 etc.).

Relationships of Proboscisambon and Mucronaspis Communities

The Foliomena Community and similar deep-water brachiopod assemblages of Ashgill age have been recognized in Southern Sweden (Sheehan 1973, 1979), Gaspé, Quebec, Canada (Sheehan - Lesperance 1978), Scotland (Harper 1979), Ireland (Harper 1980), and Bohemia (Havlíček - Mergl 1982). The Late Ashgillian plectambonitid — orthid assemblage with the dominance of *Christiana*, *Dedzetina* and other minute brachiopods was collected by one of us (MM) at the Holy Cross Mountains, Poland. The Foliomena Community and similar shelly deep-water assemblages are accompanied by rich vagile benthos in which trilobites and ostracods prevail. Apart from minute brachiopods, other sessile benthic elements are scarce.

The Proboscisambon Community shares many features with other contemporaneous deep water benthic communities: vagile elements (trilobites, ostracodes) dominate, and small thin-shelled brachiopods form characteristic strophomenid — orthid assemblage; pelmatozoans are significant, too. However, the Proboscisambon Community is unique in several aspects: genera *Chonetoidea*, *Christiana*, *Dedzetina* and *Seri-coidea*, although frequent in other deep-water shelly assemblages in Anglo-Scandic Province, are absent in Bohemia. Additional genera appear in Bohemia: *Cliftonia*, *Eoanastrophia*, *Epitomyonia*, *Fardenia*, *Hindella*, *Jezercia* and *Leptaena*. Their occurrence indicates either more shallow

environment and/or imperfectly developed depth-controlled, zonation of benthic assemblages, which is common in platforms. The rather steep basin slopes prevented the rise of distinct depth-controlled communities; originally deep-water communities pass here to the shallower benthic zones without significant changes during the Ordovician (Havlíček 1982). Therefore, the Proboscisambon Community is referred to benthic assemblage 5 to 6 in classification of Boucot (1975). The presence of *Cliftonia*, *Eoanastrophia*, *Epitomyonia*, *Hindella* and *Leptaena* however does not essentially change the minute strophomenid — orthid composition of the Proboscisambon Community, which is close to other contemporaneous deep-water shelly assemblages, but indicates an invasion of new elements into the Prague Basin.

Trilobites, characteristic of the Proboscisambon Community, indicate also an invasion of new, warmer water elements from Anglo-Scandic Province. Proetids *Decoroproetus* and *Zetaproteus*, minute odontopleurids *Leonaspis* and *Miraspis*, *Staurocephalus*, *Trochurus* and "Harpes" appear for the first time in the Prague Basin. They are close to the contemporaneous trilobite faunas of Poland (Kielan 1959), Sweden (Bruton 1966, Owens 1973), British Isles (Dean 1971, 1974, 1978; Ingham 1974, 1977), and Quebec, Canada (Lesperance 1968). The topmost part of the Králův Dvůr Formation differs with these new elements from the remaining part of the formation, where, despite the occurrence of some genera (*Amphitrion*, *Lonchodomas*, *Phillipsinella*, *Tretaspis* a.o.), proetids, odontopleurids, lichids, harpids and *Staurocephalus* are absent.

The vertical changes in the taxonomic composition of the Proboscisambon Community, its disappearance and substitution by the *Mucronaspis* Community, can be explained by the deterioration of environment in the basin at the end of the Králodvůr, connected with beginning of the late Ordovician glaciation. Originally rich *Proboscisambon* + *Leptaena* — plectambonitid — orthid assemblage passes through plectambonitid — orthid assemblage to poor, purely orthid assemblage. The successive deterioration of environments destroyed branchiopod-dominated sessile benthic assemblages, significantly reduced trilobite diversity, and facilitated a rise in the poor *Mucronaspis* Community.

The *Mucronaspis* Community is recorded from Gaspé, Quebec, Canada, in the rocks of Hirnantian age (Lesperance - Sheehan 1976), Dalmanitina assemblage in Rawtheyan-Hirnantian boundary interval in Wales (Branchley - Cullen 1984), Dalmanitina beds are widely distributed in the late Ashgill in Sweden and Poland (Bergström 1968, Kielan 1959), and assemblage with dominant *Mucronaspis* of the late Rawtheyan or Hirnantian age is even known from South Africa

(Cocks - Fortey 1986). All these dalmanitid trilobite assemblages are taxonomically poor and stratigraphically precede or accompany Hirnantian faunas. In the benthic zonation of assemblages the *Mucronaspis* Community shows seaward position to the *Hirnantia* Community and is assigned to the benthic assemblage 4 (Lesperance - Sheehan 1976). In the Prague Basin, the *Mucronaspis* Community is attributed by us to benthic assemblage 5 to 4. This community is taxonomically poorer than the preceding *Proboscisambon* Community; two or three trilobite species (*Mucronaspis*, *Duftonia*) are accompanied by bivalves, gastropods, hyolithids and conulariids. Brachiopods and other groups (ostracodes, mitrates, machaeridians) are scarce and occur in the basalmost layers of the sequence bearing the *Mucronaspis* Community. Locally graptolites appear. At the base of the Kosov Formation the *Mucronaspis* Community becomes even poorer. The rare fragments of trilobites and shells of bivalves are accompanied by the trace fossil *Bifungites*. Occurrence of *Mucronaspis*, bivalves and *Bifungites* is the latest evidence of the *Mucronaspis* Community in the basin and reflects further deterioration of the environment.

Glacio-eustatic model of Královgor/Kosov environmental changes in the Prague Basin

The glacio-eustatic model of Rawtheyan/Hirnantian environmental changes presented by Berry - Boucot (1973), Branchley (1984) and Branchley - Newall (1984) is applied to rather specific conditions of graben-like linear depression of the Prague Basin in this paper. Narrow, tectonically predisposed linear depression of a rift character (Zeman 1978, Havlíček 1981) is marked by synsedimentary tectonic activity, by occurrence of shallow marine areas in marginal segments (containing *Tigillites* Community, Havlíček 1982), by rather steep, tectonically predisposed basin slopes and by relatively flat and deep basin floor in narrow central segment.

The late Ordovician sedimentary sequence of the Prague Basin more or less represents only basinal environment of the central segment (in the sense of Havlíček 1980, 1981). Shallow-water sediments of marginal segments, perhaps including complete basin slopes, were lost due to Hercynian deformation of the basin and subsequent erosion. We lack direct evidence of the environmental changes in marginal segments. Our conclusions are based solely on direct observations of changes of sediments and faunal assemblages in basinal conditions. The shallow-water environment in marginal parts could be assumed by analogy with

Lower Ordovician shallow water facies preserved in the Prague Basin.

Comparatively deep-water environment persisted in the central part of the Prague Basin during the Králodvor. It is characterized by sedimentation of grey-green clayey shales and/or mudstones containing a sequence of low-diversified deep water faunal assemblages. The *Rafanoglossa leiskowiensis* Community, assigned by Havlíček (1982) to the benthic assemblage 6, was replaced by *Dedzetina macrostomoides* Community confined to silty shales and proposed to indicate a temporary shallowing of the sea (in about benthic assemblage 4–5; Havlíček 1982). The *Dedzetina* Community in some aspects recalls the *Foliomena* Community assigned by Sheehan (1973, 1979) to benthic assemblage 6.

The following sequence of the Králův Dvůr Formation contains graptolites, trilobites, ostracodes and nautiloids accompanied by minute lingulids (*Anx*) and plectambonitids (*Chonetoidea*) which belong to the reappeared *Rafanoglossa leiskowiensis* Community. Upper part of this sequence corresponds to our level A1. Clayey sediments of the level A1 with few brachiopods and nearly no other sessile organisms are supposed to be equal to deep-water assemblage 6 and laterally might tend to pass into graptolitic shale facies (not developed at the present area of the basin).

In the latest Králodvor appears a layer of silty-clay shale with increased carbonate content, locally passing into a thin bank of muddy limestone (level B1). It contains distinct deep-water *Proboscisambon* Community across the whole basin. The layer with *Proboscisambon* Community bears prolific, in many aspects unique association in comparison with underlying sequence containing large amount of sessile elements (cystoids, brachiopods, blastoids, rare bryozoans). However, vagile organisms remain dominant in the community, represented mostly by trilobites and ostracodes; gastropods are less common, many other groups occur sparsely. Among brachiopods, minute strophomenids (especially plectambonitids) and orthids dominate, other brachiopod groups (triplesiids, inarticulates) are rare.

Sudden appearance of high-diversified *Proboscisambon* Community might be caused by moderate shallowing of the basin (still in the depth range of benthic assemblages 6–5) and was probably accompanied by an improvement of some other environmental factors. Bathymetrically controlled ameliorating of basin floor water layers temperature, increase of oxygen content and higher food supply allowed immigration of rich benthic assemblage (in part of Anglo-Scandic origin) from extra-basinal area and formed distinct deep-water basin floor *Proboscisambon* Community.

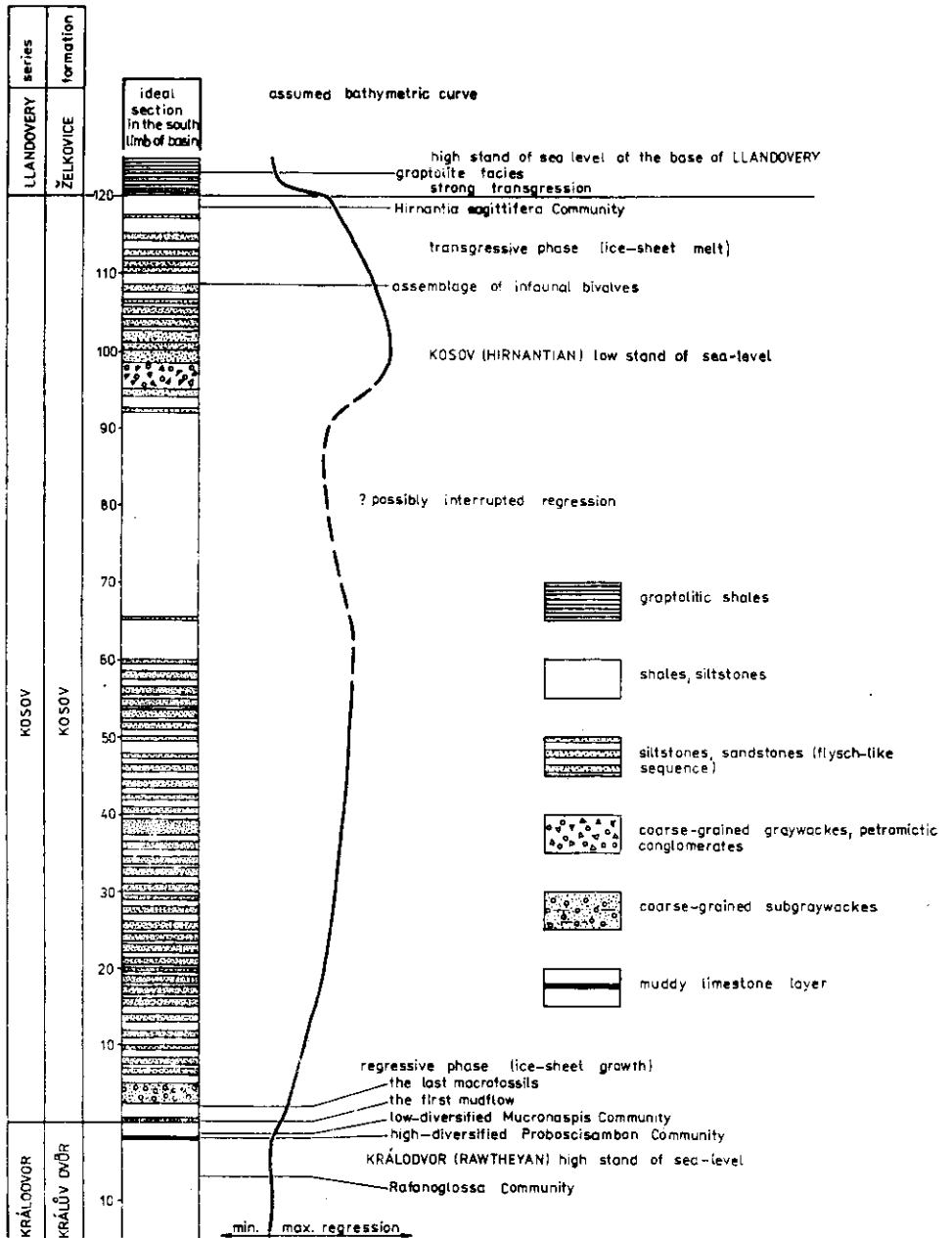
During a short time however, the continuous shallowing of the Prague Basin accompanied by water cooling due to the beginning glaciation of Gondwanaland stopped immigration and destroyed the deep water assemblage with Anglo-Scandic elements. The sudden disappearance of rich Proboscisambon Community is correlated with the initial extinction phase (Brenchley 1984) which affected mainly the deeper shelf communities, chiefly inhabited by trilobites, cystoids and gastropods.

Destroyed Proboscisambon Community was replaced by less diversified, trilobite dominated *Mucronaspis* Community, inhabiting more shallow environments (benthic assemblage 4--5 according to Lesperance 1974). *Mucronaspis* Community is confined to several tens of centimetres of clayey shale with increased silty admixture (level B2). The *Mucronaspis* Community is composed of two trilobite species of *Mucronaspis*, rarely accompanied by the third one of *Duftonia*. Minute smooth bivalves and hyolitids are common, gastropods, conulariids and graptolites of one species occur scarcely. Brachiopods and other sessile organisms are missing.

All the sections continue by silty shales (level C) with unusually sparsely disseminated organic remains (*Mucronaspis* and bivalves) that give evidence of continued extinction within the *Mucronaspis* Community. Increased supply of silty material reaching the basin floor is explained by shore-line progradation caused by the developing glacio-eustatic regression.

