

SBORNÍK NÁRODNÍHO MUZEA V PRAZE

ACTA MUSEI NATIONALIS PRAGAE

Volumen XXV B (1969), No. 2

REDAKTOR JIŘÍ KOUŘIMSKÝ

JIŘÍ LOSERT

METASOMATICKÉ LOŽISKO POLYMETALICKÝCH RUD U MALOVID (SEV. OD ČESKÉHO ŠTERNBERKA) V POSÁZAVÍ

METASOMATIC DEPOSIT OF POLYMETALLIC ORES NEAR MALOVIDY N OF ČESKÝ ŠTERNBERK (CZECHOSLOVAKIA)

V ý t a h: Předložená práce shrnuje výsledky geologického, petrografického a mineralogického studia metasomatického ložiska Cu—Pb—Zn rud u Malovid v Posázaví. Jsou diskutovány geologická posice ložiska a jeho vývoj ve dvou stadiích — silikátovém a sulfidickém. Ložisko je považováno za kontaktně metasomatické, vzniklé zatlačením krystalického dolomitu a po metalogenetické stránce je řazeno k obvodu středočeského plutonu a jeho aureoly ve smyslu Koutkově (1964).

ÚVOD

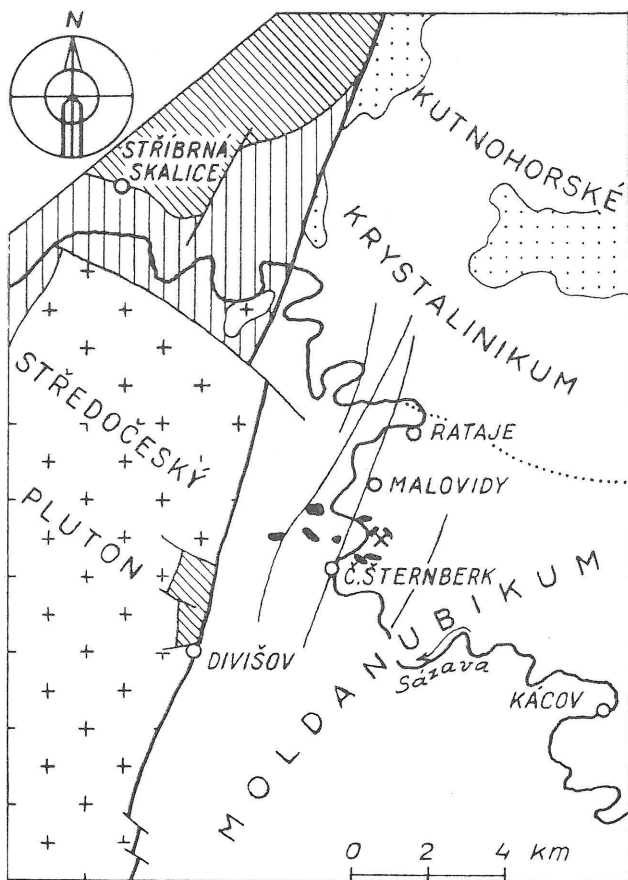
Mezi četnými drobnými ložisky polymetalických rud, která jsou charakteristická pro metalogenetické obvody středočeského plutonu a moldanubika zaujímá studované ložisko u Malovid zvláštní postavení. Zatímco naprostá většina hydrotermálních ložisek těchto obvodů má charakter žil, žilníků nebo impregnací uložených v krystaliniku moldanubika nebo kutnohorské jednotky popř. ve středočeském plutonu a jeho plášti, má malovidské ložisko, ležící v krystalických karbonátových horninách znaky ložiska kontaktně metasomatického. Vedle této skutečnosti je zajímavá i jeho poloha v tektonicky složitě oblasti na styku moldanubika s kutnohorskou jednotkou a se středočeským plutonem a jeho pláštěm.

POLOHA LOŽISKA A STARŠÍ ZPRÁVY O NĚM

Studované ložisko, označované v literatuře někdy též jako ložisko u Českého Šternberka (J. H. Bernard 1961 a, 1964) leží v zalesněném severním svahu údolí pravostranného přítoku Sázavy, 1 km sv. od Českého Šternberka, v trati „Ve stříbrné“ (Silberberg) (obr. 1, příloha 1).

Ve vzdálenosti asi 250 m od ústí Stříbrného potoka do Sázavy najdeme tam zřetelné zbytky po starém dolování: obvaly, propadlou šachtici a štolu (č. 2 v mapě — příl. 1), raženou ve zrudněném krystalickém dolomitu.

Podrobnější zprávy o dřívější exploitaci ložiska najdeme shrnuty v KRATOCHVÍLOVĚ Topografické mineralogii (1923) a ve zprávě GOTTHARDOVĚ (1922). Podle nich byly kutační práce na ložisku několikrát zastaveny a opět obnoveny; snad o tom svědčí i letopočty (1251, 1639, 1816) vytesané v dolomitu při ústí horní štolý (štola č. 2).



Obr. 1.

Topografická poloha malovidského ložiska vzhledem k vých. okraji středočeského plutonu. Černě: žíly a masivky granitoidních hornin, patří pravděpodobně k eruptivům středočeskému plutonu. Tečkovaně — křídové sedimenty, šikmá šrafa — permské sedimenty, svislá šrafa — migmatity a metabazity v plášti středočeského plutonu; upraveno podle geol. mapy 1:200 000, listy Tábor a Jihlava.

Hlavní rozkvět dolování se klade do období od r. 1687 do r. 1793; z r. 1793 pochází i starý nákres ložiska (příl. 3). Naposled byly práce obnoveny r. 1816 v dole sv. Karla v konojedském revíru. V tomto roce bylo započato s ražením další štolý z údolí Sázavy (štola č. 1). Prošla žilou aplitu a zastihla vložky krystalického dolomitu v biotitických rudách, avšak pro malou délku (63 m) se k ložisku nedostala.

Za třicetileté války byly práce na ložisku opět přerušeny. Příčinou opuštění ložiska byl prý nedostatek pracovních sil a jeho malé rozměry a kovnatost.

O nové ověření rozsahu a významu ložiska pokusili se v letech 1959 až 1960 pracovníci Geologického průzkumu n. p. v Praze, a to vyzmáháním horní štoly, ovzorkováním ložiska a průzkumným vrtem, situovaným sev. od ústí horní štoly (příl. 1). Tyto průzkumné práce sledované z geologického hlediska pg. B. Žertem a pg. E. Pivcem, (jimž si na tomto místě dovoluji poděkovat za některé údaje o ložisku), stejně jako metalometrický průzkum na plošinách s. a jz. od Malovid (kterým byly zjištěny nevelké anomálie obsahů Ag a Zn v půdě), se nesetkaly s úspěchem a práce na ložisku byly opět zastaveny.

O malovidském ložisku, jeho genesi a mineralogii se dočteme u J. GOTTHARDA (1922), malou zmínku nalezneme i v práci KOUTKOVĚ (1933). V novější době studoval ložisko autor této práce: o výsledcích uveřejnil předběžnou zprávu (L. LOSERT 1959); část výsledků byla také použita pracovníky GP Praha pro závěrečnou zprávu o průzkumu malovidského ložiska (J. Losert 1960).

Z geologických a petrografických prací, důležitých pro poznání geologických poměrů v okolí ložiska je třeba se zmínit o BĀRTOVĚ studii o posázavských mramorech (1923), v níž je uvedena i mikroskopická charakteristika a chemická analýza mramoru z lomu „Ve stříbrné“ a dále o ONDŘEJOVĚ monografii křemene z českých zemí (1919), v níž jsou popsány hydrotermální křemenné žíly z blízkého okolí ložiska a mikroskopicky charakterizovány amfibolity z jeho širšího okolí. Posázavským amfibolitům věnoval ONDŘEJ ještě další práci (1922). Základní údaje o geologii širšího okolí ložiska jsou uvedeny v pracích J. KOUTKA (1933, 1940).

GEOLOGICKÁ SITUACE V OKOLÍ LOŽISKA

Širší okolí studovaného ložiska patří geologicky uzlové oblasti, v níž se stýká několik velkých geologických jednotek. Hlavní podíl na stavbě území má podle J. KOUTKA (1933, 1940) moldanubikum, oddělené od severnější jednotky kutnohorské svorovou zónou ratajskou. Západní okolí ložiska náleží středočeskému plutonu, v němž jsou stejně jako v přilehlých metamorfovaných sériích zaklesnuty permské sedimenty a dvojslídnné ortoruly čeřenické. Celé toto geologicky pestré území je porušeno zlomy s. j. směrů patřícími systému Blanické brázdy; jejich přítomnost lze konstatovat i v blízkém okolí ložiska podle utínání a posunování horninových pruhů.

Blížší okolí ložiska je budováno pestrým souvrstvím krystalinických hornin, v němž je možno, podle podrobného mapování (příloha 1) rozlišit tři dokonale konkordantní stavební prvky. Jsou to:

1. Podložní série *amfibolitů*, zčásti granátických a místy slabě migmatitizovaných, s vložkami (několik m až desítek m mocnými) *biotitických* a *sillimanit-biotitických pararul*, místy křemitých nebo slabě migmatitizovaných, se vzácnými polohami světlých *orthorul*. Mocnost tohoto komplexu, jež přesahuje rámeček mapy, je větší než 150 m.

2. Série jemnozrnných *biotitických pararul* střídající se (místy v polohách cm, dm a m řádu) s *erlány, paraamfibolity* a *amfibolickými pararulami*. Součástí této série, jejíž některé části se svým charakterem blíží bazickým metatufům a metafitům popsaným J. KOUTKEM (1963) z okolí Rataj n. Sáz., jsou i čočkovité, několik cm až několik desítek m mocné polohy *krystalických dolomitů* a *dolomitických vápenců*; největší z nich, dobývaná před lety jako tzv. „šternberský mramor“ v lo-mech „Ve stříbrné“ je i nositelem zrudnění, jež je předmětem této práce. Mocnost popsané série, která je dobře odkryta v defilé podél dráhy j. od ústí Stříbrného potoka a jež byla provrtána i vrtem situovaným u horní Stoly, je asi 50—70 m.

3. Série *biotitických, silně migmatitizovaných* (injekčních) *rul* s ojedinělými polohami *amfibolitů*. Krásné odkryvy v této sérii, jejíž mocnost přesahuje 100m, jsou v defilé podél trati sev. od ústí Stříbrného potoka do Sázavy.

Uložení popsaných tří sérií je vcelku klidné a je charakterizováno monoklinálním zapadáním vrstevní břidličnatosti pod úhly 0—20° k s., sv. a sz. Místy jsou vyvinuty drobnější komplikace (odchylné směry foliace v okolí vyklínění horninových čoček a budin, drobné flexury, vráskování cm a dm řádu). Celou stavbu (v rámci podrobné mapy) je možno interpretovat bez větších disjunktivních poruch; např. i vymizení hlavní (zrudněné) čočky šternberského mramoru směrem k v. je podle situace ve starých důlních chodbách způsobeno vyklíněním, nikoliv tektonicky.

Geologický obraz okolí ložiska doplňují početné pravé (vzácněji ložní) žíly obvykle kataklastických, zčásti usměrněných *granitů* a *aplitů* (místy s pegmatitickými partiemi) se směry převážně sz.—jv. a v.—z. a s mocností do 70 m, a dále žíly a žilníky *křemene*, prostupující migmatity ve skalách nad železniční tratí.

STRUČNÁ PETROGRAFICKÁ CHARAKTERISTIKA HORNIN Z OKOLÍ LOŽISKA

Biotitické pararuly a injekční ruly (arterity)

Tyto horniny vystupují v krásném defilé v nárazovém břehu Sázavy (Foto Tab. I, obr. 1). Zřídka kdy se najdou v těchto odkryvech mocnější polohy ektinitů; většinou jsou deskovitě odlučné pararuly proloženy ložními pásy světlé aplitické či ortorulové horniny (Tab. I, obr. 2), nebo prosyceny aplitickou či pegmatitickou komponentou „lit-par-lit“. Počáteční stadia migmatitizace se projevují čočkovitými oky živcových porfyroblastů (velikosti do 5 cm), někdy spojených živcovými žilkami.

Migmatitizací nedotčené pararuly jsou modrošedé, s odstínem do zelená (chloritizace), břidličnaté a jemnozrnné (0,5—1 mm), místy však i silně slídnaté s proměnlivým kvantitativním zastoupením *křemene, živců* a *biotitu*. Struktura je granoblastická až lepidogranoblastická, velikost biotitových lupenů do 3 mm. Místy jsou vyvinuty ložní křemenné žilky a očkovitě živce. Ve výbruse se střídají pruhy bohatější slabě chloritizovaným biotitem a pásy složenými z undulosního křemene a živců. *Plagioklasy* (v řezu $\perp \alpha$ je β : $M = -7^\circ$, α : $P = 13^\circ$ — kyselý

oligoklas) převládají nad *ortoklasem*; obojí živce jsou zčásti sericitizovány. Korozivní hranice plagioklasu a ortoklasu i myrmekit svědčí o metasomatických procesech v hornině. Akcesorie jsou zastoupeny *granátem*, *apatitem*, *rutilem*, vyjímečně *sillimanitem* (v břidličnatých odrůdách pararul).

Světlé polohy arteritů, nepřesahující mocnost 15 cm, jsou složeny převážně z živců velikosti do 1 cm, obtékaných shluky lístků *biotitu*, k němuž místy přistupuje i *muskovit*. Draselné živce (ortoklas a místy i *mikroclin*) jsou zhruba v rovnováze s plagioklasem ($n_{\alpha} < n_{kb}$, $\perp \alpha \beta$: $M = 9^{\circ}$ — střední oligoklas). Kataklasou je postižen nejen *křemen*, ale i slídy (vyvlečení).

Světlé polohy mající zřetelné usměrnění a vzhled *ortoruly* jsou vystřídány často injekcemi hrubozrnné *dvojslídne aplitické* nebo *pegmatitické žuly* s všesměrnou texturou. Ložní polohy těchto hornin se vzácně větví v odzilky svírající s foliací rul ostrý úhel (do 15°) nebo přecházející v hnízdovité kumulace tvořené zejména živcem a křemenem. Většinou tu však jde o horniny střední zrnitosti (0,2—0,5 cm), blížící se složením (až na větší obsah muskovitu a chloritizovaného biotitu) částečně usměrněným kataklastickým žulám, které v pravých žilách prorážejí okolním krystalinikem. Konečně ortokomponenta arteritických migmatitů je někdy tvořena narůžovělou jemně zrnitou facií *ortoruly*, v níž převládá ortoklas nad křemenem a plagioklasem a muskovit nad biotitem.

Biotitické a sillimanit-biotitické pararuly

Horniny tohoto charakteru vystupují převážně v sérii podložních amfibolitů. Jsou až na výjimky nemigmatitizované, s granolepidoblastickou strukturou, s lokální příměsí *granátu* a převahou *albitoligoklasu* (podle měření metodou Becke-Beckerovou zhášení v řezu kolmém na $[100] = -9,5^{\circ}$) nad blíže neurčeným *K-živcem*. *Biotitu* je proměnlivé množství (10—25 %). V jeho plástvičkách je zarostlý *granát* a místy trsy jehličkovitého *sillimanitu* provázené *křemenem*. Z akcesorií je častý *apatit*, *zirkon*, *turmalin* a *chlorit*. Ve slídnatějších pararulách jsou místy *destičkovité několikacentimetrové vložky křemitéjších hornin s rohovcovitou strukturou a akcesorickou příměsí diopsidu*. Vzácně se vyskytují i jemnější typy podobné drobovým rulám. Ojedinelým zjevem jsou čočkovitá oka nebo shluky oligoklasu, velikosti do 1 cm a ložní křemenné nebo pegmatitové čočky s trochou *skorylu*. Z proměn je častá chloritizace.

Amfibolické ruly

Amfibolické ruly byly zjištěny v propadlé šachtici nad horní štolou a v materiálu z průzkumného vrtu. Jsou to šedozelené, granolepidoblasticky struované horniny často páskované, se střídáním poloh bohatějších a chudších amfibolem. *Biotit* se většinou koncentruje do pláství. Sloupcovitý *amfibol* tvoří porfyroblasty velikosti do 3 mm a je silně pleochroický: $\parallel \alpha$ světle žlutozelený, $\parallel \beta$ žlutohnědý, $\parallel \gamma$ modravě tmavozelený, $\gamma/c = 24^{\circ}$, $2V_{\alpha} = 67 - 69^{\circ}$. Proměnlivé množství je *křemene* (zhruba od 2 do 5 %); tvoří ojedinelá zrnka nebo čočkovité shluky.

Plagioklas (podle měření zonovou metodou kyselý andesin) je místy zcela proměněn v třískovitou slídu; místy je přítomen i druhotný *chlorit*. Silná druhotná alterace amfibolických rul vedla místy ke vzniku chloritických rul šedozelené barvy, lokálně silně prokřemenělých, s nezřetelnou foliací, a ve výbruse s nahloučenými agregáty *titanitu*. Akcesorie zastoupené apatitem (0,5 mm) a místy *granátem* přečkaly proměny beze změn.

