

Forsterit-serpentinový mramor s klinohumitem a spinelem u Chotěboře (moldanubikum; Český masiv); příklad retrográdní metamorfózy dolomitického mramoru

Clinohumite- and spinel-bearing forsterite-serpentine marble from Chotěboř (Moldanubicum, Bohemian Massif); an example of retrograde metamorphism in dolomite marble

STANISLAV HOUZAR

Mineralogicko-petrografické odd., Moravské zemské muzeum, Zelný trh 6, 659 37 Brno; email: shouzar@mzm.cz

HOUZAR S (2023) Forsterit-serpentinový mramor s klinohumitem a spinelem u Chotěboře (moldanubikum, Český masiv); příklad retrográdní metamorfózy dolomitického mramoru. Bull Mineral Petrolog 31(1): 10-17 ISSN 2570-7337

Abstract

A body of dolomite marble near Chotěboř was found in migmatized biotite paragneiss of the Moldanubicum directly on the border with migmatites/orthogneisses of the Kutná Hora Crystalline Complex. The area underwent significant tectonic reworking of rocks along the Přebyslav mylonite zone. Therefore, only small relics of early prograde HT/LP metamorphism at $T > 650 - 700$ °C were preserved in this marble. They are represented by the assemblage dolomite+calcite+forsterite+Zn-spinel+clinohumite \pm Ba-phlogopite and rare baddeleyite. This mineral assemblage underwent strong low-temperature retrograde metamorphism ($< 400 - 300$ °C) under the conditions of high H_2O activity ($X_{CO_2} < 0.10 - 0.15$), which was manifested by almost complete serpentinization of forsterite. Partial alteration of clinohumite produced *serpentine* with numerous inclusions of a TiO_2 -mineral and rare sphalerite. The examined serpentine marble (ophicalcite) is lithologically and mineralogically similar to the dolomite marbles found in the Strážek Moldanubicum.

Key words: *serpentine, dolomite marble, retrograde metamorphism, regional geology, Bohemian Massif, Czech Republic.*

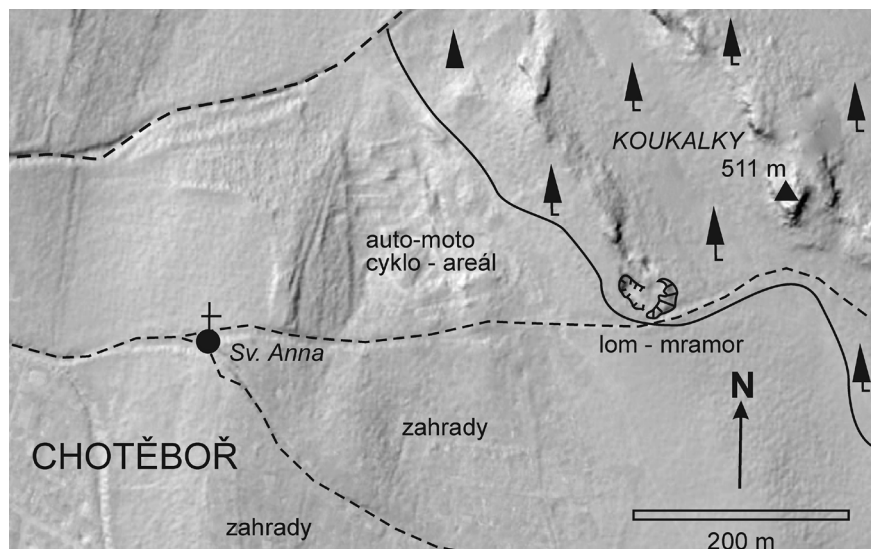
Obdrženo 5. 2. 2023; přijato 25. 5. 2023

Úvod

V blízkém okolí Chotěboře (14 km na SSV od Havlíčkova Brodu) se stýká několik geologických jednotek. Přesnější vymezení jejich hranic komplikuje nestejněmá úroveň poznání jejich litologické náplně, tektoniky a vývoje metamorfických procesů. Tamní horninový komplex byl dosud střídavě přiřazován už ke všem tamním (sub)jednotkám, k moldanubiku i kutnohorskosvrateckému krystaliniku (Losert 1967; Mísař et al 1983). Zejména geologické mapy jsou v tomto směru nejednotné; existuje v nich odlišné vymezení hornin moldanubika a kutnohorského krystalinika; v některých z nich byla vymezena také samostatná „chotěbořská přechodní skupina“ (srov. <https://mapy.geology.cz/geocr25> versus <https://mapy.geology.cz/geocr50>).

V tomto směru se jeví zajímavým odkryvem menší opuštěný lůmek na mramor nedaleko východního okraje Chotěboře, který poskytuje materiál k úvaze o hranicích těchto dvou jednotek. Minerální asociace tamního mra-

moru představuje možnost vymezit regionálně geologické zařazení tamních metamorfitů ke konkrétní jednotce a diskutovat charakter změn probíhajících v retrográdním stadiu metamorfózy.



Obr. 1 Výskyt forsterit-serpentinového mramoru v opuštěném lůmku u Chotěboře (podklad: <https://ags.cuzk.cz/av/>).

Charakteristika lokality

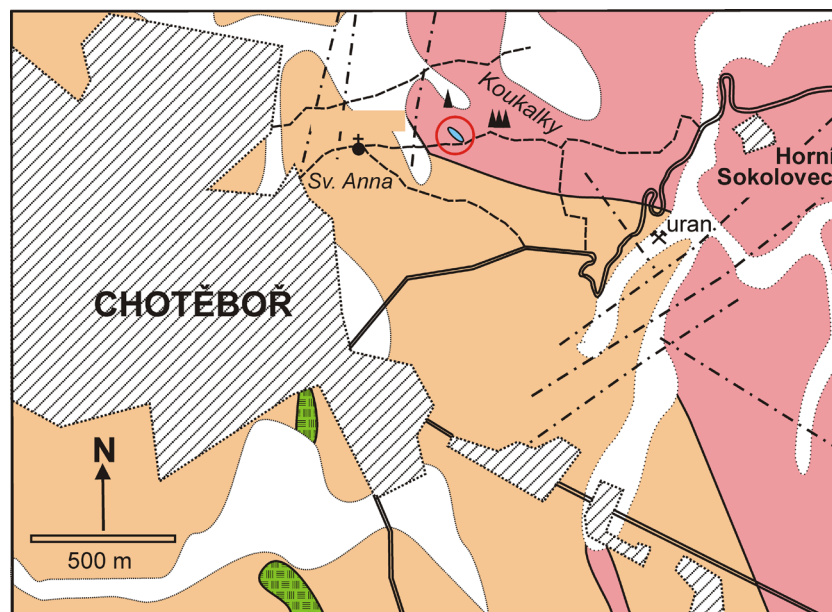
Lokalita studovaného mramoru se nachází v malém opuštěném lůmku ležící u cesty, asi 400 m na V od kaple sv. Anny na sv. okraji Chotěboře (GPS souřadnice EPGS: 4326 - WGS 84, geographic 2D): B 49.72173, L 15.68647. Mramor v lůmku není takřka odkryt, nachází se hlavně v odvalech, které protíná zmíněná cesta na jeho v. okraji (obr. 1). Poblíž byly nalezeny i výpalky po pálení vápna, kdysi tu asi stávala malá vápenka.