High sedimentation rate during the following strong regressive phase led to the instability of sedimentary accumulations at the more or less oversteepened basin slopes. Ensuing slumps and gravity flows could well be initiated by tectonic quakes which are not unusual in such a tectonically controlled basin. Originally nearshore material was removed by slumps and mudflows down the slope and across the basin floor. Coarse-grained near-shore deposits mixed with relatively deep water silty-clayey material gave origin to subgraywackes with high content of silty-clayey matrix (levels D and F). Especially the first subgraywacke sequence (level D) bears a lot of subangular fragments of underlying clayey shales of the Králův Dvůr Formation and demonstrates erosional ability of mudflows. Common appearance of gravity flow deposits of Hirnantian age was discussed by Brenchley - Newall (1984). According to them, unusually widely distributed gravity flow sediments marked deeper-water regressive sequences while the regressive sequences in shallow-water conditions are marked by massive sandstones filling the channels and by erosional surfaces. Cross stratifications are common in these sandstones.

Both subgraywacke sequences (levels D and F) are characterized by



4. Ideal section from the Králův/Kosov boundary up to the Kosov/Llandovery (Ordovician/Silurian) boundary in the Prague Basin
The diagram shows assumed bathymetric curve related to principal environmental and biotic changes

nearly constant thickness, grain size distribution and content of silty-clayey matrix over the whole basin. For that reason we judge that the clastic material was supplied from the whole basin periphery, in fact from both marginal segments. Constant nature of mudflow beds contradicts the possibility of local supply or asymmetrical influx of gravity flow deposits from the only side and/or marginal segment of the basin. The Králodvor/Kosov boundary sections unusually resemble each other around the whole basin and seem to be originated under basin floor conditions, at least several kilometres away from the sources of mudflows. The distance should not have been too long according to the Havlíček's (1980, 1981) conception of the Prague Basin as a linear depression.

Subgraywacke sequences (level D and F) are interpreted as being composed of high-density proximal turbidites, and/or low-energy mudflows. It is suggested by their sedimentary structures, bed thickness, ungraded beds, clay "pelagic" intercalations, sharp and/or erosional surfaces of individual beds, associated slumps, grain size distribution.

Grey silty shales of the level E have been recorded between the subgraywacke sequences in all sections. They could represent possible interruption of rather strong regressive phase which is marked by gravity flow deposition. Increased supply of silty and sandy material (sandy intercalations of level E) is explained by shore line progradation which accompanied glacio-eustatic regression.

Last elements of *Mucronaspis* Community (*Mucronaspis* fragments and bivalves) have been rarely recorded in shales of the level E. The last fauna appears to be totally destroyed during the second gravity flow deposition (level F). The subgraywacke sequence of the level F documents the continuing drop in sea-level. The rest of incoherent, coarse-grained, originally near-shore sediments was displaced over the marginal shallows edge and transported by mudflows across the basin slope into the basin floor environment.

Repeated calming of sedimentation could be observed after deposition of the second subgraywacke sequence. It is illustrated by deposition of clayey shales with variable silty admixture. The reason could be found in interrupted regression, perhaps accompanied by tectonic quieting.

The Kosov sequence of the Prague Basin seems to be influenced by specific conditions of the linear sedimentary depression. Early Hirnantian increase of tectonic activity recorded by Deynoux - Trompette (1981) from Moroccan Sahara was reported later from the Oslo Region (Brenchley - Cocks 1982). The similar increase of tectonic activity could have been reflected also in the Kosov sequence of the Prague Basin.

The most of the Kosov Formation is formed by flysch-like sequence (beginning in level H). It could be explained by further glacio-eustatic drop in sea-level. Marginal segments of the basin emerged. Silty and sandy material appears to have been mainly eroded from widely exposed Early Paleozoic sediments. It was recycled and carried by channels into the basin as gravity flows and slumps. Flysch-like sequence is considered to have originated with the contribution of earthquakes (K u k a l 1963 and H a v l í č e k 1982) and/or storms.

Within the flysch-like sequence, the shaly member (well exposed at Hlásná Třebaň locality, B o u č e k - P ř i b y l 1958) seems to support the idea of sea-level oscillation within the glacial period (B r e n c h l e y - N e w a l l 1984). However, this consideration should be further confirmed. The flysch-like sequence culminated by banks of ill-sorted coarse-grained pebbly, subgraywackes, sandstones and fine-grained petromict conglomerates of several meters in thickness. Coarse clastics are supposed to correspond to shallow water conditions and to reflect maximum regression during the Hirnantian (Kosov) low stand of sea-level. Emerged marginal segments were deeply notched by channels. The channels carried a lot of clastic material that was quickly deposited in conspicuously shallow water environment. The shallow water environment during the deposition of subgraywackes and conglomerates was also assumed by K u k a l (1985). Another evidence of shallow water conditions is given by monotonous assemblages of infaunal bivalves which occur in these clastics (according to H a v l í č e k 1982, they account for intertidal environment).

The subsequent large transgression reflects ice-sheet decay during the Ordovician/Silurian boundary interval. In the Prague Basin the transgression was described by H a v l í č e k (1982) and Š t o r c h (1986). Evidence suggests that the Hirnantia fauna inhabited the Prague Basin during the initial phase of this transgression in the uppermost Kosov Formation.

Stratigraphy and correlation

The exact correlation of Králodvor-Kosov sequence with standard British stages on biostratigraphical basis is still uncertain. The typical Rawtheyan faunas have been discovered only in Anglo-Scandic Province up to this time. They could be compared with the upper Králodvor communities. However, widely distributed Hirnantia fauna appears only at the top of the Kosov (Hirnantian) sequence in Bohemia. For this reason, we must follow the B r e n c h l e y's (1984) opinion that the exact

just on, or somewhat below, the Králodvor/Kosov boundary. Maximum interval between assumed Rawtheyan age strata and the strata of Hirnantian varies from 0.2 m up to 5 m in the Prague Basin. The Králodvor/Kosov boundary is drawn at the base of the first subgraywacke (level D) according to Havlíček - Vaněk (1966) and Havlíček - Marek (1973) and corresponds to the boundary between the Králův Dvůr and Kosov Formations.

Uncommon and rather monotonous graptolite fauna occurs through the whole Králův Dvůr Fm. Five species have been recorded up to now: *Climacograptus angustus* (Perner), *Glyptograptus teres* Perner, *Rectograptus truncatus fritschi* (Perner), *Plegmatograptus* (?) *chuchlensis* Přibyl and *Dicellograptus anceps* (Nicholson). The graptolites have not yet been applied in detailed stratigraphy of the formation. Precise stratigraphic determination of old collections is mostly impossible.

The recent findings of graptolites in the sections studied are demonstrated in pl. 1. *Dicellograptus* cf. *anceps* (Nicholson) rarely occurs up to the level A1. The A1 is characterized by common *Climacograptus angustus* (Perner) across the whole basin and is signed here as *Climacograptus angustus* Horizon. The B2 level contains the last graptolites. *Glyptograptus* cf. *teres* Perner is common in some localities (*Glyptograptus* cf. *teres* Horizon). The next graptolites were found in the top-most Kosov together with Hirnantia fauna (Marek 1954, Štorch 1982).

Conclusions

Considerable changes in lithology and fossil biota at the Králodvor/Kosov boundary and the complete Kosov Series could be well explained by glacio-eustatic model presented by Brenchley - Newall (1984) and Brenchley (1984). Originally, this model was chiefly based on data from the Anglo-Scandic Province. Recently, analogous data have been also obtained from the Prague Basin (Bohemia).

The upper part of the Králův Dvůr Formation (Králodvor) is characterized by the deposition of shales with occasional limestone nodules or lenses (level A). Comparatively deep water and rather monotonous faunal assemblage of the level A is followed by rich and high-diversified Proboscisambon Community in the calcareous layer (level B1) developed in the uppermost part of the Králodvor. The Proboscisambon Community contains more than 70 genera, mostly trilobites, ostracods, brachiopods, cystoids, gastropods. Some trilobites resemble warm water Rawtheyan faunas (*Leonaspis*, *Miraspis*, *Decoroproetus*, *Zetaproetus*, *Staurocephalus*,



Branik section. Main subgraywacke sequence of the lowermost Kosov Formation (level F) with the slump layer in the middle part (between white arrows). The sequence of level F is overlain by shales of level G (above the white bar). The base of level F is marked by white bar in the lower right corner.
Photo by P. Štorch

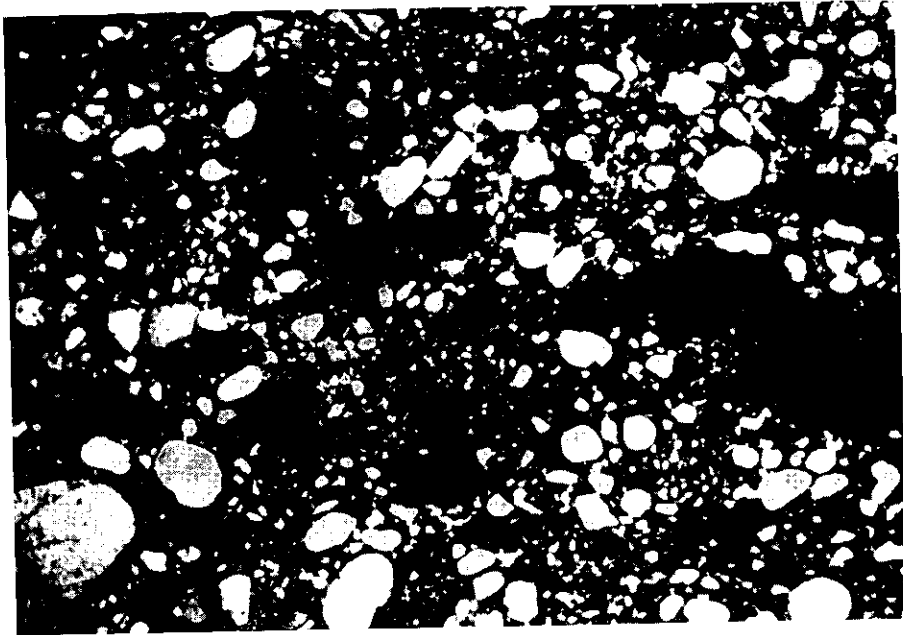


Branik section. Tightly infolded slump balls of the slump layer [subgraywacke sequence of level F].

Photo by P. Štorch



1. Muddy limestone with fragments of cystoids and trilobites. Thin section. Libomyšl. Calcareous layer in the upper part of Králův Dvůr Formation (level B1a). X18.



2. Coarse-grained subgraywacke with subangular clay fragments. Thin section. Zličín. The base of Kosov Formation (level D). X14.6.

Photo (1) ÚÚG — N. Hrdličková, (2) P. Štorch



1



2



3



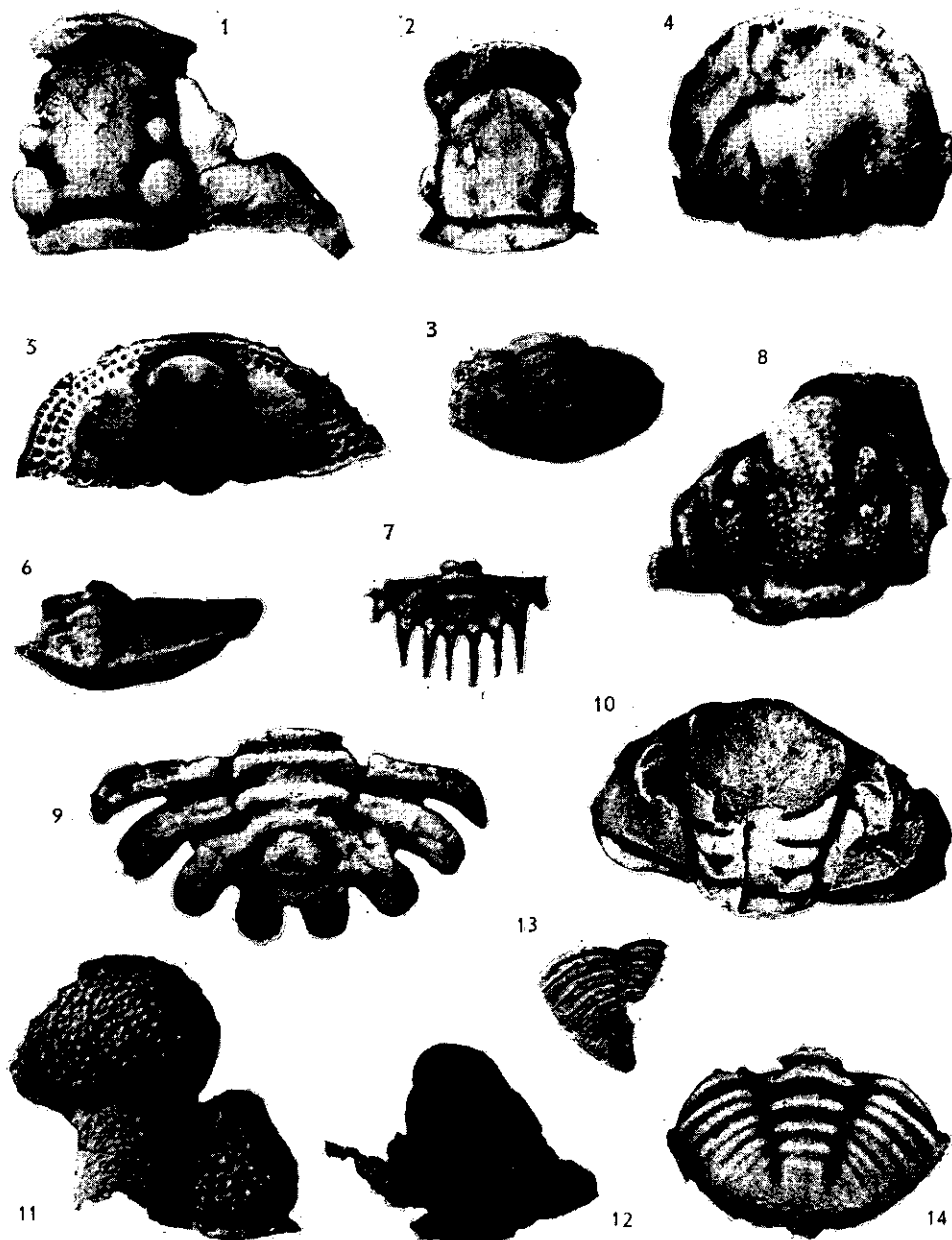
4



5

Graptolites of the upper Králův Dvůr Formation. 1. *Plegmatograptus* (?) *chuchlensis* Přibyl, X4. 2. *Glyptograptus* cf. *teres* Perner, X4. 3,4. *Climacograptus angustus* (Perner), X4. 5. *Dicellograptus* cf. *anceps* (Nicholson), X3. Localities: 1,2 — Liteň; 3,4,5 — Malá Ohrada.

