

UDK 553.44:549.086(234.323.61)=863

Nastanek cinkovo-svinčevega rudišča Topla in njegove značilnosti

Origin of the zinc-lead ore deposit Topla and its particularities

Matija Drovenik

Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani,
Aškerčeva 20, 61000 Ljubljana

Mihael Pungartnik

Rudniki svinca in topilnica Mežica, 62392 Mežica

Kratka vsebina

V severnih Karavankah leži poleg svinčevo-cinkovega rudišča Mežica, z rudnimi telesi pretežno v ladinjskem apnencu in dolomitu, tudi cinkovo-svinčevo rudišče Topla, kjer je oruden anizijski dolomit. V Topli se je v treh ločenih, plitkih kotanjah, ki so ležale v nadplimskem nivoju, usedal v glavnem kalcitni mulj, ki je bil nato dolomitiziran. V karbonatni mulj so prihajali glineni minerali in kovinske spojine. Med diagenozo so kristalizirali železovi sulfidi, sfalerit in galenit. Tako so nastala tri konkordantna rudna telesa. Rudni minerali in dolomit so bili med epigenozo in retrogradno epigenozo večkrat mobilizirani. V članku podajamo značilnosti rudnih teles, podrobno analiziramo nastanek rude in nje preobrazbo od anizija do danes.

Abstract

In the northern Karavanke besides the zinc-lead ore deposit Mežica with orebodies predominantly in Ladinian limestones and dolomites there is also the zinc-lead deposit Topla, where Anisian dolomite is mineralized. In the Topla deposit the carbonate mud which was later dolomitized was deposited in three separated shallow trough in the upper tidal zone. Into the carbonate mud arrived clay minerals and metal compounds. During diagenesis iron sulfides, sphalerite and galena crystallized. In such a way three concordant orebodies originated. Ore minerals and dolomite have been mobilized several times during epigenesis and retrograde epigenesis. The paper deals with particularities of orebodies as well as with detailed analysis of the origin and transformations of ore from Anisian up to present.

Uvod

Izmed vseh slovenskih svinčevo-cinkovih rudišč so daleč najpomembnejša tista, ki leže v severnih Karavankah. V mislih imamo seveda predvsem Mežico s številnimi revirji, kjer pridobivajo svinčevo rudo že več kot 300 let. Tam so rudna telesa v ladinjskih in karnijskih karbonatnih kameninah.

Toda v zračni črti komaj 8 kilometrov jugozahodno od Mežice leži na južnih pobočjih Pece še eno, sicer manjše, vendar genetsko zelo zanimivo cinkovo-svinčevo rudišče Topla, kjer so orudene anizijske karbonatne kamenine. Zgodovinske podatke o tem rudišču najdemo pri Štruclu (1974), ki ga je v svoji disertaciji tudi nadrobneje proučil. Po teksturah in strukturah rude je ugotovil, da je le-ta nastala v karbonatnem mulju kotanj in jarkov nadplimske cone.

V rudi Tople pogosto najdemo tekture in strukture, ki govore v prid razlagi, da sta obe kovini, torej cink in svinec, obstajali že v karbonatnem mulju. Toda ponekod so prisotne tudi takšne teskture in strukture, ki bi po marsikaterem kriteriju lahko nastale epigenetsko, z drugimi besedami, rudni minerali bi utegnili kristalizirati šele po aniziju iz hidrotermalnih raztopin takšnega ali drugačnega izvora. Vendar so nastale tovrstne tekture in strukture le pri premeščanju rudnih mineralov od anizija do danes. S tem v zvezi naj opozorimo na dejstvo, da so bili procesi nastanka in preobrazbe rude precej bolj pestri in zapleteni, kot je bilo to znano do sedaj.

Vedeti moramo namreč, da je proučeval Štrucl to rudišče v času, ko je bilo odprto in deloma dostopno eno samo rudno telo. Drugi deli rudišča so bili takrat sicer toliko raziskani, da so mežiški geologi lahko izračunali rudne zaloge, toda proizvodnja v novoodkritih rudnih telesih je zaživela šele leta 1974, torej istega leta, ko je bila objavljena Štruclova disertacija.

Sedaj potekajo v novoodkritih rudnih telesih številna rudarska dela, tako da smo lahko nadrobno proučili njihove značilnosti in smo mogli sistematično zbrati vzorce za detajlno rudnomikroskopsko raziskavo.

Pri proučevanju tega rudišča je prvopodpisanega vodil poseben razlog. Pred leti je objavil razpravo (Drovenik, 1970), v kateri je razložil diagenetski nastanek bakrovih rudnih mineralov v srednjepermijskih klastičnih usedlinah Škofja ter epigenetske in retrogradno epigenetske spremembe, ki jih je pozneje pretrpela bakrova ruda v peščenjakih, meljevcih in skrilavcih. Pri Topli ga je sedaj zanimalo, kako so se pravzaprav odražali diagenetski, epigenetski in retrogradno epigenetski procesi v cinkovo-svinčevi rudi, ki je nastala v karbonatnih kameninah anizijske starosti.

Zahvaljujeva se Raziskovalni skupnosti Slovenije, ki je finančno omogočila izdelavo te naloge. Prav tako se zahvaljujeva C. Gantarju, višjemu tehničnemu sodelavcu Odseka za geologijo za izdelavo mikroskopskih slik, in V. Segalli, tehničnemu sodelavcu istega Odseka, za grafično opremo.

Dosedanji podatki o Topli

Osnovne podatke o geološki zgradbi in nastanku Tople, natančneje rudnega telesa z izdankom, najdemo pri Zorc (1955). Zapisal je, da je nastalo to rudišče, podobno kakor tudi Mežica, sinsedimentno, vendar ne v ladinijskih, temveč v anizijskih karbonatnih kameninah. Našel je namreč nekatere znake za tak nastanek in ugotovil, da vsebujejo karbonatne kamenine v Topli nekoliko povečano količino cinka in svinca, torej tistih kovin, ki sta sicer skoncentrirani v rudi sami. Kovini naj bi na morsko dno prinašale rudonosne raztopine, ki naj bi bile genetsko povezane s triadno magmatsko aktivnostjo. Kar zadeva mineralno paragenezo, je Zorc ugotovil, da vsebuje ruda pretežno sfalerit, manj pa je v njej galenita, tako da naj bi bilo razmerje med cinkom in svincom 5:1. Medtem ko je sfalerit zelo drobnozrnat, saj merijo njegova zrna zvečine 10 do 50 μm , nastopa galenit tudi v vtrošnikih s premeri do 5 mm. Skoraj povsod sta v rudi prisotna še markazit in pirit, sekundarni minerali pa

so zastopani s smithsonitom in cerusitom, le v sledovih naj bi bil prisoten tudi wulfenit.

Grafenauer (1958) je zapisal, da Zorčevi dokazi za submarinski, magmatogeno-singenetski nastanek Mežice niso zadostni. Prav tako se ni strinjal z njegovo razlago, da je nastala ruda Tople sočasno s dolomitom. Mikroskopske fotografije rude, ki so služile Zorcu kot dokaz za njen sinsedimentni nastanek, je razložil Grafenauer (1958) z epigenetskim difuznim prodiranjem raztopin, pri čemer naj bi nastala v karbonatnih kameninah avtomorfna tekstura zamenjave. V zvezi z Zorčevo domnevno, da je bil vzrok orudenja v severnih Karavankah triadni vulkanizem, je Grafenauer zapisal, da to ni verjetno. Po njegovem mnenju je težko razložiti, da bi dajal triadni inicialni magmatizem, ki ima kot svoje zastopnike bazične in intermediarne magme, naenkrat tako velike količine svinca in cinka, pa nič bakra. Soglašal je z Cissarzem (1956), ki je prišteval skladno s Schneiderhöhnovo hipotezo Mežico med regenerirana rudišča. Podobno stališče je imel tudi nekaj let pozneje, ko je razpravljal o genezi vzhodnoalpskih svinčevo-cinkovih rudišč (Grafenauer, 1962, str. 321): »Rudišča so hidrotermalna in morda regenerirana. Vulkanizem v triasu je dajal porfirite, ki bi bili morda vir kovin. Po Schneiderhöhnu pa bi bila vir regeneracija paleozojskih rudišč. Tonaliti in terciarni daciti in andeziti ne prihajajo v poštev kot nosilci rude.« Tudi v naslednjem članku je Grafenauer zapisal (1965), da je Topla, podobno kot tudi druga svinčevo-cinkova rudišča v anizičnih plasteh najverjetneje epigenetsko hidrotermalnega nastanka; ruda naj bi nastala pri infiltraciji in selektivnem nadomeščanju. S hidrotermalno aktivnostjo je povezal tudi dolomitizacijo, ki pa naj bi bila starejša od orudenja. Slednjič je razložil (Grafenauer, 1969), da je nastal največji del slovenskih svinčevo-cinkovih nahajališč pod vplivom hidrotermalnih raztopin, ki naj bi bile v genetski zvezi s srednjetriadnim magmatizmom. K temu je dodal, da je nastal del rudišč nedvomno že v zgodnjediagenetski fazi na morskem dnu. Ni pa zapisal, katera rudišča naj bi to bila.

Berce (1963) je uvrstil Toplo med singenetska rudišča; nastala naj bi podobno kot Borovica pri Varešu. Ker je Borovica po Cissarzu (1956) in tudi po novejših raziskavah bosanskih geologov (Kubat, 1982) povezana z vulkanogeno sedimentnimi procesi, menimo, da je imel Berce v mislih podoben nastanek tudi za Toplo.

Nadrobno se je ukvarjal s stratigrafskimi, litološkimi in geokemičnimi značilnostmi anizijskih karbonatnih kamenin v Topli in z nastankom cinkovo-svinčeve rude šele Štrucl (1974). V litološkem zaporedju je ločil tri horizonte: spodnjega, srednjega in zgornjega. Spodnjega in zgornjega gradi apnenec, srednjega, v katerem je ruda, pa dolomit. Upošteval je abnormalno starost svinca v vzhodnoalpskih svinčevo-cinkovih nahajališčih, ki so razvrščena v triadnih karbonatnih kameninah, paleogeografske, litološko facialne in geokemične značilnosti rudonosnih kamenin, odsotnost magmatske aktivnosti v aniziju ter neskladnost slednjih prvin v mineralih Tople s slednimi prvini v triadnih magmatskih kameninah in ugotovil, da orudnje ni v genetski zvezi s triadno magmatsko aktivnostjo. Izključil je možnost epigenetsko hidrotermalnega nastanka in podobno kot pred njim že Zorc sklepal, da so nastale rudne koncentracije sinsedimentno. Kovinske spojine naj bi usedale v kotanjah in jarkih nadplimske cone sočasno s karbonatnim muljem. Sulfidi so nastali nato v zgodnji diagenezi, ko je v usedlinah zavladalo redukcijsko okolje.

Štrucl (1974) je opisal tudi posamezne rudne minerale in razložil paragenetsko zaporedje. Iz njegovega besedila in sl. 22 razberemo, da so nastali drobni piritni framboidi in pentagondodekaderski kritstalčki, sfaleritne kroglice in rombododekaderski kristalčki ter zapolnitve med dolomitnimi zrni v zgodnji diagenezi, metaso-

matski sfalerit, pirit, zraščeni galenit, markazit, galenit in markazit, zraščeni galenit pa v njeni pozni fazi. V pozni diagenezi ali že v epigenezi so nastale po Štruclu bele dolomitne žilice, ki vsebujejo ponekod tudi sfalerit in galenit. Poleg sekundarnih mineralov, katere je našel že Zorc (1955), je ugotovil še hidrocinkit, anglezit, greenockit in limonit.

Osnovni podatki o rudišču

Rudarjenje na južnem vznožju Pece se je začelo že v prvi polovici 19. stoletja. Vzrok tej dejavnosti so bili izdanki svinčeve rude, katero so takrat iskali in kopali tako v Mežiški kakor tudi v njeni okolici. Mežiški geologi so začeli v Topli z intenzivnejšimi raziskavami šele po drugi svetovni vojni, in sicer leta 1964. Deset let pozneje so sodili, da je v rudišču 14 pomembnejših cinkovo-svinčevih rudnih teles (Štrucl, 1974). Šele z odkopavanjem v zadnjih letih so ugotovili, da gre pravzaprav za tri večja rudna telesa.

Z rovi na obzorjih 1076m, 1117m, 1144m, 1158m, 1167m in 1203m je rudišče odprto po višini okrog 130m. Vendar moramo opozoriti na dejstvo, da se spušča ruda po podatkih globinskega vrtnanja v vzhodnem delu rudišča še najmanj 60m pod obzorje 1076m, kar pomeni, da znaša danes znana višina rudišča okrog 190m. Pripada pa mu površina približno 0,6km².

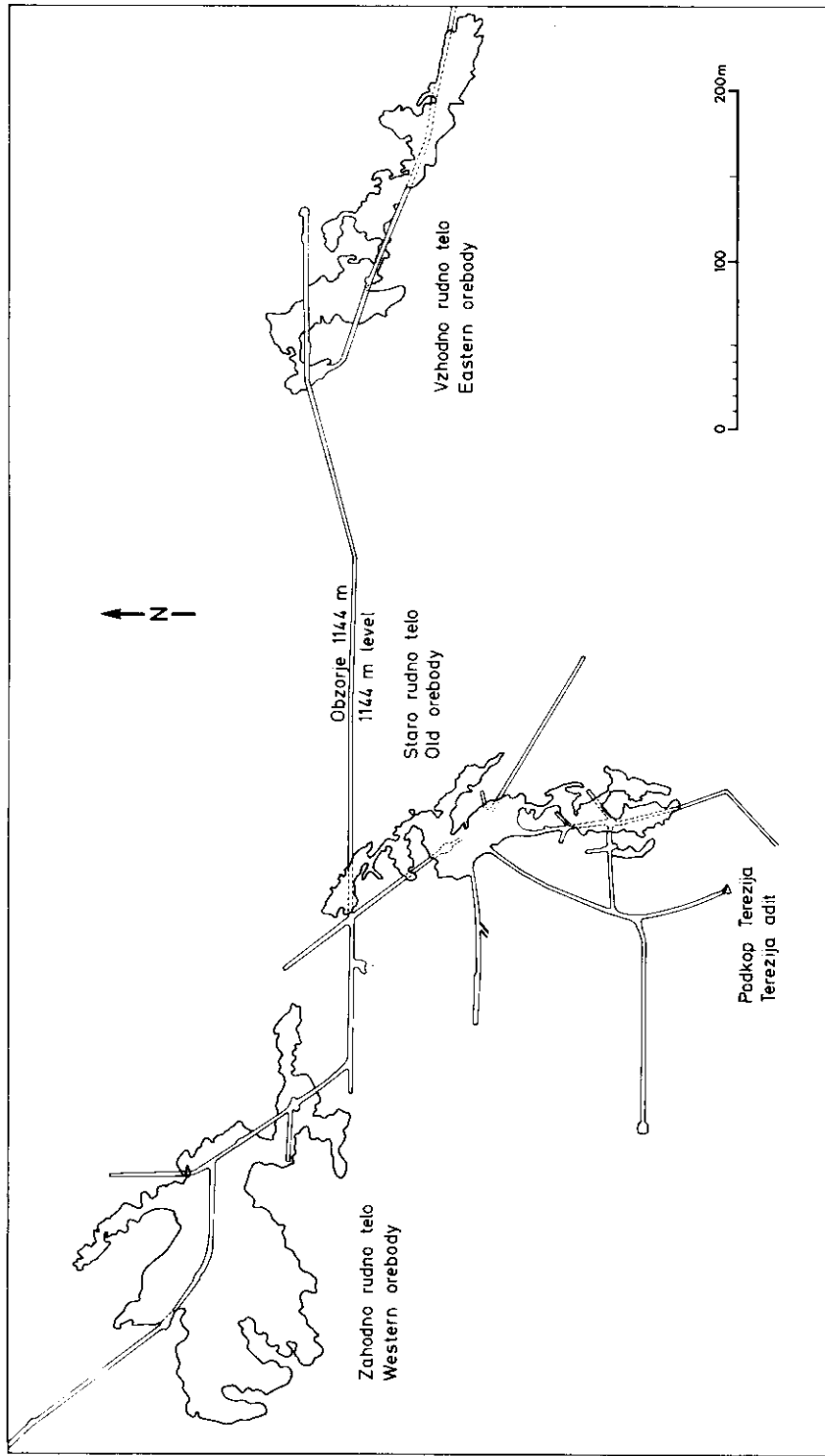
Od 1974 do 1988 leta je pridobil mežiški rudnik v Topli 250.148 ton cinkovo-svinčeve rude, ki je vsebovala 4,86% Zn ter 1,63% Pb. Če upoštevamo, da je bilo v rovni rudi sorazmerno precej jalovine, ki predstavlja neposredno talino in krovino rudnih teles, lahko zapišemo, da so vsebovali deli rudnih teles, ki so jih odkopali v omenjenem obdobju, okrog 10% Zn ter približno 3,3% Pb.

Zaradi otežkočenega transporta pozimi odkopavajo rudo navadno le od srede aprila do srede oktobra; s kamioni jo vozijo v žerjavsko separacijo. Ker je pretežno bolj drobnozrnata kakor mežiška, jo ločeno bogatijo. Pozimi v Topli le raziskujejo.

Značilnosti posameznih rudnih teles in njihovih rud

V prejšnjem poglavju smo omenili, da so v Topli tri rudna telesa. Ta na jamskih kartah nimajo posebnih imen. Toda v pričujoči razpravi smo jih zaradi lažjega opisa rudišča poimenovali. Tako ločimo Staro, Zahodno in Vzhodno rudno telo. Staro rudno telo (odkop št. 1), katerega so poznali že v prejšnjem stoletju, leži v srednjem delu rudišča. Po 1964 letu so našli z raziskovalnimi rovi in globinskim vrtnanjem vsega 50m zahodno od njega Zahodno (odkopa št. 2 in 3), okrog 250m vzhodno pa Vzhodno rudno telo (odkopi št. 4, 5, 6, 7, 8, 9 in 10). Položaj rudnih teles podajamo na sl. 1, in sicer z njihovimi projekcijami na ravnino obzorja 1144m, ne da bi upoštevali številne prelome, ki so prizadeli predvsem Staro in Vzhodno rudno telo.

Vzorci rud, ki jih je v svoji disertaciji proučil Štrucl (1974), so izvirali v glavnem iz Starega rudnega telesa, ki je bilo takrat, kot kaže njegova geološka karta obzorja 1143m (tj. sedanjega obzorja 1144m), edino odprto s številnimi rovi. Danes je odkopano Staro telo do te mere, da so v njem le še deli, ki praktično ne vsebujejo več svinca, in varnostni stebri. Ker pa so prizadeli to rudno telo številni prelomi, varnostni stebri popuščajo ter razpadajo in se krovina ruši; zato je težko dostopno. Nekoliko bolje smo ga proučili le na obzorju 1144m, medtem ko nam je podatke za obzorje 1167m posredoval J. Kušej, za kar se mu lepo zahvaljujemo.



Sl. 1. Situacijska karta kaže projekcije rudnih teles na ravniño obzorja 1144 m
 Fig. 1. Map showing projections of the orebodies to a plane of the 1144m level

Nadrobno smo proučili obe ostali rudni telesi, ki ju sedaj odkopavajo. Številni, zvečine dobro ohranjeni varnostni stebri kažejo namreč zelo zanimive profile. Posa-meznim rudnim plastem lahko sledimo tako lateralno kot vertikalno. Prav tako moremo opazovati stike rudnih teles s talninskim in krovninskim dolomitom.

Preden opišemo in razložimo značilnosti rudnih teles in njihovih rud, moramo posvetiti nekaj besed srednjanizijskemu dolomitu. Štrucl (1974) navaja, da gre za več različkov. Najpomembnejši so: laminarni dolomit, pasoviti (zebrasti) dolomit, drobnozrnati masivni dolomikrit, srednjezrnati masivni dolosparit, drobnozrnati intraklastični dolomikrit, dolomikritna breča ter milonitna dolomitna breča. Rudne plasti grade po Štruclu predvsem laminarni dolomikrit, drobnozrnati dolosparit, intraklastični dolomikrit ter intraformacijska breča.

Pri ločitvi mikritnih in sparitnih različkov se je oprl Štrucl na Bissel-Chilingerjevo delitev, ki uvršča med dolomikritne tiste karbonatne kamenine, ki vsebujejo dolomitna zrna s premeri pod $50\mu\text{m}$, med dolosparitne pa različke z večjimi zrni. Toda drugi sedimentologi imajo drugačne kriterije. Tako naj bi bila po Leightonu in Pendexterju (1962) mikritna zrna manjša od $31\mu\text{m}$, po Chilingerju, Bisselu in Wolfu (1967) manjša od $5\mu\text{m}$ ter po Folku (1959) manjša od $4\mu\text{m}$. Danes najpogosteje uporabljamo zadnjo, tj. Folkovo delitev in upoštevali jo bomo tudi v naši razpravi. Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da so dolomitna zrna s premeri pod $4\mu\text{m}$ tako v rudonosnem dolomitu kakor tudi v prikamenini izredno redka. Vsekakor niso prisotna niti v enem preglednem vzorcu rude v tolikšnem številu, da bi ga mogli imenovati orudeni dolomikrit. Gre torej le za sparitne različke, ki jih bomo v nadaljevanju preprosto imenovali dolomit.

Rentgenska raziskava rudonosnega dolomita je pokazala (Štrucl, 1974) da imajo dolomitna zrna sorazmerno visoko stopnjo urejenosti, njihova sestava pa se giblje od $\text{Ca}_{47}\text{Mg}_{53}$ do $\text{Ca}_{51}\text{Mg}_{49}$, kar dokazuje, da gre za razmeroma čist dolomit.

Zahodno rudno telo

Nadrobni opis rudišča bomo začeli z Zahodnim rudnim telesom, ki je dalo do danes največ rude in je zaradi dobro ohranjenih varnostnih stebrov in sprotnih rudarskih del lahko dostopno. Gre za konkordantno rudno telo, ki ima, sodeč po njegovi projekciji na ravnino obzorja 1144m (sl. 1), zelo nepravilno, ameboidno obliko. Generalno se razteza v smeri severozahod-jugovzhod in vpada pod kotom 20° do 40° proti severovzhodu. Dolgo je okrog 250m in široko največ 160m . Njegova debelina je zaradi valovite talnine dokaj spremenljiva. V srednjem delu doseže 3m , proti obrobni delom pa se postopoma zmanjšuje; navadno se giblje od 1 do 2m . Odprli so ga na obzorju 1144m in kopali rudo najprej proti jugozahodu, torej navzgor do nadmorske višine 1185m . Proti severovzhodu, navzdol, pa odkopavajo njegov globlji del, ki se predvidoma spušča do nadmorske višine 1120m . Presek odkopov št. 2 in 3. kaže sl. 2. Do sedaj odkopani deli tega rudnega telesa so vsebovali okrog 10% Zn ter približno 2% Pb, kar pomeni, da je bilo v pridobljeni rudi razmerje med cinkom in svincem $5:1$.

Severovzhodna meja rudnega telesa je v glavnem tektonska in ga tamkaj omejuje močna tektonska cona s smerjo severozahod-jugovzhod, ki vpada pod kotom 45° do 60° proti jugozahodu. Kolikšen je skok ob njej, še ne vemo, toda ruda je v tej coni močno zdrobljena, tako da najdemo v njej celo galenitni milonit.

V smeri proti jugozahodu je meja rudnega telesa ponekod prav tako tektonska,

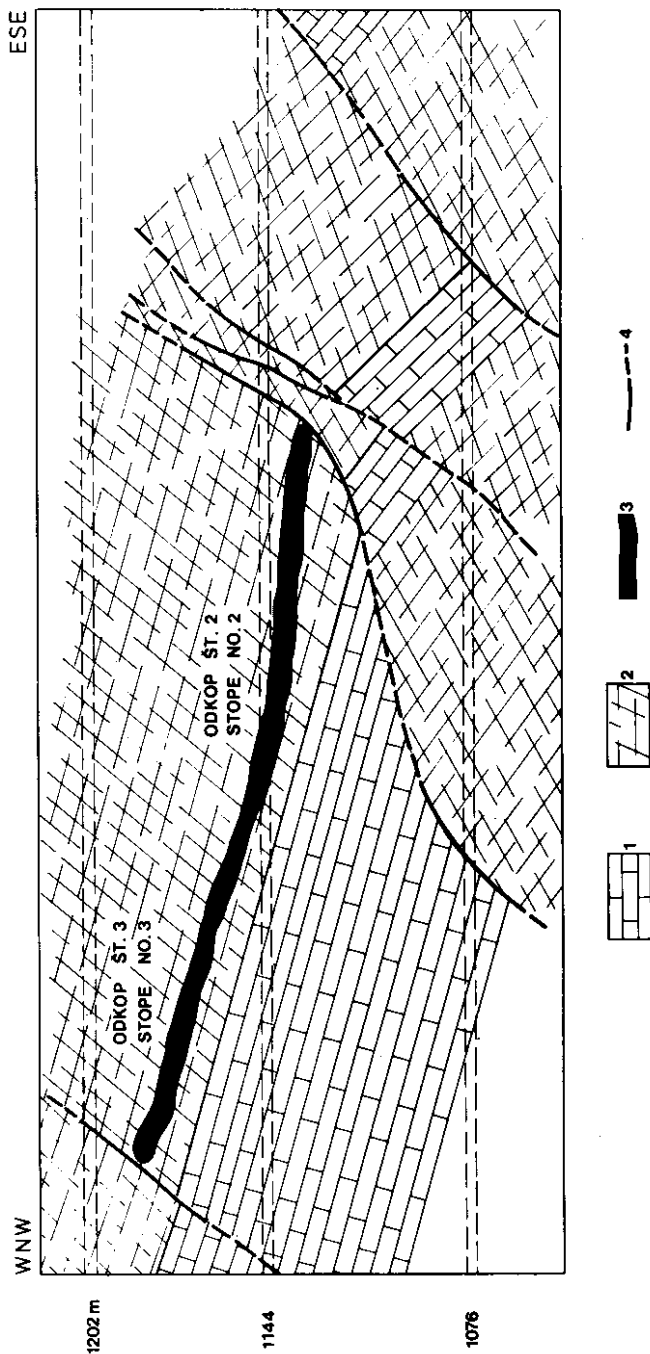
drugod pa se postopoma izklini. Prelom prehaja tu in tam v prelomno čono in smeri v tem delu rudišča pretežno severozahod-jugovzhod ter vpada pod kotom 55° do 65° proti jugozahodu. Jugozahodna stran je bila dvignjena verjetno za 10 do 20 m, vendar podaljšek rudnega telesa proti jugozahodu še ni zanesljivo dognan. Toda na obzorju 1203 m so navrtale vrtnice v tem delu rudišča močno oksidirano rudo, ki bi utegnila pripadati omenjenemu podaljšku. Z rudarskimi deli je bilo končno dokazano, da se rudno telo postopoma izklini tako proti severozahodu kakor tudi proti jugovzhodu.

Meja rudnega telesa s krovnskimi dolomitom je zaradi njegovega nekoliko konveksnega naleganja zvečine blago valovita. Meja s talninskim dolomitom je precej bolj razgibana, ker se je rudni mulj usedal v sorazmerno plitki kotanji na kraško oblikovanem reliefu. V njej so bili dvignjeni deli ponekod toliko visoki, da jih nastajajoči rudni mulj ni prekril. Tako so nastali »jalovi otočki«, ki imajo površino navadno okrog 15 m^2 ; na njih se stika talninski dolomit neposredno s krovnskimi. Ti »jalovi otočki« so pogostejši v obrobem delu rudnega telesa, kjer se ruda postopoma izklinja, kakor pa v srednjem. Presek »jalovega otočka« iz obrobne dela rudnega telesa kaže sl. 3.

Že makroskopsko se lahko prepričamo, da je v rudi Zahodnega telesa najpogostejši rudni mineral sfalerit. Manj je pirit in markazita ter najmanj galenita. Sfalerit je drobnozrnat in celo zelo drobnozrnat ter svetlo sive barve. Galenit tvori bolj ali manj izrazite metakristale, ki dosežejo velikost 13 mm; marsikje jih obdaja ozek FeS_2 rob. Zrna galenita leže v rudi posamično, združujejo se v skupine, pa tudi v jedre, manjše in večje leče, ki leže vzporedno s plastovitostjo. Glede pirit in markazita moramo zapisati, da njunih zrn v številnih primerih ni mogoče zanesljivo ločiti, predvsem ne tedaj, kadar so manjša od 1,5 mm. Vendar opazimo v rudi tudi lepo razvite, bolj ali manj idiomorfne piritne kristale velikosti do 2,5 mm. Prav tako najdemo značilne markazitne tvorbe, ki imajo okrogle, eliptične in črvičaste preseke. Slednje so bolj ali manj vzporedne s plastovitostjo in so dolge tudi po več centimetrom. Za omenjene preseke je značilna radialno trakasta ali simetrično trakasta zgradba.

Sfalerit je prisoten skoraj v vsem rudnem telesu, vendar je njegova količina v posameznih plasteh in zlasti v posameznih profilih rudnega telesa močno spremenljiva. Pogosto namreč opazimo, da se menjavajo plasti ali lamine zelo bogate rude, ki vsebuje celo več kakor 50 % sfalerita, z bogatimi, siromašnimi in skoraj jalovimi. Galenit je pogostejši predvsem v tistem delu rudnega telesa, ki se dviga nad obzorje 1144 m; tam ga najdemo predvsem v srednjih in v zgornjih delih profilov. Pod obzorjem 1144 je galenita precej manj. Piritna in markazitna zrna ter njune skupke smo našli v nekoliko večji količini le v plasti skrilavega laporja, ki je prisotna marsikje v najnižjem delu rudnega telesa, neposredno ob njegovem stiku s talninskim dolomitom. Ta plast doseže med dvignjenimi deli talnine debeline 5 cm, na dvignjenih delih pa se praviloma izklini. Sicer pa sta oba železova sulfida v posameznih rudnih plasteh in laminah neenakomerno razvrščena; njuna količina se giblje navadno od 1 % do 10 %.

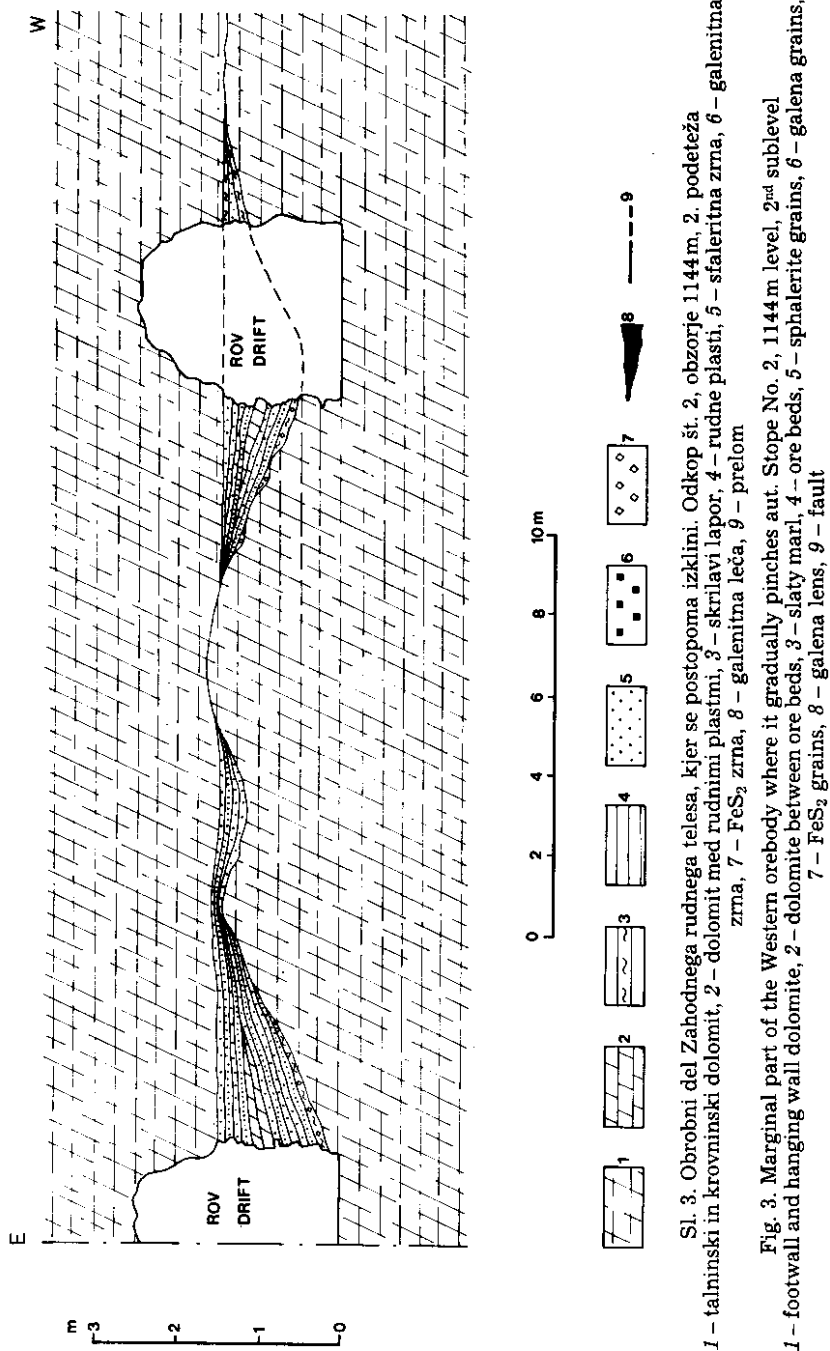
Sulfidi leže v dolomitni osnovi, ki vsebuje tudi glinene minerale, med katerimi je najpogostejši illit (Štručl, 1974) ter kremen. Glineni minerali so razvrščeni v rudnih plasteh neenakomerno: nekatere jih vsebujejo več, druge manj. Praviloma jih najdemo ob stikih med dolomitnimi in sulfidnimi zrnji, ponekod pa tvorijo tudi manjše konkordantne leče. Seveda pa so glineni minerali najpogostejša sestavina tankih plasti, lamin in lezik skrilavega laporja. Kremenova zrna so detritičnega izvora in merijo navadno 50 do 80 μm .



