

UDK 553.065/.08(497.12) = 863

O živosrebrovi rudi iz rudnega telesa Grüberl v Idriji

On the mercury ore from the Grüberl orebody, Idrija

Matija Drovenik in Tadej Dolenc

Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Univerza v Ljubljani, Aškerčeva cesta 20,
61000 Ljubljana

Bojan Režun

Rudnik živega srebra Idrija, 65280 Idrija

Jože Pezdič

Inštitut Jožef Stefan, Jamova cesta 39, 61000 Ljubljana

Kratka vsebina

Nadrobne raziskave rude rudnega telesa Grüberl so dale vrsto novih podatkov o živosrebrom rudišču Idrija. Metasomatska ruda v spodnjeskitskem dolomitu je seveda povezana s srednjetriasno magmatsko aktivnostjo. Toda ta ruda je bila kasneje tektonsko pretrta in zdrobljena. Nastale so žilice, žile in rudne breče. Vezivo sestavlja predvsem beli zrnati dolomit, kateremu se v spremenljivih, toda manjših količinah pridružujejo cinabarit, organska snov, kremen in pirit. Te sestavine se pojavljajo v več generacijah, ki so po našem mnenju povezane z delovanjem podtalnice, medtem ko je alpinska orogeneza dvigala rudišče proti površju. Raziskave so dopolnjene z masnospektrometrično analizo izotopske sestave žvepla v cinabaritu ter kisika in ogljika v različnih generacijah dolomita.

Abstract

Detailed studies of ore from the Grüberl orebody furnished several new data about the Idrija mercury deposit. The metasomatic ore in the Lower Scythian dolomite is associated with the Middle Triassic igneous activity, but was later tectonically fractured and crumbled. Veinlets, veins and breccia originated. Cement consists mainly of white granular dolomite which is in variable, but lesser amount accompanied by cinnabar, organic matter, quartz and pyrite. These compounds occur in several generations. The authors consider that cement is associated with the activity of subsurface water during the uplifting the deposit toward the surface by the Alpine orogeny. Studies are supplemented by mass spectrometric analyses of sulfur in cinnabar and of oxygen and carbon in several dolomite generations.

Uvod

Idrijsko rudo sta začela že v 18. stoletju preučevati Scopoli in Hacquet. Toda prve sodobne raziskave je opravil šele pred nekaj manj kot sto leti dunajski profesor Schrauf (1891). Za njim so pomembne razprave o idrijski rudi prispevali predvsem

Kropač (1912), Pilz (1915), Berce (1958) ter Colbertaldo in Slavikova (1961). Z novimi podatki sta nastanek idrijske rude in idrijskega rudišča razložila Mlakar in Drovenik (1971, 1972).

Danes poznamo osnovne značilnosti živosrebrovega orudenja v posameznih litostratigrafskih enotah. Prav tako vemo, da je nastala idrijska ruda v dveh srednjetriasnih fazah orudenja. V prvi, ki se je pojavila v začetku ladinjske stopnje, so bili ob subvertikalnih prelomih orudeni karbonski (premokarbonski?), permijski, skitski in anizijski skladi ter prav tako langobardske kaolinitne usedline in tufi. V tej fazi je nastala živosrebrova ruda v sedimentnih kamninah predvsem pri procesih metasomatskega nadomeščanja, deloma tudi tako, da je kristaliziral cinabarit kot glavni rudni mineral v razpokah in v porah omenjenih kamnin. Za drugo fazo pa je značilno, da so pritekale nekoliko pozneje, vendar še vedno v ladiniju, rudonosne raztopine ob subvertikalnih prelomih skozi prej opisano litološko zaporedje pa tudi skozi langobardske konglomerate na površje, kjer se je v močvirskem okolju izločal cinabarit, katerega so postopoma prekrivali tufi in tufiti. Tako je nastala singenetska živosrebrova ruda v plasteh skonca in v krovninskih piroklastičnih kamninah.

Žal se s podrobnostmi do sedaj nismo ukvarjali. Čeprav so v idrijskem rudniku odkopavali rudo iz več kakor sto večjih in manjših rudnih teles, le-ta z genetskega stališča ni bila nadrobneje raziskana niti v enem izmed njih. Zato nam niso natančneje znane niti značilnosti prvotne rude niti njena preobrazba vse od srednjega triasa do danes.

Potem ko je pred dvema letoma znova stekla proizvodnja živega srebra v Idriji, smo začeli zbirati vzorce rude iz tistih rudnih teles, ki so v proizvodnji, oziroma so sploh še dostopna. Tako smo našli zelo zanimivo rudo v rudnem telesu Grübler, katerega je s tektonske plati zelo dobro opisal Placer (1974/75). Tam so orudene spodnjeskitske plasti. Leta 1988 smo rudo iz tega rudnega telesa nadrobno raziskali. Študijo je denarno omogočila Raziskovalna skupnost Slovenije, za kar se ji lepo zahvaljujemo. Prav tako se zahvaljujemo Cirilu Gantarju za rudnomikroskopske in Vladu Segalliju za elektronskomikroskopske slike, ki dopolnjujejo besedilo.

Petrološke značilnosti spodnjeskitskih plasti

Najstarejšim triasnim skladom idrijskega rudišča so vrsto let pripisovali anizijsko starost. Šele Mlakar (1957) je dokazal, da gre za kamnine, ki so nastale v skitski seriji. V njihovem spodnjem delu, ki je debel od 150 do 170 m, si zaporedno vrstijo sivi dolomit, sivi zrnati in peščenosljudnati dolomit ter svetlo sivi dolomit. Spodnjeskitski dolomit prekriva 80 do 120 m debela serija sivo zelenega apnenosljudnatega skrilavca in peščenjaka z lečami oolitnega apnenca (Mlakar, 1969).

Osnovne podatke o mineralni sestavi spodnjeskitskega dolomita sta nato podala Mlakar in Drovenik (1971). Zapisala sta, da so poleg dolomita v tej kamnini še detritična zrna kremenca, kalcedona, turmalina in sericita, mimo tega pa sta prisotna še kalcit in diagenetski pirit. Sicer pa je ta dolomit prepreden z belimi dolomitnimi žilicami in pogosto vsebuje majhne geode, ki so delno ali povsem zapolnjene z belimi kristalčki dolomita. V mlajšem dolomitnem nivoju so v geodah večkrat prisotne organske snovi, med njimi tudi idrialin.

Nadrobno opisujejo spodnjeskitske plasti iz idrijskega rudišča Čar in njegovi sodelavci (1980). Po njihovih podatkih je spodnji del skitske serije razvit pretežno dolomitno. Dolomit je srednje- do tankoplastnat, zelo redko tudi debeloplastnat. Med

seboj vzporedni stilolitni šivi in tanke skrilave pole mu pogosto dajejo videz laminiranosti. Vsebuje zelo različno količino karbonatne komponente. Zvečine se vsebnost dolomita sicer giblje od 92 % do 96 %, vendar ga je v nekaterih vzorcih komaj 67,6 %. Z rentgensko analizo so ugotovili, da vsebuje ta kamnina poleg dolomita še kremen, kalcit, glinence, muskovit, illit in kaolinit. Dolomit je v glavnem homogen, toda neenakomerno zrnat; velikost njegovih zrn se spreminja od 20 do 350 μm . Prvotne strukture karbonatne kamnine so zelo redko ohranjene. Gre za dolosparit, ki ima v glavnem ksenotopično in hipidiotično strukturo. Sedimentacija karbonatne usedline naj bi potekala v relativno mirnem okolju zatišnega dela litoralnega šelfa, kjer so prevladovala redukcijske razmere, na kar kaže prisotnost pirit in organske snovi. Med nekarbonatnimi minerali je najpogostnejši kremen, ki nastopa na dva načina. Prevladujejo nezaobljena do slabo zaobljena zrna detritičnega izvora, velika od 50 do 100 μm , prisoten pa je tudi različek kasnodiaogenetskega izvora. Kasnodiaogenetski je tudi kaolinit.

Dolomit prekriva zaporedje, katerega grade plasti glinovca, skrilavega meljevca in peščenjaka s šestimi debelejšimi lečami in plastmi oolitnega apnenca ter s posameznimi polami mikritnega apnenca in dolomita. Leče oolitnega apnenca so navadno dolge nekaj deset metrov, redkeje tudi več sto metrov in dosežejo debelino osmih metrov. V njih prevladujejo ooidi, veliki zvečine okrog 0,5 mm, prisotni pa so tudi fosilni ostanki in detritične komponente, med katerimi je najpogostnejši kremen; omeniti pa moramo tudi muskovit. Ooidi so nastajali v predelu medplimskih kanalov in delt (Čar et al., 1980).

Mikroskopska in rentgenska raziskava sta pokazali, da vsebujejo klastične kamnine kremen, sljude (pretežno muskovit), drobce kamnin, plagioklaze, kaolinit, illit, anhidrit, sadro, hematit, geohit in pirit ter v spremenljivih količinah tudi dolomit in kalcit. Klastične komponente so prenašali tokovi in jih odlagali v plitvem, sorazmerno precej mirnem okolju.

Čar in njegovi sodelavci so torej obravnavali izključno petrološke značilnosti spodnjekitskih plasti. Živosrebrovega orudenja v njih ne omenjajo. Toda prav te plasti so bile marsikje orudene. Tako je vseboval spodnjekitski dolomit npr. rudna telesa Joško, Močnik, Pravica, Rop, Kisessel in Grüber, v spodnjekitskem oolitnem apnencu pa so bila med drugimi tudi rudna telesa Ruda, Lamberg, Zorc in Metacinarbarit.

Značilnosti živosrebrovega orudenja v rudnem telesu Grüber

Jamske karte povedo, da leži to rudno telo v skrajnem severozahodnem delu idrijskega rudišča, in sicer v njegovi spodnji zgradbi, med 11. in 14. obzorjem. V smeri WSW-ENE se razteza na dolžini okrog 120 m, visoko pa je okrog 70 m. Na 13. obzorju doseže njegova širina 35 m. Zahvaljujoč raziskavam P l a c e r j a (1974/75) je to rudno telo s tektonskega stališča eno najbolj preučениh teles idrijskega rudišča. Njegov prvotni položaj v severnem obrobju idrijskega tektonskega jarka v srednjem triasu podaja P l a c e r na sl. 1, njegovo geološko karto 13. obzorja pa na sl. 2.

Živosrebрова ruda je nastala v spodnjem delu spodnjekitskih plasti, in sicer ob njihovem tektonskem stiku s karbonskim glinenim skrilavcem. Vezana je za normalni srednjetriasi prelom Grüber, ki se danes razteza v smeri WSW-ENE in strmo vpada proti NNW, ter za sistem razpok, ki imajo podobno smer, le da je njihov vpad nekoliko bolj strm. Orudenje je zajelo del litološkega zaporedja, ki ga grade nad dva centimetra debele pole temno sivega zrnatega dolomita in slaboplastnati sivi zrnati

dolomit z vložki temno sivega tankoplastnatega peščenosljudnatega dolomita (Placer, 1974/75).

V prelomni coni med spodjeskitskim dolomitom in karbonskim glinenim skrilavcem oziroma grödenskim peščenjakom je Placer našel 3 do 5 cm debelo piritno zapolnitev, vendar v njej ni zasledil cinabarita. Pač pa je ta mineral prisoten v širši porušni coni, ki seče spodneskitski dolomit, kjer je vezan za sistem lasnic, ali pa nadomešča beli žilni dolomit. Tak način je po Placerju značilen za siromašno živosrebrovo rudo z manj kot 1 % Hg. Bogata ruda, ki vsebuje več kot 1 % Hg, nastopa le ponekod in je vezana za nepravilna žilja, kjer cinabarit popolnoma ali delno nadomešča beli žilni dolomit in prikamnino.

Placer nadalje navaja, da spremljajo prelom Grübler odprte orudene razpoke, in sicer v pasu, ki je širok največ 25 do 30 m. Njihova gostota da je bila največja na severovzhodni strani 1. etaže 13. obzorja, njih medsebojna razdalja pa od pol metra do nekaj metrov. Dolge so bile do 30 m, široke pa največ 4 cm. Te razpoke so bile zapolnjene z belim kristalnim dolomitom, cinabaritom, piritom in črno bitumensko snovjo. Mineralna ali organska snov zapolnjuje razpoke delno ali popolnoma, pri čemer je v večini primerov izražena simetrična zgradba. V mineralni paragenezi je po Placerju (1974/75) najmlajši cinabarit.

Leta 1986 je pripravljalni rov, imenovan Priprava 2, na 8. etaži 13. obzorja (nadmorska višina +39 m) odprl del rudnega telesa Grübler, ležeč neposredno ob prelomu Grübler. Tu je imela ruda izrazito brečasto in žiljno teksturo – brečasta ruda je prehajala v žiljno in obratno. Rov je presekal tudi več razpok, votlinic in votlin s premerom do 0,5 m. Nadrobna raziskava je pokazala, da gre za večfazno orudjenje. Toda preden se posvetimo orudjenju samemu, moramo zapisati nekaj besed o spodneskitskem dolomitu, ki je resnično nosilec orudjenja.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da gre predvsem za dva dolomitna različka: jedri, homogeni drobnozrnati dolosparit in za intraklastični dolosparit. Dolosparit grade dolomitna zrna velika od 10 do 130 μm ; povprečno merijo okrog 60 μm . Predvsem so anedralna in subhedralna, tako da opazujemo zlasti ksenotopično in hipidiotopično strukturo. Količina zrn detritičnega kremenca je v posameznih vzorcih spremljiva, vendar ne preseže 15–20 %. Njihova velikost se spreminja od 10 do 80 μm . Povečini so slabo zaobljena, toda marsikatero zrno ima posamezno ravno ploskev, kar kaže na njegovo diagenetsko rast. Ponekod pa smo zasledili, da se omenjena kremenova zrna vraščajo med dolomitna, kar pomeni, da so rastla verjetno tudi pri epigenetskih procesih. Toda kremenca, ki bi vseboval korodirane dolomitne vključke in bi bil nastal pri okremenitvi, nismo našli. Maloštevna diagenetska piritna zrna merijo v povprečju okrog 25 μm ; zastopana so največ z 0,5 %.

Intraklastični dolosparit grade različno veliki klasti in vezivo. Klasti imajo podobno sestavo kakor pravkar popisani jedri dolomit, le da so dolomitna zrna manjša in merijo v povprečju le okrog 40 μm . V njih najdemo detritična zrna kremenca, podrejeno pa tudi diagenetski pirit. Dolomitna zrna veziva so tako evhedralna kot tudi subhedralna in povprečno velika približno 30 μm . Med njimi je marsikje kalcit, prisotna pa so tudi detritična zrna kremenca in diagenetski pirit. Pri večji povečavi opazimo, da je vezivo sorazmerno porozno, vsekakor bolj kot klasti.

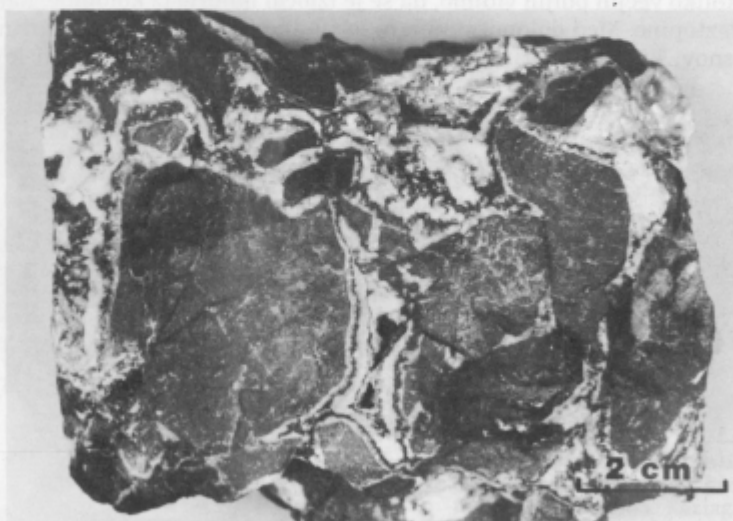
S cinabaritom sta bila orudena tako dolosparit kot intraklastični dolosparit. V obeh kamninah se je izločal del tega minerala v tankih razpokah, tako da sestavlja večkrat skupaj z belimi dolomitnimi zrnimi tanke nepravilne žilice, ki se med seboj prepletajo. Pretežni del cinabarita, zlasti v bogati rudi, pa je nastal pri metasomatskih procesih. V dolosparitu je sledila raztopina, iz katere je kristaliziral cinabarit

poram in stikom med dolomitnimi zrni, tako da je nastala najprej struktura medzrn-skih filmov (tabla 1, sl. 1). Pri nadaljnjem dotoku živosrebrevih spojin pa je prišlo do vse izrazitejše metasomatoze. Tako so nastala nepravilna cinabaritna polja, ki se prepletajo med dolomitnimi zrni in vsebujejo njihove korodirane vključke (tabla 1, sl. 2).

V orudenem intraklastičnem dolosparitu je pretežni del cinabarita v vezivu, precej manj ga je v klastih samih. Rudonosna raztopina je namreč lažje pronicala skozi bolj porozno vezivo kot skozi manj porozne klaste. Tako pogosto leže slabo orudeni klasti v bogato orudenem vezivu (tabla 1, sl. 3). Seveda je tudi v vezivu sledila rudonosna raztopina stikom med dolomitnimi zrni, kjer so bile drobne pore, prisoten pa je bil tudi kalcit. Kjer metasomatski procesi niso bili posebno močni, so evhedralna dolomitna zrna zadržala svoje oblike in dobesedno »plavajo« v cinabaritu (tabla 2, sl. 1). Pri močnejši metasomatozi pa so nastala cinabaritna polja s korodiranimi dolomitnimi vključki.

Orudeni in jalovi dolosparit ter intraklastični dolosparit je pozneje marsikje pretrla in tudi močnejše zdrobila mlajša tektonika. Njej so sledile raztopine, iz katerih se je izločal predvsem beli dolomit, v manjši meri tudi cinabarit, kremen, pirit in organska snov. Vse te komponente sestavljajo vezivo rudne breče, ki združuje kose, koščke in drobce orudenega in jalovega dolomita (sl. 1), pa tudi žilice in tanjše žile. Vezivo je navadno debelo 2 mm do 2 cm, toda ponekod doseže celo 5 cm. Nadrobna raziskava je pokazala, da ga grade skorje, ki so zrastle na stenah razpok ter na orudenih in jalovih dolomitnih kosih, koščkih in drobcih v glavnem simetrično ter srednji del.

V celoti smo določili šest skorij, ki se makroskopsko razlikujejo po debelini in po barvi ter, kot je pokazala mikroskopska raziskava, tudi po mineralni sestavi. Na-



Sl 1. Značilna rudna breča. Orudene in jalove kose dolomita vežejo predvsem bela dolomitna zrna

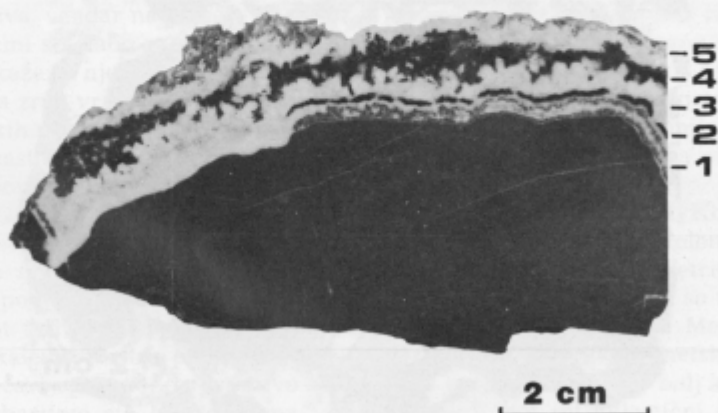
Fig. 1. Typical ore breccia. Mineralized and barren dolomite fragment are cemented together mainly by white dolomite grains

vadno so prisotne tri ali štiri skorje, medtem ko druge manjkajo – ponekod zato, ker so bile razpoke preozke, oziroma je bilo med kosi, koščki in drobci premalo prostora, drugod pa najverjetneje zato, ker niso pritekale raztopine, iz katerih bi se izločale prej omenjene sestavine. Zaradi lažjega opisovanja smo skorje oštevilčili. Prva je tista, ki neposredno prekriva razpoke, oziroma kot prva obrašča kose, koščke in drobce. Druga, tretja, četrta, peta in šesta (sl. 2) si sledijo zaporedoma v smeri proti sredini razpoke oziroma proti srednjemu delu veziva.

Zelo često so razvite prva, druga in tretja, manj pogostni sta četrta in peta, sorazmerno redka pa je šesta skorja. Značilno je, da sta druga in četrta skorja pogosto prekinjeni. Tam, kjer manjka druga skorja, se zraščata prva in tretja (sl. 2), če ni četrte, pa se združujeta tretja in peta. Našli smo tudi primere, ko sta bili druga in četrta skorja prekinjeni s tankoploščato votlinico, ki je omejena s prvo in tretjo oziroma s tretjo in peto skorjo. Razvoj vseh šestih skorij in srednjega dela veziva, kot to vidimo v presevani svetlobi, kaže sl. 3.