Photos by P. Štorch



Proboscisambon Community. 1. *Gravicalymene asperula* Vaněk, X2.5. 2,3. *Decoroproetus mergli* Šnajdr, X4. 4. *Stenopareia oblita* (Barrande), X3.5. 5,6. *Cryptolithus kosovienensis* Marek, X4.5; X4. 7,8. *Bojokoralaspis* sp., X4. 9. *Actinopeltis carollalexandri* [Hawle & Corda], X3.5. 10,14. *Kloucekia* sp., X3; X4. 11. *Staurocephalus clavifrons* Angelin, X6. 12. *Trochurus* sp., X10. 13. *Zetaproetus michle* Šnajdr, X4.7. Localities: 1,3,11,12,13 — Jezerka; 2,4—10,14 — Vráž.

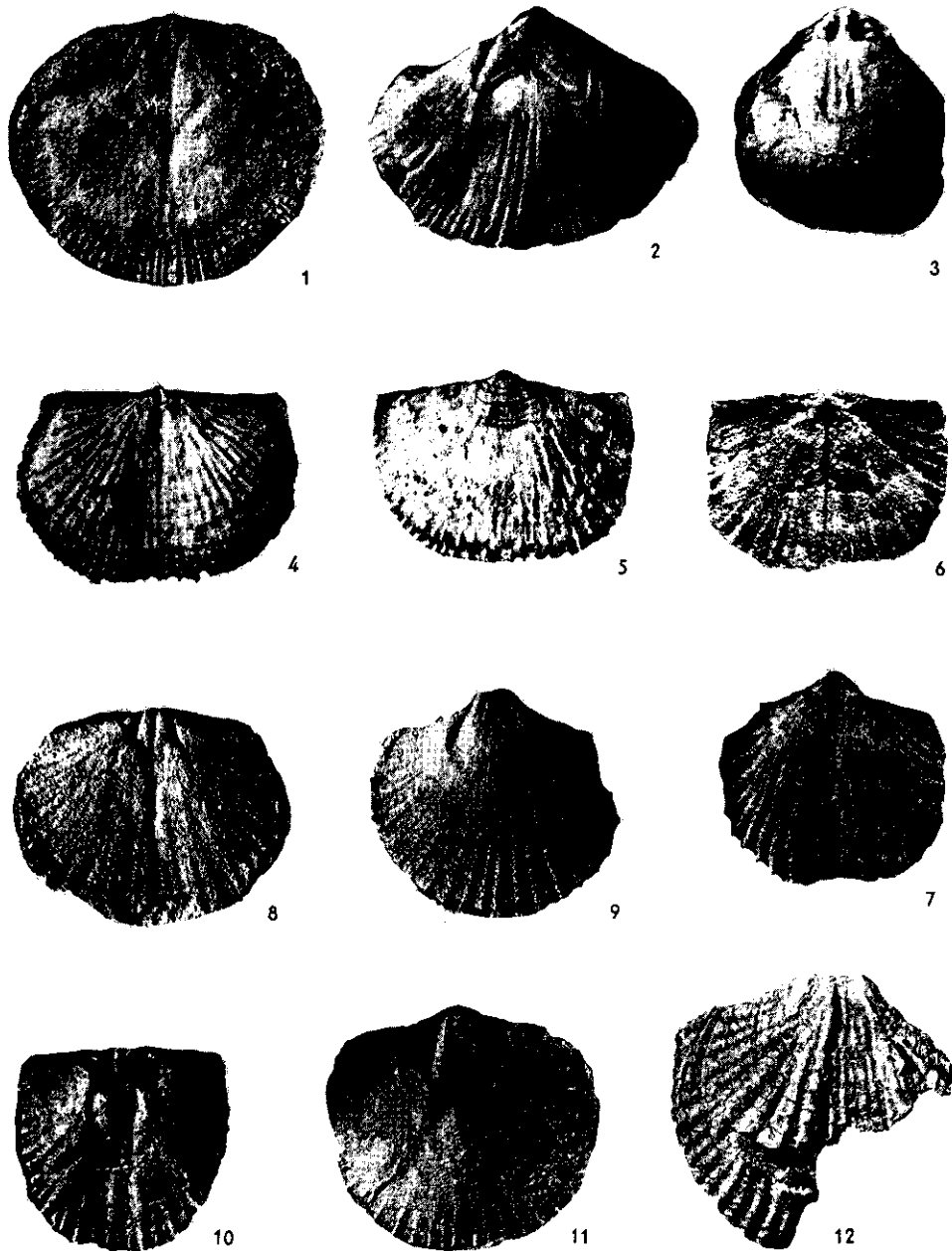
Photos by M. Mergl and P. Štorch

of the new transgression at the end of the glaciation. The assumed bathymetric curve is shown in text-fig. 4.

*K tisku doporučil V. Havlíček
Přeložili autoři*

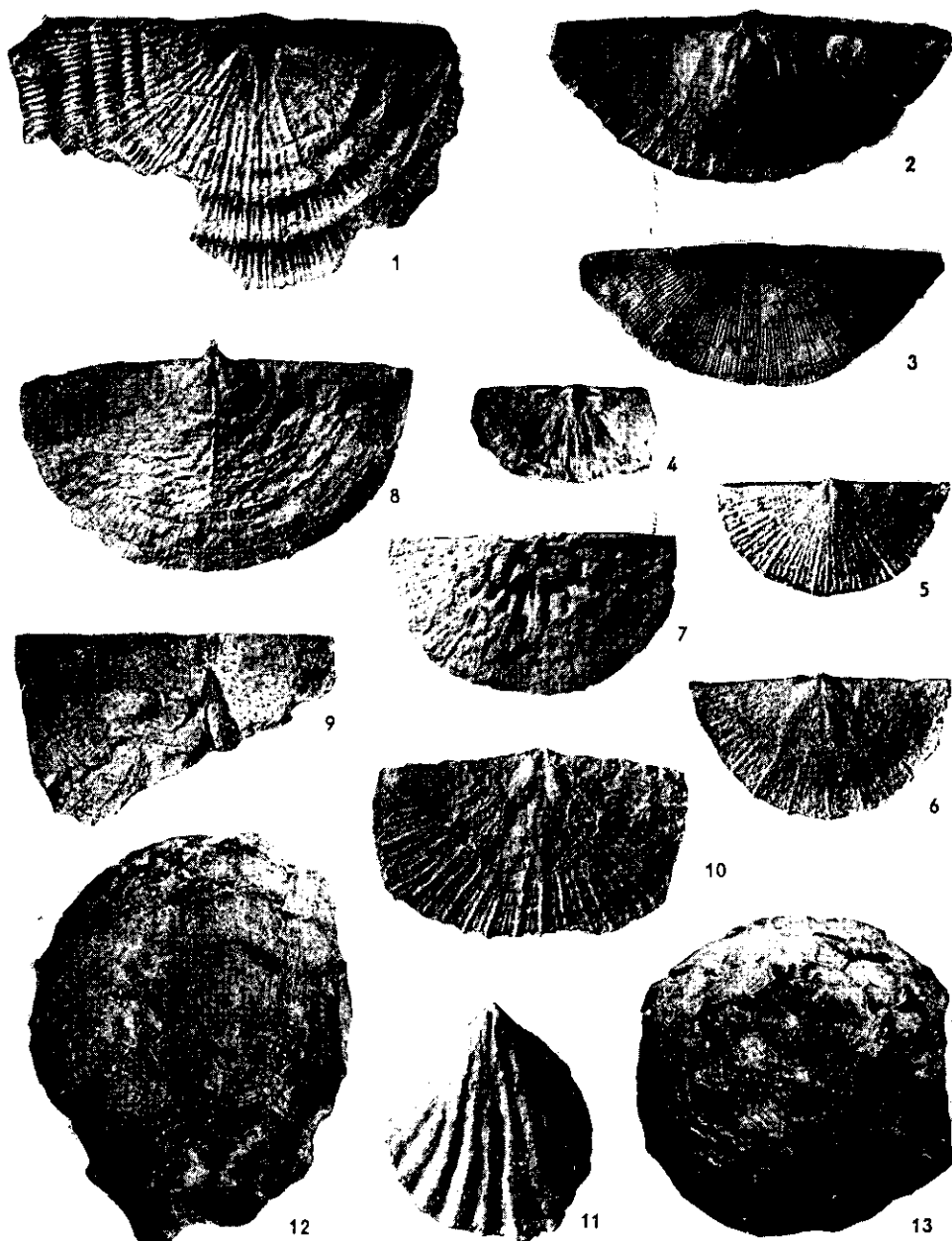
References

- Bancroft B. B. (1933): Correlation tables of the Stages Costonian—Onnian in England and Wales. 1—4. — Privately printed. Blakeney.
- Bergström J. (1968): Upper Ordovician brachiopods from Västergötland, Sweden. — *Geologica et Palaeont.*, 2, 1—35. Marburg.
- Berry W. B. N. - Boucot A. J. (1973): Glacio-eustatic control of Late Ordovician—Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 275—284. New York.
- Beuf S. - Biju-Duval B. - Stevaux J. - Kulbicki G. (1966): Ampleur des glaciations "siluriennes" au Sahara. — *Rev. Inst. franc. Pétrole*, 31, 363—380. Paris.
- Bouček B. - Přibyl A. (1958): Studie o litologii kosovských vrstev českého ordoviku. — *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 68, 8, 1—59. Praha.
- Boucot A. J. (1975): Evolution and extinction rate controls. — Elsevier, Amsterdam.
- Brenchley, P. J. (1984): Late Ordovician extinctions and their relationship to the Gondwana glaciation. In: Brenchley P. J. (Ed.). *Fossils and climate*. — John Wiley & Sons Ltd.
- Brenchley P. J. - Cocks L. R. M. (1982): Ecological associations in a regressive sequence: the latest Ordovician of the Oslo-Asker district, Norway. — *Palaeontology*, 25, 783—815. London.
- Brenchley P. J. - Cullen B. (1984): The environmental distribution of associations belonging to the Hirnatia fauna. — Evidence from North Wales and Norway. In: Bruton D. L. (Ed.): *Aspects of the Ordovician System, Palaeontological contributions from the University of Oslo*, 295. — Universitetsforlaget. Oslo, Bergen, Stavanger, Tromsø.
- Brenchley P. J. - Newall G. (1980): A facies analysis of upper Ordovician regressive sequence in the Oslo Region, Norway — a record of glacio-eustatic changes. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 31, 1—38. Amsterdam.
- (1984): Late Ordovician environmental changes and their effect on faunas. In: Bruton D. L. (Ed.): *Aspect of the Ordovician System, Palaeontological contribution from the University of Oslo*, 295. — Universitetsforlaget. Oslo, Bergen, Stavanger, Tromsø.
- Brookfield M. E. (1973): The life and death of *Torquirhynchia incostans* (Brachiopoda, Upper Jurassic) in England. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 13, 241—259. Amsterdam.
- Bruton D. L. (1966): A revision of the Swedish Ordovician Odontopleuridae. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, 43, 1—40. Uppsala.
- Cadeé, G. C. (1982): Population dynamics in brachiopods. — *Lethaia*, 15, 1, 65—66. Oslo.
- Chlupáč I. (1951a): Profil královskými břidlicemi {Ashgillian} u Velké Chuchle. — *Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd.*, 1950, 1, 1—10. Praha.



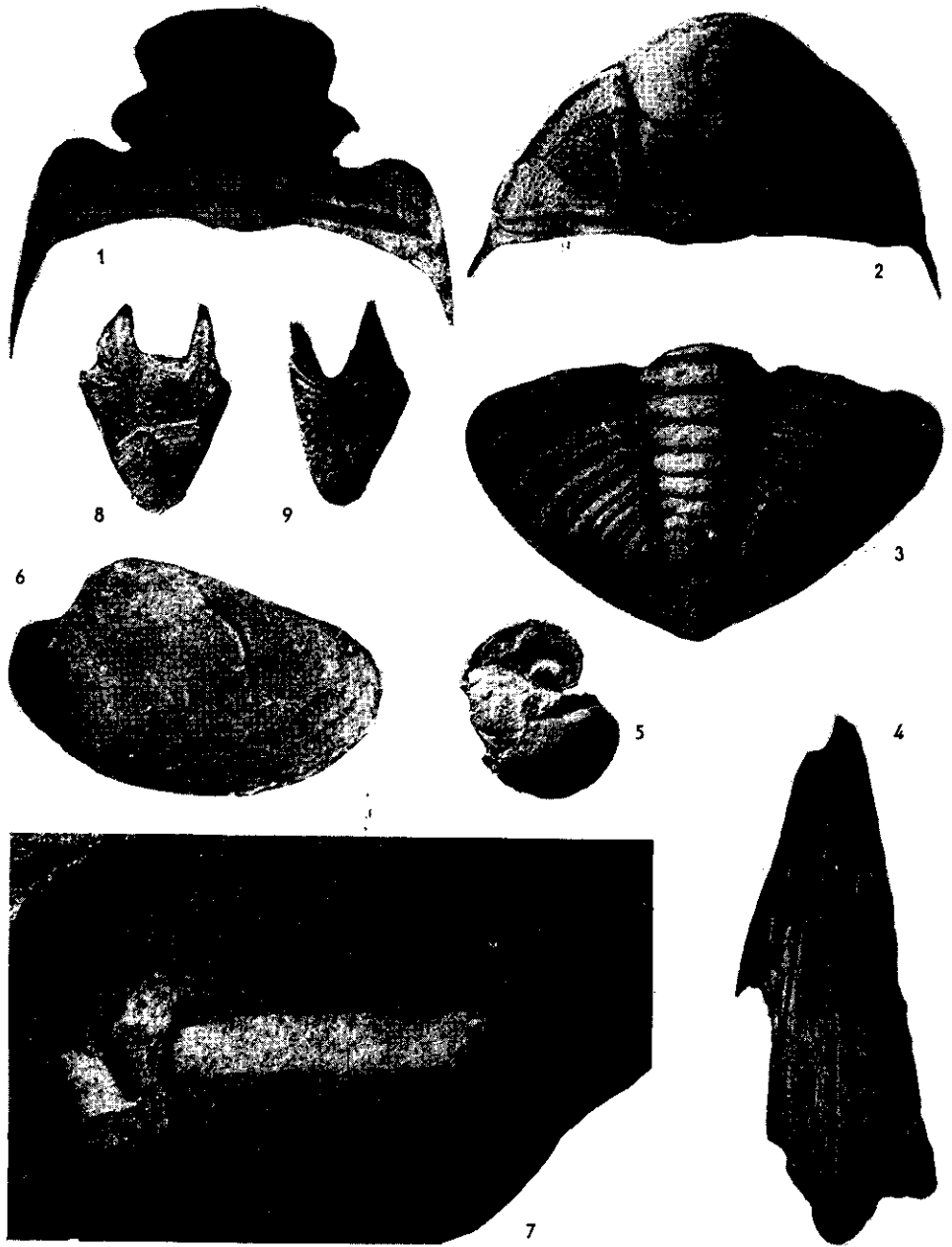
Proboscisambon Community. 1,2. *Boticium boticum* Havlíček & Mergl, $\times 3.6$. 3. *Hindella* sp., $\times 7.2$. 4,5. *Jezerca ostiaria* Havlíček & Mergl, $\times 3.2$. 6,7. *Epitomyonia dorsicava* Havlíček & Mergl, $\times 4$. 8,9. *Saloptna slehoferi* Havlíček & Mergl, $\times 5.1$; $\times 5.3$. 10,11. *Ravozetina optima* Havlíček & Mergl, $\times 6$. 12. *Cliftonia* sp., $\times 4$. Locality: 1–12 — Jezerka.