Necelý 1 km na JV odtud se nacházejí pozůstatky po těžbě uranového ložiska Chotěboř, těženého hlavně v letech 1956 - 1958, a po nových průzkumných pracích ještě v období 1973 - 1977. Jde o systém hydrotermálních žil v litologicky pestrém vývoji moldanubika při jeho styku s kutnohorským krystalinikem v prostoru křížení přibyslavské mylonitové zóny a doprovodných paralelních dislokací železnohorského zlomu (Cimala 1997; Pauliš et al. 2016).

Geologická situace

V okolí Chotěboře se setkávají dva větší celky, moldanubikum a kutnohorské krystalinikum (Mísař 1999). Jde o relativně monotónní komplexy rul a hlavně migmatitů, které vystupují v prostředí silného tektonického přepracování **v prostoru přibyslavské tektonické zóny**.

Moldanubikum tam zastupují biotitické a sillimanit-biotitické pararuly a migmatity s ojedinělými vložkami amfibolitů, pyroxenických rul a kvarcitů. Nehojná jsou menší tělesa částečně mylonitizovaných kalciťických a dolomitických mramorů s odlišným chemickým složením a variabilní minerální asociací (Houzar, Novák 1997). Jen lokálně se vyskytují menší tělesa leukokratní ortoruly s granátem a ojedinělý je serpentinit (obr. 2). Častý muskovit v moldanubických rulách, pravděpodobně retrográdního původu, vedl k přiřazení zdejšího komplexu metamorfitů k výše zmíněné „chotěbořské přechodní skupině“. Jde však o zcela nadbytečné vymezení, protože směrem k jihu tato „skupina“ pokračuje hluboko do moldanubika až k České Bělé, Stříbrným Horám u Přibyslavi, Havlíčkově Borové až Polné, přičemž jeho typickým znakem zůstává lokální střídní muskoviticko-biotitických pararul s úzkými vložkami muskovitických a muskovit-biotitických svorů (Staněk, Stárková 1986). Z magma-



- ruly, ojediněle vložky erlanů
- serpentinit
- dolomitový mramor
- ortorula
- kvartérní pokryv
- studovaná lokalita
- osamělé skály

Obr. 2 Geologická situace lokality mramoru u Chotěboře (<https://mapy.geology.cz/geocr50>). Doplněn byl výskyt studovaného dolomitického mramoru.



Obr. 3 Serpentinový mramor s reliktním forsteritem (ofikalcit) a se sporadickým klinohumitem (hnědé zmo v levé části obrázku uprostřed) a zelenošedým Zn-spinelem; Chotěboř (foto S. Houzar, velikost výřezu 50 × 30 mm).

tických hornin se vyskytují menší tělesa granitů, žíly aplitů a pegmatitů. Za zmínku stojí navíc zejména malá alochtonní tělesa melanokratických hornin durbachitového typu, vymezených hlavně pracemi a vrty uranového průzkumu. Nejsevernější z nich se nacházejí jen asi 3.5 km na JV od Chotěboře, odkud pokračují dalšími ojedinělými výskyty až k hojnějším tělesům v okolí Havlíčkovy Borové.

Kutnohorské krystalinikum zastupují v okolí lokality mramoru stromatitické, dvojslídne až muskovitické pararuly, migmatity a ortoruly (bílečská rula). Ojediněle obsahují menší vložky kvarcitů a pyroxenických rul. V této jednotce bylo vyčleněno několik dílčích litologických celků, jako například, od JZ k SV šternbersko-čáslavská, kutnohorská a malínská pestrá jednotka („skupina“) s pararulami a migmatity („kouřimské červené ortoruly“, „běstvinská ortorula“ a „bílečská ortorula“; dříve byly některé z nich dokonce pokládány za metaarkózy; Holub 1985). Bližší široká diskuse problematiky kutnohorského krystalinika je obsažena v práci Holuba (2009). Na styku s moldanubikem byla vymezena i „ratajská svorová zóna“, zřejmě retrográdního původu. Detailní litologie při kontaktech obou jednotek, moldanubika s. s. a kutnohorského krystalinika s. s., které by se opíraly mimo jiné o konkrétní minerální asociace a chemické složení hornin, byly v tamních metasedimentech v širším okolí Chotěboře studovány jen výjimečně (Losert 1967).

Některé sekvence, zejména „malínská skupina“ s granát-sillimanit-biotitickými pararulami obsahujícími kyanit, měly být dokonce integrální součástí moldanubika u Přibyslavi a Havlíčkova Brodu (Losert 1967; Misař et al. 1983). Novější výzkumy však takové názory většinou nepotvrdily; například granulitové těleso u nedaleké Běstviny má alochtonní, samostatnou pozici, s tektonickými kontakty; je nositelem UHP metamorfózy s mikrodiamanty a coesitem (Perraki, Faryad 2014). Ani kyanit-biotitické ruly nejsou specifické kutnohorského krystalinika; nacházíme je běžně i v gföhlské jednotce moldanubika na SZ od granulitového tělesa u Horních Borů až k Rudolci nebo směrem k S až téměř k Novému Městu na Moravě (Stárková et al. 1993; <https://mapy.geology.cz/geocr50>), ale o jejich genezi (retrogrese granulitů?) není nic známo.