Sl. 2. Zahodno rudno telo. Vzdolžni preseki odkopov št. 2 in 3

1 – apnenec, 2 – dolomit, 3 – odkop, 4 – prelom

Fig. 2. Western orebody. Longitudinal section of the stopes Nos. 2 and 3
1 – limestone, 2 – dolomite, 3 – stope, 4 – fault



Sl. 3. Obrobni del Zahodnega rudnega telesa, kjer se postopoma izklini. Odkop št. 2, obzorje 1144 m, 2. podeteža

Fig. 3. Marginal part of the Western orebody where it gradually pinches out. Stope No. 2, 1144 m level, 2nd sublevel

Na podlagi makroskopske in mikroskopske raziskave ocenjujemo, da vsebuje Zahodno rudno telo (če izvzamemo minerale, ki so nastali pri oksidaciji sulfidov) v povprečju približno 20 % rudnih mineralov, 70 % dolomita in 10 % glinenih mineralov, medtem ko je kremen zastopan le s sledovi.

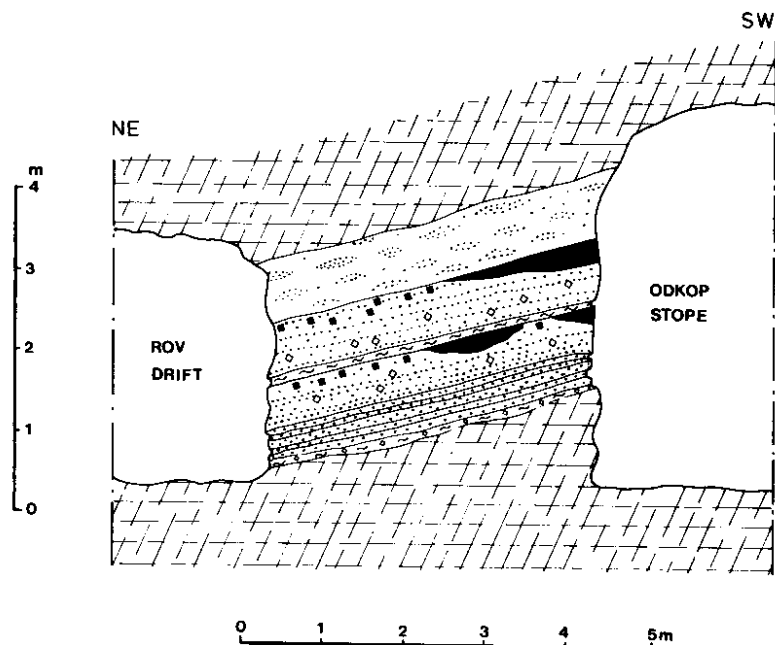
Tekstura tektonsko neprizadete rude je plastnata, progasta, laminarna, impregnacijska in le redko tudi masivna. Plastnata tekstura je pogojena z menjavajočimi se rudnimi in jalovimi plastmi ter z lezikami, laminami in tankimi plastmi skrilavega laporja. Barva rudnih plasti je odvisna predvsem od količinskega razmerja med sfaleritom in dolomitom. Če vsebujejo več sfalerita, je njihova barva svetlo siva do siva, z naraščajočo količino dolomita, ki vsebuje razpršene glinene minerale, pa postaja vse bolj temno siva. K temu moramo dodati, da vsebujejo nekatere rudne plasti tudi zelo drobno razpršeno organsko snov, kar dokazuje njihova izrazito temno siva barva.

Debelina rudnih plasti se spreminja v glavnem od 5 cm do 20 cm, doseže pa celo 80 cm. Lahko bi zapisali, da je debelina rudne plasti odvisna od debeline rudnega telesa: čim debelejša je rudno telo, tem debelejša so tudi rudne plasti. Le redko so homogeno zgrajene, kajti sulfidi so v njih pogosto neenakomerno razvrščeni. Tako vidimo, da so rudni minerali, zlasti sfalerit, ponekod zbrani predvsem v spodnjem delu plasti, manj ga je v srednjem in najmanj v zgornjem. Opisano zaporedje se v eni plasti lahko večkrat ponovi. Zategadelj imajo takšne rudne plasti razločno progasto teksturo. Predvsem v obrobni delih rudnega telesa, tam, kjer se postopoma izklini, ima ruda tudi laminarno teksturo: rudne lamine se menjavajo z laminami slabo orudene ali jalovega dolomita in skrilavega laporja. To zaporedje dokazuje ritmično sedimentacijo. Polirani kosi rude kažejo, da so bile tanjše rudne plasti in lamine večkrat nagubane in celo zgnetene. Opazimo tudi, da se vertikalno menjavajo deformirane plasti in lamine z nedeformiranimi. Lepe primere tovrstnih deformacij v rudi Tople je prikazal Štrucl (1974) s slikami na tab. 11, 12 in 13.

Impregnacijsko teksturo ima ruda tedaj, ko vsebuje drobnozrnata dolomitno sfaleritna osnova bolj ali manj enakomerno razvrščena in nekoliko večja zrna galenita, pirita in markazita. Masivno teksturo imajo galenitne leče.

Struktura rude je pretežno drobnozrnata, v manjši meri klastična in porfiroidna, podrejeno tudi debelostrnata. Ruda z drobnozrnatno strukturo sestoji pretežno iz drobnih zrn sfalerita in dolomita, ki spremljajo zrnca pirita in markazita, ter seveda glineni minerali. Rudne plasti vsebujejo marsikje tudi orudene ali jalove dolomitne klaste, ki dosežejo velikost nekaj centimetrov. V presekih pravokotno na plastovitost so v glavnem ploščati, pretežno ostrorobi, redkeje rahlo zaobljeni. Barve so svetlo sive, sive in temno sive, nekateri pa so skoraj črni. V nekaterih varnostnih stebrih smo našli rudne plasti, v katerih so bili omenjeni klasti razvrščeni po velikosti: v njihovih spodnjih delih so bili največji, navzgor pa postopoma vse manjši. Spodnji deli plasti z večjimi klasti so navadno tudi bogatejši z rudnimi minerali, zlasti s sfaritom. Z naraščajočo količino klastov dobi ruda klastično strukturo. Kadar so v drobnozrnati osnovi razvrščena sorazmerna večja, bolj ali manj izometrična galenitna zrna, ima ruda porfiroidno strukturo. Debelozrnato strukturo pa imajo le galenitne leče.

Čeprav sta severovzhodna in deloma tudi jugozahodna meja rudnega telesa tektonski, ga niso prizadeli prelomi, ki bi ga bili premaknili ali zdobili do te mere, da bi bilo pridobivanje rude otežkočeno. Varnostni stebri v glavnem še vedno zanesljivo podpirajo krovino, čeprav so nekateri stari že 10 let. Toda zaradi tektonskih premikov je bila ruda marsikje natrta in pretarta. V razpokah, ki so nastale v različnih tektonskih obdobjih, je kristaliziral beli dolomit, tako da opazujemo v rudi prepleta-

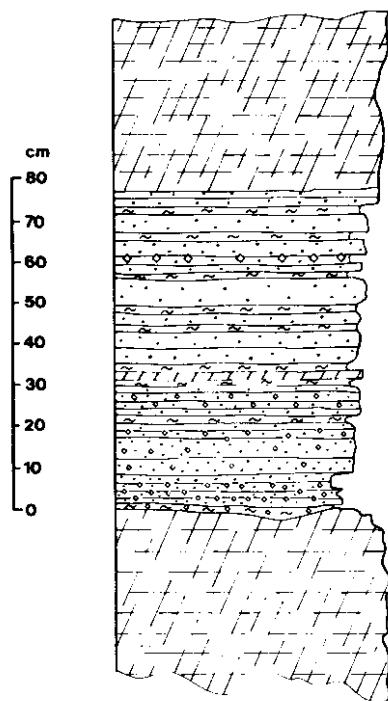


Sl. 4. Presek Zahodnega rudnega telesa v varnostnem steburu, ki leži v njegovem srednjem delu. Odkop št. 3, obzorje 1144m. Legenda na sliki 3

Fig. 4. Cross section of the Western orebody in the security pillar situated in its central part. Stope No. 3, 1144m level. Legend in figure 3

joče se diskordantne, izjemoma tudi konkordantne, do 1,5 cm debele dolomitne žilice; v njih so tu in tam tudi zrnca rudnih mineralov. Značilno je, da so številne dolomitne žilice omejene le na določeno plast: ob leziki ali ob lamini skrilavega laporja se izklinjajo. Če je bila ruda nekoliko močnejše prizadeta, ima brečasto teksturo: oglate, ostrorobe kose in koščke rude veže belo dolomitno vezivo. V enem izmed rudnih stebrov na odkopu št. 2 smo našli v vezivu breče poleg dolomita še skeletasti galenit in kolomorfni sfalerit, v manjši meri tudi pirit in melnikovitpirit. Nasploh so rudni minerali v vezivu breče zelo redki. V tektonsko močnejše prizadete dele rudnega telesa lažje pronica meteorska voda. Ta povzroča oksidacijo sulfidov, predvsem pirita in markazita. Zato nastajajo v rudi pege in prevleke rjavkastega in rjavkasto rumenega limonita.

Talninski in krovninski dolomit sta si na oko precej podobna. V obeh primerih gre namreč za masivni, sivi, drobnozrnati različek. Tektonika ju je močnejše prizadela kot rudno telo, zato vsebujeta številne, nepravilno prepletajoče se bele dolomitne žilice, ki so nastale v več fazah. Pogosto opazimo tudi dolomitno brečo: kose in koščke dolomita vežejo bela dolomitna zrna, ki dosežejo velikost 2mm. Kosi in koščki dolomita vsebujejo večkrat dolomitne žilice, prav tako pa sečejo dolomitne žilice tudi omenjeno brečo. Nekatere so torej starejše, druge mlajše od breče. Poleg tektonske breče najdemo v talninskem in krovninskem dolomitu tudi brečo s korodiranimi, nekoliko zaobljenimi kosi in drobci dolomita. V teh primerih gre verjetno za dissolucijsko brečo.



Sl. 5. Presek Zahodnega rudnega telesa v varnostnem stebri, ki leži v njegovem obrobem delu. Odkop št. 2, obzorje 1144m, 2. podetaža. Legenda na sliki 3

Fig. 5. Cross section of the Western orebody in the security pillar situated in its marginal part. Stope No. 2, 1144 m level, 2nd sublevel. Legend in figure 3

Neposredno ob rudnem telesu, do razdalje 1–1,5m, vsebujeta talninski in krovinski dolomit posamezna, komaj opazna zrnca rudnih mineralov. Ta zrnca zasledimo tu in tam tudi v belih dolomitnih žilicah in v vezivu breče. Ker sta pri najmlajših tektonskih fazah talnina in krovina močnejše razpokali kot rudno telo samo, so rudni minerali tudi močnejše oksidirali. Čeprav vsebujeta bistveno manj železovih sulfidov kot rudno telo, sta pogosto razločno obarvani z limonitom.

Zanimiv presek srednjega dela Zahodnega rudnega telesa, debel okoli 2,70m, smo našli v enem izmed varnostnih stebrov odkopa št. 3 na obzorju 1144m (sl. 4). V njegovem spodnjem delu, ki meri okrog 60cm, se vrste 5 do 15cm debele sfaleritne rudne plasti, ki jih ločijo lezike skrilavega laporja. Njegov srednji del pripada dvema sfaleritnima rudnima plastema s progasto teksturo, ki vsebujeta lamine skrilavega laporja. Spodnja meri 50cm, zgornja pa 80cm. Loči ju tanka plast skrilavega laporja z vpršenimi sfaleritnimi zrnji. V vrhnjem delu spodnje plasti sta dve manjši galenitni leči, v vrhnjem delu zgornje pa je le ena, toda nekoliko večja. Za vse je značilna debelozrnata struktura. Tu in tam opazujemo tudi izometrične preseke galenitnih kristalov, ki dosežejo premer 13mm, in do 2,5mm velika zrna železovih sulfidov. Zgornji del rudnega telesa meri okrog 80cm. Ruda vsebuje dokaj enakomerno razvrščena, lečasta nakopičenja majhnih sfaleritnih zrn, v katerih so tudi tanke galenitne žilice. Zaradi izrazite plastnate teksture rude v spodnjem delu rudnega telesa je njegova meja z masivnim talninskim dolomitom povsem razločna. Težje je določljiva njegova meja s krovinskim dolomitom. Tekstura, struktura in barva orudenega in jalovega dolomita so namreč precej podobne.

Značilni presek rudnega telesa iz njegovega obrobnege dela, kjer se postopoma izklinja in je zato tanjše, nudi eden izmed varnostnih stebrov na 2. podetaži obzorja 1144m, odkop št. 2 (sl. 5, 6 in 7). Tu ima ruda izrazito plastnato teksturo in razločno ploščasto krojitev, debela pa je okrog 75 cm. Na rjavkasto obarvanem talninskem dolomitu leži nekaj milimetrov debela lamina skrilavega laporja z majhnimi FeS_2 zrni. Sledi zaporedje svetlo sivih, sivih in temno sivih rudnih plasti, ki so debele največ 10 cm, zvečine pa merijo 1 do 4 cm. Med njimi so lamine skrilavega laporja. V spodnjem delu preseka grade rudne plasti pogosto lamine različnih odtenkov sive barve, ki vsebujejo spremenljive količine zelo drobnozrnatega sfalerita ter FeS_2 zrn, ki dosežejo izjemoma velikost 0,5 mm. Svetlo sive plasti in lamine vsebujejo sorazmerno več sfalerita, temno sive pa več jalovinskih mineralov. V srednjem delu preseka je do 2,5 cm debela, na pogled povsem jalova plast dolomita. Zgornji del preseka grade predvsem rudne plasti z bolj ali manj izraženo progasto teksturo. V opisanem zaporedju zasledimo tu in tam tudi tanke, bele dolomitne žilice, ki pa se ob laminah skrilavega laporja praviloma izklinijo.

V nadaljevanju nas posebej zanima zaporedje kristalizacije rudnih mineralov. S tem v zvezi moramo najprej zapisati, da bomo pri razvoju orudenja ločili štiri naravne pojave: sedimentacijo, diagenozo, epigenozo in retrogradno epigenozo. Kako tolmačimo te pojave? Razlaga sedimentacije je razmeroma preprosta, saj imajo geologi o tem pojavu enotno stališče. Poenostavljeno lahko zapišemo, da obsega sedimentacija vse tiste procese, pri katerih nastane v nekem sedimentacijskem okolju usedlina, ki jo lahko grade alohtone in avtohtone klastične komponente, oborine, ki se izločijo iz vode, in ostanki organizmov, ki so živeli v tem okolju ali pa so bili vanj prineseni.

Nekoliko bolj zapleteno je tolmačenje diagenoze in epigenoze. Kar zadeva ta dva naravna pojava, smo se oprli na razlago, ki jo zagovarjajo zlasti številni sovjetski znanstveniki. Po Strahovu (1962) obsega diageneza spremembe v nevezani usedlini, ki vodijo k nastanku trdne kamenine, epigeneza pa spremembe v vezani, trdni kamenini, dokler ne nastopi metamorfoza. Enako mislijo tudi nekateri ameriški sedimentologi, med njimi na primer Chilinger, Bissel in Wolf (1967), ki so zapisali: "It includes all physicochemical, biochemical and physical processes modifying sediments between deposition and lithification, or cementation, at low temperatures and pressures characteristic of surface and near-surface environments." Glede epigenoze pa pravijo omenjeni avtorji takole: "It includes all processes at low temperatures and pressure that affect sedimentary rock after diagenesis and up to metamorphism." Twenhofel (1939) in za njim številni drugi ameriški petrologi in sedimentologi ne ločijo diagenoze in epigenoze, temveč pripoznavajo le diagenozo. Zelo jedrnato navajajo njihovo razlago Gary in sod. (1979). Diageneza naj bi obsegala: "All the chemical physical and biologic changes undergone by a sediment after its initial deposition, and during and after its lithification, exclusive of surficial alternation (weathering) and metamorphism." Delijo jo na zgodnjo in pozno, pri čemer naj bi ustrezala zgodnja (early) diagenezi, pozna diageneza (late diagenesis) pa epigenezi sovjetskih in nekaterih ameriških znanstvenikov.

Kakor smo že omenili, bomo pri razlagi orudenja Tople ločili diagenozo in epigenozo. Kdor se je ukvarjal z nastankom klastičnih in karbonatnih kamenin, ve, da je produkte, ki so nastali pri teh dveh naravnih pojavih, pod mikroskopom pogosto težko ločiti. To velja tudi za rudne minerale, ki so nastali v usedlini med diagenozo, pa so bili kasneje med epigenozo prerazvrščeni. Pri proučevanju razvoja orudenja v Topli smo prišli do sklepa, da so nastala med diagenozo, torej v času nekonsolidira-



Sl. 6. Zahodno rudno telo z lepo izraženo plastnato teksturo. Talninski in krovinski dolomit je obarval limonit svetlo rjavo. Odkop št. 2, obzorje 1144 m, 2. podetaža

Fig. 6. The bedded structure of the Western orebody is well visible. The footwall and hanging wall dolomite have been coloured light brown by limonite. Stope No. 2, 1144 m level, 2nd sublevel



Sl. 7. Detajl sl. 6 kaže svetlo in temno sive plasti in lamine. Svetlo sive vsebujejo več sfalerita, temno sive pa več dolomita in glinenih mineralov

Fig. 7. Detail of fig. 6. reveals light and dark grey beds and laminae. The light grey beds are enriched in sphalerite, and the dark grey in dolomite and clay minerals

nega rudnega mulja, tista sulfidna zrna, ki ne vsebujejo vključkov drugih mineralov, oziroma so le-ti v njih sporadični in tudi zelo majhni, z dimenzijami pod $10\mu\text{m}$. Nastajajoča sulfidna zrna niso rastla pri metasomatskih procesih; zdi se, da so pri kristalizaciji v židkem mulju odprala karbonatna zrnca in zrnca drugih sulfidov. Med epigenezo pa so po našem mnenju nastale tiste generacije sulfidov, ki pogosto vsebujejo vključke drugih mineralov, predvsem korodirane vključke dolomitnih zrn, ki so praviloma večji od $30\mu\text{m}$. Prav ti vključki dokazujejo, da so zrastle sulfidi pri metasomatskih procesih v že otrdeli, orudeni karbonatni kamenini, ki so jo gradila predvsem sparitna dolomitna zrna.

Preostane še, da razložimo retrogradno epigenezo. Sedimentne kamenine se lahko zadržijo v okolju, kjer vladajo epigenetski procesi, dolga geološka obdobja. Lahko pa se zgodi, da se zaradi kopičenja mlajših skladov postopoma spuščajo v globlje dele litosfere. Zaradi večjega tlaka in višje temperature začno prehajati v območje metamorfoze in tako nastanejo metamorfne kamenine. Prav tako se seveda lahko zgodi, da orogenetski premiki dvignejo sedimentne kamenine iz zemeljskih globlin proti površju, tako da prihajajo postopoma v območje z manjšim tlakom in nižjo temperaturo. To obdobje postopnega dviganja kamenin iz globlin litosfere proti površju imenujemo retrogradna epigeneza.

Kot smo že razložili, Drovnik in sod. (1980), so se v obdobju alpidске orogeneze južno od periadriatskega lineamenta dvignile na površino med drugimi tudi permijske in triadne kamenine z rudišči v njih. Zaradi novih pogojev med dviganjem je prišlo do mobilizacije tako jalovih kot tudi rudnih mineralov. Prvi in drugi so se izločali predvsem v razpokah in v zdrobljenih conah. Tudi triadne kamenine severno od periadriatskega lineamenta so se med alpidsko orogenezo dvignile iz zemeljskih globlin, le da so bile narinjene proti severu (Štrcl, 1970). Po našem mnenju so tudi te kamenine in rudišča v njih zajeli retrogradno-epigenetski procesi.

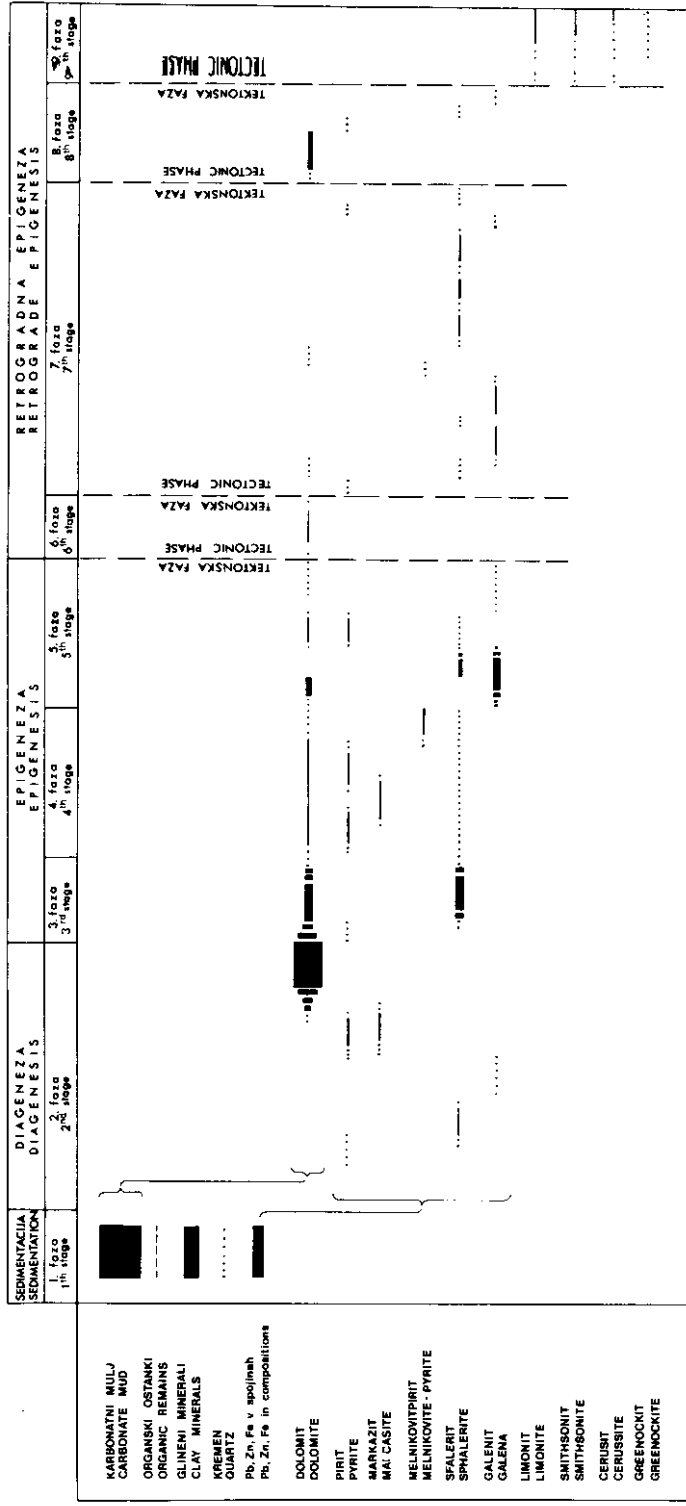
Pri nadrobni raziskavi Zahodnega rudnega telesa smo ugotovili, da obsega celotno obdobje nastanka in preobrazbe rude od anizija do danes devet razvojnih faz. Sedimentaciji in diagenezi pripada le po ena faza, epigenezi pripadajo tri in retrogradni epigenezi štiri razvojne faze (sl. 8).

Iz do sedaj razloženega vemo, da je nastalo Zahodno rudno telo v nadplimski plitki kotanji z razgibanim dnom. Njen shematični vzdolžni presek kaže sl. 9. V prvi razvojni fazi, torej za časa sedimentacije, so se v njej usedale avtohtone in alohtone komponente, v nastajajoči mulj pa so dotekale tudi kovinske spojine. Kopičili so se predvsem karbonatni – CaCO_3 mulj, glineni minerali, organski ostanki in zelo podrejeno tudi zrnca kremenca. Morda sta se vsaj občasno usedala tudi sadra (anhidrit?) in halit, toda za to podmeno nimamo nikakršnih dokazov.

Med nastajanjem karbonatnega, oziroma karbonatno glinenega mulja so prihajale v kotanjo tudi spojine cinka, svinca in železa, ki jih je prinašala rudonosna raztopina. V mulju so pri izrazito oksidacijskih pogojih nastajali prvotni rudni minerali cinka, svinca in železa. Zaradi intenzivnih diagenetskih procesov se ti niso ohranili.

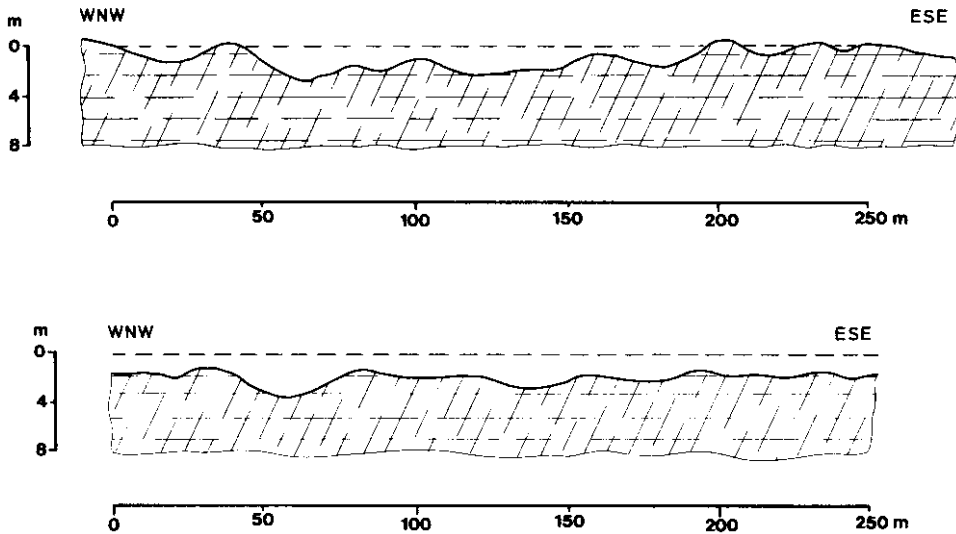
Neotrdeli ter le deloma otrdeli rudni in jalovi mulj sta bila občasno dezintegrirana, nakar so bila njuna zrna in klasti preneseni v nastajajoči mulj. Marsikje je le na pol otrdela usedlina polzela z nekoliko višje ležečih delov v nižje ležeče. Pri tem se je trgala, gubala in gnetla, nakar jo je prekrila mlajša usedlina; ruda večkrat kaže menjavanje deformiranih in nedeformiranih plasti in lamin.

Ko je zavladalo redukcijsko okolje, so začeli v drugi razvojni fazi, torej v diagenezi, nastajati sulfidi. Najprej so se pojavila majhna piritna zrnca, ki jih zasledimo v dolomitnih zrnih ter v sfaleritnih zrnih in v poljih, ki so nastala med epigenezo pri



Sl. 8. Grafični prikaz razvoja orudenja v Zahodnem rudnem telesu

Fig. 8. Graphic illustration of the evolution of the mineralization in the Western orebody



Sl. 9. Shematični vzdolžni presek plitkih kotanj, v katerih se je usedel rudni mulj, iz katerega je nastalo Zahodno (zgoraj) in Vzhodno rudno telo (spodaj)
Legenda na sliki 2

Fig. 9. Schematic longitudinal section of the shallow troughs where the ore bearing mud was deposited, from which the Western (upper) and the Eastern (lower) orebodies originated.
Legend in figure 2

metasomatskih procesih. Piritna zrnca merijo navadno od nekaj mikrometrov do $20\mu\text{m}$ ter imajo ksenomorfne in idiomorfne preseke. Sočasno z njimi so nastala do $35\mu\text{m}$ velika zrna framboidnega različka. Vseh teh piritnih zrn je v rudi navadno zelo malo – le tu in tam 0,5 do 1%.

Štruc l (1974) je našel v enem izmed framboidnih piritnih zrn sfaleritni kroglici in zato sklepal, da je bolj ali manj sočasno s piritom nastal tudi sfalerit. Ta njegov sklep potrjujejo tudi naše raziskave. Menimo namreč, da so med zgodnjo diagenozo v rudnem mulju res nastale brezštevilne sfaleritne kroglice. Pod mikroskopom vidimo, da dosežejo velikost $40\mu\text{m}$, povprečno pa merijo okrog $20\mu\text{m}$. V njih nismo našli nikakršnih tujih vključkov. Te kroglice so pogosto služile kot jedra, ob katerih so zrastle do $90\mu\text{m}$ veliki sfaleritni rombododekaederski kristalčki. Tudi v njih ni tujih vključkov.

Zgodnjudiagenetske sfaleritne kroglice in pogosto zelo lepo razviti kristalčki so se ohranili le v primerih ko sta jih obdala prav tako diagenetska železova sulfida pirit in markazit (tabla 1, sl. 1 in 2). Slednja se pogosto zraščata, njuni zraščenci pa dosežejo velikost $500\mu\text{m}$; v nekaterih je starejši pirit, v drugih markazit. V teh zraščencih so sfaleritne kroglice in kristalčki česta pojava. Poudariti moramo še, da vsebujejo FeS_2 zraščenci zelo redko tudi karbonatne vključke, ki praviloma niso večji od $5\mu\text{m}$.

Izven piritnih, piritno markazitnih in markazitnih zraščencev, ki se kažejo pod mikroskopom kot nepravilna polja, nismo našli niti sfaleritnih kroglic niti njegovih kristalčkov. Zato menimo, da je bil sfalerit kroglic in kristalčkov pri poznejših procesih prerazvrščen. S tem v zvezi moramo opozoriti na naslednjo ugotovitev: če so bile sfaleritne kroglice v FeS_2 zraščencu in na njegovem robu, so se ohranile le

pravilne oblike tistih sfaleritnih kroglic, ki so bile v zrnu samem. Drugi deli kroglic manjkajo ali pa opazimo na njihovih mestih sfaleritna zrna z nepravilnimi preseki. Isto velja za sfaleritne kristalčke, ki se nahajajo v enakem položaju.

Ob dejstvu, da je nastal sfalerit Tople že med zgodnjo diagenozo, nas je že v samem začetku raziskave zanimalo vprašanje, kdaj se je v rudi pojavil galenit. Štrucl (1974) je ugotovil, da je ta mineral v glavnem produkt poznodiagenetskih metasomatskih procesov. Pri tem pa je ločil štiri galenitne generacije: najprej naj bi bil nastal v začetku pozne diagenoze skupaj s piritom, nato naj bi se med pozno diagenozo izločal samostojno, pa skupaj z markazitom in končno naj bi kristaliziral tudi v poznodiagenetskih oziroma epigenetskih dolomitnih žilicah.

Toda ob takšnem sklepanju Štrucla se moramo vprašati, kje je bil med zgodnjo diagenozo galenit, oziroma kje so bile tedaj svinčeve spojine, iz katerih je nastal v epigenezi pri metasomatskih pogojih praktično ves galenit (sl. 8), ki ga danes opazujemo v rudi Zahodnega telesa? To vprašanje se nam zdi toliko bolj upravičeno, ker ni dokazov, da bi bile prihajale rudonosne raztopine v Zahodno telo tudi med epigenozo. Splošno je namreč znano, da prihajajo spojine cinka in svinca z rudnimi raztopinami bolj ali manj sočasno, ne glede na vrsto nahajališča. To velja tako za kontaktno-metamorfnu kakor tudi za magmatsko hidrotermalna, vulkanogeno sedimentna in sedimentna svinčevo-cinkova nahajališča.