Photos by M. Mergl



Proboscisambon Community. 1. *Leptaena* cf. *rugosa* (Dalman), X5.3. 2—4. *Kozlowskites ragnari* Sheehan, X4. 5—7. *Aegironetes tristis* (Barrande), X8.7; X6.6; X7.4; X8.9. *Proboscisambon quaesitus* (Barrande), X6; X5.5. 10. *Anoptambonites monetus* (Barrande), X9.1. 11. *Boanastrophia* sp., X10. 12. *Echinosphaerites* sp. A, X2.6. 13. *Echinosphaerites* sp. B, X2.6. Locality: 1—13 — Jezerka.

Photos by M. Mergl



Mucronaspis [1—7] and Proboscisambon [8,9] Communities. 1,2. *Mucronaspis grandis* [Barrande], $\times 3.3$; $\times 6.4$. 3. *Mucronaspis genabina* Šnajdr, $\times 3.1$. 4. *Conularia* sp., $\times 3.2$. 5. *Sinultes* sp., $\times 4$. 6. bivalve sp. indet., $\times 4.5$. 7. *Bifungites* sp., $\times 1.8$. 8,9. *Mespilocystites tragervanicus* LeMenn, $\times 7$. Localities: 1,3,6 — Zličín; 2,4 — Malá Ohrada; 5 — Libomyšl; 7 — Modřany; 8,9 — Jezerka.

Photos by M. Mergl

"*Harpes*", *Trochurus*); brachiopods are well comparable with the brachiopods of Jerestadt Mudstones from South Sweden.

Both the fauna and the deposition of sediments changed at the Králodvor/Kosov boundary. These changes are characterized by:

1) Sudden disappearance of the Proboscisambon Community at the top of the B1. This appears to correspond to the earliest phase of the glacially induced extinction of deep shelf trilobite-cystoid-gastropod faunas as described by Branchley (1984).

2) Replacement of the Proboscisambon Community by much less diversified *Mucronaspis* Community (levels B2,C). The latter is quickly reduced (level C) and totally destroyed during the basal Kosov Fm. (levels D, E, F). The extinction is supposed to be caused by cooling accompanied by a distinct drop in sea-level.

3) Distinct change and decrease in bioturbation even though the sediments are of the same nature (shales of the levels A, E, G).

4) Disappearance of calcareous nodules. The last calcareous layer, muddy limestone of level B1, is followed by shales (B2) and silty shales (C).

5) Suggested subsequent glacio-eustatic regression triggered mudflows depositing subgraywackes of the levels D,F.

Considerable and analogous changes in lithology and faunal assemblages allow to correlate the Králodvor/Kosov boundary interval with that of Rawtheyan/Hirnantian in terms of the event stratigraphy. Rawtheyan/Hirnantian boundary is referred to the level exactly on, or somewhat below (within the level C), the Králodvor/Kosov boundary in Bohemian sections (text-fig. 2). Nevertheless, there is comparatively small difference between the setting of the boundary of British standard stages and the boundary of Bohemian units (max. difference 0.2—5 m), as related to the thicknesses of Bohemian sequence (50—150 m for Králodvor sequence, 40—120 m for Kosov sequence).

Glacio-eustatic concept is also supported by the character of the overlying Kosov sequence. A distinct flysch-like nature of the Kosov Formation is supposed to reflect continuing glacio-eustatic regression. Branchley (1984) proposed a low stand of sea-level in the upper Hirnantian. It well fits the deposition of shallow water pebbly subgraywackes, sandstones and conglomerates in the upper Kosov Fm.

Coarse-grained clastics passed subsequently into overlying sandstones and siltstones. The sequence culminates with shales containing the rich Hirnantia fauna (benthic assemblage 3—4 according to Havlíček 1982). The Hirnantia fauna is supposed to accompany the initial phase

- (1951b): Stratigrafické poměry královských břidlic u Karlíka a Zadní Třebáň. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 26, 194—212. Praha.
- (1953): Poznámky ke stratigrafii královských břidlic v okolí Litně. — *Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd.*, 122, 28—33. Praha.
- Cocks, L. R. M. - Fortey, R. A. (1986): New evidence of the South African Lower Palaeozoic: age and fossils reviewed. — *Geol. Mag.*, 123 (4), 437—444. Cambridge.
- Cooper, A. H. (1980): The stratigraphy and palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area north of Dornes (near Figueiro dos Vinhos), Central Portugal. — Unpublished Ph.D. thesis, University of Sheffield.
- Dean, W. T. (1971): The trilobites of the Chair of Kildare Limestone (Upper Ordovician) of Eastern Ireland. — *Monogr. Palaeontogr. Soc.*, 1, 1—60. London.
- (1974): The trilobites of the Chair of Kildare Limestone (Upper Ordovician) of Eastern Ireland. — *Monogr. Palaeontogr. Soc.*, 2, 61—98. London.
- (1977): The trilobites of the Chair of Kildare Limestone (Upper Ordovician) of Eastern Ireland. — *Monogr. Palaeontogr. Soc.*, 3, 99—129. London.
- Deynoux, M. - Trompette, R. (1981): Late Ordovician tillites of the Taoudeni Basin, West Africa. In: Hambrey, M. J. - Harland, W. B. (Eds.): *Earth's pre-Pleistocene glacial record.* — Cambridge University Press. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney.
- Dzulynski, S. - Walton, E. K. (1965): Sedimentary features of flysch and greywackes. — *Developments in Sedimentology*, 7. Elsevier. Amsterdam, London, New York.
- Hambrey, M. J. - Harland, W. B. (1981): *Earth's pre-Pleistocene glacial record.* — Cambridge University Press. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne, Sydney.
- Harper, D. A. T. (1979): The environmental significance of some faunal changes in the Upper Ardwillean succession (upper Ordovician), Girvan, Scotland. In: Harris, A. L. - Holland, C. H. - Leake, B. E. (Eds.): *The Caledonides of the British Isles.* — *Geol. Soc. London.* London.
- (1980): The brachiopod *Foliomena* fauna in the upper Ordovician Ballyvorgan Group of Slieve Bernagh, County Clare. — *J. Earth Sci. Roy. Dublin Soc.*, 2, 189—192. Dublin.
- Havlíček, V. (1980): Vývoj paleozoických pánví v Českém masívu (kambrium—spodní karbon). — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 34, 31—65. Praha.
- (1981): Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician—Middle Devonian; Barrandian area — central Bohemia). — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 35, 7—48. Praha.
- (1982): Ordovician in Bohemia: development of the Prague Basin and its benthic communities. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 37, 103—136. Praha.
- (1989): Climate changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 44. Praha.
- Havlíček, V. - Marek, L. (1973): Bohemian Ordovician and its international correlation. — *Čas. Mineral. Geol.*, 18, 3, 225—232. Praha.
- Havlíček, V. - Mergl, M. (1982): Deep water shelly fauna in the latest Královodvorian (upper Ordovician, Bohemia). — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 57, 1, 37—46. Praha.
- Havlíček, V. - Vaněk, J. (1966): The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. — *Sbor. geol. Věd, Paleont.*, 8, 7—69. Praha.
- Ingham, J. K. (1974): A monograph of the upper Ordovician trilobites from the

- Cautley and Dent districts of Westmorland and Yorkshire. — *Monogr. Palaeontogr. Soc.*, 2, 59—87. London.
- (1977): A monograph of the upper Ordovician trilobites from the Cautley and Dent districts of Westmorland and Yorkshire. — *Monogr. Palaeontogr. Soc.*, 3, 89—121. London.
- Ingham, J. K. - Wright, A. D. (1970): A revised classification of the Ashgill Series. — *Lethaia*, 3, 233—242. Oslo.
- Kielan, Z. (1959): Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. — *Palaeont. pol.*, 11, 1—198. Warszawa.
- Kukal, Z. (1961): Složení a vznik sedimentů vrstev kosovských barrandienského ordoviku. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 36, 347—350. Praha.
- (1963): Výsledky sedimentologického výzkumu barrandienského ordoviku. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 1, 103—138. Praha.
- (1985): Vývoj sedimentů Českého masivu. — *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 61, 5—221. Praha.
- Lespérance, P. J. (1968): Faunal affinities of the trilobite faunas, White Head Formation, Percé region, Québec, Canada. — *23rd. Int. Geol. Congr., Czech. Rep. Proc. Sec.*, 9, 145—159. Praha.
- (1974): The Hirnantia fauna of the Percé area (Québec) and the Ordovician-Silurian boundary. — *Amer. J. Sci.*, 274, 10—30. New Haven.
- Lespérance, P. J. - Sheehan, P. M. (1976): Brachiopods from the Hirnantian stage (Ordovician-Silurian) at Percé, Québec. — *Palaeontology*, 19, 719—731. London.
- Marek, L. (1952): Příspěvek ke stratigrafii a fauně nejvyšší části břidlic kralodvorských (dřš). — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont.*, 19, 429—455. Praha.
- (1954): *Glyptograptus bohemicus*, n. sp. z vrstev kosovských (dřz). — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont.*, 21, 7—10. Praha.
- Owens, R. (1973): Ordovician Proetidae (Trilobita) from Scandinavia. — *Nor. geol. Tidsskr.*, 53, 117—181. Oslo.
- Richards, R. P. - Bambach, R. K. (1975): Population dynamics of some Paleozoic brachiopods and their paleoecological significance. — *J. Paleont.*, 49, 5, 775—798. Tulsa.
- Sheehan, P. M. (1973): Brachiopods from the Jerrestad Mudstone (Early Ashgillian, Ordovician) from a boring in Southern Sweden. — *Geologica et Palaeont.*, 7, 59—76. Marburg.
- (1979): Swedish late Ordovician marine benthic assemblages and their bearing on brachiopod zoogeography. In: Gray, J. - Boucot, A. J. (Eds.): *Historical biogeography, plate tectonics and the changing environment.* — Oregon State University Press.
- Sheehan, P. M. - Lespérance, P. J. (1978): The occurrence of the Ordovician brachiopod *Foliomena* at Percé, Québec. — *Canad. J. Earth. Sci.*, 15, 3, 454—458. Ottawa.
- Spjeldnaes, N. (1961): Ordovician climatic zones. — *Nor. geol. Tidsskr.*, 41, 45—77. Bergen.
- Štorch, P. (1982): Ordovician—Silurian boundary in the northernmost part of the Prague Basin (Barrandian, Bohemia). — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 57, 4, 231—236.
- (1986): Ordovician-Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 41, 69—103. Praha.
- Zeman, J. (1978): Deep-seated fault structures in the Bohemian Massif. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 31, 155—185. Praha.

Hranice královor/kosov

a změny prostředí ve svrchním ordoviku v pražské pánvi

(Résumé anglického textu)

Petr Štorch - Michal Mergl

Předloženo 19. března 1986

Předložená práce se zabývá vývojem sedimentace a faunistických společenstev v pražské pánvi na konci ordoviku. Výrazné litologické a faunistické změny na hranici královorského a kosovského souvrství dávají autoři do souvislosti se vznikem rozsáhlého zalednění Gondwany. V souladu s glacio-eustatickou koncepcí vycházející ze studia profilů ve Velké Británii, Skandinávii, v USA a v dalších oblastech (Berry - Boucot 1973, Brenchley 1984, Brenchley - Newall 1984) je vysvětlován i celý vrstevní sled kosovského souvrství.

Rozsáhlé svrchnoordovické zalednění Gondwany se projevilo globálním ochlazením a značným poklesem mořské hladiny v důsledku růstu obrovského kontinentálního ledovce pokrývajícího značnou část Gondwany. Glacio-eustaticky podmíněné faciální a faunistické změny se projevily logicky nejen na zahraničních profilech, ale můžeme je sledovat i ve svrchním ordoviku pražské pánve. Z časového hlediska lze navíc považovat nástup těchto změn za synchronní událost („event“). Projevy glacio-eustatické regrese jsou v pražské pánvi ovlivněny jednak paleogeografickou pozicí pánve na severním předpolí zaledněného jižního kontinentu (Havlíček 1989) a jednak geotektonickým postavením a charakterem pánve.

V předložené práci vycházíme z Havlíčkovy (1980, 1981, 1982) koncepce pražské pánve jako tektonicky založené lineární sedimentační deprese s příkře upadajícími svahy, úzkým a relativně plochým dnem a s mělkými plošinami na křídelných segmentech. Ve svrchním ordoviku máme k dispozici přímé doklady pouze o vývoji dna pánve, neboť sedimenty většiny svahu a plošin se nezachovaly.