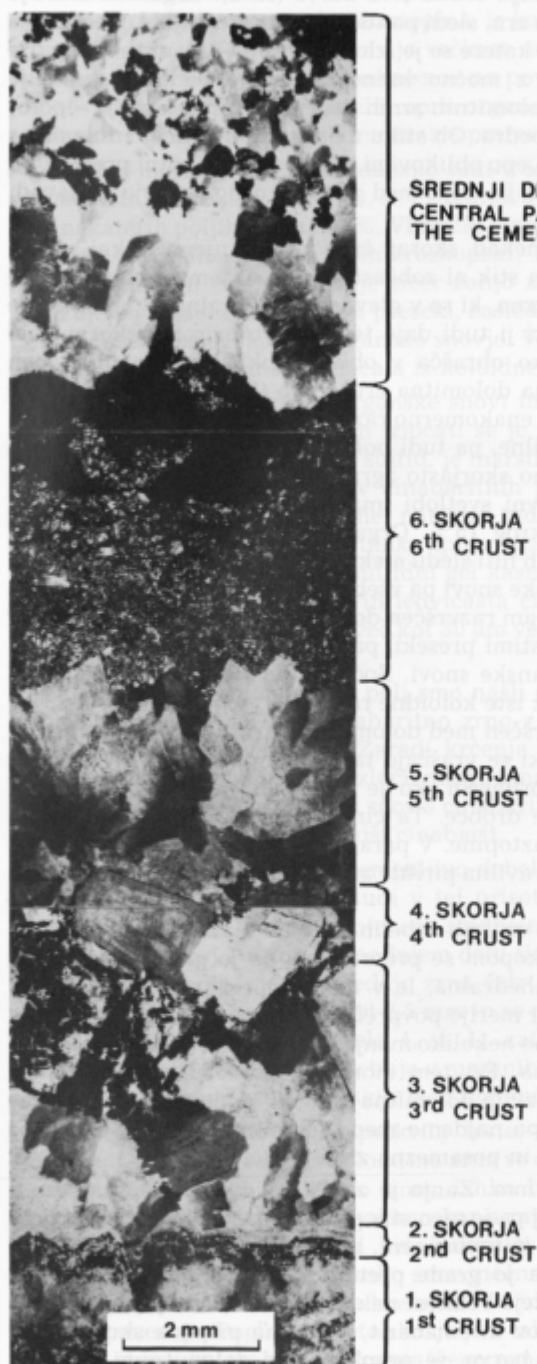
Poglejmo osnovne značilnosti posamezne skorje.

Prva je makroskopsko bele do svetlo sive barve in meri navadno 1 do 6 mm; izjemoma doseže 10 mm. Mikroskopska raziskava pove, da v njej močno prevladujejo anhedralna in subhedralna dolomitna zrna, ki so često conarno zgrajena in so velika zvečine 30 do 80 μm , dosežejo pa tudi 250 μm . Marsikje opazimo, da je na steni razpoke ali na kosu, koščku oziroma na drobcu orudenega ali jalovega dolomita najprej kristaliziral cinabarit, ki sestavlja bolj ali manj idiomorfna zrna (tabla 2, sl. 2) s premeri do 200 μm . Ta rudni mineral se je izločal tudi iz koloidne raztopine. V tem primeru imajo njegova polja okrogle in ledvičaste preseke in sestojijo iz zrn s premeri pod 5 μm . V enakem položaju kot cinabarit najdemo tudi kremen, ki tu in tam kaže pravilne preseke. Vendar je kremenjača manj kot cinabarit. Sicer pa je živosrebrov sulfid prisoten tudi med anhedralnimi in subhedralnimi dolomitnimi zrni. V nekoliko večjih poljih vidimo, da se je izločal najprej iz koloidne, nato pa tudi iz ionske raztopine. Med dolomitnimi zrni ležijo tudi do 50 μm velika piritna zrna in organska snov, ki je zastopana s spremenljivimi, praviloma manjšimi količinami.



Sl. 2. Na kosu jalovega dolomita so zrastle prva, druga, tretja, četrta in peta skorja

Fig. 2. The barren dolomite fragment is overgrown by the first, second, third, fourth and fifth core



Sl. 3. Prikaz vseh šestih skorij in srednjega dela veziva. Presevna polarizirana svetloba. Razlaga je v besedilu

Fig. 3. Review of all six cores and of the central part of the cement. Polarized transmitted light. See explanation in text

Kjer je je nekoliko več, ima prva skorja svetlo sivo barvo (sl. 2). Organska snov je zlasti v porah na stiku več dolomitnih zrn, sledi pa tudi stikom med njimi. Večkrat se lahko prepričamo, da je raztopina, iz katere se je izločala, topila dolomitna zrna. Če pri navzkrižnih nikolih opazujemo z močno ksenonsko lučjo, vidimo, da se je ponekod izločala organska snov na dolomitnih zrnih tudi med njihovo rastjo – položena je vzporedno s ploskvami romboedra. Ob stiku z drugo skorjo imajo dolomitna zrna pravilno razvite mejne ploskve. Lepo oblikovani rombasti in trikotni preseki teh zrn leže drug poleg drugega, tako da je meja med prvo in drugo skorjo ponavadi izrazito zobčasta.

Druga skorja je temno sive, ponekod skoraj črne barve, njena dokaj stalna debelina se giblje okrog 1,5 mm. Njen stik ni zobčast le s prvo, temveč tudi s tretjo skorjo. Pretežno jo grade dolomitna zrna, ki so v glavnem anhedralna. V tej skorji je sorazmerno precej organske snovi, ki ji tudi daje temno sivo oziroma skoraj črno barvo. Nastopa na dva načina. Tako obrašča v obliki tankih, prekinjenih open debeline do 30 μm lepo razvita mejna dolomitna zrna prve (tabla 2, sl. 3) in tretje skorje, mimo tega pa gradi tudi dokaj enakomerno razvrščena polja med dolomitnimi zrni (tabla 2, sl. 3). Ta imajo nepravilne, pa tudi bolj ali manj okrogle, eliptične in ledvičaste preseke, večkrat z razločno skorjasto zgradbo. Nekatera polja organske snovi so povsem homogena. V odsevni svetlobi imajo svetlo sivo barvo z rjavim odtenkom in odsevno sposobnost okrog 15%. Organska snov ne kaže odsevnega pleohroizma in pri navzkrižnih nikolih niti sledu učinkov anizotropnosti, kar pomeni, da je izotropna. Številna polja organske snovi pa vsebujejo razpršeni cinabarit. Ta je v brezštevilnih zrnih s premeri pod 2 μm razvrščen dokaj enakomerno (tabla 3, sl. 1), najdemo ga v majhnih zrnih z igličastimi preseki, pa tudi v skorjah debeline nekaj μm , ki se menjavajo s skorjami organske snovi. Sodimo, da sta se v teh primerih izločala organska snov in cinabarit iz iste koloidne raztopine.

Genetsko mlajši cinabarit je razvrščen med dolomitnimi zrni dokaj enakomerno. Sestavlja manjša, nepravilna polja, ki se vraščajo tako med dolomitna zrna kakor tudi med polja organske snovi. V primerih, ko je organska snov zaradi krčenja razpokala, veže cinabarit tudi njene drobce. Ta cinabarit se je izločal deloma iz koloidne, deloma pa tudi iz ionske raztopine. V paragenezi druge skorje so verjetno najmlajša maloštevilna, pretežno nepravilna piritna zrna s premeri okrog 50 μm , ki so v njej neenakomerno razvrščena.

Tretja skorja doseže v pregledanih vzorcih debelino 10 mm. Makroskopsko je bele, redko svetlo sive barve. Pod mikroskopom se prepričamo, da jo grade skorajda le dolomitna zrna, ki so v glavnem anhedralna, le v manjši meri tudi subhedralna. Dosežejo sicer velikost 1,5 mm, vendar merijo povprečno le okrog 150 μm . Dolomitna zrna so v srednjem delu skorje navadno nekoliko manjša in v presevani svetlobi motna. Na njih rastejo večja, prozorna zrna. Pri tem moramo opozoriti na dejstvo, da sestavljata obe površini skorje lepo razvita dolomitna zrna, ki imajo pogosto značilne trikotne in rombaste preseke. Sicer pa najdemo med dolomitnimi zrni te skorje še manjša, nepravilna cinabaritna polja in posamezna zrna piritna.

Četrta skorja je debela največ 9 mm. Zanj je značilno, da ima v posameznih vzorcih zelo nepravilne preseke, vselej pa je njen stik predvsem s tretjo, pa tudi s peto skorjo izrazito zobčast. Njena barva je temno siva, ponekod skoraj črna. Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da jo grade pretežno anhedralna, deloma tudi subhedralna dolomitna zrna, ki dosežejo velikost nekaj 100 μm . Med njimi sta dokaj enakomerno razvrščena organska snov in cinabarit, katerima pripada skupaj 5 do 10%. Organska snov, ki skorji daje barvo, se prepleta med dolomitnimi zrni, jih

obrašča v obliki tankih open ali pa ustvarja polja, ki imajo nepravilne, pa tudi eliptične in ledvičaste preseke. Raztopina, iz katere se je izločala, je topila dolomitna zrna, zato imajo le-ta ob stiku z njo večkrat razločno korodirane robove. Tu in tam opazimo, da se je izločala organska snov na površinah rastočih dolomitnih zrn, ki so jo nato pri njihovi rasti vključila; opne organske snovi leže vzporedno s ploskvami romboedra. Zelo redka so piritna zrna s premeri do 40 μm .

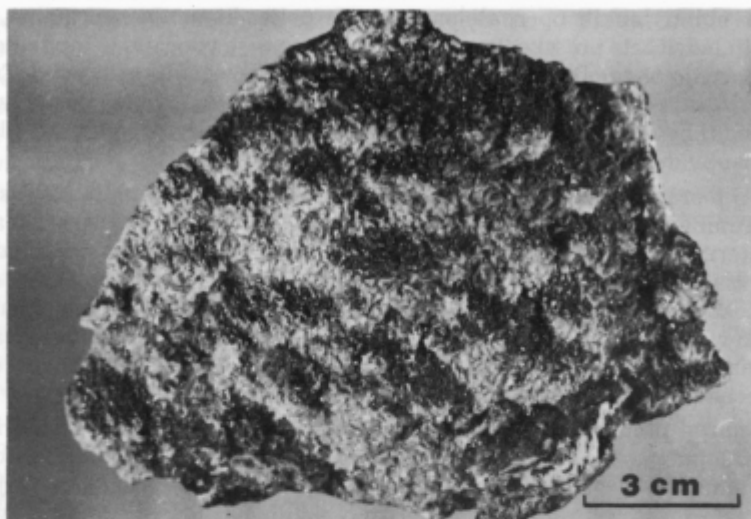
Posebej moramo poudariti, da smo tudi v četrti skorji našli polja organske snovi s cinabaritnimi vključki (tabla 3, sl. 2). Njihova koncentracija je spremenljiva, doseže pa v nekaterih poljih skoraj 30 %. Vključki cinabarita so praviloma manjši od 5 μm in verjetno vsaj deloma tudi submikroskopski; nekateri deli polj organske snovi so namreč nekoliko svetlejši kot je sicer zanjo značilno. Majhna cinabaritna zrna se združujejo v skupke s krpastimi preseki, zasledimo pa tudi ritmično menjavanje zelo tankih cinabaritnih skorij z organsko snovjo. Vse to govori v prid podmene, da sta se organska snov in cinabarit izločala iz koloidne raztopine.

Ko je nastal pretežni del organske snovi in z njo tudi že nekaj cinabarita, se je sestava raztopine spremenila in izločati se je začel le cinabarit. Tudi raztopina, iz katere se je izločal živosrebrov sulfid, je marsikje topila dolomitna zrna, saj so le-ta večkrat razločno korodirana, v cinabaritnih poljih pa najdemo njihove vključke. Najprej se je izločal iz koloidne, nato pa tudi iz ionske raztopine. Med njegovim izločanjem so tu in tam nastale tanke opne organske snovi, zlasti na stiku med obema različkoma cinabarita. Ker je sulfidni gel kasneje kristaliziral, najdemo pod mikroskopom bolj ali manj okrogla in ledvičasta cinabaritna polja, ki jih grade 1–3 μm velika zrna; ta polja obraščajo več kot 30 μm velika cinabaritna zrna, ki so kristalizirala iz ionske raztopine.

V enem izmed cinabaritnih polj smo našli organsko snov z eliptičnim presekom (tabla 3, sl. 3), ki vsebuje cinabaritno zrno z okroglim presekom in številne, zelo majhne cinabaritne vključke. Zaradi krčenja ali morda zaradi tlakov je organska snov počila, v razpoki pa se je izločil mlajši cinabarit, ki je organsko snov tudi obdal. Sodimo, da je nastala organska snov s cinabaritom v pori, zapolnjeni z vodo, nato pa je v tej pori kristaliziral še mlajši cinabarit.

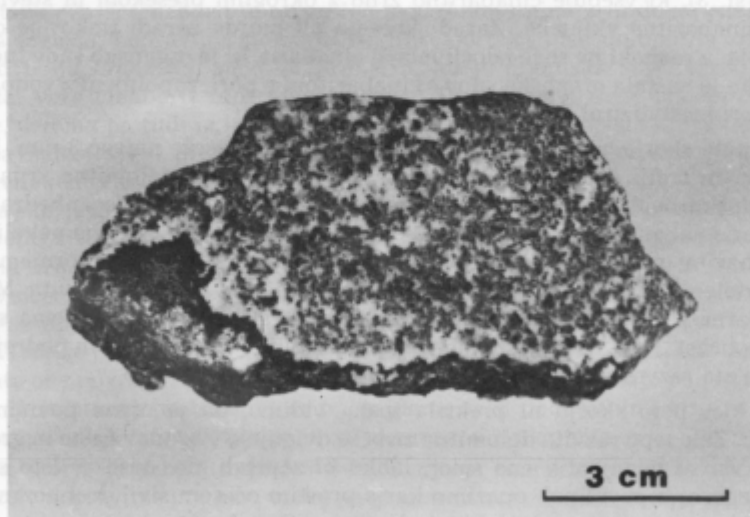
Sledi peta skorja z zelo spremenljivo debelino, ki doseže največ 8 mm. Podobno kot v prvi in tretji skorji so tudi v tej prisotna pretežno dolomitna zrna, zato je makroskopsko bele barve. V njenem srednjem delu prevladujejo anhedralna zrna s premeri do nekaj 100 μm . V spodnjem delu skorje so dolomitna zrna nekoliko večja in lepo razvita; mednje se zajedajo zrna četrte skorje. V njenem zgornjem delu pa dosežejo dolomitna zrna velikost 2,5 mm in so praviloma zelo lepo razvita. Mednje se vraščajo zrna šeste skorje (tabla 4, sl. 1), zato je stik med tema dvema skorjama izrazito zobčast. Peta skorja vsebuje v majhnih količinah cinabarit in podrejeno tudi pirit. Oba sta razvrščena ob stikih med dolomitnimi zrnji.

Tam, kjer peto skorjo ni prekrila šesta, vidimo, da je njena površina dokaj razgibana. Zelo lepo razvita dolomitna zrna se dvigujejo v bradavičaste in grebenaste izrastke. Vsi so nagnjeni v eno smer, lahko bi zapisali, da »vise« v isto smer. Na njihovih zgornjih površinah opazimo kar s prostim očesom sivi, drobnozrnati oprh (sl. 4), v katerem ločimo pod binokularnim mikroskopom lepo razvita, povsem prozorna zrnca dolomita, organsko snov, neenakomerno razvrščena zrnca cinabarita in posamezna idiomorfna zrnca kremenca. Tu in tam se opisani oprh med omenjenimi izrastki povezuje. Pogled na peto skorjo je v takšnih primerih podoben kot pogled na skalnato steno, katere police so poraščene z mahom.



Sl. 4. Na površini pete skorje, ki jo grade bela dolomitna zrna je nastal tu in tam temno sivi oprh katerega grade zrnca dolomita, organske snovi, cinnabarita in kremena

Fig. 4. On the surface of the fifth core, built up of white dolomite grains, originated here and there dark grey coating of tiny dolomite, organic matter, cinnaber and quartz grains



Sl. 5. Srednji del veziva kaže značilno pegasto teksturo. V spodnjem delu vzorca je temno siva šesta skorja

Fig. 5. The central part of the cement shows characteristic spotted structure. Note the dark grey sixth core in the lower part of the specimen

Ponekod najdemo na zelo lepo razvitih zrnih pete skorje šesto skorjo, ki doseže debelino 10 mm. Njena barva je siva, skoraj črna (sl. 5). V drobnozrnati, zelo homogena zgrajeni osnovi opazimo že makroskopsko podolgovate preseke cinabaritnih polj, ki dosežejo dolžino 10 mm in leže neposredno ob stiku te skorje in srednjega dela veziva, ter posamezne preseke bolj ali manj idiomorfne cinabaritne zrn rombaste in romboidne oblike.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da sestoji šesta skorja predvsem iz dolomita, kremenca in organske snovi, katerim se pridružujeta že omenjeni cinabarit in v podrejenih količinah tudi pirit. Med anhedralnimi dolomitnimi zrnimi s premeri od 10 do 200 μm se je najprej izločila organska snov. Njena zrnca le redko presežejo 40 μm , sicer pa so zelo enakomerno razvrščena. Mlajši kremen sledi stikom med dolomitnimi zrnimi, katera obrašča in tudi nadomešča; ponekod tvori med njimi pravo mrežo. Nato se je iz raztopine izločil pirit, in sicer pretežno v idiomorfne zrnih s premerom okrog 20 μm . Kot zadnji je nastal cinabarit, ki vsebuje korodirane vključke starejših komponent, zlasti dolomita in kremenca (tabla 4, sl. 2).

Minerali šeste skorje obraščajo zelo lepo razvita dolomitna zrna pete skorje (tabla 4, sl. 1) kakor tudi dolomitna zrna srednjega dela veziva. Pa ne samo to. Kremen se marsikje vrašča v omenjena dolomitna zrna in jih tudi nadomešča. Vse to dokazuje, da je šesta skorja dejansko mlajša tako od pete skorje kakor tudi od srednjega dela veziva.

Vezivo breče sestoji ponekod le iz pravkar opisanih skorij, katerih število je od primera do primera različno. Toda marsikje skorje niso povsem povezale kosov, koščkov in drobcev orudenega in jalovega dolomita. V takšnih primerih so ostale v vezivu pore ali pa je nastal iz mlajših raztopin srednji del veziva. Ta se kaže na dva načina:

- ponekod gre za srednjezrnati agregat s pegasto teksturo, v katerem sicer prevladuje dolomit, prisotni pa so še organska snov, cinabarit in pirit;
- drugod leže dolomitna zrna na prej opisanih skorjeh ali pa neposredno obraščajo kose, koščke in drobce orudenega in jalovega dolomita. Prav tako obraščajo dolomitna zrna srednjega dela veziva tudi manjše in večje votline. Tu se jim pridružujejo lepo oblikovani cinabaritni kristali in njihovi zraščenci, kristali kremenca in kaolinit (?). Dodajmo še, da je marsikje prisotna tudi organska snov.

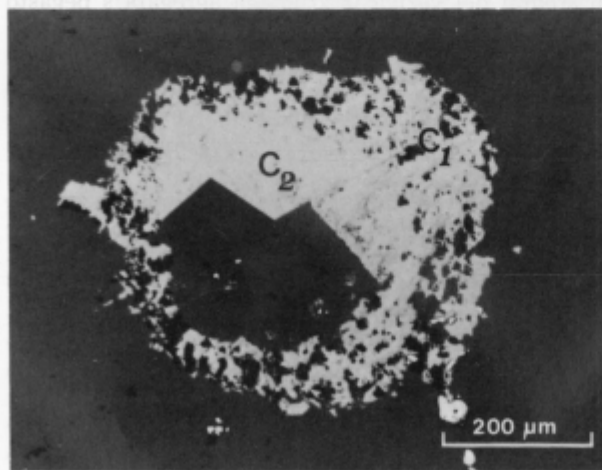
V prvem primeru, ko sestoji srednji del veziva iz zrnatega agregata s pegasto teksturo, grade njegovo osnovo dolomitna zrna, ki so v tej mineralni združbi najstarejša. Povečini so anhedralna in dosežejo velikost 1,3 mm, sicer pa merijo povprečno le okrog 60 μm . Sledila sta organska snov in cinabarit, ki sta v dolomitni osnovi zelo enakomerno razvrščena in sta zastopana s približno enakima količinama. Prav njuna zrna sestavljajo v srednjem delu veziva temnejše pege, ki leže v beli dolomitni osnovi (sl. 5).

Organska snov se je pravzaprav začela izločati prej, preden so dolomitna zrna že povsem izkristalizirala. V obrobni delih nekaterih dolomitnih zrn opazimo namreč tanke opne organske snovi, ki leže vzporedno s ploskvami romboedra, ali pa neenakomerno vpršena zrnca organske snovi (tabla 4, sl. 3). Sicer pa je zdaleč največ organske snovi v porah med dolomitnimi zrnimi in ob stikih med njimi. Pod mikroskopom najdemo v dolomitnih in cinabaritnih poljih zelo lepo oblikovane kroglice organske snovi s premeri 20 do 80 μm (tabla 5, sl. 1), nekoliko večje s premeri 200 do 400 μm in polja z bolj ali manj izrazito kolomorfno strukturo, ki dosežejo velikost 1,3 mm. Raztopina, iz katere se je izločala organska snov, je topila dolomitna zrna, kar dokazuje njihove korodirane oblike. Po opazovanih strukturah sodimo, da se je

izločala organska snov iz koloidne raztopine. Zaradi krčenja so polja organske snovi pogosto razpokala, povezala pa sta jih mlajši dolomit in cinabarit.

Sočasno z organsko snovjo se je pogosto izločal tudi že cinabarit. V njej ga zasledimo zlasti pri močnejših povečavah in se kaže na različne načine. Tako sestavlja cinabarit majhna zrnca s premeri 1 do 5 μm , ki so v organski snovi neenakomerno razvrščena. Nadalje smo našli menjavanje tankih skorij organske snovi s takšnimi, ki vsebujejo tudi drobno razpršena cinabaritna zrnca, pa tudi tanke skorje cinabarita v kolomorfni organski snovi (tabla 5, sl. 2 in sl. 3). Dodajmo končno, da sestavlja cinabarit tudi zrna z igličastimi preseki. Nastala so tako, da je bil cinabarit mobiliziran v kontrakcijske razpoke.

