Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča

Ivan Mlakar in *Matija Drovenik*

Z 2 slikama med tekstom in z 28 tablami slik v prilogi

Vsebina

Kratka vsebina 67
Uvod 68
Geološka zgradba rudišča 68
Dosedanje raziskave orudenja 69
Značilnosti orudenja v paleozojskih in triadnih skladih 71
Karbonski glinasti skrilavec in peščenjak 71
Grödenski peščenjak 74
Zgornjepermski dolomit 75
Spodnjeskitski dolomit 78
Spodnjeskitski sljudnati skrilavec, meljevec in oolitni apnenec 80
Zgornjeskitski dolomit 83
Zgornjeskitski laporasti apnenec in apnenec 87
Anizični dolomit 87
Langobardski bazalni peščenjak 88
Langobardski konglomerat 90
Langobardski apneni peščenjak in apnenec 91
Skrilavec in peščenjak skonca 91
Langobardski tufit, tuf in radiolarit z rožencem 100
Cordevolski dolomit in apnenec 103
Nastanek rudišča 103
Besedilo k slikam na tablah 5 do 28 112
Explanation of Plates 5—28 112
Structural and genetic Particularities of the Idrija Mercury Ore Deposit . 120
Literatura 124

Kratka vsebina

Idrijska ruda strukturno in genetsko ni enotna.

V zgornjepaleozojskih, skitskih in anizičnih skladih je živosrebrna ruda epigenetska. Hidrotermalne raztopine so sledile srednjetriadnim prelomom in razpokam, ki so sekali plasti bolj ali manj pod pravim kotom (tabla 4, sl. B). Cinabarit je izpolnjeval razpoke in pore, ali pa nadomeščal karbonatne kamenine in vezivo klastičnih kamenin.

Medtem ko je v zgornjepaleozojskih skladih cinabarit povečini v vezivu, ga je v langobardskem peščenjaku največ v močno kaoliniziranih plagioklazovih zrnih in litoloških drobcih ter le malo v vezivu. Ruda langobardskih skladov je večidel singenetska.

Cinabarit se je odlagal v dveh fazah. V prvi so bile orudene zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti ter tuf v neposredni krovnini anizičnih plasti. Tuf je bil kmalu nato dezintegriran. Orudeni plagioklazi in drobci tufa pa so bili preneseni v nastajajoči bazalni langobardski peščenjak. Da so bili v prvi fazi orudeni starejši skladi, dokazujejo orudeni prodniki zgornjeskitskega dolomita v langobardskem konglomeratu.

Druga faza orudenenja sovpada z nastajanjem plasti skonca ter tufa in tufita v njihovi krovnini. V tej fazi so raztopine najprej dodatno orudile zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti in prinesle rudo v langobardski konglomerat. Nato so se izlile na morsko dno kot termalni vrelci. Ob nekaterih vrelcih je precipitiral cinabarit in nastale so konkordantne plasti jeklenke. Ob drugih vrelcih se je usedal tudi opal.

Kalni tokovi so nato prenašali nekonsolidiran opalsko-cinabaritni sediment in ga na drugih krajih zopet odlagali. Tako so v plasteh skonca nastale jetrenka in opekovka, ter plastovita in koralna ruda.

Singenetska ruda dokazuje nastanek idrijskega rudišča v langobardski podstopnji.

Obe vrsti rude sta v glavnem tudi prostorsko ločeni. Epigenetska se nahaja v spodnjem — jugovzhodnem delu rudišča, ki ga grade mlajše paleozojske ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti. V zgornjem — severozahodnem delu rudišča pa nahajamo epigenetsko rudo v anizičnem dolomitu in langobardskem konglomeratu, medtem ko vsebujejo bazalni langobardski peščenjak, plasti skonca in tufit v njihovi krovnini singenetsko rudo. Oba dela rudišča loči srednjetriadni prelom.

Uvod

Malo je rudnikov, kjer bi odkopavali rudo nepretrgoma skoraj 500 let. Eden izmed njih je Idrija, kjer so našli živo srebro že leta 1490 (M o h o r i č, 1960). Najprej so na površju odkopavali karbonski skrilavec s samorodnim živim srebrom na območju današnje cerkve sv. Trojice. Z jamskimi deli so začeli leta 1500 okrog 300 m jugovzhodno od tod (K r o p a č, 1912). Izkopali so Antonijev rov, ki se je ohranil do danes. Skrilavec s samorodnim živim srebrom so pridobivali nad nivojem tega rova do površja. Ta del rudišča imenujemo Pront. Bogato cinabaritno rudo pa so našli na dan sv. Ahaca, 22. junija 1508. Verjetno so v plasteh skonca zadeli na rudno telo Kropač-Ziljska, ki jih je vodilo v globino in proti jugovzhodu. Danes se nahajajo najgloblji odkopi na 15. obzorju, ki leži 363 m pod Antonijevim rovom.

Geološka zgradba rudišča

Na podlagi jamskega kartiranja v zadnjih desetih letih smo nadrobno razčlenili rudonosne paleozojske in triadne plasti (M l a k a r, 1959, 1967). Zgornjepaleozojske starosti so črni glinasti skrilavec, kremenov peščenjak

ter sivi in črni zgornjepermski dolomit. Srednjetriadni skladi leže na paleozojskih brez kotne diskordance. Za sedimentacijo skladov skitske stopnje triade je značilno menjavanje karbonatnih in drobnoklastičnih usedlin. V spodnjem delu skitskih plasti najdemo dolomit, peščeni dolomit, skrilavec in meljevec z lečami oolitnega apnenca, v zgornjem pa dolomit, peščeni skrilavec, laporni apnenec in apnenec. V anizično stopnjo uvrščamo le dolomit. Njegova debelina je bila v srednjetriadni erozijski fazi zelo okrnjena, ponekod je bil celo povsem erodiran. Fassanskih plasti doslej paleontološko nismo dokazali. Langobardske plasti ladinske stopnje leže z bazalnim peščenjakom ali konglomeratom diskordantno na anizičnih in ponekod celo na skitskih kameninah. Na konglomeratu leži ponekod apneni peščenjak in apnenec, navadno pa črni bituminozni skrilavec in peščenjak skonca. Langobardske plasti se končajo s tufitom, tufom in radiolaritom z rožencem. Najmlajši triadni kamenini orudenega bloka sta cordevolski dolomit in apnenec.

Prva pomembna tektonska faza je bila v srednji triadi. Radialno premikanje blokov je spremljala magmatska dejavnost v obliki geosinklinalnega-inicialnega vulkanizma. Takrat so skrepenele številne predornine, med njim felzitporfir (K o s s m a t , 1910), porfir in porfirit (R a k o v e c , 1946), kremenov keratofir in mandljasti diabaz (D u h o v n i k in S t r m o l e , 1970), ki jih najdemo okrog 13 km severozahodno od Idrije.

Mnogo intenzivnejša staroterciarna tektonika je nato močno zabrisala posledice srednjetriadne tektonske faze. Staroterciarna krovna zgradba idrijskega ozemlja, ki smo jo razčlenili v štiri pokrove, je končni stadij deformacije velike polegle gube (M l a k a r , 1964, 1969). Avtohtono podlago grade kredne plasti in eocenski skladi v normalni superpoziciji (tabla 1). Prvi pokrov sestoji iz krednih kamenin v pravilni legi. Zgornjetriadne plasti v inverznem stratigrafskem zaporedju grade drugi pokrov. V tretjem pokrovu leže paleozojske in triadne plasti v normalni in inverzni superpoziciji. Pri zgradbi četrtega pa sodelujejo vse plasti od mlajšega paleozoika do eocenskih skladov v pravilni stratigrafski legi.

V zadnjem stadiju alpske orogeneze je bila krovna zgradba prerezana še s sistemom dinarsko usmerjenih prelomov s horizontalnimi desnimi premiki blokov velikosti do 2,5 km (M l a k a r , 1964, 1969).

Rudišče se nahaja v drugem delu tretjega pokrova (tabla 1). Od talnine ga loči narivna ploskev prvega dela tretjega pokrova, proti krovnini pa ga omejuje narivna ploskev četrtega pokrova. Na severovzhodu ga je odrezal idrijski prelom, na jugozahodu pa prelom Zala. Spodnji del rudišča grade paleozojske ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti, ki leže subvertikalno ali inverzno, le na območju Talnine normalno. Nasprotno pa najdemo v zgornjem delu jame anizične, cordevolske in predvsem langobardske kamenine. Obe strukturi, ki smo ju označili kot spodnjo in zgornjo zgradbo rudišča, loči srednjetriadni prelom (M l a k a r , 1967).