Vprašanje, ki smo si ga zastavili že v začetku naših raziskav, je torej bilo, ali ni morda nastal galenit, podobno kot sfalerit, že v zgodnji diagenezi. Odgovor nanj smo dobili šele potem, ko smo nadrobno pregledali vrsto rudnih vzorcev. Kajti le v maloštevilnih obruskih, in še v teh zelo sporadično, smo našli navadno 100 do 300 μm velika, praviloma idiomorfna galenitna zrna (tabla 1, sl. 3) in njihove zraščence (tabla 2, sl. 1), ki jih obdaja 20 do 150 μm debel piritni, piritno markazitni ali markazitni rob. Ta pogosto vsebuje prej omenjene sfaleritne kroglice in kristalčke (tabla 1, sl. 3 in tabla 2, sl. 1), podrejeno tudi zelo majhne karbonatne vključke. Šlo je torej za že opisana različka FeS_2 , ki sta nastala v diagenezi pozneje kot sfaleritne kroglice in kristalčki. Ker pa tvorita tudi rob galenitnih kristalčkov, sklepamo, da sta mlajša celo od njih; z drugimi besedami, galenit je nastal v zgodnji diagenezi pred piritom in markazitom.

Za zgodnjediagenetske galenitne kristalčke je značilno, da imajo heksaedrski habitus in zato pod mikroskopom kvadratne, pravokotne, trikotne in šesterokotne preseke. V njih nismo našli nikakršnih karbonatnih ali piritnih vključkov. Posebej smo iskali sfaleritne kroglice in kristalčke z namenom, da bi ugotovili starostno razmerje med zgodnjediagenetskim sfaleritom in zgodnjediagenetskim galenitom. A nismo jih našli. Ker pa je v svinčevo-cinkovih rudah, ne glede na njihov nastanek, prva generacija sfalerita navadno starejša od prve generacije galenita, smo se za takšno starostno razmerje odločili tudi v našem primeru – dokler ne dobimo natančnejših podatkov.

Že sedaj pa naj opozorimo na dejstvo, da je bil zgodnjediagenetski galenit v nadaljnji preobrazbi rude praktično povsem nadomeščen z mlajšima generacijama dolomita in sfalerita. Prav zato so njegova zrna v rudi Zahodnega telesa tako zelo redka. S to ugotovitvijo v zvezi pa moramo omeniti še dve posebnosti: nadomeščanje je potekalo drugače v primerih, ko je obdajal galenitne kristalčke lepo razvit FeS_2 rob, kot v primerih, ko je bil razvit ta rob le delno ali pa ga sploh ni bilo.

V rudi tega rudnega telesa najdemo številne psevdomorfoze dolomita in sfalerita po galenitnih kristalčkih, ki so povsem obdane z FeS_2 robom. Te psevdomorfoze imajo preseke, ki so značilni za galenitne heksaedre (tabla 2, sl. 2). Pogosto nadomeš-

čata galenitni kristalček tako dolomit kakor sfalerit; dolomit je praviloma starejši od sfalerita, ki ga večkrat tudi razločno nadomešča (tabla 2, sl. 3). Za vse psevdomorfoze je značilno, da so njihova dolomitna in sfaleritna zrna precej večja kakor zrna teh dveh mineralov v obdajajoči dolomitno sfaleritni osnovi.

Kolikor FeS_2 rob ni povsem obdal galenitnega kristalčka, so pozneje v njem nastala številna dolomitna in sfaleritna zrna, ki se po velikosti in oblikah ne razlikujejo od zrn v dolomitno sfaleritni osnovi. Tudi razvrščena so na podoben način kot zrna osnove. Obliko nekdanjega galenitnega kristalčka nakazuje le delno razvit FeS_2 rob (tabla 3, sl. 1). Povsem upravičeno lahko sklepamo, da so bili v rudi tudi zgodnjediagenetski galenitni kristalčki, ki jih FeS_2 rob ni obdal. Ko sta jih pozneje nadomestila dolomitna in sfaleritna zrna, so brez sledu izginili.

Razlog za to, da so bili tisti kristalčki galenita, ki jih je povsem obdal FeS_2 rob, nadomeščeni z večjimi in oni z le delno razvitim FeS_2 robom ali celo brez njega z manjšimi dolomitnimi in sfaleritnimi zrni, moramo iskati v dejstvu, da je porna raztopina težje pronicala skozi FeS_2 robove. Zato so lahko nastali le maloštevilni kristalizacijski centri, toda sorazmerno večja dolomitna in sfaleritna zrna. V galenitne kristalčke, ki jih je le delno obdal FeS_2 rob ali ga le-ti sploh niso imeli, pa je prihajala porna raztopina brez težav. V njih so se pojavili številni kristalizacijski centri; zategadelj so nastala manjša dolomitna in sfaleritna zrna.

Toda z opisom epigenetske preobrazbe diagenetskega galenita smo nekoliko prehiteli razlago drugih sprememb, ki so potekale v rudi še med diagenezo. Ko so se namreč izločili opisani diagenetski sulfidi, je zajela rudni mulj dolomitizacija. Kako velika zrna so nastala, je bilo odvisno od okolja. Tam, kjer so prevladovali glineni minerali, so nastala in se ohranila do $40\mu\text{m}$ velika, evhedralna dolomitna zrna; povsod prevladujejo sparitna zrna, mikritna so resnično le maloštevilna. Drugače je potekala dolomitizacija tam, kjer je bilo glinenih mineralov le malo ali sploh niso bili prisotni. Tu so verjetno najprej nastala mikritna dolomitna zrnca, toda ta so se nato večala in zraščala, tako da merijo sparitna dolomitna zrna v rudi zvečine od 40 do $100\mu\text{m}$. Pretežno so subhedralna in anhedralna, nekatera tudi evhedralna. V številnih dolomitnih zrnih najdemo piritna zrnca, s katerimi se je začelo sulfidno orudenje, ter včasih tudi glinene minerale.

Dolomitna zrna so zelo verjetno rastla in se zraščala tudi še potem, ko je ruda že postala kolikor toliko jedra in trdna, to je v naši tretji razvojni fazi, ki se je pojavila v začetku epigeneze (sl. 8). V tej fazi so ob dolomitnih zrnih in ob njihovih stikih najprej kristalizirala piritna zrnca s premeri do $25\mu\text{m}$, ki imajo pod mikroskopom pretežno nepravilne preseke. Njihova količina je manjša od količine piritnih zrn, ki so nastala v zgodnji diagenezi.

Nekoliko pozneje so bile prerazvrščene vse tiste sfaleritne kroglice in rombododekaedrski sfaleritni kristalčki, ki niso bili ujeti v diagenetskih piritnih, markazitnih in piritno markazitnih zraščencih. To je bilo brez dvoma eno izmed obdobij najmočnejše epigenetske preobrazbe rude Zahodnega telesa. Brezštevilne sfaleritne kroglice in kristalčki so se v porni vodi topili, drugod pa se je sfalerit znova izločal. Ker je kristaliziral pri metasomatskih procesih na račun dolomita, je bil slednji prav tako mobiliziran. Izločal se je ob stikih dolomitnih zrn, rasel je v porah, marsikje pa je nadomeščal tudi sfalerit.

Poglejmo, kako se kaže v rudi sfalerit, ki je nastal v tej, tretji razvojni fazi. Zdaleč največ tega rudnega minerala najdemo v rudnih plasteh in laminah, kjer je glinenih mineralov sorazmerno malo. Procesi mobilizacije so potekali v ugodnem okolju, zato ima ruda precej pester zlog:

– kjer so dolomitna zrna majhna, so praviloma majhna tudi sfaleritna zrna; njihovi premeri zvečine ne presežejo 60 μm . Imajo nepravilne, pa tudi izometrične preseke in se v bogati rudi združujejo v nepravilna polja (tabla 3, sl. 2). Marsikje tvori sfalerit tanke opne med dolomitnimi zrni, tako da opazujemo značilno strukturo medzrnskih filmov,

– tam kjer so dolomitna zrna večja, vidimo tudi večja sfaleritna zrna (tabla 3, sl. 3), ki imajo bolj ali manj izometrične preseke s premeri 50 do 250 μm . V njih najdemo pogosto korodirane dolomitne vključke, pa tudi drobna piritna zrnca,

– nadalje zasledimo nekaj 100 μm velika sfaleritna polja z ameboidnimi preseki, ki prav tako vsebujejo vključke dolomita (tabla 4, sl. 1). Ta polja se vzdolž svojih robov intenzivno zraščajo z dolomitno osnovo, kar dokazuje, kako spretno si je rudna raztopina iskala pot med zrni karbonatne kamenine,

– sfalerit je rasel v rudi tudi tako, da je najprej obdal posamezno dolomitno zrno in ga nato postopoma nadomeščal. Sprva je nastal le nekaj mikrometrov debel sfaleritni rob, ki je rasel v izbrano dolomitno zrno. Rob se je postopoma debelil, dokler sfalerit ni povsem nadomestil izbranega dolomitnega zrna. Ponekod se je vmesna faza metasomatskega procesa ohranila, Tako da lepo opazujemo značilno atolsko strukturo (tabla 4, l. 1),

– tu in tam najdemo tudi do 350 μm velika, skoraj povsem idiomorfna sfaleritna zrna, ki kažejo pri navzkrižnih nikolih razločno conarno zgradbo: menjavajo se cone, ki imajo svetlo sivo, s conami, za katere je značilna rumena ali rjavkasto rumena barva notranjih refleksov,

– pri teh procesih sproščeni dolomit je marsikje nadomeščal sfalerit; njegova zrna in zraščenci so bili ponekod skoraj povsem nadomeščeni z dolomitom. V takšnih primerih najdemo v dolomitnih zrnih majhne, črvičaste sfaleritne vključke, tako da se kaže mirmekitska struktura (tabla 4, sl. 3). Dolomit se je tu in tam vraščal v sfaleritna zrna ali njegove zraščence v obliki metakristalov (tabla 5, sl. 1). Ponekod so metasomatski procesi odkrili celo prvotno obliko idiomorfnih sfaleritnih zrn.

Sfalerit je prisoten tudi v tankih plasteh in v laminah, ki vsebujejo predvsem majhna subhedralna in evhedralna dolomitna zrna, sorazmerno večjo količino mineralov glin ter zrnca pirita. Sfalerit tvori zrnca s premeri 5 do 25 μm , ki imajo izometrične in nepravilne preseke in so dokaj enakomerno razvrščena (tabla 5, sl. 2). V nekaterih rudnih plasteh zasledimo številne sfaleritno dolomitne lamine, ki se menjavajo z laminami, katere grade glineni minerali (tabla 5, sl. 3). V vseh teh primerih so slednji dobredno zacementirali dolomitna in sfaleritna zrnca, tako da niso več prišla v stik s porno vodo. Zlog rude je ostal takšen, kakršen je bil v začetku epigeneze.

Sledila je četrta razvojna faza, ko sta v epigenezi znova kristalizirala pirit in markazit. Mikroskopska raziskava je pokazala, da se jima je tu in tam pridružil tudi melnikovitpirit, ki ga makroskopsko ni bilo mogoče ločiti od markazita. Za številna FeS_2 zrna in njihove zraščence je značilno, da vsebujejo korodirane dolomitne in sfaleritne vključke, katerih dimenzije se gibljejo zvečine od 10 do 80 μm . Ponekod vsebujejo nepravilno zraščene dolomitne ali sfaleritne vključke in sfaleritno dolomitna zrna z atolsko strukturo. To dokazuje, da so nastali pirit, markazit in melnikovitpirit res šele potem, ko se je končala diagenaza in so v rudi že bila večja dolomitna in sfaleritna zrna, ki so nastala v zgodnji epigenezi pri metasomatskih procesih. Posebej moramo poudariti, da v FeS_2 zrnih in zraščencih četrte razvojne faze nismo našli sfaleritnih kroglic in rombododekaedrijskih kristalčkov, ki so tako značilni za

diagenetski pirit in markazit. Sicer pa se kažejo železovi sulfidi te faze na naslednje načine:

- del pirita in markazita najdemo v dokaj lepo razvitih, posamičnih metakristalih. Njihovi premeri navadno ne presežejo 500 μm , toda našli smo tudi zrna s premeri 2,5 mm. Piritni metakristali imajo pravokotne, kvadratne, trikotne in šesterkotne preseke, markazitni pa kvadratne, rombaste, paličaste in vretenaste,

- pogostejši kot posamični metakristali so monomineralni piritni in markazitni zraščenci. Piritni zraščenci dosežejo velikost nekaj milimetrov in imajo pod mikroskopom obliko izometričnih in nepravilnih polj, ki so pogosto omejena s pravilno razvitimi kristalnimi ploskvami. Markazitni zraščenci se kažejo pretežno v nepravilnih poljih z različno zgradbo. V nekaterih so markazitna zrna bolj ali manj enako velika, v drugih pa so v srednjem delu zelo majhna, ksenomorfna zrnca, ki jih obdajajo večja, hipidiomorfna in celo idiomorfna zrna. Zraščenci markazitnih zrn imajo večkrat tudi okrogle in eliptične preseke in različno radialno trakasto zgradbo. Tu in tam najdemo zraščence v obliki sploščenih, bolj ali manj konkordantnih leč, ki imajo makroskopsko črvičaste preseke. Pod mikroskopom pa vidimo, da so zgrajeni iz zelo številnih paličastih markazitnih zrn, ki so med seboj vzporedna,

- zelo pogostni so piritno markazitni, oziroma markazitno piritni zraščenci, ki dosežejo sicer velikost 2,5 mm, toda zvečine so manjši od 500 μm . Ti imajo pod mikroskopom nepravilne in izometrične preseke. V sredini nekaterih zraščencev je pirit, katerega obdaja markazit, njemu pa ponovno sledi pirit; piritni rob pogosto kaže lepo razvite kristalne ploskve. V srednjem delu drugih zraščencev je markazit, katerega obrašča pirit. Za številne zraščence je značilno, da je mlajši pirit delno ali skoraj povsem nadomestil starejši markazit,

- tu in tam najdemo tudi zraščence pirita ali markazita z melnikovitpiritom. V njihovem jedru je piritno ali markazitno zrno (tabla 6, sl. 1). Tovrstni zraščenci dosežejo velikost 2 mm ter imajo okrogle in ledvičaste preseke ter bolj ali manj izrazito koncentrično zgradbo.

Železovi sulfidi so metasomatsko rastle v sfaleritno dolomitni osnovi. To pomeni, da sta se zaradi njihove rasti oba minerala osnove, torej tako dolomit kot tudi sfalerit topila, njune sestavine pa so se, zahvaljujoč difuziji, premeščale in drugod sta minerala znova kristalizirala.

V peti razvojni fazi je nastal praktično ves galenit, kar ga najdemo v rudi Zahodnega telesa. Nastanek tega galenita je bil pogojen z metasomatskimi procesi, pri katerih sta dolomit in sfalerit skoraj povsem nadomestila zgodnjediagenetske galenitne kristalčke druge faze (tabla 2, sl. 2 in 3; tabla 3, sl. 1). Iz porne vode, ki je vsebovala mobilizirane svinčeve spojine, so kristalizirala pri metasomatskih procesih v sfaleritno dolomitni osnovi brezštevilna galenitna zrna. Ker pa jakost mobilizacije in trajanje metasomatskih procesov nista nista bila povsod enaka, opazimo že makroskopsko, zlasti pa pod mikroskopom različno stopnjo razvoja galenitnih zrn. Ugotovili smo naslednje:

- če je trajal dotok spojin le relativno kratek čas, so nastala tako majhna galenitna zrna, da jih makroskopsko ni mogoče opaziti, zasledimo pa jih pod mikroskopom. Če pa so prihajale spojine dalj časa, so nastali galenitni metakristali velikosti tudi do 13 mm in galenitne leče, kakršne kaže sl. 4,

- koncentracija svinca in žvepla v porni vodi je bila vsaj v začetku mobilizacijskih procesov razmeroma majhna, tako da so zrastle najprej skeletasti galenitni kristali, ki so se tu in tam še ohranili. Značilno je, da so se pogosto najprej razvili njihovi periferni deli (tabla 6, sl. 2 levo), nato pa so postopoma rastle proti sredini. Še

sedaj najdemo v rudi lepo razvite galenitne metakristale z vključkom sfaleritno dolomitne osnove (tabla 6, sl. 2 desno),

- z nadaljnjo difuzijo spojin so nastali lepo razviti metakristali, ki ponekod še vsebujejo posamezne korodirane vključke sfalerita (tab. 6, sl. 3) in dolomita, drugod pa so brez njih,

- tam kjer je bila koncentracija svinca in žvepla v porni vodi večja in so se pri metasomatskih procesih pojavila številnejša kristalizacijska jedra, so nastali nepravilni galenitni zraščenci, ki pa imajo v perifernih delih praviloma lepo razvite ploskve.

V nadaljnjem razvoju so se marsikje pogoji toliko spremenili, da se je galenit, vsaj začasno, nehal izločati, namesto njega pa je kristaliziral pirit. Slednji je na račun sfaleritno dolomitne osnove metasomatsko rasel ob galenitnih zrnih in ob njihovih zraščencih. Tako je nastal do 150 µm debel piritni rob (tabla 7, sl. 1). V njem večkrat najdemo vključke korodiranih dolomitnih in sfaleritnih zrn. Piritu je ponekod znova sledila kristalizacija galenita, ki je rasel na starejših PbS zrnih, tako da je nadomeščal njihov piritni rob.

Proti koncu pete razvojne faze so v marsikaterem galenitnem zrnju zrastle dolomitni metakristali, ki dosežejo velikost 150 µm; pogosto imajo lepo razvite rombaste preseke in ravne robove ter vsebujejo korodirane galenitne vključke.

S peto fazo se je končalo epigenetsko obdobje razvoja orudjenja, za katerega je bilo značilno, da so se v rudi sorazmerno intenzivno premeščali rudni minerali in dolomit; diagenetske strukture rudnih mineralov so v veliki meri izginile, pojavile so se epigenetske, ki sedaj v rudi močno prevladujejo. V začetku tega obdobja je bila ruda še dovolj porozna in je obstajal v posameznih plasteh, ki so jih ločile lezike, lamine in tanke plasti skrilavega laporja, bolj ali manj povezan sistem por z raztopino. V njej so se z difuzijo premeščale mobilizirane spojine do krajev, kjer so sulfidi in dolomit predvsem pri metasomatskih procesih znova kristalizirali; seveda pa so se ti minerali izločali tudi v porah. Zaradi povečanega litostatičnega tlaka in izločanja mineralov v porah je postajala prepustnost rude vse slabša. Zato je vse bolj slabila tudi difuzija, dokler se celotni sistem mobilizacije rudnih in jalovinskih mineralov ni ustavil.

Znova so se začeli dolomit in sulfidi premeščati šele v retrogradni epigenezi, potem ko so zajeli anizijske plasti tektonski procesi in so se začele dvigati proti površju. V začetku ti procesi niso povzročili močnejših prelomov, ki bi presekali rudno telo in premaknili njegove dele. Vendar so ga marsikje pretrli, tako da so nastale razpoke, v katere je začela prenikati podtalnica. Ta je v retrogradni epigenezi prevzela vlogo, ki jo je imela v epigenezi porna voda. V podtalnici so se namreč ponekod topili dolomit in v podrejenem obsegu tudi sulfidi, drugod pa so se ti minerali ponovno izločali. Toda za razliko od epigeneze se med retrogradno epigenezo dolomit in sulfidi niso izločali pri metasomatskih procesih, temveč so kristalizirali v razpokah in v porah, oziroma so povezovali kose in koščke rude v brečo.

Tako so v šesti razvojni fazi marsikje nastale dolomitne žilice. V razpokah se je namreč izločal makroskopsko beli dolomit, katerega zrna dosežejo velikost 1 mm. Prav gotovo gre za več generacij žilic, ki so razmeroma kratke in debele največ 3 mm ter se med seboj nepravilno prepletajo.

V sedmi razvojni fazi so nastale zelo zanimive sulfidne tvorbe, ki smo jih našli v odkopu št. 2, okrog 10 m pod obzorjem 1144 m. Gre za rudno brečo, v kateri so kosi in koščki rude povezani s sulfidno dolomitnim vezivom; sulfidi in dolomit pa so prisotni tudi v nekdanjih razpokah in porah rudnih kosov in koščkov. Že s prostim očesom lahko ugotovimo, da so zastopani sulfidi s sfaleritom, galenitom, piritom in

melnikovitpiritom. V obruskih prevladujejo do 8mm velika, okrogla in eliptična sfaleritna polja svetlo in temno rjave barve, ki kažejo pogosto skorjasto zgradbo in se med seboj zraščajo. V njih zasledimo do 3mm velika, izometrična galenitna zrna in njegove skelete, ki imajo na presekih obliko ribje kosti in dosežejo velikost 10mm. Prisotna so tudi do 2mm velika izometrična piritna in melnikovitpiritna zrna.

Mikroskopska raziskava rude je pokazala, da je imela ta breča zelo zapleten nastanek (sl. 8). Na stenah rudnih kosov in koščkov ter v njihovih porah je tu in tam najprej kristaliziral pirit. Najdemo ga v majhnih izometričnih zrnih (tabla 7, sl. 2) in izjemoma v tankih skorjah. Nato so zrastle do 500µm velika dolomitna zrna. V rastočih dolomitnih zrnih se je občasno izločal sfalerit, ki tvori v njih le majhne vključke (tabla 7, sl. 2). V večini dolomitnih zrn dosežejo ti vključki velikost komaj 1 do 3µm. Le tam, kjer je prišlo do njihove zbirne kristalizacije, merijo 5 do 15µm. Sfaleritna zrnca so razvrščena v dolomitnih zrnih conarno (tabla 7, sl. 2). Razvrstitev in gostoto sfaleritnih zrn v dolomitnih zrnih ugotovimo najlažje pri navzkrižnih nikolih: večja je njihova gostota, svetlejša je zaradi notranjih refleksov cona, v kateri se pojavljajo (tabla 7, sl. 3).

Medtem ko so dolomitna zrna rastle in se je v njih v presledkih izločal sfalerit, se je sestava prihajajoče raztopine občasno toliko spremenila, da je korodirala pravkar nastali dolomit (tabla 8, sl. 1). Dolomitna zrna so dobila v takšnih primerih nekoliko zaobljeno površino. Kasneje se je na korodiranih zrnih v optični kontinuiteti ponovno izločal dolomit in v njem tudi majhna sfaleritna zrna (tabla 8, sl. 1). Proces raztapljanja dolomitnih zrn s sfaleritnimi vključki ter vnovična kristalizacija dolomita in sfalerita sta se večkrat ponovila.

V dolomitnih zrnih s sfaleritnimi zrnci se je tu in tam v obliki nežnih skeletov pojavil tudi galenit. V nadaljnjem razvoju se je iz raztopine izločil pretežni del galenita sedme razvojne faze. Najprej so nastala hipidiomorfna, pa tudi nekotni skeletasta zrna s premeri do 3mm. Le-ta se pogosto zraščajo v skupke nepravilnih oblik. Značilno je, da vsebuje marsikatero galenitno zrno sfaleritne vključke različnih velikosti in oblik. Ti vključki so v istem galenitnem zrnu navadno razvrščeni v eni ali več smereh. Sodimo, da rast galenitnih zrn ni potekala enakomerno, temveč s presledki. Ko v raztopini ni bilo dovolj svinčenih ionov, da bi nastajal galenit, se je iz nje ob povečani koncentraciji cinkovih ionov izločal sfalerit; pri navzkrižnih nikolih se lahko prepričamo, da imajo njegovi vključki kolomorfno strukturo. Pri nadaljnji kristalizaciji galenita je bil sfalerit vgrajen v njegova zrna.

Ena izmed posebnih značilnosti breče je v tem, da je v nadaljnjem razvoju orudjenja ponovno kristaliziral galenit, toda sedaj pri izrazito omejeni difuziji svinčevih ionov. Zato so nastali na pravkar omenjenih galenitnih zrnih ali povsem samostojno zelo številni, raznovrstni galenitni skeleti. Svinčev sulfid je rastle zlasti v tistih smereh, v katerih je bila njegova kristalizacijska sposobnost največja, to je v smeri robov, pa tudi v smeri štirištevnih osi in vzporedno s ploskvami kocke. Najbolj česti so skeleti, ki imajo v preseku obliko ribje kosti. Ti so se ponekod ohranili v začetni fazi rasti (tabla 8, sl. 2) ali pa so lepo razviti (tabla 8, sl. 3). Prav tako najdemo preseke skeletov, ki imajo obliko kitajskih pismenk (tabla 9, sl. 1 in 2), tako da se kaže grafična struktura. Na prostih površinah galenitnih kristalov in njihovih zraščencev se je tu in tam izločil melnikovitpirit, pogosteje pirit.

Sestava raztopine se je nato spremenila. Postala je koloidna, iz nje pa se je izločal sfaleritni gel. Ta raztopina je topila prej omenjena dolomitna zrna s sfaleritnimi vključki (tabla 8, sl. 1), ZnS gel pa je obraščal korodirana dolomitna zrna, galenitne kristale in skelete kakor tudi pirit in melnikovitpirit. Nadrobna mikroskopska

raziskava je pokazala, da gre za porozni sfaleritni različek, ki kaže kolomorfno strukturo (tabla 8, sl. 2; tabla 9, sl. 1), kakršna je po Ramdohru (1975) značilna za gelske tvorbe. Pore so manjše od $1\ \mu\text{m}$ in zelo enakomerno razvrščene. Menimo, da so se izločili iz koloidne raztopine nekoliko večji sfaleritni kosmiči. Med njimi so bile pore, v katerih se je še nekaj časa zadržalo disperzijsko sredstvo. Pri dehidratizaciji gela, ko so se pojavile tudi številne kontrakcijske razpoke, se je premer sicer nekoliko zmanjšal, vendar so se le-te ohranile. Značilno je nadalje, da ta sfaleritni različek pri navzkrižnih nikolih ne kaže notranjih refleksov, tudi če uporabimo ksenonsko luč, temveč je enakomerno temen. Znano je, da ne kažejo notranjih refleksov sfaleritni različki, ki vsebujejo več železa, in tisti, v katerih so razpršena zrnca drugega rudnega minerala. Prof. Ottemann (Štruel, 1974) je z mikrosondo ugotovil, da vsebujejo sfaleritna zrna iz Tople največ 0,12% Fe. To je premalo, da sfalerit ne bi kazal notranjih refleksov. Ker ni verjetno, da bi se bil retrogradno epigenetski kolomorfni sfalerit obogatil z železom, se nam zdi druga razlaga verjetnejša.

Preden so se sfaleritni kosmiči nehali izločati, se je sestava raztopine toliko spremenila, da so se tu in tam obarjali tudi kosmiči galenita. Nastale so koloidne tvorbe, ki imajo pod mikroskopom okrogle in eliptične preseke: v galenitni osnovi so enakomerno razvrščena mikrometerska sfaleritna zrnca.

V nadaljevanju orudenja so se iz koloidne raztopine znova izločali le sfaleritni kosmiči. Nabirali so se na prejšnjem, poroznem različku, tako da je postajala sfaleritna obloga galenitnih zrn in njihovih skeletov vse debelejša. Toda kosmiči sfalerita so bili sedaj manjši, zato je nastal jedri sfalerit, ki tudi pri največji povečavi ne kaže nobenih por (tabla 8, sl. 2 in 3). Pri navzkrižnih nikolih ima jedri sfalerit razločno skorjasto zgradbo. Posamezne skorje se ločijo po barvi notranjih refleksov: nekatere kažejo svetlo rumeno, druge svetlo rjavo barvo. Količinsko je drugega sfaleritnega različka več kot prvega.

Ob koncu sedme faze so se minerali znova izločali iz ionskih raztopin. V porah je najprej kristaliziral sfalerit, zvečine v lepo razvitih kristalčkih, ki dosežejo velikost $150\ \mu\text{m}$ (tabla 10, sl. 1); pri navzkrižnih nikolih imajo rumenkaste notranje reflekse. Te kristalčke je ponekod obdal galenit, ki se je izločal tudi v 5 do $15\ \mu\text{m}$ debelih kontrakcijskih razpokah obeh kolomorfni sfaleritnih različkov. Drugod je sfaleritna zrna obdal pirit (tabla 10, sl. 1).

Zadnji se je v tej fazi ponovno izločil sfalerit, ki je zapolnil predvsem pore, ki so še ostale med polji kolomorfni sfaleritov. Pri navzkrižnih nikolih imajo njegova polja svetlo rumene do skoraj brezbarvne notranje reflekse. Ta, najmlajši sfalerit je nadomeščal tudi galenitna zrna in galenitne skelete; tu in tam lahko opazimo popolne psevdomorfoze po galenitnem skeletu (tabla 10, sl. 2). Izločal pa se je tudi v kontrakcijskih razpokah kolomorfne sfalerita.

Sledili so tektonski premiki, ob katerih so v rudnem telesu znova nastale številne razpoke. V njih so med osmo razvojno fazo kristalizirala do $1,5\ \text{mm}$ velika, makroskopsko bela dolomitna zrna. Tako so v rudi nastale dolomitne žilice (sl. 8), katerih gostota je v posameznih delih rudnega telesa različna. Navadno so diskordantne in se med seboj nepravilno prepletajo; tu in tam vsebujejo posamezna zrnca pirita, sfalerita in galenita. Opisane žilice sečejo tudi pravkar omenjeno rudno brečo sedme faze. Zelo verjetno so zastopane z več generacijami, toda le-teh nismo uspeli razčleniti. Težave so tudi pri ločitvi dolomitnih žilic, ki so nastale v šesti fazi od tistih, ki pripadajo osmi razvojni fazi. Ob tem moramo ugotoviti, da nismo našli žilic in seveda tudi žil ne, ki bi sekale celotno debelino rudnega telesa; žilice so namreč zvečine kratke, saj merijo v dolžino največ 15–20 cm. Le redko sečejo lamine skrilavega

laporja; navadno se ob njih izklinijo. Kjer pa je bila ruda močnejše pretrta, je nastala značilna breča; njene kose in drobce veže belo dolomitno vezivo. Tektonski premiki so vsekakor močnejše prizadeli talninski in krovniški dolomit kot rudno telo samo. V njima so nastale brezštevne, prepletajoče se dolomitne žilice, marsikje tudi tektonska in ponekod celo dissolucijska breča. Neposredno ob rudnem telesu vsebujejo te žilice in vezivo breče posamezna sulfidna zrnca, ki pa se po 1–1,5 m porazgube.

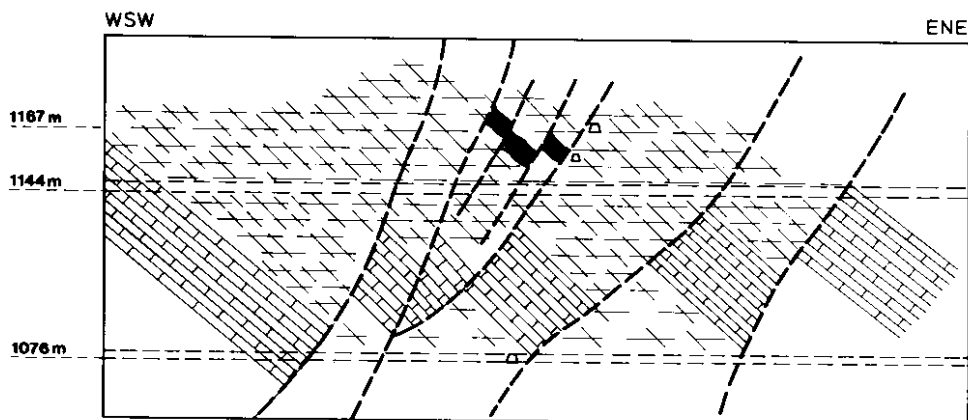
V začetku devete faze je rudišče ponovno prizadela tektonika. Znova je pretrla, ponekod tudi nekoliko močnejše zdrobila rudno telo in njegovo prikamenino. Pojavili so se prelomi in prelomne cone, ki so ponekod le presekali rudno telo in prikamenino, drugod pa so ju tudi premaknili; to velja predvsem za severovzhodni in jugozahodni del Zahodnega telesa. V prelomih in v prelomnih conah sicer najdemo milonit, vendar se v njih ni izločil dolomit, ki je tako značilni cement v razpokah in v brečah starejših tektonskih faz. Med deveto fazo je začela v Zahodno rudno telo postopoma pronicati meteorska voda. Sulfidi zatagadelj niso bili več obstojni in zlasti v dvignjenem, jugozahodnem delu so se začeli spreminjati ti v obstojnejše minerale, predvsem v limonit, smithsonit, cerusit in v greenockit (sl. 8).

Staro rudno telo

Izmed vseh treh ima le to rudno telo še danes lepo viden izdanek, ki leži v grapi, dobrih 50 m vzhodno od vhoda v podkop Terezija, na nadmorski višini 1150 m do 1160 m. Ruda na izdanku je razmeroma sveža. Prav v njem in v rovih pod njim so začeli v prvi polovici prejšnjega stoletja kopati rudo na območju Tople. Ker so izkoriščali takrat, pa tudi pozneje le svinčevo rudo, so zgornje dele rudnega telesa, kjer so le-ti vsebovali večjo količino galenita, že zdavnaj odkopali. Ostali so tisti deli, ki vsebujejo sicer malo galenita, vendar sorazmerno precej sfalerita. V nekdanjih odkopih varnostni stebri popuščajo in so zato že bolj ali manj zarušeni. Dostop v odkop št. 1 je možen le ponekod na obzorju 1144 m in na obzorju 1166 m.