Naše výzkumy navazovaly rovněž na sedimentologické studie Boučka - Přibyla (1958) a Kukala (1961, 1963), na výzkumy profilů a faunistických společenstev prováděné Chlupáčem (1951a, 1951b, 1953) a Markem (1952). Při studiu stratigrafie a společenstev jsme dále vycházeli především z prací Havlíčka a Vaňka (1966),

Havlíčka a Marka (1973) a Havlíčka a Mergla (1982).

Naše závěry vycházejí hlavně z komplexního studia třinácti profilů hranicí královor/kosov (příl. 1). Profily byly situovány téměř rovnoměrně po celém obvodu pánve (obr. 1). Všechny jsou si natolik podobné, že mohly být popsány ve formě jednoho souhrnného ideálního profilu. Jeho vrstevní sled byl pro lepší přehlednost rozdělen do několika neformálních litostratigrafických jednotek (poloha A1, A2, A3, B1a, B1b, B2, C, D, E, F, G, H), znázorněných na obrázku 2.

Ve svrchním královoru probíhala v dochované části sedimentačního prostoru klidná, jílovitá až prachovito-jílovitá sedimentace. Ukládaly se šedé nebo zelenošedé, často bioturbované břidlice s rozptýlenými karbonátovými konkrecemi. Dno pánve bylo osídleno chudým hlubokovodním bentickým společenstvem (*Rafanoglossa leiskowiensis* Community). Kromě trilobitů, brachiopodů a dalšího, převážně vagilního benthosu byli zastoupeni i graptoliti (zóna *Dicellograptus anceps*).

Nad břidlicemi a jílovci je vyvinuta tenká poloha hnědozelené vápnité břidlice (poloha B1a), často až jílovitého či prachovitého vápence, s bohatým bentickým společenstvem (*Proboscisambon* Community) s hojnými trilobity, ostrakody, brachiopody, ostnokožci a dalšími bentickými organismy. Náhlý růst diverzity fauny je dobře patrný na obrázku 2. Společenstvo obsahuje řadu druhů či rodů známých z anglo-skandinávské provincie (ve smyslu *S p j e l d n a e s e* 1961) a je obdobou bohatých faun rawtheyanského stáří.

Ve vyšších polohách společenstvo náhle mizí a v poloze B2 je nahrazeno mnohem chudším, převážně trilobitovým společenstvem (*Mucronaspis* Community). Kromě převládajících trilobitů rodu *Mucronaspis* se vyskytují ostrakodi, konulárie, mlži, gastropodi a poslední královorští graptoliti (*Glyptograptus cf. teres*). Výměna společenstev je po srovnání se zahraničními profily spojována s ochlazením v počáteční fázi zalednění.

Následující glacio-eustatická regrese způsobila kromě další redukce a posléze úplného zničení *mucronaspisového* společenstva také změnu sedimentace. Pokles hladiny vedl k rychlému přemístování nezpevněných písčitých mělkovodních sedimentů na hranu svahu a svah pánve. Příliš rychlá sedimentace na příkrých svazích pánve vedla ke vzniku gravitačních skluzů a bahnotoků. Pravděpodobné je i spolupůsobení synsedimentárních tektonických pohybů a otřesů uvažovaných *K u k a l e m* (1961, 1963) a *H a v l í č k e m* (1982). Na všech studovaných profilech vytvořily husté proudy v nejspodnějším kosovu dvě sekvence hrubozrnných drobovitých pískovců s vysokým obsahem prachovito-jílovité základní hmoty. Pískovce mají na všech profilech téměř konstantní zrnitostní složení i obdobnou mocnost. Spodní tenká poloha, tvořená něko-

lika po sobě následujícími proudy, představuje bázi kosovského souvrství a zároveň hranici mezi sériemi královor a kosov. Mezi oběma sekvencemi je všude vyvinuta poloha prachovitých břidlic s posledními zbytky mucronaspisového společenstva (úlomky trilobitů, mlži) a význačnými stopami (*Bifungites*).

V úseku mezi břidlicemi polohy B2 a prvními drobovitými pískovci (poloha D) mizí poslední karbonátové konkrce a čočky, téměř mizí bioturbace, přibývá prachové frakce v břidlicích a je drasticky redukována fauna. Po těchto změnách následuje sedimentace z gravitačních skluzů a bahnotoků (poloha D a později F). U glacio-eustaticky determinovaných sekvencí byly obdobné jevy popsány více autory (Brenchley - Newall 1984, Brenchley - Cocks 1982, Brenchley - Cullen 1984, Brenchley 1984). Vzhledem k synchronnímu charakteru glacio-eustatických změn lze poměrně přesně korelovat hranici královor/kosov v mediteránní provincii s hranicí stupňů rawtheyan/hirnantian v anglo-skandinávské provincii (obr. 2).

Následující flyšoidní vrstevní sled kosovského souvrství je pokládán za regresivní sekvenci vrcholící ve svrchním kosovu sedimentací mělkovodních (Kukal 1985), nevytříděných hrubozrnných drobovitých pískovců a jemnozrnných slepenců, obsahujících na více lokalitách mělkovodní monotónní mlžová společenstva (Havlíček 1982). Postupné zjemňování sedimentů doprovázené v nejvyšším kosovu invazí bohaté hirnantiové fauny do pražské pánve je možno spojovat s počínající glacio-eustatickou transgresí na konci zalednění. Batymetrická křivka odvozená z tohoto vrstevního sledu (obr. 4) odpovídá batymetrické křivce dedukované Brenchleym (1984).

Vysvětlivky k tabulkám

Tabulka 1. Procentuální zastoupení jednotlivých druhů brachiopodů ve vzorcích JE-1 a VR-1 (lokality Jezerka a Vráž).

Tabulka 2. Seznam fauny (Proboscisambon Community a Mucronaspis Community).

Vysvětlivky k obrázkům

1. Schematická mapa současného rozšíření královorského souvrství v pražské pánvi s vyznačením studovaných profilů.
1 — výchozy královorského souvrství; 2 — popaleozoické platformní sedimenty (svrchní křída, neogén); 3 — zlom; 4 — přesmyk; 5 — profil.
2. Ideální profil hranic královor/kosov v pražské pánvi; stratigrafie, litologie, diverzita fauny.
3. Velikostní distribuce misek u vybraných brachiopodů.
A — strophomenidy a plectambonitidi: 1 — *Anoptambonites moneta* (Barrande);

- 2 — *Aegironetes tristis* (Barrande); 3 — *Proboscisambon quaesitus* (Barrande); 4 — neurčitelné drobné misky. B — orthidy: *Epitomyonia dorsticava* Havlíček & Mergl. A = 81 kusů, B = 43 kusů. Lokalita Jezerka, vzorek JE-1).
4. Ideální profil vrstevním sledem v pražské pánvi od hranice královor/kosov po hranici kosov/llandover [ordovik/silur]. Diagram ukazuje předpokládanou batymetrickou křivku ve vztahu k hlavním změnám prostředí a faunistických společenstev.

Vysvětlivky k přílohám

Příl. 1

Korelace litologického vývoje a rozšíření fauny na profilech hranic královor/kosov v pražské pánvi.

1 — hrubozrnný drobovitý pískovec; 2 — skluzová vrstva uvnitř sekvence drobovitých pískovců (profil Braník); 3 — jílovitý vápenec polohy B1a; 4 — hnědozelená vápnitá břidlice polohy B1b; 5 — vápencové konkrce a čočky; 6 — pískovec; 7 — prachovitá břidlice; 8 — jílová břidlice, jílovec; 9 — bioturbace (tmavě skvrnitá břidlice); 10 — drobné limonitové konkrce; 11 — nepravidelně odlučné prachové břidlice (profil Libomyšl); 12 — vložka modrozeleného jílu (tufitu); 13 — trilobiti; 14 — brachiopodi (omezení pouze na polohu A1 a B1); 15 — mlži; 16 — graptoliti; 17 — stopy (Bifungites); 18 — vertikální rozšíření a četnost zastoupení hlavních faunistických skupin; 19 — tektonické porušení; 20 — dislokace (podélný zlom na profilu Modřany).

Příl. I

Profil Braník. Hlavní sekvence drobovitých pískovců nejspodnějšího kosovského souvrství (poloha F), ve střední části se skluzovou vrstvou (mezi bílými šipkami). Vrstevní sled polohy F následují břidlice polohy G (nad bílou čarou). Báze polohy F je označena bílou čarou v pravém dolním rohu záběru.

Foto P. Štorch

Příl. II

Profil Braník. Textury hnutí ve skluzové vrstvě (vrstevní sled drobovitých pískovců polohy F).

Foto P. Štorch

Příl. III

1. Jílovitý vápenec s úlomky cystoidů a trilobitů. Výbrus. Libomyšl. Vápnitá vrstva v nejvyšší části královorského souvrství (poloha B1a). 18X.
2. Hrubozrnný drobovitý pískovec s nedokonalé zaoblenými jílovitými útržky. Výbrus. Zličín. Báze kosovského souvrství (poloha D). 14,6X.

Foto (1) ÚÚG — N. Hrdličková, (2) P. Štorch

Vysvětlivky k Příl. IV—VIII na obrazových přílohách

Граница между кралодворским и косовским ярусами и изменения среды обитания в Пражском бассейне в верхнеордовикское время

В Пражском бассейне описаны выразительные смены фаций и зооценозов на границе между кралодворским и косовским ярусами. Отложения в приграничном проемжутке, а также вся толща косовского яруса, находились под влиянием обширного

верхнеордовикского оледенения Гондваны. Изменения литологического и фаунистического состава объясняются, прежде всего, гляцио-эвстатическими колебаниями уровня моря и из этого выводится возможность их использования для хроностратиграфической корреляции. Внезапно вымершее, очень разнообразное и относительно глубоководное сообщество с родом *Proboscisambon*, вновь появившееся сообщество с родом *Micronaspis* и следующее выразительное изменение литологического состава позволяют сопоставить приграничный промежуток между кралодворским и косовским ярусами с приграничным промежутком между ярусами *Rawtheyan* и *Hirnantian* в англо-скандинавской области. Этот промежуток соответствует началу гляцио-эвстатического понижения уровня моря и связанным с ним изменениям среды обитания. Выше лежащая флишоидная толща косовского яруса отлагалась в течение дальнейшего гляцио-эвстатического понижения уровня моря. Отступление моря завершилось отложением мощных толщ мелководных обломочных пород, содержащих однообразную фауну двустворчатых моллюсков. Наиболее верхняя часть косовского яруса представляет начало новой трансгрессии в конце оледенения, которая принесла в Пражский бассейн изобильную фауну с родом *Hirnantia*.

Přeložil A. Kříž



Sbor. geol. věd	Geologie 44	Str. 155—170	— obr.	— tab.	1 příl.	Praha 1989 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Neotektonika severočeské hnědouhelné pánve a Krušných hor

Neotectonics of the North Bohemian Brown Coal Basin and Krušné hory Mountains

Antonín Kopecký¹

Předloženo 16. června 1986

Kopecký A. [1989]: Neotektonika severočeské hnědouhelné pánve a Krušných hor. — Sbor. geol. Věd, Geol., 155—170. Praha.

V ý t a h: Na základě zobrazení rozsáhlého terénního a archívního materiálu z Podkrušnohoří a Krušných hor autor formuluje v předkládané studii představu o převaze vrásových struktur v neotektonické etapě daného území a o výrazné etapovitosti neotektonických pohybů v této části severozápadních Čech. Severočeskou hnědouhelnou pánev autor považuje za brachysynklinorium, současné Krušné hory za neotektonické antiklinorium. V práci je dále řešen vztah neotektonických pohybů a struktur k staršímu tektonickému vývoji (geotektonická dědičnost). Strukturální plán a charakter neotektonických pohybů a struktur se dědí převážně z kadomské a variské etapy, intenzita neotektonických pohybů hlavně z variscid.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

Neotektonická stavba severočeské hnědouhelné pánve je v předkládané studii odvozována z mapy reliéfu podloží pánve, sestavené autorem, dále na základě dlouhodobého pozorování rozsáhlých povrchových uhelných lomů v celém Podkrušnohoří a dostupných publikovaných a archívních údajů převážně obecné geologické povahy, které jsou na příslušných místech citovány. Rovněž neotektonická stavba Krušných hor je autorem charakterizována na základě rozsáhlého terénního materiálu, který z daného území nebyl v této formě dosud publikován. Při řešení otázek neotektoniky severozápadních Čech jsem použil zkušenosti a závěry z výzkumu neotektoniky celého Českého masívu. Shromážděný rozsáhlý terénní materiál, získaný různorodou metodikou, a jeho zobrazení vrhá

poněkud jiné světlo na řadu základních otázek neotektonického vývoje a stavby. Především upoutává pozornost značná složitost — stupeň strukturního rozpadu celého území na velký počet neostruktur různých řádů a pestrost jejich geneze. Předkládaná studie je příspěvkem k problematice geologické stavby a vývoje území, mající zásadní význam pro vypracování geologické teorie a praktickou činnost. Jde o tektonické struktury typu brachysynklinál—brachyantiklinál. Z hlediska geneze struktur jde vesměs o synsedimentární útvary, vzniklé v důsledku diferencovaného poklesu dna pánve v době sedimentace pánevní výplně. Pouze v okrajových částech pánve — na styku Krušných hor a Českého středohoří se uplatnily výrazné postsedimentární pohyby v důsledku mladého (hlavně kvartérního) výzdvihu okolních elevačních struktur, které měly rovněž převážně bezzlomový charakter. Domnívám se, že této komplikované stavbě severočeské pánve nejlépe odpovídá označení synklinorium—brachysynklinorium. Zlomy zde vystupují jako komplikující jev, podřizují se vrásovým strukturám.

Dominantním prvkem neotektonického vývoje Krušných hor je podle autora geotektonická dědičnost. Plán projevů mladších tektonických pohybů v hlavních rysech dědí struktury fundamentu. Většina neotektonických struktur (morfostruktur), které se zde v neotektonické etapě zformovaly, je zděděná z velmi vzdálených geologických etap. Takovými jsou: hlavní rysy pohoří (asymetrie), jeho orientace SV—JZ, intenzita pohybů, usměrňenost (smysl) a charakter tektonických struktur. Oblast Krušných hor se i v neotektonice člení na řádově několik set antiforem a synforem různých řádů. Vliv staré tektoniky na stavbu Krušných hor tak předurčil charakter hlavních neotektonických forem — krušnohorské klenby 1. řádu a vznik antiforem a synforem nižších řádů. U velkých struktur je dědičnost větší, u malých jen částečná. Na starém kadomsko-variském antiklinoriu vzniklo v důsledku neotektonických procesů ovlivněných principem dědičnosti neotektonické antiklinorium. Intenzitu pohybů neotektonika severozápadních Čech dědí převážně z variscid.