Metodika

Studované vzorky byly odebrány v odvalu výše zmíněného lůmku a studovány makroskopicky a ve výbrusech v procházejícím světle. Odlišení dolomitu od kalcitu a silikátů bylo provedeno barvicí metodou za pomoci $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (Houzar, Malý 2021).

Chemické mikroanalýzy byly provedeny přístrojem Cameca SX-100 (EPMA) ve Společné laboratoři elektronové mikroskopie a mikroanalýzy Masarykovy univerzity a České geologické služby (Brno, Česká republika). Měření byla provedena ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek (analytik J. Haifler): urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 10 nA; průměr svazku 5 μm . Standardy byly: Na ($K\alpha$) - albit, Ca ($K\alpha$) - wollastonit, Al, K ($K\alpha$) - sanidin, Al ($K\alpha$), Fe ($K\alpha$) - almandin, Mn ($K\alpha$) - Mn_2SiO_4 , Ba ($L\alpha$) - baryt, Ti ($K\alpha$) - anatas Hardangervida, Si ($K\alpha$) - alamosite, Mg ($K\alpha$) - pyrop, Zn ($K\alpha$) - gahnit, Cr ($K\alpha$) - chromit, Ni ($K\alpha$) - Ni, P ($K\alpha$) - fluorapatit, F ($K\alpha$) - topaz, Cl - vanadinit, V ($K\alpha$) - ScVO_4 , Sr ($L\alpha$) - SrSO_4 . Naměřená data byla upravena X-PHI matrix korekcí podle Merleta (1994). Reprezentativní EPMA analýzy minerálů jsou uvedeny v tabulkách 1-6. Všechny zkratky minerálů jsou uváděny podle doporučení IMA (Warr 2021).

Výsledky

Pozice mramoru

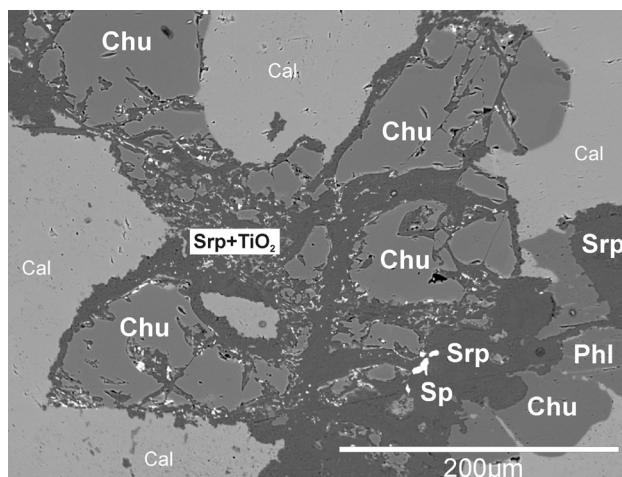
Malé těleso mramoru u Chotěboře o délce asi 20 metrů a o mocnosti do 10 metrů, směru SZS - VJV (podle velikosti a tvaru vydobyté části lůmku), vystupuje v biotitických až „perlových (okatých)“ migmatitizovaných pararulách nacházejících se poblíž výchozů migmatitů kutnohorského krystalinika. V místech výskytu mramoru jsou uváděny buď migmatity nebo dokonce těleso „metatrachyandezitu“ (<https://mapy.geology.cz/geocr25>) - *pravděpodobně jde o omyl v lokalizaci nebo jde o retrográdně metamorfovanou chlorit-epidotovou skarnoidní horninu*. V blízkém sz. okolí lůmku vystupují v místním hřbetu odolnější migmatity (bylo tam také provedeno několik vrtů uranového průzkumu) a asi 200 m na V výrazný skalnatý hřbet tvořený migmatity až ortorulami kutnohorského krystalinika (bílečská rula; Losert 1967), zvaný Koukalky (obr. 1).

Velmi podobná asociace hornin byla zastižena důlními pracemi v místech zmíněného uranového ložiska. Mramory se tam vyskytly ve dvou protáhlých tělesech

Tabulka 1 Reprezentativní složení forsteritu

minerál	Fo	Fo	Fo
vzorek	12	13	15
SiO_2	42.22	42.66	41.98
MgO	55.50	55.80	54.83
MnO	0.15	0.09	0.09
FeO	2.50	2.23	2.18
ZnO	0.08	0.18	0.04
NiO	0.07	0.05	0.02
total	100.52	101.01	99.14
Si^{4+}	0.996	1.000	1.002
Mg^{2+}	1.952	1.950	1.950
Mn^{2+}	0.003	0.002	0.002
Fe^{2+}	0.049	0.044	0.043
Zn^{2+}	0.001	0.003	0.001
Ni^{2+}	0.001	0.001	0.000
Σcat	3.004	3.000	2.998
Σanions	4	4	4

Empirický vzorec byl přepočítán na bázi čtyř kyslíků



Obr. 4 Retrográdní reakce přeměny klinohumitu (Chu) na serpentin (Srp) s inkluzemi TiO_2 -minerálu a ojedinělým sfaleritem (Sp); s kalcitem (Cal).

směru ZSZ - VJV, stejného jako ve studovaném lůmku, společně s pyroxenickými rulami (*erlany*). Jsou uloženy v biotitických pararulách, respektive na jejich styku s „perlovými rulami“, a jejich mocnost nepřevyšuje pět metrů. V blízkém okolí se nacházejí migmatity s ojedinělými polohami amfibolitů, proniklé žilami aplitů, granitů a pegmatitů (Pauliš et al. 2016). Bližší informace o mineralogii těchto mramorů nejsou dostupné, zmiňovány jsou z nich jen výskyty *hesonitu*, vesuvianu, epidotu, fluoritu, pyrhotinu a pyritu (Láznicka in Tuček 1970).

Minerální asociace mramoru

Mramor ve studovaném lůmku přináší několika petrograficky a chemicky odlišným typům:

- (1) Prvním typem je bílý až šedobílý relativně čistý středně až jemnozrný zrnitý kalcitický mramor (1), který se v rámci vzorku střídá s podobným, ale dolomitě bohatým mramorem. Horniny jsou silně tektonicky porušené a hustě prostoupené mladším kalcitem a místy i Mg-fylosilikáty (mastek, chlorit).
- (2) Dalším, nejrozšířenějším typem je zelenavě šedý až zelenobílý skvrnitý ofikarbonát, středně zrnitý dolomit-kalcitický mramor bohatší silikáty, hlavně serpentinizovaným forsteritem, flogopitem, s ojedinělým tremolitem a chloritem, akcesorickým pyritem a magnetitem (Houzar, Novák 1997).
- (3) Detailně studovaný byl pouze vzácnější, ale mineralogicky nejzajímavější poslední typ, a to skvrnitý silikátový forsterit-serpentinový ofikalcit, respektive ofikarbonát (11.07 hm. % MgO a 10.5 hm. % SiO₂; se zvýšeným obsahem 600 ppm Zn a 180 ppm Ba; nepublikovaná data SH), a s ojedinělým klinohumitem a spinelem.