Staro rudno telo leži v srednjem delu rudišča (sl. 1). Rudarska dela so ga presekala med nadmorskima višinama 1134 m in 1180 m. Njegova projekcija na obzorje 1144 m pove, da se razteza v smeri severoseverozahod-jugojugovzhod. Dolgo je okrog 200 m in široko 20 do 50 m. Zahodna in vzhodna meja tega rudnega telesa sta tektonski. Omejujeta ga preloma, ki smerita severoseverozahod-jugojugovzhod in vpadata pod kotoma 70° in 60° proti zahodu (sl. 10). Ta dva preloma sta ponekod verjetno odsekala dele rudnega telesa, ki leže, če je naša podmena pravilna, vzhodno in zahodno od odkopa št. 1. Prelomi so za to rudno telo tudi sicer zelo značilni. Najmočnejši so tisti, ki so bolj ali manj vzporedni z mejnima. Ob njih je bilo rudno telo skupaj s krovniškim in talniškim dolomitom razkosano v tanjše, proti zahodu nagnjene rezine, ki so po višini med seboj premaknjene, deli rudnega telesa v teh rezinah pa vpadajo proti vzhodu (sl. 10). Med prelomi so odkopavali dejansko le ozke pasove rude. To je navedlo Zorca (1955) na domnevo, da nastopa ruda v ceveh, ki se vlečejo ob prelomih. Poleg omenjenih so prisotni tudi prečni, z različnimi vpadi proti severu in proti jugu, ter horizontalni prelomi. Ruda in prikamenina sta bili pogosto zdrobljeni, tu in tam celo zmleti v milonit.

Rudno telo je bilo torej tektonsko močno prizadeto in ob prelomih, ki imajo različne smeri in vpade, tudi vertikalno in lateralno premaknjeno. Mimo tega je njegov stik s talnino in krovino marsikje tektonski. Zato je vprašanje njegove debeline problematično. Verodostojen odgovor otežuje dejstvo, da spodnjemu, sfale-



Sl. 10. Staro rudno telo. Prečni presek odkopa št. 1. Legenda na sliki 2

Fig. 10. Old orebody. Transverse section of the stope No. 1. Legend in figure 2

ritnemu delu rudnega telesa, kjer je bistveno manj galenita kot v zgornjem, niso posvečali skoraj nobene pozornosti. Zato so podatki o debelini tega dela le skromni. V dostopnih odkopih na obzorju 1144 m se giblje celotna debelina rudnega telesa zvečine od 1 do 2 m in doseže največ 3 m. Na obzorju 1167 m pa se je gibala debelina zgornjega dela, ki je odkopan, 1 do 5 m in je merila povprečno okrog 2 m, medtem ko je bil spodnji del debel 0,3 do 2 m. Če vse te podatke upoštevamo, se nam zdi najverjetnejše, da je bilo rudno telo debelo v glavnem 2 do 3 m, doseglo pa je verjetno tudi debelino 6 do 7 m. Staro rudno telo je nastalo torej v razmeroma plitki kotanji z nekoliko bolj razgibanim dnom. K temu moramo dodati, da vsebuje v nekaterih varnostnih stebrih rudno telo do 0,5 m debelo lečo sivega, jalovega dolomita, vendar pa »jalovih otočkov«, ki so značilni za Zahodno rudno telo, nismo našli.

Po Zorc (1955) je razmerje med cinkom in svincem v tem rudnem telesu 5:1, torej prav takšno, kot v Zahodnem rudnem telesu. Ruda v zadnjih desetletjih ni bila n drobneje analizirana. Toda vizualna ocena še dostopnih neodkopanih delov ter rude v varnostnih stebrih na obzorjih 1144 m in 1166 m v glavnem potrjuje Zorčevo navedbo.

Osnovo rude tvori sivi in temno sivi, nekoliko bituminozni drobnozrnati dolomit, ki vsebuje številnejše lezike, lamine in plasti skrilavega laporja in več drobno razpršenih glinenih mineralov kot ruda Zahodnega telesa. Orudene so predvsem plasti, v katerih močno prevladuje dolomit, vendar najdemo sulfide tudi v laminah in v plasteh skrilavega laporja. Najpogostejši rudni mineral v rudi dostopnih odkopov na obzorju 1144 m in v preostali rudi na obzorju 1167 m je sfalerit. Prav gotovo je bil cinkov sulfid prisoten tudi v rudi zgornjega dela rudnega telesa na obzorju 1167 m, ki je vsebovala več galenita, a so jo že odkopali. Sfaleritna zrna so tako majhna, da jih s prostim očesom ni mogoče ločiti. Njegova količina je v posameznih plasteh močno spremenljiva: v nekaterih ga komaj opazimo, v drugih pa mu pripada celo več 10%. Po količini mu sledijo železovi sulfidi, ki so v tem rudnem telesu pogostejši kot v Zahodnem; v rudnih plasteh jim pripada namreč od 3 do 15%. Manjših zrn makroskopsko ni mogoče razlikovati, toda če upoštevamo tudi podatke mikroskopske raziskave, moramo zapisati, da sta zastopana pirit in markazit v skoraj enakih

količinah, medtem ko je melnikovitpirita precej manj. Zrna železovih sulfidov navadno ne presežejo velikosti 2mm, vendar se le-ta zraščajo v nepravilne skupke in manjše leče, ki so položeni bolj ali manj vzporedno s plastovitostjo. Galenita je sorazmerno največ v rudi z izdanka. Tu je zastopan s ksenomorfnimi in celo idiomorfnimi zrni s premeri do 5mm; marsikatero galenitno zrno obrašča FeS_2 rob. Po grobi oceni vsebuje ruda, ki jo danes še ima Staro rudno telo, približno 18% rudnih mineralov, 67% dolomita in 15% glinenih mineralov; mikroskopska raziskava pove, da so v sledovih prisotna tudi detritična kremenova zrna, ki merijo zvečine okrog 70 μm .

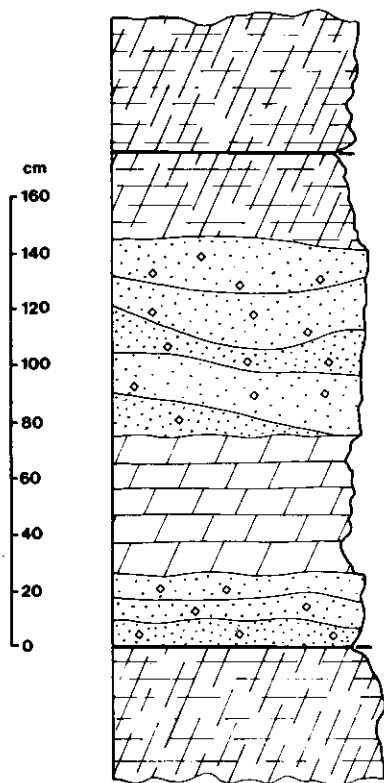
Tekstura rude je predvsem plastnata; posamezne rudne plasti merijo navadno 5 do 25 cm. Posebno lepo kažejo plastnato teksturo tisti preseki rudnega telesa, kjer se menjavajo rudne plasti s slabo orudenimi ali jalovimi laminami in plastmi skrilavega laporja. Rudne plasti imajo različno kvantitativno mineralno sestavo. V nekaterih so sfalerit, železovi sulfidi in glineni minerali v dolomitni osnovi enakomerno razvrščeni, tako da ima ruda homogen videz. Druge vsebujejo spremenljive količine omenjenih mineralov. Njihov presek večkrat kaže razločno progasto teksturo: v svetlo sivih progah je sorazmerno več sfalerita, v sivih močno prevladuje dolomit, v temno sivih se dolomitu v nekoliko večji meri pridružujejo glineni minerali, prisotna pa je tudi drobno razpršena organska snov.

Nadalje smo našli rudne plasti, ki vsebujejo v spodnjem delu precej več mineralov, predvsem sfalerita, kot v zgornjem; pri tem pa je prehod bogatejšega spodnjega dela v siromašnejši ali celo jalovi zgornji postopen. Tovrstne plasti vsebujejo večkrat tudi klaste jalovega ali le slabo orudenega črnega, bituminoznega dolomita. Razvrščeni so tako, da se njihova velikost od spodaj navzgor postopoma zmanjšuje, torej gre za postopno zrnnavost. Tam, kjer se menjavajo lamine z različno mineralno sestavo, opazujemo laminarno teksturo. Sicer pa kaže ruda večkrat diagenetske deformacijske teksture, kot sta to na primer tekstura gnetenja in obremenitvena tekstura. Tu in tam smo našli tudi svojevrstne deformacije rudnih plasti, ki so jih najverjetneje povzročili plinski mehurčki, ko so se prebijali skoz židki rudni mulj proti površju.

Ruda ima najpogosteje drobnozrnato strukturo, ki prehaja ponekod v impregnacijsko, drugod v porfiroidno. Slednjo označujejo nekoliko večja FeS_2 zrna, v rudi izdanka pa predvsem galenitna zrna, ki so razvrščena dokaj enakomerno. Marsikatera rudna plast kaže tudi bolj ali manj izrazito psefitsko strukturo. V drobnozrnati osnovi so namreč številni, do nekaj centimetrov veliki klasti orudenega sivega in temno sivega dolomita, v manjši meri pa so ponekod prisotni tudi klasti jalovega ali slabo orudenega črnega dolomita. Klasti so razvrščeni ponavadi brez reda in brez neke orientacije. Imajo obliko kosmičev, drobcev in koščkov; nekateri so ostrorobi, drugi nekoliko zaobljeni in zdi se, kot bi bili gneteni.

Ruda tega rudnega telesa vsebuje več belih dolomitnih žilic kot ruda Zahodnega telesa. Prevladujejo diskordantne, vendar so prisotne tudi konkordantne žilice. Slednje opazujemo na primer ob lezikah in ob laminah ali med laminami skrilavega laporja. Povečini so kratke, nepravilnih oblik in debele navadno 1 do 7 mm. Pogosto se izklinijo že ob leziki, le redke presečejo lamino skrilavega laporja. Marsikje opazimo tudi značilno brečo: kose in koščke veže beli srednjezrnati dolomitni cement. V vzorcih rude iz razpadajočih varnostnih stebrov na obzorju 1144 m nismo našli sulfidnih zrnc niti v žilicah niti v vezivu breče.

Talninski in krovinski dolomit sta si makroskopsko zelo podobna. Oba sta sive ali temno sive barve in drobnozrnata ter pogosto z limonitom intenzivno rjavo obarvana. Često vsebujeta bele dolomitne žilice, ki se nepravilno prepletajo. Tako za



Sl. 11. presek Starega rudnega telesa v varnostnem stebri. Odkop št. 1., obzorje 1144m. Legenda na sliki 3

Fig. 11. Cross section of the Old orebody in the security pillar, Stope No. 1, 1144m level. Legend in figure 3

talninski kot za krovninski dolomit je značilna brečasta tekstura; zrnca dolomita v njenem vezivu dosežejo velikost 1,5mm. Tam, kjer smo na obzorju 1144m lahko opazovali karbonatno prikamenino, sicer nismo našli niti v njej niti v dolomitnih žilicah pa tudi v vezivu breče sulfidnih zrn. Toda limonitne prevleke dokazujejo, da vsebujeta talninski in krovninski dolomit prav gotovo vsaj železove sulfide.

Meja rudnega telesa s talninskim in krovninskim dolomitom je zaradi različnih lastnosti rude in karbonatne prikamenine navadno lepo opazna. Marsikje meji rudno telo na talnino in na krovnino tudi s prelomom oziroma s prelomno cono. V takšnih primerih sta ruda in prikamenina ob stiku večkrat milonitizirana.

Slika 11 kaže enega izmed najznačilnejših presekov rudnega telesa, kar smo jih našli v na pol porušeni varnostni stebri obzorja 1144m. Tu meji ruda na talninski dolomit s prelomom. Nad njim je okrog 25cm razmeroma bogate cinkove rude, ki jo grade tri, do 12cm debele rudne plasti. Te vsebujejo poleg majhnih sfaleritnih zrn tudi majhna zrnca FeS_2 in sorazmerno precej glinenih mineralov; med plastmi so lezike skrilavega laporja. Sledi do 50cm debela leča sivega, drobnozrnatega dolomita, ki je močno pretrt in vsebuje limonitne prevleke. V zgornjem delu rudnega telesa, debeline okrog 70cm, so 8 do 25cm debele plasti cinkove rude z različno koncentracijo sfalerita in zrni FeS_2 . Vse rudne plasti vsebujejo tudi precej glinenih mineralov, omejujejo pa jih lezike skrilavega laporja. Imajo nepravilne preseke, ki dokazujejo neenakomerno usedanje rudonosnega mulja ali njegovo polzenje v židkem

stanju. Sledi sivi, močno zdrobljeni krovninski dolomit, v katerem je po 30 cm prelom, ki je bolj ali manj vzporeden s prelomom v talnini rudne plasti.

Razvoj orudjenja v Starem rudnem telesu je bil med diagenozo in med epigenozo zelo podoben njegovemu razvoju v Zahodnem rudnem telesu. Med sedimentacijo, to je med prvo razvojno fazo, so se odlagale v plitki kotanji z neravnim dnom iste komponente kot v Zahodnem rudnem telesu, torej CaCO_3 mulj, glineni minerali, prvotni rudni minerali cinka, svinca in železa, organski ostanki in zrnca kremenca, le da je bila količina sedimentiranih glinenih mineralov v rudnem mulju, iz katerega je nastalo Staro rudno telo, večja.

V začetku diagenoze, med drugo fazo, so nastala v rudnem mulju najprej majhna piritna zrnca, med njimi tudi takšna s framboidalno zgradbo. Dosežejo velikost $40\ \mu\text{m}$, v rudi pa so zastopana največ z nekaj desetinkami odstotka. Nekoliko pozneje so zrastle majhne, brezštevilne sfaleritne kroglice. V rudnem mulju so ležale posamično ali pa so se združevale v manjše in večje skupine. V večjih skupinah jih je bilo verjetno po več sto, morda celo po več tisoč. Kroglice so pogosto služile kot jedra, ob katerih so zrastle sicer majhni, toda praviloma zelo lepo oblikovani rombododekaedrski kristalčki. V sfaleritnih kroglicah in v kristalčkih nismo našli niti karbonatnih niti piritnih vključkov.

Značilno je, da so se sfaleritne kroglice in kristalčki ohranili le tam, kjer sta jih obdala mlajša, prav tako diagenetska železova sulfida, pirit in markazit. O tem se lahko prepričamo, če opazujemo na primer večje skupine sfaleritnih kroglic. Kjer so jih obdala zrnca pirita in markazita, so se njihove oblike ohranile, kjer pa se med njimi zrnca FeS_2 niso izločila, so se zrasle in njihove pravilne oblike so izginile (tabla 10, sl. 3). Sicer pa vsebujejo polja diagenetskega pirita in markazita pogosto vključke sfaleritnih kroglic (tabla 11, sl. 1) in sfaleritnih kristalčkov (tabla 11, sl. 2). V srednjem delu tovrstnih polj sta železova sulfida navadno drobnozrnata, v njihovih obrobni delih pa pogosto opazujemo lepo razvite markazitne kristalčke z deskastimi preseki (tabla 11, sl. 1).

Za sfaleritnimi kroglicami in kristalčki, vendar pred omenjenima železovima sulfidoma je nastal tudi galenit. Zvečine je tvoril 50 do $150\ \mu\text{m}$ velike, lepo razvite kockice, le tu in tam so nastala tudi skeletasta galenitna zrna (tabla 11, sl. 3). Toda ta, diagenetski galenit se je le malokje ohranil. V epigenezi sta ga namreč skoraj povsem nadomestila dolomit in sfalerit. Galenitna zrna ter lepo vidne dolomitne, sfaleritne in dolomitno sfaleritne psevdomorfoze so se ohranile le tam, kjer je diagenetske galenitne kristalčke obdal rob prej omenjenega diagenetskega pirita in markazita (tabla 12, sl. 1 in 2). Če tega robu ni bilo ali je bil le delno razvit, so galenitna zrna brez sledu izginila in njihovo nekdanjo prisotnost v rudi ni mogoče dokazati.

Proti koncu druge razvojne faze je sledila dolomitizacija rudnega mulja, ki je poleg kalcijevega karbonata vseboval tudi sulfide, glinene minerale in podrejeno kremen. V vse večjem številu so se začela pojavljati evhedralna, subhedralna in anhedralna dolomitna zrna, ki so se med seboj zraščala. Tako je nastala dolomitna osnova rude Starega rudnega telesa. Ta je pretrpela pozneje epigenetske preobrazbe in ima sedaj predvsem hipidiotopično, izjemoma tudi idiotopično ter poikilotopično strukturo. Velikost dolomitnih zrn se giblje navadno od 40 do $120\ \mu\text{m}$. To pa pomeni, da gradi osnovo rude sparitni dolomit.

V začetku epigenoze, v tretji razvojni fazi, se je nadaljevalo zraščanje dolomitnih zrn, ob njihovih stikih pa so se nato izločala piritna zrnca s premeri do nekaj $10\ \mu\text{m}$. Gre za sulfidno generacijo, ki je količinsko zanemarljivo majhna. Toda v tej fazi je nastal praktično ves sfalerit, kar ga danes opazujemo v rudi Starega rudnega telesa.

Takrat je zaživel zapleten proces mobilizacije sfalerita in dolomita, podobno kot se je to dogajalo v rudi Zahodnega telesa. Porna raztopina je topila diagenetske sfaleritne kroglice in kristalčke, nakar je sfalerit drugod nadomeščal dolomit, kristaliziral pa je tudi v porah drobnozrnate rude. Porna raztopina se je postopoma zasičila z dolomitom, ki se je nato prav tako izločal v porah rude ali pa je nadomeščal sfalerit. Sfaleritna zrna in polja se kažejo pod mikroskopom na načine, ki smo jih opisali v rudi Zahodnega telesa. Omenimo le še to, da metasomatski sfalerit pogosto vsebuje vključke korodiranih dolomitnih zrn, majhna piritna zrnca in skupke glinenih mineralov.

Na podoben način sta nastala v četrti fazi pirit in markazit. Oba najdemo v samostojnih zrnih ter v mono- in bimineralnih zraščencih. V sredini nekaterih zraščencev opazimo pirit, katerega obdaja markazit, njemu pa ponovno sledi pirit, večkrat z lepo razvitimi končnimi kristalnimi ploskvami. Drugod pa je v jedru zraščenca radialno trakasti markazit, katerega obdaja piritni rob (tabla 12, sl. 3 in tabla 13, sl. 1). Ta mlajši pirit pogosto nadomešča markazit, tako da opazimo različne psevdomorfoze piritu po markazitu. Številna piritna in markazitna zrna in njuni zraščenci vsebujejo korodinarne vključke dolomitnih in sfaleritnih zrn tretje faze, ki dosežejo velikost 80 μm . Kristalizacija obeh železovih sulfidov, ki ju podrejeno spremlja tudi melnikovitpirit, je povzročilo seveda mobilizacijo drugih mineralov, predvsem dolomita.

Praktično ves galenit, kar ga najdemo v rudi Starega telesa, je nastal v peti razvojni fazi. Tudi pri njegovem nastanku so imeli odločilno vlogo procesi raztapljanja, premeščanja in ponovne kristalizacije. Iz porne raztopine se je v diagenetskih galenitnih kockah metasomatsko najprej izločal dolomit, nato pa sfalerit. Tako so nastale dolomitne, sfaleritne in dolomitno sfaleritne psevdomorfoze po svinčevem sijajniku. Če je obdal omenjene kockice FeS_2 rob, so lepo opazne (tabla 12, sl. 1 in 2) – najprej zaradi robu, a tudi zato, ker vsebujejo večja dolomitna in sfaleritna zrna, kot so zrna teh dveh mineralov v osnovi rude. Toda tam, kjer je FeS_2 rob slabo razvit, so nastala iz razlogov, ki smo jih že navedli, manjša dolomitna in sfaleritna zrna, ki se niti po velikosti niti po obliki ne razlikujejo od tistih v osnovi. Tako nakazuje nekdanjo prisotnost galenitnih kockic le slabo razviti FeS_2 rob. Če pa ta rob sploh ni obstajal, dolomitnih, sfaleritnih in dolomitno sfaleritnih psevdomorfoz po diagenetskih galenitnih kockicah ni mogoče opaziti.

Sočasno s temi procesi je v peti fazi potekala kristalizacija mobiliziranega diagenetskega galenita. Slednji je pri svoji rasti nadomeščal zlasti dolomit in sfalerit tretje, deloma tudi pirit in markazit četrte faze. V rudi so galenitni skeleti, manjši metakristali, ki še vsebujejo vključke dolomitno sfaleritne osnove (tabla 13, l. 2), in večji, bolj ali manj pravilno razviti metakristali s korodinarnimi vključki vseh starejših mineralov. Marsikatero metasomatsko galenitno zrno te faze je obdal piritni, piritno markazitni ali markazitni rob. V njem so zlasti korodirani vključki dolomitnih in sfaleritnih zrn osnove. Najmlajša epigenetska tvorba so dolomitni metakristali, ki jih najdemo v pravkar opisanih galenitnih zrnih pete faze.

V retrogradni epigenezi so nastale dolomitne žilice in rudne breče z dolomitnim vezivom. Te tvorbe je v rudi Starega telesa starostno prav tako težko razčleniti kot v rudi Zahodnega telesa. Zelo verjetno gre za več generacij žilic, ki so nastale, če upoštevamo razvoj orudjenja v Zahodnem telesu (sl. 8), v šesti, sedmi in osmi fazi. Vendar v rudi Starega rudnega telesa nismo našli svojevrstnih skeletastih galenitnih tvorb, pa tudi ne različkov kolomorfnega sfalerita. Vprašanje je, ali jih nismo našli zato, ker smo lahko nabrali vzorce za našo raziskavo le v manjšem, danes dostopnem

delu Starega rudnega telesa, ali pa zato, ker ti dve generaciji galenita in sfalerita sploh nista nastali.

Za deveto razvojno fazo je značilen nastanek sekundarnih mineralov: limonita, smithsonita, cerusita in greenockita.

Vzhodno rudno telo

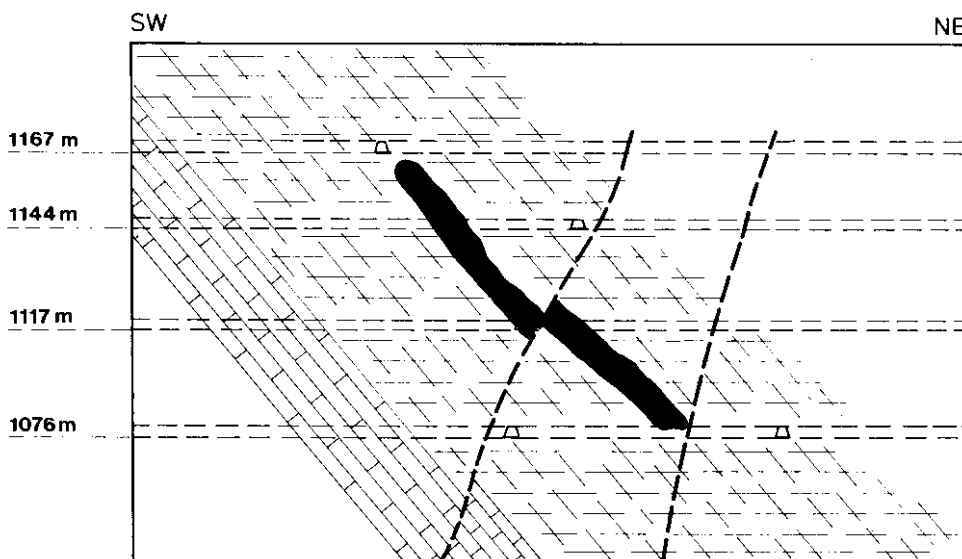
Tudi v tem primeru gre za ploščato rudno telo, ki leži okrog 250m vzhodno od Starega telesa (sl. 1). Podobno kot Zahodno telo se razteza v smeri severozahod-jugovzhod in vpada, kot to kaže presek odkopa št. 7, pod kotom okrog 40° proti severozahodu (sl. 12). Odprli so ga z rudarskimi deli na obzorju 1144m ter ga nato z raziskovalnimi rovi omejili med obzorjem 1076m in 1202m. K temu moramo dodati, da so zadele vrtine njegov podaljšek še 50m pod obzorjem 1076m. Njegova danes znana višina znaša torej okrog 180m. Toda celotna višina tega rudnega telesa je verjetno še večja. Tako nakazuje prostorska razvrstitev odkopov, da se razteza proti severoseverovzhodu še globlje, kot so pokazale dosedanje raziskave, proti jugojugozahodu pa naj bi segalo nad obzorje 1202m. Prav tako moremo pričakovati njegov podaljšek proti severozahodu. Le proti jugovzhodu je možnost njegovega raztezanja omejena. Tu namreč seka rudišče močan Kordežev prelom s smerjo severoseverovzhod-jugojugozahod z vpadom 20° do 25° proti zahodseverozahodu. Ob tem prelomu so se po dosedanjih podatkih spustile produktivne anizične plasti najmanj za 800m.

Navzlic dejstvu, da pravih dimenzij Vzhodnega rudnega telesa še ne poznamo, sodimo, da je izmed vseh treh največje in da je vsebovalo prvotno tudi največje zaloge cinkovo-svinčeve rude. Dosedanje odkopavanje je zajelo le njegov del, katerega horizontalna projekcija meri v dolžino okrog 250m, široka pa je od 20 do 50m. Rudo dajejo odkopi št. 4, 5, 6, 7, 8, 9 in 10. Če ne upoštevamo razredčenja pri odkopavanju, se giblje količina svinca v njej okrog 3% in cinka okrog 2%.

Kjer rudno telo ni pretrpelo močnejših tektonskih deformacij, doseže njegova debelina 3,5m, navadno pa se le-ta spreminja od 1,5 do 2,5m. Toda premiki ob močnejših prelomih so povzročili, da se je rudno telo ponekod skoraj izklinilo, drugod pa se je zaradi luskanja odebelilo, tako da meri celo 7m. Njegova meja s krovino je ravna, s talnino pa nekoliko valovita, vendar se le-ta nikjer ne dviguje v »jalove otočke«. Vsi ti podatki govore, da je nastalo tudi Vzhodno rudno telo v razmeroma plitki kotanji; njen shematični presek kaže sl. 9.

Starejši tektonski premiki sicer niso bili posebno izraziti, vendar so marsikje pretrli in tudi zdrobili rudno telo. Iz podtalnice so se v razpokah izločala zrna makroskopsko belega dolomita, tako da so nastale do 3cm debele žilice, ki se nepravilno prepletajo. Izmed vseh treh vsebuje ruda Vzhodnega telesa največ tovrstnih žilic. Marsikatera se razteza iz rudnega telesa v talnino ali v krovino, vendar niti ena ne seka vse debeline rudnega telesa; najdaljša je merila komaj 20cm. Kjer je bila ruda nekoliko močnejše zdrobljena, je nastala breča; koščke in drobce rude vežejo dolomitna zrna. V žilicah in v vezivu breče smo našli le posamezna sulfidna zrnca s premeri do 1,5mm.

Tudi Vzhodno rudno telo je prizadela mlajša tektonika, vendar ne tako močno kot Staro rudno telo. Prelomi so vsekakor pogostejši in tudi močnejše izraženi v njegovem jugovzhodnem kot v severozahodnem delu. V jugovzhodnem delu so močnejši prelomi bolj ali manj vzporedni s Kordeževim prelomom, v severozahodnem delu pa smerijo pomembnejši prelomi severoseverozahod-jugojugovzhod do severozahod-jugovzhod



Sl. 12. Vzhodno rudno telo. Prečni presek odkopa št. 7. Legenda na sliki 2

Fig. 12. Eastern orebody. Transverse section of the stope No. 7. Legend in figure 2

in vpadajo generalno s 75° do 85° proti zahodu-jugozahodu oziroma jugozahodu. Tako v jugovzhodnem kot v severozahodnem delu so nadalje prisotni še prelomi, ki so na omenjene bolj ali manj pravokotni in vpadajo v glavnem proti jugozahodu, jugovzhodu, severozahodu in severovzhodu. Močnejše prelome in prelomne cone spremlja pogosto milonit.

Omenjeni prelomi so razkosali rudno telo v bloke. Ti so v njegovem severozahodnem delu večji, v jugovzhodnem pa manjši in po višini premaknjeni tudi za 5 m. Zato je odkopavanje v jugovzhodnem delu otežkočeno in tudi razredčenje rude z jalovino je nekoliko intenzivnejše.

Orudeni drobnozrnati dolomit, katerega grade v glavnem zrna velikosti 45 do $100\ \mu\text{m}$, je sive in temno sive barve in nekoliko bituminozen. Zanj je značilno, da vsebuje manj glinenih mineralov, v rudnem telesu pa je tudi precej manj lezik, lamin in tankih plasti skrilavega laporja kot v preostalih dveh rudnih telesih. Najdemo jih v glavnem le v njegovem severozahodnem delu, proti jugovzhodu jih je vse manj.

Kar zadeva mineralno sestavo rude, moramo ugotoviti, da je njena osnovna značilnost v tem, da vsebuje več galenita kot ruda Zahodnega in Starega telesa. Velikost njegovih zrn se spreminja zvečine od 2 do 6 mm, največje pa je merilo celo 10 mm. V istem preseku rudnega telesa najdemo njegova hipidiomorfna in ksenomorfna zrna, razmeroma često pa tudi lepo razvite kocke s povsem ravnimi robovi. Zelo pogosto jih obdaja do 1,5 mm debel FeS_2 rob. Ponekod so razvrščena galenitna zrna neenakomerno, drugod presenetljivo enakomerno. Marsikje se skupaj z zrni drugih sulfidov združujejo v leče, ki so bolj ali manj sploščene po plastovitosti. Prav galenitna zrna določajo strukturo rude. Kjer so majhna podobno kot zrna drugih sulfidov, ima ruda drobnozrnato strukturo, tam kjer so večja od 3 mm, pa se razločno kaže porfiroidna struktura. Le-ta je za rudo Vzhodnega telesa najbolj značilna.

Sfalerit je svetlo sive in sive barve in tako drobnozrnat, da posameznih zrnec v jami pri svetlobi rudarske svetilke ni mogoče ločiti. Prepoznamo pa jih na poliranih površinah. Zvečine so manjša od 0,2 mm, le največja dosežejo velikost 0,5 do 1 mm. Za to rudo je posebno značilno, da so sfaleritna zrna pogosto nenavadno enakomerno razvrščena, najsi gre za bogato ali siromašno vrsto.

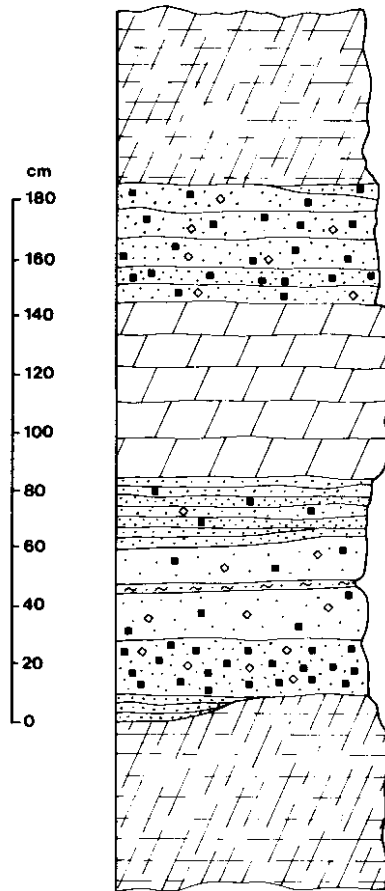
V rudi so vsepovsod prisotni tudi železovi sulfidi. Njihova zrna in zraščenci so najpogostnejši v galenitnih lečah. Pirit ne tvori le robu ob galenitnih kockah, temveč mu pripadajo tudi do 1,5 mm velika izometrična zrna, ki se ponekod združujejo v zraščence s premeri do nekaj mm. Tudi markazit nastopa na različne načine. Tako tvori posamezna idiomorfna zrna z deskastimi, suličastimi in rombastimi preseki, zraščence teh zrn, pa tudi zrna z okroglimi in eliptičnimi preseki, ki kažejo bolj ali manj izrazito radialno trakasto zgradbo s premeri do 2,5 mm. Enako velika so zrna melnikovitpirita, ki imajo prav tako okrogle preseke s koncentrično zgradbo. Vsi trije železovi sulfidi so zastopani s približno enakimi količinami. Skupno jim pripada okrog 5 %.

Mikroskopska raziskava je pokazala, da so glineni minerali v posameznih plasteh dokaj enakomerno razvrščeni in leže zvečine ob stikih dolomitnih zrn. Vendar pa je glinenih mineralov v teh plasteh manj kot v rudnih plasteh preostalih dveh rudnih teles. Zelo redka sestavina rude so detritična zrna kremenca, ki dosežejo premer 90 μm .

Neoksidirana ruda vsebuje okrog 12 % sulfidov, 83 % dolomita, 5 % glinenih mineralov in v sledovih tudi kremen.