Pretežni del cinabarita je nastal pozneje, in sicer tako, da se je izločal v porah dolomitne osnove ali pa je metasomatsko rasel ob stikih med dolomitnimi zrni. Najdemo ga zvečine v poljih, velikih od 50 do 450 μm , toda prisotna so tudi polja s premerom nekaj milimetrov in celo takšna, ki imajo površino 2 do 3 mm^2 . Številna imajo bolj ali manj okrogle, eliptične in ledvičaste preseke. Nadrobna analiza je pokazala, da se je izločal cinabarit najprej iz koloidne, nato pa tudi iz ionske raztopine. Sulfidni gel je kasneje kristaliziral, tako da opazujemo pod mikroskopom enako velika zrnca s premeri 1 do 3 μm . Ta se pogosto združujejo v drobnozrnat agregat z okroglim presekom, katerega obdajajo večja cinabaritna zrna, ki so kristalizirala iz ionskih raztopin (tabla 6, sl. 1 in 2). V večjih cinabaritnih poljih, zlasti pri navzkrižnih nikolih, večkrat opazimo tudi peresasto strukturo, ki jo grade cinabaritna zrnca s premeri do 3 μm (tabla 6, sl. 3). »Peresa« so nastala pri kristalizaciji HgS gela in leže med nekoliko večjimi cinabaritnimi zrni. Starostno razmerje med cinabaritom, ki se je izločal iz koloidne raztopine, in tistim, ki je kristaliziral iz ionske raztopine, lahko ugotovimo zlasti v primerih, ko sta se oba izločala v isti pori. Najprej je nastal cinabarit iz koloidne raztopine, ki je pozneje kristaliziral, tako da opazujemo sedaj drobna cinabaritna zrnca, ki obraščajo steno por (sl. 6). Nato je na tem cinabaritu ponekod zrastle hipidiomorfni dolomit, nakar je poro zapolnil cinabarit, ki je kristaliziral iz ionske raztopine. Slednjega najdemo tudi v razpokah polj organske snovi, ki so nastale zaradi strjevanja in s tem krčenja organsko-cinabaritnega gela (tab. 5, sl. 3). V srednjem delu veziva s pegasto teksturo je najmlajši pirit, katerega majhna zrnca se vraščajo med cinabaritna polja in cinabaritna zrna.



Sl. 6. V pori med dolomitnimi zrni je nastal najprej cinabarit iz koloidne raztopine (C_1), nato sta kristalizirali dve dolomitni zrni in potem še mlajši cinabarit (C_2). Odsevna svetloba

Fig. 6. In the pore between dolomite grains first originated cinnabar from colloidal solution (C_1), then crystallized two dolomite grains, and finally younger cinnabar (C_2). Reflected light

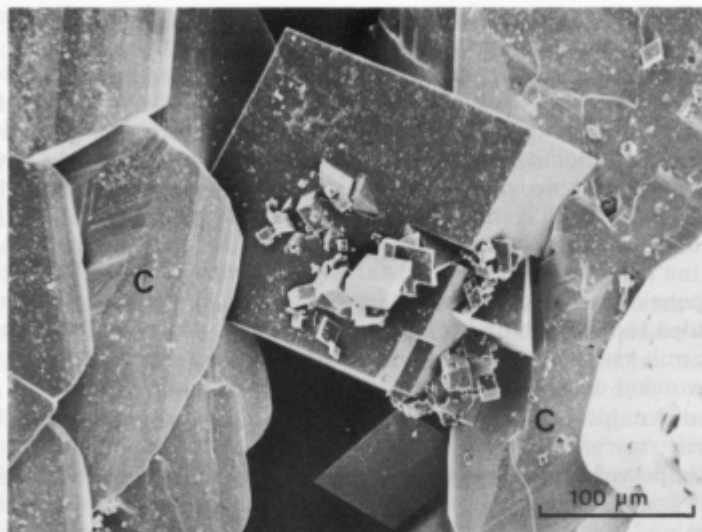
V drugem primeru so se izločili na tej ali oni skorji, ponekod tudi neposredno na kosih, koščkih in drobcih orudenega in jalovega dolomita makroskopsko bela dolomitna zrna, večkrat v obliki lepo razvitih kristalov. Ti so v posameznih vzorcih rude dokaj enakomerno veliki in merijo navadno od 0,5 do 3 mm. Dolomit sestavlja osnovo, na kateri so se nato izločile vse preostale komponente srednjega dela veziva. Toda kristalizacija dolomitnih zrn ni potekala neprekinjeno, temveč s presledki, ko so se tu in tam iz raztopine izločali kremen, organska snov in cinabarit. V tej združbi je najstarejši kremen, ki sestavlja povsem prozorne, zelo lepo razvite kristalčke, velike do 2,5 mm. Organska snov, ki v teh primerih ne vsebuje cinabarita, obrašča tako dolomitna zrna kot kremenove kristalčke. V glavnem sestavlja nepravilne skorje in skupke; ponekod je pore in majhne votlinice povsem zapolnila. Zanimivo je, da večkrat nastopa tudi v majhnih kroglicah s premeri 0,5 do 4 mm. Te leže na starejših dolomitnih zrnih, medtem ko jih mlajša obraščajo. Zaradi krčenja so tu in tam počile in razpadle v neka delov. Te so kasneje povezali mlajši minerali.

Med njimi je najprej nastal cinabarit, ki ga najdemo tako v posameznih kristalih kot v njihovih zraščencih. Posamezni kristali dosežejo velikost 5 mm, zraščenci, ki sestoje celo iz po več 10 cinabaritnih kristalov, pa grade tudi nekoliko večje druze s površino do 2 cm². Za cinabaritne kristale je značilen sploščen romboedrski habitus; osnovni pinakoid (0001) je le redko prisoten. Romboedrske ploskve niso ravne, temveč zaradi številnih vicinalnih ploskvic stopničaste (sl. 7). Med cinabaritnimi kristali so zrastle dolomitni (sl. 7). Nato se je iz raztopine ponekod izločil belkast oprh, za katerega je raziskava pod elektronskim mikroskopom pokazala, da ga grade lističi nekega filosilikata, verjetno kaolinita (sl. 8). Končno so nastali zelo majhni, povsem prozorni dolomitni kristalčki, ki so pri svoji rasti obdali tudi lističe pravkar omenjenega filosilikata.

Na 8. etaži 13. obzorja je presekala rov z imenom Priprava 2 v neposredni bližini preloma Grüberl več prelomov in zdrobljenih con, ki so sekale orudeni spodnjeskitski dolomit. Ob njih so bile manjše in večje votline, od katerih je merila največja celo 0,5 m. Našo pozornost je pritegnila zlasti votlina v srednjem delu levega boka. Ležala je v prertrti rudi ob prelomu, ki je vpadal pod kotom okrog 60° proti severovzhodu. Visoka je bila 15 cm, široka največ 8 cm in globoka okrog 10 cm. Po vsem sodeč je predstavljala le manjši del večje votline, ki je bila odstreljena. Njeno steno je v glavnem prekrivala do 5 mm debela skorja, katero so gradila predvsem bela dolomitna zrna. Prej opisanih skorij tu nismo našli, zato menimo, da gre za dolomit, ki drugod sestavlja srednji del veziva. Ponekod je dolomitna skorja manjkala, ker je zaradi tektonskih premikov odpadla; na takšnih mestih se je videla rudna breča.

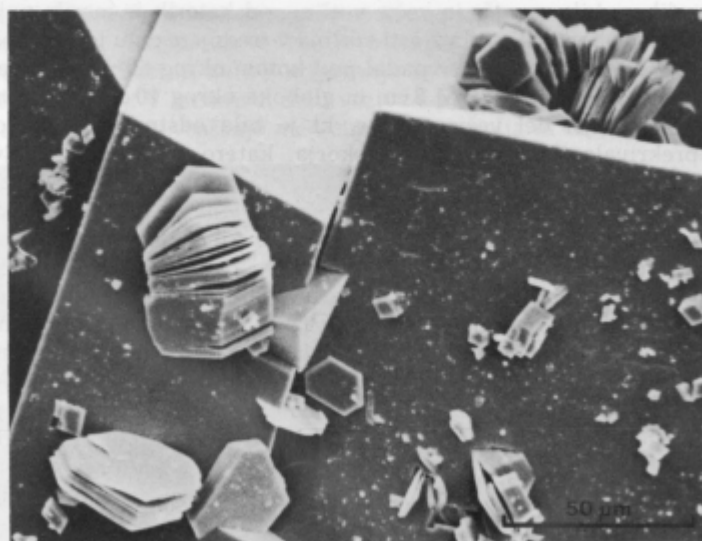
Dolomitna zrna skorje so bila na njeni površini prvotno povsod lepo razvita in velika do 3,5 mm. Lahko zapišemo, da so ta zrna dobesedno tapecirala steno votline; na njih so kasneje zrastle vsi mlajši minerali. Toda lepo oblikovana dolomitna zrna z značilnimi romboedrskiimi ploskvami smo lahko opazovali le v zgornji tretjini votline. Na njih so bili posamezni, do 2,5 mm veliki kremenovi kristalčki ter okrušeni ostanki cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev. V srednji, predvsem pa v spodnji tretjini, ki jo je deloma prekrivala srednje- in drobnozrnata usedlina, so bila dolomitna zrna obrušena, prav tako pa smo našli tudi obrušena kremenova zrna ter manjša in večja cinabaritna polja. Skratka, stena srednjega, zlasti pa spodnjega dela votline je bila razločno zglajena.

Srednje- in drobnozrnate usedline je bilo za okrog 0,3 dm³; pri ustju votline je bila debela okrog 3 cm. Na njej so ležali koščki, ki so se zaradi tektonskih premikov odlučili iz stene votline. Kjer so bili priraščeni, je bila razgaljena rudna breča, sicer



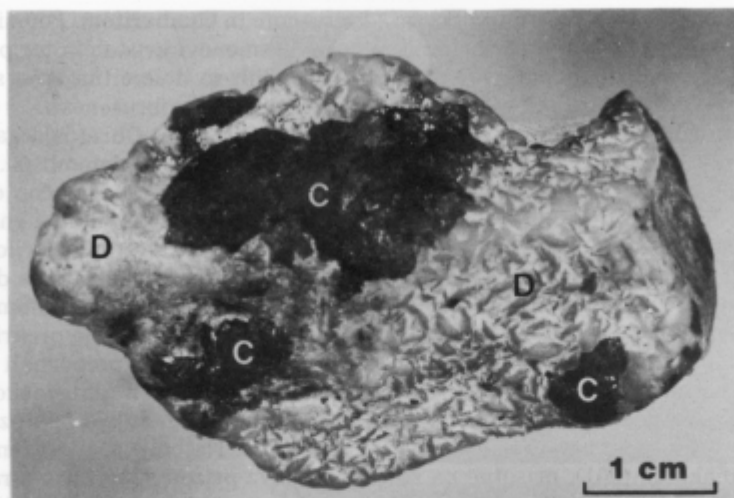
Sl. 7. Na cinabarnitnih kristalčkih (C) s številnimi vicinalnimi ploskvami so zrastle lepo razviti dolomitni kristalčki

Fig. 7. Well developed dolomite crystals have grown on cinnabar crystals (C) with numerous vicinal faces



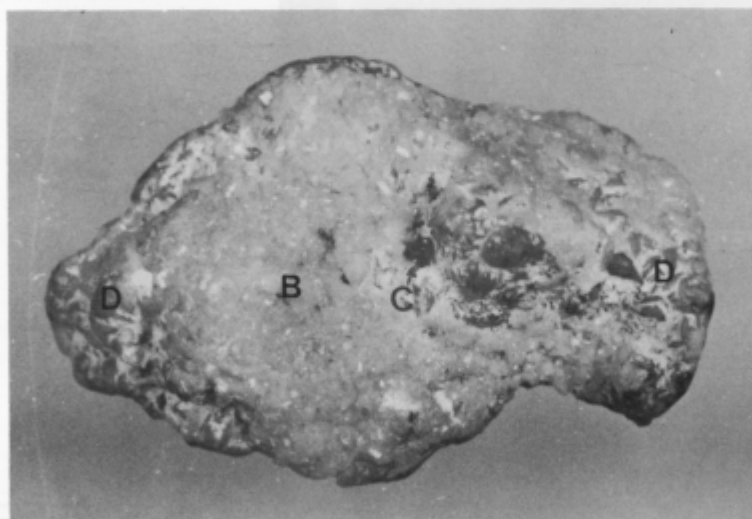
Sl. 8. Lističi kaolinita (?) na dolomitnih kristalih

Fig. 8. Sheets of kaolinite (?) on dolomite crystals



Sl. 9. Površina ploščatega koščka kaže obrušena dolomitna zrna (D) ter obrušene cinabaritne kristalčke in njihove zraščence (C)

Fig. 9. The surface of the flat fragment shows abraded dolomite (D) crystals as well as abraded cinnabar crystals and their aggregates (C)

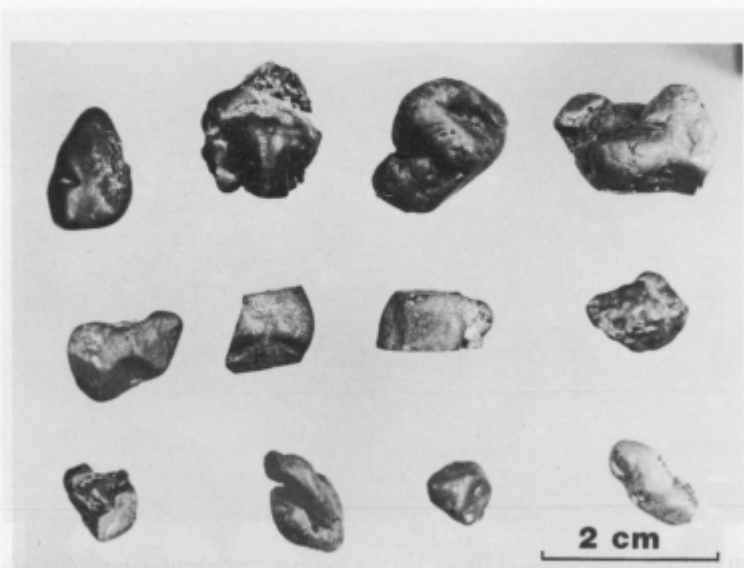


Sl. 10. Na drugi površini istega koščka je zrastel na obrušenih dolomitnih (D) zrnih lepo razvit cinabaritni kristalček (C) ter skorja, ki sestoji iz baritnih kristalčkov (B)

Fig. 10. On the other surface of the same fragment has grown on abraded dolomite grains a well developed cinnabar crystal (C) as well as crust composed of small barite crystals (B)

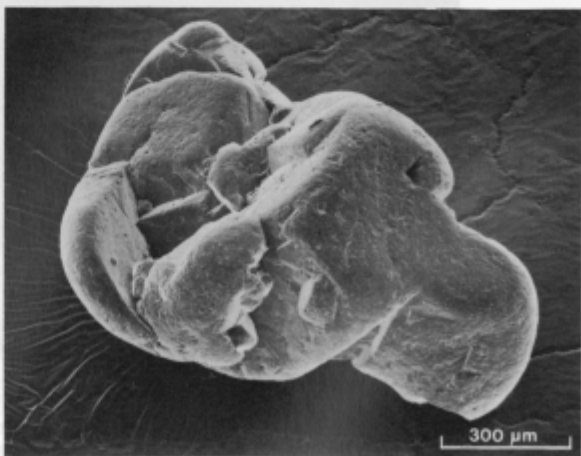
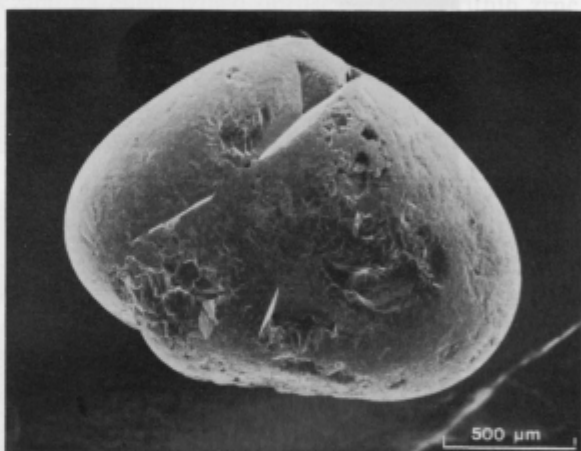
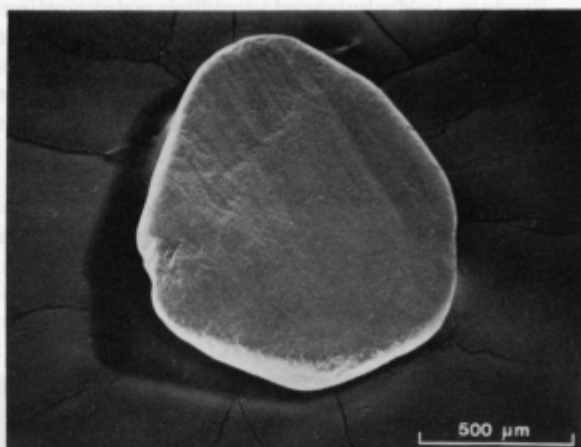
pa jih je obraščala bela dolomitna skorja s kremenom in cinabaritom. Površino skorje so gradila prvotno lepo razvita dolomitna zrna, kremenovi kristalčki ter posamezni kristali in zraščenci cinabarita. Na različnih koščkih so dolomitna zrna skorje ter kremenovi in cinabaritni kristalčki kazali različno stopnjo obrušenosti.

Posebno zanimiv je bil ploščat košček, velik okrog 5 cm. Obrščala ga je dolomitna skorja, le tam, kjer je bil priraščen, se je kazal orudeni dolomit (sl. 9 in 10). Dolomitna zrna površine skorje, velika do 3 mm, so bila povsod močno obrušena, prav tako so bili obrušeni tudi kremenovi kristalčki. Mimo tega smo na eni ploščati površini našli še štiri obrušena cinabaritna polja (sl. 9), od katerih je merilo največje nekaj več kot 2 cm². Ta polja so prekrivala pod njimi ležeča, lepo razvita dolomitna zrna in jih tako zaščitila pred brušenjem. Enako obrušena so bila tudi dolomitna zrna druge ploščate površine. Toda na njih je zrastle baritna skorja, ki je prekrila skoraj vso površino (sl. 10). Grade jo baritni kristalčki, ki smo jih prepoznali šele pod binokularnim mikroskopom, kasneje pa so bili določeni tudi z rentgensko analizo. V resnici gre za dve generaciji teh kristalčkov. Močno prevladujejo neprozorni, beli kristalčki, veliki do 2 mm. Vsi imajo ploščat habitus. Najbolje sta izraženi ploskvi tretjega pinakoida (001), prisotne pa so tudi ploskve prizme (210) in bipiramid. Ob njih in na njih so zrastle ponekod brezbarvni, kot steklo prozorni mlajši baritni kristalčki, veliki do 0,5 mm, z enakim razvojem ploskve. V skorji na robu koščka so starejši baritni kristalčki nekoliko obrušeni, mlajši pa ne. V srednjem delu te površine je na obrušeni dolomitnih zrnih zrastle 2 mm velik cinabaritni kristal (sl. 10) z romboedrskim habitusom in s številnimi vicinalnimi ploskvicami, ki ne kaže nikakršnih poškodb. Povsem nepoškodovane cinabaritne kristalčke smo našli tudi na obrušeni dolomitnih zrnih nekaterih drugih koščkov. Eden je meril celo 4 mm.



Sl. 11. Cinabaritne oblice so zaobljeni koščki cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev

Fig. 11. Cinnabar pebbles represent rounded fragments of cinnabar crystals and their aggregates



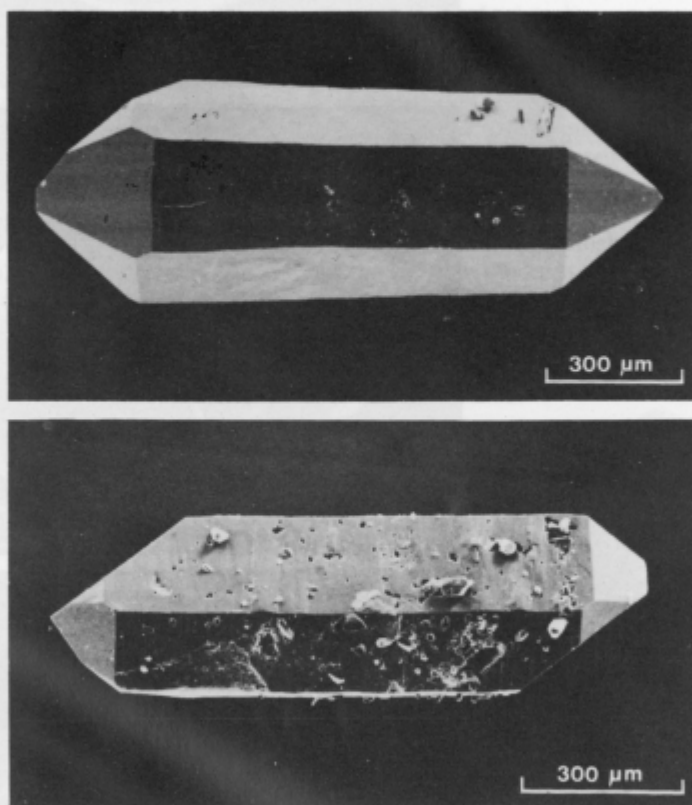
Sl. 12. Značilne oblike cinabaritnih zrn, ki predstavljajo zaobljene drobce cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev

Fig. 12. Characteristic forms of cinnabar granules – rounded splitters of cinnabar crystals and their aggregates

Srednje- in drobnozrnata usedlina z dna votline je poglavje zase.

Potem ko smo jo s tekočo vodo zelo previdno odmuljili in oprali, smo našli v njej predvsem ostrorobe in delno zaobljene drobce dolomitne skorje, orudenega in jalo-vega dolomita, dolomitnih in kremenovih zrn ter drobce organske snovi. Toda našo pozornost so zlasti pritegnila zaobljena cinabaritna zrna ter izredno lepo razviti kristalčki kremenca, pa tudi barita.