Forsterit tvoří bezbarvá zrna bez patrné zonálnosti, o maximální velikosti cca 1 - 2 mm. Vyskytuje se rovnoměrně v celém studovaném mramoru, kde v některých částech mohl zaujímat až 1/3 objemu. Je však zatlačován žlutozeleným *serpentinem*, který často jeho zrna úplně pseudomorfuje (obr. 3). Kromě Mg a Si obsahuje forsterit pouze malé množství železa (0.043 - 0.049 *apfu* Fe²⁺_{tot}) a stopové množství Mn (≤ 0.003 *apfu*), Zn (≤ 0.003 *apfu*) a Ni (≤ 0.001 *apfu*) (tab. 1). Chemické složení forsteritu je obdobné jiným forsteritům z dolomitických mramorů okolního moldanubika (Novák 1988).

Typickým znakem studovaného mramoru je téměř úplná **serpentinizace zrn forsteritu**. Společně s reliktním forsteritem lokálně představuje až zmíněných cca 30 modálních % mramoru. *Serpentin* představuje (kromě karbonátů) nejhojnější minerál mramorů na této lokalitě. Je světle zelené barvy, velmi jemně šupinovitý a velikost jeho zrn jen vzácně převyšuje 1 mm. V *serpentinu* je zarostlý relativně častý mikroskopický sfalerit (obr. 4). Chemické složení *serpentinu* se blíží teoretickému složení, mírně zvýšený je pouze obsah Fe (≤ 0.082 *apfu*); za zmínku stojí obsah Zn, F a Cl mírně nad hranici detekce EMPA (tab. 2). Na rozdíl od jiných podobných lokalit *serpentin* ve studovaném mramoru běžně zatlačuje rovněž klinohumit. Bližší RTG identifikace *serpentinu* nebyla provedena; v obdobných případech bývá minerál serpentinové podskupiny v pseudomorfózech po forsteritu pokládán nejpravděpodobněji za lizardit (Wicks, O'Hanley 1988). Masivní agregáty *serpentinu* ani jeho žilkovité proniky mramorem, tak jak je nacházíme často v typickém vývoji jinde v moldanubiku (Houzar et al., 2023), nebyly zjištěny.

Klinohumit náleží v mramoru k akcesorickým minerálům. Velikost jeho izometrických hnědooranžových

Tabulka 2 Reprezentativní složení serpentinu po forsteritu a klinohumitu

minerál	Srp po Fo	Srp po Chu	Srp po Chu	Srp po Chu
analýza	4	7	14	16
SiO ₂	40.86	41.92	42.77	41.47
TiO ₂	0.71	b.d.	0.01	0.57
Al ₂ O ₃	0.21	0.03	0.02	0.04
MgO	40.69	41.75	41.18	40.08
FeO	2.04	1.70	0.89	1.53
MnO	0.01	b.d.	0.01	0.02
ZnO	0.16	b.d.	b.d.	0.22
F	0.22	0.19	0.14	0.17
Cl	0.19	0.13	0.03	0.11
H ₂ O*	12.32	12.52	12.58	12.32
O=F	-0.09	-0.08	-0.06	-0.07
O=Cl	-0.04	-0.03	-0.01	-0.02
total	97.28	98.13	97.57	96.43
Si ⁴⁺	1.964	1.989	2.027	2.001
Ti ⁴⁺	0.026		0.000	0.021
Al ³⁺	0.012	0.002	0.001	0.002
Mg ²⁺	2.915	2.953	2.909	2.883
Fe ²⁺	0.082	0.067	0.035	0.062
Mn ²⁺	0.000		0.000	0.001
Zn ²⁺	0.006			0.008
F ⁻	0.033	0.029	0.021	0.026
Cl ⁻	0.015	0.010	0.002	0.009
H ⁺	3.951	3.961	3.977	3.965
O ²⁻	8.951	8.961	8.977	8.965
Σcat	5.005	5.010	4.973	4.977
Σanions	9	9	9	9

* vypočteno ze stechiometrie; empirický vzorec byl přepočítán na bázi devíti anionů; celkové Fe jako Fe²⁺; b.d. - pod mezí stanovení

Tabulka 3 Reprezentativní složení klinohumitu

minerál	Chu	Chu	Chu	Chu
vzorek	2	3	6	10
SiO ₂	38.19	38.05	38.01	37.91
TiO ₂	2.67	2.68	2.23	2.84
MgO	55.59	55.96	54.99	54.85
FeO	1.69	1.74	2.07	1.82
MnO	0.11	0.06	0.10	0.14
ZnO	0.04	0.18	0.16	0.04
F	2.27	2.33	2.37	2.15
H ₂ O*	1.80	1.78	1.73	1.83
O=F	-0.96	-0.98	-1.00	-0.91
total	101.4	101.8	100.66	100.67
Si ⁴⁺	3.984	3.953	3.998	3.991
Ti ⁴⁺	0.209	0.209	0.176	0.225
Mg ²⁺	8.646	8.667	8.622	8.608
Fe ²⁺	0.147	0.151	0.182	0.160
Mn ²⁺	0.010	0.005	0.009	0.012
Zn ²⁺	0.003	0.014	0.012	0.003
F ⁻	0.749	0.766	0.788	0.716
H ⁺	1.251	1.234	1.212	1.284
O ²⁻	17.445	17.397	17.386	17.500
Σcat	13	13	13	13
Σanions	18.194	18.163	18.174	18.216

* vypočteno ze stechiometrie; empirický vzorec byl přepočten na bázi 13 kationů: (Si⁴⁺ + Ti⁴⁺ + Mg²⁺ + Fe²⁺ + Mn²⁺ + Zn²⁺)