Amfibolity

Podrobnou mikroskopickou a chemickou charakteristiku amfibolitů z území mezi Rataji a Českým Šternberkem podal A. ONDŘEJ (1922). Horniny z okolí ložiska jim dobře odpovídají až na některé typy amfibolitů, pocházející z šachtice u hořejší štoly. Amfibolit tam tvoří vložku v paralulách a je s nimi spjat přechody, zprostředkovanými amfibolickou rulou. Je to černozeleň jemnozrná (do 1 mm) hornina bez zřetelné foliace, z 50 % složená ze sloupcovitého amfibolu (α slámově žlutá, β žlutohnědá, γ sytě modrozelená, $\gamma/c = 19 - 21^\circ$, $2V_\alpha = 75^\circ$), živce s výjimkou lokálně zachovaných lamelovaných reliktnů s úhlem zhášení v symetrické zóně $27 - 29^\circ$ (*andesin-labradorit*) jsou rozloženy na šupinkovitou směs *sericitu*, *chloritu* a *aktinolitického amfibolu* ($\gamma/c = 16^\circ$). Místy se v hornině objevují tenké (1-2 mm) proužky složené ze zrněk *kalcitu* a *pyroxenu* ($\gamma/c = 42^\circ$, $2V_\gamma = 57^\circ$) nebo tenké biotitové plástvičky. Místy pozorován vějířovitý *klinozoisit*, dále *titanit* a *epidot*. Hornina je prostoupena množstvím žilek vyplněných *křemenem*, *kalcitem* a *chloritem*. Geneticky s nimi souvisí i drobné, kolem žilek nápadně nahromaděné impregnace *pyritu*, *pyrhotinu* a *chalkopyritu*.

V popsaném amfibolitu jsou místy vyvinuty ložní polohy bohaté velkými (do 2 cm) vyrostlicemi *amfibolu*, mezi jehož krystaly vniká *kalcit* s *epidotem*. Ojedinele je přítomen silně proměněný *granát*.

Erlány

Ve střední části studovaného území vystupují erlány v podobě několika centimetrových až decimetrových vložek, spjatých pozvolnými přechody s okolními jemnozrnými rulami (erlan-rulové stromatity s páskovým střídáním obou hornin) i s amfibolity a krystalickými dolomity. Přechody do krystalických dolomitů a amfibolitů jsou dány vymizením, resp. objevením se amfibolu a diopsidického pyroxenu. Uvedené přechodné typy hornin lze nejlépe studovat v odkryvech podél trati jižně od ústí Stříbrného potoka do Sázavy.

V typickém případě jsou erlány středně zrnité (1-3 mm), špinavě zelené až bělozelené, jemně páskované, místy s tenkými vložkami hrubozrného amfibolitu zaškrcovanými budináží nebo s čočkovitými a okatými shluky hrubě zrnitého *pyroxenu* nebo *amfibolu*. Na složení horniny se v kolísavém množství podílí *diopsidický pyroxen* dosti proměnlivých vlastností (místy až salitového charakteru s $2V_\gamma = 58^\circ$, $\gamma/c = 41 - 42^\circ$), *andesin-labradorit* (zhášení γ/P v řezu $\perp \alpha = 32 - 34^\circ$), obecný *amfibol* ($\gamma/c = 24^\circ$), *tremolit* ($\gamma/c = 16^\circ$), *kalcit*, *dolomit*, *křemen*, výjimečně *granát*, *klinozoisit* a *titanit*. Častá je příměs *pyritu* a *pyrhotinu* (impregnace), vzácný je *chalkopyrit*. Některé typy erlánů obsahují drobně

lupenitý *biotit* (přechod k erlan-rulovým stromatitům), jindy i *flogopit* ($2V = 7^\circ$, $\gamma/\alpha = 3^\circ$).

Kyselá žilná eruptiva

V okolí ložiska vystupuje několik těles kyselých eruptiv granitoidního charakteru, jejichž intruze spadá časově do závěru metamorfních procesů případně až do doby po jejich ukončení. V soulase s tím najdeme v nich přechodné typy mezi horninami, jevícími ještě známky metamorfní rekrystalizace až ke kataklastickým horninám bez zřetelných projevů synmetamorfního překrystalování. V sousedství většiny těchto těles, která jsou látkově a patrně i geneticky do určité míry příbuzná, se projevuje migmatitizace: v okolí těles kataklastických ložních žul vznikem pásovitých arteritů, v sousedství diskordantních žil aplitických žul vznikem imbibičních živců a v těsné blízkosti i vznikem žilek aplitických a pegmatitických hornin. Charakteristickým rysem všech kyselých eruptiv je silná kataklasa.

Kataklastické usměrněné dvojslídité žuly jsou odkryty v lomu na plošině nad nárazovým břehem Sázavy, asi 150 m sv. od dolní štoly. Hornina tvoří asi 30 m mocné těleso vkládající se do pásových arteritů. Je slabě narůžovělá, se zrnitostí 0,5 - 1,5 mm a má zřetelné usměrnění. Živce patří *ortoklasu* nebo *mikroklinu*, méně je zastoupen *střední oligoklas* ($n_\beta < n_\omega$ křemene, zhášení v soum. zoně 4°), často idiomorfní. Běžný je myrmekit. *Biotitu* je kolem 5 %, *muskovit* je dvojitý: primární, často kataklasticky zohýbaný a sekundární-štěpinovitý v živcích. Akcesorie zastupuje *apatit*, *skoryl* a *zirkon*.

Aplity a aplitické žuly tvoří diskordantní žíly v blízkosti ložiska, většinou morfologicky zřetelně vystupující (skaliska nad Sázavou). Od kataklastických žul se tyto horniny liší téměř dokonale všesměrnou texturou a větší velikostí zrna (kolem 3 - 7 mm), při čemž okraje žil jsou jemnozrnější. Místy se v žilách objevují pegmatitická hnízda bohatá *skorylem*. *Biotit* je buď zcela změněn v *chlorit* (pennin), nebo srůstá rovnoběžně s chloritem podle {0001}. *Muskovit* je vzácnější. *Křemen* je vůči živcům podřízen. *Ortoklas* (místy s pertitickými vrostlicemi) převládá nad *plagioklasem*. Zajímavá je zonární stavba některých individuů plagioklasu, vyznačená nahromaděním sericitu v některých zonách. Basicita v zonách se pohybuje v rozmezí mezi albit-oligoklasem až oligoklas-andesinem, při čemž nepravidelně kolísavě klesá od jádra k okrajům zrn.

Karbonátové horniny

Z výskytů krystalických karbonátových hornin má největší význam poloha tzv. „šternberského mramoru“, jež je i nositelem studovaného rudnění. Nejlépe je odkryta v opuštěných lomech „Ve stříbrné“ (Přil. 1), ve výchozech podél trati a v horní štolě. Podle výchozu i z profilu průzkumného vrtu u horní štoly je zřejmé, že jde o čočkovitou, ploše uloženou polohu krystalického dolomitu, (s podřízenými krystalickými vápenci), jež je spolu s několika dalšími slabšími polohami dolomitu a vápence uložena v serii tvořené pararulami, paraamfibolity a erlany. Hlavní čočka je mocná max. asi 15 m (ve starých lomech v jižním úbočí

údolí Stříbrného potoka), zapadá 5 - 15 ° k s. a je složena z nepravidelně lavicovitě, místy páskované karbonátové horniny bílé, našedlé nebo zelenavé barvy. Zrnitost horniny kolísá mezi 1 - 4 mm.

Podle R. BÁRTY [1923] je šternberský mramor hrubě krystalický vápenec, v němž jsou klence kalcitu setmeleny jemnozrnným dolomitem. Svoje tvrzení opírá Bárta o mikroskopická pozorování a o výsledek chemické analýzy, u níž, bohužel, není uvedena lokalizace analyzovaného vzorku. Její výsledek je tento:

CaCO ₃	85,41 %	rozp. SiO ₂	0,20 %
MgCO ₃	5,06 %	nerozp. zbytek	2,91 %
R ₂ O ₃	6,35 %	organ. látky	0,13 %
Celkem			100,06 %

Novými chemickými analýzami nebyly výsledky dosažené Bártou potvrzeny. Že je poloha šternberského mramoru tvořena převážně krystalickým dolomitem, dokázaly vedle barvicích zkoušek (roztokem alizarinsulfonanu sodného) i čtyři kvantitativní chemické analýzy. Jejich výsledky s uvedenou lokalizací vzorků jsou tyto:

1. Středně zrnitá (2 - 3 mm) písčité většinou bělavá hornina z výchozu při ústí horní štolky. Analytik Ing. J. Neužil, katedra petrografie PFKU Praha

CaO	30,43 %	SiO ₂	1,12 %
MgO	20,53 %	CO ₂	46,32 %
FeO + Fe ₂ O ₃	0,31 %	H ₂ O (-)	0,15 %
Al ₂ O ₃	1,01 %	H ₂ O (+)	0,04 %
Celkem			99,01 %

Vzorek 2: vých. část opuštěného lomu „Ve stříbrné“, střední část dolomitové polohy.

Vzorek 3: výchoz v zářezu dráhy 50 m. jv. od ústí Stříbrného potoka do Sázavy.

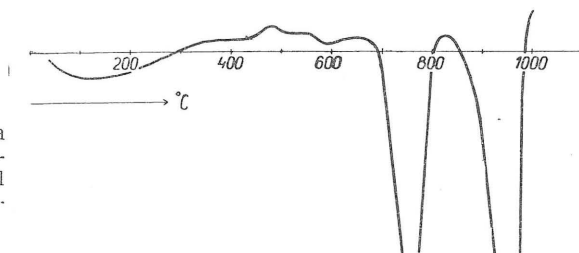
Vzorek 4: dolomitová poloha v dolní štolce.

Vzorky 2, 3, 4 analyzovala Ing. R. Sloupská, Geol. ústav ČSAV, Praha.

	2	3	4
CaO	28,04 %	29,85 %	29,43 %
tj. [CaCO ₃]	{30,02 %}	{53,27 %}	{52,53 %}
MgO	18,87 %	21,75 %	21,45 %
tj. [MgCO ₃]	{39,46 %}	{45,50 %}	{44,87 %}
FeO	0,31 %	0,35 %	0,40 %
tj. [FeCO ₃]	{0,50 %}	{0,56 %}	{0,65 %}
MnO	0,021 %	0,05 %	0,258 %
tj. [MnCO ₃]	{0,03 %}	{0,08 %}	{0,42 %}
nerozp. zbytek	10,55 %	1,00 %	1,968 %
Celkem	100,55 %	100,41 %	100,44 %

Ve výbruse, jehož zrna (0,5 - 3 mm) tvoří mozaiku se zubovitě grano-blastickou strukturou, se barvením alizarinsulfonanem potvrzuje, že šternberský mramor je tvořen z velké většiny krystalickým dolomitem; kalcit tvoří pouze výplně mezer mezi zrny dolomitu, drobná hnízda nebo nepravidelné žilky prostupující masu dolomitu. Výsledky planimetrických analýz barvených nábrusů hornin, jež byly analyzovány chemicky (vzorky 2, 3, 4), ukazují v některých případech vyšší obsah kalcitu a tedy nižší zastoupení MgO v hornině, než odpovídající chemická analýza; tuto skutečnost lze podle I. I. KNJAZEVA 1954 (stať ve sborníku *Izměnenyje okolorudnyje porody ... l. c.*) vysvětlit tím, že CaO v kalcitu krystalických karbonátových hornin může být až do 15 % zastupován MgO.

Barvením nábrusů vzorků odebraných napříč polohou šternberského mramoru vychází najevo, že se v ní střídají nepravidelně (avšak v polohách paralelních s foliací mramoru) partie kalcitem bohatější s obsahem kalcitu až 20 %, s partii téměř čistého dolomitu. Převahu dolomitu ve šternberském mramoru potvrzuje mj. i výsledek DTA, vzorku ze střední části profilu opuštěným lomem „Ve stříbrné“ (obr. 2).



Obr. 2
Diferenčně thermická křivka krystalického dolomitu z výchozu u horní štolý. Analysoval Ing. J. Neužil, katedra petrografie, PFKU Praha.

Předpoklad, že stoupající obsah CaO v karbonátových horninách (uvnitř jednoho tělesa metamorfových karbonátových hornin) se projevuje i zvětšením zrna horniny [J. H. L. VOGT, in A. ORLOV 1931] nebyl v poloze šternberského mramoru potvrzen. Střídání jemněji a hruběji zrnitých partií nejeví buď žádnou závislost na jejich složení nebo je tato závislost někdy i opačná, než oba autoři uvádějí. Je tedy pravděpodobné, že velikost zrna je jen odrazem různé intenzity metamorfní rekrystalizace. Jinak ovšem lze pozorovat, že horniny téměř čistě dolomitické a dolomity s příměsí kalcitu se liší strukturou: první z nich mají strukturu homoblasticky mozaikovou [J. I. POLOVINKINA, 1948] s izometrickými zrny dolomitu, druhé strukturu heteroblastickou, podmíněnou většími individui dolomitu, obklopenými jemnějšími kalcitovými zrny.

Na složení šternberského mramoru se kromě *dolomitu* a *kalcitu* podílejí ještě některé silikáty obvykle rozpílené v hornině a koncentrující se někdy podél ploch foliace. Mázdovitě povlaky skluzných ploch tvoří zelenavý až bezbarvý *chlorit* s pozitivním ch_m , místy ve směsi s jemně šupinkovitým minerálem odpovídajícím nejspíše *maskku*. Vzácně se objevuje žlutohnědý až berbarvý *flogopit* (2V kolem 4-6 °) místy v kostrovitých tvarech. Vzácna jsou droboučká stébla *tremolitu* nebo zelenavě zbarvená hnízda tvořená *serpentinovými* minerály, se sotva patrnými relikty patřícími podle optických vlastností *forsteritu*. Ojedinele byl pozorován *skapolit*. Z akcesorických nerostů je přítomen v drobných zrnkách *pyrit*, vzácněji *pyrhotin*.

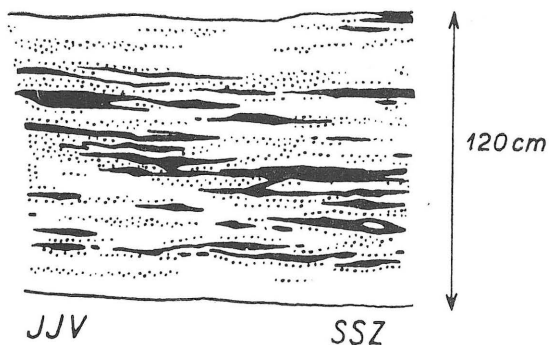
Pokud jde o genezi šternberského dolomitu, je důležité zjištění, že obsahy MgO jsou v celé jeho poloze řádově stejné a nezmenšují se se

vzrůstající vzdáleností od ložiska. Svědčí to buď o primární (předmetamorfní) genezi dolomitických hornin nebo o dodatečné (postmetamorfní) více či méně pravidelné dolomitizaci celé polohy šternberského mramoru. Rozptýlené silikátové nerosty v mramoru mají nejspíše (regionálně) metamorfní původ (rekrytalizací přimíšených znečištěnin), avšak ani přínos Si z okolních eruptivních těles není vyloučen.

KONTAKTNÍ METAMORFOZA A ZRUDNĚNÍ ŠTERNBERSKÉHO MRAMORU

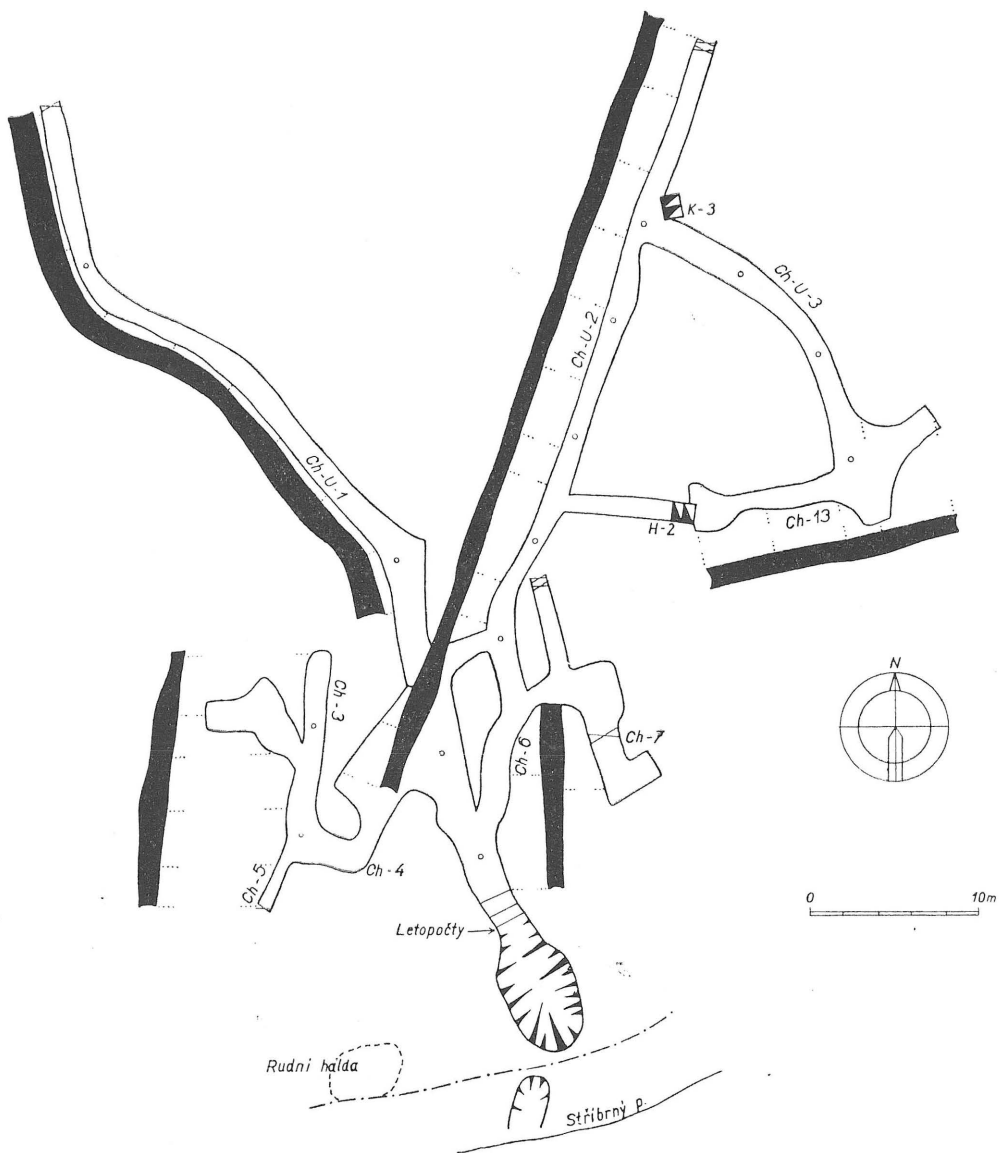
Studované zrudnění je uloženo z velké většiny v kontaktních horninách, vzniklých zřejmě na styku (nebo poblíž styku) dolomitu s tělesy diskordantních leukokrotných hornin granitické (aplitické) povahy, popřípadě s jejich ložními odžilkami. Přímý styk dolomitů s granity a aplity, jejichž tělesa podle mapování směřují do rozkutaného terénu, není sice odkryt, avšak analogické ložní žíly aplitické a zčásti i pegmatitické povahy jsou z nově zpřístupněných partií ložiska i rudního materiálu známy a jsou provázány kontaktními minerály obdobného charakteru, jaké nacházíme v ostatních částech ložiska.