Dosedanje raziskave orudenja

Pomembne podatke o rudnih in jalovih mineralih je objavil S c h r a u f (1891). Svojo mineraloško-petrografsko študijo je posvetil metacinabaritu in njegovi paragenezi. Obravnaval pa je še cinabarit, samorodno živo

srebro, pirit, epsomit, melanterit, sadro, halotrihit, kremen, dolomit, kalcit in fluorit ter nove minerale tuesit (kaolinit), barit in siderolit. Posebno zanimiv je njegov sklep, da vsebuje ruda več generacij cinabarita. Janda (1892) je določil idrijalin, Pilz (1915) je našel sfalerit, Berce (1958) pilolit, Colbertaldo in Slavikova (1961) pa markazit in auripigment. V odsevni svetlobi je začel raziskovati živosrebrno rudo Berce (1958). Mikroskopske raziskave sta nadaljevala Colbertaldo in Slavikova (1961) in podala starostno zaporednje važnejših mineralov.

Idrijska rudna struktura ni enotna. Zato je razumljivo, da so jo že v prejšnjem stoletju različno razlagali. Ker pa posamezni raziskovalci niso poznali celotnega rudišča, so svoja opazovanja v določenih delih jame posploševali. Tako so nastale različne interpretacije rudne strukture. Po Karstenu gre za enotno debelo žilo, po Zepharevichu za žilje, medtem ko je Tschebull pripisal celotnemu rudišču obliko prave plasti (Meier, 1868).

Meier (1868) je prvi opozoril na razliko v načinu pojavljanja rude v obeh idrijskih jamah. V severozahodnem delu rudišča je rudo označil kot plastovito, v jugovzhodnem pa kot žilaste impregnacije. Po Kropaču (1912) vsebujejo plasti skonca (v severozahodnem delu rudišča) plastovite obogatitve, medtem ko ima cinabarit v dolomitu (prevladuje v osrednjem in jugovzhodnem delu rudišča) obliko žilja ali pa zapolnjuje razpoke. Na stiku različnih kamenin so ponekod nastale cinabaritne žile; HgS najdemo tudi v njihovi razpokani krovnini in talnini. Tako naj bi bili nastali obe »strmi plošči« v jugovzhodnem delu rudišča, ki ju omenja Schrauf. Danes domnevamo, da gre za metasomatsko orudeni leči oolitnega apnenca.

Nadrobno je prikazal razlike v geološki zgradbi in orudenju obeh jam Pilz (1915). V njegovi razpravi najdemo več detajlnih geoloških profilov in kart posameznih delov rudišča. Berce (1958) je podal oblike in splošne lastnosti rudnih impregnacij od 1. do 13. obzorja. Opozoril je na pomembnost neprepustnih vložkov, pod katerimi so zaradi nadomeščanja prikamenine nastale pomembne koncentracije cinabarita. Po njegovem mišljenju je kristaliziral cinabarit tudi v tektonsko porušenih kameninah. Plastovita ruda v skonci pa naj bi bila nastala s selektivno metasomatozo. Nasprotno je našel v anizičnem dolomitu in werfenskih plasteh cinabarit v zrnih, žilicah in lečah ter v vezivu breče.

Glede starosti idrijskega rudišča se mišljenja geologov zelo razhajajo. Izmed starejših raziskovalcev so Gröger (1876), Schrauf (1891) in Kropač (1912) zagovarjali triadno starost, Pilz (1915) posttriadno, Lipold (1874), Nikitin (1934) in Schneiderhöhn (1941) terciarno in Stur (1872) celo pleistocensko. Zanimiva je Kosmatova (1911) razlaga. Menil je, da je prvotno živosrebrno rudišče nastalo v bližini triadnih eruptivnih žil in da je z njimi v genetski zvezi. Šele ob posteocenskih premikih naj bi bile termalne vode prinesle rudne minerale iz prvotnega nahajališča v sedanje. Na podoben način naj bi bili nastali tudi svinčevo-cinkovi rudišči Rabelj in Bleiberg. Kossmat je torej že več desetletij pred Schneiderhöhnom računal z možnostjo regeneracije rudišč. V novejšem času sta Berce (1958) in Mlakar (1967) dokazovala

triadno starost idrijskega rudišča, Colbertaldo in Slavikova (1961) pa terciarno.

V zvezi z genezo rudišča naj poudarimo veliko vertikalno razprostranjenost orudenih horizontov. Raziskave zadnjih let so pokazale, da se nahaja živosrebrna ruda v vseh horizontih mlajšega paleozoika ter spodnje in srednje triade. Zgornjetriadne, kredne in eocenske plasti pa so jalove.

Geološki profil rudišča (tabla 1) kaže mlajšepaleozojske, triadne, kredne in terciarne plasti. Z upoštevanjem jurskih skladov 10 km jugozahodno od Idrije znaša celotna debelina geosinklinalnih usedlin na idrijskem območju okrog 5500 m (tabla 2). V spodnjem delu se v intervalu okrog 1000 m menjavajo karbonatne in klastične usedline. Od tega odpade na rudonosne plasti okrog 800 m. V zgornjem delu pa prevladujejo karbonatne usedline, ki so mlajše od karnijske stopnje.

Struktura in kvaliteta rude se v posameznih plasteh spreminjata. O razvrstitvi rude in njeni kvaliteti po horizontih pa najdemo v dosedanji literaturi sorazmerno malo podatkov.

Da bi prikazali razlike v vertikalni razporeditvi rude, smo izračunali koeficient rudonosnosti, ki ga podajamo z izrazi zelo nizek, nizek, visok in zelo visok. Razmerje med koeficientom rudonosnosti za posamezne plasti kaže tabla 2.

Poleg tega navajamo stopnjo orudenja, tj. kvaliteto rude. Ločimo siromašno rudo z manj kakor 1 % *Hg*, bogato rudo z 1 % do 10 % *Hg* ter zelo bogato rudo, ki vsebuje več kakor 10 % *Hg*. Položaj rudnih teles v stratigrafsko-litološki lestvici označujemo z arabskimi številkami, ki rastejo od zgornjepaleozojskih plasti do cordevolskih. Številkam smo dodali črke, ki pomenijo razvrstitev rudnih teles v različnih nivojih.

Značilnosti orudenja v paleozojskih in triadnih skladih

Karbonski glinasti skrilavec in peščenjak

Črni glinasti skrilavec z lečami peščenjaka je brez dvoma najstarejša kamenina na idrijskem prostoru. Doslej so ga uvrščali v karbon, vendar nimamo dokazov, ali gre za karbonske ali permske plasti. V tej razpravi se bomo držali dosedanje stratigrafske uvrstitve. Kamenini sestojita iz zrnc kremena, kalcedona, plagioklazov, epidota in sljud ter iz glinasto kremenovega veziva. Poleg tega vsebujeta drobce antracita in pirit, ki tvori »orudene bakterije« s premeri 5 do 20 mikronov in nekoliko večja idiomorfna zrna. »Orudene bakterije« predstavljajo ponekod klice, ob katerih so kristalizirali piritovi idioblasti. Oba različka pirita sta verjetno nastala med diagenezo.

Karbonski skrilavec in peščenjak sta orudena predvsem tam, kjer sta v neposrednem stiku z bogatimi rudnimi telesi v triadnih kameninah. Obsežna orudena cona v krovnini langobardskih skladov seže od šestega obzorja do površja na območju rudnih teles Logar, Frančiška, Kropač-Ziljska, Pront in drugih. V talnini bogato orudenih skitskih plasti (tabli 1 in 2; oznaka 1a) na jugozahodnem obrobju rudišča se nahaja druga orudena cona v karbonskih kameninah.

Koeficient rudonosnosti karbonskih plasti je nizek. Siromašna ruda vsebuje cinabarit in samorodno živo srebro. Cinabaritu pripadajo predvsem drobne nepravilne impregnacije in luske (tabla 10, sl. 1), ki so vzporedne s plastovitostjo, ter oprhi po ploskvah skrilavosti. Tu in tam zasledimo do 200 mikronov velika zrnca cinabarita z rombičnimi preseki. Ta zrnca vsebujejo drobne vključke mineralov veziva, zato sodimo, da gre za idioblaste cinabarita. Večkrat opazimo tudi diskordantne in konkordantne cinabaritne in cinabaritno kremenove žilice s simetrično zgradbo; v srednjem delu najdemo cinabarit, v obrobnem pa kremen. Ob stiku s cinabaritom so kremenova zrnca razločno idiomorfna. Tu in tam so v žilicah celo lepo razviti kristalčki kremena s premeri do 0,6 mm, ki pa so navadno kataklastični; v razpokah zasledimo cinabarit. Samorodno živo srebro je v teh skladih bolj pogostno kakor cinabarit, zato so nekoč imenovali orudeni skrilavec tudi srebrni skrilavec. Kapljice samorodnega živega srebra nahajamo po ploskvah skrilavosti in v razpokah. Njihov premer se giblje od nekaj deset mikronov do 4 mm, prevladujejo pa kapljice, ki merijo okrog 0,5 mm; pri odkopavanju zelo rade »beže« iz skrilavca. Količini cinabarita in samorodnega živega srebra se močno povečata v piritnih gomoljih in lečah ter v njihovi neposredni bližini. Orudene piritne gomolje in leče v karbonskih skladih omenjajo številni raziskovalci Idrije, vendar sta jih mikroskopsko raziskala šele Colbertaldo in Slavikova (1961). Poleg pirita in samorodnega živega srebra sta našla cinabarit in markazit. Po paličastih presekih nekaterih piritnih zrn sta sklepala, da je nastal del pirita pri nadomeščanju barita.