Tabulka 4 Reprezentativní složení zinečnatého spinelu

minerál	Spl	Spl	Spl
vzorek	1	5	11
SiO ₂	0.05	0.03	0.07
TiO ₂	0.05	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	67.81	68.86	68.33
V ₂ O ₃	0.22	0.14	0.15
Fe ₂ O ₃	1.45	1.08	0.94
FeO	0.84	1.38	1.26
MnO	0.02	0.06	0.06
MgO	23.33	24.76	22.97
ZnO	7.14	4.14	7.49
total	100.91	100.50	101.31
Si ⁴⁺	0.001	0.001	0.002
Ti ⁴⁺	0.001	0.001	0.001
Al ³⁺	1.965	1.974	1.975
V ³⁺	0.004	0.003	0.003
Fe ³⁺	0.027	0.020	0.017
Fe ²⁺	0.017	0.028	0.026
Mn ²⁺	0.000	0.001	0.001
Mg ²⁺	0.855	0.898	0.840
Zn ²⁺	0.130	0.074	0.136
Σcat	3	3	3
Σanions	4	4	4

Empirický vzorec byl přepočítán na bázi čtyř kyslíků a tří kationů.

Tabulka 5 Chemické složení flogopitu

minerál	Phl
vzorek	8 chot
SiO ₂	38.26
TiO ₂	0.46
Al ₂ O ₃	15.62
FeO	0.73
MgO	26.33
ZnO	0.01
CaO	0.06
BaO	4.48
Na ₂ O	0.16
K ₂ O	8.61
H ₂ O*	3.80
F	0.74
O=F	-0.31
total	98.95
Si ⁴⁺	2.766
Ti ⁴⁺	0.025
Al ³⁺	1.331
Fe ²⁺	0.044
Mg ²⁺	2.838
Zn ²⁺	0.001
Ca ²⁺	0.005
Ba ²⁺	0.127
Na ⁺	0.022
K ⁺	0.794
H ⁺	1.831
F ⁻	0.169
O ²⁻	11.831
Σcat	7.952
Σanions	12

* vypočteno ze stechiometrie; celkové Fe jako Fe²⁺.

Tabulka 6 Chemické složení baddeleyitu

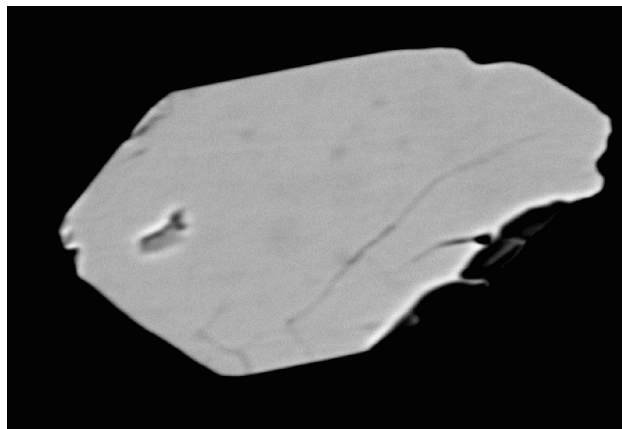
minerál	Bdy
vzorek	9
ZrO ₂	96.08
HfO ₂	3.16
TiO ₂	0.41
Gd ₂ O ₃	0.05
Er ₂ O ₃	0.08
FeO	0.05
F	0.73
O=F	-0.31
total	100.25
Zr ⁴⁺	0.962
Hf ⁴⁺	0.019
Ti ⁴⁺	0.006
Gd ³⁺	0.000
Er ³⁺	0.001
Fe ²⁺	0.001
F ⁻	0.047
O ²⁻	1.953
Σcat	0.989
Σanions	2

Empirický vzorec byl přepočítán na bázi dvou kyslíků.

zrn vyskytujících se společně s forsteritem nepřesahuje 1 mm. Nápadnější je pouze ve výbrusech, a to svým výrazným žlutým pleochroismem: X - sytější žlutá, Y - světle žlutá, Z - téměř bezbarvá. Chemické složení odpovídá v průměru železem chudým klinohumitům vyskytujícím se v okolním moldanubiku (tab. 3) (Novák 1988, 1989). Podobně obsah fluoru (2.15 - 2.37 hm. %; 0.716 - 0.788 *apfu* F) odpovídá specifickému minerálu hydroxyl-klinohumitu, který dominuje také v ostatních mramorech moldanubika (Houzar et al. 2017). Mírně zvýšený je jen obsah Ti (0.176 - 0.225 *apfu*) a částečně i Zn (0.003 - 0.014 *apfu*). Oproti jiným lokalitám v okolním moldanubiku se však zdejší klinohumit vyznačuje silnou alterací, což je v případě minerálů humitové skupiny v asociaci s forsteritem spíše výjimkou (Šabynin 1973; Novák 1988, 1989). Vzniká po něm *serpentin* s hojnými inkluzemi minerálu o složení TiO₂ (anatasem nebo rutilem; obr. 4). V tomto případě má mírně zvýšený obsah titanu (≤0.026 *apfu* Ti) a zinku (≤0.008 *apfu* Zn). Zatímco Ti pochází z klinohumitu, zdroj Zn není jednoznačný (akcesorický sfalerit?).

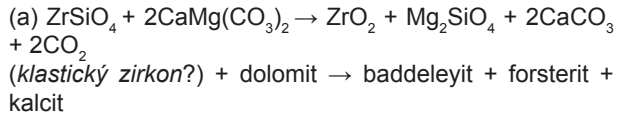
Spinel podobně jako klinohumit náleží k poměrně nenápadným, ale místy častým akcesorickým minerálům. Tvoří zrna a lesklé nedokonalé krystaly oktaedrického habitu, velikosti < 1 mm, a jejich srůsty 0.5 - 1.5 mm velké, šedozele a fialové barvy. Jeho agregáty jsou zatlačeny šedobílou, blíže neurčitelnou mikroskopickou „směsí“ chloritu a Mg-Al-karbonátů skupiny hydrotalkitu, respektive quintinitu, podobně jako je tomu v podobné asociaci v Třebenicích u Třebíče (Houzar, Šrein 2008). Spinel je relativně bohatý zinkem, jehož obsah ≤0.140 *apfu* Zn však zdaleka nedosahuje obsahu v gahnitu, známého z nedalekého poličského a ohebského krystalinika (Novák et al. 1997). Nejméně Zn (0.074 *apfu*) má spinel v asociaci s klinohumitem (tab. 4). Podobné zinečnaté spinely jsou ve východní části moldanubika vzácnější než běžný, koncovému Mg-členu odpovídající spinel. Jsou známy například z jedné z poloh mramorů se sfaleritem z Dolní Rožínky (Doležalová et al. 2005) a z jedné podobné lokality u Číchova (Houzar 2015).