Poloha zrudněných kontaktních hornin, které byly předmětem dřívějšího kutání, probíhá nejnižší částí severního svahu údolí Stříbrného potoka (její průběh je schematicky vyznačen v příloze 1) a byla otevřena horní štolou a několika obvaly. Zrudněné kontaktní horniny tvoří ložní polohu uloženou v krystalických dolomitech a vyznačující se proměnlivou mocností, kolísající mezi 0,7 - 1,5 m. Kolísání celkové mocnosti zrudněné polohy v horní štolě (včetně intaktních plástů nezrudněných hornin v ní uzavřených) je vyznačeno (ve sklopené poloze) v příloze 2; její zapadání je stejné jako okolních dolomitů, tj. 10 - 15° k s. Typický řez zrudněnou polohou ukazuje obr. 3.



Obr. 3
 Profil ložiskem ve staré dobývce při ústí horní štoly. Černě — polohy se sulfidickými minerály (obvykle též se silikátovými nerosty), tečkovaně — krystalický dolomit s příměsí diopsidu, tremolitu a jiných silikátových nerostů, bez šrafy — krystalický dolomit (místa se stopami silikátových nerostů).

Horniny tvořící zrudněnou polohu jsou po stránce texturní i paragenetické velmi pestré. Pro přehled je lze rozdělit do čtyř základních texturně-paragenetických typů, od nichž lze odvodit všechny na ložisku se vyskytující přechodní, různě silně zrudněné kontaktní horniny. Vymezené základní typy, doplněné údaji o jejich zrnitosti, textuře, minerálním složení a druhotných přeměnách jsou přehledně znázorněny v tabulce I. Je ovšem nutno si uvědomit, že poměry na ložisku jsou složitější,



Příloha 2

Důlní mapa štoly č. 2 (horní štola). Mocnost ložiska je znázorněna ve sklopeném průmětu podél příslušných chodeb. Podle materiálu pg. E. Pivce sestavil J. Losert.

TAB. I.
Přehled hlavních typů kontaktně metamorfovaných zrudněných hornin

Typ horniny	Tvar výskytu	Struktura	Textura	Zrnitost	Silikátové nerosty	Karbonáty	Sulfidické nerosty	Produkty druhotné přeměny
1. Hrubozrnné převážně silikátové horniny	hnízda, krátce čočkovité polohy	glomeroblastická nebo kumuloblastická	masivní, skvrnitá, hrubě okatá	0,5—5 cm	diopsid, plagioklas forsterit	dolomit, kalcit	sfalerit, galenit, pyrit, chalkopyrit	mastek, kalcit, serpentín, chlorit, sericit
2. Páskované a okaté silikátové horniny s příměsí karbonátů	čočkovité ložní polohy, ložní plásky	heteroblastická, granoblastická, zčásti nematogranoblastická	páskovaná, čočkovitá, okatá	1 mm-2 cm s ojedinělými porfyroblasty velikosti nad 2 cm	diopsid, tremolit chlorit	dolomit, kalcit, Fe-dolomit	sfalerit, galenit pyrit, pyrrhotin tetraedrit, chalkopyrit	mastek, serpentín, chlorit kalcit
3. Páskované krystalické dolomity s příměsí silikátových nerostů	čočkovité ložní polohy	izometricky i anizometricky granoblastická	páskovaná	1—2,5 mm	diopsid, tremolit, (flogopit)	dolomit, kalcit Fe-dolomit	sfalerit, galenit pyrit, pyrrhotin, chalkopyrit	mastek, chlorit, kalcit
4. Krystalické dolomity se stopami silikátových nerostů	čočkovité ložní polohy, hnízda	izometricky granoblastická	nezřetelně páskovaná	1—2,5 mm	ojedinělý tremolit, flogopit, výjimečně křemen	dolomit, kalcit	pyrit, pyrrhotin, chalkopyrit, tetraedrit	chlorit
5. Intaktní krystalické dolomity	čočkovité polohy, plásky	heteroblastická, zubovitě granoblastická	všesměrně až nezřetelně plošně paralelní	1—4 mm	vzácně chlorit	dolomit, kalcit	pyrit, pyrrhotin, chalkopyrit	—

protože rozšíření jednotlivých typů hornin ve zrudněné poloze je nepravidelné (vcelku však většinou podél foliace dolomitu) a navíc je místy komplikováno ložními injekcemi aplitických nebo pegmatitických hornin, jež jsou samy doprovázeny miniaturními kontaktními aureolami ve formě lemů a nepravidelných hnízd tvořených silikátovými a vzácně rudními nerosty. Podobné obohacení krystalických vápenců kontaktními silikáty na styku s žilami granitoidních eruptiv uvádí z blízkého okolí J. KOUTEK (1933).

MINERALOGIE ZRUDNĚNÝCH KONTAKTNÍCH HORNIN

Rudnina šternberského ložiska je složena z kontaktních silikátových nerostů, sulfidických minerálů, karbonátů (novotvořených i reliktních ze zatlačeného dolomitu), produktů sekundárních přeměn horninotvorných silikátů a oxydačních nerostů.

A. Kontaktní silikátové nerosty

Diopsid

Je jedním z převládajících silikátů zrudněného pásma. Tvoří většinou izometrická xenomorfní, vzácně hypidiomorfní zrnka (průměr 0,5 - 2 mm) (Tab. IV obr. 1) řadící se do proužků a čočkovitých útvarů zelenavé barvy podél foliace dolomitu, s nímž se střídají. V hrubozrnné kontaktní hornině dosahují individua diopsidu velikosti až 5 cm a jsou šedě nebo zelenošedě zbarvena, bez zřetelného pleochroismu ve výbruse. (J. Gotthard uvádí slabý pleochroismus diopsidu.) Makroskopicky lze ve větších krystalech pozorovat drobné štěpínkovité vzrostličky rudních nerostů (hlavně sfaleritu a galenitu), zarůstající podle štěpných trhlin. Temně šedá barva některých krystalů je způsobena mikroskopickými vzrostličkami rudních nerostů ve formě jemných impregnací a práškovitého pigmentu, pravidelně rozptýleného v hostícím krystalu.

Určení diopsidu bylo provedeno optickými metodami a rentgenometricky v práškovém diagramu. Z optických konstant byly stanoveny tyto:

$$\left. \begin{array}{l} n_{\alpha} = 1,672 \\ \gamma/c = 38 - 39^{\circ} \\ 2V_{\gamma} = 57 - 59^{\circ} \end{array} \right\} \text{ (měřeno na universálním stolku)}$$

K rentgenometrické identifikaci bylo použito údajů ze sbírky Hanawaltovy, s nimiž získané hodnoty dobře souhlasí. Pro srovnání byly použity hlavně intenzivní charakteristické linie, které byly získány za podmínek: prášková metoda, průměr kamery 57,4 mm, záření CuK_{α} , Ni-filtr, expozice 350 min., 35 kV, cejchováno Ag 1 : 15, laboratoř Katedry mineralogie, geochemie a krystalografie přírodovědecké fakulty KU v Praze.

Diopsid Rotenkopf, Schwarzsteinalpe, Tyroly Hanawaltova sbírka			Diopsid Český Šternberk		
	d	I	2θ m	d _{cor.}	I
1.	3,00	10	29,8	2,99	10
2.	2,52	10	35,4	2,53	10
3.	1,744	7	52,5	1,744	5
4.	1,616	10	57,1	1,613	9
5.	1,418	9	66,0	1,415	9

Větší individua diopsidu podlehla z velké většiny hydrotermální přeměně v mastek a kalcit (viz kapitolu o hydrotermálních přeměnách). Pseudomorfozy těchto minerálů po diopsidu si zachovaly původní štěpnost, ztratily však skelný lesk a nabyly špinavě zeleného zbarvení a mastného lesku.

Tremolit

Vedle diopsidu je nejrozšířenějším silikátem, na rozdíl od něj však není až na nepatrné výjimky postižen druhotnými přeměnami. Tvoří nejčastěji bezbarvá nebo světle šedozelená stébla a sloupečky (Tab. IV obr. 2) nepravidelně nakupené podél foliace mramoru, místy vzájemně se prorůstající a zdvojitěné podle (100). Stébla, někdy paprscitě uspořádaná, dosahují velikosti až 1 cm a obsahují vrostlíčky dolomitu. Pokrystalinními deformacemi jsou někdy přelomena a stmelena kalcitem nebo rudními nerosty (obr. 4). Tremolit prostý rudních uzavřenin je skelně lesklý, bez pleochroismu; obvykle však do něj zarůstají podle štěpnosti drobné inkluze rudních minerálů, způsobující jeho šedé zbarvení. Ve výbruse a práškovém preparátu byly u tremolitu naměřeny tyto hodnoty:

$$\left. \begin{array}{l} 2V_{\alpha} = 83 - 84^{\circ} \\ \gamma/c = 17 - 18^{\circ} \\ n_{\gamma} = 1,629 - 1,632 \end{array} \right\} \text{ (na univerzálním stolku)}$$

Z proměn tremolitu lze uvést lokální steatitizaci podél štěpných trhlin; vedlejším produktem při této přeměně je též něco kalcitu.



Obr. 4

Rudní nerosty — sfalerit a galenit (černě) pronikají mezi zrna dolomitu (bílý) a tremolitu (zrna s naznačenou štěpností) a do tremolitových zrn podél štěpnosti a napříč nalomených sloupků. Výbrus, zvětš. 10×.

Forsterit

Byl pozorován ojediněle, protože většinou podlehl přeměně v agregáty složené ze směsi třískovitého aktinolitického amfibolu a serpentinových minerálů. Čerstvá zrna mají ve výbruse špačkovité obrysy, nepatrně nažloutlou barvu a nejsou větší než 1 mm. Index lomu je větší než 1,64, aie menší než 1,67, tj. příměs fayalitové složky nepřesahuje 18 %.

Plagioklas

Objevuje se v kontaktní hornině v podobě šedobílých čočkovitých krystalů (živcová oka) velikosti vzácně až 2 - 3 cm, tvořených obyčejně monokrystalem plagioklasu. Někdy jsou oka spojena zrnitými pásy živcové hmoty stejného složení jako větší monokrystaly. Vznik plagioklasových útvarů je možno vysvětlit jak mechanickou injekcí silikátové „taveniny“, tak i metasomatickým pronikáním podél foliace dolomitu; kritéria pro rozlišení nebyla nalezena.

Optické vlastnosti plagioklasu, který jen zřídka zůstal ušetřen rozkladu v sericitické produkty, odpovídají andesinu: v řezu $\perp \alpha$ je zhášení β : $M = 22 - 24^\circ$, všechny indexy lomu větší než n_ω křemene. Většina plagioklasových krystalů nevykazuje zdvojití.

Draselný živec

Forma výskytu je stejná jako u plagioklasu, je však vzácnější a více proměněn. Je slabě narůžovělý a zakalený sericitickými produkty rozkladu. Na štěpných lupíncích z nepřeměněných reliktů krystalů podle (010) zháší prakticky rovnoběžně ke stopě roviny (010) — jde tedy o ortoklas.

Chlorit

je rozptýlen v podobě drobných šupinek anebo se seskupuje v plástvičky paralelní s foliací. Zřídka kdy tvoří až 1 cm velké zprohýbané lupeny temně zelené až modrozelené barvy. Charakter výskytu ukazuje na primární (kontaktně metamorfní) genezi — oproti sekundárnímu chloritu jiných vlastností je rozptýlen nezávisle na výskytu diopsidu a tremolitu. Od sekundárního chloritu vzniklého místy rozkladem diopsidu se liší též výrazným pleochroismem: ($\parallel \alpha$ — nepatrně nažloutlý až bezbarvý, $\parallel \beta, \gamma$ — ostře modrozelený). Jádra některých lístků jsou tak temná, že téměř nejeví pleochroismus. Další optické konstanty mají tyto hodnoty:

$$\begin{aligned} n_{\beta, \gamma} &= 1,574 \\ \gamma - \alpha &= 0,05 - 0,006 \\ &Ch_{z+}, Ch_{m-} \end{aligned}$$

Optickými vlastnostmi se zkoumaný chlorit blíží více *jenkinsitu* (W. E. Tröger 1952) než *penninu*. Pozoruhodné jsou paralelní srůsty chloritu s flogopitem, které se projevují v řezech kolmých k (0001) vloženými lamelkami chloritu nebo obrůstáním flogopitu chloritovým lemem.

Kromě uvedených hlavních silikátových nerostů byl v kontaktních horninách zjištěn ještě flogopit (nazelenalý, žlutavý i téměř bezbarvý, s rudními nerosty zarostlými podél štěpnosti, v šupinkách velikosti do 1 mm, s $2V = 8 - 10^\circ$), dále *zoisit* (bezbarvé drobné sloupečky, s rovinou opt. os \parallel (010), $2V = 28^\circ$, sdružený a symplektiticky prorostlý se sfaleritem), *skapolit* (pouze ve dvou případech) a *titanit*.

B. Sulfidické minerály

Mikroskopicky (ve výbruse), mineragraficky a kvalitativními spektrálními analýzami bylo na ložisku zjištěno šest rudních nerostů. Hlavními

složkami rudy jsou pyrit (podle odhadu celkově asi 60 %), sfalerit (asi 20 %), galenit (10 %), podřízené jsou chalkopyrit (5 %), pyrhotin (3 %) a tetraedrit (2 %).



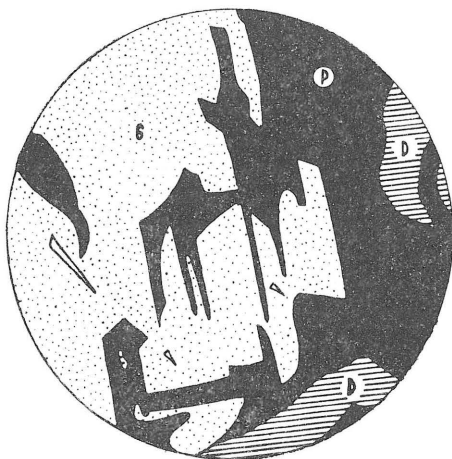
Obr. 5

Sfalerit (S) zatlačuje ostrůvkovitě pyrit I (P). D — dolomit, T — tremolit. Nábrus, zvětš. 24x.

Pyrit

tvoří nejčastěji impregnace složené ze zrněk velikosti 0,2 - 1 mm, hromadících se podle foliace dolomitu. Impregnace se místy spojují v zrnité ložní pásy mosnosti do 1 - 2 cm, jež místy naduřují v oka a hnízdovité kumulace o průměru až 5 cm. V nábruse jsou zrna pyritu jen vzácně idiomorfní.

V rudách jsou vyvinuty tři generace pyritu. První je součástí krystalického dolomitu a je starší než kontaktní minerály. Ukazuje to např. fotografie (Tab. IV obr. 3), kde idiomorfní pyritové zrno je zatlačováno novotvořeným tremolitem. Hlavní masa pyritu je vytvořena pyritem hydrotermálním (pyrit I), který je nejstarším rudním nerostem na ložisku. Pyrit II patří naopak k nejmladším minerálům, zatlačujícím starší sulfidy (obr. 6).



Obr. 6

Pyrit II proniká podél hranice dolomitu (D) s galenitem (G) a zatlačuje galenit podél určitých krystalografických směrů. Nábrus, zvětš. 45x.

Sfalerit

tvoří nejčastěji zrnité (0,2-2 mm) agregáty uložené podél foliace a tmavě kaštanově hnědě zbarvené (na hranách s červenohnědým zbarvením). Větších velikostí — až 2 cm — dosahují agregáty sfaleritu zarostlé mezi rozložené porfyroblasty diopsidu. Pozoruhodná je i struktura vzhledem (ne však genezí) podobná sideronitové, v níž sfalerit (často s jinými sulfidy) vyplňuje mezery mezi zaoblenými krystaly dolomitu; rudy tu zřetelně zatlačily nejdříve kalcitový tmel horniny.