Talninski in krovninski dolomit sta si makroskopsko zelo podobna. V obeh primerih gre za neplastnati drobnozrnat sparitni dolomit sive in temno sive barve. Tako v talninskem kot v krovninskem dolomitu opazimo še dober meter vstran od rudnega telesa posamezna sulfidna zrnca velikosti do 1 mm. Prepredajo ju številne, kratke in tanke bele dolomitne žilice, marsikje pa se kaže tudi brečasta tekstura: dolomitne kose in drobce veže belo dolomitno vezivo. Žilice in vezivo breče grade do 1,5 mm velika dolomitna zrna. Ker ruda Vzhodnega rudnega telesa v glavnem nima plastnate teksture, rudonosni dolomit pa je po zrnivosti, barvi in prepredenosti z dolomitnimi žilicami zelo podoben talninskemu in krovninskemu dolomitu, je zlasti stik med siromašno rudo in karbonatno prikamenino težko opazen. V takšnih primerih se zdi, kot da talnina postopoma prehaja v rudno telo in le-to v krovnino.

Rudo z razločno plastovito teksturo smo našli le v severozahodnem delu rudnega telesa. Tako smo opazovali v zahodnem delu odkopa št. 7 okrog 1,8 m debelo rudno telo, katerega so gradile številne rudne plasti in rudne lamine (sl. 13). Njegov spodnji del je meril okrog 0,8 m. Na temno sivem talninskem dolomitu so ležale najprej dolomitno sfaleritne lamine. Sledila je približno 20 cm debela plast bogate rude: sivi drobnozrnat dolomit je vseboval številne galenitne kockice, zrna FeS_2 ter zrnca sfalerita. Prekrivala jo je okrog 15 cm debela plast siromašne rude s podobno mineralno sestavo. Na njej je ležala dober centimeter debela plast skrilavega laporja s sfaleritnimi zrni. Naslednjo, povprečno 15 cm debelo plast je gradila znova siromašna svinčevo-cinkova ruda. Spodnji del rudnega telesa se je končal z dolomitno sfaleritnimi laminami, ki so vsebovale poleg zrn FeS_2 tudi posamezne kocke galenita; druga na drugo so mejile z lezikami skrilavega laporja. Srednji del telesa je meril okrog 60 cm. Pripadal je jalovemu, temno sivemu drobnozrnatemu dolomitu. V njegovem zgornjem delu, debeline okrog 40 cm, je sledilo zaporedje 5 do 12 cm debelih rudnih plasti s srednje bogato in bogato rudo; ločevale so jih lezike skrilavega laporja. Meja rudnega telesa s krovninskim sivim drobnozrnatim dolomitom je bila

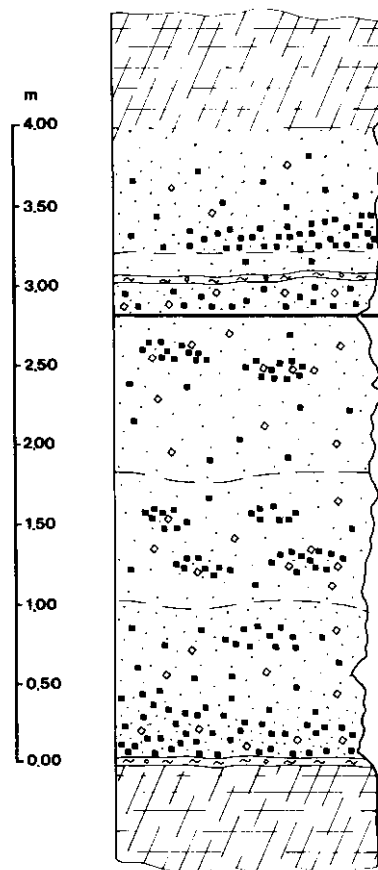


Sl. 13. Presek Vzhodnega rudnega telesa v varnostnem stebru. Odkop št. 7, obzorje 1144 m. Legenda na sliki 3

Fig. 13. Cross section of the Eastern orebody in the security pillar. Stope No. 7, 1144 m level. Legend in figure 3

povsem različna. Tako rudno telo kot njegovo talnino in krovino so sekale številne dolomitne žilice.

V Vzhodnem telesu je pogostnejša ruda s slabo izraženo plastovitostjo in zlasti takšna brez nje. Slabo izraženo plastovitost ima ruda tam, kjer so v njej prisotne le posamezne lezike skrilavega laporja ali pa se rudne plasti komaj opazno razlikujejo po barvi orudenega dolomita oziroma po količini in razvrstitvi rudnih mineralov. Značilni primer takšne rude smo opazovali v vzhodnem delu odkopa št. 7 (sl. 14). Tu je bilo rudno telo debelo okrog 4 m. Na talninski dolomit je mejilo s približno 5 mm debelo lamino skrilavega laporja, ki je vsebovala zrnca FeS_2 . Sledila ji je približno 1 m debela plast bogato orudenega sivoga drobnozrnatega dolomita. V njej je bil količinsko najbolj zastopan galenit v značilnih metakristalih velikosti do 8 mm, ki so bili neenakomerno razvrščeni, podobno kot tudi zrna FeS_2 ; zato pa so bila zrnca sfalerita zelo enakomerno razpršena. Zaporedje se je nadaljevalo z okrog 80 cm debelo plastjo srednje bogato orudenega temno sivoga drobnozrnatega dolomita; sulfidi so se združevali zlasti v med seboj vzporedne leče. Sledila ji je na podoben način orudena plast sivoga drobnozrnatega dolomita, ki je merila okrog 1 m. V njej so

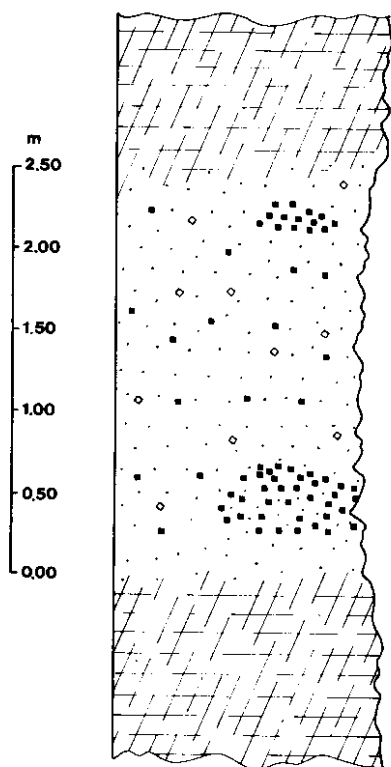


Sl. 14. Presek Vzhodnega rudnega telesa v varnostnem stebriu. Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Legenda na sliki 3

Fig. 14. Cross section of the Eastern orebody in the security pillar. Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Legend in figure 3

bile prisotne tudi diskordantne, bele dolomitne žilice. S prelomom je mejila na okrog 20 cm debelo plast bogato orudenega sivega drobnnozrnatega dolomita z enakomerno razvrščenimi rudnimi minerali. To je prekrivala nekaj milimetrov debela lamina skrilavega laporja, ki je vsebovala tako zrna galenita kot tudi železovih sulfidov. V njeni krovlini je bila najprej plast sivega, drobnnozrnatega dolomita z maloštevilnimi, komaj opaznimi sulfidnimi zrni, ki je merila vsega 20 cm. Sledila ji je približno 80 cm debela plast orudenega sivega drobnnozrnatega dolomita. V spodnjem delu je vsebovala sicer bogato svinčevo-cinkovo rudo, toda proti krovlini je bila količina rudnih mineralov postopoma vse manjša. Imeli smo vtis, da rudno telo postopoma prehaja v krovninski, sivi drobnzrnati dolomit.

Številne preseke rudnega telesa z neplastnato rudo smo opazovali v varnostnih stebrih in na čelih različnih odkopov, tako tudi v odkopu št. 10. Tu je bilo rudno telo debelo okrog 2,5 m (sl. 15). Pretežno srednje bogato orudeni sivi drobnzrnati dolomit je močno krušljiv. Prevladujoči rudni mineral v njem je bil galenit, katerega zrna so bila neenakomerno razvrščena in zbrana predvsem v dveh lečah. Ker so bila precej večja kot zrna drugih sulfidov in imela značilne kvadratne ter pravokotne preseke, je



Sl. 15. Presek Vzhodnega rudnega telesa v varnostnem stebru. Odkop št. 10, obzorje 1144m. Legenda na sliki 3

Fig. 15. Cross section of the Eastern orebody in the security pillar. Stope No. 10, 1144m level. Legend in figure 3

ruda razločno kazala porfiroidno strukturo. Poleg belih dolomitnih žilic je vsebovala tudi tanke, nepravilne galenitne žilice, kakršnih v drugih rudnih telesih nismo našli. V smeri proti talnini kakor tudi proti krovlini je bila ruda vse bolj siromašna. Ker je imel orudeni dolomit enako barvo in zrnavost kot jalovi, stika rude s prikamenino ni bilo mogoče zanesljivo določiti. Videti je bilo, kot da je prehod rude v talninski in krovinski dolomit postopen. Nekaj značilnih presekov je natančno proučila tudi Medvedova (1986).

Ko smo začeli sistematično raziskovati rudo, smo opazili na poliranih površinah obruskov klaste rudnega, pa tudi jalovega dolomita. Ti so drobnozrnati ter imajo podobno barvo in zrnavost kot osnova, v kateri leže. Zato jih makroskopsko, zlasti še v jami, ni bilo mogoče prepoznati. Mikroskopsko pa smo ugotovili, da je v rudi tega telesa neprimerno manj dokazov za diagenetski nastanek sulfidov kot v rudi drugih dveh teles. Diagenetskega nastanka so pravzaprav le piritna zrnca, ki so zastopana tudi s framboidnim različkom. Ta so zrastle prav gotovo pred dolomitizacijo, saj jih najdemo v dolomitnih zrnih rudne osnove. Niti v enem obrusku nismo zasledili za Toplo tako značilnih diagenetskih sfaleritnih kroglic! Tudi diagenetski rombododekaderski ZnS kristalčki so izjemna redkost. Nekaj jih je našla Medvedova (1986) v dveh FeS_2 poljih enega izmed obruskov rude z odkopa št. 7. Ni sledu o diagenetskih galenitnih kristalčkih. Razvoj med epigenezo in med retrogradno epigenezo je bil podoben razvoju v Zahodnem, predvsem pa v Starem telesu. Vendar moramo opozoriti na nekatere posebnosti.

Tako smo ugotovili, da so metasomatska sfaleritna zrna tretje faze v številnih obruskih pogosto prav nenavadno enakomerno razvrščena, ne glede na to, če gre za bogato ali siromašno rudo. Njihovi premeri so dokaj skladni. Zdaleč največji del sfaleritnih zrn ima izometrične preseke (tabla 13, sl. 3) s premeri 50 do 130 μm ; najbolj česta so zrna s premerom okrog 90 μm . Sfaleritna zrna vsebujejo pogosto korodirane dolomitne vključke in piritna zrnca, ki so nastala v diagenezi. Pri navzkrižnih nikolih kažejo številna zrna conarno zgradbo: v njih se namreč menjavajo 10 do 30 μm debele cone s svetlo rumenimi in svetlo rjavimi notranjimi refleksi. Zanimivih zraščanj sfalerita z dolomitom, ki so značilna za rudo Zahodnega telesa, nismo našli. Prav redki so tudi primeri nadomeščanja sfalerita z dolomitom.

V četrta fazi je nastalo precej več melnikovitpirita kot med to fazo v rudi Zahodnega in Starega telesa. Obrašča piritna (tabla 14, sl. 1) in markazitna zrna in njune zraščence, ki so nastali prav tako v tej fazi, ali pa tvori samostojna, koncentrično zgrajena zrna. Melnikovitpirit vsebuje pogosto tudi korodirana dolomitna in sfaleritna zrna tretje faze.

Podobno kot v drugih dveh rudnih telesih, je nastal v peti razvojni fazi galenit, le da ga je v primerjavi z drugimi sulfidi več, saj je, kot smo že zapisali, v Vzhodnem rudnem telesu glavni rudni mineral. Pogosto tvori bolj ali manj idiomorfne metakristale s korodiranimi vključki starejših mineralov (tabla 14, sl. 2), ki jih navadno obrašča pirit. Toda galenit je znova rasel tudi še potem, ko je njegove metakristale že obdal omenjeni rob. Tu in tam se namreč vrašča v piritni rob in ga tudi nadomešča (tabla 14, sl. 3). Konec pete faze so se v pravkar opisanih galenitnih zrnih pojavili dolomitni metakristali, ki imajo pod mikroskopom pravilne preseke, nekorodirane, ravne robove in vsebujejo majhne galenitne vključke. Velikost teh metakristalov se giblje navadno okrog 80 μm ; mobilizirani galenit je verjetno nadomeščal piritni rob.

V retrogradni epigenezi so nastale med šesto, sedmo in osmo fazo bele dolomitne žilice, marsikje pa je bila ruda tudi zdrobljena, tako da je nastala breča z dolomitnim vezivom. V žilicah in v vezivu breče smo zasledili posamezna zrnca rudnih mineralov, vendar nismo našli breče, ki bi imela v vezivu skeletasti galenit ali kolomorfni sfalerit. Najmlajši prelomi so razkosali rudno telo, odpri pot meteorski vodi in v njem so začeli nastajati sekundarni minerali. Med njimi je najpogostnejši limonit, ki je marsikje obarval rjavo tako rudo kot tudi prikamenino; omeniti pa moramo še smithsonit, cerusit in greenockit.

Nastanek rudišča

Proučevanje Štručla (1974) in raziskave v okviru pričujoče študije so pokazale, da je nastala ruda v anizijskih karbonatnih kameninah Tople dejansko iz rudnega mulja, a so bili rudni minerali kasneje prerazvrščeni, kot je to na podlagi skromnih podatkov ugotovil že Zorc (1955). Zato bomo pri obravnavanju nastanka tega rudišča izključili razlago, da gre v Topli za epigenetsko, hidrotermalno metasomatsko orudenje. Toda tudi v zvezi s singenetsko koncentracijo kovin v rudnem mulju, diagenetskim nastankom sulfidov ter epigenetsko in retrogradno epigenetsko preobrazbo rude se porajajo številna vprašanja. Prvo med njimi je vsekakor od kod raztopine, ki so prinašale kovine?

Zorc (1955) je imel Toplo za enega izmed revirjev mežiškega rudišča, podobno kot na primer Naveršnik, Srednjo cono ali Graben. Mežiško rudišče pa naj bi bilo po njem submarinska, hidrotermalno sedimentna tvorba, genetsko povezana s triadno

magmatsko aktivnostjo. Menil je, da se je bogatenje Tople s cinkom in svincom nadaljevalo še potem, ko je rudišče na morskem dnu že prekril apnenec z vložki lapornatega skrilavca. Sklepal je tudi, da je v rudišču nakopičen le majhen del rudnih komponent, ki so jih terme prinašale v morje. Njihov glavni del naj bi se porazgubil v obliki sledov v morju in se nahaja v razpršenih, mikroskopsko majhnih zrnih sulfidov in oksidov železa, cinka in svinca v karbonatnih kameninah anizijske stopnje.

Štruel (1974) je imel vrsto pomislekov glede povezave Tople s triadno magmatsko aktivnostjo in podmorsko hidrotermalnim dotokom rudonosnih raztopin. Verjetnejše se mu je zdelo supergenetsko poreklo rudnih koncentracij v triadnih, torej tudi v anizijskih kameninah. Kovine naj bi bilo v rudišče prinašalo morje, vanj pa naj bi prihajale zaradi preperevanja starejših, predvsem magmatskih kamenin, morda tudi starejših rudišč. Poudaril je, da sulfidi niso nastajali z neposrednim izločanjem iz morske vode, temveč šele kasneje med diagenozo.

Rudarska dela so pokazala, da so razvrščena v Topli na površini, ki meri okrog 0,6 km², tri rudna telesa: Zahodno, Staro in Vzhodno. Nastala so iz rudnega mulja, ki se je usedel v treh, bolj ali manj poldgovatih kotanjah. Te so bile dolge 200 do 250 m, široke do 160 m in globoke do 7 m; v povprečju se je gibala njihova globina od 1 do 3 m. Nastale so v nadplimskem nivoju med krajšo emerzijsko fazo, ki je zajela dolomit srednjeanizijskega horizonta.

Rudni mulj je vseboval v glavnem kalcijev karbonat. Ta se je izločal iz morske vode, ki je prihajala v kotanje z visoko plimo in z občasnimi poplavami, ki so nastale zaradi viharjev. Pri procesih diagenoze se je kalcijev karbonat spremenil v dolomit.

V kotanjah so se usedali tudi glineni minerali. Te najdemo sedaj v lezikah, laminah in tankih plasteh skrilavega laporja, poleg tega pa so ponekod enakomerno, drugod neenakomerno razvrščeni tudi v dolomitno sulfidni osnovi rudnih plasti. Glineni minerali so razmeroma česta sestavina v Starem, manj jih je v Zahodnem in najmanj v Vzhodnem rudnem telesu. Upoštevajoč različne količine glinenih mineralov v posameznih rudnih telesih, način njihovega pojavljanja in prostorsko razdelitev, na primer v Vzhodnem telesu, sodimo, da jih v kotanje ni prinašalo morje, temveč površinska voda, deloma morda tudi veter. Poleg glinenih mineralov je prinašala površinska voda v zelo podrejenih količinah tudi zrnca kremenca.

Ker so nastala v diagenezi majhna, tudi framboidna piritna zrnca, sfaleritne kroglice in kristalčki, galenitni kristalčki ter nato znova pirit, katerega je spremljal markazit, je moral nastajajoči mulj dejansko vsebovati tudi minerale cinka, svinca in železa, ki so bili seveda obstojni pri oksidacijskih pogojih. To pa pomeni, da so prihajale v kotanje sočasno s kalcijevim karbonatom in glinenimi minerali tudi kovinske spojine.

Zorc (1955) je povezal rudonosne raztopine s triadno magmatsko aktivnostjo; rudna telesa naj bi bila submarinsko hidrotermalna tvorba. Danes uvrščamo rudišča, ki so nastala zaradi magmatske aktivnosti na morskem dnu v efuzivno-sedimentno skupino; ločimo pa dve podskupini: vulkanogeno-sedimentno in podmorsko-hidrotermalno. V prvem primeru so povezana rudišča s podmorskimi vulkanskimi erupcijami. Značilni primer so svinčevo-cinkovo-bakrova rudišča vrste »Kuroko« na Japonskem (Sato, 1977). Dognano je, da pri podmorskih vulkanskih erupcijah ne prihajajo v morje le velike in celo zelo velike količine lave in piroklastičnega materiala, temveč tudi plinov, par in raztopin, ki lahko v tej ali oni obliki prinašajo tudi kovine. Toda dokazov za podmorski vulkanizem v aniziju na območju Tople ni. Vsekakor pa v rudnih telesih ni piroklastičnega materiala.

Kovine prihajajo v morje tudi pri podmorsko-hidrotermalnih procesih. Izvor rudonosnih raztopin je lahko različen. Toda ker imamo v mislih srednjetriadni magmatizem, se nam zdi še najprimernejša podmena, da bi utegnile prihajati tovrstne raztopine iz subvulkanskega ognjišča. Tako sta nastali, med drugimi, tudi svinčevo-cinkovo-bakrovo rudišče Rammelsberg v zahodnem vzhodju Harza (Kraume, 1955) in piritno-cinkovo-baritno rudišče Meggen v Vestfaliji (Ehrenberg et al., 1954). Proti tej domnevi govori najprej že pomanjkanje dokazov za geokemično sorodnost rud v triadnih svinčevo-cinkovih rudiščih severnih Karavank s triadnimi kameninami Slovenije (Drovenik, 1972, 1985b; Štrucl, 1974). Očitno neskladje se kaže tudi v mineralni paragenezi in v geokemičnih značilnostih rudnih mineralov Tople ter v rudiščih, ki so res povezana s triadno magmatsko aktivnostjo. V mislih imamo predvsem svinčevo-cinkovi rudišči Šuplja Stijena in Brskovo v Črni gori svinčevo-cinkovi rudišči Veovača in Borovica v Bosni in svinčevo-cinkovo rudišče Zavrh v pirejškem keratofirskem območju Slovenije. Ta rudišča imajo pestrejšo paragenezo kot Topla in zanjo je značilna prisotnost bakrovih mineralov, zlasti halkopirita, ki ga v rudi Tople ni. K temu moramo dodati, da sta galenit in sfalerit Tople zelo siromašna s slednimi prvinami, in še tiste, ki so prisotne, so zastopane z majhnimi količinami, z izjemo kadmija v sfaleritu. Nasprotno pa vsebujeta omenjena minerala iz Zavrha razločno povišane vrednosti nekaterih prvin (Drovenik et al., 1980; Drovenik, 1985a, 1985b). Vse to nakazuje, da rudonosne raztopine, ki so povzročile orudenje Tople, niso izvirale iz srednjetriadnega subvulkana.

Štrucl (1974) je dal prednost supergenetskemu poreklu rudnih koncentracij v triadnih karbonatnih kameninah severnih Karavank. Po njem naj bi povzročila orudenje morska voda, v katero sta prihajala svinec in cink zaradi preperevanja starejših, predvsem magmatskih kamenin ali morebiti tudi starejših rudišč.

Podobno kot druge prvine, prihajata zaradi preperevanja na kopnem v morje seveda tudi svinec in cink. Ob tem ne gre prezreti dejstva, da prinaša obe kovini v morje tudi podmorska vulkanska dejavnost! Svinec in cink najdemo tako v morski vodi kot v raznih organizmih in usedlinah. Po podatkih Röslerja in Langerja (1975) vsebuje morska voda povprečno $0,01 \mu\text{g/g}$ cinka in $0,0003 \mu\text{g/g}$ svinca. Iz morske vode sprejemajo kovine, torej tudi svinec in cink, razni organizmi, predvsem planktonski in alge. Navajata, da vsebuje suha planktonska snov v povprečju $2.600 \mu\text{g/g}$ cinka in $5 \mu\text{g/g}$ svinca, suha snov alg pa $150 \mu\text{g/g}$ cinka in $8,4 \mu\text{g/g}$ svinca. Ko organizmi odmro, se zberejo njihovi ostanki v usedlinah. Seveda se vežeta obe kovini iz morske vode za usedline tudi zaradi drugih vzrokov. V morju obstaja torej skladen proces: svinec in cink, podobno kot druge prvine, stalno prihajata v morje, vendar se iz morske vode tudi sproti izločata in zbirata v usedlinah. Tako vsebujejo npr. usedline bližje obale povprečno $20 \mu\text{g/g}$, globokomorske usedline pa povprečno $162 \mu\text{g/g}$ svinca (Rösler & Lange, 1975).

Koncentracije cinka in svinca so bile v morju tudi v aniziju zelo verjetno tako majhne, da niso mogle povzročiti orudenja v Topli. Težko je razumljivo, da bi se zaradi preperevanja na kopnem morska voda bistveno obogatila z obema kovinama; še posebno, če upoštevamo, da je bilo območje Tople oddaljeno od Vindelicjskega praga, od koder naj bi bile po Štruclju prihajali obe kovini, kar okrog 200 km.

Tudi če bi bila vsebovala morska voda na območju Tople v anizu desetkrat več cinka in svinca, kot ga vsebuje danes, je več kot dvomljivo, da bi se mogli skoncentrirati obe kovini v omenjenih treh kotanjah do te mere, da bi nastalo rudišče. Če namreč upoštevamo, da je vsebovala Topla v celoti okrog 50 000 t cinka in približno 17 500 t svinca, bi moralo biti na razpolago za tolikšno količino cinka okrog 5×10^{11} ton

in za količino svinca okrog 6×10^{12} ton morske vode. Z drugimi besedami, visoka plima in viharji bi morali v vsako kotanjo naplaviti po okrog 2 bilijona ton morske vode. Pri tem bi veljal še pogoj, da je voda vsakega posameznega dotoka sproti izhlapela in tako napravila prostor za nov dotok. Ali je to verjetno?

Končno moramo opozoriti še na dejstvo, da ima morska voda v splošnem zelo homogeno sestavo in da je razmerje med spojinami v njej, vsaj na manjših območjih, zelo stalno. To seveda ne velja takrat, ko prihajajo lokalno v morje ali na njegovo dno raztopine takšnega ali drugačnega izvora, ki vsebujejo v večji meri določene prvine. Prav gotovo pa velja za primer, ko prihajajo kovine v morje zaradi preperevanja na oddaljenem kopnem. Če bi torej prihajali kovini z morsko vodo, lahko upravičeno trdimo, da bi bilo razmerje med cinkom in svincem v vseh treh rudnih telesih praktično enako. Ob tem se spomnimo na dokaj stalno razmerje med kovinami v sedimentnih železovih in manganovih rudiščih, ki so nastala v morskem okolju! Res je sicer razmerje med cinkom in svincem v Zahodnem in v Starem rudnem telesu 5:1, toda v Vzhodnem je 2:3! Pri tem je zgornji del Zahodnega in Starega rudnega telesa bogatejši s svincem kot spodnji.

Če bi prihajale kovinske spojine z morsko vodo, bi tudi pričakovali, da bi vsebovale plasti določenega preseka nekega rudnega telesa vsaj približno enake količine svinca in cinka. Toda tako v Zahodnem kot v Starem rudnem telesu si slede v vertikalnem zaporedju večkrat zelo bogate, bogate, siromašne in jalove plasti, medrudne dolomitne leče pa praktično ne vsebujejo rudnih mineralov. Toda osnovo vseh rudnih plasti je tvoril prvotno vendarle kalcijev karbonat, ki se je izločal iz morske vode! Kje naj bi torej bile kovinske spojine, ko se je obarjal kalcijev karbonat?

Če vse to upoštevamo, se nam zdi malo verjetno, da bi prinašala kovinske spojine v naše rudišče morska voda, še zlasti ob domnevi, da se je z njimi obogatila pri preperevanju kopnega, ki je bilo od območja Tople takrat verjetno oddaljeno okrog 200 km.

Glede na to, da je nastajal rudni mulj v kotanjah nadplimske ravni, bi lahko domnevali, da je prinašala kovinske spojine površinska voda, tako da bi bil nastanek Tople podoben nastanku rudišč preperevanja. Kotanje naj bi predstavljale pasti, v katere bi se kovinske spojine ujele. Podobnega nastanka je po Padaliniju in sod. (1972) ter po Zuffardiju (1976) svinčevo-baritno nahajališče Arenas na Sardiniji. V našem primeru bi torej mogli predpostaviti, da je površinska voda prinašala kovinske spojine sočasno z glinenimi minerali.

Proti takšni domnevi govorita vsaj dve dejstvi. Najprej moramo ugotoviti, da so lamine in tanke plasti skrilavega laporja ponavadi jalove, sicer pa vsebujejo manj sfalerita in galenita kot lamine in plasti, katerih osnovo tvori dolomit. Če bi prinašala kovinske spojine površinska voda, bi moralo biti razmerje prav obratno: lamine in plasti skrilavega laporja bi morale vsebovati več rudnih mineralov kot lamine in plasti s karbonatno osnovo. Upoštevati pa moramo tudi rezultate mikroskopskih raziskav. Te so pokazale, da vsebujejo nekatere rudne plasti po več 10% rudnih mineralov, toda le nekaj odstotkov glinenih mineralov. Ali je mogoče, da je prinašala površinska voda v teh primerih bistveno več kovinskih spojin kot glinenih mineralov? Najbrž ne. Zato menimo, da podmena o prinosu kovinskih spojin s površinskimi vodami ni verjetna.

Upoštevajoč do sedaj znane podatke o Topli, sem nam zdi najverjetnejše, da je imela rudosna raztopina, ki je prihajala v omenjene tri kotanje lokalni izvir. Ob razmišljanju, kakšna raztopina naj bi to bila, se nagibamo k mnenju Maynarda

(1983), da so utegnile povzročiti nastanek singenetskih svinčevo-cinkovih rudišč v karbonatnih kameninah Alp podobne rudonosne raztopine, kot so bile tiste, iz katerih so se izločali rudni minerali v epigenetskih svinčevo-cinkovih rudiščih doline reke Mississippi, le da so se izlile na površje.

In kakšne so bile rudonosne raztopine v dolini reke Mississippi? Skoraj vsi raziskovalci, ki se ukvarjajo z nastankom tamkajšnjih rudišč, sodijo na podlagi analiz tekočinskih vključkov v rudnih in v jalovih mineralih, da je kovine prinašala slanica (Sangster, 1976). Dejstvo je namreč, da so v teh vključkih ugotovili sledi kovin, zlasti svinca in cinka. Ne gre prezreti dejstva, da je našel na primer Mclimans (Sverjensky, 1981) v vključkih slanice iz galenita v rudiščih zgornjega dela doline Mississippi 250 $\mu\text{g/g}$ cinka, Pinckney in Haffty (1970) pa sta ugotovila v vključkih slanice v fluoritu z območja Illinois-Kentucky 10 do 1.050 $\mu\text{g/g}$ cinka. Temperatura rudonosne slanice, iz katere so se v rudiščih jugovzhodnega dela države Missouri izločali rudni in jalovinski minerali, se je gibala med 91 in 141 °C (Roeder, 1976, 1977; Sverjensky, 1981).

Toda mnenja raziskovalcev se razlikujejo tako v pogledu izvora kovin kakor tudi načina njihovega prenosa v slanici. Tako naj bi na primer v rudišča jugovzhodnega dela države Missouri prihajala svinec in cink po mnenju Davisa (1977) iz krovinskih karbonatnih kamenin zagrebenskega faciesa, in sicer naj bi se bili obe kovini sprostil pri dolomitizaciji apnenca, Kisvarsanyi (1977) pa sodi, da ju je slanica izlužila iz magmatskih kamenin predkambrijske osnove, ki so vsebovale pojave svinčevo-cinkovih rud. Naftne kapljice, ki so prisotne v tekočinskih vključkih nekaterih rudišč, navajajo geokemike tudi na misel, da prihajata kovini s slanico iz naftnih nahajališč. Dokazano je, da vsebuje nafta številnih nahajališč v sledih predvsem vanadij in nikel, pa tudi druge kovine, med njimi svinec in cink (Tissot & Welte, 1978), v slanici z naftnih polj v srednjem delu doline Mississippi pa so našli po podatkih Whita (1981) v glavnem od 10 do 80 mg/l svinca in povprečno okrog 180 mg/l cinka.

Kovine naj bi v rudonosni slanici potovale v obliki kompleksnih kloridnih ionov (Helgeson, 1964; Roeder, 1976, 1977; Sverjensky, 1981), v bisulfidnih ionskih kompleksih (Barnes & Czamanske, 1967), svinec morda tudi v obliki svinčevega saliciklata $\text{PbC}_7\text{H}_5\text{O}_3^+$ (Giordano & Barnes, 1981).

V odvisnosti od značaja rudonosne raztopine in vrste ionov naj bi se izločali rudni minerali v epigenetskih rudiščih doline reke Mississippi predvsem zaradi (Sverjensky, 1981):

- mešanja z raztopino, ki vsebuje H_2S ,
- nadomeščanja diagenetskih železovih sulfidov,
- termičnega razkroja organskih spojin, pri čemer se sprošča reducirano žveplo,
- redukcije sulfatov pri reakciji z organsko snovjo ali z metanom,
- redukcije sulfatov pri reakciji z minerali, ki vsebujejo železo,
- povišanih vrednosti pH,
- razredčenja in
- zaradi znižanja temperature.

V našem primeru nimamo dokazov, da je prinašala kovine rudonosna slanica; v rudnih mineralih in v dolomitu nismo zasledili tekočinskih vključkov. Tudi če bi jih našli, določitev njihove sestave ne bi pomagala pri odgovoru na vprašanje o značaju rudonosne raztopine, kajti orudenje Tople je singenetsko, prvotni rudni minerali so prešli med diagenozo v sulfide, ti pa so bili pozneje prerazvrščeni. Tekočina v mineralih torej ne bi predstavljala prvotne rudonosne raztopine, ki je prinašala kovine v vse

tri kotanje, temveč raztopimo, iz katere so se epigenezo in retrogradno epigenezo kristalizirali rudni minerali in dolomit.

Sicer pa tekočinskih vključkov nismo našli niti v Mežici niti v drugih svinčevo-cinkovih rudiščih v triadnih karbonatnih kameninah v Sloveniji. V literaturi tudi ni podatkov, da so tovrstne vključke zasledili v drugih vzhodnoalpskih stratiformnih svinčevo-cinkovih rudiščih. Toda Wolter in Schneider (1983) sta lužila karbonatno prikamenino in rudo iz svinčevo-cinkovega rudišča Bleiberg-Kreuth in našla v območju orudenja povečane količine Na, Cl, Ca in SO₄. Mnenja sta, da predstavlja vsaj del teh ionov relikte slanice (formacijske vode), ki naj bi prinašala kovine in iz katere naj bi kristalizirali rudni minerali. Slanica pa je bila dokazana v tekočinskih vključkih fluoritnih zrn iz konkordantnih fluoritnih nahajališčih v anizijskih gutensteinskih plasteh na Avstrijskem (Göttinger, 1985) in v vključkih fluorita iz prav tako konkordantnega fluoritovega nahajališča Paglio Pignolino v karnijskih plasteh na območju svinčevo-cinkovega rudišča Gorno v Italiji (Hein, 1986).