Mikroskopsko smo raziskali številne piritne gomolje in leče. V njih prevladuje pirit, ki mu pripada 40 % do 90 %. Po količini slede cinabarit, markazit in samorodno živo srebro. Poleg tega opazimo še organsko snov, kremen in včasih kalcit.

Po nastanku ločimo dve vrsti gomoljev in leč. Prevladujejo gomolji in leče, v katerih je nastal pirit v glavnem pri nadomeščanju rastlinskih drobcev (tabla 5, sl. 1). Na polirani površini opazimo že na oko različno orientirana paličasta piritna zrna s premeri do 3 × 15 mm. Pod mikroskopom imajo ta zrna večkrat vlaknato strukturo in kažejo razpoke, ki so vzporedne z daljšo stranico preseka, ali pa so nanjo pravokotne. Številna zrna so zdrobljena, njihovi deli pa premaknjeni (tabla 10, sl. 2.). Ob robovih se cepijo v posamezna piritna vlakna, ki merijo povprečno 5 × 80 mikronov. Ta vlakna tvorijo osnovo, v kateri leže večja piritna zrna. Pirit s paličastimi preseki torej ne predstavlja psevdomorfoze po baritu, kakor sta domnevala Colbertaldo in Slavikova (1961), temveč gre za nadomeščanje rastlinskih drobcev. Ponekod je nadomestil rastlinske drobce tudi markazit; v enem izmed raziskanih gomoljev pripadajo piritnim psevdomorfozam srednji deli, markazitnim pa obodni. Oba minerala sta verjetno nastala v času zgodnje diageneze: v nevtralnem do slabo kislem okolju markazit, v slabo alkalnem pa pirit (Fairbridge, 1967). Gomolji in leče vsebujejo pogosto črno organsko snov, ki je pod mikroskopom v odsevni svetlobi siva z rjavim odtenkom. Čeprav so posamezna zrnca velika le okrog 10 mikronov, je njihov odsevni pleohroizem razločen. Pri navzkrižnih nikolih so efekti anizotropnosti lepo opazni; barve so

svetlo rjavkasto rumene. Po optičnih podatkih se ta organska snov močno približuje idrijalinu. Cinabarit zasledimo v nepravilnih poljih in žilicah. Pogosto nadomešča pirit, poleg tega pa se vrašča tudi v organsko snov, ki je starejša. V žilicah ga spremljata kremen in kalcit. Samorodno živo srebro nastopa predvsem v razpokah in porah.

Druga vrsta gomoljev in leč vsebuje piritna zrnca z izometričnimi, delno idiomorfnimi, delno ksenomorfnimi preseki. Tudi te tvorbe so verjetno nastale v zgodnji diagenezi; pirit je kristaliziral. V srednjem delu tovrstnih gomoljev in leč opazimo navadno idiomorfna zrnca pirita s preseki po kocki, ki jim pripada 70 do 90 % opazovane površine; zrnca so velika 20 do 70 mikronov. Proti obodu se število piritnih zrnc navadno zmanjšuje, njihovi preseki so nekoliko manjši in pogosto nepravilni. Tu in tam opazimo manjša polja piritnih psevdomorfoz po rastlinskih ostankih. V nekaterih gomoljih smo našli cinabarit. Ponekod gre le za sledove, drugod pa je živosrebrni sulfid do take mere nadomestil pirit, da gre za cinabaritno-piritne gomolje in leče (tabla 5, sl. 2.). V slednjem primeru vsebujejo izometrična cinabaritna polja le še vključke pirita (tabla 10, sl. 3). Organske snovi vsebujejo gomolji in leče malo, kapljice samorodnega živega srebra pa opazimo le ob stiku s prikamenino (tabla 5, sl. 2).

Meja med piritnimi gomolji in lečami ter prikamenino je ponekod zelo razločna, drugod pa ne. V večini primerov se količina piritnih zrnc proti prikamenini zmanjšuje. Mineralna sestava piritnih gomoljev in leč ter njihov postopen prehod v prikamenino dokazujeta, da te tvorbe ne izvirajo iz fragmentov peščenjaka, ki naj bi bili dobili subsferično obliko pri kotrljanju (Colbertaldo in Slavikova, 1961), temveč so nastale diagenetsko. Zaradi medplastovnega trenja so se piritni gomolji in leče ponekod izluščili iz matične kamenine in se tudi premikali. Pri tem so se zdrobili.

Med 9. in 10. obzorjem severozahodnega dela rudišča leži v karbonskih plasteh blok aniziČnega dolomita in langobardskega konglomerata (tabli 1 in 4, oznaka K). V njem so še pred nekaj desetletji odkopavali rudno telo Karoli, ki je imelo lečasto obliko s površinami nekaj m^2 do 200 m^2 in je vsebovalo bogato cinabaritno rudo, ponekod celo jeklenko. V zbirkah so se ohranili kosi rude, ki jo imenujemo po rudnem telesu »karoli ruda«.

Za »karoli rudo« je značilna velika količina pirita, ki se giblje v mejah 50 % do 90 %. Skupki železovega sulfida so povečini okrogli ali ledvičasti in kovinskega sijaja. Merijo nekaj mm do 1 dm. Sestoje v glavnem iz ksenomorfnih in idiomorfnih piritnih zrnc, vsebujejo pa tudi jalovinske minerale. Velikost in gostota piritnih zrnc se postopoma spreminjata od sredine proti robu. Zato imajo skupki koncentrično zgradbo. Verjetno gre za sulfidne konkrecije, ki so nastale diagenetsko. Konkrecije obdaja drobnozrnato vezivo, v katerem prevladujejo minerali glin, najdemo pa tudi kremen in sericit. Poleg tega vsebuje vezivo lepo razvite kocke pirita s premeri 0,5 mm do 10 mm, ki leže posamezno ali pa se zraščajo. Kocke so mlajše od konkrecij, nastale pa so verjetno tudi v času diageneze.

Raziskani vzorci »karoli rude« vsebujejo več odstotkov živega srebra. Večji del cinabarita najdemo ob stiku piritnih konkrecij in kock z drobnozrnatim vezivom. Cinabarit tvori nepravilna polja, ki so navadno brez tu-

jih vključkov, kažejo pa sledove tektonskih deformacij. Poleg tega zapolnjuje cinabarit pogosto tudi razpoke v piritnih konkrecijah in kockah (tabla 11, sl. 1). Spremlja ga kremen, ki obroblja tudi cinabaritna polja v vezivu in drobce pirita.

Deli rudišča, kjer so nekoč odkopavali rudno telo Karoli, sedaj niso dostopni. Zato nam manjkajo podatki za razlago njegovega nastanka. Vendar domnevamo, da izvira pirit iz karbonskih skladov. Živosrebrna ruda je seveda mlajša.

Grödenski peščenjak

Klastične grödenske usedline sosijske stopnje so v Idriji dolgo veljale za jalove. Pred nekaj leti pa so našli tudi v teh skladih živosrebrno rudo. Gre za manjša rudna telesa (table 1, 2, 3, slika E; oznaka 2a). Pomembno je rudno telo Logar nad 4. obzorjem tik ob južni strani osrednjega jezika karbonskega glinastega skrilavca (tabla 3, slika E). Cinabaritne impregnacije v grödenskem peščenjaku nahajamo nad 6. obzorjem v rudnem telesu Kreda. Na severovzhodnem obrobju rudišča, in sicer na 2., 10. in 13. obzorju, pa smo našli več siromašnih rudnih teles. Omenimo naj le rudno telo Grübler na 13. obzorju.

Mikroskopsko smo nadrobno raziskali rudo iz rudnih teles Logar, Kreda in Grübler. Orudeni peščenjak rudnega telesa Logar ima enostavno mineralno sestavo. V njem prevladujejo kremenova zrna, ki kažejo povečini valovito potemnitev in merijo 150 do 250 mikronov. Njihovi preseki so navadno izometrični. Večkrat opazimo avtigeni rob, ki je nastal pri diagenetski in epigenetski rasti kremenovih zrn. Poleg tega zasledimo še zrna kvarcita, kaoliniziranega ortoklaza, rutila, magnetita in muskovita. Vezivo sestoji iz mineralov glin, zrnc kremena in karbonatov, lističev sericita in neprozornih mineralov; pripada mu 50 % opazovane površine. V odsevni svetlobi ločimo pirit in cinabarit; prvemu pripadata 2 %, drugemu pa približno 4 % površine. Oba sulfida sta v rudi dokaj enakomerno razvrščena. Idiomorfna in ksenomorfna piritna zrna merijo do 500 mikronov in so pogosto razpokana; nastala so verjetno v času diageneze. Številna piritna zrna obdaja avtigeni kremen. Cinabarit je nadomestil predvsem vezivo. Zato vsebuje pogosto vključke mineralov glin, kremena, sericita in pirita (tabla 11, sl. 2). Njegova polja merijo nekaj mikronov do 0,85 mm in so povečini ksenomorfna, le tu in tam zasledimo polje s pravilnim presekom (tabla 11, sl. 2); v takšnem primeru gre za idioblast. Pri kristalizaciji je obdal *HgS* tudi številna detritična kremenova zrna in jih delno nadomestil. To dokazujejo zobčaste meje kremena in zajede cinabarita, ki jih lepo vidimo v presevni svetlobi (tabla 11, sl.3). V nekaterih primerih se avtigeni kremenov rob s pravilnimi kristali vrašča v cinabaritno polje; ob stiku kremenovega zrna in avtigenega robu smo zasledili drobne vključke jalovinskih mineralov, veziva in cinabarita. Lepo razvita kremenova zrna smo našli nadalje v kremenovo-cinabaritnih žilicah, ki so med seboj vzporedne in se navadno javljajo v skupinah. Cinabarit kaže pri navzkrižnih nikolih progasto strukturo; ploščata sulfidna zrna so navadno pravokotna na stene žilic. Najbogatejša ruda leži neposredno ob

stiku z langobardskim bazalnim peščenjakom. Z oddaljevanjem od tega stika se zmanjšuje količina cinabarita. Zato je prehod bogate rude v jalov peščenjak postopen (tabla 3, slika E).