Najprej naj zapišemo, da smo v tej usedlini našli 12 cinabaritnih oblic, velikih od 6 do 17 mm (sl. 11). Gre za obrušene koščke posameznih cinabaritnih kristalov, predvsem pa njihovih zraščenecv. Stopnja obrušenosti je različna: nekatere ne kažejo več nobenih kristalnih oblik, v drugih pa je ta oblika še kolikor toliko ohranjena. Dve okrušeni oblici (srednji del slike) sta z dveh strani omejeni s povsem ravnima, med seboj vzporednima razkolnima ploskvama, kar pove, da gre za obrušena in nato



Sl. 13. Zgoraj: Zelo lepo razvit kremenov kristalček s ploskvami (1010), (1011) in (0111)
Spodaj: Zelo lepo razvit, toda nekoliko porozen kremenov kristalček z vraščenimi zrni na njegovih površinah

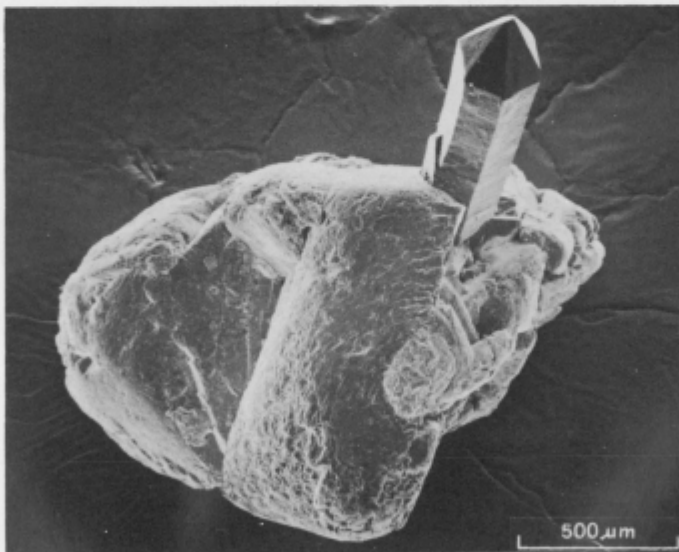
Fig. 13. Above: Very well developed quartz crystal having the faces (1010), (1011) and (0111)
Below: Very well developed, but somewhat porous quartz crystal with included grains on surfaces

okružena koščka dveh sorazmerno večjih cinabaritnih kristalov. Ob tem moramo poudariti, da smo na dveh oblicah našli po en zraščene cinnabaritnih kristalčkov, velik 1,5 oziroma 2 mm, a kristalčki niso kazali niti sledov brušenja.

Poleg omenjenih večjih cinabaritnih oblic smo našli tudi več kot sto manjših, zaradi brušenja prav tako bolj ali manj zaobljenih cinabaritnih zrn s premeri do 1,5 mm. To so bili prvotno drobci kristalov in njihovih zraščencev, ki kažejo različno stopnjo zaobljenosti. Tri primere zaobljenih zrn kaže sl. 12.

Usedlina je vsebovala tudi kremenove in baritne kristalčke in njune monomineralne zraščence. Tako smo našli več kot 200 kremenovih kristalčkov in njihovih zraščencev. Prevladujejo prvi, ki navadno merijo od 0,5 do 2,5 mm. Vsi imajo izrazit prizmatski habitus (sl. 13), na konceh pa so razvite predvsem ploskve glavnega romboedra ($10\bar{1}1$); manj opazne so ploskve drugega romboedra ($01\bar{1}1$). Vsi so povsem prozorni, vendar marsikateri nekoliko porozni (sl. 13). Na površinah so često vključeni drobci usedline, tudi drobci cinabarita. Raziskava z elektronskim mikroskopom je pokazala, da so njihovi robovi povsem ostri in konice idealno koničaste, torej niso kremenovi kristalčki niti najmanj obrušeni ali kako drugače prizadeti. Posebej moramo opozoriti na dejstvo, da smo na enem izmed obrušenih cinabaritnih zrn našli zelo lepo razvit, povsem nepoškodovan kremenov kristalček (sl. 14).

Zraščenci sestojijo v glavnem iz 5 do 15 posameznih kremenovih kristalčkov, ki so skoraj enako ali pa različno veliki (sl. 15). Njihova velikost se navadno giblje od 0,2 do 1,5 mm. Zraščenci pa merijo zvečine od 1 do 4 mm, toda največji je dosegel celo 10 mm. Posamezna zrna imajo vse značilnosti pravkar opisanih monokristalov. Nismo našli primera, da bi bil sicer filigransko zgrajeni kremenov zraščeneec kakorkoli prizadet.

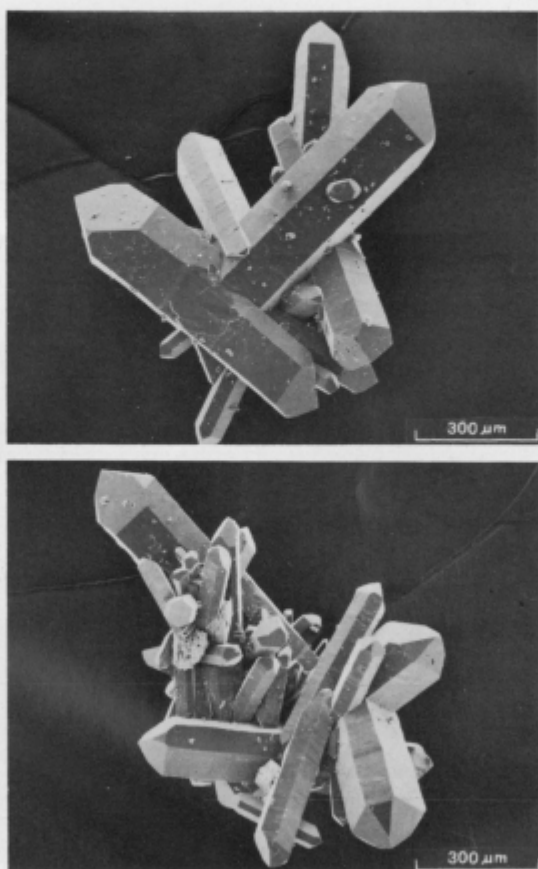


Sl. 14. Na zaobljenem cinabaritnem zrnju je zrastle kremenov kristalček

Fig. 14. Quartz crystal has grown on the rounded cinnabar granule

Bistveno manj kot kremenovih je bilo v usedlini baritnih kristalčkov. Te delimo v dve skupini. V prvo uvrščamo bele, neprozorne različke, ki dosežejo velikost 2 mm. Posamezni kristalčki imajo ploščat, včasih nekoliko bolj poudarjen prizmatski habitus z najbolj razvitima ploskvama 3. pinakoida. Po izraženosti sledijo ploskve prizme, vzporedno s c osjo; manj so opazne ploskve prizme, ki je vzporedna z b osjo, in tiste, ki je vzporedna z a osjo; le tu in tam so prisotne slabo izražene ploskve rombične bipiramide. Zraščenci sestojijo iz dveh ali treh zrn. Značilno je, da so oglišča in robovi posameznih baritnih kristalov bolj ali manj okrušeni in obrušeni (sl. 16).

Kristalčki druge skupine so zelo redki. Imajo steklast videz, so povsem prozorni in dosežejo velikost 1,5 mm. Sicer pa imajo enak habitus in podoben razvoj ploskev kot kristalčki prve skupine (sl. 17). Značilno je, da niso povsem izkristalizirali, zato se ploskve obeh prizem, ki sta vzporedni s c osjo, navadno niso dokončno oblikovale, na

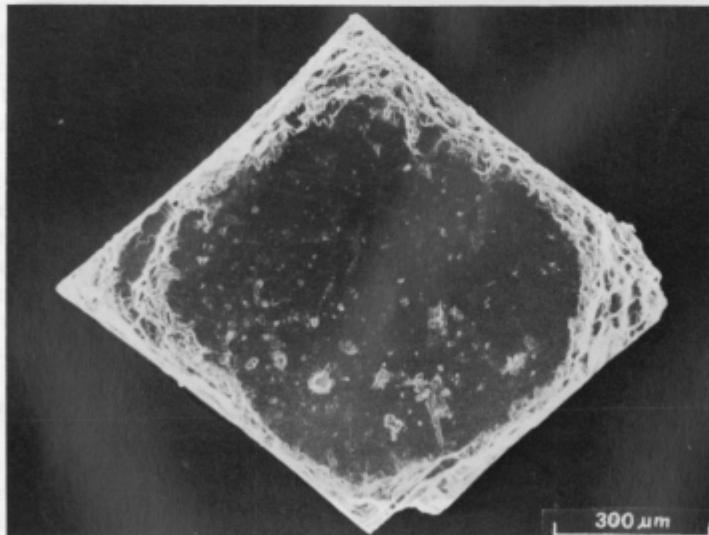
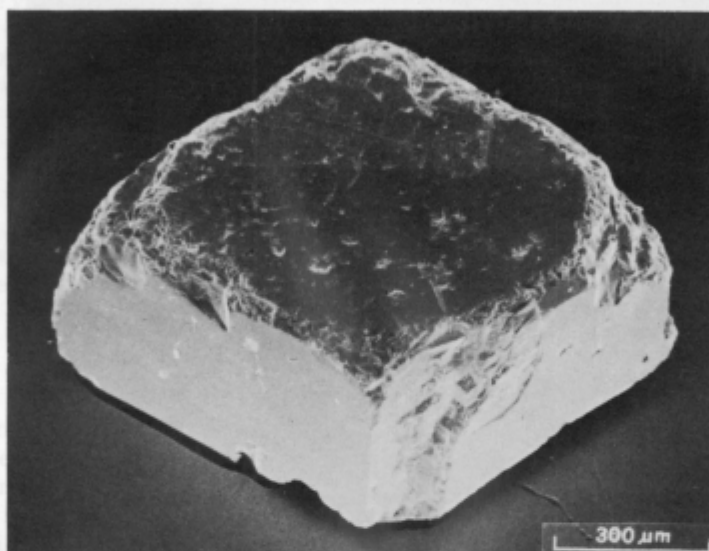


Sl. 15. Zraščenec enako (zgoraj) in različno dolgih kremenovih kristalčkov (spodaj)

Fig. 15. Aggregate of equal (above) and unequal (below) long quartz crystals

nekaterih drugih ploskvah, zlasti na ploskvah tretjega pinakoida (001), pa opazimo pore, ki se lahko raztezajo skozi ves kristalček. Posebej moramo poudariti, da robovi baritnih kristalčkov druge skupine niso okrušeni in da ne kažejo niti sledov brušenja (sl. 17).

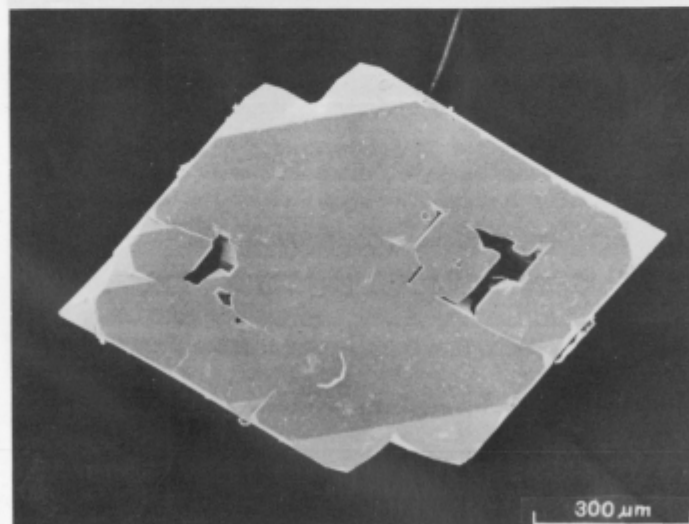
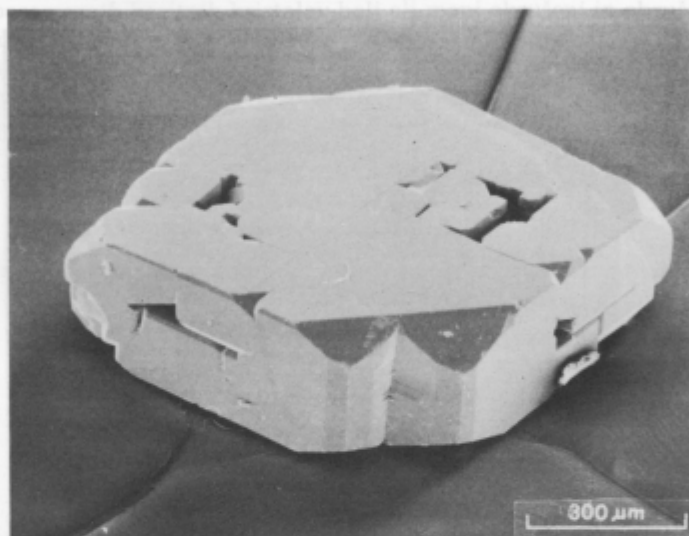
V usedlini smo končno našli tudi nekaj okrog milimeter velikih kroglic samorodnega živega srebra, ki jih je v tem rudnem telesu opazil že Placer (1974/75).



Sl. 16. Okrušeni baritni kristal prve generacije

Fig. 16. Crumbled barite crystal of the first generation

V neposredni bližini pravkar opisane votline sta bili v isti pretrti coni še dve enako usmerjeni votlini; prva je bila nad njo, druga pod njo. Spodnja je bila od srednje oddaljena okrog 35 cm in visoka okrog 30 cm, toda široka le 5 in globoka komaj 4 cm. Zaradi nagnjenega dna se je sicer prisotna usedlina skoraj povsem izsula iz nje. V nekaj cm³ velikem ostanku smo poleg jalovinskih drobcov našli le nekaj ostrorobih drobcov cinabarita. Stena votline je bila tapecirana z belimi dolomitnimi



Sl. 17. Zelo lepo razvit, toda nekoliko porozen baritov kristal druge generacije je povsem nepoškodovan

Fig. 17. Very well developed, but somewhat porous barite crystal of the second generation shows no damage

zrni, na katerih so bili priraščeni okrušeni cinabaritni kristali. V srednji in zlasti v spodnji tretjini votline so bili dolomitni in cinabaritni kristali in njihovi zraščenci obrušeni tako, kot smo to razložili pri opisu srednje votline.

Zgornja, izmed vseh treh najmanjša votlina je ležala okrog 25 cm nad srednjo. Pri izdelavi rova je bila močno prizadeta. V njej smo našli le nekaj koščkov, obraščenih z dolomitno skorjo.

V zvezi s tem moramo omeniti, da so v rudnem telesu Grüberl našli podobne votline že v prejšnjih letih. S. Polanec nam je namreč povedal, da jih je presekala tudi rov na 3. etaži 13. obzorja, ki je potekal okrog 15 m pod našim rovom. Tudi v njih je bila podobna usedlina, kot smo jo našli v srednji votlini. V njej je S. Polanec med drugim našel tudi delno obrušene koščke posameznih cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev, pa tudi lepo ohranjene cinabaritne kristale in zraščence. Največji lepo ohranjeni kristal, ki nam ga je pokazal, je bil okrušen le na enem kraju, in sicer tam, kjer je bil priraščen na steno votline. Sicer pa je imel izrazit ploščat habitus in je meril $25 \times 22 \times 4$ mm. Prvotno je bil ta kristal verjetno dolg okrog 30 mm. Gre za največji nam znani kristal iz idrijskega rudišča. Ker so cinabaritni kristali na splošno redki in majhni (R a m d o h r & S t r u n z, 1978) sodimo, da gre za zelo velik primerek celo v svetovnem merilu.

Nastanek živosrebrove rude in njena preobrazba

Rudno telo Grüberl je eno izmed tistih teles idrijskega rudišča, ki je nastalo v spodnjekitskih plasteh, katere gradi predvsem plastnati drobnozrnati dolomit. Živosrebрово orudenje je po Placerju (1974/75) vezano na srednjetriasni prelom Grüberl in na sistem spremljajočih odprtih razpok, ki imajo smer WSW-ENE. Ugotovili smo (Mlakar & Drogenik, 1971), da je živosrebрова ruda v Idriji nastala v dveh srednjetriasnih fazah orudenja.

S katero od teh dveh faz je povezano orudenje telesa Grüberl, na osnovi do sedaj zbranih podatkov ni mogoče ugotoviti. Vsekakor pa moramo zapisati, da ima ruda žiljno in brečasto, pa tudi impregnacijsko in masivno teksturo. Ruda z impregnacijsko in masivno teksturo je nedvomno nastala pri metasomatskih procesih. Zanja je značilna zelo preprosta mineralna sestava. Orudenje se je začelo tako, da se je cinabarit izločal v jedrem drobnozrnatem dolosparitu najprej v majhnih porah in ob stikih med njegovimi zrni. Nastali so medzrnski filmi, ki so se postopoma širili. Rudonosna raztopina je tu in tam vztrajno topila dolomit, tako da je ponekod nastala tudi bogata ruda. V intraklastičnem dolosparitu se je izločal cinabarit predvsem v nekoliko bolj poroznem vezivu med klasti. Placer (1974/75) omenja v rudi iz tega rudnega telesa tudi samorodno živo srebro, vendar ga v vzorcih metasomatske rude nismo našli.

Poleg cinabarita in seveda prevladujočih dolomitnih zrn vsebuje metasomatska ruda v spremenljivih količinah še kremen, glinene minerale in pirit. Kremen je zastopan izključno z detritičnimi zrni, katerih količina je sicer od vzorca do vzorca različna, vendar so njegova zrna v posameznih vzorcih zelo enakomerno razvrščena. Tu in tam imajo kremenova zrna posamezno ravno ploskev ali pa se zajedajo med dolomitna zrna, kar je posledica diagenetskih procesov. Nismo našli kremenca, ki bi bil kakorkoli povezan z živosrebrovim orudenjem. Glineni minerali leže med dolomitnimi zrni. Majhna, enakomerno razvrščena zrnca pirita, ki so zastopana največ z 0,5 %, so nastala v diagenezi. Posebej moramo poudariti, da v orudenem dolomitu

nismo našli niti sledu organske snovi, pa tudi ne mineralov, ki ne bi bili že prej v dolomitu. Hidrotermalne raztopine, iz katerih se je izločal cinabarit, so bile torej zelo »čiste«, oziroma bolje rečeno, iz njih se ni poleg cinabarita izločal noben drug rudni ali jalovinski mineral. Z druge strani lahko, po strukturnem razmerju cinabarit – dolomit, sklepamo, da so bile te raztopine nekoliko kisle. To je v skladu z ugotovitvami White (1981), da so bile raztopine, iz katerih so se izločali živosrebrevi rudni minerali, v številnih rudiščih slabo kisle do alkalne.

Za to, v kakšni obliki je živo srebro potovalo v hidrotermalnih raztopinah, nimamo nobenih podatkov. Sicer pa je način prenosa živosrebrevih spojin v ascendentnih raztopinah še vedno bolj ali manj odprto vprašanje. Wells in Ghiorso (1988) sodita, da potujejo živosrebrove spojine v rudonosnih raztopinah predvsem v Hg-S kompleksih. V arekampi in Buseck (1984) sta zapisala, da je živo srebro v razredčenih hidrotermah verjetno v obliki Hg_{aq}^{2+} v sistemu, ki je bogat z žveplom v obliki Hg-S kompleksov, in v slanici verjetno v obliki Na-Cl kompleksov. Nekateri raziskovalci, med njimi tudi White (1981) dopuščajo, oziroma zagovarjajo tudi prenos Hg²⁺ v obliki plina. Ker je v marsikaterem živosrebrevem rudišču prisotna tudi organska snov, se poraja vprašanje, ali ne potuje živo srebro v ascendentnih raztopinah tudi v obliki organsko-živosrebrevih spojin. Toda raziskave Wellsa in Ghiorso (1988), so pokazale, da takšen način prenosa v hidrotermah, če sploh obstaja, ni mogel biti pomemben za nastanek živosrebrevih rud. Organsko-živosrebrevi kompleksi naj bi bili pomembnejši le v raztopinah, ki so bogatejše s kisikom, kjer je večina žvepla v obliki sulfata. Sicer pa moramo ugotoviti, da v dosegljivi literaturi nismo našli podatkov o tem, kakšen je neposredni medsebojni odnos organske snovi in cinabarita v živosrebrevih rudah.

Že Placer (1974/75) je opozoril na dejstvo, da nastopa cinabarit tudi v belih dolomitnih žilicah in v dolomitnem vezivu breče, kjer se mu pridružuje organska snov. V okviru pričujoče študije smo se posvetili predvsem vezivu breče. Ločili smo šest skorij in srednji del veziva. Skorje se ločijo po debelini, barvi in sestavi. Navadno so razvite le tri ali štiri, medtem ko druge manjkajo. Prva skorja neposredno obrašča kose in koščke orudenega ter jalovega dolomita, medtem ko si preostale slede zaporedoma proti sredini pore oziroma proti sredini veziva.

Za prvo, tretjo in peto skorjo je značilno, da jih grade v glavnem le makroskopsko bela, pod mikroskopom anhedralna in subhedralna dolomitna zrna, v manjši meri cinabarit in kremen ter zelo podrejeno pirit in organska snov. Na površini prve skorje so lepo razvita dolomitna zrna polarno razvrščena, kar pomeni, da so vsa usmerjena proti sredini veziva. Na obeh površinah tretje in pete skorje pa so sicer prav tako lepo razvita dolomitna zrna razvrščena bipolarno: na eni površini so usmerjena proti prvi skorji, na drugi pa proti sredini veziva. Dodajmo še, da se prva in tretja, pa tudi tretja in peta skorja marsikje zraščata.