Mikroskopický výzkum ukazuje vedle lokálního tlakového zdvojitění, patrného hlavně po naleptání, místy i značnou nehomogenitu sfaleritu. Nejčastěji je způsobena tyčinkovitými nebo tečkovitými vrostličkami chalkopyritu (Tab. IV obr. 4), jež se místy spojují v jemné žilky. Zřetelně zatlačování sfaleritu (např. podél hranic zrn) chalkopyritem v některých nábrusech (Tab. V obr. 1) svědčí o tom, že tečkovité chalkopyritové inkluze nevznikly odmíšením, ale zatlačením sfaleritu.

Sfalerit je mladší než pyrit, protože obklopuje a zatlačuje jeho zrna, místy za vzniku ostrůvkovité struktury (obr. 5). Sám bývá protínán žilkami chalkopyritu nebo kalcitu, případně zatlačován (podle štěpnosti) galenitem a tetraedritem. Vzácně byly ve sfaleritu pozorovány tenké přímočaré lamelkovité žilky vyplněné chalkopyritem a pyrhotinem. Vůči silikátům je sfalerit vždy mladší: vyplňuje mezery mezi jejich zrny, tmelí rozdrčená a nalomená zrna, do nichž proniká podél štěpnosti (např. do tremolitu, diopsidu a plagioklasu).

Galenit

je v rudě přítomen hlavně v podobě ložních impregnací. V hrubozrnných kontaktních horninách tvoří výplně mezer mezi krystaly silikátových nerostů a proniká do nich podél štěpnosti (Tab. V obr. 2). Největší zrna galenitu mají průměr 1-1,5 cm, průměr je 0,6-1 mm. Vzácně pozorovaná přeměna v jehličkovitý cerussit je patrná hlavně v mikroskopu.

Mikroskopicky je galenit většinou homogenní. Je mladší než sfalerit, do něhož proniká v zálivech a žilkách. Často proniká po hranici sfale-



Obr. 7

Galenit (G) zálivovitě zatlačuje pyrit I. (P). Kalcit (C) proniká po štěpnosti dolomitového zrna (tečkované). Nábrus, zvětš. 45×.

ritu s pyritem či s okolní horninou. Podobně vniká i do pyrhotinu. Zatlačuje pyrit I (obr. 7), ale je pronikán pyritem II (obr. 6). Je starší než chalkopyrit, který zarůstá podél hranice sfalerit-galenit. Hranice galenit-tetraedrit je přímá, bez korozí a nedovoluje soudit na jejich sukcesi. Na sblížené krystalizační intervaly obou nerostů ukazuje časté písmenkovité i „amoeboidní“ (nebo myrmekitické) prorůstání galenitu s tetraedritem (zřetelné zejména po naleptání) a neukazující známky zatlačování jednoho nerostu druhým. Stejně jako ostatní sulfidy je i galenit mladší než silikátové nerosty.

Pyrhotin

patří ke vzácnějším nerostům na ložisku. Největší zrna mají velikost 2 mm a jsou obvykle zarostlá do agregátu ostatních sulfidů. Je mladší než pyrit a sfalerit, kterými proniká v žilkách. Zajímavé jsou záživovité rozhlodané relikt pyrhottinu uzavřené v chalkopyritu nebo protínání pyrhotinu žilkami galenitu.

Chalkopyrit

vytváří zrna velikosti do 4 mm a jemné žilky pronikající dolomitem. Ve sfaleritu tvoří lamelky, tečkovité inkluze i žilky (Tab. IV obr. 4), které se vzácně pozorovanými metakrysty svědčí o tom, že chalkopyrit je z obou nerostů mladší. V žilkách proniká chalkopyrit i do tetraedritu a galenitu nebo sleduje hranici např. galenit-tremolit (Tab. V obr. 3), sfalerit-galenit, sfalerit-pyrhotin a pyrhotin-pyrit. Místy obsahuje smouhy mikroskopických vrostlíček tvrdšího nerostu světlejšího než sfalerit, vyskytujícího se též na hranici chalkopyritu se sfaleritem), pro malé rozměry blíže neurčitelného. V tetraedritu tvoří sfalerit místy drobné červíčkovité túvary a žilky. Oxydací chalkopyritu vzniká malachit.

Tetraedrit

patří mezi vzácnější nerosty a vyskytuje se obvykle v trhlinách hrubozrnné kontaktní horniny, anebo v příčných žilkách v krystalickém dolomitu. Největší agregáty dosahují velikosti až 3 mm a jsou na vzorcích obvykle sdruženy s chalkopyritem a galenitem.

Mikroskopicky je intimní sdružení tetraedritu s galenitem ještě lépe patrné a projevuje se myrmekitickým prorůstáním obou nerostů, místy v rovnovážném kvantitativním poměru. Toto prorůstání je typické pro galenit a tetraedrit, vzniklé při vyšších teplotách (P. RAMDOHR, 1055, str. 435). Tetraedrit je mladší než pyrit, sfalerit a pyrhotin, místy proniká po hranici galenitu s chalkopyritem a galenitu s pyrhotinem. Pozoruhodné jsou mikroskopické, většinou čtyřcípé hvězdičkovité útvary tetraedritu v chalkopyritu a vzájemné prostupování galenitu a tetraedritu žilkami, jež je patrně svědkem překrývání krystalizačních intervalů obou nerostů. Dále je třeba se zmínit o grafických strukturách vznikajících při zatlačování dolomitu podle štěpnosti tetraedritem, jež vytváří v dolomitu písmenkovité a myrmekitické útvary. Podobné útvary vznikají i pronikáním tetraedritu do krystalů tremolitu podél štěpných trhin // $[110]$; jsou zřetelné zejména v řezech kolmých k vertikále tremolitových stébel.

C. Hydrotermální nerosty žiloviny

Z nerudných nerostů, provázejících sulfidy, byly zjištěny *křemen*, *železnatý dolomit* a *kalcit*. Jde o nerosty zřetelně mladší než okolní krystalické dolomity, avšak o jejich genezi se nelze s určitostí vyslovit. Zejména u obou uhličitánů není jasné, zda jde o nerosty primární nebo zda vznikly mobilizací z okolních karbonátových hornin.

K ř e m e n

byl pozorován jako drobné číré idiomorfnní metakrysty velikosti do 3 mm, nahnědlé barvy, izolovaně zarostlé v krystalickém dolomitu. Ojedinele tvoří tenké žilky sdružené s kalcitem a protínající zrudněné horniny (křemen sekundárního původu?). V jednom případě byl nalezen shluk idiomorfnních metakrystů průhledné záhnědy, velikosti 2 × 1 cm, zarostlých v dolomitu.

Pro izolovanost výskytu primárního křemene v rudě nebylo možno posoudit jeho časový vztah k rudním nerostům.

F e - d o l o m i t

vyskytuje se vzácně v rudě v podobě příčných žilek a hnízd nažloutle hnědé barvy, mocnosti do 2 cm. Je mladší než sulfidické rudy, které protíná žilkami. Podle neúplné chemické analýzy (Ing. J. Neužil, PFKU Praha) má toto složení: CaO 29,97 %, MgO 19,86 %, FeO 4,96 %, MnO 0,71 %, vlhkost 2,7 %.

K a l c i t

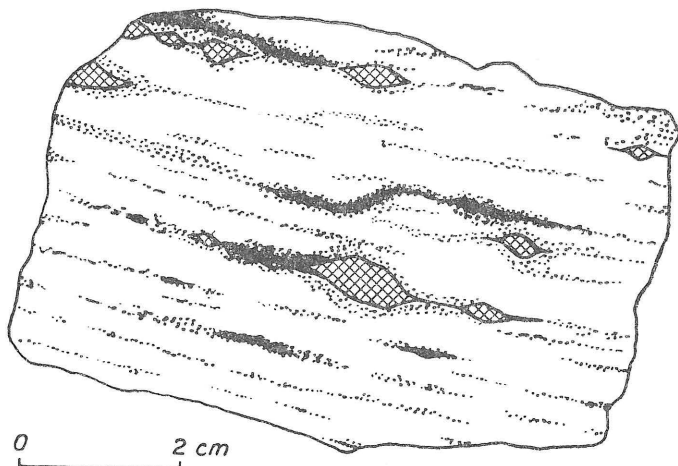
tvoří příčné žilky a štěpné agregáty v mezerách mezi silikátovými nerosty. Podle makroskopických a mikroskopických pozorování může být přítomno více blíže nerozlišitelných generací kalcitu, z nichž část může mít sekundární původ při metasomatoze kalcitového tmelu krystalického dolomitu rudními nerosty.

Textury a struktury rud

Základní typy textur a struktur zrudněných hornin jsou přehledně znázorněny v tab. 1, k níž je třeba dodat ještě některá doplňující vysvětlení.

Páskovaná textura je nejčastější texturou na malovidském ložisku. Je podmíněna přítomností nestejně mocných poloh (řádově mocnosti v mm až 3 cm) probíhajících paralelně s foliací dolomitu a složených ze silikátových nerostů, dolomitu a sulfidických nerostů popřípadě jejich směsí v různých poměrech (Tab. III obr. 2). Na střídání i složení poloh je závislé i zbarvení rudy — v čerstvém stavu vedle převládající nazeleenalé barvy (přítomnost silikátů) je časté šedé a šedo zelené zbarvení.

Rudní minerály mají v páscích charakter ložních impregnací nebo tvoří (hlavně pyrit) i masivní zrnité polohy mocnosti ne větší než 5 cm. Rudní polohy se obvykle po několika cm nebo dm vytrácejí a znovu nasažují nebo schodovitě přecházejí z jedné úrovně na druhou (obr. 8). Na ložisku se páskovaná textura vyskytuje v kombinaci s ostatními typy textur, zejména okatou.



Obr. 8

Ukázka textury páskované rudy z malovidského ložiska. Černě: kompaktní polohy sulfidických rud, hlavně pyritu, galenitu, sfaleritu a chalkopyritu. Tečkované — rudní impregnace s příměsí silikátových nerostů. Šrafovaná „oka“ — monoblasty a kumuloblasty diopsidu, tremolitu nebo živce, obvykle silně rozložené. Bez šrafy — krystalický dolomit se stopami silikátových nerostů.

Struktura páskované rudy připomíná granoblastickou (Tab. V obr. 4), převládají-li rudní nerosty, dolomit a diopsid, nebo je nematogranoblastická, je-li v podstatném množství přítomen tremolit. V polohách masivních rud s příměsí diopsidu je někdy vyvinuta struktura podobná vzhledem (nikoliv však genezí) sideronitové: prostory mezi izometrickými zaoblenými zrny dolomitu jsou vyplněny mladšími rudními nerosty, nejčastěji sfaleritem nebo galenitem (Tab. VI obr. 1).

Zrnitost nerostů (rudních i diopsidu) u páskované textury kolísá nejčastěji mezi 0,5 - 2 mm, tremolitová stěbla dosahují délky obvykle 1 - 3 mm. Často jsou v dolomitu vyvinuty ložní polohy šedě zbarvené, bez okem viditelných rudních nerostů; šedé zbarvení dolomitu je způsobeno mikroskopickým pigmentem složeným z rudních nerostů. Jde tu vlastně o iniciální stadium metasomatozy dolomitu rudními nerosty; v dalším jejím průběhu se velikost zrn pigmentu zvětšuje a stále zřetelněji se ukazuje přednostní zatlačování bazálního kalcitového tmelu dolomitu rudami. (Tab. VI, obr. 2, obr. 3). Dolomit (stejně jako silikátové nerosty) je rudami atakován až v pokročilejším stadiu metasomatozy, takže ve výbrusech i nábrusech rud jsou často patrna idiomorfní nebo hypdiomorfní, do různého stupně zatlačená dolomitová zrna (Tab. VI obr. 4). V masivních rudách podlehla zatlačení i většina hostících dolomitové masy.

Okaté textury jsou vždy vyvinuty ve spojení s páskovanými. Jsou pro ně charakteristické okaté a čokkovité útvary velikosti (příčném řezu) od několika mm do několika cm, světle nebo temně zeleně (popř. tmavošedě) zbarvené, v jejichž sousedství se okolní páskovaná textura obloukovitě vychyluje (Tab. III obr. 2).

Oka i čočky jsou tvořeny metakrysty (monoblasty) rozloženého diopsidu nebo živce velikosti 0,5 - 5 cm nebo kumuloblasty diopsidu, živce, tremolitu, chloritu popř. jejich směsí. Monoblasty (oka) i kumuloblasty jsou obvykle zčásti nebo úplně pseudomorfovány druhotnými nerosty (kalcitem, mastkem, chloritem, sericitem) a jsou často černošedě zbarveny práškovitým rudním pigmentem. Rudní nerosty mimoto tvoří v ku-

muloblastech i výplně mezer mezi krystaly silikátů nebo jako drobné žilky vyplňují trhliny v jejich krystalech.

Jen vzácně se na ložisku vyskytuje zrudnění bez příměsí silikátových nerostů. Má buď charakter ložních impregnací nebo krátkých, zčásti metasomatických žilek mocnosti do 0,5 cm (Tab. VII obr. 1, obr. 2). Izolovaná zrna galenitu lze v dolomitech nalézt i daleko od ložiska, s nímž nemusí patrně ani geneticky souviset (srov. např. běžné stopy metamorfogenních sulfidických Cu, Pb, Zn rud v krystalických karbonátových horninách moldanubika, kutnohorského krystalinika s. s., svratecké antiklinály atd.).

Vcelku lze říci, že na ložisku daleko převládá zrudnění impregnační (páskované a okaté textury) metasomatického původu. Textury, které svědčí o tektonickém ovlivnění hornin a nerostů před ukládáním rudních minerálů (žilky, rudní breccie) jsou na ložisku zcela podřízeny.

Sukcese silikátových a rudních nerostů

Z rudních textur i struktur je zřetelné, že *silikátové nerosty krystalovaly na ložisku dříve než rudní minerály*. Projevuje se to zejména těmito vztahy: 1. rudní nerosty pronikají do silikátových nerostů podél jejich štěpných trhlin (zejména do tremolitu, chloritu, flogopitu) a částečně je i zatlačují např. (Tab. VII obr. 3), 2. rudní nerosty obklopují zrna silikátových nerostů a tmelí jejich mechanicky porušená zrna (např. nalomená stébla tremolitu — obr. 4), 3. rudní nerosty pronikají často po hranicích zrn silikátových nerostů s rudními nerosty nebo jinými silikátovými nerosty. Jedinou výjimku tvoří část pyritu, který je starší než kontaktní metasomatoza a který vznikl již při regionální metamorfoze dolomitu. Tento nejstarší pyrit bývá zatlačován kontaktními silikáty (Tab. VII obr. 4).

Vzájemné vztahy mezi silikátovými nerosty nedovolují většinou soudit na jejich sukcesi; podle některých znaků (uzavírání) se zdá, že nejstarší je diopsid, mladší tremolit a chlorit.

U sulfidů jsou časové vztahy jasnější. Nejstarším nerostem je nepochybně pyrit I, pronikavý nebo zatlačovaný ostatními sulfidy. Po něm krystaloval sfalerit, jež je s výjimkou pyrhotinu zřetelně starší než ostatní rudy. Na některých místech se pyrhotin zdá být mladší než sfalerit. Nejisté jsou časové vztahy tetraedritu hlavně ke galenitu, s nímž tvoří místy pseudomyrmekitické srůsty. Na některých vzorcích je tetraedrit mladší než galenit. Hvězdičkovité krystaly tetraedritu v chalkopyritu je možno interpretovat jako metakrysty, poněvadž tentýž tetraedrit jinde proniká pro hranici galenit-chalkopyrit a pyrhotin-galenit. K nejmladším nerostům patří pyrit II (lokálně zatlačující a protínající galenit (obr. 6), dále Fe-dolomit a kalcit. Postavení křemene není jasné pro nedostatek vhodných hranic.

Z hlediska minerogenetických vztahů na studovaném ložisku je ještě důležitá otázka a stáří dolomitizace (vzniku dolomitu ve šternberském mramoru). Časová posloupnost dolomit-sulfidické zrudnění na šternberském ložisku souhlasí totiž s poměry na naprostě většině metasomatických ložisek polymetalických rud, uložených v karbonátových horninách, kde uložení rudních nerostů obyčejně bezprostředně předcházela

hydrotermální dolomitizace okolních vápenců (srov. např. J. F. Hewett 1928, I. I. Knjazev 1954). V našem případě však existují dva důkazy o tom, že vznik dolomitu ve šternberském mramoru nemá nic společného se vznikem studovaného zrudnění. Kromě toho, že směrem od ložiska se ve šternberském mramoru neprojevuje ubývání složky MgO, je to ještě skutečnost, že sulfidické fázi na ložisku nepředcházela dolomitizace, nýbrž kontaktní metasomatoza projevující se vznikem lokálně koncentrovaných kumulací železem chudých hořečnatých silikátových nerostů. Hořčík těchto nerostů pochází bezpochyby ze zatlačovaných krystalických dolomitů, které tedy existovaly již před tím, než došlo k jejich metasomatoze a vzniku silikátových minerálů. To znamená, že vznik dolomitu a zrudnění jsou od sebe časově odděleny období, v němž probíhala vysokotemperатурní metasomatoza za přínosu většinou jen Si.