Vzorec orudenega grödenskega peščenjaka iz rudnega telesa Kreda vsebuje 1 % *HgS*. Največ ga je v vezivu med kremenovimi zrni, kjer nadomešča predvsem zrnca karbonatov. Cinabaritna polja imajo nepravilne preseke in merijo 50 do 100 mikronov. Nekatera cinabaritna polja in piritna zrnca obrašča avtigeni kremen. Tu in tam zasledimo tanke cinabaritne in kalcitne žilice. Kalcitne žilice sečejo cinabaritna polja, torej so mlajše. Nismo pa mogli ugotoviti starostnega razmerja med cinabaritnimi in kalcitnimi žilicami. V bogato orudenem peščenjaku z območja rudnih teles Logar in Kreda najdemo v porah in razpokah pogosto kapljice samorodnega živega srebra.

V rudnem telesu Grübler ima kremenov peščenjak večidel karbonatno vezivo. Dolomit in kalcit sta pri diagenetskih in epigenetskih procesih delno nadomestila kremenova zrnca, ki imajo zaradi tega pogosto zobčaste robove. Grödenski peščenjak vsebuje nadalje tanke pole in leče meljevca, ki so prav tako orudene. Ruda iz rudnega telesa Grübler ima manj pirita kakor ruda iz rudnega telesa Logar, pa tudi preseki njegovih zrnc so manjši; v sledovih smo našli markazit. Cinabaritna zrna so različno velika in neenakomerno raztresena. Zrnca s premeri nekaj mikronov slede stiku med karbonatnimi zrni ter karbonatnimi in kremenovimi zrni. Pri močnejši metasomatozi so nastala zrna s premeri 30 do 150 mikronov, ki se tu in tam združujejo, tako da opazimo pod mikroskopom večja polja s številnimi karbonatnimi in kremenovimi zrni (tabla 12, sl. 1). Največja cinabaritna polja dosežejo 5 mm^2 in so brez jalovinskih vključkov. Menimo, da je kristaliziral cinabarit v porah peščenjaka. Za ta polja je značilna pri navzkrižnih nikolih progasta struktura.

Meljevec v rudnem telesu Grübler sestoji iz kremenovih zrnc in karbonatno-glinastega veziva. Tanke cinabaritne impregnacije imajo v njem nepravilne preseke, vendar opazimo tu in tam zrna cinabarita z rombičnimi preseki (tabla 12, sl. 2), ki merijo povprečno 100 mikronov. V meljevcu so karbonatna zrna precej manjša in nimajo idiomorfnih presekov. Zato sodimo, da ne gre za psevdomorfozo cinabarita po dolomitu in kalcitu, temveč za idioblaste cinabarita. To potrjujejo številni vključki kremena in karbonatov, ki jih je zajel cinabarit med rastjo.

Zgornjepermski dolomit

K o s s m a t (1911), K r o p a č (1912) in B e r c e (1958) so šteli ves dolomit v idrijski jami v srednjo triado. M l a k a r (1957, 1959) je ugotovil, da pripada del teh plasti zgornjemu permu.

Najstarejši zgornjepermski stratigrafski člen je sivi jedrnati plastoviti dolomit s skrilavimi vložki. Plasti so debele 5 do 30 cm, le tu in tam 1 m. Pod mikroskopom vidimo, da ima kamenina drobnozrnato strukturo. Ksenomorfna in hipidiomorfna zrnca dolomita merijo povprečno le 10 mikronov. V manjši količini zasledimo okrog 50 mikronov velika detritična zrnca kremena, podrejeno pa tudi zrnca pirita s premeri 10 do 20 mikro-

nov. Piritna zrnca so enakomerno razvrščena; sodimo, da so nastala diagenetsko. Skrilavi, nekoliko sljudnati vložki dosežejo debelino 5 cm. Poleg dolomita in sljude vsebujejo ti vložki tudi minerale glin in kremen, ki mu pripada okrog 8 %. Skupna debelina sivega dolomita s skrilavimi vložki je 10 do 15 m.

Mlajši zgornjepermski horizont sestoji iz črnega dolomita. Na stiku se menjavajo plasti sivega in črnega različka v debelini okrog 10 m. V črnem različku merijo zrna dolomita povprečno 30 mikronov in kažejo večkrat idiomorfne preseke. Zaradi drobno razpršene organske snovi so nekoliko motna. Kamenina vsebuje nadalje detritična zrnca kremena in diagenetska zrnca pirita; v porah zasledimo črno organsko snov. Tekstura kamenine je jedra, ponekod brečasta. Plasti črnega dolomita merijo 5 do 25 cm. Tu in tam vsebujejo skrilave vložke s kremenom in minerali glin. V litološki lestvici mu pripada okrog 35 m.

Oba različka zgornjepermskega dolomita sta orudena in ju sekajo tanke bele dolomitne žilice. Večkrat najdemo tudi majhne geode, zapolnjene s pravilno razvitimi belimi dolomitnimi kristalčki. Poudariti moramo, da smo našli dolomitne žilice tako v jalovem, kakor tudi v orudenem dolomitu. Koeficient rudonosnosti je med največjimi v rudišču (tabla 2). Rudna telesa se razprostirajo od drugega do trinajstega obzorja. Leže v treh nivojih: v bližini stika z grödenskim peščenjakom (rudno telo Grübler, tabli 1 in 2, oznaka 3a), v intervalu, kjer se menjavata sivi in črni dolomit (oznaka 3b), ter ob kontaktu s spodnjeskitskim dolomitom (rudno telo Portorož, oznaka 3c).

Rudna telesa so ploščata, široka nekaj 10 m, na obzorjih pa imajo površino več sto ali celo več tisoč m^2. Vertikalna razsežnost rudnih teles pogosto preseže 100 m. Na več krajih, predvsem na območju intenzivne triadne tektonike, je oruden ves zgornjepermski dolomit. Ruda je povečini siromašna. Obogatitve najdemo le vzdolž rudonosnih prelomov in razpok ter na presečiščih razpok. Nekatere razpoke so zapolnjene celo z jeklenko. Skrilavi vložki v dolomitu imajo pogosto vlogo lokalnih ekranov. Vmesni deli so jalovi, ali pa vsebujejo sledove cinabarita v tankih razpokah.

Pod mikroskopom smo raziskali bogato rudo iz rudnega telesa Kiessel na 10. obzorju, siromašno rudo iz rudnih teles Strelska na 11. obzorju in Uršič na 4. obzorju ter jeklenko iz rudnega telesa Urban na 6. obzorju.

V sivem dolomitu rudnega telesa Kiessel so nastale pri tektonskih premikih številne razpoke in pore. V njih je kristaliziral najprej dolomit, ponekod tudi kalcit, oba navadno v lepo razvitih kristalčkih. Iz raztopin se je izločal nato kremen. Rastel je v razpokah in porah, pa tudi metasomatsko v kamenini. Ta kremen se razlikuje od detritičnega po pravilnih presekih in po vključkih dolomita, ki jih je zajel pri rasti. Prisotnost hidrotermalnega kremena govori za slabšo silifikacijo. Sledil mu je cinabarit. Odlagal se je predvsem v razpokah in porah (tabla 12, sl. 3) ter nadomeščal kristale dolomita in kalcita, poleg tega se je vraščal v drobnozrnati dolomit. Metasomatsko rast cinabarita v drobnozrnatem dolomitu dokazujejo vključki dolomita, kremena in pirita v njegovih poljih. Omeniti pa moramo, da v nekaterih, predvsem večjih cinabaritnih poljih ni nikakršnih vključkov. Zato sodimo, da je *HgS* kristaliziral v porah. Prav za ta polja

je pri navzkrižnih nikolih značilna progasta struktura. V številnih geodah najdemo poleg kristalčkov dolomita in kalcita tudi lepo razvite kristalčke cinabarita, ki dosežejo nekaj mm.