Flogopit je běžný, společně s forsteritem a *serpentinem*, v kalcit-dolomitovém mramoru typu (b), kde je soustředěn na plochách foliace. Naopak ve studovaném mramoru (c) náleží flogopit ke vzácnějším minerálům a tvořil ojedinělé bezbarvé lupínky velikosti < 1 mm. Byl analyzován jen výjimečně; za zmínku stojí pouze zvýšený obsah Ba, 4.48 hm. % BaO, resp. 0.127 *apfu* Ba (tab. 5).

**Obr 5** Euhedrání zrna baddeleyitu v zrně kalcitu (FOV 30 μm, zpětně odražené elektrony, foto J. Haifler).

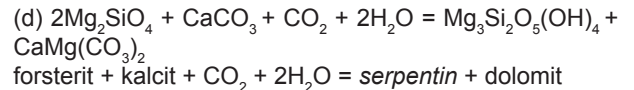
Akcesorické minerály P a Zr

Běžným akcesorickým minerálem je **fluorapatit**, tvořící v kalcitu i dolomitu xenomorfní zrna velikosti ≤ 0.3 mm. Z genetického hlediska je však zásadním zjištěním vzácného **baddeleyitu** v asociaci s forsteritem a Zn-spinellem, které náležejí k progradním minerálům. Tvoří mikroskopické subhedrální krystaly o maximální velikosti cca 50 μm v zrnech kalcitu (obr. 5). Ojedinelá analýza poskytla kromě Zr pouze 0.019 *apfu* Hf a 0.006 *apfu* Ti, obsahy Fe, REE (Gd a Er) jsou na hranici detekce EMPA (tab. 6). Vznikl zřejmě reakcí, kterou popsal Ferry (1996) a která při $P = 3$ kbar probíhá za $T = 620 - 700$ °C:



V silně alterovaném mramoru s klinohumitem se vyskytují blíže neurčené minerály o složení TiO_2 o velikosti < 5 μm . Společně se *serpentinem* zatlačují klinohumit a jsou důsledkem uvolnění podílu Ti z jeho krystalové struktury.

ofikalcitech), probíhající převážně za $T < 400 - 300$ °C a hlavně v podmínkách vysoké aktivity H_2O s $X_{\text{CO}_2} < 0.10 - 0.15$ (Trommsdorff, Evans 1977; Zucali et al. 2018). V mramorech bohatých silikáty jsou spojeny s infiltrací většího množství H_2O z externího zdroje. V případě druhé z uváděných reakcí je nutné uvažovat o úplném odnosu části Mg fluidy, neboť brucit nebyl v této asociaci zjištěn. Zrna *serpentinu* s relikty forsteritu jsou však obvykle uzavírána v dolomitu, což může svědčit pro uplatnění Mg-(OH) z reakce (b) v novotvořeném dolomitu II, který vzniká namísto brucitu v podmínkách mírně vyššího X_{CO_2} z forsteritu i klinohumitu podle reakce (Franz, Ackermann 1980):

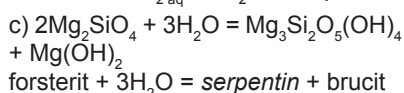
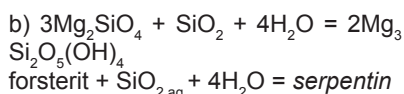


Určité specifikum studovaného mramoru představuje zvýšený obsah Zn ve spinelu a Ba ve flogopitu, které jsou z některých nevelkých těles mramorů ve východní části moldanubika známy (Doležalová et al. 2005; Houzar 2015).

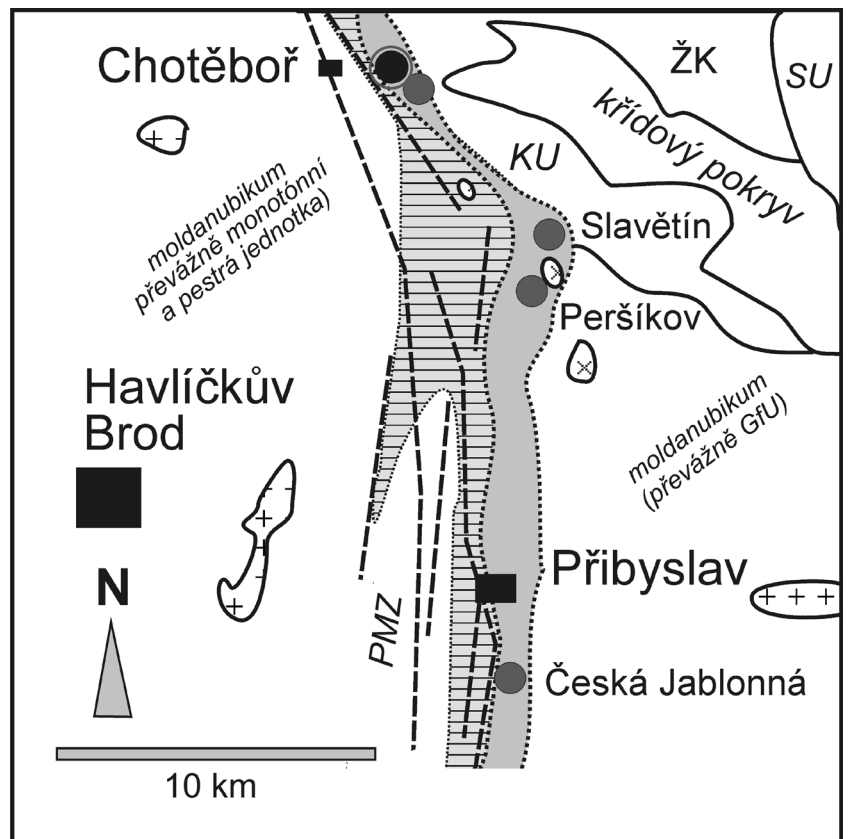
Diskuse regionálně geologické pozice a mineralogie mramoru

Retrogradní metamorfóza mramoru souvisí se zmíněnou pozicí v prostředí přibyslavské mylonitové zóny (obr. 6). Ta se vyznačuje zejména výraznými projevy nízkoteplotní alterace hornin a jejich silným tektonickým přepracováním (mylonitizací). Od Chotěboře směrem k jihu až k Polné obsahují moldanubické ruly často muskovit a přecházejí až do biotitických (\pm muskovit) svorů (Stánek, Stárková 1986). Nacházejí se zde i tektonicky izolovaná malá tělesa hornin durbachitového typu, v ssz. pokračování výběžku třebíčského plutonu.