Metodika sestavení mapy reliéfu podloží severočeské hnědouhelné pánve

Mapa reliéfu podloží pánve byla sestavována obvyklým způsobem (interpolací vrtů) na základě všech dostupných vrtů, které zastihly předterciární podloží. V úsecích, kde těchto vrtů je méně, jsem použil ve velkém množství ložiskové vrty, které sice podloží nedosáhly, ale skončily v podložních pánevních sedimentech nebo uhelné sloji. Tyto vrty nám udávají mezní hodnoty hloubek mezi strukturními vrty a umožnily

značně zpřesnit kresbu mapy. K sestavení mapy jsem použil řádově 20 000 vrtů.

Stupeň detailnosti mapy odpovídá množství vrtné dokumentace. Přesto, že vrty nejsou rozmístěny rovnoměrně, na většině území pánve je k dispozici zcela mimořádné množství vrtů, které umožňují znázornit podloží do značných detailů. Pouze v jižních částech pánve, v žateckém úseku a v místech nebilančních slojí je vrtů méně a přesnost mapy se pocho-pitelně snižuje. Nicméně základní rysy podloží lze doložit vrty i v těchto částech.

Při konstrukci mapy podloží jsem dále uplatnil i výsledky dlouhole-tých pozorování povrchových lomů v podkrušnohorských pánvích, které umožňují sledovat charakter deformací pánevní výplně, někdy i podloží, bezprostředně na rozsáhlých plochách dlouhodobě s postupující těžbou.

Rovněž jsem bral v úvahu názory mnoha místních autorů, uváděné v rozsáhlém archívním materiálu; jejich současné názory na stavbu jed-notlivých úseků pánve.

Mapa podává poměrně objektivní a detailní představu o stavbě dna pánve na základě zobecnění rozsáhlého faktického materiálu; umožňuje porovnat charakter deformací podloží v jednotlivých úsecích pánve i v jejím celku.

Stručná interpretace mapy reliéfu podloží severočeské hnědouhelné pánve

Podloží severočeské hnědouhelné pánve je tvořeno krušnohorským, resp. oharským krystalinikem, sedimenty permokarbonu a větší měrou sedimenty křídý. Horniny krystalinika jsou téměř souvisle kaolinicky zvětralé do hloubky až několik desítek metrů.

Již při letmém pohledu na kresbu mapy upoutává značná členitost (kontrastnost) dna pánve. Izolinie zde vykreslují desítky depresí a ele-vací různých tvarů, rozměrů a amplitud, vzájemně se střídající v pro-storu. Rovněž vnější obrysy pánve jsou značně členité; na V zasahuje pánev laločnatě do Českého středohoří, stejně tak i na styku Doupov-ských hor je hranice velmi komplikovaná. Ani podél Krušných hor nemá pánev přímočaré ohraničení. Celkově lze z mapy odvodit málo lineárních prvků. Stejně tak zde nelze postihnout přísnější zonální uspořádání fo-rem, střídajících se v pravidelných rytmech, a to ani v podélném, ani v příčném směru ve vztahu k ose pánve. Deprese se řadí spíše podélně (ne výlučně), elevace mají spíše směry kolmé ke Krušným horám (tzv. jezersko-ryzelský hřbet, lahoštský hřbet a řada dalších).

Zřetelně se odlišují okrajové části pánve od vnitřních. První tvoří zónu

příkrých až strmých úklonů podloží směrem do pánve (podél Krušných hor i Českého středohoří), což se projevuje v kresbě mapy zhuštěním izolinií podloží; vnitřní část pánve je méně kontrastní a méně usměrněná. Výjimku zde tvoří tzv. liboušská deprese, považovaná za diatrému. Deprese zřetelně převažují nad elevacemi, které je rozdělují. Sepětí forem je postupné, bez výrazných stupňů (skoků).

Předložený faktický materiál ukazuje na to, že všechny tyto formy představují komplikovaný systém složitých a prostých deformací charakterizovaných různými vzájemnými vztahy. Nepřítomnost zřetelné přímočarosti (pravoúhlé omezení) a naopak nepravidelnost tvarů v plánu, velká složitost vzájemného rozmístění (orientace), převládání synklinálních forem, narůstání mocnosti do středu depresí často s postupnými litologickými přechody a jejich redukce v elevacích a mnohé další zvláštnosti s dostatečnou přesvědčivostí ukazují na vrásový charakter a na převahu vertikálních sil při jejich tvorbě. Rovněž dlouhodobé sledování povrchových uhelných lomů v podkrušnohorských pánvích mě utvrdilo v přesvědčení, že jde o struktury vrásového typu — brachysynklinály a brachyantiklinály, místy porušené zlomy. Pro zlomové struktury jsou charakteristická přímočará rozhraní, rychlé změny mocností (skoky), které pánev postrádá. Izolinie tak vykreslují tektonické struktury pánevního dna typu synklinál—antiklinál.

Struktury tohoto typu představují vrásy o velkém poloměru zakřivení a malé amplitudě. Úhly úklonů vrstev jsou velmi rozdílné, a to jak v rámci jedné struktury, tak i v rámci celé pánve; dosahují hodnot od několika stupňů do 60° i více. Velmi časté jsou úklony vrstev a tím i podloží 10—20°. Úklony vrstev a vzájemné přechody mezi strukturami se dají nejlépe pozorovat v povrchových lomech. Dají se však spolehlivě odvodit i z vrtů, z jejich velkého množství, které je zde k dispozici. Z vrtů i povrchového pozorování můžeme pozorovat zvětšení úhlu úklonu vrstev na křídlech od mladších ke starším sedimentům. Struktury těchto parametrů můžeme zařadit k přechodnému typu — od platformních ke geosynklinálním (Belousov 1962). U struktur přechodného typu převládají platformní rysy.

Rozměry jsou rovněž velmi proměnlivé. V centrálních částech mají obecně větší rozměry, k okrajům se zmenšují. Pohybují se od stometrových hodnot do několika km. Amplitudy se pohybují od 50—600 m, nejčastěji 100—150 m. Jejich příčné profily jsou vcelku jednoduché.

Tvary vrás jsou většinou izometrické — nepravidelně eliptické až nepravidelně kruhové. Jejich obrysy jsou vesměs velmi složité, komplikované dalšími dílčími strukturami nižších řádů, které se odlišují pouze rozměry, s postupnými přechody mezi synklinálami a antiklinálami.

Místy jsou ohraničeny nezřetelně. Asymetrie vrás není nijak zvláště patrná a nelze v ní objevit přísnější zákonitosti.

Vrásky jsou na první pohled rozmístěny neorganizovaně (chaoticky), většinou tvoří střídající se vlny. Je to zcela přirozené, vezmeme-li v úvahu jejich většinou izometrické nebo eliptické tvary s relativně nevelkou excentricitou. Chybí zde výrazněji usměrněná orientace.

Regionální zvláštností je pomalý (postupný) pokles podloží od hodnot blízkých k 0 do max. hodnot kolem 600 m. Na pozadí celkového poklesu podloží vyčleňuje se řada lokálních struktur.

Stupeň rozčlenění podloží není v rámci pánve rovnoměrný; v místech větší dynamiky tektonických pohybů dochází ke vzniku většího počtu struktur; často vzrůstá i jejich kontrastnost.

Mapa se člení v hrubých rysech na dvě části; úzkou okrajovou zónu a vnitřní část. V první zóně jsou izolinie báze terciéru značně zhuštěny, neboť podloží je zde příkře ukloněno směrem do pánve (pod úhlem 30—50°). Tyto zóny strmých úklonů jsou výrazně vyvinuty podél Krušných hor a j. okraje pánve. Představují zóny postsedimentárního vyvlečení pánevních sedimentů na svahy sousedních kladných morfostruktur, často do značných výšek, které se v nejmladším období (hlavně v kvartéru) intenzívně zvedají a rozpínají směrem do pánve a zachvacují její okrajové části.

Velmi zřetelně se v mapě projevuje kontakt pánve s centry mladého vulkanismu. V těch místech, kde se pánev přibližuje k oblastem mladého vulkanismu — z. část žatecké pánve a v širším okolí Mostu a Bíliny a vůbec podél Českého středohoří —, se podloží intenzívně deformuje a tvárně do kontrastních struktur. Uhelná sloj je zde vysoko vyzvednuta na jednotlivé struktury okrajové části Českého středohoří (Hněvín, Ryzel, Červený vrch, j. okraj dolu M. Gorkij a další). V těchto částech je hranice pánve s Českým středohořím značně komplikovaná. Zde se nepochybně uplatňují určité postvulkanické vlivy (procesy).

Popsané struktury — prohyby a ohyby fundamentu, kterým se pasívně přizpůsobuje sedimentární výplň, tvoří základní strukturní prvky pánve. Prohybům v terciérních sedimentech odpovídají prohyby v krystalinickém podloží a naopak. Rozdílnost tektonického stylu podložních hornin a pánevní výplně, s kterou kalkulují někteří autoři (v podloží zlomový, v pánvi plastický), nelze odvodit ani z vrtů, ani z povrchových pozorování. Nejen pokryv sedimentárních hornin, ale i horniny krystalinického podloží se v té či oné míře deformují plasticky.

Ohyby a prohyby fundamentu byly autorem mnohokrát pozorovány v sokolovské a severočeské hnědouhelné pánvi v rozsáhlých povrchových lomech. V těchto konkrétních případech byla sloj, nasedající bezprostředně na kaolinizované krystalinické podloží, konformně deformována

s tímto podloží. Takovýchto případů lze v pánvích sledovat s postupující těžbou desítky.

Výrazné erozivní formy (relikty předterciérního reliéfu) z izolinií podloží nelze odvodit.

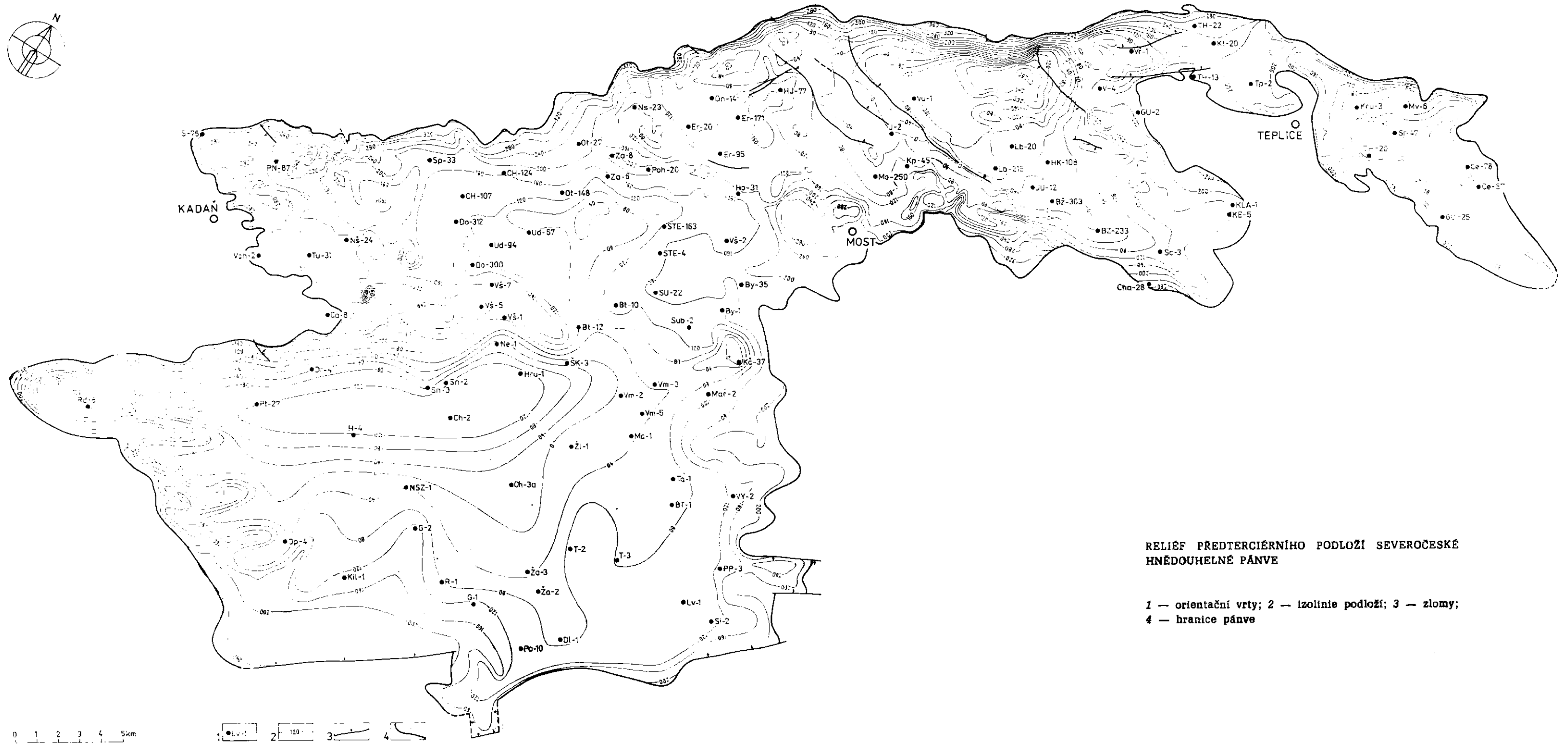
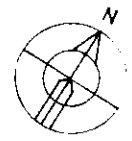
Intenzita tektonického napětí v řadě míst zřejmě přesáhla předěl pružnosti fundamentu i pánevní výplně a došlo ke vzniku zlomových struktur vázaných převážně na křídla antiklinál. Jen málo zlomů je regionálních — přetínajících několik vrásových struktur. Většina zlomů se ukládá v rámci konkrétních synklinálních a antiklinálních struktur. Na odkryvech můžeme pozorovat řadu zlomů bez vertikálního posunu (v terciérních sedimentech) zřejmě různé geneze. V odkryvech (lomech) lze pozorovat jen malé množství zlomů většinou o malé amplitudě. Mladé zlomové struktury však vrásovou stavbu příliš neoslabují; pouze komplikují základní struktury vrásového typu.