Podle uvedených vztahů je možné znázornit celkovou sukcesi primárních nerostů na ložisku tímto schematem:

	Stadium regionální metamorfozy	Stadium kontaktní metasomatozy		Hydrotermální sulfidické stadium
Dolomit, kalcit, pyrit aj.	—	}	Lokální slabé tekt. ovlivnění	
Diopsid, tremolit, chlorit, živce aj., Pyrit				
Sfalerit		—		—
Pyrhotin		—		
Calenit		—		
Chalkopyrit		—		
Tetraedrit		...		
Fe-dolomit				—
Kalcit				—
Křemen				?

Sekundární hydrotermální přeměny v kontaktních silikátových horninách

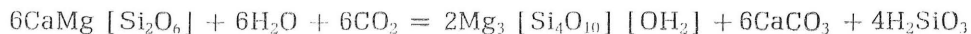
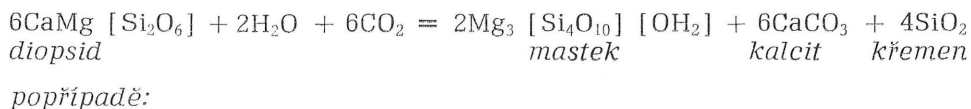
Některé z horninotvorných nerostů kontaktních hornin vykazují znaky silné hydrotermální přeměny, geneticky spjaté s hydrotermální fází, při níž se ukládaly sulfidické rudy. Jde hlavně o bezvodé silikáty (diopsid, forsterit, živce), které byly těmito proměnami postiženy a do různého stupně přeměněny ve směsi sekundárních nerostů obsahujících skupinu OH. Porovnáme-li produkty přeměny s výchozími minerály, zjistíme, že přeměna vzhledem k obsahu kationtů v primárních i sekundárních nerostech je izochemická se zachováním Mg (část zastupovaného Fe) z původních nerostů.

Z nerostů kontaktních hornin je nejsilněji přeměnami postižen diopsid. První stadium jeho přeměny se projevuje (ve výbruse) zakalením a nepravidelným kolísáním dvojlomu v témže krystalu; produkty přeměny však ještě nejsou mikroskopem postřehnutelné. Při dále pokračujícím rozkladu, který se zřetelně šíří podle štěpných trhlin, začínají se

v pyroxenu objevovat drobné šupinky a třísky sekundárních nerostů ze skupiny chloritu a mastku a ostrůvky nebo žilky kalcitu, místy s příměsí křemene. Jindy probíhá přeměna podél větviček se kanálků, v nichž se zároveň ukládá jemný rudní pigment, který se šíří i do nepřeměněných reliktů diopsidu. Při dalším stadiu přeměny je pyroxen zcela prostoupen směsí šupinkovitých, agregátně polarizujících nerostů (parkevité zhášení agregátu).

Některé krystaly diopsidu jsou druhotnými nerosty zcela pseudomorfovány, ale zachovaly si ještě původní tvar i štěpnost; takové krystaly poznáme podle zelenavého (resp. šedozeleného) zbarvení a měkkosti. Jiné pseudomorfozy mají tmavě šedé zbarvení pocházející od jemného rudního pigmentu. Pseudomorfozy ve výbruse jsou složeny z mastku, chloritu a kalcitu; tyto nerosty jsou buď pravidelně promíseny, nebo kalcit vytváří základní hmotu, v níž jsou nepravidelně rozptýleny chlorit a mastek. Mikroskopický výzkum a identifikace druhotných nerostů jsou pro jejich těsné prorůstání a jemnozrnnost obtížné. Kromě *kalcitu* byl mezi nimi určen *chlorit* [jemně šupinkovitý, jindy kostrovitý, nepatrně nazelenalý až bezbarvý. Ch_m —, $2V = 0-3^\circ$], *mastek* [jemně šupinkovitý, Ch_m —, určen rentgenometricky; při jeho identifikaci bylo postupováno tak, že pseudomorfoza po diopsidu byla jemně rozdrčena, kalcit vyloužen zředěnou HCl a zbytek byl podroben rentgenometrické analýze práškovou metodou (podmínky stejné jako při analýze diopsidu, viz str. 68). Shoda hodnot d mastku s hodnotami udávanými *G. Brownem* (1961) je u mastku dobrá], *tremolit-aktinolitický amfibol* [jemně třískovitý, bezbarvý, $\gamma/c = 16^\circ$], *klinozoisit* [jehličkovitý, $\alpha/c = 8-9^\circ$], *křemen* (drobné žilky), ojediněle *prehnit* [vějířovitý, bezbarvý]. Pokud jde o kvantitativní poměr jednotlivých nerostů rozkladu, převládá kalcit, mastek a chlorit daleko nad ostatními.

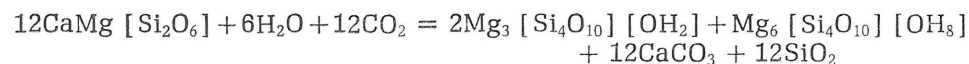
Z proměn diopsidu zaslouží podrobnější zmínky jeho steatitizace (resp. chloritizace) za současného vzniku kalcitu a křemene. Přeměnu na *mastek*, *kalcit* a *křemen* je možno znázornit touto rovnicí:



Analogický rozklad diopsidu na Mg-chlorit, kalcit a křemen vyjadřuje tato rovnice:



Současný rozklad diopsidu na *mastek*, *Mg-chlorit*, *kalcit* a *křemen*, který odpovídá nejlépe složení pseudomorfoz po diopsidu, lze znázornit takto:



Z rovnic je zřejmé, že rozklad diopsidu na uvedené sekundární nerosty je způsoben hydrotermálními roztoky obsahujícími CO_2 , $\{\text{CO}_3\}''$, který se mohl uvolňovat při zatlačování okolních karbonátových hornin rudními nerosty (a zčásti již při tvorbě silikátů v kryst. dolomitu — srovn. např. S. G. Lasky, 1931). Skutečně také proměny diopsidu jsou nejintenzivnější tam, kde jsou rudy nejvíce koncentrovány.

Z přeměn ostatních nerostů je nutno se zmínit ještě o serpentizaci forsteritu a sericitizaci živců. Pozoruhodné je vzácně pozorované odbarvování zeleného chloritu za současného vylučování jehliček rutilu. Tremolit přeměněn většinou odolal, avšak ojediněle byly nalezeny i tremolitové krystaly částečně změněné v šupinkovitý serpentinový minerál, mastek a kalcit.

Chemismus rudniny a rudních nerostů

Pro posouzení kovnatosti rudy byly odebrány vzorky rudy z rudní haldy u štolý a vzorky ze zásekových vzorků přes celou mocnost ložiska.

Čtyři vzorky z rudní haldy, reprezentující bohatější, průměrnou a chudou rudu poskytly při nekompletní analýze v laboratoři KR D v Kutné Hoře (anal. Ing. P. Jelínek) tyto výsledky:

	vzorek 1 bohatá ruda %	vzorek 2 průměrná ruda %	vzorek 3 průměrná ruda %	vzorek 4 chudá ruda %
Zn	1,59	0,54	0,46	0,21
Pb	0,91	0,35	0,23	0,09
Cu	0,25	0,08	0,04	0,02
Sb	stopy	stopy	stopy	stopy
Fe	4,29	2,16	1,34	1,00
S	5,15	2,10	1,56	1,01
nerozp. zbytek	22,16	18,18	19,34	9,16

Přes svou nevysokou kovnatost jsou vzorky z haldy bohatější, než ložisko ovzorkované ve štole. Analýzy zásekových vzorků (GP Praha) tam ukázaly široké rozpětí obsahů, kolísající mezi těmito krajními hodnotami: Pb: 0,014 - 0,38 %, Zn: 0,02 - 0,62 %, Cu: 0,015 - 0,15 %, Ag: stopy - 145 g/t. Z toho je zřejmé, že ruda na haldě pochází z nejbohatší, dnes již vytěžené části ložiska, vydobyté dobývkami nedaleko od ústí horní štolý (příloha 2). Zásekové vzorkování ukázalo také, že kovnatost je velmi nepravidelná a nejeví vztah k celkové mocnosti ložiska.

Pro posouzení mikrochemismu rudních nerostů byly provedeny jejich semikvantitativní spektrální analýzy v laboratořích Geologického ústavu ČSAV v Praze (analytik Ing. L. Minařík; podmínky: spektrograf Q 24, stříd. oblouk 9 A, bez předjiskření, vzdálenost elektrod 3 mm, exp. 60 vteřin). Analýzy poskytly výsledky, které jsou sestaveny v následující tabulku:

	Přibližné obsahy prvků ve váh. %			
	více než 1%	1—0,1 %	0,1—0,01 %	0,01 — 0,001 %
Tetraedrit	Ag Sb As Ca, (Al) Cu	Pb, Ti, (Zn)	Mg, Fe, Hg	Cd, Mn, Sn, Ni, Co, Au?
Galenit	Pb Ag Ca	Cu, Sb, Si	Sn, Al, Cd, Mg, Mn, (Fe)	Bi, Ba, (Co)
Sfalerit A	Zn (Ca)	Fe, Hg, (Cd)	Mg, Mn, Si, As, (Ag, Cu)	Al, Co, (Pb, Sn)
Sfalerit B	Zn (Ca) (Si)	Fe, Hg, (Cd, Mg)	Mn, Al, Cu, (Ag)	Co, (Pb, Sn)
Chalkopyrit	Cu As, Ca Fe (Sb)	Si Ag,	Mg, Mn, Sn, Zn, Al, Ti (Pb)	B, Cd, W, Ni, Au? Ge?
Pyrit	Fe, Ca	Mg, Cu, Zn	Mn, Pb, As, Si	Co, Ni, Sn, Al, Sb, Au ?
Pyrrhotin	Fe Ca, (Mg)	Si (Zn), Cu Pb	Mn, Al, Ni	Co (Sn), Au, Sb, Sn

Sfalerit a galenit byly mimoto analyzovány také v laboratoři ÚNS Kutná Hora (analytik: M. Paukner; podmínky: spektrograf Q 24, stejnosměrný oblouk 10 A, exponováno 2 min. katodicky, dále anodicky až do vyhoření vzorku, váha vzorku 30 mg, vzdálenost elektrod 4 mm, clona T 10-5, štěrbinu 0,005 mm). Výsledky ukazuje tabulka:

	Zjištěné obsahy prvků řádově						
	X0 %	X%	0,X %	0,0X %	< 0,0X %	Proble- matické	Negativní
Sfalerit	Zn		Cd Fe	Ca Hg Mg Si	Ag Al Cu Ga Mn Mo Pb Sn		As Au B Ba Be Bi Co Cr F Be In K Li Na Nb Ni P Sb Sc Sr Ta Te Ti U V W Y Yb Zr
Galenit	Pb	Ag	Sb Si Zn	Al Bi Ca Cu Fe Mg Sn	Cd Mn Tl	B	As Au Ba Be Co Cr F Ga Ge Hg In K Li Mo Na Nb Ni P Sc Sr Ta Te Ti U V W Y Yb Zr

Z výsledků spektrálních analýz je zřejmé, že řada vzorků obsahovala přes pečlivou separaci heterogenní znečištění, nejčastěji ve formě dolo-
mitu, kalcitu, případně silikátových nerostů.

Tetraedrit je velmi bohatý Ag (freibergit) a je zřejmě vedle galenitu hlavním nositelem stříbra na ložisku. Příměs Pb je způsobena

(stejně jako i část Zn, pokud nejde o izominerální součást nerostu vázanou v mřížce) inkluzemi galenitu („myrmekitové“ srůsty!) resp. sfaleritu. Obsah Hg (vzhledem k sfaleritu) je nízký, stejně tak obsah Zn a Fe; oba prvky zřejmě zastupují měď, kdežto Sb je izomorfně zastoupeno arsenem. Cd může náležet jak přimíšenému sfaleritu, tak může být izominerální příměsí tetraedritu (zast. Cu — srovn. např. J. Bernard 1954).

Galenit kromě vysokého obsahu Ag má pozoruhodnou příměs Sb (snad inkluze pyrargyritu?), dále obsahy Cu a Zn zřejmě heterogenního původu a charakteristický obsah cínu, v jedné analýze dosahující až 0,1 %. V obou analýzách shodně zjištěny též obsahy Cd a Mn.

U sfaleritu (i když výsledky všech analýz nejsou pro různá kvantitativní hlediska dělení podle obsahu jednotlivé) je konstantní příměs Hg a Cd v desetínách až setinách procenta a o řád nižší obsahy Mn a Ag. Sfalerit A (hrubozrnný, z mezer mezi kumuloblasty diopsidu) je po stránce mikrochemismu až na obsah heterogenních prvků totožný se sfaleritem B (jemně zrnitý sfalerit z impregnační rudy); náleží tedy oba zřejmě jediné generaci. Důležitá jako kritérium pro srovnávání je nepřítomnost india.

U chalkopyritu stojí za zmínku zvýšený obsah As a Sb (zastupování síry) a dále přítomnost Ag a Sn. Pyrit i pyrhotin jsou slabě mědinose; jejich vzorky byly značně znečištěny heterogenními přimíšeninami.

GENEZE LOŽISKA

Nejcharakterističtějším rysem studovaného ložiska je těsné prostorové spjetí sulfidického zrudnění s polohou silikátových hornin v určitém horizontu šternberského mramoru; toto spjetí se projevuje i mikroskopicky intímním prorůstáním rudních minerálů se silikátovými nerosty a dává proto tušit jejich určitou genetickou souvislost.

Ze studia makro- i mikrotextrur na ložisku jednoznačně vyplývá, že vývoj ložiska probíhal ve dvou stádiích:

A. Během prvního — silikátového stadia vznikla v poloze šternberského mramoru metasomaticky (účinky látek přinesených z těles granitoidů) ložní poloha převážně hořečnatých silikátových nerostů, jejichž vznik vyžadoval rozsáhlý přínos křemíku. Poměrně vysoká čistota šternberského mramoru na jedné straně se značnou koncentrací silikátů na ložisku na straně druhé a také lokální hrubozrnný porfyroblastický vývoj silikátů nedovolují vysvětlovat genezi silikátů na ložisku pouhou rekrystalizací dolomitu a v něm obsažených nečistot, tak jak si to obecně představuje např. W. L. UGLOW (1913). Možnost geneze rekrystalizací je tu zřejmě možná jen pro část rozptýleného forsteritu, chloritu, tremolitu, které se vyskytují v celé poloze šternberského mramoru i v jiných tělesech karbonátových hornin v posázavském krystaliniku.

Kromě rozsáhlého importu SiO_2 je nutno předpokládat též přínos alkalí a hliníku pro vznik živců; ten však zřejmě neprobíhal pouze chemickou cestou, ale spíše mechanicky, ve formě ložních injekcí odštěpe-

ných aplitických či pegmatitických frakcí s mimořádnou mobilitou. (V této souvislosti je zajímavé uvést, že někteří autoři, jako např. C. A. STEWART (1913), W. L. UGLOW (1913), popírají přítomnost Al_2O_3 v rudonosných magmatických emanacích).

V prvním stadiu vzniku ložiska lze předpokládat vysokou teplotu a nízkou, postupně však se zvyšující aktivitu OH iontů, projevující se nejdříve krystalizací bezvodých silikátů (diopsid, forsterit, živce) a potom krystalizací silikátů s obsahem OH (tremolit, chlorit). V důsledku překrytí produktů silikátového stadia nerosty stádia sulfidického nelze zjistit, zda ještě v závěru silikátového stadia došlo se stoupající aktivitou H_2O k hydrotermálnímu rozkladu bezvodých silikátů na sekundární nerosty.

B. Během následujícího sulfidického stadia se projevil v zóně silikátových nerostů přínos rudních látek hydrotermálními roztoky, bez význačných úvodních tektonických pohybů. Charakter zrudnění má proto ráz typicky ložně metasomatický, se znaky zatlačování krystalického dolomitu i silikátových nerostů. Vlivem rudonosných hydrotermálních roztoků došlo k intenzivnímu rozkladu zejména bezvodých silikátových nerostů na masek, chlorit, kalcit, serpentinové minerály a křemen. Pokud jde o rozklad silikátových nerostů, nutno zdůraznit, že je nejsilnější tam, kde je uložena většina rud. Tato skutečnost nasvědčuje tomu, že rozklad silikátů probíhal většinou až během hydrotermální sulfidické fáze.

Pokud jde o vzájemný prostorový vztah sulfidů a silikátů, je charakteristické, že hlavní část rud je uložena v poloze bohaté silikáty a jen nepatrná část tvořená zejména galenitem a chalkopyritem z ní vybočuje, maximálně však do vzdálenosti několika dm až m. Toto úzké prostorové spjetí silikátů a sulfidických rud a celková sukcese silikáty — → rudy jsou obvyklé pro kontaktně metasomatická polymetalická ložiska, u nichž také obyečně silikátotvorné i rudní látky jsou izogenetické, tj. jsou vázány na jeden společný magmatický zdroj. Teoreticky však, i když je to méně pravděpodobné, nelze vyloučit ani heterogenetický původ látek dávajících vzniknout silikátovým nerostům a emanací, z nichž se tvořily rudní nerosty. Proto lze pro genezi malovidského ložiska vyslovit dvě hypotезy:

1. Jde o ložisko kontaktně metasomatické, v němž ukládání rud časově bezprostředně (možná i s určitým časovým překrýváním) navazovalo na krystalizaci kontaktních silikátů (podobné případy uvádí např. G. P. BARSANOV [1954] z daškesanského ložiska); rudní látky i látky, z nichž se tvořily silikátové nerosty pocházejí přitom z jednoho zdroje. V našem případě by jako zdroj těchto emanací připadaly v úvahu nejspíše kyselá granoidní magmata odštěpená z hlouběji uložených magmatických center náležejících k magmatickým komplexům Středočeského plutonu a tuhnoucí ve formě drobných masivků a žilných těles v metamorfovaných komplexech posázavského krystalinika.