Progradní asociace mramoru s forsteritem + spinellem + klinohumitem je typická pro moldanubikum, zejména pro zónu HT-LP regionální metamorfózy v blízkosti třebíčského durbachitového plutonu (Houzar et al. 2010; Leichmann et al. 2017). Naopak *serpentin* (lizardit?) je typickým znakem retrogradního LP/LT stádia metamorfózy a vzniká obvykle za externího přínosu H_2O a SiO_2 do dolomitických mramorů. V těchto případech se uvádějí obvykle dvě možné reakce (např. Bucher, Grapes 2011):



Jde o běžné nízkoteplotní reakce v ultrabazických horninách a serpentinových mramorech (ofikarbonátech,



- Moldanubikum GfU - gřohlská jednotka (na severu kutnohorské (KU) a svratecké krystalinikum (SU) včetně krystalinika Železných hor (ŽK) a ranského masivu)
- komplex migmatitů s vložkami amfibolitů a dolomitických mramorů ● lokality mramorů
- muskovit-biotitické až muskovitické pararuly a svory
- durbachity (třebíčský a jihlavský pluton) granity
- zlomy a mylonity na přibyslavské mylonitové zóně (PMZ)

Obr. 6 Regionálně geologická pozice dolomitických mramorů na styku českého a strážeckého moldanubika v prostředí severní části přibyslavské mylonitové zóny.

Podobná minerální asociace (převážně bez zvýšeného obsahu Zn, příp. Ba) a shodná litologie s ojedinělými mramory je známa z několika lokalit v pestrém vývoji moldanubika na JV od Chotěboře u Peršíkova, Slavětina, České Jablonné až po Stáj (Houzar, Novák 1997), odkud poté pokračuje společně s hojnými amfibolity směrem k východu podél celé severní hranice třebíčského plutonu (Novák 1987, 1989).

Závěr

Dolomitický mramor z téměř neznámého výskytu u Chotěboře je uložen blízko tektonické hranice moldanubika a kutnohorského krystalinika. Moldanubikum, na základě novějšího geologického mapování zde řazené k „chotěbořskému přechodnímu vývoji“, zastupují migmatizované muskovit-biotitické pararuly, lokálně s vločkami pyroxenických rul (erlanů), amfibolitů a serpentinitů. Všechny horniny jsou *podstatně retrogradně přepracovány v tektonickém prostředí přibyslavské mylonitové zóny*. Zdejší výskyt dolomitického mramoru lze charakterizovat takto:

- (1) Dolomitický mramor u Chotěboře tvoří drobné těleso v biotitických až perlových migmatizovaných pararulách, pravděpodobně částečně s tektonickým omezením v nadloží. Je litologicky a *mineralogicky shodný s moldanubickými forsteritovými mramory*, které vystupují v lokálních pestrých sekvencích dále k jihu (Slavětín, Peršíkov, Česká Jablonná) a hlavně na JJV odtud ve strážeckém moldanubiku (Stáj, Blížkov, Mostišťe, Martinice, Dolní Libochová) podél severního kontaktu třebíčského plutonu (Novák 1987, 1988, 1989; Houzar, Novák 1997). V těsné blízkosti mramoru vystupují v monotónním vývoji typické migmatity (diatextity i metatextity) až ortoruly kutnohorského krystalinika.
- (2) Studovaný mramor je bohatý nekarbonátovou složkou. K ní náležejí *ojedinělé relikty* starší progradní HT/LP metamorfózy stabilní za $T > 650$ °C. Jsou reprezentované asociací forsterit + Zn-spinel + hydroxyl-klinohumit ± Ba-flogopit, s akcesorickým apatitem, sfaleritem, pyritem, magnetitem a ojedinělým baddeleyitem, které zaujímají odhadem méně než 10 modálních %. Při jejím vzniku se uplatnily zejména Mg, Ca, Si a místy zvýšený podíl Al, Ba, Zn a F z protolitu mramoru.
- (3) Progradní minerální asociace podlehlá *silné retrogradní nízkoteplotní metamorfóze* v podmínkách vysoké aktivity H_2O , která se projevila serpentinizací forsteritu a částečně asi i vznikem chloritu. V případě alterace klinohumitu obsahuje nízkoteplotní *serpentin* četné inkluze některého z minerálů o složení TiO_2 . Pravděpodobná je rozsáhlá redistribuce dolomitu v dolomitickém mramoru (odmíšení dolomitu II z progradního Mg-kalcitu a následná koalescence jeho zrn).
- (4) Popisovaná progradní minerální asociace forsteritového mramoru s klinohumitem, spinelem a baddeleyitem se jinde v Českém masivu *mimo moldanubikum* nevyskytuje.

Poděkování

Odborný článek vznikl na základě institucionální podpory dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace poskytované Ministerstvem kultury (DKRVO, MK000094862).