Sodeč po strukturnih odnosih, ki jih ugotavljamo pod mikroskopom, je druga skorja mlajša od prve in tretje, četrta mlajša od tretje in pete, šesta pa mlajša tako od pete kot tudi od srednjega dela veziva. Za drugo, četrto in šesto skorjo je značilno, da so na pogled temno sive, skoraj črne in dokaj neenakomerno razvite. Druga in četrta imata presenetljivo podobni sestavi. V obeh sicer prevladujejo dolomitna zrna, toda sorazmerno pogostna je organska snov; prisotna pa sta še cinabarit in pirit. Posebno zanimiva je prisotnost organske snovi, ki ima vselej enake optične lastnosti. Ta se je začela izločati iz raztopine prva in to prej, preden se je končala kristalizacija mejnih dolomitnih zrn. Po ploskvah romboedra je namreč vključena v perifernih delih omenjenih zrn prve, tretje in pete skorje. Nadalje pogosto oblikuje tanke filme na

mejnih dolomitnih zrnih, predvsem pa jo najdemo med dolomitnimi zrnji druge in četrte skorje. Tu se je izločala v porah in ob stikih zrn. Raztopina, iz katere je nastajala, je razločno nadomeščala dolomitna zrna. Marsikje kaže kolomorfne strukture, mimo tega pa vsebuje številna majhna, verjetno tudi submikroskopska zrnca cinabarita, manjše skupke njegovih zrn, pa tudi tanke cinabaritne skorje, ki se ritmično menjavajo z organsko snovjo. Sodimo, da sta se v vseh teh primerih izločala organska snov in cinabarit iz organsko-sulfidne koloidne raztopine. Sestava raztopine se je v nadaljevanju toliko spremenila, da je nastajal le cinabarit, končno pa je le-ta kristaliziral tudi iz ionske raztopine.

Tudi v šesti skorji prevladujejo dolomitna zrna, katera spremlja organska snov. Toda njena polja ne vsebujejo cinabarita. Tu in tam se je izločil pirit, za njim pa kremen, ki po količini sledi dolomitu, katerega nadomešča. V tej paragenezi je najmlajši cinabarit, za katerega so značilni zelo lepo razviti metakristali z vključki dolomita in kremena.

Srednji del se kaže na dva načina. Ponekod gre za srednjezrnati agregat s pegasto teksturo. Njegovo osnovo sestavljajo pretežno anhidralna dolomitna zrna, med katerimi so polja organske snovi, ki vsebuje cinabarit in polja samega cinabarita. Za dolomitom se je iz koloidne raztopine najprej izločil gel organske snovi in cinabarita; kolomorfne teksture so še lepše izražene kot v četrti skorji. Nato se je iz koloidne raztopine izločil le HgS gel, ki je kasneje drobno kristaliziral. Končno je nastal cinabarit tudi iz ionske raztopine.

V drugem primeru je na tej ali oni skorji, pa tudi neposredno na kosih, koščkih in drobcih orudenega ali jalovega dolomita kristaliziral na oko beli dolomit. Njegova zrna predstavljajo osnovo, na kateri so se nato odložile vse preostale sestavine veziva, to pa so kremen, organska snov (brez cinabarita), cinabarit, kaolinit (?) in končno zopet dolomit, in sicer v obliki majhnih, povsem prozornih zrn. Za cinabarit je značilno, da sestavlja pogosto lepo razvite kristale in njihove zraščence.

Razlaga opisanih skorij in srednjega dela veziva breče je vse prej kot preprosta.

Glede na hidrotermalni nastanek živosrebrovega orudenja Idrije se sama od sebe ponuja razlaga, da je vezivo rudne breče nastalo iz ascendentne raztopine. Toda v takšnih primerih rastejo kristali s stene razpoke oziroma s površin kosov in koščkov breče proti sredini pore, kot to kaže klasična Maucherjeva slika (Schneiderhöhn, 1941). Če nastane več skorij, si sledijo po starosti zaporedoma: najprej nastane prva, najstarejša, nato na njej druga, ki je mlajša in tako po vrsti. Toda v našem primeru ni te pravilnosti, saj je druga skorja mlajša od tretje, četrta od pete in šesta od srednjega dela veziva. Mimo tega kažeta tretja in peta skorja praviloma bipolarnost na obeh površinah razvitih zrn dolomita, kar pomeni, da so zelo lepo razvita zrna na prvi površini obrnjena proti steni razpoke oziroma proti dolomitnemu kosu ali koščku, na drugi površini pa proti srednjemu delu veziva. Taka razvrstitev skorij in njihove značilnosti govorijo po našem mnenju za to, da so le-te nastale iz polzeče podtalnice in pravzaprav predstavljajo neke vrste sige. V prid te razlage govori tudi opis pete skorje, na kateri se nista razvila šesta skorja in tudi ne srednji del veziva. Prosta površina te skorje oblikuje namreč bradavičaste in grebenaste izrastke, ki »vise« v isto smer. To dokazuje, da so omenjene tvorbe nastale pod vplivom težnosti iz polzeče podtalnice. Pri tem je značilno še to, da je le na njihovih zgornjih površinah temno sivi, drobnozrnati oprh, ki sestoji iz zrn dolomita, organske snovi in cinabarita. Tudi njegovo pojavno lahko razložimo z delovanjem polzeče podtalnice.

Ob vsem tem se poraja kot eno osnovnih vprašanj izvor organske snovi. Dickson in Tunell (1968), White (1981), Varekamp in Buseck (1984) ter Wells in

Ghiorso (1988) navajajo, da je prisotna organska snov v številnih živosrebrovih rudiščih pacifiške obale Združenih držav Amerike. Skoraj vsi raziskovalci teh rudišč sodijo, da je bilo mobilizirano živo srebro iz sedimentnih ali iz metasedimentnih kamnin, ki so vsebovale tudi organsko snov. Torej naj bi se tako cinabarit kot tudi organska snov izločala iz ascendentnih raztopin. Za to pa bi morali obstajati dokazi. Vendar v dosegljivi literaturi nismo našli nadrobnejših podatkov o medsebojnem odnosu organske snovi in cinabarita v teh rudiščih in tudi ne dokazov za njun bolj ali manj sočasni nastanek.

Tudi v nekaterih rudnih telesih idrijskega rudišča je organska snov razmeroma pogostna komponenta (Mlakar & Drovenik, 1971). Prisotna je, kot smo zapisali, v rudnem telesu Grüber. Toda značilno je, da organske snovi ni v metasomatski rudi, ki vsebuje zdaleč največji del cinabarita, temveč jo najdemo le v dolomitnih žilicah in v dolomitnem vezivu breče, kjer pa je cinabarita neprimerno manj! To pa pomeni, da organsko snov niso prinesle rudosnosne raztopine, iz katerih je nastal metasomatski cinabarit, temveč raztopine, ki so pogojile tudi nastanek žilnega dolomita in dolomitnega veziva rudne breče. Ob tem moramo opozoriti še na dejstvo, da sta se, sodeč po strukturah, ki jih opazujemo pod mikroskopom, izločala v drugi in v četrti skorji in v srednjem delu veziva s pegasto teksturo organska snov in cinabarit resnično tudi sočasno, po vsej verjetnosti iz iste organsko-cinabaritne koloidne raztopine.

S tem v zvezi moramo omeniti raziskave Wellsa in Ghiorso (1988), ki so pokazale, da organsko-živosrebrove spojine v redukcijskem okolju, kakršno praviloma vlada v ascendentnih rudosnosnih raztopinah, niso obstojne, pač pa so tovrstne spojine dominantne v vodah, bogatejših s kisikom. To pa pomeni, da organska snov in cinabarit v vezivu rudne breče ne bi nastala iz ascendentnih, temveč iz descendentnih raztopin. Ta razlaga bi potrjevala našo pravkar izraženo podmeno, da se je vezivo omenjene breče oblikovalo iz descendentne raztopine – polzeče podtalnice. Seveda pa je lahko nastalo vezivo le tedaj, ko v tem delu rudišča ni bilo mirujoče podtalnice. Ni torej moglo nastati med srednjetriasnim orudenjem, ker so bile takrat skitske plasti okrog 400 m pod površjem sedimentacijskega bazena in prav gotovo zasičene z mirujočo podtalnico, pa tudi ne tedaj, ko se je rudišče spuščalo v globlje dele geološke strukture.

Možnosti za nastanek veziva so se po našem mnenju pojavile šele takrat, ko je alpidaska orogeneza dvigala idrijsko rudišče proti površju in so prišle orudene skitske plasti nad nivo mirujoče podtalnice. Pronicajoča podtalnica je na svoji poti lahko izkoriščala tektonsko prizadete dele rudišča, ki so ležali ob prelomu Grüber, kakor tudi tektonski stik med karbonskimi skrilavci in triasnimi karbonatnimi kamninami. Sodimo, da je prinašala tudi spojine, iz katerih so nato v vezivu rudne breče nastajali dolomit, organska snov, cinabarit, kremen, pirit in kaolinit (?). Vprašanje je, če se je to dogajalo tedaj, ko je idrijsko rudišče potovalo za okrog 30 km od severa proti jugu, ali šele takrat, ko je že prispelo na sedanje mesto. Pri tem ne gre prezreti dejstva, da je danes del rudnega telesa Grüber, ki smo ga raziskovali, na nadmorski višini +39 m, torej okrog 300 m pod površjem.

Podana razlaga nastanka veziva rudne breče je vsekakor nenavadna in zbuja dvome v njeno verodostojnost. A v resnici obstajajo dokazi za to, da je bilo rudno telo Grüber v nekem časovnem obdobju res v območju prenicajoče, celo pretekajoče se podtalnice in da so se takrat premeščale posamezne sestavine orudnih spodneskit-skih skladov. Dokaze smo našli predvsem v kolikor toliko ohranjeni votlini v boku rova Priprava 2. Stena votline je bila tapecirana z belimi dolomitnimi zrni, ki so bili na površini skorje lepo oblikovani. Na njih so zrastle kristalčki kremenca, odložila se

je organska snov, nastali pa so tudi kristali in kristalni zraščenci cinabarita. Zaradi tektonskih premikov so se kosi in koščki stene votline odkrušili, prav tako pa so se odkrušili tudi cinabaritni kristali in njegovi zraščenci.

Pomembno je, da smo našli v srednje- in drobnozrnati usedlini z dna votline zaobljene kose in koščke stene votline z obrušeni dolomitnimi in kremenovimi zrni ter s skoraj povsem obrušeni cinabaritnimi kristali in njihovimi zraščenci. Poleg tega smo našli v njej 12 bolj ali manj zaobljenih, obrušeni cinabaritnih oblic – nekdanjih koščkov cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev –, velikih od 6 do 17 mm, in več kot sto obrušeni ter bolj ali manj zaobljenih cinabaritnih zrn s premeri do 1,5 mm – nekdanjih drobcev cinabaritnih kristalov in njihovih zraščencev. Brušenje je potekalo »in situ«, kar dokazuje dejstvo, da so sicer lepo razvita dolomitna zrna, ki so tapecirala steno votline, ter cinabaritni kristali in njihovi zraščenci v srednjem, zlasti pa v spodnjem delu votline prav tako obrušeni. V to votlino, ki je bila zagotovo del večje, je torej morala pritekati podtalnica, in to kar s precejšnjo močjo!

Končno se moramo zadržati še pri porudni mobilizaciji cinabarita, barita in kremenca, kajti podatki naše študije so nas privedli na misel, da vezivo rudne breče ni nastalo iz ascendentnih raztopin, temveč precej pozneje iz podtalnice. To pa je težko dokazati, zlasti pri rudnem telesu Grüberl, kjer je prvotno orudjenje nastalo v epigenetskih procesih. Prav kriteriji za ločenje prvotnih in drugotnih porudnih mineralov pa so zelo subtilni.

Toda če upoštevamo ugotovitve, do katerih smo prišli v nekaterih slovenskih rudiščih, potem moramo zapisati, da so bili npr. v diagenetskem bakrovem rudišču Škofje in v prav tako diagenetskem uranovem rudišču Žirovski vrh resnično mobilizirani kremen, karbonati in sulfidi, med njimi tudi pirit, saj najdemo kremenove in kremenovo-karbonatne žilice in žile v rudnih telesih, ki so nastala v času diageneze. Ne smemo pozabiti tudi primerov iz Idrije. V singenetsko orudjenih plasteh skonca ter v orudjenih tufih in tufitih, ki jih prekrivajo, smo našli žilice, ki vsebujejo kremen in cinabarit, pa tudi kalcit in organsko snov (Mlakar & Drovenik, 1971; Drovenik, 1983).

Čvrste dokaze za to, da je cinabarit nastal v rudnem telesu Grüberl tudi iz podtalnice, smo dobili prav pri preučevanju votline, ki smo jo našli v boku rova. Na obrušeni dolomitnih zrnih dveh rudnih kovov smo namreč našli po en zelo lepo razvit cinabaritni kristal z značilnim romboedriskim habitusom in s številnimi vicinalnimi ploskvicami na posameznih kristalnih ploskvah. Kristala, velika 2 in 4 mm, nista kazala nobenih sledov brušenja niti nista bila kako drugače prizadeta. Manjše, prav tako nepoškodovane cinabaritne kristalčke smo našli tudi na obrušeni dolomitnih zrnih nekaterih drugih koščkov. To pa še ni vse! Po en zraščene cinabaritnih kristalčkov velikosti 1,5 oziroma 2 mm smo našli tudi na dveh večjih cinabaritnih oblicah; posamezni kristalčki so bili povsem ohranjeni. To pa pomeni, da so omenjeni kristalčki in kristalni zraščenci cinabarita nastali šele po brušenju odkrušeni kovov in koščkov stene votline. Izločali so se lahko le iz prisotne podtalnice.

Iz literature povzemamo, da je topnost cinabarita v vodni raztopini pri normalni temperaturi zelo majhna, med sulfidi skoraj najmanjša, saj je njegov topnostni produkt komaj $4 \cdot 10^{-53} \text{ mol}^2 \text{ dm}^{-6}$. Zato se na prvi pogled zdi mobilizacija tega minerala s podtalnico malo verjetna. Toda upoštevati moramo zelo pomemben geološki parameter – čas! Če se je začelo dvigati idrijsko rudišče iz globine proti površju v mlajšem terciarju, potem je bilo za nastanek cinabaritnih kristalov in zraščencev in seveda tudi celotnega veziva rudne breče na razpolago vsaj nekaj zadnjih milijonov let.

Nadalje se moramo nekoliko zadržati pri baritu, ki sestavlja skorjo na enem izmed obrušenihih koščkov rude, v posameznih kristalčkih in zraščencih pa smo ga našli tudi v usedlini z dna votline. V obeh primerih gre za dva različka, ki sta prav gotovo nastala iz podtalnice. Starejši kristalčki so beli, neprozorni, povsem izkristalizirani, toda nekoliko obrušeni. Mlajši imajo steklen sijaj, so povsem prozorni, nekoliko porozni, vendar povsem ohranjeni. To pomeni, da je pretekajoča podtalnica nekoliko prizadela baritne kristalčke starejše, ne pa več kristalčkov mlajše generacije.

Na prvi pogled predstavlja barit mineraloško posebnost. Toda zapisati moramo, da ga je našel Schrauf (1891) že skoraj pred sto leti tako v Jožefovi (SW del rudišča) kot v Terezijini jami (NW del rudišča). V obeh jamah so bili njegovi kristalčki ploščati. V Terezijini jami so dosegli velikost 2 cm in so bili debeli do 3 mm, v Jožefovi jami, kjer so bili beli do prozorni, pa so dosegli velikost 5 mm. V Terezijini jami jih je našel v jalovi prikamenini in naj bi predstavljali zelo star pojav. V Jožefovi jami pa so bili v vezivu breče in sta jih spremljala cinabarit in metacinabarit. Na enem izmed baritnih kristalčkov je Schrauf našel metacinabarit, na drugem pa polokroglo vdolbinico, ki je bila še delno zapolnjena s tem mineralom. Sodil je, da je starostna razlika med tema dvema mineraloma zelo majhna. Pred kratkim je Guduričeva (1988) našla barit v enem izmed piritnih gomoljev v orudenem karbonskem skrilavcu.

Verjetno je barit v idrijski jami bolj razširjen, kot smo to do sedaj mislili. Lahko da je nastal že med živosrebrovim orudjenjem in je bil pozneje mobiliziran. Če so njegovi kristali beli, majhni in nimajo posebno izrazitega ploščatega habitusa, jih je zlasti v jami težko ločiti od dolomita ali kalcita. Priznati moramo, da smo imeli baritno skorjo na prej opisanem zaobljenem rudnem koščku najprej za dolomitno in šele pod binokularnim mikroskopom smo ugotovili, da gre za barijev sulfat.

Podobno kot mlajši baritni kristalčki, so tudi kremenovi kristalčki, ki smo jih prav tako našli v usedlini, povsem ohranjeni. Eden je zrastel celo na obrušeni cinabaritnem zrnju. Mlajši baritni in kremenovi kristalčki so po našem mnenju najmlajše kristalne tvorbe v rudnem telesu Grüberl.

O izotopski sestavi žvepla, kisika in ogljika

Zbrani vzorci iz rudnega telesa Grüberl so nudili priliko, da preučimo izotopsko sestavo žvepla v cinabaritu ter kisika in ogljika v dolomitu, ki gradi skorje, srednji del veziva ter kose in koščke spodnjeskitskega dolomita rudne in dolomitne breče. Masnospektrometrično smo analizirali 9 cinabaritnih in 42 karbonatnih vzorcev.

Poglejmo najprej, kakšno izotopsko sestavo ima žveplo v cinabaritnih vzorcih.

Kot smo že večkrat zapisali, merimo izotopsko sestavo sulfidnega žvepla na masnem spektrometru kot SO_2 . Zato vzorce kvantitativno oksidiramo z različnimi oksidanti pri temperaturi okrog 800°C . Postopek je za monomineralne sulfidne vzorce razmeroma preprost, saj moremo nato na čistem bakru reducirati le sorazmerno majhno količino SO_3 , ki nastane poleg SO_2 .

Za cinabarit pa ta postopek ni uporaben, saj sublimira že pri nekaj sto stopinjah in zato zgoraj opisana reakcija ne teče. Iz cinabarita smo zategadelj do sedaj pripravljali SO_2 tako, da smo žveplo najprej vezali s srebrom v Ag_2S in ga šele nato oksidirali.

Žveplo vzorcev cinabarita, ki smo jih analizirali v okviru te študije, pa smo pripravili po novem postopku. Skupaj z oksidanti ($\text{O}_2 + \text{CuO}$) smo vsak vzorec posebej postavili v evakuiranem sistemu med dve pomični peči in ga nato približno 20 minut sežigali pri temperaturi okrog 400°C . Pri tem smo dobili poleg SO_2 tudi okrog 50 %

SO₃, ki smo ga nato na bakreni žici reducirali v SO₂. Ta postopek se je pokazal kot zelo ugoden tudi pri analizi vzorcev, ki so poleg cinabarita vsebovali še dolomit, in sicer zato, ker je temperatura 400 °C prenizka za razkroj tega karbonata. Tako smo dobili zelo čist SO₂, kar je tudi pogoj za dobre masnospektrometrične meritve. Kako so le-te nato potekale, smo že večkrat razložili. Dodajmo še to, da je bil vsak vzorec v povprečju pripravljen in merjen trikrat, tako da je natančnost meritev glede na standard (troilit iz Canyon Diabla) ±0,2 ‰.

Podatki masnospektrometrične analize povedo (tabela 1), da ima žveplo cinabarita razmeroma homogeno sestavo, saj se giblje δ³⁴S le od -7,57 ‰ do -4,35 ‰, torej v razponu, ki znaša komaj dobre 3 ‰, pri tem ko je srednja vrednost -5,2 ‰. Omenimo, da ima žveplo cinabarita, ki je nastal v spodnjeskitskem dolomitu pri metasomatskih procesih, vrednost δ³⁴S -7,57 ‰, dva vzorca drobnozrnatega cinabarita, ki je nastal v srednjem delu veziva iz koloidne in ionske raztopine, pa -7,20 ‰ in -4,45 ‰. Za šest vzorcev, ki predstavljajo drobce cinabaritnih zraščencev iz srednjega dela veziva oziroma iz usedline in cinabaritno oblico pa smo ugotovili, da se giblje δ³⁴S od -5,55 ‰ do -4,35 ‰; srednja vrednost je -4,92 ‰ in razpon komaj 1,2 ‰. Ali je morda tako skladna izotopska sestava žvepla posledica homogenizacije med mobilizacijo?

Navedeni podatki so prvi sistematično zbrani za nemaravano obsežnejšo študijo o izotopski sestavi žvepla sulfidov v idrijskem rudišču. Dosedanje raziskave so namreč temeljile na naključno vzetih vzorcih in dajejo le splošno oceno. Raziskave Ozerove in njenih sodelavcev (1973) povedo, da se vrednost δ³⁴S v 11 vzorcih cinabarita spreminja od -5,5 ‰ do +8,6 ‰, pri čemer je srednja vrednost -1,1 ‰ in razpon okrog 14 ‰. Naše raziskave (Drovenik et al., 1976) pa so pokazale, da se giblje δ³⁴S za ta mineral v 7 vzorcih od -7,57 ‰ do +7,46 ‰, torej v razponu okrog 15 ‰, pri čemer je srednja vrednost -2 ‰. V rudnem telesu Grüberl ima torej žveplo cinabarita precej bolj homogeno sestavo, kot je bilo to do sedaj ugotovljeno za idrijsko rudišče; zlasti to velja za cinabarit iz srednjega dela veziva.

Vzorci za masnospektrometrično analizo izotopske sestave kisika in ogljika (v tankih skorjah smo jih jemali z zobnim svedrom), smo raztopili v 100 % fosforjevi kislini pri temperaturi 50 ± 0,5 °C. Pri reakciji kisline z dolomitom nastalemu CO₂ smo nato izmerili izotopsko sestavo kisika in ogljika. Rezultate podajamo v tabeli 2 kot relativne vrednosti δ¹⁸O in δ¹³C, izražene v promilih glede na standard SMOW in PDB. Napaka meritev je za oba parametra manjša od ±0,1 ‰. Grafično smo prikazali vrednosti δ¹⁸O ‰ in δ¹³C ‰ na sl. 18.