V rudi iz rudnega telesa Strelska je največ cinabarita ob meji tankih belih dolomitnih žilic in črnega drobnozrnatega dolomita. Dolomitne žilice so verjetno nastale prej kot ruda pri epigenetskem premeščanju dolomita iz kamenine v razpoke. V času orudenja so imele njihove meje vlogo dovodnih poti. Cinabarit se je vraščal v žilice tako, da je sledil stiku med posameznimi zrni dolomita. V drobnozrnatem črnem dolomitu zasledimo malo cinabaritnih impregnacij, ki navadno ne presežejo 300 mikronov. Večidel gre za zapolnitev drobnih por, le tu in tam vidimo, da je dolomit tudi nadomeščen. Hidrotermalnega kremena v tej rudi nismo našli.

Siromašno rudo iz rudnega telesa Uršič preprezajo dolomitne, cinabaritno-dolomitne in cinabaritne žilice. Za dolomitne žilice velja isto kot v rudi rudnega telesa Strelska. Sečejo jih tako cinabaritno-dolomitne, kakor tudi cinabaritne žilice. Starostnega razmerja med slednjima nismo uspeli dognati. V črnem dolomitu, ki obdaja žilice s cinabaritom, najdemo tu in tam drobne impregnacije *HgS;* njihovo število in tudi njihov premer pa se z oddaljevanjem od žilic zmanjšuje. Po nekaj milimetrih izginejo tudi najbolj drobne impregnacije.

V rudnem telesu Urban smo našli v breči sivega dolomita nepravilno lečo jeklenke. Mikroskopska raziskava je pokazala, da v njej prevladuje cinabarit (približno 60 %), ki ga spremljata kremen in pirit. Struktura te rude spominja na porfiroidno strukturo magmatskih kamenin. V jeklenki najdemo živosrebrni sulfid v dveh oblikah. Manjši del cinabarita sestoji iz zrn z rombičnimi, pravokotnimi in kvadratnimi preseki, ki merijo 70 do 200 mikronov (tabla 13, sl. 1) in vsebujejo ponekod drobne vključke kremena in pirita. Razvrščena so enakomerno v drobnozrnati osnovi, v kateri prevladujeta cinabarit in kremen. Pri močnejši povečavi opazimo v osnovi psevdomirmekitsko zraščanje cinabarita in kremena ter ozek kremenov rob, ki obdaja izometrična zrna cinabarita. Kremenova zrnca robu so napram cinabaritu povečini razločno idiomorfna (tabla 13, sl. 2). Njihove meje so povsem ravne, kar dokazuje, da cinabarit tega kremena ni nadomeščal.

V vezivu dolomitne breče, ki obdaja jeklenko, smo našli v kalcitni osnovi idiomorfna zrna kalcita s premeri okrog 100 mikronov. Ponekod se s karbonatnimi zrnci zrašča kremen, ki obdaja tudi večja kalcitna zrna. Tu in tam je kalcit delno nadomeščen s cinabaritom. Upoštevajoč takšno strukturno razmerje med kalcitom, kremenom in cinabaritom sodimo, da je nastala jeklenka pri večkratnem nadomeščanju. Kalcitno lečo s »porfiroidno« strukturo je najprej delno nadomestil kremen, ki je zrastel z drobnozrnatim kalcitom. Nato je bil preostali kalcit povsem nadomeščen s cinabaritom, pri čemer je nastala v številnih primerih psevdomorfoza cinabarita po kalcitu. Teže je razložiti nastanek idiomorfnih zrnc kremenovih robov. Če bi bila kremenova zrnca prisotna že takrat, ko je kristaliziral cinabarit, bi prišlo do najedanja. Njihove meje pa so ravne, zato sodimo, da so mlajša kot cinabarit.

Zaradi tektonskih premikov se je cinabarit jeklenke ob dolomitni breči deformiral in nato rekristaliziral. To lepo vidimo v ozkem pasu ob stiku jeklenke z brečo. Pri navzkrižnih nikolih opazimo značilno strukturo »svinčevega repa«. Cinabaritna zrnca so enako velika, merijo povprečno le 15 mikronov, imajo bolj ali manj eliptične preseke in so optično podobno orientirana.

V vezivu dolomitne breče prevladujejo karbonati, najdemo pa še minerale glin, kremen, pirit, markazit in cinabarit. Živosrebrni sulfid tvori nepravilne impregnacije s premeri nekaj mikronov do 1 mm. Večja polja kažejo pri navzkrižnih nikolih progasto strukturo. Drobne impregnacije cinabarita opazimo tudi v dolomitnih kosih; živosrebrni sulfid je tu zapolnil pore. Brečo sečejo karbonatno-kremenove žilice, ki vsebujejo ponekod tudi cinabarit in organsko snov.

Spodnjeskitski dolomit

Izmed vseh stratigrafskih horizontov idrijskega rudišča je spodnjeskitski dolomit najdebelejši. Njegove plasti dosežejo 170 m in leže subvertikalno. Razprostirajo se od drugega medobzorja do najnižjih obzorij osrednjega dela rudišča (tabla 1). Tudi temu dolomitu so do leta 1957 pripisovali anizično starost.

Spodnji del tega stratigrafskega horizonta (približno 10 do 15 m) sestoji iz sivega zrnatega dolomita s stilolitsko teksturo. Stilolitske površine so med seboj oddaljene 1 mm do več centimetrov. Kamenina vsebuje v manjši količini kremen in sericit. Više se ritmično menjavata sivi zrnati dolomit in peščeni dolomit. Njune plasti so debele nekaj decimetrov do več metrov. V peščenem dolomitu prevladujejo zrnca dolomita s premerom okrog 40 mikronov, najdemo pa še zrnca kremena, kalcedona, turmalina in sericita ter majhna polja mineralov glin. Najbolj pogostni klastični komponenti sta kremen in sericit. Kremen je dokaj enakomerno razvrščen in mu pripada povprečno 25 %. Sericit je v nekaterih plasteh peščenega dolomita pogosten, v drugih pa zelo redek. V majhni količini najdemo tudi zrnca diagenetskega pirita s premeri okrog 20 mikronov. Dolomitni razvoj spodnjeskitskih skladov se konča s svetlo sivim enakomerno zrnatim dolomitom, ki mu pripada v litološki lestvici okrog 32 m. Pod mikroskopom ima ta kamenina razločno mozaično strukturo. V njej prevladujejo zrnca dolomita, ki imajo pogosto hipidiomorfne in celo idiomofne preseke ter merijo 100 do 150 mikronov. Opazimo še kalcit, v majhni količini detritični kremen in diagenetski pirit.

Spodnjeskitski dolomit je prepreden z belimi dolomitnimi žilicami in vsebuje pogosto majhne geode, ki so delno ali povsem zapolnjene z belimi kristalčki dolomita. V mlajšem dolomitnem nivoju najdemo v razpokah in geodah večkrat organske snovi, med njimi tudi idrijalin.

Koeficient rudonosnosti je nizek (tabla 2). Rudna telesa vsebujejo zelo bogato, bogato in siromašno rudo v različnih nivojih spodnjekitskega dolomita. Najbolj pogostna so v različkih, ki so brez klastičnih komponent ali jih vsebujejo v majhnih količinah. Rudna telesa so povečini ploščata in imajo na obzorjih površine nekaj 10 do več 1000 m^2. Skoraj vsa so subvertikalna. Nekatera se raztezajo po višini celo več 100 m.

Velika rudonosna cona se nahaja okrog 50 m nad zgornjepermskimi skladi pod prvo debelejšo plastjo peščenega dolomita. V njej so rudna telesa Rop, Dolomitne plošče in nekatera druga (table 1, 2 in 3, slika *A*; oznaka 4 a). V litološki lestvici slede nato rudna telesa manjšega pomena. Živosrebrno rudo najdemo vedno le na severovzhodni strani peščeno-dolomitnih plasti, torej pod plastmi, ki so predstavljale v času orudenja nepropustne ekrane. Najbogatejšo rudo, ponekod celo jeklenko, najdemo ob srednjetriadnih prelomih in razpokah, posebno v neposredni bližini njihovih presečišč s plastmi peščenega dolomita. Prelomi in razpoke sekajo dolomit in peščeni dolomit skoraj pravokotno na plastovitost. Z oddaljevanjem od rudonosnih prelomov, razpok in neprepustnih plasti se količina cinabarita zmanjšuje (tabla 3, slika *A*).

O pomenu neprepustnih plasti za nastanek rudnih teles v idrijskem rudišču nas prepričajo telesa v spodnjeskitskem dolomitu tik ob njegovem stiku s krovninskim sljudnatim skrilavcem. Ob tem stiku je dolomit oruden v širini nekaj metrov do več 10 m (table 1, 2 in 3, slika *A*; oznaka 4 b). Neposredno ob stiku se nahaja zelo bogata ruda, ki nato postopno prehaja v bogato rudo. Sledi siromašna ruda, ki meji na jalov dolomit. Bogato in zelo bogato rudo najdemo še v triadnih prelomih in sistemih razpok bolj ali manj pravokotno na stik s sljudnatim skrilavcem (tabla 3, slika *A*). V takšni legi so številna rudna telesa, med njimi Joško, Močnik in Pravica.