Někteří autoři sice zakreslovali v minulosti na různých místech zlomy, porušující pánevní výplň, v naprosté většině případů se však později ukázalo (např. s postupující těžbou nebo novými vrty), že tyto zlomy buď neexistují, nebo šlo o alternativní řešení, bez jednoznačných důkazů. V poslední době probíhá revize těchto zlomů; nejnovější geologické mapy obsahují již jen malé množství zlomů. Řada zlomů, ať již byly zjištěny na výchozech nebo byly odvozeny z map, jsou jen drobné zlomy, zapadající do systému lokálních puklin a vzhledem k měřítku mapy nejsou zakresleny. Na mapě jsou znázorněny jen zlomy s amplitudou rovnou nebo větší rozpětí izolinií. To umožňuje dodržet nutnou proporcionalitu při znázornění vrásových a zlomových deformací.

Geologický vývoj severočeské hnědouhelné pánve

Neotektonická aktivizace zde začíná na rozhraní paleogénu a neogénu na povrchu regionálního penepfénu. Projevila se celkovým oživením tektonických pohybů a postupným narůstáním jejich intenzity. Vyznačuje se zřetelnou etapovitostí svého vývoje; rozpadá se na dvě stadia, odlišující se smyslem a intenzitou pohybů, rozdělená přechodným obdobím.

První stadium — spodní miocén — se ohlásilo vulkanickou činností a pokračovalo převahou poklesů v pánvi. Na pozadí celkového poklesu probíhala diferenciací pánevního dna v důsledku nerovnoměrného poklesu. Dno sedimentačního prostoru pánve bylo během terciérní sedimentace velmi labilní a to nikoliv jen v měřítku pánve, nýbrž především v řadě lokálních úseků (diferenciované poklesy). Velikost poklesu tohoto období je blízká mocnosti sedimentů. Během tohoto prvního stadia se vytvořila pánevní výplň a základní její strukturní prvky. Hlavním typem



RELIEF PŘEDTERCIÉRNÍHO PODLOŽÍ SEVEROČESKÉ HNĚDOUHELNÉ PÁNVE

1 — orientační vrty; 2 — izolinie podloží; 3 — zlomy;
4 — hranice pánve

160

tektonických pohybů tohoto období byly diferencované poklesy kompenzované sedimentací. Tyto pohyby rozčlenily pánevní prostor na řadu depresí a elevací, tvořící základní strukturní prvky pánve. Podřízeně zde mohly působit synsedimentární zlomy.

Po uložení nadložního souvrství dochází k mírnému regionálnímu výzdvihu, který ukončil sedimentaci v pánvi a pánev se dostává do sféry denudace. Odumíráním pánve končí první a také hlavní vývojové stadium pánve. Okolní území si během tohoto stadia uchovávají relativně stabilní podmínky.

Během svrchního miocénu a zřejmě celý pliocén se popisovaná oblast vyznačovala relativně klidným tektonickým režimem. Lze předpokládat a částečně i doložit, že hlavním typem pohybů tohoto období byly slabé, málo kontrastní pohyby zdvihového charakteru, které byly zřejmě kompenzovány denudací, takže si oblast uchovává nízký zarovnaný reliéf. Geologických argumentů z tohoto období se zachovalo velmi málo.

Druhé neotektonické stadium, které není ještě ukončeno, se vyznačuje změnou smyslu pohybů a výrazným zintenzívněním tektonické aktivity. Projevilo se zejména v okolí pánve a časově je vázáno hlavně na kvartérní období. Celá oblast se dostává do sféry diferencovaného výzdvihu, který dosáhl největších hodnot v Krušných horách, Českém středohoří a Doupovských horách. Území vlastní pánve byla tímto procesem postižena slaběji a to hlavně v okrajových částech. Uvedené elevační struktury při výzdvihu zachvacují a deformují okrajové části pánve. Pro toto stadium je tedy charakteristické vtažení do sféry výzdvihu a denudace dříve klesajících úseků pánve. Ve vztahu k výplni pánve jde o postsedimentární pohyby, které uvnitř pánve vyvolaly dále vznik zlomů, komplikujících struktury vytvořené v prvním stadiu.

Stavba podloží i pánevní výplně je tak výsledkem deformací jak synsedimentárních, tak i postsedimentárních tektonických procesů. Vzhledem k tomu, že u obou typů pohybu převažuje bezzlomová tektonika, vyznačuje se oblast vrásovou stavbou, komplikovanou zlomy.

Nakolik neotektonická stavba byla ovlivněna předcházejícím vývojem fundamentu, nelze zatím určit, neboť stavba podložního krystalinika není známá. Případná podmíněnost strukturního plánu (prostorová lokalizace) i vnitřní stavba pánve od starého vývoje se mi zdá pravděpodobná, nelze ji však zatím konkrétně doložit. Zdá se, že některé příčné hřbety, které sledují stavební prvky krušnohorského krystalinika, mohou mít příčinu vzniku v této stavbě.

Z mapy reliéfu podloží vyplývá jednodušší stavba žatecké pánve. Částečně to může souviset s menším množstvím vrtů, ale přesto se zdá, že většina pánve má klidnější stavbu. Může to souviset s tím, že tato část severočeské hnědouhelné pánve je již v okrajové části krušnohorské

aktivní oblasti (areálu intenzivní variské tektogeneze; M á š k a - Z o u b e k 1961) a že jde o přechodnou zónu k oblasti tepelsko-barrandienské. V tomto území je zajímavý vztah mezi terciérní a permskou sedimentací; maximální mocnosti terciéru se zhruba kryjí s největšími mocnostmi permu. Může zde jít o určitý dědičný vztah k období svrchního paleozoika; depresní povaha neogenní pánve je podmíněna depresní strukturou z období permu.

Zkonstruovaná mapa poskytuje dosti objektivní a detailní obraz stavby severočeské hnědouhelné pánve a zobecňuje rozsáhlý dokumentační materiál o mladší stavbě území. Přesvědčivě vyvrací představu o příkopové stavbě pánve. Domnívám se, že komplikované stavbě s převahou synklinál nejlépe odpovídá označení synklinorium—brachysynklinorium. Dno pánve je zprohýbáno do několika desítek mírných a středních vln podmíněných synsedimentárními a postsedimentárními, vesměs bezzlomovými neotektonickými pohyby nepravidelného průběhu a intenzity.

Stručná charakteristika neotektoniky Krušných hor

Otázka mladší (saxonské) tektoniky Krušných hor, především v souvislosti se vznikem a vývojem podkrušnohorských pánví a krušnohorského zlomu, byla již v literatuře diskutována mnohými autory. Vyčerpávající přehled názorů nejnověji shrnují H u r n í k (1982) a H u r n í k - H a v l e n a (1984), na jejichž práce odkazují.

Nejnovější názor na mladou tektonickou stavbu Krušných hor vyslovili H u r n í k - H a v l e n a (1984). Považují Krušné hory za neotektonickou antiklinálu a území pánví za neotektonickou synklinálu. Tento názor, který se dá doložit celou řadou faktů, považuji za správný. Autoři však vyčleňují pouze struktury I. řádu. Rozsáhlý faktický materiál, získaný různorodou metodikou v celé oblasti, umožňuje vyčlenit obdobné struktury nižších taxonomických jednotek, a to jak v území Krušných hor, tak i v pánvích. Názor na stavbu severočeské hnědouhelné pánve jsem vyslovil v předcházející kapitole. V této části práce uvedu stručně své představy o neotektonické stavbě Krušných hor. Pochopit a vysvětlit současné zvláštnosti morfostruktury jakékoliv oblasti, tedy i Krušných hor, je možné jen pomocí postupné analýzy jejich povrchu za dostatečně dlouhé geologické období.

Mladší struktura Krušných hor je vyjádřením dlouhodobého usměrněného vývoje. Po zakončení variské tektogeneze celá oblast prodělávala poorogenní destrukční vývoj. Výsledkem tohoto vývoje byl vznik regionálního peneplénu na místě variských a starších struktur. Byl pokryt osobitou geologickou formací — formací fosilních zvětralin. V podstatě

rovinný a nízký denudační povrch je zde vůdčím horizontem pro rekonstrukci neotektonického vývoje a mladší tektonické stavby území. V neogenních pánvích je tento povrch pohřben pod sedimenty pánevní výplně a jeho charakter a pozici můžeme odvodit především na základě vrtů. V území Krušných hor byl horizont vyzvednut a je přístupný povrchovému pozorování pomocí komplexu geologických a geomorfologických metod. Úseky peneplénu, který je do určité míry stratigrafickou úrovní, s fragmentárně zachovanými fosilními zvětralinami a relikty terciérních sedimentů umožňují rekonstrukci paleoreliéfu, ocenění amplitud neotektonických pohybů a genezi struktur. Peneplenizovaný povrch je v Krušných horách dobře zachován především v zarovnané vrcholové části pohoří. Na jižním a s. svahu je zachován hůře, avšak i zde je jeho úseků dostatek pro potřebné rekonstrukce.

Celkový charakter deformace této úrovně je zřetelně vyjádřen v tvarech současného reliéfu v prostoru celého pohoří a tvoří zde základ reliéfu. Studium forem reliéfu je zde umožněno jejich značnou kontrastností a velkými amplitudami mezi hřbety a údolími. Geologickým příznakem je zde značné rozšíření starých fosilních zvětralin kaolinického typu, uchovaných z doby peneplenizace. Relikty starého reliéfu s fosilními zvětralinami nacházíme v hlubokých údolích, na svazích a vrcholech reliéfových forem v oblasti celého pohoří. Jejich zjištění a analýza patří v denudačních oblastech k nejdůležitějším otázkám pochopení morfostruktury oblasti. Slouží především k ocenění úlohy denudace a geneze struktur. Bez vyřešení této otázky nelze posoudit ani úlohu mladší tektoniky při formování reliéfu.

Charakteristickým rysem pohoří je jeho asymetrie, určená j. příkrým svahem. Dalším příznakem pohoří je zonální uspořádání morfostruktury; v pohoří se výrazně projevují tři podélné zóny — j. svah, vrcholová část a s. svah, které se výrazně odlišují typem morfostruktury.

Nejintenzivněji je rozčleněn j. svah, tvořící zónu výrazných hřbetů a údolí většinou nevelkých, avšak vesměs kontrastních tvarů. Většina forem má velmi nepravidelné tvary a složité vzájemné vztahy v plánu. Tvary jsou izometrické — oválné, kruhovitě, protáhlé a jiné. Údolí vodních toků v této zóně jsou často široká a krátká; neodpovídají významu svých toků. Amplitudy mezi hřbety a údolími jsou velmi rozdílné — od desítek metrů po 500 m, rozměry se pohybují od stovek metrů do několika kilometrů.

Vrcholová část pohoří je relativně slabě rozčleněna, místy zde nacházíme rozsáhlé zarovnané úseky. Hřbety mají většinou málo kontrastní tvary a podstatně větší rozměry než na j. svahu.

Reliéfové formy s. svahu mají přechodné charakteristiky oproti před-

cházejícím zónám. Je středně rozčleněn a rozměry hřbetů a údolí a jejich amplitudy dosahují rovněž středních hodnot.

Překvapujícím výsledkem prováděných výzkumů je malá intenzita exogenních procesů [obdobně jako i v jiných epiplatformních nízkých horách Českého masívu]. Současný reliéf těchto oblastí je převážně tektonický. Základní nerovnosti reliéfu Krušných hor jsou vytvořeny tektonickými pohyby charakteru slabé epiplatformní orogeneze, která se projevila vrásovými ohyby a prohyby o velkém poloměru zakřivení nepenlizovaného reliéfu, zlomy zde mají podřízený význam.

Vzhledem k zachování stručnosti zprávy nebylo možné morfostruktury Krušných hor detailně charakterizovat. Ze stejných příčin nelze diskutovat celou škálu metodických přístupů. Chtěl bych zde pouze poznamenat, že podle mých zkušeností se Krušné hory, které vznikly v oblasti epiplatformní neotektonické orogeneze, principiálně neodlišují od obdobných oblastí v Českém masívu. Podrobnou charakteristiku některých těchto oblastí lze nalézt v pracích K o p e c k é ě o (1983) — Šumava, K o p e c k é ě o (1986) — Hrubý Jeseník.

Domnívám se, že stručně charakterizovaná geomorfologická zonálnost je i tektonickou zonálností. Při neotektonickém výzdvihu byly Krušné hory nerovnoměrně rozčleněny na struktury nižších řádů — antiklinály a synklinály, jejichž geomorfologickým vyjádřením jsou systémy hřbetů a údolí. Výrazná kontrastnost orografických forem j. svahu je podmíněna kontrastností neotektonických pohybů vrásového typu, které zde v důsledku diferencovaného výzdvihu zvinily starý peneplán na velké množství brachysynklinál a brachyantiklinál, které jsou zřetelně vyjádřeny v reliéfu. Úměrně k intenzitě neotektonických pohybů byly rozčleněny i další dvě zóny pohoří. Jakmile vyklenování není doprovázeno vznikem struktur nižších řádů, znamená to, že intenzita procesu deformace klesá. V oblastech tektonicky méně aktivních dochází k vyklenování bez dalšího rozčlenění — vzniku struktur nižších řádů.

Intenzita neotektonických procesů nebyla jediným jevem, který formoval mladou stavbu pohoří. Současná stavba Krušných hor, v jejich základních rysech, byla předurčena jejich geologickou minulostí, jejíž odraz v současné tvářnosti pohoří můžeme sledovat nejen ve skladbě a charakteru velkých strukturních elementů, ale i v mnoha detailech struktury a reliéfu.

Při porovnání schématu morfostruktur oblastí se strukturou fundamentu byla zjištěna souhlasnost hlavních kontur. Je to nejobecnější příznak, určující vliv geologické stavby na reliéf. Š k v o r et al. (1963) charakterizují stavbu krušnohorského krystalinika následujícím způsobem: „Vlastní stavba centrální oblasti je tvořena řadou poměrně plochých vrás, které mají většinou brachyantiklinální a brachysynklinální charakter.