Analiza izotopske sestave kisika in ogljika pove, da je dolomit iz dolomitnih kosov rudne in dolomitne breče izotopsko nekoliko spremenjen. Njegov δ¹⁸O se namreč giblje od +23,25 ‰ do +26,40 ‰, medtem ko niha δ¹³C od -0,98 ‰ do +1,64 ‰. Dobljene vrednosti za oba parametra so namreč nekoliko manjše od podobnih vrednosti za večino mezozojskih karbonatnih kamnin v Sloveniji (Dolenec et al., 1985).

Na podlagi dobljenih podatkov sklepamo, da so povzročile raztopine, ki so pronicale skozi zdrobljeno rudo ob prelomu Grüberl, manjše izotopske spremembe kisika in ogljika v kosih spodnjeskitskega dolomita.

V primerjavi z dolomitom iz rudne in dolomitne breče je dolomit njunega veziva obogaten tako z lahkim kisikovim kot tudi z lahkim ogljikovim izotopom. Njegov δ¹⁸O se namreč spreminja od +18,73 ‰ do +23,97 ‰, medtem ko niha δ¹³C od -2,49 ‰ do +0,01 ‰.

Vezivo breče sestoji iz šest skorij in iz srednjega dela. Kar zadeva skorje, moramo zapisati, da so se le redko razvile vse. Navadno so prisotne tri ali štiri. Srednji del

veziva se kaže na dva načina: ponekod gre za srednjezrnati agregat s pegasto teksturo, drugod pa za dolomitne kristale ali njihove zraščence.

Masnospektrometrično smo raziskali dolomit 1., 3. in 5. skorje in dolomit srednjega dela veziva. Analiza pove, da vsebuje dolomit 1. skorje v primerjavi z dolomitom 3. in 5. skorje sorazmerno najmanj težkega kisikovega in ogljikovega izotopa. Njegov $\delta^{18}\text{O}$ ima namreč vrednost +19,32 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ pa znaša -1,96 ‰. Nekoliko več težkega kisikovega in ogljikovega izotopa smo izmerili v dolomitu 3. skorje: $\delta^{18}\text{O}$ tega različka je namreč v območju od +19,50 ‰ do +21,78 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}\text{C}$ od -1,11 ‰ do -0,56 ‰. Še več težkega kisikovega in ogljikovega izotopa je v dolomitu, ki gradi 5. skorjo. Podatki analize kažejo, da ima $\delta^{18}\text{O}$ vrednosti od +21,85 ‰ do +23,32 ‰, pri čemer niha $\delta^{13}\text{C}$ od -0,61 ‰ do -0,14 ‰.

Dolomit srednjega dela veziva se po izotopski sestavi kisika in ogljika med seboj precej razlikuje. Najmanjša $\delta^{18}\text{O}$ in $\delta^{13}\text{C}$ sta značilna za dolomitna zrna, ki predstavljajo lepo razvite dolomitne kristale in njihove zraščence. Njihov $\delta^{18}\text{O}$ ima vrednosti zvečine v območju od +18,73 ‰ do +21,10 ‰, medtem ko se giblje $\delta^{13}\text{C}$ od -2,49 ‰ do -0,86 ‰. Izjemo predstavljajo le dolomitni kristali, ki so zrastle na 5. skorji. V primerjavi s preostalimi dolomitnimi kristali srednjega dela veziva vsebujejo le-ti precej več težkega kisikovega in ogljikovega izotopa. Njihov $\delta^{18}\text{O}$ ima namreč vrednost +23,97 ‰, $\delta^{13}\text{C}$ pa +0,01 ‰. Podobno izotopsko sestavo ima tudi dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo. Zanj je namreč značilna precejšnja obogatitev s težkim kisikovim in ogljikovim izotopom, saj ima $\delta^{18}\text{O}$ vrednosti v območju od +23,25 ‰ do +24,07 ‰, medtem ko niha $\delta^{13}\text{C}$ od -0,14 ‰ do +0,23 ‰.

V primerjavi z dolomitom omenjenih skorij lahko rečemo, da vsebujejo kristali dolomita srednjega dela veziva v dveh primerih celo več lahkega kisikovega in ogljikovega izotopa kot dolomit 1. skorje. Nadalje je zanj značilno v povprečju tudi manjši $\delta^{18}\text{O}$ in $\delta^{13}\text{C}$, kot ga kažejo dolomit 3. in 5. skorje in dolomit srednjega dela veziva s pegasto teksturo. Slednji vsebuje v povprečju največ ^{18}O in ^{13}C glede na preostali dolomit veziva breče.

Kot smo zapisali, kaže razvrstitev skorij in njihove značilnosti najverjetneje na nastanek iz pronicajoče podtalnice, saj predstavljajo neke vrste sige. Podatki o izotopski sestavi kisika in ogljika povedo, da se dolomit posameznih skorij in srednjega dela veziva razlikuje tako po vsebnosti lahkega kisikovega kot tudi lahkega ogljikovega izotopa. Pri tem je vsekakor zanimivo, da ima razmerje $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ vrednost 0,5, kar lahko razberemo iz sl. 18. Takšno razmerje in pričujoči trend sta običajno značilna za temperaturno odvisnost obeh parametrov in dokaj homogeno izotopsko sestavo kisika in ogljika v raztopini, iz katere se je izločal dolomit v hidrotermalnih rudiščih. Ta, sicer preprosta razlaga pa v našem primeru najverjetneje ne velja. Zbrani podatki namreč kažejo, da se je izločal dolomit veziva iz pronicajoče podtalnice. Sodimo, da je imela le-ta podobno izotopsko sestavo kisika in ogljika, kot jo ima današnja površinska voda na idrijskem območju. Njen $\delta^{18}\text{O}$ znaša namreč v povprečju $-9,2 \text{ ‰} \pm 0,3 \text{ ‰}$, medtem ko ima raztopljeni karbonat v vodi $\delta^{13}\text{C}$ vrednost okrog $-11,5 \text{ ‰} \pm 0,5 \text{ ‰}$ (Pezdič, neobjavljeni podatki).

Iz podtalnice s takšno izotopsko sestavo kisika in ogljika se namreč lahko izloča v temperaturnem območju med 44 in 16 °C v izotopskem ravnotežju dolomit s podobno izotopsko sestavo kisika in ogljika kot dolomit, ki sestavlja vezivo rudne breče. Navedeni temperaturni razpon smo izračunali z enačbo, ki jo navajata Dickson in Coleman (1980) in glasi:

$$R = 31,9 - 5,55 (\delta_D - \delta_V) + 0,17 (\delta_D - \delta_V)^2$$

Tabela 1. Izotopska sestava žvepla v cinabaritu iz 8. etaže 13. obzorja rudnega telesa Grüberl
 Table 1. Sulfur isotope composition of cinnabar from the 8th sublevel 13th level, Grüberl orebody

Štev. vzorca No. of sample	Mineral	O p o m b a R e m a r k	$^{32}\text{S}/^{34}\text{S}$	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$
1	Cinabarit	Zraščeneć cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva	22,317	-4,35
	Cinnabar	Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement		
2	Cinabarit	Zraščeneć cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva	22,331	-4,95
	Cinnabar	Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement		
3	Cinabarit	Oblica zraščeneć cinabaritnih kristalov iz usedline v votlini	22,337	-5,25
	Cinnabar	Pebble of aggregated cinnabar crystals from the sediment of the hole		
4	Cinabarit	Zraščeneć cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva	22,324	-4,65
	Cinnabar	Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement		
5	Cinabarit	Drobec zraščeneć cinabaritnih kristalov iz usedline v votlini	22,344	-5,55
	Cinnabar	Splinter of aggregated cinnabar crystals from the sediment of the hole		
6	Cinabarit	Zraščeneć cinabaritnih kristalov iz srednjega dela veziva	22,327	-4,81
	Cinnabar	Aggregate of cinnabar crystals from the central part of the cement		
7	Cinabarit	Drobnozrnati cinabarit iz srednjega dela veziva	22,381	-7,20
	Cinnabar	Fine-grained cinnabar from the central part of the cement		
8	Cinabarit	Drobnozrnati cinabarit iz srednjega dela veziva	22,319	-4,45
	Cinnabar	Fine-grained cinnabar from the central part of the cement		
9	Cinabarit	Drobnozrnati metasomatski cinabarit iz spodnjeskitskega dolomita	22,389	-7,57
	Cinnabar	Fine-grained metasomatic cinnabar from the Lower Scythian dolomite		

Tabela 2. Izotopska sestava kisika (% SMOW) in ogljika (% PDB) v dolomitu iz 8. etaže 13. obzorja rudnega telesa Grüber

Table 2. Oxygen (% SMOW) and carbon (% PDB) isotope variations of dolomite from the 8th sublevel, 13th level, Grüber orebody

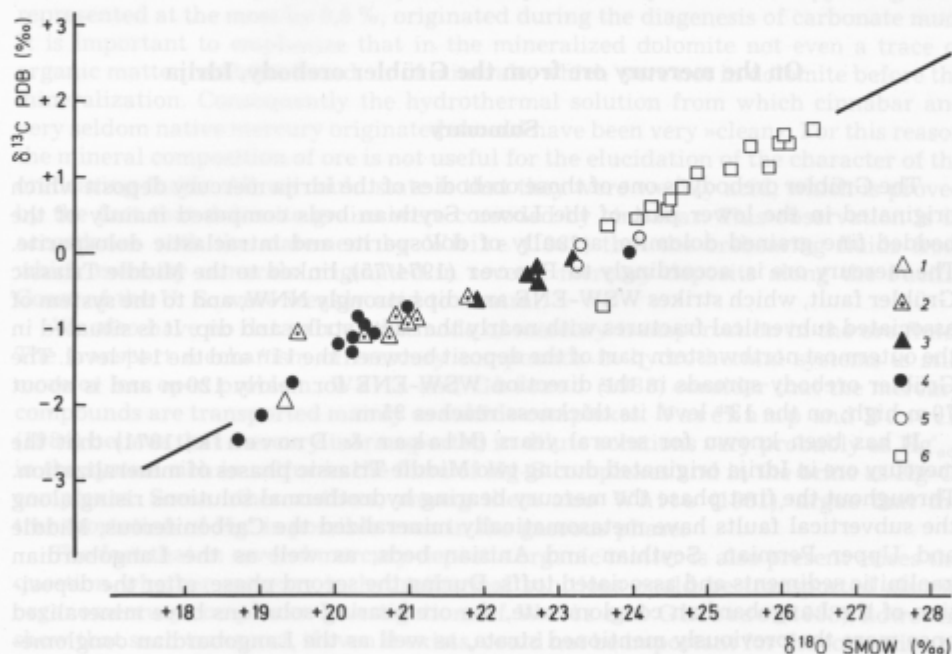
Štev. vzorca No. of sample	Mineral	O p o m b a R e m a r k	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
1a	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče	+24,46	+0,72
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the ore breccia		
1b	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče	+24,05	+0,45
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the ore breccia		
1c	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos s cinabaritnimi impregnacijami iz rudne breče	+24,40	+0,62
	Dolomite	Light grey dolomite fragment with disseminated cinnabar from the ore breccia		
1d	Dolomit	2 mm veliki dolomitni kristali z vključki cinabarita iz srednjega dela veziva	+20,05	-1,16
	Dolomite	2 mm large dolomite crystals with cinnabar inclusions from the central part of the cement		
2a	Dolomit	Beli dolomit 5. skorje	+22,69	-0,20
2b	Dolomite	White dolomite from the 5 th crust	+22,57	-0,29
	Dolomit	Beli dolomit 5. skorje		
2c	Dolomite	White dolomite from the 5 th crust	+21,78	-0,56
	Dolomit	Beli dolomit 5. skorje z vključki cinabarita		
3a	Dolomite	White dolomite with cinnabar inclusions from the 5 th crust	+20,55	-1,04
	Dolomit	2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva		
3b	Dolomite	2 mm large cinnabar crystals from the central part of the cement	+20,80	-0,86
	Dolomit	Beli dolomit 3. skorje		
3c	Dolomite	White dolomite from the 3 rd crust	+25,98	+1,48
	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče		
3d	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the ore breccia	+26,40	+1,64
	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče		
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the ore breccia		

4a	Dolomit	Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+18,73	-2,49
	Dolomite	Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		
4b	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče	+24,89	+1,09
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the ore breccia		
5	Dolomit	Rjavkasto sivi dolomit z lečami belelega dolomita in cinabarita	+24,65	+0,86
	Dolomite	Brownish grey dolomite with lenses of white dolomite and cinnabar		
6	Dolomit	Rjavkasto sivi orudeni dolomit	+23,56	-0,98
	Dolomite	Brownish grey mineralized dolomite		
7a	Dolomit	Sivi zdrobljeni dolomit	+23,64	+0,35
	Dolomite	Grey crumbled dolomite		
7b	Dolomit	Sivi zdrobljeni dolomit	+24,23	+0,63
	Dolomite	Grey crumbled dolomite		
8	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz rudne breče	+26,00	+1,51
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the ore breccia		
9	Dolomit	Beli dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo	+23,25	-0,14
	Dolomite	White dolomite from the central part of the cement with spotted structure		
10a	Dolomit	Do 3 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+20,24	-1,28
	Dolomite	Up to 3 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		
10b	Dolomit	Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+20,33	-0,83
	Dolomite	Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		
10c	Dolomit	Beli dolomit 3. skorje	+21,10	-0,86
	Dolomite	White dolomite from the 3 rd crust		
10d	Dolomit	Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+21,01	-0,73
	Dolomite	Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		
10e	Dolomit	Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+20,25	-1,13
	Dolomite	Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		

Table 2. Oxygen (‰ SMOW) and carbon (‰ PDB) isotope variations of dolomite from the 8th

No. of sample	Dolomite	Description	δ ¹⁸ O (‰ SMOW)	δ ¹³ C (‰ PDB)
10f	Dolomit	Beli dolomit 3. skorje	+20,39	-1,04
	Dolomite	White dolomite of the 3 rd crust		
10g	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče	+25,82	+1,10
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia		
10h	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče	+25,51	+1,39
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia		
11a	Dolomit	1,5 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+19,03	-2,13
	Dolomite	1,5 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		
11b	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče	+26,00	+1,49
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia		
12	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče	+25,27	+1,14
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the dolomite breccia		
13a	Dolomit	Do 3 mm veliki dolomitni kristali zrastle na 5. skorji	+23,97	+0,01
	Dolomite	Up to 3 mm large dolomite crystals grown up on the 5 th crust		
13b	Dolomit	Beli dolomit 5. skorje	+21,85	-0,61
	Dolomite	White dolomite of the 5 th crust		
24	Dolomit	Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+20,38	-0,92
	Dolomite	Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		
25	Dolomit	Beli dolomit 1. skorje	+19,32	-1,96
	Dolomite	White dolomite of the 1 st crust		
50	Dolomit	Beli dolomit 3. skorje	+19,50	-1,02
	Dolomite	White dolomite of the 3 rd crust		
50a	Dolomit	Beli dolomit 5. skorje	+23,32	-0,14
	Dolomite	White dolomite of the 5 th crust		
101	Dolomit	Do 2 mm veliki dolomitni kristali iz srednjega dela veziva	+19,45	-1,70
	Dolomite	Up to 2 mm large dolomite crystals from the central part of the cement		
30	Dolomit	Svetlo sivi dolomitni kos iz dolomitne breče	+25,40	+1,44
	Dolomite	Light grey dolomite fragment from the ore breccia		

102a	Dolomit	Beli dolomit 3. skorje	+20,75	-1,11
	Dolomite	White dolomite of the 3 rd crust		
102b	Dolomit	Beli dolomit 5. skorje	+22,77	-0,37
	Dolomite	White dolomite of the 5 th crust		
103	Dolomit	Beli dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo	+23,27	-0,11
	Dolomite	White dolomite from the central part of the cement with spotted structure		
104	Dolomit	Beli dolomit iz srednjega dela veziva s pegasto teksturo	+24,07	+0,23
	Dolomite	White dolomite from the central part of the cement with spotted structure		
105	Dolomit	Beli dolomit 3. skorje	+21,00	-0,90
	Dolomite	White dolomite of the 3 rd crust		



Sl. 18. Grafični prikaz vrednosti $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ in $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ za različne vrste dolomita: 1 – dolomit 1. skorje; 2 – dolomit 3. skorje; 3 – dolomit 5. skorje; 4 – dolomit srednjega dela veziva s pegasto teksturo; 5 – dolomitni kristali iz srednjega dela veziva; 6 – dolomitni kosi iz rudne breče

Fig. 18. Plot of $\delta^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ vs. $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SMOW})}$ showing data for different varieties of dolomite: 1 – dolomite of the 1st crust; 2 – dolomite of the 3rd crust; 3 – dolomite of the 5th crust; 4 dolomite of the central part of cement with spotted structure; 5 – dolomite crystals of the central part of cement; 6 – dolomitic fragments from the ore breccia

V enačbi predstavlja δ_D izotopsko sestavo kisika v dolomitu in δ_V izotopsko sestavo kisika v vodi. Oba parametra morata biti merjena na isti standard.

Če postavimo, da se je izločal dolomit v izotopskem ravnotežju s kisikom in ogljikom iz pronicajoče podtalnice, si lahko razložimo razlike v izotopski sestavi posameznih skorij kot posledico postopnega padanja njene temperature. Menimo, da se je izločal dolomit bogatejši z lahkim kisikovim in ogljikovim izotopom v sorazmerno večji globini, kjer je bila temperatura zaradi geotermičnega gradienta večja kot v neposredni bližini površja, kjer naj bi zaradi nižje temperature nastali različki, obogateni s težkima izotopoma. To pomeni, da se je lahko pričelo vezivo rudne breče izločati že med dviganjem rudnega telesa proti površju. Najprej naj bi nastala 1. nato 3. in nazadnje 5. skorja. Za dolomite 2., 4. in 6. skorje nimamo podatkov o izotopski sestavi kisika in ogljika. Iz nadrobnih opisov pa vemo, da so te tri skorje mlajše od prej navedenih.

Ko je rudno telo doseglo neposredno bližino površja, je iz podtalnice začel nastajati dolomit srednjega dela veziva. Potem ko se je izločil dolomit v vezivu s pegasto teksturo, je postala podtalnica bogatejša z lahkim kisikovim in ogljikovim izotopom (morda zaradi klimatskih sprememb – hladnejše obdobje?) in iz nje so nadalje kristalizirali lepo razviti dolomitni kristali in njihovi zraščenci.

On the mercury ore from the Grüber orebody, Idrija

Summary

The Grüber orebody is one of those orebodies of the Idrija mercury deposit which originated in the lower part of the Lower Scythian beds composed mainly of the bedded fine grained dolomite, actually of dolosparite and intraclastic dolosparite. The mercury ore is, accordingly to Placer (1974/75), linked to the Middle Triassic Grüber fault, which strikes WSW-ENE and dips strongly NNW, and to the system of associated subvertical fractures with nearly the same strike and dip. It is situated in the outermost northwestern part of the deposit between the 11th and the 14th level. The Grüber orebody spreads in the direction WSW-ENE for nearly 120 m and is about 70 m high; on the 13th level its thickness reaches 35 m.

It has been known for several years (Mlakar & Drovenik, 1971) that the mercury ore in Idrija originated during two Middle Triassic phases of mineralization. Throughout the first phase the mercury bearing hydrothermal solutions rising along the subvertical faults have metasomatically mineralized the Carboniferous, Middle and Upper Permian, Scythian and Anisian beds, as well as the Langobardian kaolinitic sediments and associated tuffs. During the second phase, after the deposition of the Langobardian conglomerate, the ore bearing solutions have mineralized once more the previously mentioned strata, as well as the Langobardian conglomerate, and issued into the sedimentary basin. Syngenetic mercury ore originated in the Skonca sediments and in tuffs and tuffites which have been just deposited at that time.

Whith which of the two phases the ore of the Grüber orebody might be associated is accordingly to data collected up to now not possible to explain. In any case it should be stated that the cinnabar is practically the only mercury mineral. Native mercury could be found here and there, but only in traces. Mercury ore shows impregnations of cinnabar, and is of massive, network and brecciated structure. The

low-grade mercury ore in which the cinnabar is dispersed in dolomite, as well as the relatively high grade mercury ore with massive texture originated mainly by metasomatic processes. The mineralization started with deposition of cinnabar in pores and along the contact of dolomite grains. In such a way originated impregnations and intergranular films which have progressively grown. The ore bearing solution has in some places intensively dissolved dolomite and in this way the mercury ore with massive structure originated. In the intraclastic dolosparite the cinnabar has crystallized mainly in a somewhat more porous dolomitic cement between intraclasts.

Beside cinnabar and dolomite the metasomatic ore comprises in variable, but usually lesser quantities also quartz, clay minerals and pyrite. Quartz occurs in detrital grains. Their amount changes from sample to sample, but they are in individual specimens quite uniformly distributed. Quartz grains show here and there crystal faces and in some places replace dolomite grains, a phenomenon related to diagenesis. No quartz grains which could be connected with mercury mineralization have been found. Clay minerals occurring in the interstices between dolomite grains were largely removed during the preparation of polished sections. X-ray diffraction analysis indicate (Čar et al., 1989) that kaolinite and illite are present in the Lower Scythian sedimentary rocks. Tiny, relatively uniformly distributed pyrite grains, represented at the most by 0,5 %, originated during the diagenesis of carbonate mud. It is important to emphasize that in the mineralized dolomite not even a trace of organic matter has been found, or of minerals, which were not in dolomite before the mineralization. Consequently the hydrothermal solution from which cinnabar and very seldom native mercury originated should have been very »clean«. For this reason the mineral composition of ore is not useful for the elucidation of the character of the orebearing fluids. All we could state is that they were weakly acid, which is proved by the fact that dolomite grains were corroded by cinnabar. This observation is in accordance with the statement by White (1981) that the orebearing fluids from which mercury minerals originated in several mercury deposits along the Pacific Coast of the U. S. were weakly acid to neutral.