Mikroskopsko smo raziskali bogato rudo iz rudnega telesa Uršič ter jeklenko iz rudnih teles Rop in Kiessel.

V dolomitu iz rudnega telesa Uršič na 4. obzorju tvori cinabarit tanke žilice, ki se nepravilno prepletajo, poleg tega mu pripadajo številne impregnacije, ki so enakomerno razvrščene in merijo povprečno 30 mikronov. Impregnacije so nastale v glavnem tako, da je kristaliziral cinabarit v porah kamenine, delno pa pri nadomeščanju karbonatnih zrnc.

Na območju rudnega telesa Rop na 13. obzorju je bil spodnjeskitski dolomit najprej silificiran; hidrotermalni kremen je zastopan s približno 15 %. Nato je kristaliziral cinabarit in nadomeščal karbonatno kamenino. Tako je nastala ponekod jeklenka, ki vsebuje najmanj 70 % cinabarita, poleg tega pa dolomit, kremen, kalcit ter v sledovih diagenetski pirit in organsko snov. Na prelomu je ta ruda jekleno siva.

Večji del cinabarita nahajamo v poljih z okroglimi, eliptičnimi in ledvičastimi preseki, ki merijo okrog 200 mikronov. Nekatera so razvrščena tako, da dajo videz smrekove vejice. Pri navzkrižnih nikolih vidimo, da sestoje ta polja iz zrnc s premeri 1 do 15 mikronov. Imajo različno zgradbo. Najbolj pogostna so polja z radialno in pahljačasto strukturo. Druga so izrazito koncentrična, srednji deli takšnih polj sestoje iz zrnc s premeri okrog 2 mikronov, v obrobnih prevladujejo zrnca s premeri 5 do 15 mikronov, ali pa obratno. Oblika cinabaritnih polj, velikost zrnc in njihova razvrstitev dokazujejo, da je precipitiral *HgS* iz koloidnih raztopin, pozneje pa je sulfidni gel prekristaliziral. Nekatera polja so obdana s hipidiomorfnimi in idiomorfnimi cinabaritnimi zrni s premerom okrog 50 mikronov. Verjetno gre za mlajšo generacijo cinabarita, ki je kristalizirala iz ionskih raztopin. V obdajajočem dolomitu tvori cinabarit drobne idioblaste, zapol-

njuje razpoke in pore ter se vrašča med karbonatna zrnca v obliki intergranularnega filma.

V rudnem telesu Kiessel na 13. obzorju zapolnjuje jeklenka več centimetrov široko razpoko v orudenem peščenem dolomitu. Tudi v tem različku močno prevladuje cinabarit, ki je nastal iz koloidnih raztopin. Njegova polja so nepravilna, okrogla in eliptična (tabla 13, sl. 3) s premerom 0,1 do 0,2 mm in sestoje iz zelo drobnih ksenomorfnih zrnc. Pri navzkrižnih nikolih so nekatera pahljačasta, druga koncentrična. Podobno kakor v jeklenki iz rudnega telesa Rop so tudi ta polja pogosto obdana z mlajšimi zrni cinabarita, ki so nastala iz ionskih raztopin in so večja ter pravilno razvita. Podobnega nastanka so cinabaritna zrna z izometričnimi, večkrat hipidiomorfnimi preseki, združena v nize, ki se mrežasto prepletajo. Tu in tam vsebujejo cinabaritni nizi tudi zrnca pirita in markazita. Cinabaritna polja in nize obdajata dva različka organske snovi. Prevladuje svetlo zeleni idrijalin z nizko odsevno sposobnostjo, razločnim pleohroizmom ter svetlo rumenimi in rumenkasto zelenimi notranjimi refleksi. V manjši količini se kaže tudi črni različek, ki ima sicer podobno odsevno sposobnost kakor idrijalin, vendar je izotropen in brez notranjih refleksov.

V glinasto peščeni poli, s katero meji jeklenka na peščeni dolomit, so pogostna idiomorfna zrnca cinabarita s premeri 10 do 50 mikronov (tabla 14, sl. 1). V tem primeru ne gre za psevdomorfozo po karbonatnih zrnih, temveč za sulfidne idioblaste. Poleg tega najdemo v obdajajočem peščenem dolomitu drobne cinabaritne impregnacije z nepravilnimi preseki. Njihovo število se postopno zmanjšuje, tako da opazimo nekaj centimetrov od jeklenke le še redke zelo drobne impregnacije *HgS*.

Spodnjeskitski sljudnati skrilavec, meljevec in oolitni apnenec

V stratigrafsko-litološki lestvici sledi spodnjeskitskemu dolomitu precej bolj pestro, približno 120 m debelo zaporedje plasti sljudnatega skrilavca, meljevca in oolitnega apnenca. Te kamenine so razširjene v osrednjem in jugovzhodnem delu rudišča.

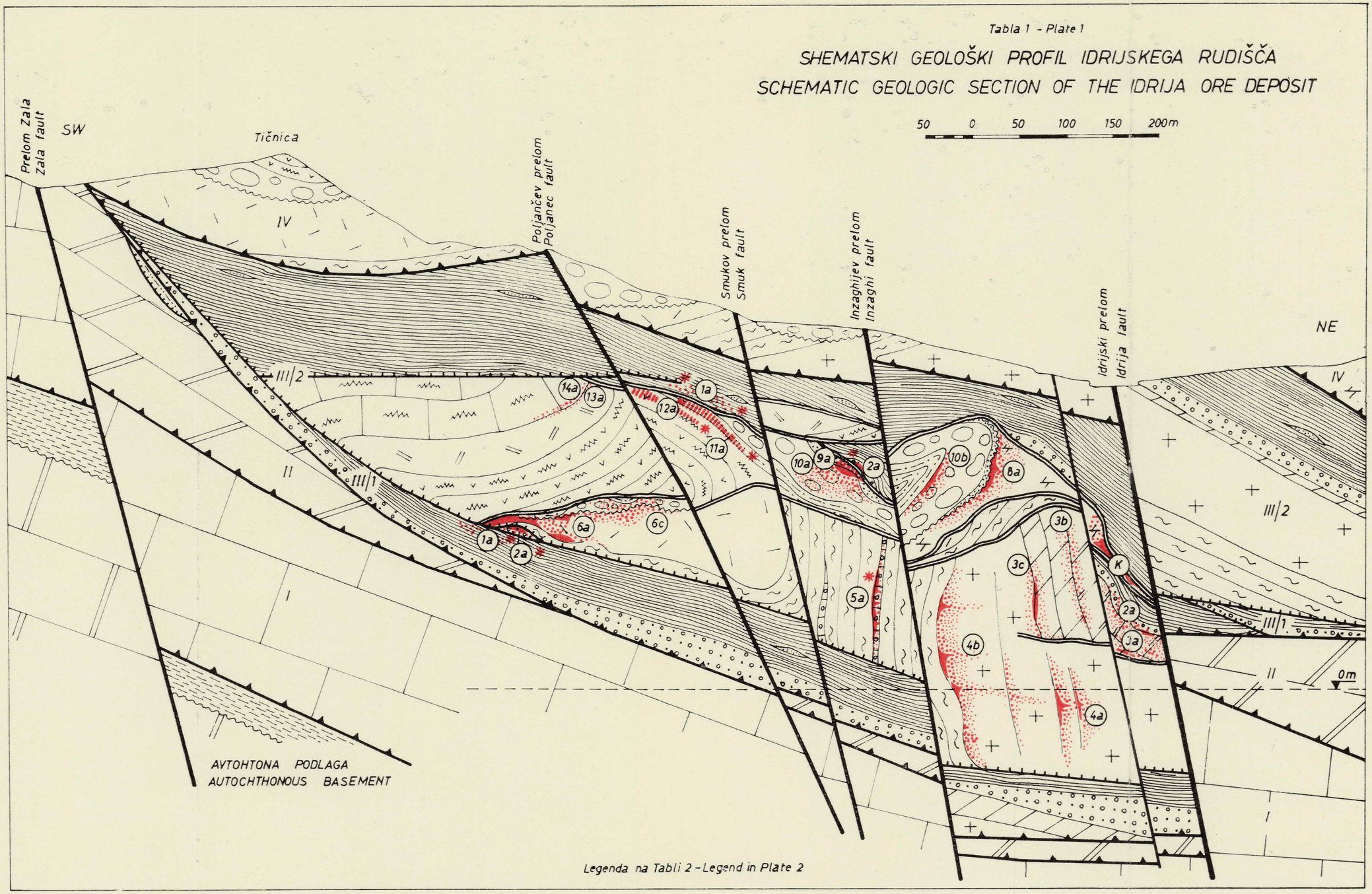
Zaporedje skrilavca, meljevca in oolitnega apnenca se večkrat ponavlja. V spodnjem delu se menjavata sivkasto zeleni sljudnati skrilavec in meljevec. V srednjem delu vsebuje skrilavec najprej posamezne pole in leče oolitnega apnenca. Nato je apnenca vedno več, skrilavec pa izgine. Zaporedje se konča s sivim oolitnim apnencem z belimi kalcitnimi žilicami, ki ga ostro omejuje krovninski sivkasto zeleni skrilavec naslednjega zaporedja.