Literatura

- BUCHER K, GRAPES R (2011) Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 1-428, Springer-Verlag Berlin Heidelberg
- CIMALA Z (1997) Po stopách průzkumu a těžby uranových ložisek na Moravě a Východních Čechách. 5-129, GEAM, Dolní Rožínka
- DOLEŽALOVÁ H, HOUZAR S, ŠKODA R (2005) Minerální asociace forsteritových mramorů s Ba-flogopitem a kinoshitalitem na uranovém ložisku Rožná, moldanubikum, západní Morava. Acta Mus Moraviae Sci geol 90: 75-88
- FERRY JM (1996) Three novel isograds in metamorphosed siliceous dolomites from the Ballachulish aureole, Scotland. Am Mineral 81: 485-494
- FRANZ G, ACKERMAND D (1980) Phase relations and metamorphic history of a clinohumite-chorite-serpentine-marble from the Western Tauern area (Austria). Contr Mineral Petrol 75: 97-110
- HOLUB M (1985) Příspěvek k poznání geneze ortorul v kutnohorském revíru. Čas Mineral Geol 30(1): 65-74
- HOLUB M (2009) Kutnohorský ložiskový appendix. Kutnohorskó - Vlastivěd sbor 11: 1-21
- HOUZAR S (2015) Zinkem a baryem bohaté minerální asociace (sfalerit - Zn-spinel - hyalofán - Ba-flogopit) z mramoru u Číchova na západní Moravě (moldanubikum). Acta Rer Nat 18: 1-7
- HOUZAR S, MALÝ K (2021) Mramory Českomoravské vrchoviny jako zdroj surovin pro historické stavby; přehled lokalit a metodika výzkumu. Acta Rer Nat 26: 19-46
- HOUZAR S, NOVÁK M (1997) Mramory západní části strážeckého moldanubika mezi Polnou a Chotěboří. Acta Mus Moraviae Sci nat 81(1-2): 53-62
- HOUZAR S, ŠREIN V (2008) Asociace geikielitu s kasiteritem ve spinelovém mramoru z Třebenic na západní Moravě, Moldanubikum. Acta Rerum Natur 4, 1-6
- HOUZAR S, NOVÁK M, CÍCHA J (2017) Přehled minerálních asociací a litologie mramorů české části moldanubika (Český masív). Bull Mineral Petrolog 25(2): 113-140
- HOUZAR S, GADAS P, ČOPJAKOVÁ R (2010) Minerální asociace geikielit-baddeleyit v dolomitických mramorech moravského moldanubika v kontaktní aureole třebíčského plutonu. Acta Mus Moraviae Sci geol 95: 71-82
- HOUZAR S, SEJKORA J, MALÍKOVÁ R (2023) Mineralogie masivního serpentinu a klinochloru z dolomitických mramorů moldanubika na západní Moravě (Český masív). Acta Musei Moraviae, Sci geol 108(1): 57-78
- LEICHMANN J, GNOJEK I, NOVÁK M, SEDLÁK J, HOUZAR S (2017) Durbachites from the Eastern Moldanubicum (Bohemian Massif) - erosional relics of large, flat tabular intrusions of ultrapotassic melts: geophysical and petrological records. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 106(1): 59-77
- LOSERT J (1967) Contribution to the problem of the Pre-Assyntian tectonogenesis and metamorphism in the Moldanubicum of the Bohemian massif. Krystalinikum 5: 61-84
- MERLET C (1994) An accurate computer correction program for quantitative electron probe microanalyses. Microchim Acta 115: 363-376
- MISAŘ Z (red) (1999) Geologická mapa ČR 13-44 Hlinsko. Český geologický ústav, Praha
- MISAŘ Z, DUDEK A, HAVLENA V, WEISS J (1983) Geologie ČSSR I - Český masív. 1-336, Stát pedagog nakl Praha

- NOVÁK M (1987) Metamorfované karbonátové horniny při severovýchodním okraji moldanubika. Acta Mus Moraviae Sci natur 79: 5-28
- NOVÁK M (1988) Petrologie metamorfovaných dolomitických hornin při severovýchodním okraji moldanubika. Kandidátská disertační práce, 1-127 PřF UK Praha
- NOVÁK M (1989) Metamorfóza dolomitických hornin při severovýchodním okraji moldanubika. Acta Mus Moraviae Sci natur 74: 7-51
- NOVÁK M, HOUZAR S, ŠREIN V (1997) Gahnite-bearing marbles and their significance for regional classification of the eastern part of the Bohemian Massif. J Czech geol Soc 42(1-2): 33-40
- PAULIŠ P, BABKA K, SEJKORA J, ŠKÁCHA P (2016) Uranové minerály ČR a jejich nejvýznamnější naleziště. 1-557, Vyd a Nakl Martin Bartoš Kuttna, Kutná Hora
- PERRAKI M, FARYAD SW (2014) First finding of microdiamond, coesite and other UHP phases in felsic granulites in the Moldanubian Zone: Implications for deep subduction and a revised geodynamic model for Variscan Orogeny in the Bohemian Massif. Lithos 202-203: 157-166
- STANĚK J, STÁRKOVÁ I (1986) Geologické poměry oblasti Příbrav - Polná. Sbor „Hornická Příbram ve vědě a technice“ ložisk geol: 376-390 Příbram
- STÁRKOVÁ I, VESELÁ M, MOUPIC Z, CHMELÁŘ J (1993) Příspěvky k problematice západomoravského krystalinika. In PŘICHYSTAL A, OBSTOVÁ V, SUK M, Eds., Geologie Moravy a Slezska: 15-30, Masarykova univerzita a Moravské zemské muzeum
- ŠABYNIN LI (1973) Formacija magnezialnych skarnov. 1-173, Nauka, Moskva (rusky)
- TROMMSDORFF V, EVANS BW (1977) Antigorite-ophicarbonates: phase relations in a portion of the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. Contr Mineral Petrol 60: 39-56
- TUČEK K (1970) Naleziště českých nerostů a jejich literatura. 1-882, Academia, Praha
- WARR LN (2021) IMA-CNMNC approved mineral symbols. Mineral Mag 85(3): 291-320
- WICKS FJ, O'HANLEY FC (1988) Serpentine minerals: Structures and petrology. In BAILEY SW (ed) Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas). Rev Mineral 19: 91-159, Mineralogical Society of America
- ZUCALI M, MARINONI N, DIELLA V, CROCE A, RINAUDO C, FONTANA E (2018) Deciphering the tectonic-geodynamic context of the gem-quality "noble serpentine" deposit formation combining microstructural, chemical and micro-Raman analyses in Palaeozoic olivine-bearing marbles and serpentine-hosting rocks (Pizzo Tremogge, Margna unit - Austroalpine, Val Malenco - Central Alps, Italy). Ore Geol Rev 92: 257-270

Internetové zdroje:

- Analýzy výskopisu Geoprohlížeč ČÚZK. Přístup 10. 1. 2023 na adrese: <https://ags.cuzk.cz/av/>
- Geovědní mapy 1:25 000. Přístup 9. 1. 2023 na adrese: <https://mapy.geology.cz/geocr25>
- Geovědní mapy 1:50 000. Přístup 3 1. 2023 na adrese: <https://mapy.geology.cz/geocr50>