Izvor svinca v svinčevo-cinkovih rudiščih, ki leže v triadnih kameninah Južnih in Vzhodnih Alp, naj bi po izotopski sestavi sestavi galenitu iskali v spodnji skorji, oziroma v zgornjekarbonskih in permskih magmatskih kameninah, ne pa v triadnem magmatizmu (Köppel, 1983). Če ta razlaga velja, potem je morala rudonosna slanica izlužiti svinec in cink iz paleozojskih, morda celo starejših kamenin.

Obsežne raziskave so pokazale, da je nastalo rudišče Topla v devetih razvojnih fazah. Prva obsega obdobje sedimentacije, ko se je nabiral v vseh treh kotanjah predvsem karbonatni – CaCO₃ – mulj, pa tudi karbonatno-glineni mulj. V njih je bila morska voda s pH okrog 8–8,5, ob močnejšem deževju tudi brakična voda s pH okrog 7–8. Okolje je bilo vseskozi oksidacijsko. Morda sta občasno nastajala sadra (anhidrit?) in halit, vendar za to ni nobenih dokazov. Rudonosna slanica je pritekala v kotanje ali je izvirala neposredno ob njih in se vanje izlivala. Njen pretežni del je verjetno odtekal v morje, kot je to domneval že Zorc (1955). Vsekakor velja omeniti, da znaša po podatkih Štrucla (1974) v dolomitnem kompleksu na obzorju 1144m povprečna vsebina svinca 3.570 µg/g in cinka 3.970 µg/g. Kovinske spojine so prihajale v okolje z nižjo temperaturo ter z drugačnima pH in Eh vrednostima, kot sta bili v slanici, dokler ni dospela na površje. Zato niso bile obstojne in v mulju kotanj so nastali prvotni rudni minerali. Ti se zaradi diagenetskih sprememb niso ohranili.

Leče jalovega medrudnega dolomita dokazujejo, da je dotok rudonosne raztopine verjetno občasno presahnil. Sicer pa je vsebovala rudonosna slanica vseskozi približno enako količino železovih spojin, toda v začetku več cinkovih in manj svinčevih, pozneje pa se je količina svinčevih spojin v njej povečala. Spomniti se moramo, da vsebuje spodnji del Zahodnega in Starega rudnega telesa v glavnem sfalerit, srednji in zlasti zgornji del pa tudi galenit. Če upoštevamo, da vsebuje ruda Vzhodnega telesa okrog 3% Pb in 2% Zn, potem se nam ponuja sklep, da je prihajala v to rudno telo slanica s podobno sestavo, kot je bila sestava tiste slanice, iz katere so se izločali rudni minerali v zgornjem delu Zahodnega in Starega telesa.

Kalcijev karbonat se je izločal iz morske vode, ki je prihajala v kotanje z visoko plimo in z viharji. Od količine oborjenega karbonatnega mulja je bila v precejšnji meri odvisna stopnja orudenja nastajajočih plasti: manj karbonata se je izločilo iz morske vode, bolj bogata je bila usedlina s prvotnimi rudnimi minerali in obratno.

Plastnata tekstura, ki je tako značilna za Zahodno in za Staro, deloma tudi za severozahodni del Vzhodnega rudnega telesa, je pogojena s prvotnim količinskim razmerjem med odloženimi sestavinami mulja. Danes jo opazimo predvsem zaradi menjavanja rudnih in jalovih dolomitnih plasti ter zaradi prisotnosti lezik, lamin in

tankih plasti skrilavega laporja. S sfaleritom bogato orudene plasti so svetlo sive barve, z naraščajočo količino dolomita, katerega spremljajo minerali glin, postane barva plasti siva in celo temno siva. Nekatere vsebujejo tudi drobno razpršeno organsko snov in so izrazito temno sive barve. Tu in tam opazimo laminarno teksturo, ki je pogojena z menjavanjem rudnih in jalovih lamin.

Odloženi mulj so zajeli v drugi razvojni fazi diagenetski procesi. Rudne plasti med zgodnjo diagenezo večinoma niso bile deformirane. Toda ponekod v Starem in tudi v Zahodnem rudnem telesu so bile zaradi polzenja in razlik v teži deformirane: nagubane, gnetene, pa tudi raztrgane. Nadalje moramo omeniti, da smo našli v plasteh Starega in Zahodnega rudnega telesa vertikalno menjavanje delov, ki so bogati z rudnimi minerali in vsebujejo tudi orudene ali jalove klaste, razvrščene po velikosti z deli, ki so skoraj jalovi in tudi brez klastov. Te plasti so nastale tako, da so vdori morske vode dezintegrirali nevezani in že nekoliko vezani mulj in material prenesli drugam, kjer se je znova odložil. Najprej so se usedali težji prvotni minerali in večji klasti, nato v vse večji meri kalcijev karbonat in glineni minerali ter manjši klasti, končno pa le kalcijev karbonat in glineni minerali. Če je bil dezintegriran nekoliko bolj vezan mulj, so nastali številnejši klasti, tako da imajo rudne plasti izrazito klastično strukturo.

Medtem ko je bilo v najvišjem delu rudnega mulja dovolj prostega kisika, se je njegova količina z globino postopoma zmanjševala. Vzrok temu je bil razpad organskih snovi in metabolizem aerobnih bakterij. Ker je bilo prostega kisika z globino vse manj, se je začelo oblikovati redukcijsko okolje. Tedaj so zaživele anaerobne bakterije, ki so dobivale za življenje potrebni kisik z redukcijo sulfatov. Pri tem se je sproščal vodikov sulfid, pri razkroju organskih ostankov pa so nastajale tudi druge spojine, predvsem CO_2 in CH_4 , pa tudi NH_3 . Okolje je postajalo vse bolj redukcijsko, v odvisnosti od zastopanosti posameznih spojin pa se je gibala vrednost pH podtalnice verjetno med 6 in 8. Pri tem moramo vedeti, da vodikov sulfid znižuje, amonijak pa povišuje pH (Füchtbauer & Müller, 1970).

Prvotni rudni minerali v redukcijskem okolju niso bili več obstojni. V podtalnici so se začeli topiti, zaradi prisotnega vodikovega sulfida pa so začeli nastajati zgodnjediagenetski sulfidi. Dokaz za biogeni izvor žvepla so dale masnospektrometrične analize izotopske sestave sulfidnega žvepla. Zbrani podatki povedo (Grinenko et al., 1974; Drovenik et al., 1976; Drovenik, 1985a), da se giblje vrednost $\delta^{34}\text{S}$ od $-29,85\%$ do $+14,31\%$. Sulfidno žveplo je torej pretežno obogateno z lahkim izotopom, vrednost $\delta^{34}\text{S}$ pa niha v razponu, ki znaša kar 44%. Oba podatka sta značilna za žveplo, ki se je sprostil pri bakterijski redukciji sulfatnega iona.

V rudnem mulju so se najprej pojavila piritna zrnca s premeri do $40\ \mu\text{m}$; ta so pogosto zastopana s framboidnim različkom. V rudi so piritna zrnca v glavnem dokaj enakomerno razvrščena, v posameznih plasteh pa jim pripada navadno največ nekaj desetink odstotka. Pri raziskavi rude Zahodnega in Starega telesa smo ugotovili, da so nastale bolj ali manj sočasno z zgodnjediagenetskim piritom sfaleritne kroglice, ki dosežejo velikost $40\ \mu\text{m}$, navadno pa merijo okrog $20\ \mu\text{m}$. V rudi obeh teles so morale biti brezštevilne. Pogosto so služile kot jedra, ob katerih so zrastle do $90\ \mu\text{m}$ veliki, izredno lepo razviti rombododekaedrski sfaleritni kristalčki, ki so se pogosto zraščali. Nato so kristalizirale galenitne kockice, ki so dosegle velikost $300\ \mu\text{m}$. Za sfaleritne kroglice in kristalčke pa tudi za galenitne kockice je značilno, da ne vsebujejo niti karbonatnih niti piritnih vključkov. V tej, drugi fazi sta kot zadnja nastala pirit in markazit. Pod mikroskopom vidimo, da tvorita manjša piritna, piritno-markazitna in markazitna polja, ki često vsebujejo sfaleritne kroglice in

kristalčke. Mimo tega tvorita železova sulfida deloma ali povsem razvit rob ob galenitnih kockicah. Tudi v tem primeru vsebujeta sfaleritne kroglice in kristalčke. Sicer pa smo našli v tej generaciji piritna in markazita le izjemoma tudi karbonatne vključke s premeri do $10\mu\text{m}$. Ruda Vzhodnega telesa ne vsebuje niti sfaleritnih kroglic, niti galenitnih kockic, rombododekaedrski sfaleritni kristalčki pa predstavljajo izjemno redkost.

Konec druge razvojne faze je začela prihajati raztopina, relativno bogata z magnezijem, ki je povzročila dolomitizacijo vseh treh rudnih teles. Najprej so nastala mikritna dolomitna zrnca, ki so izjemoma ohranjena v laminah in v plasteh skrilavega laporja, nato pa so le-ta zrastle v sparitna zrna. Pozneje so jih zajeli epigenetski procesi in merijo sedaj navadno 40 do $100\mu\text{m}$. Dolomitna zrna so resnično najpogostnejša sestavina rude v vseh treh telesih.

Z dolomitizacijo se je po našem mnenju končalo obdobje diageneze. Nastala je čvrsta ruda s sulfidnimi zrnji v dolomitni osnovi, ki je vsebovala tudi glinene minerale. Lezike, lamine in plasti z glinenimi minerali ter primesjo karbonatnih zrn so predstavljale lapor. V njem so bili tu in tam razpršeni rudni minerali.

Na rudonosne anizijske karbonatne kamenine so se odložile mlajše triadne in jurske plasti. V začetku terciara je znašala njihova skupna debelina okrog 2200 m (Mioč & Žnidarčič, 1983). Rudna telesa so prihajala postopoma v območje večjega tlaka in višje temperature. Tako je diagenozo postopoma zamenjala epigeneza s tretjo, četrto in peto razvojno fazo. Lezike, lamine in plasti laporja so postajale vse bolj skrilave.

V rudnih telesih prisotna porna voda je imela za preobrazbo diagenetskega orudjenja izjemno pomembno vlogo: diagenetski sulfidi so se v njej topili, njihove sestavine so se v njej zaradi difuzije premeščale, ko je bila z njimi nasičena pa so se sulfidi iz nje znova izločali. V posameznih obdobjih so vladali v rudnih telesih takšni pogoji, ki so dovoljevali le mobilizacijo sulfidnih zrn določene kemične sestave. Ti pogoji so se menjavali, tako da so bili rudni minerali med epigenezo večkrat mobilizirani in pod mikroskopom smo našli več njihovih generacij. Če velja naša podmena, da so bili mobilizirani sulfidi v treh bolj ali manj zaprtih sistemih, potem se nam zdi najverjetnejše, da so se premeščale kovine v bisulfidnih kompleksih, ki so se porajali pri raztapljanju sulfidov v porni vodi.

Rudni minerali so kristalizirali iz porne vode v glavnem pri metasomatskih procesih na račun dolomita. Zato vsebujejo epigenetski sulfidi pogosto korodirane vključke dolomitnih zrn. Porna voda se je pri tem obogatila s kalcijevimi in magnezijevimi ioni in drugod se je tudi na račun sulfidov znova izločal dolomit. Seveda pa so rudni minerali in dolomit deloma kristalizirali tudi v porah rude. Le zelo majhen del sulfidov je migriral v talninski in v krovniški dolomit. Njihove impregnacije so relativno najbolj česte neposredno ob rudnih telesih. Z oddaljevanjem od njih se postopoma izgublajo; 1 do 1,5 m v stran sta talninski in krovniški dolomit praktično jalova.

V tretji razvojni fazi so pri mobilizacijskih procesih najprej nastala zelo majhna, količinsko nepomembna piritna zrnca, ki leže ob stikih dolomitnih zrn. Nato je porna voda topila sfaleritne kroglice in kristalčke, razen tistih, ki so bili povsem vključeni v diagenetska železova sulfida in bila tako zavarovana pred premeščanjem. V Zahodnem in v Starem rudnem telesu so piritna, piritno-markazitna in markazitna zrna s sfaleritnimi kroglicami in kristalčki razmeroma pogostna, čeprav je količinsko tega sfalerita zelo malo. V Vzhodnem rudnem telesu so FeS_2 zrna z omenjenimi sfalerit-

nimi vključki izjemno redka. Ob tem velja omeniti, da v nobenem rudnem telesu nismo našli prostih sfaleritnih kroglic ali kristalčkov.

Sfalerit tretje faze je razvrščen v Zahodnem in v Starem rudnem telesu zelo neenakomerno. V posameznih presekih se menjavajo plasti, ki vsebujejo po več 10 % sfalerita, s takšnimi, kjer je zastopan ta rudni mineral le z nekaj odstotki ali pa je prisoten komaj v sledovih. Celo v isti rudni plasti zasledimo od njene talnine proti njeni krovlini dele z različno koncentracijo ZnS. Takšne plasti imajo razločno progasto teksturo. Sicer pa se kaže sfalerit na različne načine. Močno prevladujejo zrna z nepravilnimi, deloma izometričnimi preseki velikosti do 60 μm , ki se ponekod združujejo v skupke s premeri do nekaj 100 μm . Ti imajo pod mikroskopom ameboidno obliko. Ponekod zasledimo bolj ali manj idiomorfna sfaleritna zrna s premeri do 350 μm , ki imajo pri navzkrižnih nikolih conarno zgradbo. Tu in tam opazimo tudi atolsko strukturo: dolomitno zrno obrobja sfaleritni rob. V Vzhodnem rudnem telesu je sfalerit tako v siromašni kot v bogati rudi nenavadno enakomerno razvrščen: zvečine ga najdemo v izometričnih zrnih s premeri navadno 50 do 130 μm , ki kažejo pri navzkrižnih nikolih pogosto conarno zgradbo. Pri metasomatskih procesih sproščeni dolomit je nadomeščal sfalerit ali pa se je izločal v porah rude.

V četrti fazi je sledila mobilizacija diagenetskih železovih sulfidov. V rudi vseh treh rudnih teles so nastala do nekaj milimetrov velika idiomorfna in ksenomorfna piritna in markazitna zrna, pa tudi njuni zraščenci. V slednjih se je navadno najprej izločil pirit, sledil mu je markazit, nakar je znova kristaliziral pirit. Kot zadnji je nastal melnikovitpirit; najbolj pogosten je v Vzhodnem rudnem telesu. Za vse različke železovih sulfidov in za njihove zraščence je značilno, da pogosto vsebujejo vključke korodiranih dolomitnih in sfaleritnih zrn.

V naslednji, peti razvojni fazi je kristaliziral praktično ves galenit, kar ga najdemo sedaj v rudi Tople. Pogosto se javlja v bolj ali manj idiomorfni metakristalnih velikosti od nekaj 10 μm do 13 mm, ki dajejo rudi porfiroidno strukturo. Najdemo jih v Zahodnem in v Starem, zlasti pa v Vzhodnem rudnem telesu, ki je z galenitom bogatejši kot s sfaleritom. Često vsebujejo vključke dolomitno-sfaleritne osnove, predvsem pa posamezna korodirana zrna dolomita, sfalerita in železovih sulfidov. Galenitne metakristale obdaja pogosto piritni, izjemoma tudi melnikovitpiritni rob, katerega nadomešča tu in tam mlajši galenitni različek, ki je rasel na galenitnih metakristalih. V slednjih so pri koncu pete faze zrastle posamezni dolomitni metakristali.

Galenit pete razvojne faze je nastal z mobilizacijo diagenetskega različka, ki sta ga metasomatsko skoraj povsem nadomestila dolomit in sfalerit iste faze. Diagenetski galenit se je podrejeno še ohranil v rudi Zahodnega in Starega telesa, ki vsebuje tudi številne psevdomorfoze dolomita in sfalerita po njem. Toda v Vzhodnem rudnem telesu, ki vsebuje izmed vseh treh dejansko največ epigenetskega galenita, nismo našli niti njegovega diagenetskega različka niti omenjenih psevdomorfoz, pa čeprav smo prepričani, da je bil prav galenit v tem rudnem telesu najbolj pogosten diagenetski sulfid. Zakaj?

Pri raziskavi rude Zahodnega in Starega rudnega telesa smo ugotovili, da se je diagenetski galenit ohranil in da so omenjene psevdomorfoze razločno opazne le v primerih, ko je galenitne kockice povsem obdal mlajši, prav tako diagenetski piritni, markazitni ali piritno-markazitni rob. Če je bil ta le delno razvit, so nastala pri metasomatskih procesih na račun galenita dolomitna in sfaleritna zrna enakih velikosti in podobnih oblik, kot jih imajo njuna zrna v osnovi rude. Psevdomorfoze prepoznamo le zaradi delno razvitega FeS_2 robu. Sodimo, da so bila v rudi Zahod-

nega in Starega rudnega telesa prisotna tudi zelo številna diagenetska galenitna zrna, ki jih sploh ni obdal FeS_2 rob. Ta so bila, po našem mnenju, v peti fazi povsem nadomeščena z dolomitnimi in sfaleritnimi zrni, in sicer tako, da psevdomorfoz ni mogoče prepoznati.

Prepričani smo, da so bili v rudi Vzhodnega telesa prvotno prisotni še številnejši diagenetski galenitni kristalčki kot v rudi Zahodnega ali Starega telesa; nekateri obdani z lepo razvitim, drugi le z delno razvitim, v glavnem pa brez FeS_2 robu. Vzrok za popolno odsotnost diagenetskega galenita ne gre iskati v podmeni, da ga v rudi ni bilo, temveč v dejstvu, da so bili v Vzhodnem rudnem telesu epigenetski procesi intenzivnejši kot v ostalih dveh.

S tem v zvezi ne gre prezreti dejstva, da vsebuje ruda Zahodnega telesa okrog 10% in ruda Starega telesa celo okrog 15% glinenih mineralov. Ti so deloma razvrščeni v rudnih plasteh, pretežno pa grade lezike, lamine in tanke plasti skrila-vega laporja, ki jih ločijo in so preprečevale intenzivnejše premeščanje rudnih mineralov. Ti so ostali med epigenetsko mobilizacijo v glavnem v istih plasteh, kjer so bili med diagenozo. Najboljši dokaz za to je dejstvo, da je sfalerit v plasteh omenjenih dveh rudnih teles zelo neenakomerno razvrščen.

V rudi Vzhodnega telesa pa pripada glinenim mineralom komaj okrog 5%. Najdemo jih skoraj izključno v rudnih plasteh. Lezike, lamine in tanke plasti skrila-vega laporja so zelo redke, v pretežnem delu rudnega telesa jih praktično ni. Prav zato so bili epigenetski procesi izrazitejši, močnejši – kovinski ioni so se lahko premeščali po vsem rudnem telesu. V prid tej razlagi lahko navedemo, da so celo FeS_2 zrna z diagenetskimi sfaleritnimi kristalčki izjemno redka, da tvori epigenetski sfalerit približno enako velika zrna, ki so tako v siromašni kot v bogati rudi presenetljivo enakomerno razvrščena, ter da diagenetskih galenitnih kristalov in prej omenjenih psevdomorfoz po teh kristalih ni moč opaziti.

V rudi Vzhodnega telesa torej praktično manjkajo dokazi za to, da sta bila sfalerit in galenit že diagenetska minerala. Če ne bi poznali razvoja orudenja v Zahodnem in v Starem rudnem telesu in če ne bi po geoloških podatkih sklepali, da so nastala vsa tri rudna telesa bolj ali manj pri podobnih pogojih, ne bi mogli trditi, da sta bila svinec in cink prinesena že v mulj, iz katerega je nastalo Vzhodno rudno telo. Po prisotnih teksturah in strukturah rude bi namreč upravičeno sklepali, da so prinesle obe kovini epigenetske raztopine.

Omeniti moramo, da smo našli posamezna sulfidna zrnca tudi v talninskem in v krovnskem dolomitu tako Zahodnega kakor tudi Vzhodnega rudnega telesa, toda le v njuni neposredni bližini – po 1 do 1,5 m se porazgube. To pa pomeni, da so bili epigenetski mobilizacijski procesi omejeni praktično le na rudna telesa sama.

Koliko časa je trajalo premeščanje rudnih mineralov v obdobju epigeneze, ne vemo. Toda upoštevati moramo, da je po približno 15 milijonih letih prekrilo rudonosne anizijske plasti okoli 800 do 1000 m ladinjskih, približno 350 m karnijskih, do 750 m norijskih ter 100 do 150 m retijskih skladov (Mioč & Žnidarčič, 1983). Zaradi vse večjega litostatičnega tlaka in zaradi mobilizacijskih procesov so se rudni minerali in dolomit izločali v porah, tako da je postajala poroznost rude vse manjša in njena prepustnost vse slabša. Konec triade je bila porna voda verjetno že negibljivo ujeta med sulfidnimi, dolomitnimi in glinenimi zrni, tako da so se mobilizacijski procesi ustavili.

Raztapljanje mineralov, premeščanje sestavin in njihova ponovna kristalizacija je znova zaživelo v retrogradni epigenezi. Ti procesi so se pojavili s tektonskimi premiki v terciaru, ko so se triadne plasti gibale proti površju, če ne prej v zvezi z rodansko

tektonsko fazo. Ne gre prezreti dejstva, da leži Topla neposredno ob veliki periadriatski dislokaciji, od katere so se valile kameninske gmote tako proti jugu kot proti severu. Rudna telesa ter njihova talnina in krovtnina so bili med posameznimi premiki najprej pretrti, ponekod tudi slabše zdrobljeni. Tako so nastale razpoke in zdrobljene cone. Pojavila se je sekundarna poroznost, ki je omogočala pronicanje podtalnice v orudene anizijske plasti. Ta je v šesti razvojni fazi topila dolomit in ko se je z njim zasičila, se je v razpokah ponovno izločal. Tako so nastale v rudnih telesih ter v njihovi talnini in krovtnini bele dolomitne žilice, ponekod tudi breča, vendar znakov za mobilizacijo rudnih mineralov v tej fazi nismo našli.

V naslednji, sedmi razvojni fazi so se poleg dolomita premeščali tudi rudni minerali. Dokaz za to je svojevrstna rudna breča, ki smo jo našli v Zahodnem rudnem telesu. Rudne kose in koščke veže dolomitno vezivo, ki vsebuje tudi sulfide, predvsem galenit in sfalerit ter v manjši meri pirit in melnikovitpirit. Rudni minerali so zastopani z več generacijami. Medtem ko najdemo galenit pretežno v skeletastem različku, tvori sfalerit v glavnem kolomorfne agregate, ki obraščajo galenitne skelete. V singenetskem rudišču se je torej zaradi mobilizacije sulfidov med retrogradno epigenezo oblikovala ruda z mineralno sestavo in strukturami, ki so jih imeli pred leti za značilnosti teletermalnih svinčevo-cinkovih rudišč.

Med mlajšo tektonsko aktivnostjo so nastale v rudi nove razpoke in zdrobljene cone. V njih so v osmi fazi poleg dolomita tu in tam kristalizirali tudi sfalerit, galenit in pirit. Tako so nastale številne, pretežno diskordantne žilice, ki jih najdemo zlasti v Vzhodnem rudnem telesu; manj jih je v Starem in najmanj v Zahodnem. Predvsem v Vzhodnem telesu smo našli tudi brečo z rudnimi kosi in koščki ter dolomitnim vezivom.

Talninski in krovtninski dolomit prepredajo brezštevilne dolomitne žilice. Te vsebujejo ob rudnih telesih posamezna sulfidna zrnca, ki pa se po 1,5m izgube. Najverjetnejša razlaga se nam zdi, da so bili rudni minerali mobilizirani iz rudnih teles. Sicer pa ima tako talninski kot krovtninski dolomit zelo često brečasto teksturo: kose in koščke kamenine vežejo dolomitna zrna. Pretežno gre za tektonsko, deloma morda tudi za dissolucijsko brečo.

Pri najmlajših tektonskih premikih so nastali prelomi in prelomne cone, ki so razkosali predvsem Staro in Vzhodno, v manjši meri tudi Zahodno rudno telo. V deveti fazi so zajeli rudo vseh treh teles procesi oksidacije. Galenit se je začel spreminjati v cerusit in anglezit, sfalerit v smithsonit, pri čemer je nastal tudi greenockit, železovi sulfidi pa v limonit. Podrejeno naj bi bil nastal tudi wulfenit.

Origin of the zinc-lead ore deposit Topla and its particularities

Summary

The most important Slovenian lead-zinc ore deposits are situated in the northern Karavanke. There is, first of all, the Mežica deposit with numerous sections, where lead ore is mined already for 300 years. Orebodies are situated mainly in Ladinian, partly also in Carnian limestones and dolomites. But only 8km southwest on the southern slope of the Peca Mountain occurs another, smaller, but genetically very interesting deposit Topla, where the zinc-lead ore lies in Anisian dolomites. This deposit was briefly described by Zorc (1955) and then studied by Štručl (1974), who also summarized its early history.

The mining activity in Topla started at the beginning of the 19th century and ceased some ten years later. During this time was produced only very small quantity of lead ore. The Mežica lead zinc Mine began with detailed explorations in 1964. Now, beside the Old orebody, which was exploitation's target in the past century, two other orebodies are known on the area of about 0,6km² – the Western and the Eastern orebodies. They have been explored by adits and drifts between the 1076m and 1203m levels, thus in the height of almost 130m. But taking into account also results of drilling below and above the mentioned levels, the total height of Topla deposit should be estimated at about 180m.

Between 1974 and 1988 the Mežica has mined 250.148 tons of zinc-lead ore which averaged 4.86% Zn and 1.63% Pb. Considering that the raw ore comprises relatively high quantity of barren carbonate rocks, which represent footwall and hanging wall dolomite of the orebodies we estimate, however that the mined parts of orebodies averaged about 10% Zn and 3.3% Pb.

All three orebodies lie concordantly in Anisian dolomite. Zinc and lead ore originated from orebearing mud, which was deposited into three relatively shallow, more or less elongated throughs with very irregular boundaries, situated in the upper tidal zone during short emergences. Orebearing mud was built up predominantly by calcium carbonate in lesser amount by clay minerals and primary ore minerals, which were stable in oxidation zone conditions. In addition orebearing mud included also organic remnants and in traces quartz grains.

Calcium carbonate has precipitated from sea water, which attained the throughs by high tide and by inundations. During the diagenesis it has been wholly converted into dolomite, which is the main component in all orebodies. From time to time anhydrite (gypsum?) and halite may have been deposited, but the proofs for them are lacking. Clay minerals were carried by surface water. Now they occur in laminas and thin beds of slaty marl, but are also dispersed in dolomite sulfide matrix of ore beds. Clay minerals are common in the Old orebody, they are not frequent in the Western orebody and are relatively rare in the Eastern one. By surface water quartz grains were also supplied. Metals compounds from which the primary ore minerals originated arrived by ore fluids; their issue will be discussed later.

Until now the largest quantity of ore has been produced from the Western orebody, which strikes generally NW-SE and dips 20° to 40° NE. It is about 250m long and nearly 160m wide. Their thickness is because of the undulatory footwall quite variable. In the central part of the orebody it reaches 3m, but diminishes toward the boundaries; usually varies between 1 and 2m. The ore display most common bedded structure.

The northeast and the southwest boundaries of the orebody are predominantly tectonic. They are marked by fault zones, which strike NW-SE and dip 45° to 60°, respectively 55° to 60° SW. But toward northwest and southeast the orebody pinches gradually out. The contact of the orebody with the hanging wall dolomite is gently waved. On the contrary with the footwall dolomite it is quite irregular due to the fact, that the orebearing mud was deposited on the karstified ground. In some places the elevated parts of the footwall dolomite were so high, that they could not be covered by the orebearing mud. In such a manner originated "barren islands", which are typical for the Western orebody. Although the northeastern and the southwestern boundaries are tectonic the orebody itself was not heavily crushed or dislocated by faults, thus the exploitation processes normaly.

Macroscopic and microscopic examinations lead to the conclusion that the We-

stern orebody is composed of sulfides – about 20%, of dolomite – 70% and of clay minerals – 10%. Quartz appears only in traces. The part of the Western orebody mined up to the present average about 10% Zn and 2% Pb.

The Old orebody occurs in the central part of the deposit. Its outcrop, rich in galena is situated at elevation 1150 to 1160m. In this outcrop and in adits below it started the mining activity in Topla at the beginning of the past century. Due to the fact than then, as well as later only the lead was economic, the upper parts of the orebody, rich in galena, have been removed already long years ago. Left were only the lower parts of the orebody with lower amount of galena. The security pillars are more or less ruined, and access to the abandoned working is now possible only in some workings at the 1144m and 1166m level.

Projection to the plan of 1144m level shows that the Old orebody strikes NNW-SSE. It is up to 200m long, 20 to 50m wide, normally 2 to 3m and exceptionally even 7m thick. Bedded structure of ore is most common. The western and the eastern boundaries are tectonic, actually limited by two faults striking NNW-SSE and dipping 70° respectively 60° WSW. Among all three the Old orebody is the strongest tectonically deformed. Most faults are parallel with the bordering ones. Along these faults the orebody, together with footwall and hanging wall dolomite, was dissected in relatively thin, toward west inclined slides, which have been vertically displaced. The parts of orebody in particular slides dip eastwards. Present are also traverse faults with various dips southwards and northwards as well as horizontal faults. The ore and wall rock are quite often crushed, here and there also extreme granulated and sheared into mylonite.

Rough estimation shows that the ore consists of about 18% of ore minerals, 67% of dolomite and 15% of clay minerals; in traces quartz is present too. The relation between zinc and lead in the Old orebody was about 5:1, consequently the same as in the Western orebody.

Analogously to Western the Eastern orebody strikes generally NW-SE, but dips predominantly 40° NE. In spite of the fact, that its real dimension is not known yet, we believe that this orebody represented originally the largest reserves. Up to the present the workings have been performed only in a segment which projection to the 1144m level is about 250m long and 20 to 50m wide. Faults predominantly striking NNE-SSE and NNW-SSE have dissected the orebody in blocks; they are larger in its western part and smaller in the eastern one. In places where the orebody was not tectonically deformed, their thickness varies usually between 1,5 and 2m and achieves 3m. But due to the displacement along faults the orebody may pinch out or their thickness increase and could reach even 7m.

The bedded structure could be seen only in the northwestern part of the orebody. The largest segment of the known orebody is obscurely bedded or shows even no internal structure. The laminae and thin beds of slaty marl, which are very characteristic for the Old and for the Western orebody are rare; in many cross sections they are completely absent.

Because the grains of the orebearing dolomite are of the same size as those of wall rock dolomite, and colours are quite similar, the contact between the orebody and wall rock is often hardly discernible, especially in the case of the low grade ore. It seems that the orebody gradually passes into a barren wall rock. Ore consists of about 12% of sulfides, 83% of dolomite and 5% of clay minerals; quartz is very rare. In contrast to other orebodies, the Eastern one contains more lead than zinc, namely 3% Pb and 2% Zn. Galena and sphalerite are to be found throughout the whole orebody.

On the basis of known data is rather difficult to support an epigenetic hydrothermal origin of Topla as suggested by Grafenauer (1958, 1962, 1965, 1969). More and more details speak namely in favour of singenetic mineralization as argued by Zorc (1955) and accepted also by Štrucl (1974). But in spite of this statement the origin of metals remains still unsolved problem.

Zorc (1955) considered that the ore fluid which carried lead and zinc into the sea bottom was in close relations with Triassic igneous activity. However in Topla there have not be found any evidence neither for volcanic-sedimentary nor for submarine-hydrothermal activity. Especially are lacking proofs about geochemical relationship of the Topla ore with those lead-zinc ore deposits, which originated in Slovenia, in Bosnia and Montenegro evidently in close connection with the Middle Triassic igneous activity.

Štrucl (1974) has suggested a superficial origin of metals. He considered that they were brought by sea water in which accumulated during weathering of older, mainly igneous rocks and eventually older deposits. Against this theory several well founded objections exist also. It should be only mentioned that the Vindelician ridge, which was at time of the mineralization in Topla the nearest mainland, appeared about 200 km to the north. Therefore it is difficult to expect that the sea water at Topla may have had essentially higher contents of zinc and lead. Even if they were ten times above normal values the singenetic mineralization is very questionable.

Taking into account the fact that the orebearing mud originated in trough situated in uppertidal zone it could be supposed, that lead and zinc were brought by surface water. Against such an interpretation speaks the circumstance that the laminas and thin beds of slaty marl contain by far less zinc and lead than dolomitic beds, if at all. Consequently metals did not arrive together with clay minerals.

Reviewing the known data about Topla it seems most probably that the ore fluid had a local source. Thinking about the question, what solution this would have been, we incline to the opinion of Maynard (1983), that the singenetic lead-zinc deposits in the Triassic carbonate rocks of Alps arises from ore fluids similar in origine to those from the Mississippi Valley type deposits – they just reach the surface. Since the ore fluids in epigenetic lead-zinc Mississippi Valley type deposits are in generally belived to be brines, we suppose that the high saline water was also the ore fluid in the case of Topla. It should be further stated, that the lead in the lead-zinc deposits of Southern and Eastern Alps should derive from the lower crust or is in some way or other connected with the Upper Carboniferous to Permian igneous rocks (Köppel, 1983).