V idrijskem rudišču najdemo vsaj 6 horizontov oolitnega apnenca. V spodnjem delu klastično-karbonatnega razvoja spodnjeskitskih skladov so horizonti oolitnega apnenca tanjši, v zgornjem pa debelejši. Leče oolitnega apnenca so debele 1 m do 10 m, po smeri pa jim sledimo več deset in celo nekaj sto metrov. Najmlajši oolitni horizont v bazi zgornjeskitskih plasti je najdebelejši. Na oko ločimo v kamenini oolite in vezivo. Ooliti merijo navadno 0,5 mm do 1 mm (B e r c e , 1958). Jedro in lupine so iz kalcita, tanka opna med lupinami pa sestoji iz mineralov glin. V vezivu prevladujejo ksenomorfna zrnca kalcita, ki merijo povprečno ponekod

Tabla 1 - Plate 1

SHEMATSKI GEOLOŠKI PROFIL IDRIJSKEGA RUDIŠČA
SCHEMATIC GEOLOGIC SECTION OF THE IDRIJA ORE DEPOSIT

50 0 50 100 150 200m

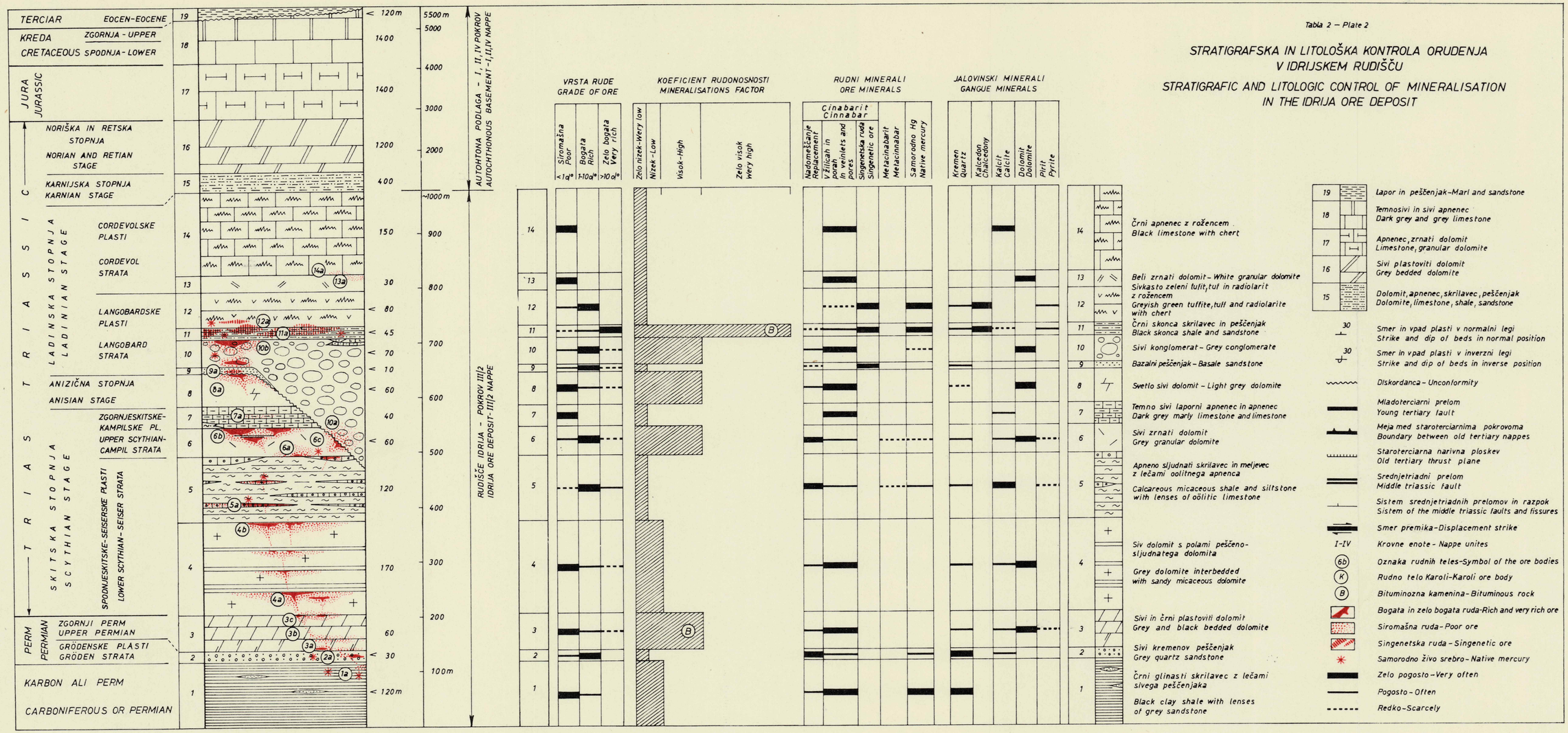


Legenda na Tabli 2 - Legend in Plate 2

Tabla 2 – Plate 2

STRATIGRAFSKA IN LITOLOŠKA KONTROLA ORUDENJA V IDRIJSKEM RUDIŠČU

STRATIGRAFIC AND LITOLOGIC CONTROL OF MINERALISATION IN THE IDRIJA ORE DEPOSIT



70 mikronov, drugod 200 mikronov. Opazimo še idiomorfna zrnca dolomita, najedena zrnca detritičnega kremena, minerale glin, sericit in drobna zrnca diagenetskega pirita. Ponekod oolitna struktura ni opazna. Morda je izginila pri diagenetski rekristalizaciji apnenca, ali pa kamenina že prvotno ni vsebovala oolitov.

Meljevec sestoji iz zrnc kremena in sljude ter veziva, v katerem prevladuje drobnozrnati kalcit. Tudi v skrilavcu je kremen najpogostejša klastična komponenta. Našli pa smo še rutil, magnetit, antracit in zrnca pirita. Zrnca kremena so se pri diagenetskih in epigenetskih procesih zraščala ter vraščala v vezivo. Tu in tam opazimo pravilne preseke, ki so nastali pri avtigeni rasti robu.

Koeficient rudonosnosti zgornjega dela spodnjeskitskih skladov je zelo nizek. Živosrebrno rudo najdemo v vseh treh litoloških členih, vendar štejemo oolitni apnenec (tabli 1 in 2; oznaka 5 a) med najmočneje orudene stratigrafske nivoje idrijskega rudišča. Vsebuje povečini bogato in zelo bogato rudo.

Za nastanek rude v oolitnem apnencu veljajo iste zakonitosti kakor za spodnjeskitski dolomit. Bogata ruda se nahaja ob rudonosnih razpokah, ki sekajo apnenec bolj ali manj pravokotno, najbogatejša pa tam, kjer razpoke zadenejo na skrilavec. Značilno je, da je oruden povsod le južni rob leče oolitnega apnenca, medtem ko je severovzhodni rob navadno jalov (tabla 3, slika B).

Lečasto razvit oolitni apnenec in manj prepustni skrilavec sta povzročila ploščato obliko tega tipa rudnih teles, ki stoje navadno subvertikalno (tabla 1) in se raztezajo po višini ponekod celo prek 100 m. Na obzorjih jih odkopavamo v dolžini več 10 m. Rudo najdemo v različnih nivojih oolitnega apnenca. Vendar velja pravilo, da je najbolj orudena prva, tj. spodnja leča, ki leži okrog 50 m nad stikom s spodnjeskitskim dolomitom. V teh skladih izkoriščamo rudna telesa Ruda, Lamberg, Zorc, Metacinabarit in druga.

V oolitnem apnencu je cinabarit najbolj pogosten rudni mineral. Nadomešča karbonatno kamenino, poleg tega pa zapolnjuje razpoke in pore, kjer ga večkrat spremljajo beli kristalčki kalcita. Tudi kapljice samorodnega živega srebra niso redke. Pred nekaj leti smo našli v oolitnem apnencu posamezna zrnca in konkrecije metacinabarita. Krovninski skrilavec vsebuje drobne impregnacije in tanke žilice cinabarita, pa tudi številne kapljice samorodnega živega srebra. Meljevec je oruden le malokje. Na oko opazimo v njem samo drobne cinabaritne impregnacije.