We also have no data about the mode of mercury transportation in the ore fluid. The transport mechanism of mercury compounds in hydrothermal systems is still more or less open problem. Wells and Ghiorso (1988) consider that the mercury compounds are transported mainly as sulfide complexes. Varekamp and Buseck (1984) believe that mercury is transported in dilute solutions very probably as Hg_{aq}^{2+} in the system rich in sulfur in the form of Hg-S complexes and in the brine as Hg-Cl complexes. Some other authors, among them also White (1981), argue that the transportation of Hg^0 is possible even in the gaseous phase.

The fact that in several mercury deposits organic matter is also present arises the question whether mercury in hydrothermal solutions could be transported also in organomercury complexes. Investigations of Wells and Ghiorso (1988), however, show that such transport, if even it exists, could not be important for the formation of mercury ores. Organomercury complexes can dominate only in oxidized waters in which most sulfur exists as sulfate, not sulfide. In the reachable publications concerning mercury deposits we unfortunately could not find any informations about the mutual relationship of cinnabar and organic matter.

Placer (1974/75) has already pointed to the fact that cinnabar occurs also in dolomite veinlets, as well as in the dolomite cement of the ore breccia, where in addition organic matter is present too. In the frame of the present study particularly the cement of the mentioned breccia was closely examined. It is normally 2 mm to 2 cm

thick, but attains in some cases even 5 cm. Six crusts and the central part of the cement have been identified. The crusts could be distinguished by their colour, composition and thickness. Present are usually three or four crusts, while others are lacking. The first crust covers directly the fragments of mineralized or barren dolomite, and the others follow toward the center of cement, or toward the vug.

For the first, third and the fifth crust is macroscopically significant their white colour, and microscopically the prevailing anhedral and subhedral dolomite grains, rare cinnabar and quartz, as well as traces of pyrite and organic matter. On the surface of the first crust are well developed dolomite grains in polar arrangement, that means oriented toward the central part of the cement. But on surfaces of both the third and the fifth crust the dolomite grains are in bipolar arrangement: on one surface they point toward the first crust and on the other surfaces to the central part of the cement. The first and the third, as well as the third and the fifth crust are here and there grown together. In such cases the second and the fourth crust are lacking.

Taking into account the unusual textural relationship, the second crust is younger than first, as well as the third, the fourth crust is younger than the third and the fifth, and the sixth crust is younger than the fifth crust and the central part of the cement.

The second, the fourth and the sixth crust are macroscopically dark grey, nearly black and quite irregularly developed. The second and the fourth crust are of surprisingly similar composition. In both predominate anhedral and subhedral dolomite grains, but relatively often are present organic matter and cinnabar; pyrite occurs only in traces. The most interesting is the appearance of organic matter. It has been deposited from the solution before the bordering dolomite grains of the adjacent crusts have ceased to crystallize. Organic matter is namely included in the peripheral part of dolomite grains, parallel to rhombohedron faces, belonging to the first, third and fifth crust. Organic matter in addition exhibits coatings of mentioned dolomite grains and fills up interstices between the dolomite grains of the second, as well as of the fourth crust. Solution from which it was deposited has dissolved dolomite – organic matter namely distinctly replaces carbonate grains. The patches of organic matter are peppered by tiny cinnabar grains. Here and there very thin cinnabar crusts alternate with crusts of organic matter. In all these cases organic matter, as well as cinnabar, were deposited from colloidal solution. The content of discernible cinnabar in individual patches of organic matter is variable and oscillates between 5 and 30%. The character of ore fluids has changed afterwards, and from colloidal solution only cinnabar was deposited. Finally this mineral crystallized from ionic solution.

Also in the sixth crust the dolomite is associated with organic matter which, however, is free of cinnabar. Here and there crystallized pyrite and then quartz which is the most common mineral in the sixth crust. The youngest is cinnabar, often in quite well developed metacrysts, commonly including corroded remnants of earlier minerals.

The central part of the cement occurs in two manners. In some places it appears as medium grained matrix with spotted structure. The matrix consists mainly of anhedral dolomite grains including also organic matter and cinnabar. After dolomite from colloidal solution organic matter and cinnabar were deposited; reniform or globular organic matter-cinnabar aggregates show quite often shrinkage cracks. Internal colloidal textures are even better perceived than in the second or in the fourth crust. Afterwards cinnabar alone has crystallized, first from colloidal and later from ionic solution.

In the second case on one of the mentioned crust, or even on the fragment of mineralized or barren dolomite, crystallized white dolomite grains, first anhedral and subhedral, and later in well developed crystals. They served as substratum on which all younger components were later deposited – frequently well developed cinnabar crystals and their aggregates, quartz, organic matter, kaolinite (?), and finally tiny transparent dolomite crystals. It is of interest to note that organic matter does not include even a trace of cinnabar.

The origin of the cement is rather difficult to explain trustworthy.

Taking into account the hydrothermal provenance of the Idrija mercury deposit the most simple explanation would be to derive the cement of the breccia from the ascending ore bearing solutions. But in such a case the crystals would grow progressively from the wall of the fragment to the central part of the cement. If the crusts occur, they would be formed successively: on the fragment originated first the oldest crust and then the younger ones, one after another.

In our case such a regularity does not exist – the second crust is younger than the third, the fourth younger than the fifth and the sixth is younger than the central part of the cement. Beside this the third and the fifth crust show quite often bipolarity of dolomite grains occurring on both surfaces. This means that very well developed dolomite grains point on the first surface toward the fragment, and on the second they are facing the central part of the cement.

Such particularities of the crust speak, in our opinion, in favour of the fact that they originated in open spaces from the percolating subsurface water – they very probably represent a kind of carbonate sinter. In this connection it is useful to remember the specimen in which the fifth crust was not covered by the sixth one. The free surface of this crust shows warty and crested overgrowth, which »hang« in the same direction. It should be pointed to the fact that on their upper surfaces occur dark grey coatings of fine grained dolomite, organic matter and cinnabar. Such coatings may hardly originate from ascendent fluids, but could be formed rather under influence of gravity from the percolating underground water.

Further arises also the question about the organic matter which occurs in some sedimentary rocks as well as in several orebodies of the Idrija deposit.

Dickson and Tunell (1968), White (1981), Varekamp and Buseck (1984), and also Wells and Ghiorso (1988) have demonstrated that organic matter appears in numerous mercury deposits of the Pacific Range of the United States. Writers which have intimately studied those deposits agree with the hypothesis that the mercury was mobilized together with organic matter from the underlying sedimentary or metasedimentary rocks. But in the reachable bibliography informations about mutual relationship organic matter-cinnabar in those deposits are scarce and could not be useful for our case.

Organic matter occurs namely, as we have already stated, also in the Grüber orebody. It is significant, however, that it could not be found in metasomatic ore, but occurs in veinlets and cement of the breccia, often associated with cinnabar. Considering the textures observable under the ore microscope it should be mentioned that in the second and the fourth crust, as well as in the central part of the cement organic matter and cinnabar precipitated often also from the same colloidal solution.

Recently Wells and Ghiorso (1988) have demonstrated that the organomercury complexes are unstable under reducing condition typical of hydrothermal systems, but they could be important in water relatively enriched in oxygen. Consequently, organic matter and cinnabar in the Grüber orebody may not originate from ascen-

ding fluids, but from descending solutions. This assumption may support our hypothesis that the crusts, as well as the central part of the cement, originated during the time when this part of the deposit was devoid of stagnant subsurface water. The cement of breccia could therefore not originate during the Middle Triassic mineralization, because the Lower Scythian beds were at that stage about 400 m below the surface of the sedimentary basin, and therefore certainly charged by motionless subsurface water, and also not during the time, when the deposit subsided in the deeper part of the geologic structure.

The appropriate conditions for the formation of the cement of breccia have arisen not earlier than during the retrograde epigenesis when the Alpidic orogeny lifted up the deposit toward the surface. At least for some time the Grüber orebody has to be above the level of stagnant subsurface water. The percolating subsurface water may have used tectonically disturbed parts of sedimentary beds lying close to the Grüber fault. The question is if all this happened when the deposit was moved from north to the south for about 30 km, or after it has reached the present position. It is nevertheless interesting to note that the part of the Grüber orebody we have investigated in the frame of this study is situated on the level +39 m, thus about 300 m below the surface (Idrija is located at the 330 m above the sea level).

The presented interpretation of the origin of the cement of the breccia may sound unusual and may arise doubts about its reliability. But it is necessary to state that there exists truthful evidence for the statement that the Grüber orebody was at least for short period of time indeed in the realm of the percolating, even more, of streaming subsurface water, and that during this time also ore and gangue minerals were mobilized.

The drift Priprava No. 2 has namely cut several cavities and holes made by dissolution of mineralized Lower Scythian carbonate rocks by streaming of subsurface water. Many of these cavities have been destroyed during the excavation of the drift, but some remained more or less preserved. One of them was especially interesting. The cavity was "upholstered" with the crust of white medium grained dolomite with crystals on the surface. On this crust have grown here and there well developed quartz and cinnabar crystals and aggregates; quartz crystals reach some millimeter, the cinnabar crystals even several millimetres in diameter.

The tectonic activity broke of fragments of the wall, consequently of the mineralized rock covered on one side by white dolomite crust with accreted quartz and cinnabar crystals and aggregates, as well as cinnabar crystals and aggregates. In the fine and medium grained material at the bottom of the hole have been found several ground fragment of the wall up to 5 cm large. Their edges were well rounded, the dolomite grains of the crust as well as quartz crystals, cinnabar crystals and their aggregates strongly ground. Beside this, 12 ground cinnabar pebbles, quite well rounded splinters of cinnabar crystals and their aggregates with diameters between 6 and 17 mm, as well as more than 100 cinnabar granules – ground splinters of cinnabar crystals – with diameters less than 1,5 mm have been found in the mentioned material. The grinding went on "in situ", which is proved by the fact that the dolomite, cinnabar and quartz grains belonging to the crust wall of the hole have been also ground in the middle and particularly in the lower part of the hole. All this argues that in a certain time period a quite strong current of subsurface water has attained the cavity.

Now a few words concerning the subsequent mobilization of cinnabar, barite and quartz. The data collected in the frame of the study suggest that the cement of

breccia, as well as the crust of cavities and holes very probably did not originate from the ascending ore fluids, but later due to the action of the percolating subsurface water. This hypothesis is difficult to demonstrate, especially in the case of the Grüberl orebody in which the primary ore originated by epigenetic processes. The determination criteria of primary or subsequent origin of minerals are namely quite subtle.

In this connection it is necessary to remind that in several Slovenian deposits ore and gangue minerals were doubtlessly mobilized during the retrograde epigenesis, as for instance in the diagenetic copper deposit Škofje, in the diagenetic uranium deposit Žirovski vrh, as well as in the syn-diagenetic deposit Topla. It must be also born in the mind that quartz, cinnabar, calcite and organic matter were mobilized in Skonca beds, as well as quartz and cinnabar in overlaying tuff in the Idrija deposit. They occur in veinlets crosscutting the syngenetic mercury ore.

Let us first consider the mobilization of cinnabar in the Grüberl orebody. Trustworthy evidence for the statement that this ore mineral originated also from the subsurface water was obtained by the investigation of the mentioned hole in the drift Priprava 2. On the ground dolomite grains belonging to the crust which partly covered two rounded fragments of wallrock, laying in the fine and medium grained material of the hole, have been found on each one very well developed cinnabar crystal with typical rhombohedral habit, having diameters of 2 and 4 mm. They do not show even a trace of abrasion. Furthermore! Each one aggregate of well developed cinnabar crystals with diameter 1,5 mm respectively 2 mm have been found on two ground cinnabar pebbles; individual crystals are completely free of any damage. This means that the cinnabar crystals and their aggregates crystallized after the grinding of wall rock fragments and cinnabar fragments under the action of subsurface water.

The solubility of cinnabar in water at normal temperature is very low – almost the lowest among all sulfides. The solubility product of cinnabar is only $4 \cdot 10^{-53} \text{ mol}^2 \text{ dm}^{-6}$. Therefore it could be assumed that its mobilization is practically impossible. But one of the most important geologic factors – the time should not to be overlooked. If the uplift of the deposit from the deeper part of the geologic structure toward the surface started in the beginning of the Upper Tertiary, then for the origin of the cement of breccia as well as for mobilization of cinnabar at least the last 5 to 10 millions of years were available.

Some words about barite of the coating on one of the rounded fragments where it has crystallized on the ground dolomite grains, but occurs also in individual crystals and their aggregates in the material of the hole. In both cases two barite generations are present. The older occurs in white, troubled platy crystals with diameter up to 2 mm; crystals are somewhat ground on edges. The younger generation is represented by transparent colourless crystals of the same habit, but porous to some degree, which means they are not completely crystallized. They show no trace of damage. This indicates that the streaming subsurface water has damaged the older crystals but not the younger ones. Barite in Idrija is a mineralogical rarity. But it is necessary to state that it was found almost 100 years ago by Schrauf in Josef as well as in the Theresia section. Barite crystals exhibit in both sections a tabular habit. Fine grained barite was found two years ago by Gudurić in mineralized Carboniferous shales. It seems that barite is more frequent that it was believed before. If its crystals are small and white, and not of a distinct platy habit, especially underground they are hardly discernible from dolomite and calcite, and therefore easily overlooked.

In the material of the mentioned hole were found also more than 200 entirely

transparent quartz crystals and aggregates. Prevailing are individual crystals with a typical prismatic habit; aggregates are composed mostly of 5 to 15 crystals. No quartz crystal shows any damage. One quartz crystal has grown even on the rounded cinnabar granule.

Considering the characteristics of the individual components found in the material of the hole it seems most plausible that the second generation of barite and the just described quartz crystals are the youngest minerals of the Grüber orebody. They crystallized after the final retreat of the streaming subsurface water.

The mass spectrometric analyses of 9 cinnabar samples demonstrated a quite homogeneous sulfur isotope composition; $\delta^{34}\text{S}$ varies only from $-7,57\text{‰}$ to $-4,35\text{‰}$, thus in the spread of about 3‰ . The mean value amounts to $-5,2\text{‰}$. The $\delta^{34}\text{S}$ value of cinnabar sulfur which originated in the Lower Scythian dolomite by metasomatic processes is $-7,57\text{‰}$, and of two cinnabar samples which crystallized from colloidal and ionic solution are $-7,20\text{‰}$ and $-4,45\text{‰}$. For six samples represented by splinters of individual cinnabar crystals or their aggregates from the cement, as well as for one ground cinnabar pebble from the material in the hole $\delta^{34}\text{S}$ exhibits a composition between $-5,55\text{‰}$ and $-4,35\text{‰}$ with the mean value of $-4,92\text{‰}$. Is such a homogeneous sulfur isotope composition a result of its homogenization during the mobilization?

Presented data are the first systematically collected in the frame of the planned study of the sulfur composition of sulfides from the Idrija deposit. The data collected up to date represent namely analyses of randomly collected samples and give therefore only general information. Analyses of 11 cinnabar samples performed by Ozerova and coworkers have shown that $\delta^{34}\text{S}$ ranges from $-5,5\text{‰}$ and $+8,6\text{‰}$ with the mean value of $-1,1\text{‰}$. Our earlier investigations of 7 cinnabar samples indicates oscillation of $\delta^{34}\text{S}$ from $-7,57\text{‰}$ to $+7,46\text{‰}$, with the mean value of about -2‰ . The cinnabar sulfur from the Grüber orebody especially in samples from the cement of the breccia, has consequently a more homogeneous composition than it was registered in the former studies of the cinnabar sulfur from Idrija.

Analysed was also the isotopic composition of oxygen and carbon of 42 dolomite specimens from the fragments of ore and dolomitic breccia, from the 1st, 3rd, and 5th crust, as well as from the central part of the cement (tab. 2, fig. 18). The oxygen and carbon isotope composition suggests that the dolomite from the fragments of the ore and dolomite breccia is isotopically somewhat altered with regard to the carbonates from the majority of the Mesozoic carbonate rocks in Slovenia which have been investigated up to now. Its $\delta^{18}\text{O}$ varies from $+23,25\text{‰}$ to $+26,40\text{‰}$, and $\delta^{13}\text{C}$ from $-0,98\text{‰}$ to $+1,64\text{‰}$.

In contrast with the mentioned dolomite the varieties which build up the cement of breccia, consequently in crusts and in the central part of the cement, are relatively depleted in ^{18}O and ^{13}C isotopes: the measurements show that $\delta^{18}\text{O}$ spreads from $+18,73\text{‰}$ to $+23,97\text{‰}$, and $\delta^{13}\text{C}$ from $-2,49\text{‰}$ to $+0,01\text{‰}$. With respect to the crusts it should be stated that the 1st crust is relatively the most impoverished in ^{18}O and ^{13}C isotopes: $\delta^{18}\text{O}$ is $+19,32\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C}$ $-1,96\text{‰}$. Somewhat more heavier isotopes occur in dolomite of the 3th crusts: $\delta^{18}\text{O}$ oscillates from $+19,50\text{‰}$ and $-21,78\text{‰}$, and $\delta^{13}\text{C}$ from $-1,11\text{‰}$ and $-0,56\text{‰}$. Highest ^{18}O and ^{13}C isotopes contains dolomite in the 5th crust: $\delta^{18}\text{O}$ exhibits values between $+21,85\text{‰}$ and $+23,32\text{‰}$, and $\delta^{13}\text{C}$ between $-0,61\text{‰}$ and $-0,14\text{‰}$.

The oxygen and carbon isotope composition of dolomite from the central part of the cement of breccias is quite variable. $\delta^{18}\text{O}$ of the well developed dolomite crystals varies from $+18,73\text{‰}$ to $+21,10\text{‰}$, and $\delta^{13}\text{C}$ from $-2,49\text{‰}$ to $-0,86\text{‰}$. The dolomite of

the central part of the cement with spotted structure is, however, distinctly enriched with ^{18}O and ^{13}C : $\delta^{18}\text{O}$ from spreads $+23,25\text{‰}$ to $+24,07\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C}$ from $-0,14\text{‰}$ to $+0,23\text{‰}$.

The collected data on isotope composition of oxygen and carbon show that dolomite from individual crust and from the central part of the cement differs in the content of the heavier oxygen as well as of heavier carbon isotope, and it is significant that $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ ratio has a value of 0,5 (fig. 18). Such ratio and the established trend are usually typical for the temperature dependence of both parameters, and for a quite homogeneous isotopic composition of oxygen and of carbon in solution from which dolomite in hydrothermal deposits has crystallized.

But this, at first glance simple interpretation is very probably not appropriate for our case. Collected data namely show that the cement of breccia originated from the percolating subsurface water. We assume that this water had a similar isotopic composition of oxygen and carbon as that which is characteristic today for the surface water in the region of Idrija, with $\delta^{18}\text{O}$ averaging at $-9,2\text{‰} \pm 0,3\text{‰}$ and $\delta^{13}\text{C}$ at $-11,5\text{‰} \pm 0,5\text{‰}$. It has been found that from subsurface water with such characteristics crystallize at temperature between 44 and 16°C in isotopic equilibrium dolomite with similar isotopic composition of oxygen and carbon, as that found in the cement of breccia.

If we assume that the dolomite crystallized in isotopic equilibrium with oxygen and carbon from the percolating subsurface water, the differences in isotopic composition of dolomite from individual crust could be explained as a result of successive lowering of temperature. Our basic assumption is that dolomite relatively enriched with lighter oxygen and carbon isotope crystallized somewhat deeper, where the temperature was higher than in the close vicinity of the surface, where due to the lower temperature varieties of dolomite relatively enriched in heavier oxygen and carbon isotope originated. First arose the 1st, then the 2nd and finally the 5th crust. There exists no data about the isotopic composition of oxygen and carbon in dolomite from the 2nd, 5th and 6th crust, but on the ground of the textural relationship it is obvious that they are younger than the previously discussed crusts.

After the lifting of the Grüber orebody into the immediate vicinity of the surface began to crystallize from the subsurface water the dolomite belonging to the central part of the cement. First originated dolomite in the cement with the spotted structure, later the subsurface water became somewhat richer with lighter isotope of oxygen and carbon (perhaps because of climatic change – colder period?) and in the cement of breccia crystallized well developed dolomite crystal and their aggregates.

Literatura

- Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4, 5–62, Ljubljana.
- Colbertaldo, D. di & Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavia. Rendiconti della Societa Mineralogica Italiana, 17, 1–22, Pavia.
- Čar, J., Gregorič, V., Ogorelec, B. & Orehek, S. 1980, Sedimentološki razvoj skitskih plasti v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 25, 1, 3–20, Ljubljana.
- Dickson, F. W. & Tunell, G. 1968, Mercury and Antimony Deposits Associated with Active Hot Springs in the Western United States. In: Ore Deposits of the United States, 1933–1967, 1673–1701, New York.
- Dickson, J. A. D. & Coleman, M. L. 1980, Changes in Carbon and Oxygen Isotope Composition during Limestone Diagenesis. Sedimentology 27, 107–118, Oxford.