2. Jde o ložisko hydrotermálně metasomatické, v němž rudní nerosty se vylučovaly po určitém časovém hiátu po krystalizaci silikátových nerostů. V tomto případě by vznik polohy silikátových

hornin byl vázán na hypabyzální granitoidní eruptiva, tak jak je to uvedeno sub 1, kdežto rudonosné roztoky by pocházely z jiných, hlouběji uložených magmatických zdrojů [s hypabyzálními eruptivy pokrevně příbuznými]. Nahromadění sulfidů v poloze s kontaktními nerosty by však ani zde nebylo náhodné a dalo by se vysvětlit topominerálními vlivy kontaktní silikátové horniny na ascensní rudonosné roztoky a selektivním ukládáním rud v silikátové poloze.

Z výše nastíněných dvou možností interpretace lze pokládat vzhledem ke skutečnostem uvedeným v předcházejících kapitolách za pravděpodobnější první, podle níž lze malovidské ložisko řadit ke kontaktně metasomatickým ložiskům s celkem jednoduchou minerální paragenézí i mikroparagenézí stopových prvků, vytvořeně za vysokotemperатурních podmínek [bezvodé silikáty] a střednětemperovaných podmínek (část silikátů obsahujících [OH], sulfidické rudy), s celkově klesající teplotou a stoupající aktivitou H_2O během procesů vytváření ložiska. Polymetalická ložiska tohoto typu, přirozeně s více či méně odchylnými asociacemi nerostů a prvků jsou známa z mnoha míst na světě (Banát, Kanada [Ontario], USA [Arizona], N. Mexiko aj.).

METALOGENETICKÉ POSTAVENÍ MALOVIDSKÉHO LOŽISKA

O metalogenetické zařazení malovidského ložiska se pokusili v novější době J. KOUTEK (1959, 1964) a J. H. BERNARD (1961a, 1964). J. Koutek je zařazuje mezi ložiska obvodu Blanické brázdy, kdežto J. H. Bernard je řadí do nově vymezené metalogenní oblasti centrálního moldanubického masivu (srov. např. mapku v Bernardově práci z r. 1964), jejíž polymetalická ložiska přirovnává k typu Kutná Hora a srovnává je s freiberskou kb-formací. Mezi jinými znaky charakteristickými pro tuto oblast uvádí hojný výskyt pyritu a arsenopyritu, černou barvu sfaleritu podmíněnou vysokým obsahem železa (sfalerit má obsahy 9-12 % Fe), přítomnost india a nepřítomnost (nebo nepatrné zastoupení) rtuti ve sfaleritu, a přítomnost tetraedritu s velmi malým podílem As-složky.

Uvážíme-li, že malovidské ložisko tyto znaky nemá (chybí v něm arsenopyrit, sfalerit je chudý železem, s obsahy podle spektrálních analýz 0.1-1 % Fe, sfalerit neobsahuje indium a naopak se vyznačuje pravidelnou přítomností rtuti v obsazích řádově 0.X až 0,0X %, tetraedrit obsahuje vysoký podíl As), pak malovidské ložisko není možné srovnávat s typem Kutná Hora a tedy ani s freiberskou kb-formací a není jej proto možné řadit k metalogenní oblasti centrálního moldanubského plutonu. Tuto možnost vylučuje ostatně kromě odlišného mineralogického složení (mj. i nedostatek primárního křemene, tak typického pro ložiska této metalogenní oblasti a dále i nepatrné zastoupení cínu v rudě) již sama pozice ložiska mimo periferii centrálního moldanubského plutonu. Ložisko vstupuje v území, kam pokračují poruchové zony patřící systému Blanické brázdy a zároveň v blízkosti středočeského plutonu (na mapě obr. 1 4 km od jeho východního kraje). v oblasti proražené četnými tělesy a žilami granitoidních hornin (srov. např. mapy v pracích J. Koutka 1933, 1940), představující s velkou pravděpodobností odštěpiny magmatických komplexů středočeského plutonu.

V případě, že malovidské ložisko je kontaktně metasomatické, je jeho pozice dána vhodnou kombinací výskytu zatlačitelných karbonátových hornin a přítomností magmatického zdroje, vysílajícího silikátové a sulfidické emanace. Závislost malovidského ložiska na poruchových pásech Blanické brázdy není proto buď žádná anebo alespoň není tak úzká jako je tomu u hydrotermálních žilných ložisek sdružených s poruchovými zónami Blanické brázdy, jejichž pozice je mj. předurčena hlavně lokalizací tektonických poruch, jež byly zrušeny. Proto malovidské ložisko přes svou polohu poblíž poruchových pásem Blanické brázdy nepatří k této dílčí metalogenetické oblasti, nýbrž spíše k obvodu středočeského plutonu a jeho aureoly (v rozčlenění Koutkově l. c.) popř. k metalogenní oblasti středočeského plutonu v rajonizaci Bernardově (l. c.), a to proto, poněvadž zdroj jeho zrušení náleží s velkou pravděpodobností eruptivům této jednotky.

Ovšem i mezi převážně hydrotermálními ložisky tohoto obvodu (stejně jako mezi ložisky severní části Blanické brázdy) malovidské ložisko zaujímá určité samostatné postavení, dané zejména jeho odlišnou — kontaktně metasomatickou genezí. To je také jednou z příčin, proč se malovidské ložisko parageneticky i geochemicky odlišuje od nejbližších polymetalických ložisek v oblasti Stříbrné Skalice, Staré Vožice, Ratibořských hor a jiných drobnějších ložisek, studovaných v poslední době J. H. Bernardem a spolupracovníky (posudky z r. 1961 - 1964 v pražském Geofondu).

SHRNUTÍ VÝSLEDKŮ A ZÁVĚRY

1. Malovidské ložisko je uloženo v poloze krystalického dolomitu (s podřízenými polohami dolomitického vápence), která je součástí petrograficky pestrého komplexu tvořeného biotitickými pararulami, amfibolity, erlany a různými přechody mezi těmito horninami. Hojně jsou v blízkosti ložiska zastoupeny migmatity, z nichž část jeví genetické vztahy k žilám aplitických a granitických hornin, které prorážejí krystallinikem v okolí ložiska.

2. Ložisko má jednoduchý, zhruba plástvovitý tvar a je uloženo souhlasně s foliací dolomitu. Mocnost ložiska kolísá (včetně uzavřených plástů nezrušených hornin) kolem 1 m, sklon je 5 - 15° k ssv., s. nebo ssz. Charakteristickým znakem ložiska je těsné prostorové spjetí rudních nerostů s polohami bohatými silikátovými minerály.

3. Ložisko vzniklo ve dvou stadiích: 1. silikátovém, kdy krystalovaly nejdříve bezvodé silikáty — diopsid, forsterit, živce a pak silikáty s (OH) — tremolit, chlorit, 2. sulfidickém, v němž se tvořily rudní nerosty přibližně v sukcesi pyrit, sfalerit, pyrhotin, galenit, chalkopyrit, tetraedrit. Současně s ukládáním sulfidů probíhal hydrotermální rozklad silikátových nerostů na chlorit, mastek, serpentínové minerály, kalcit a křemen.

4. Z rudních textur převládají textury páskované a čočkovité (okaté). Vnikly vrstevní metasomatozou dolomitu a zčásti i silikátových nerostů, obvykle v počátečních stadiích metasomatozy selektivní metasomatozou kalcitového tmelu horniny.

5. Chemické analýzy rudních vzorků ukazují jejich nevelkou kovnatost, obsahy Pb i Zn v průměru do 1 %, obsahy Ag, vázaného na galenit a tetraedrit do 145 g/t.

6. Malovidské ložisko je kontaktně metasomatické, vzniklé zatlačením krystalického dolomitu silikátovými a rudními nerosty. Tvorba ložiska předpokládala pouze přínos Si, H₂O, (alkalií a Al), a rudních prvků; Mg obsažené v silikátových nerostech pochází ze zatlačeného krystalického dolomitu. Zdrojem uvedených přinesených prvků jsou s největší pravděpodobností (nepřihlížíme-li k pronikům, aplitické nebo pegmatitické frakce [živce!]) hypabyzálně intrudující granitoidní magmata pronikající do poruchových zon a patřící geneticky k erupтивům středočeského plutonu.

7. Geochemicky (přítomností železem chudého sfaleritu bez obsahu india a s obsahem rtuti, a tetraedritu bohatého As, dále nepřítomností arsenopyritu a primárního křemene, nepatrnými obsahy cínu) se malovidské ložisko odlišuje od ložisek metalogenní oblasti centrálního moldanubského plutonu, do níž nezapadá také svou geologickou pozicí. Vzhledem k tomu, že vystupuje v těsné blízkosti těles erupтив patřících s velkou pravděpodobností středočeskému plutonu a geneticky s nimi souvisí, patří ložisko k metalogenetické oblasti středočeského plutonu v pojetí Koutkové.

POUŽITÁ LITERATURA

- БАРСАНОВ Г. П. (1953): Некоторые давнные по минералогии контактовометасоматических образований; Дашкесана (в сбор.: Вопросы петрографии и минералогии, Т. 2, АН СССР, 14 - 30)
- BĀRTA R. (1923): Bílé mramory posázavské. Věda přírodní, 1, 12—15.
- BERNARD J. (1954): Geochemický vývoj rudní žíly ve sv. Petru v Krkonoších. Rozpravy ČSAV, roč. 64, seš. 6.
- BERNARD J. (1961 a): Beitrag zum Vergleich der Entwicklung von Mineralassoziationen auf den Erzgängen von Kutná Hora und Freiberg (Sachsen) Věst. Ústř. úst. geol., 36, 285—291.
- BERNARD J. (1961 b): Výroční zpráva o úkolu III/14 (Mineralogie a geochemie rudních žil okolí Stříbrné Skalice a Hradových Střimelic za r. 1960). Geofond Praha.
- BERNARD J. (1964): Vymezení metalogenních oblastí v prostoru jádra Českého masivu; Věst. ÚÚ 39, 133—136.
- BERNARD J. a spolupracovníci (1964): in: Zpráva o výzk. úkolu 1/5, Komplexní výzkum Blanické brázd. Geofond Praha.
- BROWN B. (1961): The X-ray identification and crystal structures of clay minerals. London.
- DUDEK A., FEDIUK F., PALIVCOVÁ M. (1962): Petrografické tabulky. NaČSAV Praha.
- GOTTHARD J. (1922): Genetická povaha opuštěného rudního ložiska u Malovid v Posázaví. Čas. Nár. musea, CIII, 134—138.
- HEJTMAN B., KONTA J. (1953): Horninotvorné minerály. Praha.
- HEWETT J. F. (1928): Dolomitization and ore deposition. Econ. geol. 23, 8, 821—838.
- KRATOCHVÍL F. (1937, 1938, 1940, 1043, 1948): Topografická mineralogie Čech. Díl I—V. Archiv pro přírod. výzk. Čech. Praha.
- KOUTEK J. (1933): Geologie posázavského krystalinika I. (Okolí Rataj n. Sázavou). Věstník SGÚ, IX, č. 6, 321—333.
- KOUTEK J. (1940): Geologie posázavského krystalinika II. (Oblast západně od Čes.-Šternberka). Věstník SGÚ, XV, č. 3—4, 1—12.
- Koutek J. (1953): Metalogenetické jednotky ČSSR. Nepublikovaná zpráva s mapou. Geofond Praha.
- KOUTEK J. (1963): Metabazity, metatufy a metatufity v ratajské svorové zoně v Posázaví. Zprávy o geol. výzkumech za r. 1961, 67—69.
- KOUTEK J. (1964): Geologie československých rudních ložisek. I. Ložiska českého jádra. Učební texty vysokých škol. SPN Praha.
- LASKY S. G. (1931): The system Fe - oxides: CO₂:CO and Fe - oxides: H₂O:H₂ as applied to limestone contact deposits. Econ. geol. 26, 485—501.
- LOSERT J. (1959): Výzkum metasomatického ložiska polymetalických rud u Malovid v Posázaví. Zprávy o geol. výzkumech v r. 1958, 83—84.
- LOSERT J. (1960): Výzkum metasomatického ložiska polymetalických rud u Malovid v Posázaví. Část I.: Petrografický a mineralogický výzkum. Nepublikovaný posudek pro Geologický průzkum n. p. Praha [In: Projekt Československo — Sázava, GP Praha]
- ONDŘEJ A. (1919): Monografie křemene z českých zemí. I., Praha.
- ONDŘEJ A. (1922): O amfibolitech středního Posázaví. Čas. Nár. musea, XCVI, 66—72.
- ORLOV A. (1931): Genetický poměr krystalického vápence, dolomitů a amfibolitů v chýnovských vápencových lomech. Věst. Král. čes. spol. nauk, stran 33.
- ПОЛОВИНКИНА Ю. ИР. И ДР. (1948): Структуры горных пород Т. 1, 2, 3, Москва
- RAMDONR P. (1955): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie Verlag, СБОРНИК СТАТЬЕЙ: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Москва, 1954
- STEWART C. A. (1913): The formation of the secondary silicate zones in contact-metamorphic ore deposits (a discussion). Econ. geol. 8, 501—567.
- TRÜGER W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der wichtigsten gesteinsbildenden Minerale. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- UGLOW W. I. (1913): A review of the existing hypothesis on the origin of the secondary silicate zones at the contacts of the intrusives with limestones. Econ. geol., 8, No. 1, 19—50, No. 3, 215—234.
- UGLOW W. I. (1916): Ore genesis and contact metamorphism at the Long Lake Zinc Mine, Ontario, Econ. geol., 11, 231—245.

METASOMATIC DEPOSIT OF POLYMETALLIC ORES NEAR MALOVIDY
N OF ČESKÝ ŠTERNBERK (CZECHOSLOVAKIA)

The Malovidy deposit (situated in central Bohemia at 45 km SE of Prague) is placed in a layer of crystalline dolomite (with subordinate layers of dolomitic limestones, pl. II, fig. 1) forming a part of the Moldanubian variegated series composed of biotite paragneisses, amphibolites, erlans and various types of transition rocks (between the rocks cited) in the vicinity of the deposit (tab. I). Migmatites are common there (pl. I, figs. 1, 2; pl. III, fig. 2); a part of them shows genetic relations to the veins of aplitic and granitic rocks traversing the crystalline schists in the neighbourhood of the deposit. These eruptives which are important from the metallogenetic point of view represent the vein (hypabyssal) concomitant rocks of the Variscian magmatites of the Middle Bohemian pluton; the deposit mentioned occurs at a distance of 4 km from this pluton (when measured at the surface). The deposit shows simple, platy form and is conformable with the foliation of the crystalline dolomite. The thickness of the deposit ranges within 1 m (including enclosed streaks of non-mineralized rocks: fig. 3), the dip is $5-15^\circ$ to NNE, N or NNW. A typical feature of the deposit is a close spatial connection of ore minerals with the layers rich in silicate minerals. In the deposit the irregular bands and lenticles (of mm and cm order) of massive sulphide ore and the layers of ore impregnations accompanied by silicate minerals alternate with the layers of intact crystalline dolomite (fig. 3).

The deposit was formed in two chronologically related stages: 1. The silicate stage during which primarily the nonhydrous silicates generated — diopside, forsterite and feldspars followed by silicates with (OH) — tremolite, chlorite, 2. The sulphide stage during which the following succession of ore minerals originated: pyrite, sphalerite, pyrrhotite, galena, chalcopyrite, tetrahedrite. In addition to the sulphide minerals also calcite, Fe-dolomite and quartz were found, however, their position in general succession is not clear. Simultaneously with the deposition of sulphides the hydrothermal decomposition of non-hydrous silicate minerals into chlorite, talc, serpentine minerals, calcite and quartz took place.

Of ore structures the banded (impregnation) and lenticular (eyed) structures are dominant (fig. 8, pl. III, fig. 2). They are due to the metasomatism which took place along the foliation joints of dolomite and partly of silicate minerals; usually (in the initial stages of metasomatism) the selective metasomatism of calcite cement of the rock appeared (pl. V, fig. 4, pl. VI, figs. 1, 2, 3). In later metasomatic stages also dolomite (pl. VI, fig. 4) and silicate minerals were replaced by ore minerals.

The quantitative chemical analysis of ore samples have shown a small metal content of the ore, the Pb and Zn contents attaining on the average 1 %. The Ag content bound in the main to galena and tetrahedrite does not exceed 145 g/t.

The Malovidy deposit displays contact metasomatic character, its origin is due to the replacement of crystalline dolomite by silicate and ore minerals. If not taking into account the injections of aplitic or pegmatitic fraction (feldspars) the formation of the deposit was based of the supply of H_2O , Si and ore elements; Mg present in silicate minerals derives from the replaced crystalline dolomite. The source of the supplied substances in question are most probably the hypabyssally intruding granitoid magmas penetrating the dislocation zones in metamorphosed complexes and belonging genetically to the eruptives of the Middle Bohemian pluton.

As to the geochemical characteristics, the Malovidy deposit shows the presence of brown sphalerite poor in iron (the Fe content is of $0, X-X$ % order), lacking indium and containing mercury (of $0, 0X-0, X$ % order), of tetrahedrite rich in As (X % order). It is also characterized by the absence of arsenopyrite and of primary quartz and by small amounts of tin ($0, 01-0, 1$ %). The deposit studied differs from the deposits belonging to the metallogenetic area of Central Moldanubian pluton (according to J. H. Bernard 1964) by its geochemical composition and by geological position. In view of the fact that the Malovidy deposit adjoins the eruptive bodies (pertaining most probably to the Middle Bohemian pluton [fig. 1, pl. I]) and is in genetic connection with them, it belongs to the metallogenetic area of the Middle Bohemian pluton according to J. Koutek (1964).