Severně od osy antiklinoria převládá v složitě, celkově ploše zvlněné struktuře mírný úklon k SZ. Jižní křídlo antiklinoria je naproti tomu ukloněno strmě. Strmé, zčásti až mírně překocené j. rameno antiklinoria podmiňuje asymetričnost celkové struktury, která má při svém j. okraji flexurovitý charakter.“

Provedeme-li srovnávací analýzu současné orografie Krušných hor se strukturou fundamentu, zjistíme, že jejich hypsometrie je téměř přesnou kopíí struktury. Takovýmto způsobem je zde patrné, že hypsometricky vyjádřený výzdvih je zde současně tektonickým výzdvihem.

Výrazná asymetrie pohoří byla již vytvořena v předcházejících etapách. Hypsometrie j. příkrého svahu stejně jako plochá vrcholová část a mírný s. svah jsou odrazem vnitřní stavby, tvořící v současné době zřetelnou zonálnost pohoří. Současné Krušné hory tak představují nikoliv nově vzniklou, ale obnovenou deformaci, v různém stupni dědicí starou tektonickou stavbu. Současná krušnohorská struktura má pravděpodobně svůj základ v analogické struktuře kadomské, dále přepracované varisky. Současná antiklinální stavba pohoří se dědí zřejmě z této doby.

Neotektonika zde neobnovila pouze tuto krušnohorskou klenbu I. řádu; na pozadí regionálního neotektonického výzdvihu došlo k jejímu rozčlenění na struktury nižších řádů, mající obdobnou genezi. Rovněž neotektonické struktury nižších řádů, na které se tato klenba rozpadá (člení), dědí styl (charakter) staré tektoniky, kterou všichni autoři shodně označují jako klenbovitou.

Podle Š k v o r a et al. (1963) celkově převládají ve stavbě Krušných hor rozsáhlé mírné antiklinály a synklinály tvořící řadu kleneb (klínovecká, měděnecká, kateřinohorská, božídarská, schwarcenberská, freiberská a další). Z geologických map podrobnějších měřítek je patrná řada dalších výrazných struktur. Ve strmě zapadající části území se vrásové struktury podle autora jen obtížně dají rekonstruovat. Pokud jsou, jsou vesměs strmé.

Na těchto starých klenbách vznikají v neotektonice mladé klenby, které dědí řadu rysů staré stavby. Často mají přímé orografické vyjádření v reliéfu. Především poutá pozornost souhlasná orientace většiny hřebetů a území s generelním směrem SV—JZ až V—Z. Další osy neotektonických struktur jsou v převážné většině rovnoběžné s průběhem struktur fundamentu.

Třeba však zdůraznit, že jev dědičnosti není opakování. U těchto menších struktur dědičnost není úplná. Vedle zděděných rysů se v morfostrukturním plánu vyskytuje řada anomálií. V jednotlivých případech morfostruktury sečou pod ostrým úhlem staré struktury, část malých morfostruktur má kolmý charakter vzhledem k velkým strukturám. Lze pozorovat nesouhlasnost kontur i znaků pohybů — antiklinály jsou loka-

lizovány v místech starých synklinál. Vedle zděděných vzniká zde řada novotvarů, nemající přímé analogie ve fundamentu. Obě tendence probíhají současně a podmíněně, tendence k dědičnosti však dominuje. Velké, hluboko založené struktury vykazují zpravidla v procesu vývoje větší stabilitu, uchovávající si svoji předchozí formu (Krušné hory), která se jen stává složitější na úkor vývoje relativně malých vrásových a zlomových struktur. Tyto mladé vrásy se svou morfologií zásadně neliší od vrás vyvinutých v horninách fundamentu. Oběma typům je vlastní brachystrukturní forma a převaha antiklinál nad synklinálami.

Dominantním prvkem neotektonického vývoje Krušných hor je tak geotektonická dědičnost. Plán projevů mladších tektonických pohybů v hlavních rysech dědí struktury fundamentu. Většina morfostruktur, které se zformovaly v neotektonické etapě, je zděděná z velmi vzdálených geologických etap. Takovými jsou hlavní rysy pohoří (asymetrie), jeho orientace SV—JZ, intenzita pohybů, usměrňenost a charakter tektonických pohybů. Neotektonické pohyby v podstatě opakují směry variské a starší.

„V konečné fázi kadomských pohybů došlo ke vzniku mohutných antiklinorií a synklinorií, které předurčily strukturní plán západních Čech uchovávající se dodnes“ (Máška - Zoubek 1961). Mezi ně patří i Krušné hory, které vznikly na tzv. krušnohorském antiklinoriu. Strukturní plán současného pohoří je určován směrem SV—JZ, který podmínila především kadomská tektogeneze.

Tato strukturní zóna vykazuje dlouhodobě tendenci k výzdvihu — již od proterozoika — a tuto tendenci dědí i neotektonika.

Vliv staré tektoniky na stavbu Krušných hor se projevuje dále zděděným charakteru hlavních neotektonických forem — krušnohorské klenby I. řádu a částečně vrásových deformací nižších řádů. U velkých struktur je dědičnost větší, u malých jen částečná. Na starém antiklinoriu vzniklo v důsledku neotektonických procesů ovlivněných principem dědičnosti neotektonické antiklinorium, dědíci svoje hlavní rysy z předcházejících etap.

Neotektonika zde dále zdědila intenzitu pohybů. Podle Mášky - Zoubka (1961) spadají jak Krušné hory, tak i pánve do tzv. areálu silné variské tektogeneze Českého masívu, která je specifická silnými variskými deformacemi a metamorfózou. Vyznačuje se tedy dlouhodobou tektonickou mobilitou (tím se i odlišuje od oblastí variského mezihoří).

Neotektonické pohyby Krušných hor a pánví patří k nejintenzivnějším v Českém masívu. Domnívám se, že i tato kvalita neotektoniky souvisí s dědičností, s dlouhodobým usměrňeným vývojem Českého masívu. Z širších paleogeografických souvislostí v rámci Českého masívu se dá odvodit, že ve všech oblastech intenzivních variských orogenních pohybů (s projevy regionální metamorfózy) je nejintenzivnější i neotektonika,

a naopak, v oblastech slabých projevů paleozoické aktivizace se neotektonika projevuje slabě. Tyto korelační prostorové vztahy mezi paleozoickou a neotektonickou aktivizací se projevují v celém Českém masívu do největších detailů; odhadují koeficient korelace na 0,8 až 0,9.

Posthumní pohyby v Českém masívu dědí intenzivnější dříve se projevující pohyby rozšířené v oblasti slabé neotektonické epiplatformní orogeneze. Jejich těsné spojení s orogenními pohyby variskými dává dostatek důkazů pro předpoklad, že příčiny těch i druhých jsou analogické, avšak intenzita posthumních pohybů se zřetelně snižuje ve srovnání s orogenními pohyby.

Vzhledem k tomu, že popisovaná oblast se nachází v dlouhodobě mobilní části Českého masívu, lze tím vysvětlit poměrně značnou intenzitu neotektonických procesů a určitý stupeň přestavby starých struktur v Krušných horách i neotektonickou aktivitu v podkrušnohorských pánvích. Nedomnívám se však, že je třeba hledat příčiny neotektonických pohybů mimo Český masív, např. v alpínské zóně, jak činí většina autorů. Všechny zvláštnosti neotektoniky se dají vysvětlit v rámci Českého masívu jeho dlouhodobým usměrněným vývojem.

Závěr

Byla sestavena detailní mapa reliéfu podloží severočeské hnědouhelné pánve. Na základě zobrazení rozsáhlého ~~archivního~~ materiálu a terénního pozorování dospěl autor k názoru, že severočeská hnědouhelná pánve má vrásovou stavbu, jen v podřadné míře komplikovanou zlomy. Dno pánve je velmi kontrastní; člení se na desítky elevací a depresí různých tvarů, rozměrů a amplitud typu brachysynklinál a brachyantiklinál, které tvoří hlavní strukturní prvky pánve. Poslední jsou výsledkem převážně synsedimentárních pohybů spodnomiocenních. Postsedimentární pohyby se omezují převážně na okrajové části pánve, kde mladé aktivní morfostruktury Krušných hor, Českého středohoří a Doupovských hor se intenzivně zvedají a rozšiřují, a vtahují do sféry výzdvihu okrajové části pánevního prostoru.

Na základě dlouholetých pozorování Krušných hor byla autorem odvozena mladá vrásová stavba pohoří, která je v hlavních rysech zděděna ze staré stavby krušnohorského antiklinoria. Obdobně jako další epiplatformní nízké hory v Českém masívu, které jsou výsledkem slabé epiplatformní orogeneze, vzniklé v zónách variské orogeneze (a pouze v těchto zónách), i Krušné hory se vyznačují převahou vrásových (klenbovitých) struktur brachyformního typu, tvořící základ jejich orografie. Ze strukturního hlediska je to antiklinorium i v neotektonice.

Příčiny neotektonických pohybů autor spatřuje ve zděděné mobilitě z nejmladší (z nejbližší k nám) orogeneze variské i přesto, že tuto orogenezi od neotektonické aktivizace odděluje dlouhodobý platformní režim. Tato zděděná mobilita je příčinou vrásnění přechodného typu (od platformního ke geosynklinálnímu) v Krušných horách a podkrušnohorských pánvích.

K tisku doporučil M. Malkovský

Literatura

- Belousov, V. V. (1982): Osnovnyje voprosy geotektoniki. — Gosgeolizdat, Moskva.
- Buday, T. et al. (1961): Tektonický vývoj Československa. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Hurník, S. (1982): Problematika existence krušnohorského zlomu. — Čas. Mineral. Geol., 27, 4, 387—396. Praha.
- Hurník, S. - Havlena, V. (1984): Podkrušnohorské hnědouhelné pánve a Krušné hory jako součásti neotektonické velevrásové struktury. — Čas. Mineral. Geol., 29, 1, 55—67. Praha.
- Kopecký, A. (1982): Zpráva o výzkumu neotektoniky Českého masívu v letech 1971—1981. — Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 29, 60—62. Praha.
- (1983): Neotektonický vývoj a stavba šumavské horské soustavy. — Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 15, 71—159. Praha.
- (1986): Neotektonika Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. — Čas. Slez. Muz., Sér. A, 35, 117—141. Opava.
- Škvor, V. et al. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, listy Teplice M-33-XIV a Chabařovice M-33-VIII. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Váně, M. (1983): Geologická stavba podkrušnohorského prolomu a jeho tektogeneze. — Sbor. geol. Věd, Geol., 40, 147—181. Praha.
- Zoubek, V. et al. (1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list Karlovy Vary M-33-XIII. — Ústř. úst. geol. Praha

Neotectonics of the North Bohemian Brown Coal Basin and Krušné hory Mountains

(Summary of the Czech text)

Antonín Kopecký

Received June 16, 1986

An important premiss for assessing the characteristics of the tectonic structure of the North Bohemian Brown Coal Basin is a detailed map of the basement relief compiled by the author on the basis of approximately 20,000 boreholes. The map objectively depicts deformation of the basin bottom throughout its whole course as well as in its individual parts. The basement of the basin is formed by crystalline rocks and Permo-Carboniferous and upper Cretaceous sediments. The rocks of the crystalline complex almost continuously weathered into kaolin up to the depth of several tens of meters.

A considerable articulation (contrasts) of the basin bottom is apparent at the first glimpse. Isolines depict a number of elevations and depressions of various sizes, shapes and amplitudes interchanging in the area. Dimensions of elevations and depressions range from hundreds of meters up to several kilometers in diameter, amplitudes from 50 to 600 m, most frequently from 100 to 200 m. The layers of the Tertiary sediments dip at the angle of several degrees up to 60 degrees. Shapes of these elevations and depressions are usually isometric, irregularly elliptic to irregularly circular.

The actual material indicates that all these forms represent a complicated system of complex and simple deformations. Absence of pronounced linearity (right angle limitation) on one hand, and irregularity of forms in the plan, a very intricate mutual orientation, dominating synclinal forms, gradual increase of the sediment thicknesses towards the depression centers and their reduction in the elevation area, etc. on the other hand, convincingly point at their fold character and prevalence of vertical forces during their formation.

Přeložila T. Hlavatá

Explanation of plate 1

Relief of the pre-Tertiary basement of the North Bohemian Brown Coal Basin.
1 — pilot boreholes; 2 — isolines of the basement; 3 — faults; 4 — basin boundary.

Неотектоника Северочешского бурогольного бассейна и Крушных (Рудных) гор

На основе обобщения обширных полевых наблюдений и архивного материала по исследованиям Подкрушногогорской области и Крушных (Рудных) гор автор статьи дает представление о преобладании складчатых структур в неотектоническом этапе развития данной области и о выразительной этапности новейших тектонических движений в этой части с.-з. Чехии. Северочешский бурогольный бассейн автор считает брахисинклином, а Крушные (Рудные) горы — неотектоническим антиклинорием. Далее в статье рассматривается отношение новейших тектонических движений и структур к более древнему тектоническому развитию (геотектоническое унаследование). Структурный план и характер новейших тектонических движений и структур унаследованы преимущественно от кадомского и варисского этапов, а интенсивность неотектонических движений — главным образом, от варисских сооружений.

Přeložil A. Kříž



SBORNIK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

44

Vydal Ústřední ústav geologický
v Akademii, nakladatelství Československé akademie věd
Praha 1989

Vědecký redaktor: RNDr. Z. Kukul, CSc.

Obálku navrhl Miloslav Cihelka [D]
Odpovědná redaktorka: Vlasta Čechová
Překlady: Taťjana Hlavatá, Antonín Kříž
Technická redaktorka: Miroslava Kovářová

Vydání I. — 170 stran (23 obr.), 16 kříd. a 5 sklád. příloh
Vytiskly Moravské tiskařské závody, n. p., Olomouc, závod 30, Gottwaldov —
44899-87
13,55 AA — 13,72 VA
Náklad 850 výtisků — 03/9 — 9443 — 21-006-89

Cena brožovaného výtisku Kčs 27,—

509/827