- Dolenc, T., Pezdič, J., Ogorelec, B. & Mišič, M. 1985, Isotopic and Geochemical Characteristics of Mesozoic Carbonate Rocks of Slovenia (Yugoslavia), IAS Abstracts of the 6th Regional Meeting of Sedimentology, 554-555, Lleida, Španija.
- Drovenik, M. 1983, Mobilization of Ore and Gangue Minerals in Some Slovenian Mineral Deposits. Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, Österreichische Akademie der Wissenschaften, 75-82, Wien.
- Drovenik, M., Duhovnik, J. & Pezdič, J. 1976, Izotopska sestava žvepla v sulfidih rudnih nahajališč v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2-3, 193-246, Ljubljana.
- Gudurič, B. 1988, Živosrebrovo orudjenje v »karbonskih« plasteh idrijskega rudišča. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Kropač, J. 1912, Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idria, Wien.
- Mlakar, I. 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija 12, 7-72, Ljubljana.
- Mlakar, I. & Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14, 67-126, Ljubljana.
- Mlakar, I. & Drovenik, M. 1972, Geologie und Vererzung der Quecksilberlagerstätte Idria. Proceedings of the Second International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps. Geologija 15, 47-62, Ljubljana.
- Ozerova, N. A., Vinogradov, V. I., Mlakar, I., Fedorčuk, V. P. & Titov, I. N. 1973, Izotopnyj sostav sery v rudah nekotoryh mestoroždenij zapadnoj časti sredizemnomorskogo rtutnoga pojasa. In: Očerki geohemii otdel'nyh elementov, 275-310, Moskva.
- Pilz, A. 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf, 1057-1066, 1081-1084 in 1105-1109, Essen.
- Placer, L. 1974-75, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüberl v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, 3-28, Ljubljana.
- Ramdohr, P. & Strunz, H. 1978, Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag, 876 p., Stuttgart.
- Schrauf, A. 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. Jb. geol. R. A.-A, 349-400, Wien.
- Schneiderhöhn, H. 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. G. Fischer Verlag, Jena.
- Wells, J. T. & Ghiorsio, M. S. 1988, Rock Alteration, Mercury Transport, and Metal Deposition at Sulphur Bank, California. Economic Geology, 83, 3, 606-618, Lancaster.
- White, D. E. 1981, Active Geothermal System and Hydrothermal Ore Deposits. Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume 1905-1980, 392-423, Lancaster.
- Varekamp, J. C. & Buseck, P. R. 1984, The speciation of mercury in hydrothermal systems, with applications to ore deposits. Geochimica et Cosmochimica Acta, Pergamon Press, 48, 1, 177-185, New York.

Tabla – Plate 1

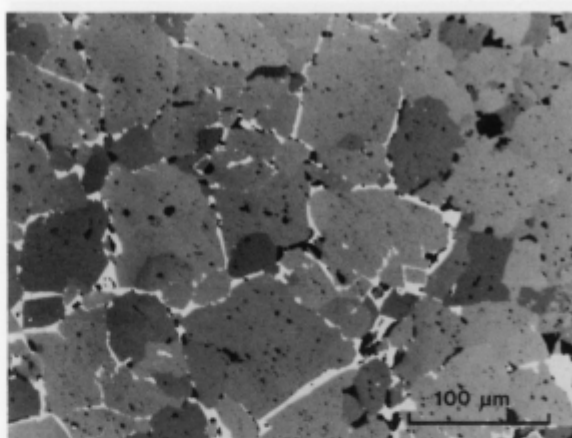
Sl. 1 – Fig. 1

Drobna cinabaritna zrnca so enakomerno razvrščena v organski snovi. Majhni cinabaritni obdaja polje iz organske snovi in cinabarit ter nadomešča dolomitna zrna.

Sl. 1 – Fig. 1

Tanki cinabaritni filmi ob stikih med dolomitnimi zrnji. Odsevna svetloba

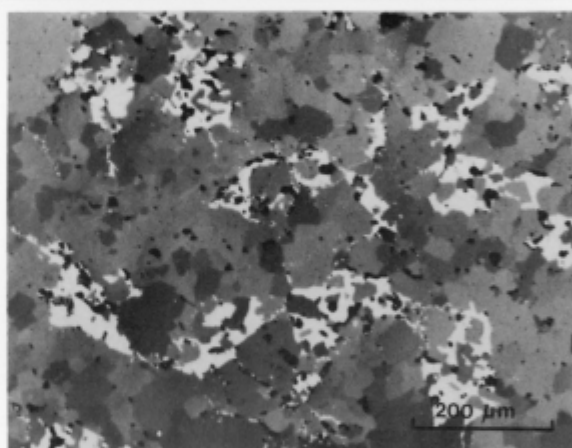
Thin films of cinnabar on the dolomite grains boundaries. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Nepravilna cinabaritna polja se prepletajo med dolomitnimi zrnji in vsebujejo njihove vključke. Odsevna svetloba

Irregular cinnabar patches interweave between dolomite grains and contain their inclusions. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Slabo orudeni dolomitni klasti leži v bogato orudenem dolomitnem vezivu. Odsevna svetloba

Sl. 3 – Fig. 3

Slabo mineralizirani dolomitni klasti leži v bogato mineralizirani dolomitni matriki. Odsevna svetloba

Poorly mineralized dolomitic clast in well mineralized dolomite matrix. Reflected light

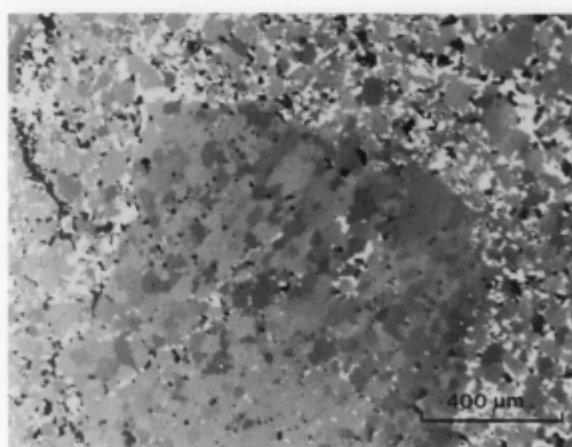
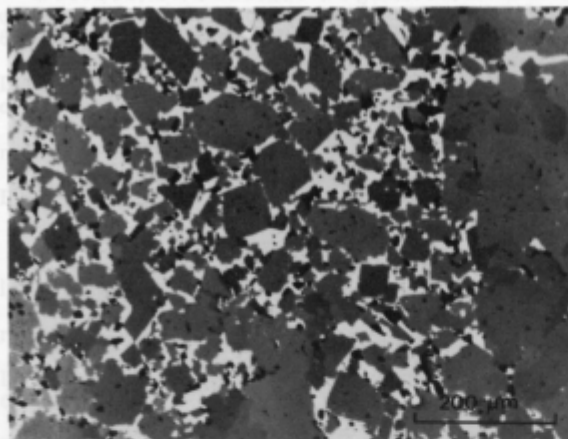


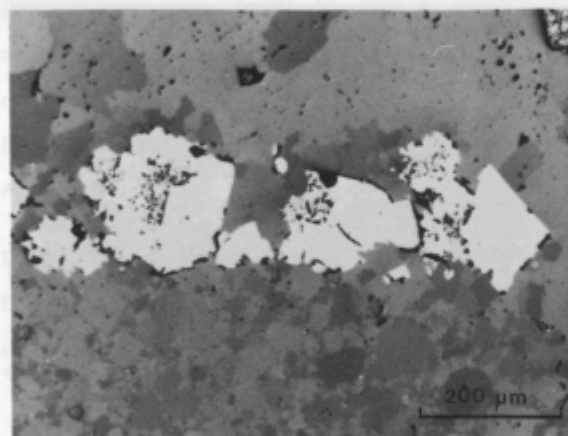
Tabla 2 – Plate 2



Sl. 1 – Fig. 1

Evhedralna dolomitna zrna »plavajo« v cinabaritni osnovi. Odsevna svetloba

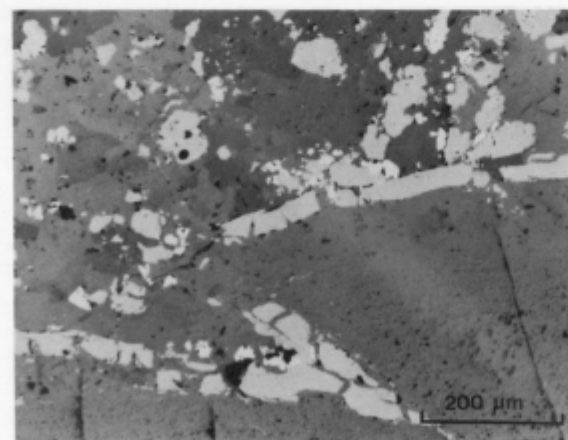
Euhedral cinnabar grains »floating« in cinnabar matrix. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Cinabaritna zrna v prvi skorji (zgoraj) so zrastle v orudenem dolomitnem kosu (spodaj). Odsevna svetloba

Cinnabar grains occurring in the first crust (above) have grown on the fragment of mineralized dolomite (below). Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Tanka opna organske snovi obrašča večja dolomitna zrna prve skorje, vpršena pa je tudi med dolomitna zrna druge skorje (zgoraj). Belo je cinabarit. Odsevna svetloba

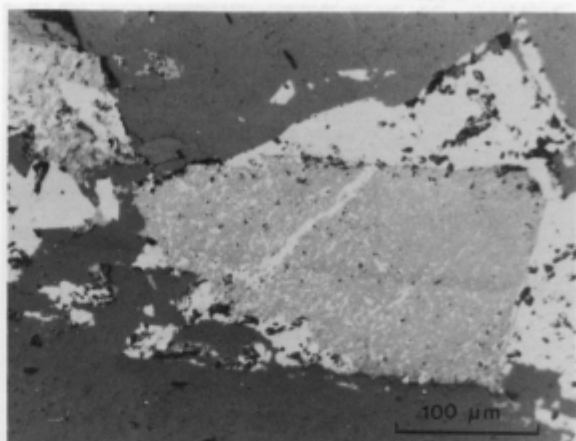
Thin film of organic matter coats larger dolomite grains of the first crust and is disseminated also between dolomite grains of the second crust (above). White is cinnabar. Reflected light

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1 – Fig. 1

Drobna cinabaritna zrnca so enakomerno razvrščena v organski snovi. Mlajši cinabarit obdaja polje iz organske snovi in cinabarita ter nadomešča dolomitna zrna. Odsevna svetloba

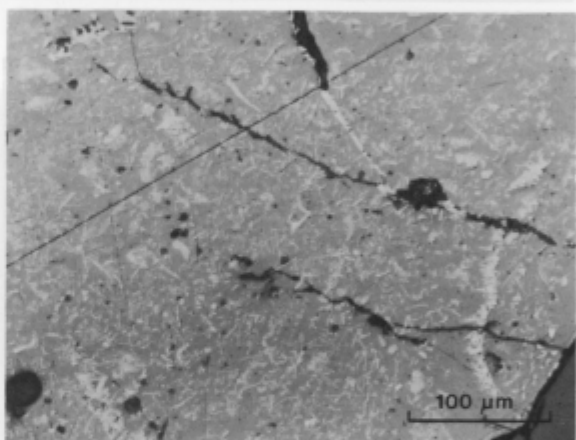
Finely peppered cinnabar uniformly dispersed in organic matter. Younger cinnabar surrounds organic matter-cinnabar patch and replaces dolomite grains. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Majhna, nepravilna zrnca cinabarita v organski snovi. Odsevna svetloba

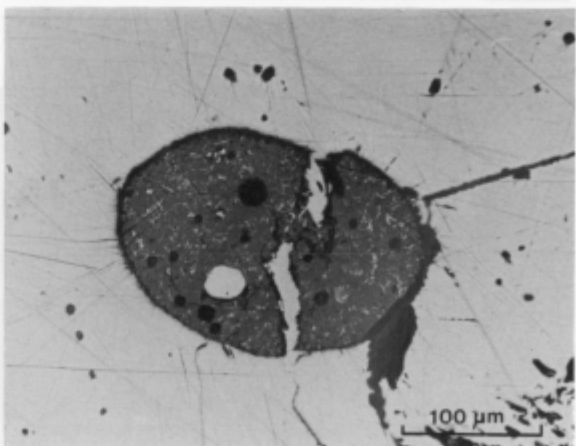
Tiny irregular cinnabar grains in organic matter. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Okroglo polje organske snovi z vpršenimi drobnimi cinabaritnimi zrnki leži v mlajšem cinabaritu. Odsevna svetloba

Rounded patch of organic matter peppered by tiny cinnabar grains lies in younger cinnabar. Reflected light



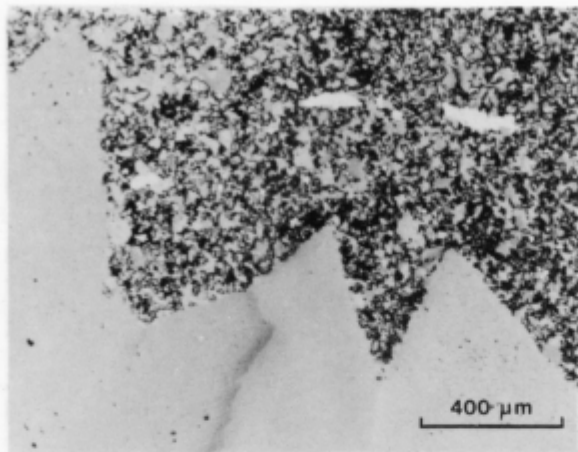
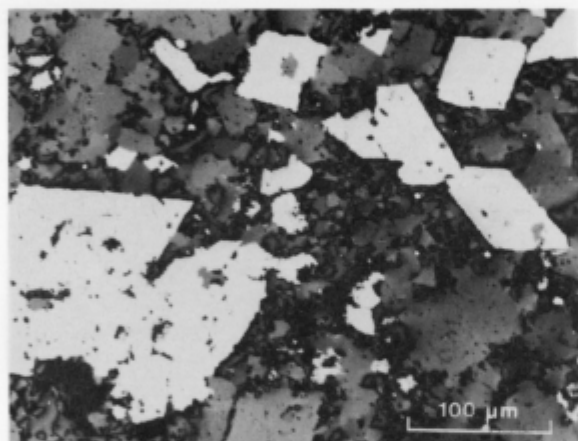


Tabla 4 – Plate 4

Sl. 1 – Fig. 1
Dolomita kristalini zrna so eno-
komarno kristalini.

Majhna kremenova in dolomitna
zrna šeste skorje (zgoraj) se vraš-
čajo med lepo razvita, večja zrna
pete skorje (spodaj). Odsevna
svetloba

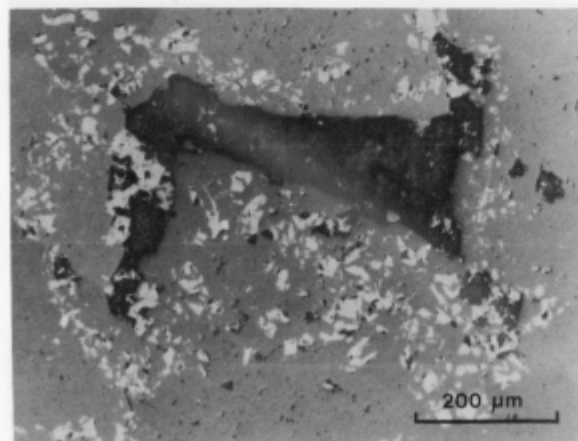
Small quartz and dolomite grains
(above) of the sixth crust grow
between the well developed larger
dolomite grains of the fifth crust
(below). Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2
Idiomorfna cinabaritna zrna
vsebujejo korodirane dolomitne in
kremenove ostanke. Odsevna pol-
arizirana svetloba

Idiomorfna cinabaritna zrna vse-
bujejo korodirane dolomitne in
kremenove ostanke. Odsevna pol-
arizirana svetloba

Euhedral cinnabar grains include
corroded dolomite and quartz
remnants. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3
Tanki opni organske snovi
obkrožajo večja dolomitna zrna
prve skorje, prava pa se tudi
med dolomiti druge skorje
pogosto pojavljajo.

Vključki organske snovi v obrob-
nih delih dolomitnih zrn. Odsevna
svetloba

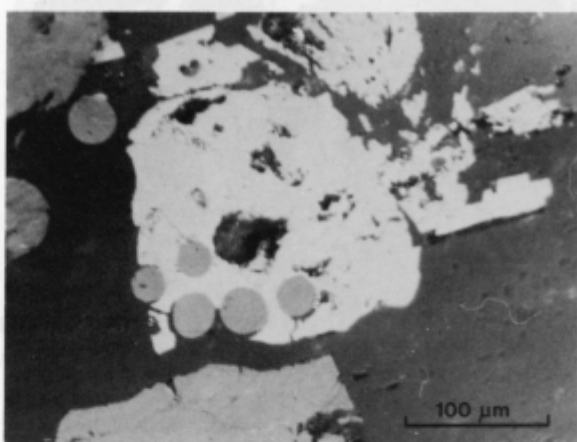
Peripheral parts of dolomite grains
show inclusions of organic
matter. Reflected light

Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1 – Fig. 1

Cinabarit in dolomit vsebujeta majhne kroglice organske snovi.
Odsevna svetloba

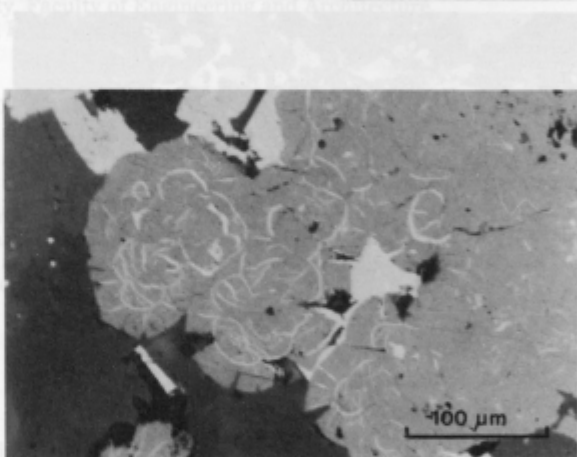
Small globules of organic matter
in cinnabarite and dolomite.
Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Kolomorfno polje organske snovi vsebuje tanke cinabaritne skorje. Obraščata ga dolomit in cinabarit. Odsevna svetloba

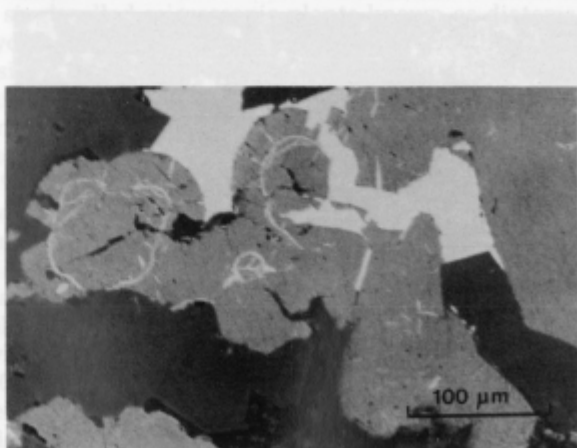
Botryoidal organic matter includes thin cinnabar crusts and is surrounded by younger dolomite and cinnabar. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Počeno kolomorfno polje organske snovi s tankimi cinabaritnimi skorjami povezuje mlajši cinabarit. Odsevna svetloba

Cracked botryoidal organic matter with thin cinnabar crusts cemented by younger cinnabar. Reflected light



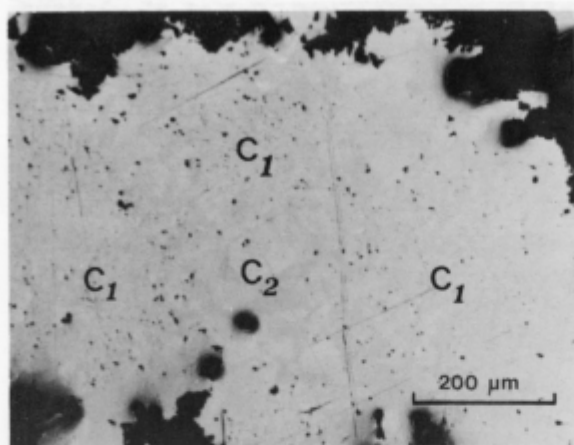
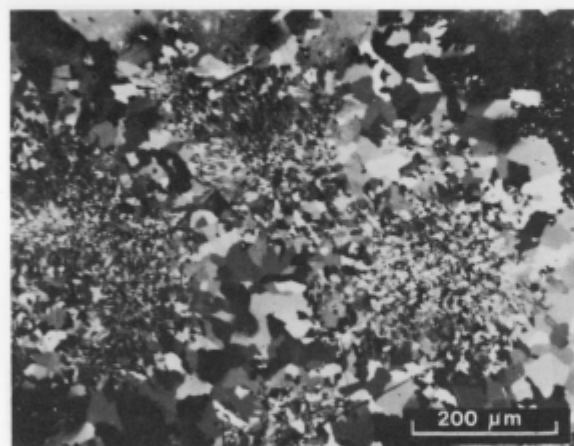


Tabla 6 – Plate 6

Sl. 1 – Fig. 1

Zelo drobnnozrnati cinabarit (C_1) ki je nastal pri kristalizaciji HgS gela obdaja mlajši različek (C_2), ki je kristaliziral iz ionske raztopine. Odsevna svetloba

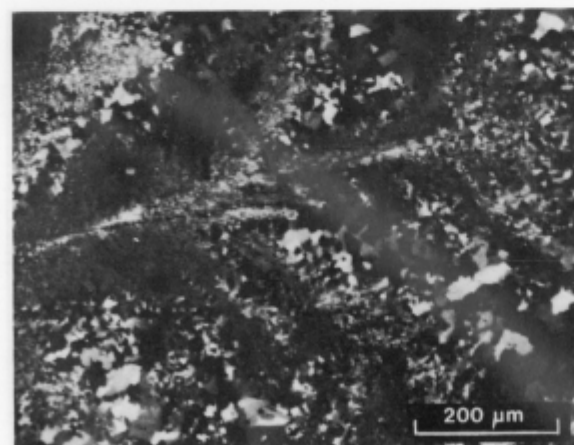
Tiny cinnabar grains (C_1) originated during crystallization of HgS gel are surrounded by younger variety (C_2) which crystallized from ionic solution. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Prejšnja slika pri navzkrižnih nikolih. Lepo vidimo okrogla drobnnozrnata cinabaritna polja, ki jih obdajajo nekoliko večja cinabaritna zrna

Previous figure at crossed nicols. Round, finegrained cinnabar aggregates surrounded by somewhat larger cinnabar grains are well visible



Sl. 3 – Fig. 3

Peresasta struktura cinabarita je pri navzkrižnih nikolih dokaj lepo opazna. Odsevna svetloba

Featherlike texture of cinnabar is quite well visible under crossed nicols. Reflected light