EXPLANATION OF PLATES

I. Geological map of the vicinity of the Malovidy deposit. Compiled by J. Losert 1963 with the use of the description of dug pits of Geological Prospection Enterprise, Prague. 1a — alluvium, 1b — gravels and sands of terraces, 2 — debris, 3 — aplites, vein granites, 4 — orthogneisses, 5 — amphibolites (with subordinate intercalations of amphibolic gneisses and biotite paragneisses), 6 — fine — grained biotite paragneisses with intercalations of amphibolites, erlans, crystalline dolomites and dolomitic limestones, 7 — crystalline dolomites and limestones, 8 — injected biotite paragneisses with subordinate intercalations of amphibolites, 9 — biotite and sillimanite — biotite paragneisses, 10 — entrances of galleries and their numbering for reference in text, 11 — prospect hole, 12 — course of the deposit at the surface (scheme), 13 — abandoned quarries, 14 — strike and dip of foliation.

II. Mine map of the gallerie No. 2 (upper gallery). The thickness of the deposit is illustrated in side projection along corresponding galleries. Compiled by J. Losert according to the data of E. Pivec.

III. Old mine map of the Malovidy deposit of 1793. Drawn by J. Izera according to the original from the archives of the Geological Prospection Enterprise in Prague.

PLATE I

Fig. 1 Outcrops of arteritic migmatites and paragneisses found along the Sázava river NW of the mouth of the Stříbrný potok brook into Sázava

Fig. 2 Biotite paragneisses with injections of aplitic and granitic (partly orientated) material. Detail from fig. 1

PLATE II

Fig. 1 Layer of crystalline dolomite in a series of biotite paragneisses, erlans and paraamphibolites. Outcrops along the railway SE of the mouth of the Stříbrný potok brook into Sázava

Fig. 2 Outcrops of crystalline dolomite at the entrance of upper gallery

PLATE III

Fig. 1 Migmatized gneisses with irregular layers of pegmatitic material. Outcrops along the Sázava river N of the mouth of the Stříbrný potok brook

Fig. 2 Polished section of the banded impregnation ore with impregnations of pyrite and sphalerite in the crystalline dolomite with silicate minerals (mainly tremolite)

PLATE IV

Fig. 1 Rounded grains of diopside (grey) are surrounded by galena (G) and chalcopyrite (Ch). Polished section, reflected light, $\times 24$

Fig. 2 Cluster of tremolite crystals amid which calcite crystallized (white). Galena is black. Thin section, ordinary light, $\times 12$

Fig. 3 Decomposed crystals of diopside (at the bottom in the center) is surrounded by galena (black) with enclosed tremolite crystals. Thin section, ordinary light, $\times 24$

Fig. 4 Inclusions of chalcopyrite (white) in sphalerite (dark grey). T-tetrahedrite. Polished section, reflected light, $\times 45$

PLATE V

Fig. 1 Chalcopyrite (white) forms inclusions in sphalerite and large grain projecting spur-like into sphalerite. Polished section, reflected light, $\times 45$

Fig. 2 Galena filling the spaces between tremolite crystals and penetrating along their prismatic cleavage. Polished section, reflected light, $\times 24$

Fig. 3 Chalcopyrite (white) penetrates along the boundaries of tremolite crystal (dark grey) with galena (white, with triangular cleavage depressions). Polished section, reflected light, $\times 45$

Fig. 4 Texture of impregnation ore composed of dolomite (white grains) and of ore minerals (black) which replace the calcite cement of the rock. Thin section, ordinary light, $\times 5$

PLATE VI

Fig. 1 Mosaic of dolomite grains with spaces (after calcite) filled by galena. Detail from fig. 4, Pl. V. Polished section, reflected light, $\times 12$

- Fig. 2 Calcite cement between dolomite rhombohedrons (grey) was replaced by galena (white). Polished section, reflected light, $\times 12$
- Fig. 3 Character of structures produced by replacement of calcite cement between dolomite crystals by galena (black). Thin section, ordinary light, $\times 24$. Dolomite was removed from the thin section by dissolution in hot HCl
- Fig. 4 Beginning of the replacement of idiomorphic dolomite crystals (grey) enclosed in galena (white) by galena and sphalerite (grey). Polished section, reflected light, $\times 45$

PLATE VII

- Fig. 1 Metasomatic veinlets of galena in crystalline dolomite. Galena replaces calcite between dolomite grains. Polished section, refracted light, $\times 24$
- Fig. 2 Veinlets of ore minerals (black) and ore impregnations in crystalline dolomite. Thin section, ordinary light, $\times 24$
- Fig. 3 Galena (white) penetrating into the tremolite crystals along their cleavage planes. Polished section, reflected light, $\times 24$
- Fig. 4 Idiomorphic grain of the earliest pyrite (of metamorphic origin) is replaced by tremolite (right upper corner of the figure). Middle part of the pyrite crystal is also replaced by chalcopyrite (irregular isle-like formations within the crystal). Left upper corner — galena. Polished section, reflected light, $\times 45$.

EXPLANATION OF TEXT — FIGURES

- Fig. 1 Topographic position of the Malovidy deposit in relation to the eastern margin of the Middle Bohemian pluton. In black: veins and small massifs of granitoid rocks belonging probably to the eruptives of the Middle Bohemian pluton. Dotted areas: Cretaceous sediments, oblique hachure — Permian sediments, vertical hachure — migmatites and metabasites in the mantle of the Middle Bohemian pluton. Modified according to the geological map of the Czechoslovak republic (1:200000), sheet Tábor and Jihlava.
- Fig. 2 DTA curve of crystalline dolomite from the outcrop near the upper gallery. Analysis was made by Ing. J. Neužil, Department of Petrography, Charles University, Prague.
- Fig. 3 Section across the deposit in an ancient stope at the entrance of the upper gallery. In black: layers with sulphide minerals (usually also with silicate minerals), dotted areas: crystalline dolomite with admixture of diopside, tremolite and other silicate minerals, non-hachured areas: crystalline dolomite (sporadically with traces of silicate minerals).
- Fig. 4 Ore minerals — sphalerite and galena (black) penetrate between the grains of dolomite (white) and tremolite (grains with indicated cleavage) and into the tremolite grains along their prismatic cleavage and through their broken columns. Thin section, ordinary light, $\times 10$.
- Fig. 5 Sphalerite (S) replacement of pyrite I (P) in form of isles. D — dolomite, T — tremolite. Polished section, reflected light, $\times 24$.
- Fig. 6 Pyrite II penetrates along the boundary of dolomite (D) with galena (G) and replaces galena along certain crystallographic directions. Polished section, reflected light, $\times 45$.
- Fig. 7 Galena (G) lobe-like replacements of pyrite I. — Calcite (C) penetrates along the cleavage of dolomite grain (dotted). Polished section, reflected light, $\times 45$.
- Fig. 8 An example of the ore structure typical of the Malovidy deposit. In black: compact layers of sulphidic ores composed mainly of pyrite, galena, sphalerite and chalcopyrite. Dotted areas: ore impregnations with an admixture of silicate minerals. Hachured „eyes”: monoblasts and cumuloblasts of diopside, tremolite or feldspar, showing mostly strong decomposition. Non-hachured areas: crystalline dolomite with traces of silicate minerals.

VYSVĚTLIVKY K TABULKÁM

TAB. I.

Obr. 1. Výchozy arteritických migmatitů a paralul v nárazovém břehu Sázavy sz. od ústí Stříbrného potoka do Sázavy.

Obr. 2. Biotitické pararuly s proniky aplitického (zčásti usměrněného) a granitického materiálu. Detail z obr. 1.

TAB. II.

Obr. 1. Poloha krystalického dolomitu v sérii biotitických paralul, erlanů a paramfibolitů. Výchozy nad tratí jv. od ústí Stříbrného potoka do Sázavy.

Obr. 2. Výchozy krystalického dolomitu při ústí horní štolý.

TAB. III.

Obr. 1. Migmatitované ruly s nepravidelnými ložními polohami pegmatitického materiálu. Výchozy v nárazovém břehu Sázavy sev. od ústí Stříbrného potoka.

Obr. 2. Nábrus páskované impregnační rudy s impregnacemi pyritu, sfaleritu a galenitu v krystalickém dolomitu.

TAB. IV.

Obr. 1. Zaoblená zrna diopsidu (šedý) jsou obklopena galenitem (G) a chalkopyritem (Ch). Nábrus, nikoly //, zvětš. 24×.

Obr. 2. Shluk krystalů tremolitu, mezi nimiž vykristaloval kalcit (bílý). Černě — galenit. Výbrus nikoly //, zvětš. 12×.

Obr. 3. Rozložený krystal diopsidu (uprostřed dole) je obklopen galenitem (černý) s uzavřenými krystaly tremolitu. Výbrus nikoly //, zvětš. 24×.

Obr. 4. Inkluse chalkopyritu (bílý) ve sfaleritu (tmavošedý). T-tetraedrit. Nábrus, nikoly //, zvětš. 45×.

TAB. V.

Obr. 1. Chalkopyrit (bílý) tvoří inkluse ve sfaleritu a velké zrno, vybíhající ostruhovitě do sfaleritu. Nábrus, nikoly //, zvětš. 45×.

Obr. 2. Galenit vyplňuje mezery mezi krystaly tremolitu a proniká do něj podle prismatické štěpnosti. Nábrus, nikoly //, zvětš. 24×.

Obr. 3. Chalkopyrit (bílý) proniká po hranici tremolitového krystalu (tmavošedý) s galenitem (bílý, s trojúhelníkovitými štěpnými vhloubeninami. Nábrus, nikoly //, zvětš. 45×.

Obr. 4. Struktura impregnační rudy složené z dolomitu (bílá zrna) a rudních nerostů (černé), které zatlačily kalcitový tmel horniny. Výbrus, nikoly //, zvětš. 5×.

TAB. VI.

Obr. 1. Mosaika dolomitových zrn s mezerami (po kalcitu), zaplněnými galenitem. Detail z obr. 1. Tab. VI. Nábrus, nikoly //, zvětš. 12×.

Obr. 2. Kalcitový tmel mezi klenci dolomitu (šedý) byl zatlačen galenitem (bílý). Nábrus, nikoly //, zvětš. 12×.

Obr. 3. Charakter struktur vzniklých zatlačováním kalcitového tmele mezi dolomitovými krystaly galenitem (černý). Výbrus, nikoly //, zvětš. 24×. Dolomit odstraněn z výbrusu rozpuštěním v teplé HCl.

Obr. 4. Počátek zatlačování idiomorfních krystalů dolomitu (šedý) uzavřených v galenitu (bílý), galenitem a sfaleritem (šedý). Nábrus, nikoly //, zvětš. 45×.

TAB. VII.

- Obr. 1. Metasomatické žilky galenitu v krystalickém dolomitu. Galenit proniká hlavně zatlačováním kalcitu mezi krystaly dolomitu. Nábrus, nikoly //, zvětš. 24×.
- Obr. 2. Žilkovité proniky rudních nerostů (černé) a rudní impregnace v krystalickém dolomitu. Výbrus, nikoly //, zvětš. 24.
- Obr. 3. Galenit (bílý) proniká do krystalu tremolitu podél jeho štěpných trhlin. Nábrus, nikoly //, zvětš. 24×.
- Obr. 4. Idiomorfne omezené zrno nejstaršího (metamorfogenního) pyritu je zatlačováno tremolitem (pravý horní roh obrázku). Střední část pyritového krystalu je zatlačována také chalkopyritem (ostrůvkovité nepravidelné partie uvnitř krystalu). Levý horní roh — galenit. Nábrus, nikoly //, zvětš. 45×.

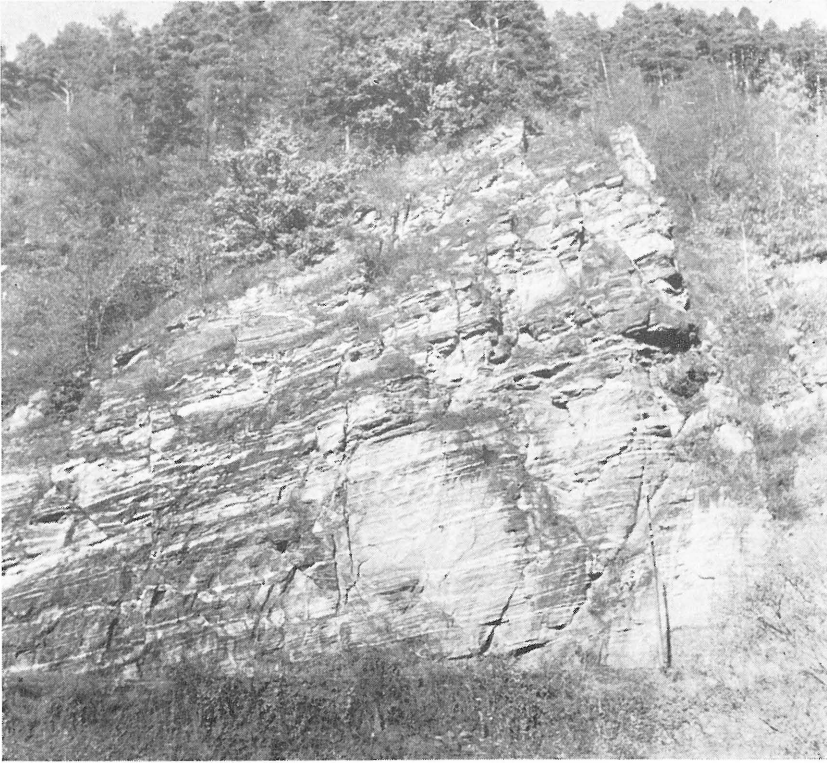
Všechny fotografie J. Losert.

SBORNÍK NÁRODNÍHO MUZEA V PRAZE — ACTA MUSEI NATIONALIS PRAGAE

Volumen XXV B (1969), No. 2

Dr. JIŘÍ KOUŘIMSKÝ CSc.