Extensive field observation and detailed microscopic examinations led to the conclusion that the Topla deposit originated during nine stages. The first one includes sedimentation, when carbonate and carbonate-clayey mud accumulated in three troughs. Ore forming brine sprang directly into the troughs or has had its sources in their close vicinity. Prevailing part of the brine flowed very probably into the neighbouring sea. It should be remind that the dolomite complex at the 1144 m level averages 3570 µg/g lead and 3970 µg/g zinc (Štrucl, 1974). Metal compounds arrived in an environment with lower temperature and with different pH and Eh of those being in brine before it has reached the surface. Therefore they were no more stable and primary ore minerals originated in the mud. They have completely disappeared during the following diagenetic processes.

The ore fluid contained throughout nearly the same quantity of iron, but in the beginning more zinc and less lead, which was later somewhat enriched. We have to

remind that in the lower part of the Western and of the Old orebodies galena is scarce, but it became more frequent in their upper part. If we further consider that the Eastern orebody averages 3% lead and 2% zinc the conclusion can be reached that in the trough of this orebody flowed the same brine from which originated primary ore minerals in the upper part of the Western and of the Old orebody. The concordant lenses and beds of barren dolomite in orebodies demonstrate that the feed of brine temporarily ceased.

Bedded structure so characteristic for the Western as well as for the Old orebody was actually conditioned by primary quantitative relationship between particular mud components. It can be observed first of all thanks to alternation of mineralized and barren dolomite beds, by their various colours and by the presence of laminae and thin beds of slaty marl. Ore beds rich in sphalerite are usually pale grey. With increasing amount of dolomite and clay minerals their colour became grey and even dark grey. Some beds include finely dispersed organic matter and are distinctly dark grey. Ore from the Western and Old orebodies shows quite often laminated structure.

Deposited mud was affected by diagenetic processes during the second stage. Unconsolidated and partly consolidated mineralized as well as barren beds and laminae were in places, especially in the Old and the Western orebodies due to the sliding crumbled, twisted, folded and even desintegrated. Some beds include such a quantity of clasts that the clastic texture is very well discernible.

Whereas in the uppermost part of the mud the free oxygen was in excess, its amount has diminished degresively with depth, due to the decay of organic material and metabolism of aerobic bacteria. Since the free oxygen was more and more deficient with the depth, reducing conditions arised. Now started activity of the anaerobic bacteria, which got the necessary oxygen by reduction of sulfate and released thereby hydrogen sulfide; Eh and pH have changed considerably. Therefore the primary ore minerals were no more stable and began to dissolve. On account of the hydrogen sulfide early diagenetic sulfides crystallized. The evidence for the biogenic origin of sulfur was brought by massspectrometric analyses. Collected data show, that $\delta^{34}\text{S}$ varies from $-29,85\%$ to $+14,31\%$. Sulfide sulfur is mostly enriched with light isotope and $\delta^{34}\text{S}$ varies in a very broad range. Both data speak in favour of sulfur, which originated in bacterial reduction of sulfate ion.

In the mud first appeared disseminated, tiny anhedral and euhedral pyrite grains with diameter up to $40\ \mu\text{m}$; spheres with framboidal texture are rather often. The quantity of this pyrite generation is negligible. More or less simultaneously tiny sphalerite globules were formed, the diameters of which reache $40\ \mu\text{m}$ and are commonly about $20\ \mu\text{m}$. They presented frequently nuclei around which very well developed rhombic dodecahedron sphalerite crystals originated having diameter up to $90\ \mu\text{m}$. Then galena cubes were deposited with diameters usually of 100 to $300\ \mu\text{m}$, and finally crystallized pyrite and marcasite. They are present as individual grains and aggregates which often include sphalerite globules and crystals. Additionally they have overgrown also several galena cubes. Sphalerite globules and crystals as well as galena cubes are free of inclusions of earlier minerals, which are quite sporadic also in pyrite and marcasite.

At the end of the second stage arrived in all three orebodies magnesium bearing water, which has converted original calcium carbonate to dolomite. First originated micritic dolomite grains, here and there preserved in laminae and thin beds of slaty marl. Then they have grown to coarser grained sparite. Later dolomite grains have been affected by epigenetic processes and exhibit now diameters commonly of 40 to

100 μm . Dolomitization has completed, in our opinion, the period of diagenesis. The beds were converted in solid ore with sulfides in dolomite matrix, which included also finely dispersed clay minerals. Laminas and thin beds composed chiefly of clay minerals with admixture of dolomite grains represented dolomitic marl.

Orebearing Anisian carbonate rocks have been subsequently covered by the younger Triassic and Jurassic sedimentary rocks. At the beginning of Tertiary their entire thickness was about 2.200 m. Orebodies subsided slowly into the deeper zones of greater pressure and of higher temperature. In such a way the diagenesis was succeeded by epigenesis, which includes the third, fourth and the fifth period. Laminas and beds of marl become more and more slaty.

Interstitial water existing in the orebodies had by the epigenetic conversion of diagenetic ore exceptionally important function: diagenetic sulfides has been dissolved in it, their components have been displaced in it and when it was saturated by metal compounds, the sulfides crystallized again. Such conditions existed in orebodies in particular extent of time, which permitted mobilization only of sulfide grains with definite chemical composition. Since the conditions alternated, the ore minerals were repeatedly mobilized during the epigenesis.

Sulfides were deposited from interstitial water mainly by metasomatic replacement of dolomite grains. Therefore the epigenetic sulfides very often include corroded dolomite remnants. By this process the interstitial water was enriched in calcium and magnesium – dolomite has crystalized and replaced here and there sulfides. Ore minerals and dolomite were deposited, of course also in pores themselves. Only insignificant quantity of sulfides has migrated into the footwall and hanging wall dolomite. Their tiny grains could be observed directly along the orebodies; 1 to 1,5 m away the carbonate wall rock is practically barren.

During the third stage tiny, quantitatively insignificant pyrite grains crystallized first, appearing on the contact of dolomite grains. Then all sphalerite globules and crystals have been dissolved by interstitial water, except those which were completely incorporated in diagenetic iron sulfides and in such a way protected from mobilization. In the Old as well as in the Western orebodies are diagenetic iron sulfide grains and aggregates with sphalerite globules and crystals relatively common, although the quantity of this sphalerite is unimportant. In the Eastern orebody, however, FeS_2 grains and aggregates including sphalerite globules and crystals are nearly totally lacking.

Sphalerite belonging to the third stage is economically the most important ore mineral of Topla deposit. But its grains are very difficult to perceive in most hand specimens especially when inspected underground. Sphalerite appears in the Western as well as in the Old orebody highly irregularly. In several cross section beds averaging some 10 % ZnS alternate with those, containing only some percents of ZnS, or it appears in traces, if at all. Anhedral grains about 60 μm or less across strongly prevail, which have somewhere grown to aggregates with diameter up to some 100 μm . In the Eastern orebody, on the contrary, sphalerite occurs mainly in euhedral grains, usually ranging in size from 50 to 130 μm . They are very uniformly dispersed in high, as well as in low grade ore; inclusions of dolomite are very common.

During the fourth stage followed the principal rearrangement of diagenetic iron sulfides. In all three orebodies crystallized up to some mm large euhedral, subhedral and anhedral pyrite and marcasite grains, as well as their aggregates; pyrite appeared first followed by marcasite and than pyrite again. The youngest is melnicovite-pyrite, which is relatively most abundant in the Eastern orebody. FeS_2 grains and

aggregates include irregularly shaped replacement remnants of dolomite and of sphalerite grains belonging to the third stage.

In the next, fifth stage almost all galena was deposited, which could be found in Topla today. It appears very often in more or less euhedral metacrysts which range in size from some 10 μm to 13 mm, and which give particularly to the Eastern orebody typical porphyroide texture. Metacrysts enclose often corroded inclusion of earlier minerals, as well as younger dolomite metacrysts. Euhedral galena grains are quite often rimmed by pyrite and melnicovite-pyrite. Galena belonging to this phase originated in the mobilization of its diagenetic cubes, which were almost completely replaced by dolomite and sphalerite of the same stage. Diagenetic galena cubes are subordinately preserved in the Western and in the Old orebodies, where also dolomite and sphalerite pseudomorphs on it are to be found. But in the Eastern orebody, which includes the largest quantity of epigenetic galena neither diagenetic cubes nor pseudomorphs mentioned are to be found, although the galena had to be here the most common diagenetic sulfide. Why?

Microscopic examination of polished sections from the Western and Old orebody demonstrate, that the diagenetic galena cubes as well as the dolomite and sphalerite pseudomorphs on its could be well observed only in the cases, if the cubes were rimmed by diagenetic FeS_2 . We are convinced that in the Eastern orebody occurred during the diagenesis by far numerous galena cubes than in the Western and Old orebody, some of them with more or less well developed FeS_2 rim, but the largest part without it. The reason for the totally absence of galena cubes in the Eastern orebody should not be sought in supposition, that they were originally absent, but in the fact, that the epigenetic processes were in the Eastern orebody by far more intensive than in other two. Therefore the galena cubes, pseudomorphs on its and FeS_2 rims have completely disappeared.

In this connection it is necessary to remind that the Western orebody contain about 10 %, and the Old one even 15 % of clay minerals. They are finely dispersed in ore beds, but occur predominately in laminas and thin beds of slaty marl, which have prevented, in our opinion, the epigenetic mobilization. The ore minerals have remained mainly in same beds, where they originated during diagenesis. The best proof for such interpretation yield highly unequal distribution of sphalerite. In the Eastern orebody, however, the clay minerals averages only about 5 % and are chiefly dispersed in ore beds. Laminas and thin beds of slaty marl are very rare in the prevailing part of the orebody even absent. Therefore were the epigenetic processes more expressive – ore minerals have been mobilized throughout the entire orebody. In favour of this explanation speaks the fact, that even the FeS_2 grains with diagenetic sphalerite crystals are extremely rare and that epigenetic sphalerite occurs in equally large grains, which are in the high, as well as in the low grade ore surprisingly uniformly distributed.

In the Eastern orebody evidences that the sphalerite and galena were already diagenetic minerals are actually lacking. If the evolution of mineralization in the Western and in the Old orebodies would not be known, and if according to geologic data we could not conclude, that all three orebodies originated more or less simultaneously, under similar condition, we could not affirm, that zinc and lead have been already brought into the mud from which later the Eastern orebody originated. Considering the present ore structures and textures the more plausible interpretation would be, that both metals have reached the deposit by epigenetic ore fluids.

It must be finally born in our mind, that isolated sulfide grains have been found

also in the footwall and hanging wall dolomite of the Western as well as of the Eastern orebodies, but only in their close vicinity – 1 to 1,5 m aside they disappeared. This proves that the mobilization processes were restricted practically only on the orebodies itself.

How long the mobilization of ore minerals during epigenesis persisted is matter of speculation. But it is necessary to know, however, that after 15 millions of years the orebearing Anisian strata were covered by nearly 2.000m of Middle and Upper Triassic sedimentary rocks. Due to higher lithostatic pressure and mobilization minerals have been deposited also in interstices, therefore the permeability was lower and lower. At the end of Triassic period the interstitial water was very probably already immovably captured. Thus the mobilization ceased.

Dissolution of minerals as well as their rearrangement has revived with retrograde epigenesis. This processes appeared during Tertiary orogenic activity, when the orebearing Anisian strata were brought to higher level by folding. It should be noted that Topla occurs very close to the Periadriatic lineament, from which immense masses of rocks were pushed to the south and to the north. During repetitively tectonic phases orebodies and wallrock were cracked, fractured and even displaced. In such a way fissures, fractures, fractures zones, faults and fault zones originated. The secondary permeability has increased and the infiltration of underground water into the orebodies was possible.

In the sixth stage the dolomite was mobilized and numerous discordant, irregular veinlets of macroscopic white dolomite have been formed. In some places also breccia cemented by macroscopic white dolomite originated. During the seventh stage beside dolomite ore minerals have been moved also. This is demonstrated by peculiar breccia occurring in the Western orebody. Ore fragments with sharp edges are cemented by white dolomite and by sulfides, mainly by galena and sphalerite in lesser amount also by pyrite and melnikovite-pyrite. Several generations of particular ore minerals have been observed in a single polished section. Whereas galena occurs predominantly in skeletal variety, sphalerite exhibits colloform character. Euhedral and skeleton galena is actually encrusted with colloform sphalerite. In orebodies which originated by syn-diagenetic processes appeared during retrograde epigenesis ore texture and structures, which have been years ago described by majority of authorities as typical features of telethermal lead zinc deposits.

In the following eight stage the ore deposit was affected again by tectonic activity. Irregular discordant dolomite veinlets and breccias originated, cemented by dolomite including in traces of tiny sulfide grains. During the last tectonic movements appeared fault and fault zones, which have dislocated especially the Old and the Eastern. In the ninth stage, which includes also the present time, meteoric water penetrates into deposit. At expense of sulfides cerussite, anglesite, smithsonite, greenockite as well as limonite arise. Subordinately wulfenite should be present too.

Literatura

- Barnes, H. L. & Czamanske, G. K. 1967, Solubilities and transport of ore minerals. - V: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, Holt, Rinehart and Winston, Inc., 334-381, New York.
- Berce, B. 1963, The formation of the ore-deposits in Slovenia. *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana*, 19, 1-16, Pavia.
- Chilingar, G. V., Bissel, H. J. & Wolf, K. H. 1967, Diagenesis of carbonate rocks: - V: Larnes G. and Chilingar, G. V. (Ed.): *Diagenesis in sediments*, Elsevier, 179-332, Amsterdam.
- Cissarz, A. 1956, Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. *Rasprave Zaveda za geološko i geofizičko istraživanje N. R. Srbije*, Beograd.
- Davis, H. J. 1977, Genesis of the Southeast Missouri lead deposits. *Economic Geology*, vol. 72, No. 3, 443-450, Lancaster.
- Drovenik, M. 1970, Nastanek bakrovega rudišča Škofje. Prvi kolokvij o geologiji Dinari-dov, 2. del, 17-63, Ljubljana.
- Drovenik, M. 1972, Prispevek k razlagi geokemičnih podatkov za nekatere predornine in rude Slovenije. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 2-3, 145-167, Ljubljana.
- Drovenik, M. 1985a, Some geochemical characteristics of lead-zinc deposits in Slovenia, NW Yugoslavia. *Monograph Series on Mineral Deposits 25*, Gebrüder Borntraeger, 105-120, Berlin-Stuttgart.
- Drovenik, M. 1985b, Significance of the Triassic igneous - tectonic activity for the origin of the Slovenian mineral deposits. *Razprave IV. razreda SAZU*, XXVI, 343-360, Ljubljana.
- 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.
- Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980, Nastanek rudišč v SR Sloveniji. *Geologija* 23/1, 1-157, Ljubljana.
- Ehrenberg, H., Pilger, A. & Schröder, F. 1954, Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, Heft 12, Hannover.
- Folk, R. L. 1959 Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists*, vol. 43, no. 1, 1-38, Tulsa.
- Füchtbauer, H. & Müller, G. 1970, *Sedimente und Sedimentgesteine*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Garry, M., McAfee, R. & Wolf, C. L. 1972, *Glossary of geology*. American Geological Institute, Washington.
- Giordano, T. H. & Barnes, H. L. 1981, Lead transport in Mississippi-Valley-type ore solutions. *Economic Geology*, vol. 76, no. 8, 2200-2211, Lancaster.
- Götzinger, M. A. 1985, Mineralisationen in den Gutensteiner Schichten (Anis) in Österreich. Ein Überblick. *Arch. f. Lagerst. forsch. Geol. B.-A. 6*, 183-192, Wien.
- Grafenauer, S. 1958, Diskusija k članku Rudarsko-geološka karakteristika Rudnika Mežica. *Geologija* 4, 229-236, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1962, Geneza vzhodnoalpskih svinčevih in cinkovih nahajališč. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 4, 313-332, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 2, 165-172, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. *Rudarsko-metalurški zbornik*, št. 3-4, 353-364, Ljubljana.
- Grinenko, V. A. Zairi, N. M. & Šadlun, T. N., 1974, Poligenajna priroda globularnih sulfidov v stratiformnih mestoroždenijah. *Geologija rudnih mestoroždenij*, no. 1, 66-77, Moskva.
- Hein, U. F. 1986, Zur Geochemie des Fluors im Nebengestein und Spurenelementfraktionierung in Fluoriten der kalkalpinen Pb-Zn-Lagerstätten. *Berliner Geowis. Abh., Reihe A*, Band 81, Berlin.
- Helgeson, H. C. 1964, *Complexing and hydrothermal ore deposition*. Pergamon Press, New York.
- Kisvarsanyi, G. 1977, The role of the Precambrian igneous basement in the formation of the stratabound lead-zinc-copper deposits in Southeast Missouri. *Economic Geology*, vol. 72, no. 3, 435-442, Lancaster.
- Köppel, V. 1983, Summary of lead isotope data from ore deposits of the Eastern and Southern Alps: some metallogenetic and geotectonic implications. - V: Schneider, H.-J.

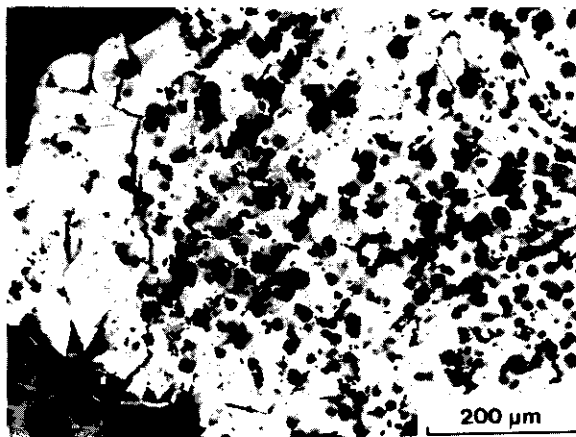
- (Ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe. Springer, 162–168, Berlin-Heidelberg.
- Kraume, E. 1955, Die Erzlager des Rammelsberges bei Goslar. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, Heft 18, Hannover.
- Kubat, I. 1982, Metalogenija i prognoza čvrstih mineralnih sirovina u trijasi Bosne i Hercegovine. Posebno izdanje geološkog glasnika, knjiga XVIII, Sarajevo.
- Leighton, M. W. & Pendexter, C. 1962, Carbonate rock types. – V: Ham, W. E. (Ed.): Classification of carbonate rocks. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geologists, Mem. 1, 33–61, Tulsa.
- Maynard, J. B. 1983, Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer, New York-Heidelberg.
- Medved, B. 1986, Raziskava rude Vzhodnega rudnega telesa Zn-Pb rudišča Topla. Diplomsko delo, Ljubljana.
- Mioč, P. & Žnidarčič, 1983, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Ravne na Koroškem, Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Padalino, G., Pretti, S., Tocco, S. & Violo, M. 1972, Some examples of lead-zinc-barite depositions in carstic environments. Proceedings of the second international symposium on the mineral deposits of the Alps, 195–206, Ljubljana.
- Pinckney, D. M. & Haffty, J. 1970, Content of zinc and copper in some fluid inclusions from the Cave-In-Rock district, Southern Illinois. Economic Geology, vol. 65, no. 3, 451–458. Lancaster.
- Ramdohr, P. 1975, Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.
- Roedder, E. 1976, Fluid-inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. – V: Wolf, K. H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, vol. 2. Elsevier, 67–110, Amsterdam.
- Roedder, E. 1977, fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. Economic Geology, vol. 72, no. 3, 474–479, Lancaster.
- Rösler, H. J. & Lange, H. 1975, Geochemische Tabellen. VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- Sangster, D. F. 1976, Carbonate-hosted lead-zinc deposits. – V: Wolf, K. H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, vol. 6, Elsevier, 447–456, Amsterdam.
- Sato, T. 1977, Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin. – V: Volcanic processes in ore genesis. The institution of mining and metallurgy, 153–161, London.
- Strahov, N. M. 1962, Osnovy teorii litogeneza. AN SSSR, tom III. Moskva.
- Sverjensky, D. A. 1981, The origin of a Mississippi-Valley-type deposit in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. Economic Geology, vol. 76, no. 7, 1848–1872, Lancaster.
- Štrucl, I. 1970, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija 13, 5–20, Ljubljana.
- Štrucl, I. 1974, Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople. Geologija 17, 299–397, Ljubljana.
- Tissot, B. P. & Welte, D. H. 1978, Petroleum formation and occurrence. Springer, Berlin-Heidelberg.
- Twenhofel, W. H. 1939, Principles of sedimentation. McGraw-Hill, New York.
- White, D. E. 1981, Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. Economic Geology, Seventy-fifth anniversary volume, 392–423, Lancaster.
- Wolter, R. & Schneider, H.-J. 1983, Saline relics of formation water in the Wettersteinkalk and their genetic connection with the Pb-Zn mineralization. – V: Schneider, H.-J. (Ed.): Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe. Springer, 223–230, Berlin-Heidelberg.
- Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. Geologija 3, 24–80, Ljubljana.
- Zuffardi, P. 1976, Karst and economic mineral deposits. – V: Wolf, K. H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, vol. 3, Elsevier, 175–212, Amsterdam.

Tabla 1 – Plate 1

Sl. 1 – Fig. 1

Majhne sfaleritne kroglice in kristalčki v piritno markazitnem polju. Odkop št. 3, obzorje 1144m. Odsevna svetloba

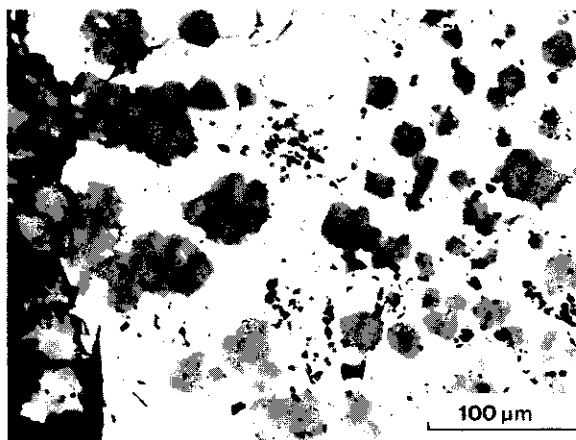
Pyrite marcasite patch includes tiny sphalerite globules and crystals. Stope No. 3, 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Lepo razviti sfaleritni kristalčki v piritno markazitnem polju. Odkop št. 3, 14m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

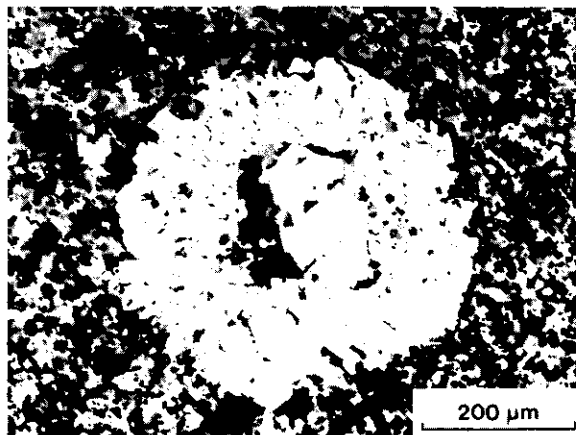
Pyrite marcasite patch includes well developed sphalerite crystals. Stope No. 3, 14m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Idiomorfni galenit je deloma nadomeščen s sfaleritom in dolomitom. Obdaja ga FeS_2 rob z majhnimi sfaleritnimi kroglicami. V osnovi sta drobnozrnati dolomit in sfalerit. Odkop št. 3, obzorje 1144m. Odsevna svetloba

Euhedral galena partly replaced by sphalerite and dolomite surrounded by FeS_2 rim including tiny sphalerite globules. Matrix consists of fine grained dolomite and sphalerite. Stope No. 3, 1144m level. Reflected light



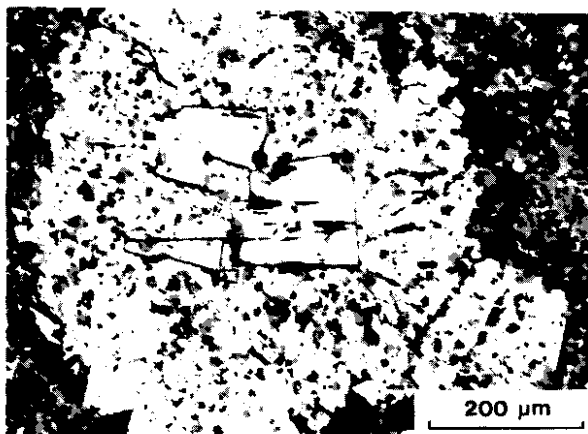
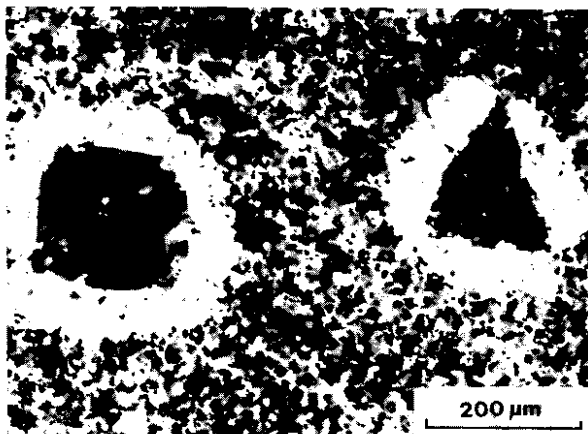


Tabla 2 – Plate 2

Sl. 1 – Fig. 1

Skupek galenitnih zrn, katerega obdaja FeS_2 rob z majhnimi sfaleritnimi kroglicami v drobnozrnati sfaleritno dolomitni osnovi. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

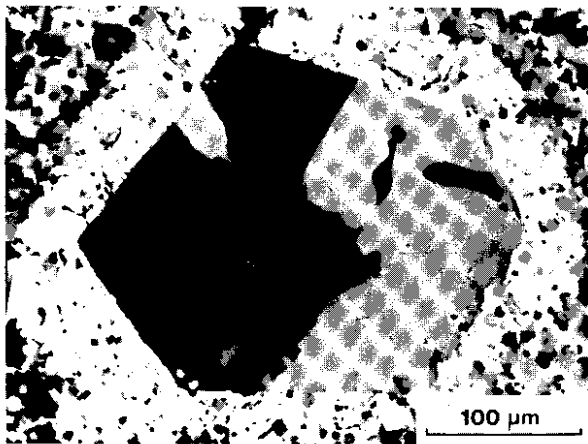
Cluster of galena grains encrusted by FeS_2 rim which includes tiny sphalerite globules, occurs in fine grained sphalerite dolomite matrix. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Dolomitni pseudomorfozi po galenitnih kockah. FeS_2 robova vsebuje majhne sfaleritne kroglice. Osnovo gradita drobnozrnata sfalerit in dolomit. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

Dolomite pseudomorphs after galena cubes. FeS_2 rims include tiny sphalerite globules. Matrix consists of fine grained sphalerite and dolomite. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Galenit nadomeščata starejši dolomit in mlajši sfalerit. Pseudomorfozo obdaja FeS_2 rob, z majhnimi sfaleritnimi kroglicami. Odkop št. 3, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

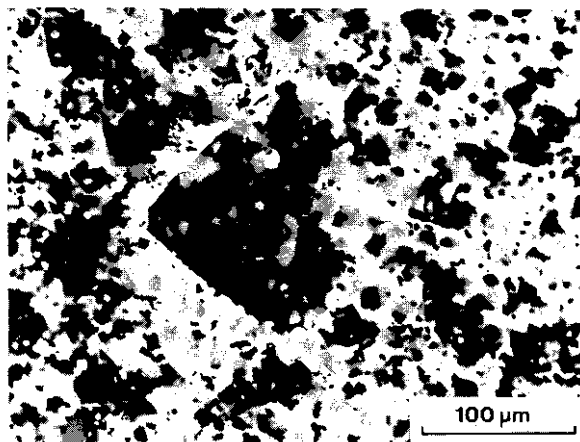
Older dolomite and younger sphalerite replace galena. Pseudomorph is surrounded by FeS_2 rim which includes tiny sphalerite globules. Stope No. 3, 1144 m level. Reflected light

Tabla 3 – Plate 3

Sl. 1 – Fig.1

Delno razviti FeS_2 rob nakazuje obliko galenitne kocke, ki je bila povsem nadomeščena s številnimi manjšimi dolomitnimi in sfaleritnimi zrni. Odkop št. 3. obzorje 1144m. Odsevna svetloba

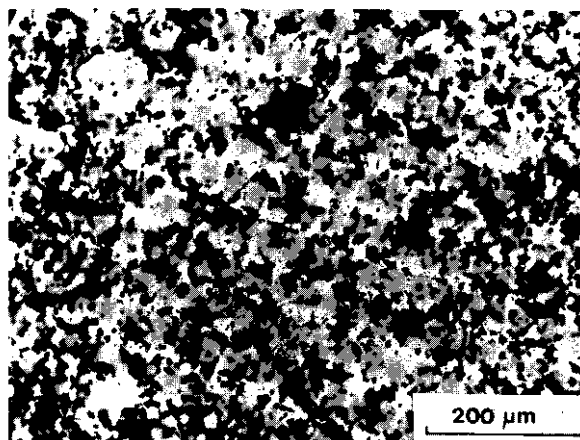
Partly developed FeS_2 rim indicates the shape of the galena cube which was entirely replaced by numerous smaller dolomite and sphalerite grains. Stope No. 3, 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Manjša sfaleritna zrna se združujejo v nepravilna polja. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Smaller sphalerite grains are joined in irregular patches. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritna zrna z izometričnimi preseki. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Sphalerite grains with isometric cross-sections. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light

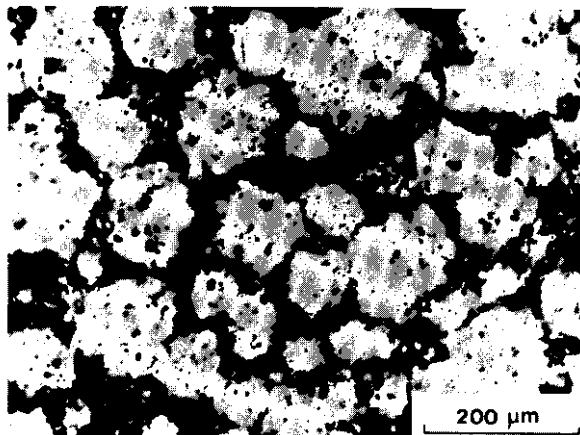
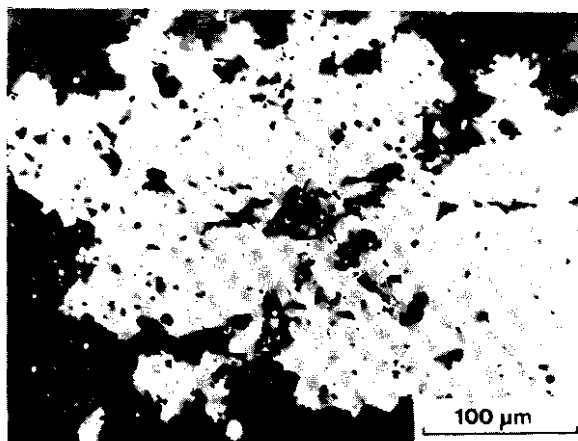


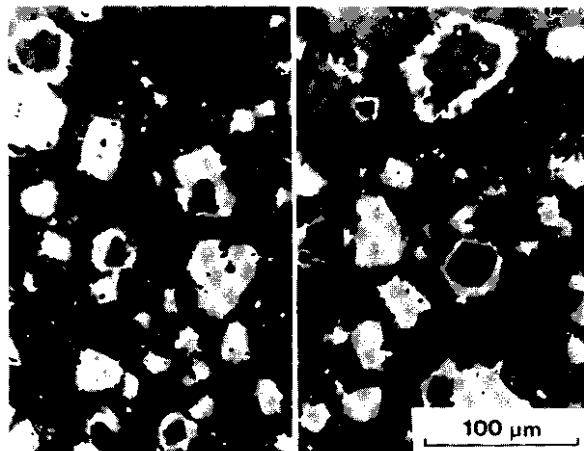
Tabla 4 – Plate 4



Sl. 1 – Fig. 1

Večje sfaleritno polje z ameboidnim presekom vsebuje korodirane dolomitne vključke. Odkop št. 3, 14m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

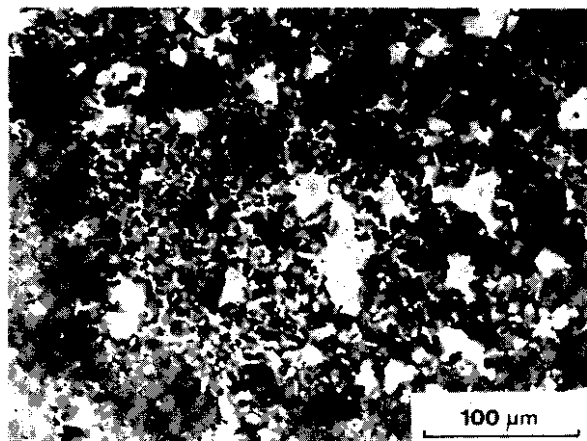
Larger amoeboid sphalerite patch includes corroded dolomite grains. Stope No. 3, 14m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Sfalerit obrašča dolomitna zrna, tako da opazujemo značilno atoljsko strukturo. Odkop št. 3, 12m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Sphalerite overgrows dolomite grains yielding in this way the atoll texture. Stope No. 3, 12m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Mirmekitska struktura je nastala zaradi delnega nadomeščanja sfalerita z dolomitom. Odkop št. 3, 12m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

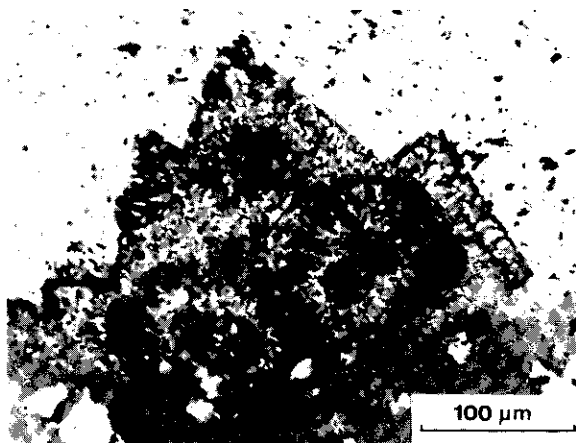
Myrmekitic texture originated by partial replacement of sphalerite by dolomite. Stope No. 3, 12m above the 1144m level. Reflected light

Tabla 5 – Plate 5

Sl. 1 Fig. 1

Dolomitni metakristali nadomeščajo sfaleritno polje. Odkop št. 3, 12m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

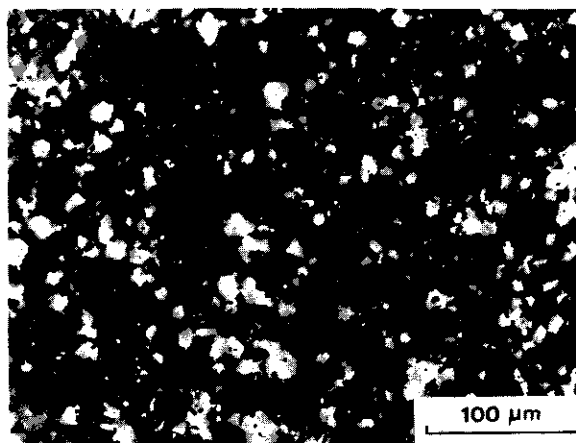
Dolomite metacrysts replace sphalerite patch. Stope No. 3, 12m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Majhna sfaleritna zrna med subhedralnimi in evhedralnimi dolomitnimi zrni. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Small sphalerite grains between subhedral and euhedral dolomite grains. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritno dolomitne lamine se menjavajo z laminami, ki jih grade glineni minerali. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Sphalerite dolomite laminas alternate with laminas consisting of clay minerals. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light

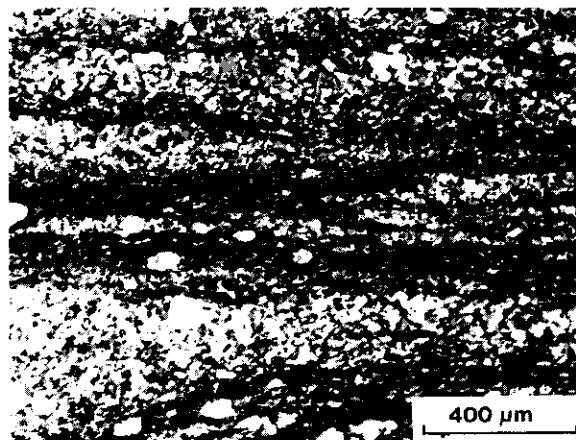
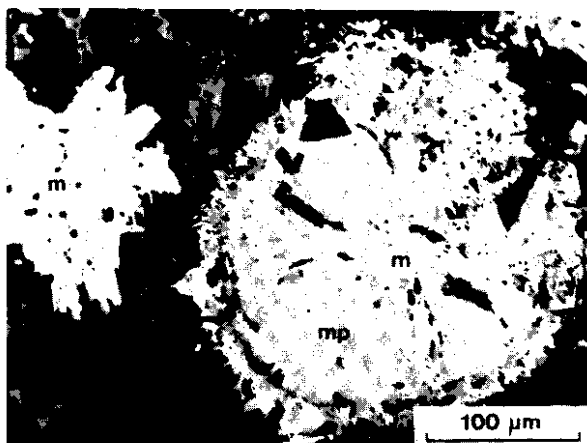


Tabla 6 – Plate 6

Sl. 1 – Fig. 1

Levo: belo polje grade markazitna zrna (m). Desno: markazitno jedro (m) obdaja melnikovitpirit (mp). Odkop št. 3, obzorje 1144m. Odsevna svetloba

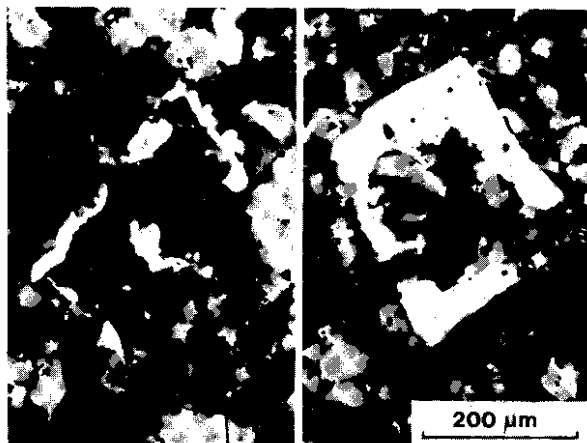
On the left: white patch built up by marcasite grains (m). On the right: marcasite core (m) surrounded by melnikovite-pyrite (mp). Stope No. 3, 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Levo: skeletni galenitni kristal. Desno: bolj razvit galenitni kristal z vključkom sfaleritno dolomitne osnove. Odkop št. 3, 14m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

On the left: skeletal galena. On the right: more developed galena crystal includes sphalerite - dolomite matrix. Stope No. 3, 14m above the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Lepo razvit galenitni kristal s posameznimi majhnimi sfaleritnimi in galenitnimi vključki. Odkop št. 3, 14m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Well developed galena crystal includes some small sphalerite and dolomite grains. Stope No. 3, 14m above the 1144m level. Reflected light

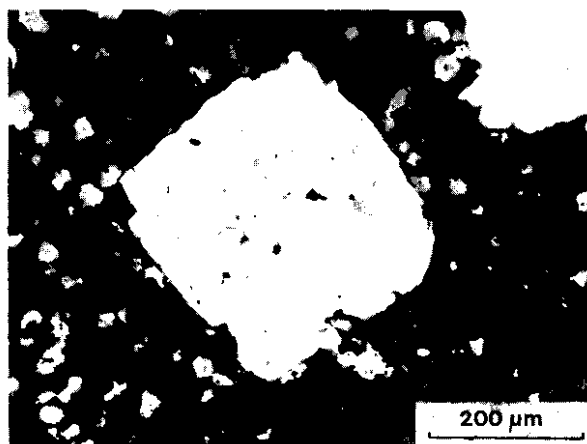
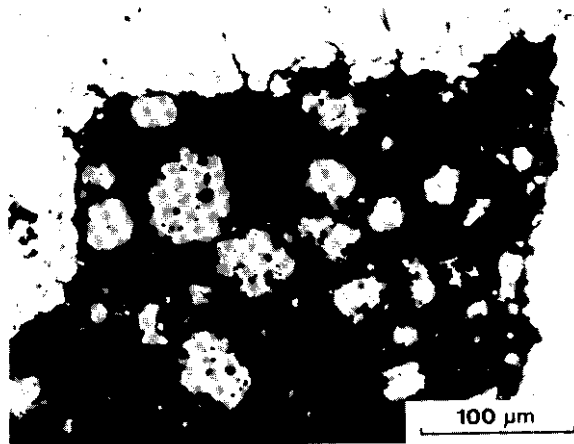


Tabla 7 – Plate 7

Sl. 1 – Fig. 1

Piritni rob ob stiku galenita in sfaleritno dolomitne osnove. Odkop št. 3, 14m nad obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

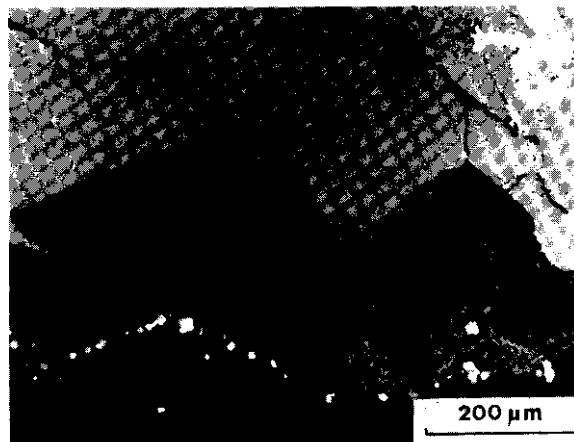
Pyrite rim between galena and sphalerite dolomite matrix. Stope No. 3, 14m above the 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

V pori so nastala najprej piritna in nato subhedralna dolomitna zrna s številnimi zelo majhnimi ZnS vključki, ki so conarno razvrščeni. Zgoraj sta maljša sfalerit in galenit. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

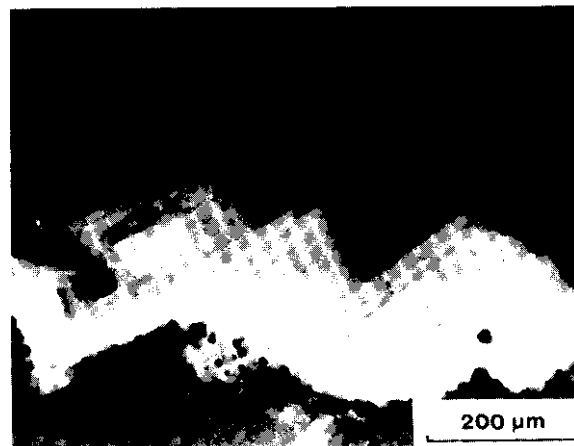
In the vug originated first pyrite and then subhedral dolomite grains with tiny ZnS inclusions. Upper occur younger sphalerite and galena. Stope No. 2, 10m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Isto kot sl. 2, le pri navzkrižnih nikolih. Svetlejša cone v dolomitu vsebujejo več zelo majhnih ZnS vključkov kot temnejše

The same as fig. 2, crossed nicols. Brighter dolomite zones include more tiny ZnS inclusions than the darker zones



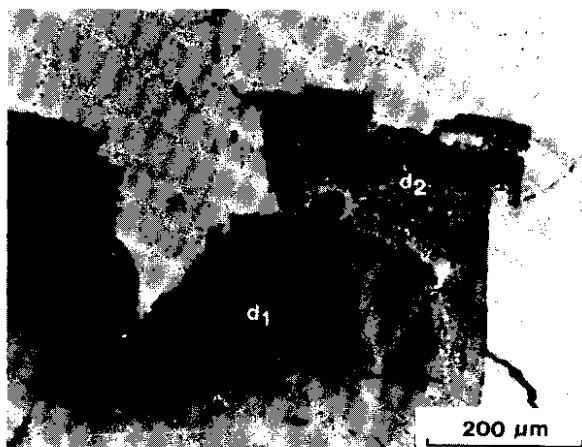


Tabla 8 – Plate 8

Sl. 1 – Fig. 1

Korodirani dolomit z ZnS vključki (d_1) obdaja dolomit (d_2), ki tudi vsebuje ZnS vključke. Oba korodira mlajši sfalerit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

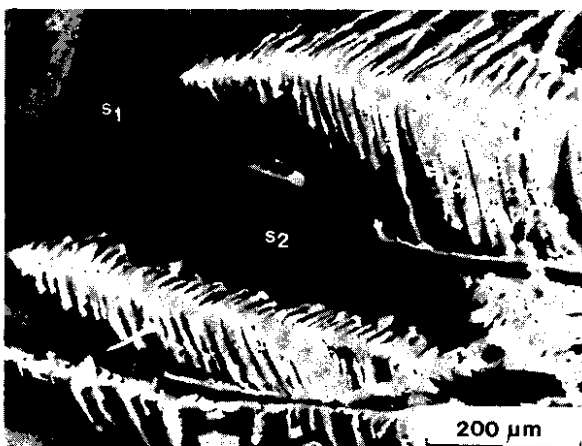
Corroded dolomite (d_1) with ZnS inclusions surrounded by dolomite (d_2) which also contains ZnS inclusions. Both are replaced by younger sphalerite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Slabo razvite galenitne skelete obdajata porozni (s_1) in jedri (s_2) sfalerit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Poorly developed galena skeletons surrounded by porous (s_1) and dense (s_2) sphalerite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

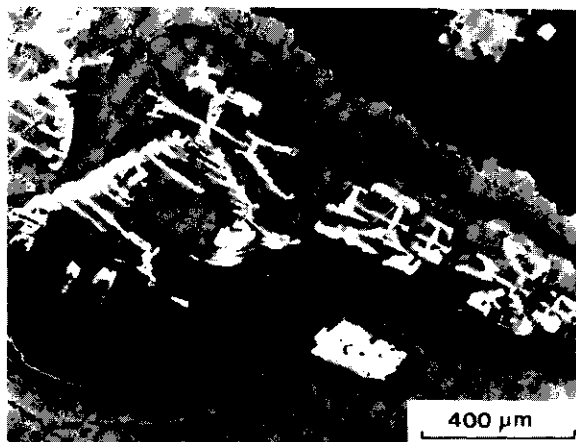
Lepo razvite galenitne skelete s strukturo ribje kosti obdajata porozni (s_1) in jedri (s_2) sfalerit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Well developed galena skeletons showing herring bone texture surrounded by porous (s_1) and dense (s_2) sphalerite. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light

Tabla 9 – Plate 9**Sl. 1 – Fig. 1**

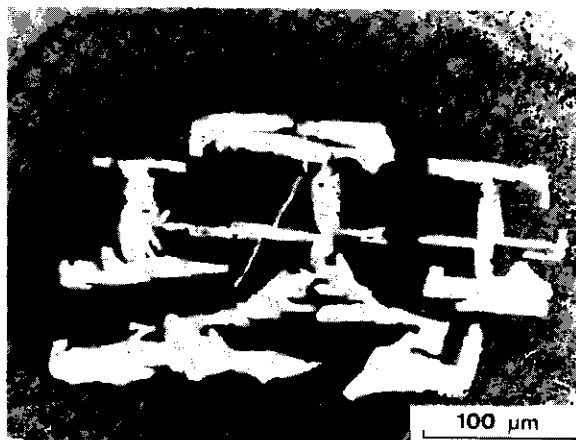
Preseki galenitnih skeletov imajo oblike, ki so podobne kitajskim besednim znamenjem. Obdajata jih porozni in jedri sfalerit. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Cross sections of galena skeletons showing shapes similar to Chinese characters. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light

**Sl. 2 – Fig. 2**

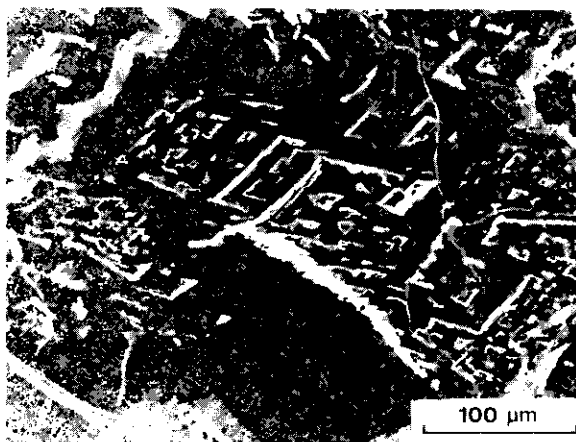
Detajl slike 1. Zanimiv presek galenitnega skeleta je lepo viden. Odsevna svetloba

Detail from the figure 1. Interesting cross section of the galena skeleton is well visible. Reflected light

**Sl. 3 – Fig. 3**

Sfalerit in galenit kažeta grafično strukturo. Odkop št. 2, 10 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Sphalerite and galena show graphic texture. Stope No. 2, 10 m below the 1144 m level. Reflected light



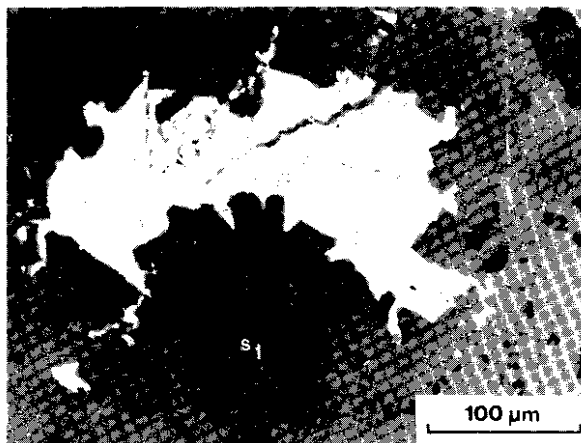
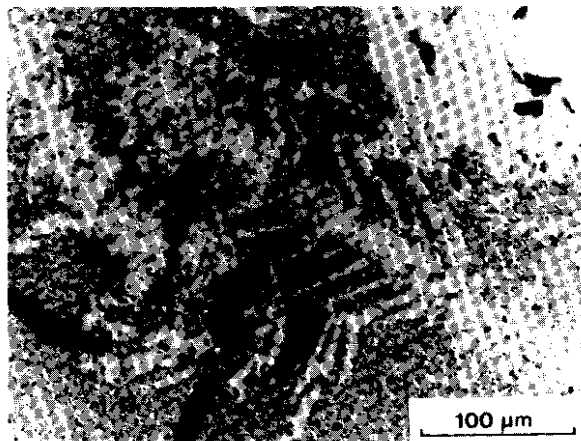


Tabla 10 – Plate 10

Sl. 1 – Fig. 1

Porozni ZnS (s_1), obdan z jedrim (s_2), na katerem so zrastle ZnS kristalčki (s_3). Zadnji je nastal pirit, ki ga nadomešča limonit. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

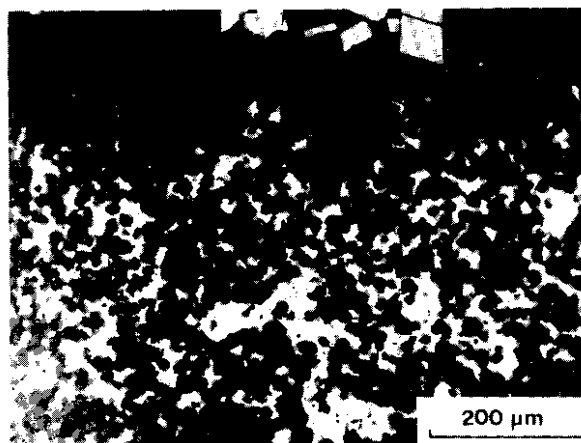
Porous ZnS (s_1) surrounded by dense one (s_2) on which ZnS crystals (s_3) have grown. Finally crystallized pyrite, replaced by limonite. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

V poroznem ZnS je ZnS pseudomorfoza po galenitnem skeletu s strukturo ribje kosti. Odkop št. 2, 10m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Sphalerite pseudomorph after galena skeleton in porous sphalerite. Stope No. 2, 10m below the 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritne kroglice so ohranjene le tam, kjer so jih obdala drobna FeS_2 zrna (v sredini in spodaj), sicer so se zrasla (zgoraj). Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevna svetloba

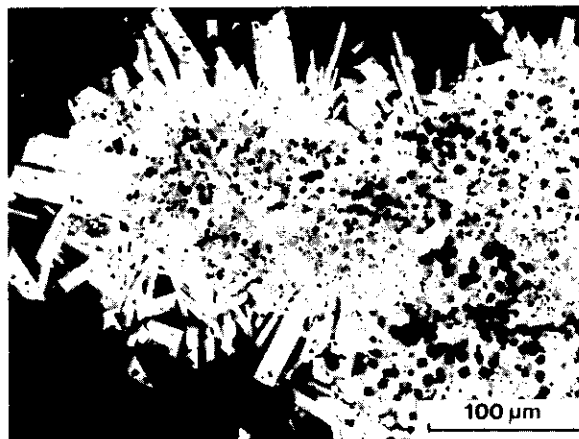
Sphalerite globules were preserved only where they were surrounded by fine grained FeS_2 (middle and lower part), otherwise they have grown together (upper part). Outcrop near the Terezija adit. Reflected light

Tabla 11 – Plate 11

Sl. 1 – Fig. 1

Sfaleritne kroglice v drobnozrnatem FeS_2 polju, katerega obrobijo lepo razviti markazitni kristalčki. Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevna svetloba

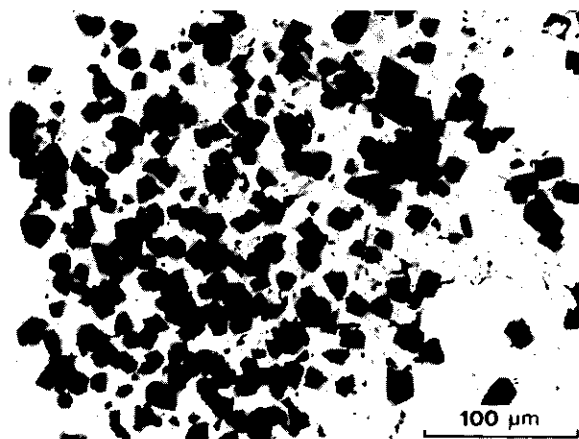
Sphalerite globules in fine grained FeS_2 patch which is surrounded by well developed marcasite crystals. Outcrop near the Terezija adit. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Lepo razviti sfaleritni kristalčki v FeS_2 polju. Odkop št. 1, obzorje 1144m. Odsevna svetloba

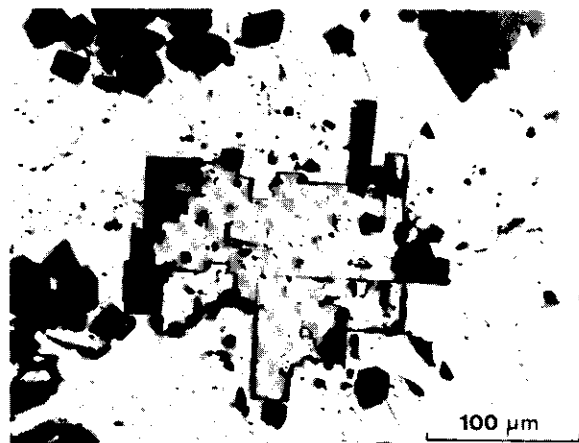
FeS_2 patch includes well developed sphalerite crystals. Stope No. 1, 1144m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Skeletasto galenitno zrno, deloma nadomeščeno z dolomitom, obdaja FeS_2 rob s sfaleritnimi kristalčki. Odkop št. 1, obzorje 1144m. Odsevna svetloba

Skeletal galena partly replaced by dolomite is surrounded by FeS_2 rim which includes sphalerite crystals. Stopen No. 1, 1144m level. Reflected light



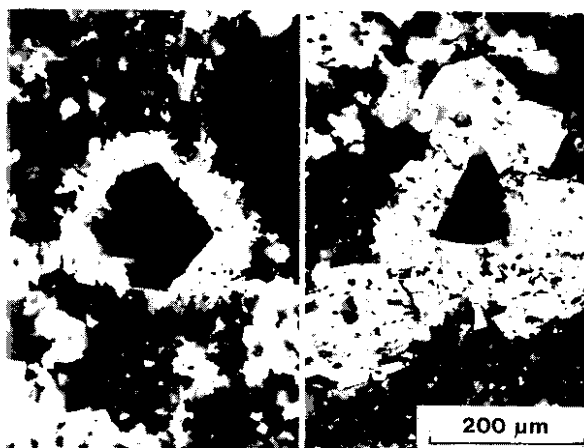
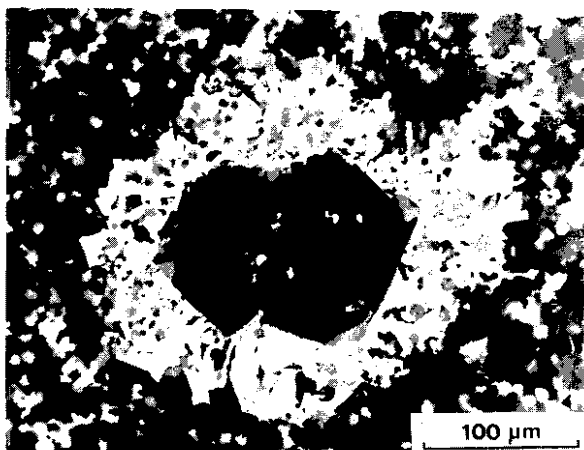


Tabla 12 – Plate 12

Sl. 1 – Fig. 1

Dva značilna preseka dolomitnih pseudomorfov po galenitnih kristalih z FeS_2 robom, v katerem so sfaleritne kroglice. Odkop št. 1, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

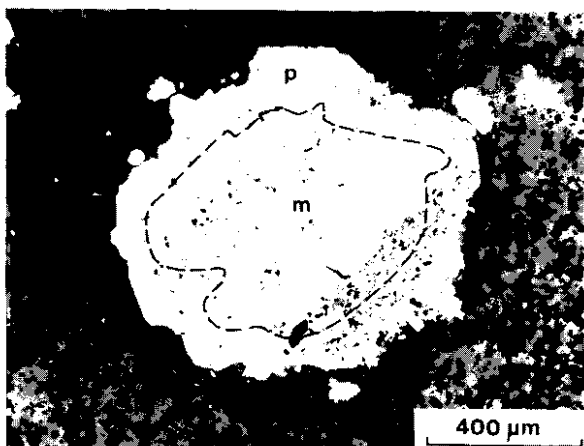
Two characteristic sections of dolomite pseudomorphs after galena crystals with FeS_2 rim which includes sphalerite globules. Stope No. 1, 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Zraščeni galenitni zrni je obdal FeS_2 rob s sfaleritnimi kroglicami, nato pa ju je nadomestil dolomit. Odkop št. 1, obzorje 1144 m. Odsevna svetloba

Two galena grains grown together were surrounded by FeS_2 rim including sphalerite globules, and latter replaced by dolomite. Stope No. 1, 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Markazit (m) obdaja piritni rob (p). Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevna svetloba

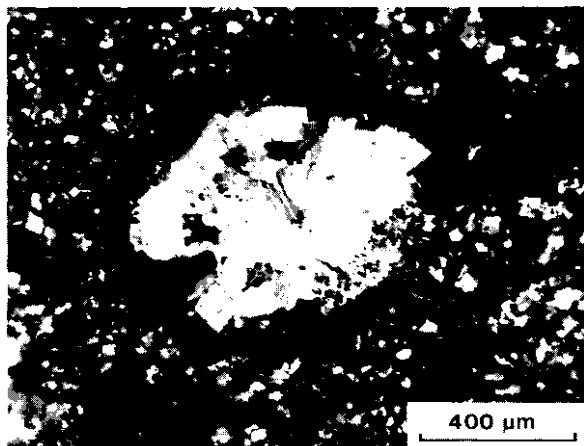
Pyrite rim (p) surrounds marcasite (m). Outcrop near the Terezija adit. Reflected light

Tabla 13 – Plate 13

Sl. 1 – Fig. 1

Isto kot sl. 3 na tab. 12, le pri navzkrižnih nikolih. Lepo vidimo radialno trakasto strukturo markazita

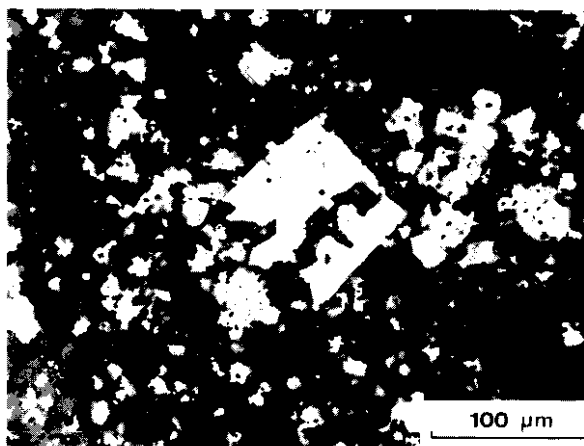
Same as fig. 3 on plate 12, crossed nicols. Radial ribboned texture of marcasite is well visible



Sl. 2 – Fig. 2

Galenitni metakristal vsebuje vključke dolomitno sfaleritne osnove. Izdanek pri podkopu Terezija. Odsevna svetloba

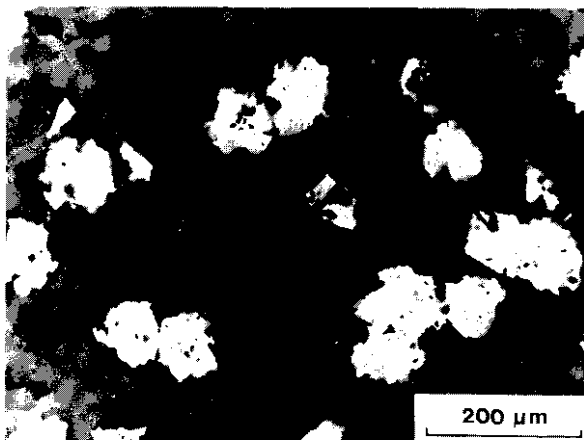
Galena metacryst with inclusions of dolomite sphalerite matrix. Outcrop near the Terezija adit. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Sfaleritna zrna z izometričnimi preseki v dolomitni osnovi. Odkop št. 7, 8m pod obzorjem 1144m. Odsevna svetloba

Sphalerite grains showing isometric cross-sections in dolomite matrix. Stope No. 7, 8m below the 1144m level. Reflected light



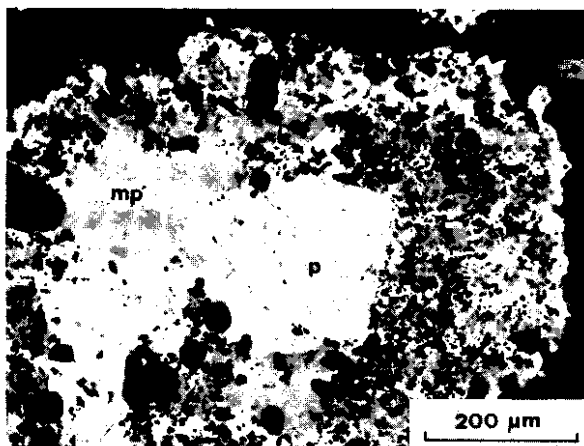
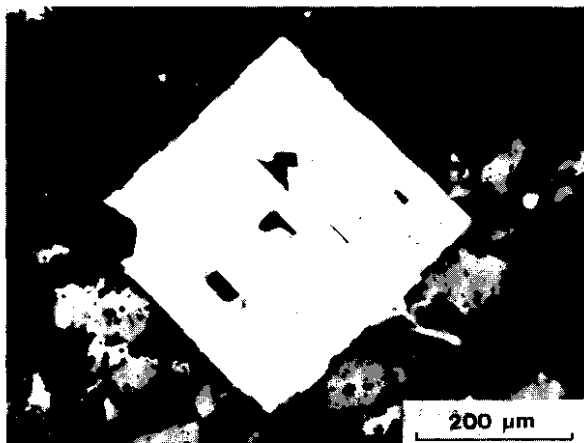


Tabla 14 – Plate 14

Sl. 1 – Fig. 1

Melnikovitpirit (mp) vključuje korodirana dolomitna zrna in obdaja starejši pirit (p). Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

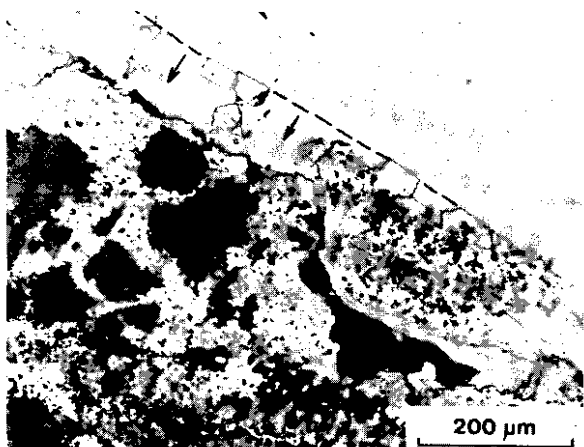
Melnikovite-pyrite (mp) includes corroded dolomite grains and surrounds older pyrite (p). Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 2 – Fig. 2

Lepo razvit galenitni metakristal vsebuje nekaj korodiranih dolomitnih zrn. Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Well developed galena metacryst includes some corroded dolomite grains. Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Reflected light



Sl. 3 – Fig. 3

Galena nadomešča piritni rob. Črtkasta črta kaže prvotno mejo robu, puščici pa smer nadomeščanja. Odkop št. 7, 8 m pod obzorjem 1144 m. Odsevna svetloba

Galena replaces pyrite rim. Dashed line shows the former boundary of the rim, arrows indicate the direction of replacement. Stope No. 7, 8 m below the 1144 m level. Reflected light