Cena Kčs 20.—



Obr. 1



Obr. 2

TAB. II



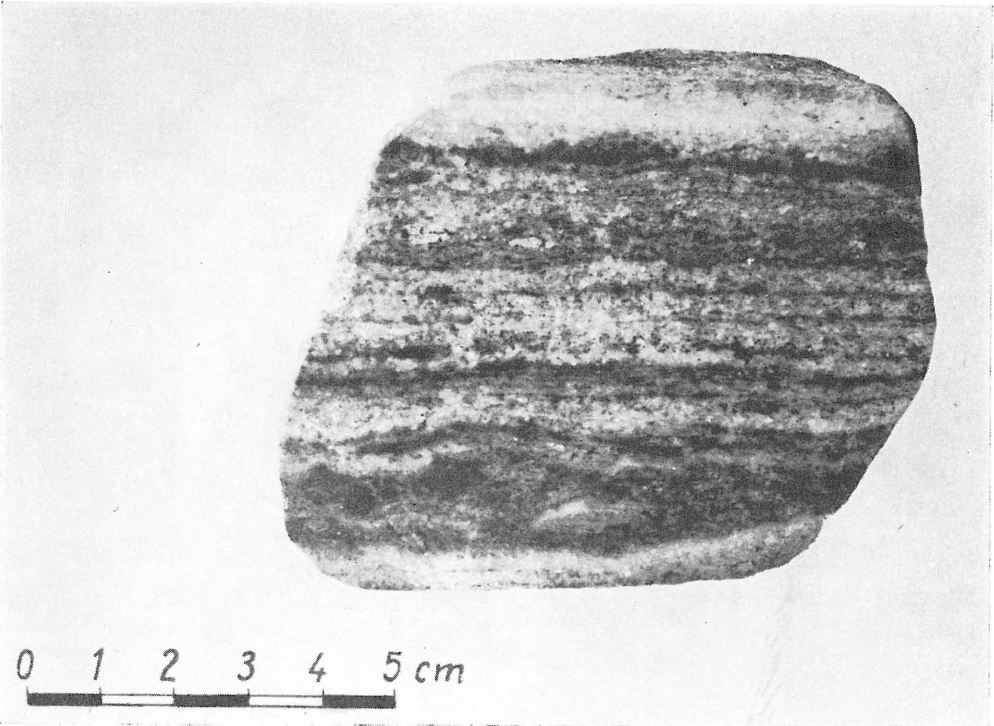
Obr. 1



Obr. 2

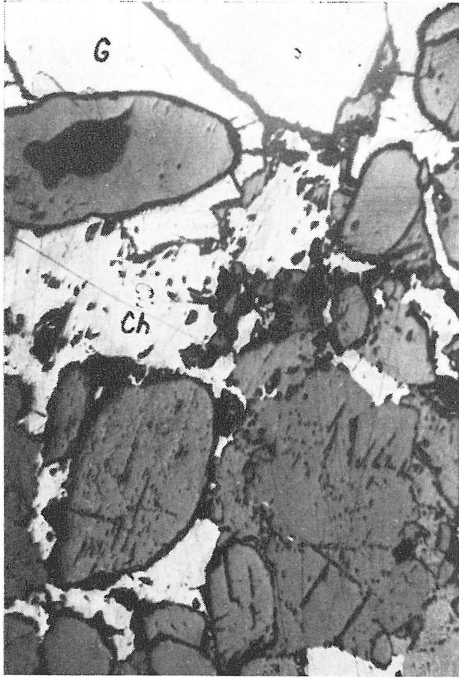


Obr. 1



Obr. 2

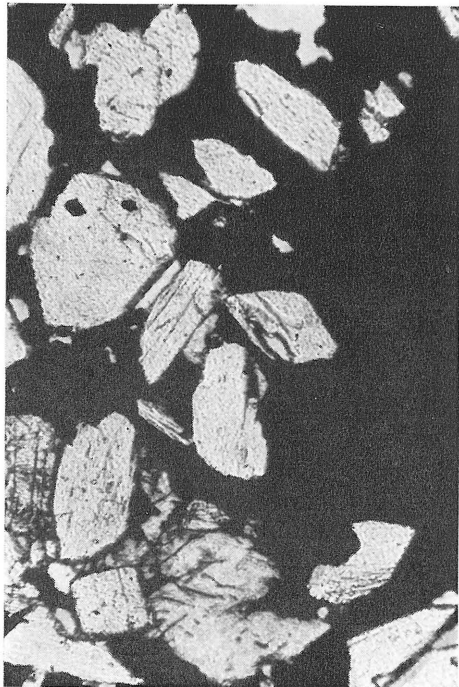
TAB. IV



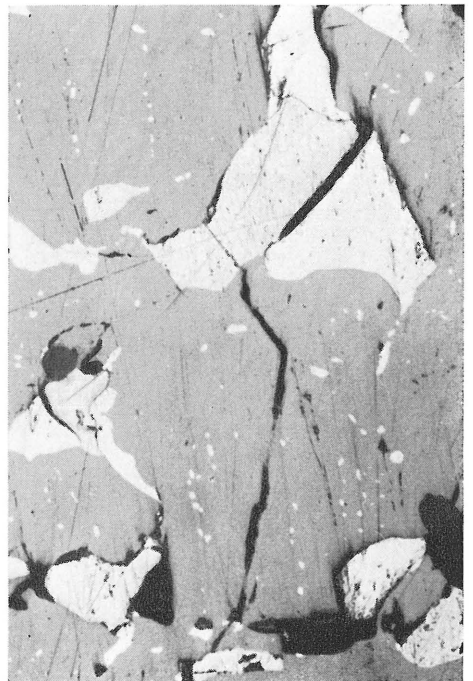
Obr. 1



Obr. 2



Obr. 3

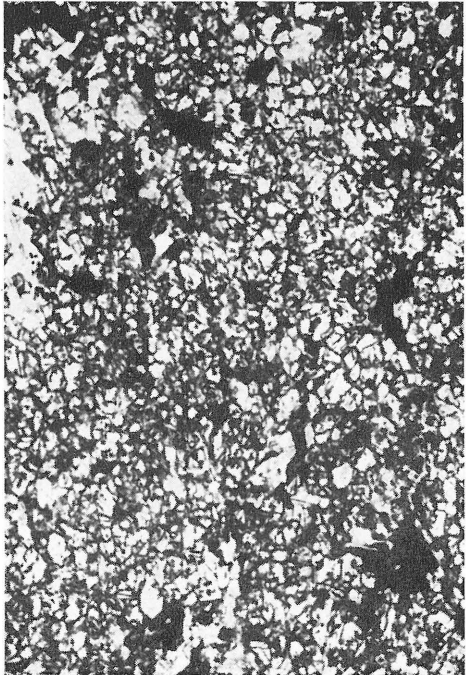


Obr. 4

TAB. V



Obr. 2

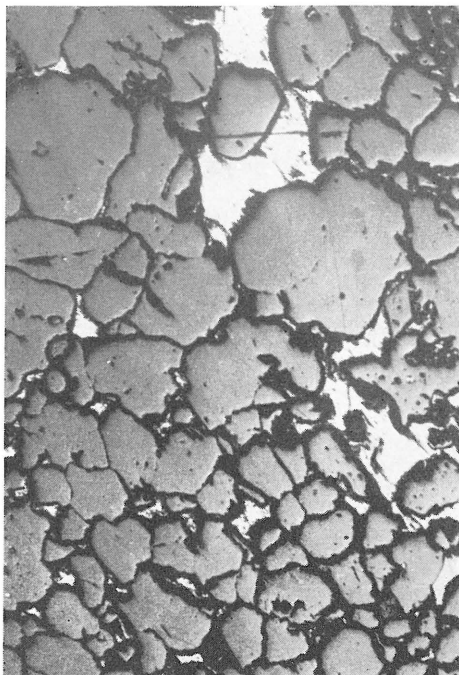


Obr. 4

1

3

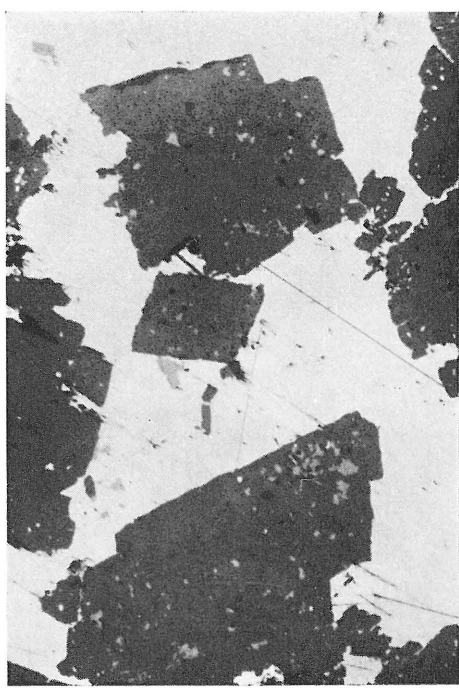
TAB. VI



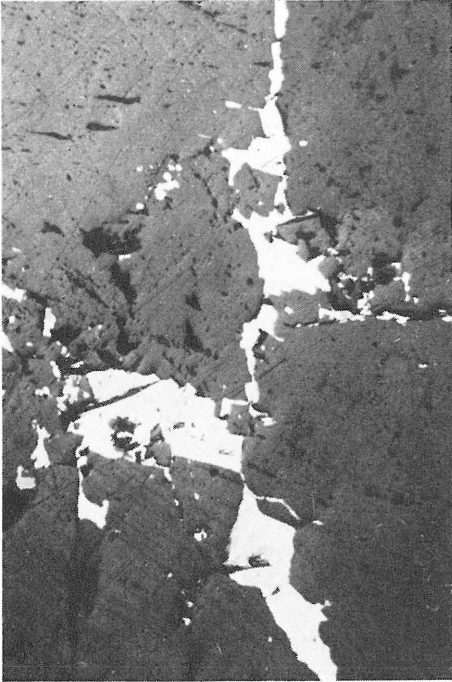
Obr. 1



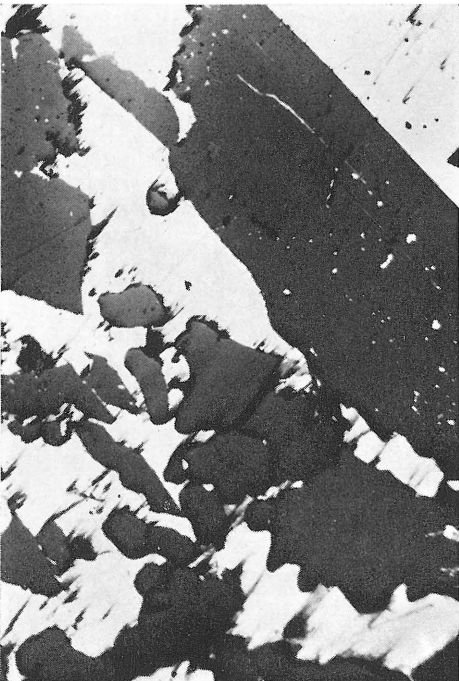
Obr. 3



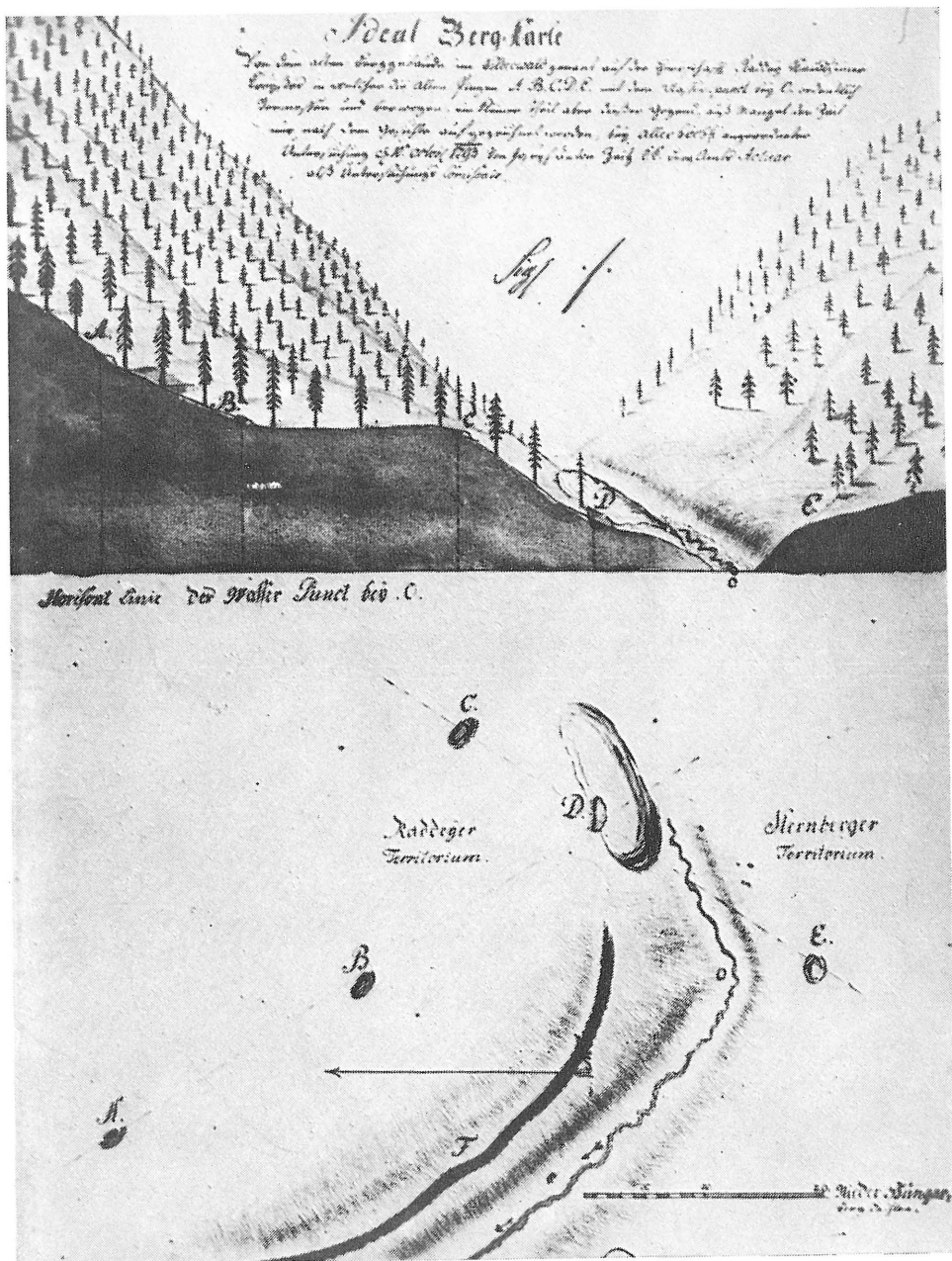
TAB. VII



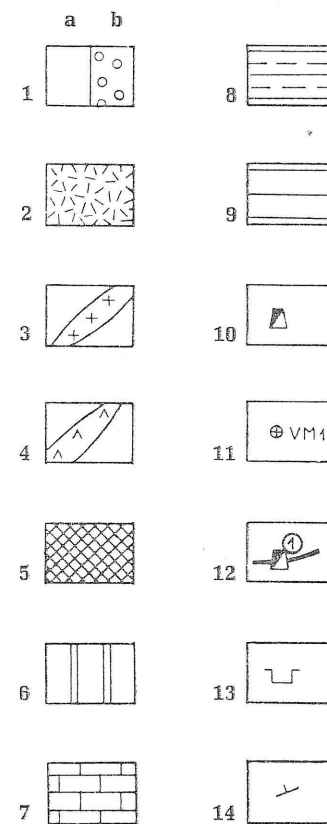
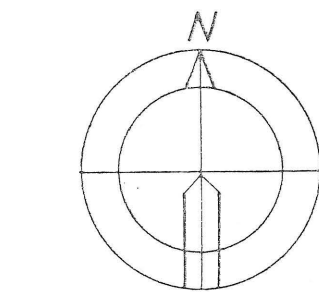
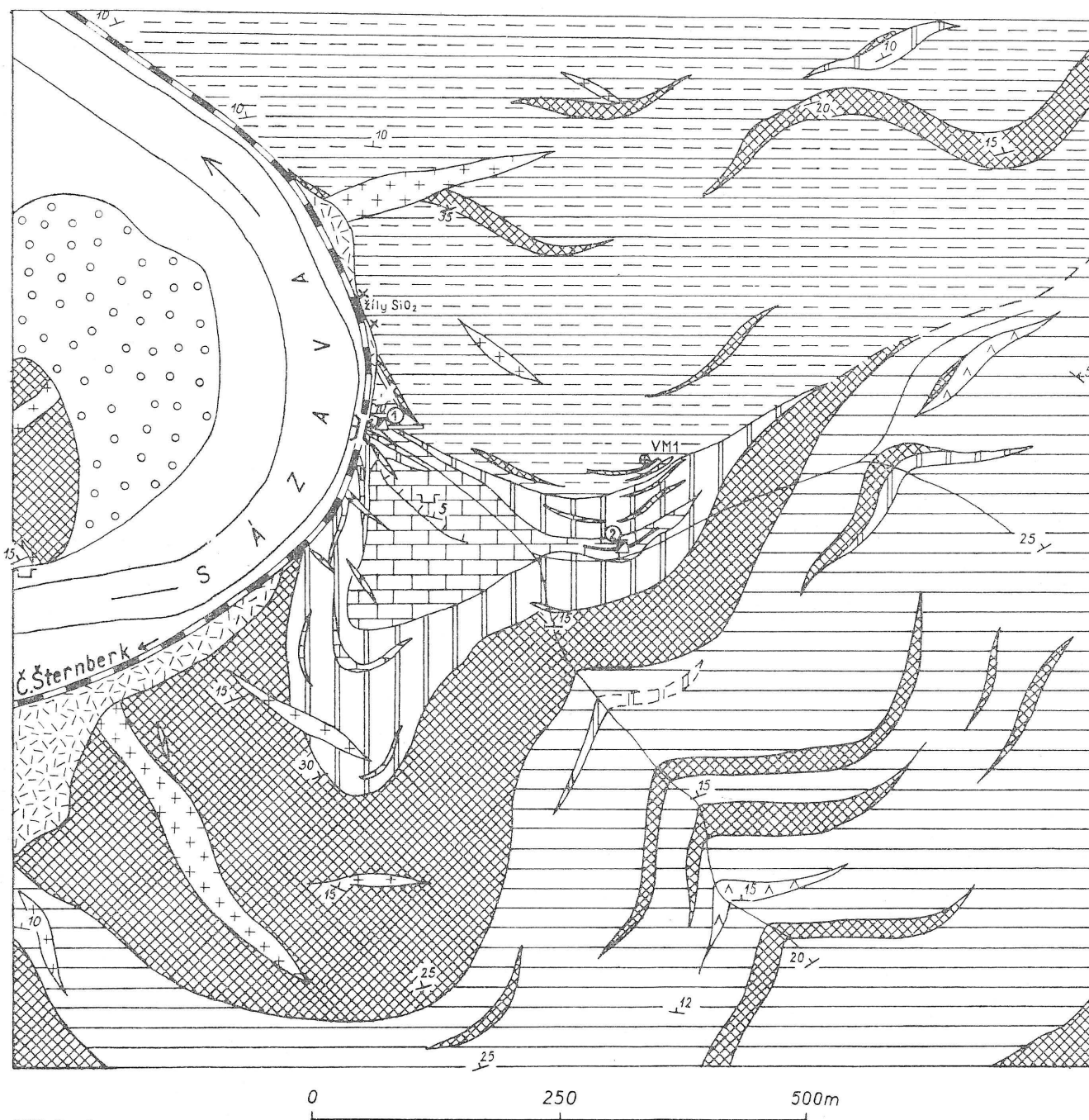
Obr. 2



Obr. 4



Příloha 3
 Stará mapa malovidského ložiska z r. 1793. Podle originálu z archívu Ústředního báň-
 ského úřadu v Praze kreslil J. Izera.



Příloha 1

Geologická mapa blízkého okolí malovidského ložiska. S použitím dokumentace kopaných sond (GP Praha) sestavil J. Losert. 1a — aluvium, 1b — terasové šterky a písky, 2 — sutě, 3 — aplity, žilné žuly, 4 — ortoruly, 5 — amfibolity (s podřízenými vložkami amfibolických rul a biotitických pararul), 6 — jemnozrnné biotitické pararuly s vložkami amfibolitů, erlanů, krystalických dolomitů a dolomitických vápenců, 7 — krystalické dolomity a vápence, 8 — biotitické pararuly injikované, s podřízenými vložkami amfibolitů, — 9 biotitické a sillimanit-biotitické pararuly, 10 — ústí štol a jejich číslo pro odkazy v textu, 11 — průzkumný vrt, 12 — průběh ložiska na povrchu (schematicky), 13 — opuštěné lomy, 14 — směr a sklon foliace.