Primer značilne bogate rude iz leče oolitnega apnenca predstavlja vzorec iz rudnega telesa Zorc na 9 .obzorju. Karbonatna kamenina vsebuje poleg kalcita idiomorfna zrnca dolomita, nekaj odstotkov kremena in zrnca diagenetskega pirita. Večji del kremena je hidrotermalnega izvora. Njegova hipidiomorfna in idiomorfna zrna ter nepravilna polja se vraščajo med karbonatna zrna; ponekod vsebuje vključke kalcita in dolomita. Cinabarit zapolnjuje razpoke in lasnice, ki so najpogostejše ob tankih glinastih polah s sericitom in detritičnim kremenom, veže drobce apnenca ter kamenino tudi nadomešča. Pripada mu 6 % površine. Cinabaritu pripadajo tudi številne impregnacije s premeri 10 do 500 mikronov, raz-

vrščene ob stikih med karbonatnimi zrni. Poleg tega zapolnjuje cinabarit drobne pore. Poudariti moramo, da imajo zrna cinabarita pogosto idiomorfne preseke v obliki romba, pravokotnika, trapeza in trikotnika (tabla 14, sl. 2). V sulfidnih zrnih skoraj ni opaziti kalcita, vedno pa najdemo v njih idiomorfna zrnca dolomita. To dokazuje, da je cinabarit pri kristalizaciji sorazmerno lahko nadomeščal kalcit, zelo težko pa dolomit. Kalcitna zrnca so ksenomorfna in precej manjša od sulfidnih. Zato menimo, da pravilno razvita cinabaritna zrna ne predstavljajo psevdomorfoz po kalcitu, temveč idioblaste. Idiomorfna zrna cinabarita v oolitnem apnencu (rudno telo Ruda) in zgornjeskitskem dolomitu (rudno telo Filipič) sta našla tudi Colbertaldo in Slavikova (1961). Zapisala sta, da gre za popolno psevdomorfozo cinabarita po kalcitu. Toda fotografije, ki jih prilagata, nas ne prepričajo o pravilnosti njune domneve. Posebej velja to za sliko 1 na tabli 2, kjer so zrnca karbonata razločno ksenomorfna in precej manjša od zrnc cinabarita. Bolj verjetno se nam zdi, da gre tudi v tem primeru za idioblaste cinabarita.

Na rudno telo Zorc so pri mlajših tektonskih premikih delovali pritiski. Ob razpokah, zlepljenih s cinabaritom, je prišlo do ponovnih premikov. Cinabarit je bil zdrobljen, nato pa je rekristaliziral. Tako so nastali pasovi drobnozrnatega cinabarita, ki imajo strukturo »svinčevega repa«.

Pri močnejšem nadomeščanju je nastala v leči oolitnega apnenca jeklenka. Tak primer predstavlja vzorec rude iz rudnega telesa Ruda 1 na 6. obzorju, ki vsebuje vsaj 70 % HgS. Cinabarit najdemo v poljih s pravilnimi in nepravilnimi preseki, ki se med seboj pogosto dotikajo. Živosrebrni sulfid je pri kristalizaciji intenzivno nadomeščal kalcit in mu sledil večkrat tudi vzdolž dvojčičnih lamel (tabla 14, sl. 3). Poleg tega je nadomeščal nekoliko starejši pirit (tabla 15, sl. 1), ki je nastal najbolj verjetno iz hidrotermalnih raztopin. Cinabarit vsebuje pogosto vključke dolomita, včasih zrnca detritičnega kremena in mineralov glin, tu in tam tudi zrnca sericita. Jeklenko je zajela mlajša tektonika. Cinabaritna zrnca so bila pri tem deformirana in zdrobljena. Zato opazimo pri navzkrižnih nikolih pogosto milonitsko strukturo. Deli jeklenke, kjer je *HgS* rekristaliziral, pa kažejo strukturo »svinčevega repa«. Poleg cinabarita je rekristaliziral tudi kalcit. Številna zrna kalcita kažejo namreč lepo razvite ravne dvojčične lamele, ki so nastale najbolj verjetno šele po drobljenju rude.

Iz rudnega telesa Ruda 1 hranimo v zbirki tudi vzorec iz razpoke na 12. obzorju. Na steni razpoke je kristaliziral najprej zelo drobnozrnati cinabarit, ki so ga nato prekrili kalcitovi kristalčki s prizmatskim habitusom; ti dosežejo kvečjemu 3 mm. Na kristalčkih kalcita leže 0,5 do 2 mm veliki skupki cinabarita v obliki polkrogle s priraščenimi majhnimi kristalčki metacinabarita. Tu in tam opazimo tudi skupke metacinabarita v obliki polkrogle, ki merijo 1 mm do 4 mm. Pod binokularnim mikroskopom ločimo na teh skupkih posamezna zrna in dvojčke, katerih kristalne ploskve sestoje iz vicinalnih ploskvic; najizrazitejše so ploskve rombskega dodekaedra. Kristalografsko in kemično je raziskal podobne tvorbe iz idrijskega rudišča že Schrauf (1891). Njegove raziskave smo sedaj dopolnili z opazovanjem pod rudnim mikroskopom. Ugotovili smo, da sestoje

manjši skupki le iz metacinabarita, v večjih pa se temu mineralu pridružuje še cinabarit. Tako smo našli v jedru večjega skupka zrnca metacinabarita s premeri 50 do 150 mikronov. Na jedru se je izločil cinabarit, ki tvori 50 do 250 mikronov debelo lupino. Cinabarit je nadomeščal zrna metacinabarita in se vraščal ob njihovih stikih. V primerjavi z metacinabaritnimi zrni so cinabaritna zelo majhna, saj merijo povprečno komaj 5 mikronov; njihovi preseki so ksenomorfni. Na cinabaritni lupini je kristaliziral ponovno metacinabarit. Njegova zrna, ki leže neposredno na cinabaritu, merijo le okrog 50 mikronov in imajo izometrične preseke. Navzven njihova velikost raste in doseže v perifernih delih celo 0,6 mm. Za ta zrna so značilne dvojčične lamele.

V primerjavi s cinabaritom predstavlja metacinabarit v rudi oolitnega apnenca le mineraloško redkost.

Zgornjeskitski dolomit

Pestro zaporedje sljudnatega skrilavca, meljevca in oolitnega apnenca prekriva dolomit, ki so mu vseskozi pripisovali anizično starost. Na podlagi superpozicije plasti smo prišli do sklepa (M l a k a r , 1957, 1959), da gre za zgornjeskitski dolomit. V rudišču ga najdemo predvsem na južnem in jugovzhodnem obrobju. Njegove plasti so debele 1 dm do 1 m. Kamenina ima masivno teksturo, pod mikroskopom pa mozaično strukturo. Dolomitna zrna so idiomorfna, hipidiomorfna in ksenomorfna ter merijo 40 do 80 mikronov. Poleg dolomita najdemo še ksenomorfna zrnca kalcita, najedena detritična zrnca kremena (okrog 2,5 %) in zrnca diagenetskega pirita. Med dolomitnimi plastmi opazimo tu in tam nekaj milimetrov debele vložke črnega glinastega skrilavca. V zgornjem delu teh skladov, okrog 15 m pod stikom z zgornjeskitskimi skrilavo-lapornatimi plastmi, smo našli na več krajih približno 1 m debelo plast peščenega dolomita s kremenovimi in muskovitnimi zrni. Razpoke in pore v zgornjeskitskem dolomitu so ponekod zapolnjene z organsko snovjo.

B e r c e (1958) je popisal iz idrijskega rudišča pilolit in podal njegovo kemično sestavo. Ta mineral se nahaja v zgornjeskitskem dolomitu. Daje videz sive kože, debele do 1 mm, ki sestoji iz tankih različno orientiranih kristalnih vlaken.

Koeficient rudonosnosti je visok, stopnja orudenja pa se giblje v območju bogate rude (tabla 2). Orudenih razpok je precej manj kakor v spodnjeskitskem dolomitu. Rudna telesa so vezana na stik z zgornjeskitskim lapornim apnencem (npr. rudno telo št. 11; tabla 2; oznaka 6b), ali pa jih najdemo pod srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco (tabli 1 in 2, oznaka 6c in tabla 3, slika C). Langobardske plasti imajo pri tem vlogo ekrana. V takšnem položaju se nahajajo rudna telesa Mayer, Talnina in druga. Manj rudnih teles je ob stiku s spodnjeskitskim skrilavcem in oolitnim apnencem. Najdemo jih v delu jame, imenovanem Talnina (npr. Kreda in Filipič; tabli 1 in 2, oznaka 6a). Pri odkopavanju smo ugotovili, da se nahaja najbogatejša ruda povsod neposredno ob neprepustni plasti ali tik pod srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco. Rudna telesa

so široka nekaj 10 m, dolga nad 100 m, medtem ko sežejo po vertikali več 10 do 100 m.

Bogata ruda je nastala navadno tako, da je bil dolomit delno nadomeščen s cinabaritom. V njej najdemo cinabaritne žilice pa tudi tanke kalcitne in kalcitno-kremenove žilice, ki vsebujejo pogosto živosrebrni sulfid. V geodah opazimo tu in tam lepo razvite kristalčke cinabarita s ploščatim habitusom, ki dosežejo velikost 5 mm. Ti kristalčki sede pogosto na romboedrih kalcita in dolomita. Bogata ruda vsebuje večkrat kapljice samorodnega živega srebra, našli pa smo tudi metacinabarit.

Pod mikroskopom smo raziskali bogato in siromašno rudo iz rudnega telesa Kreda na 7. obzorju ter bogato rudo iz nadkopa Ruda 1.

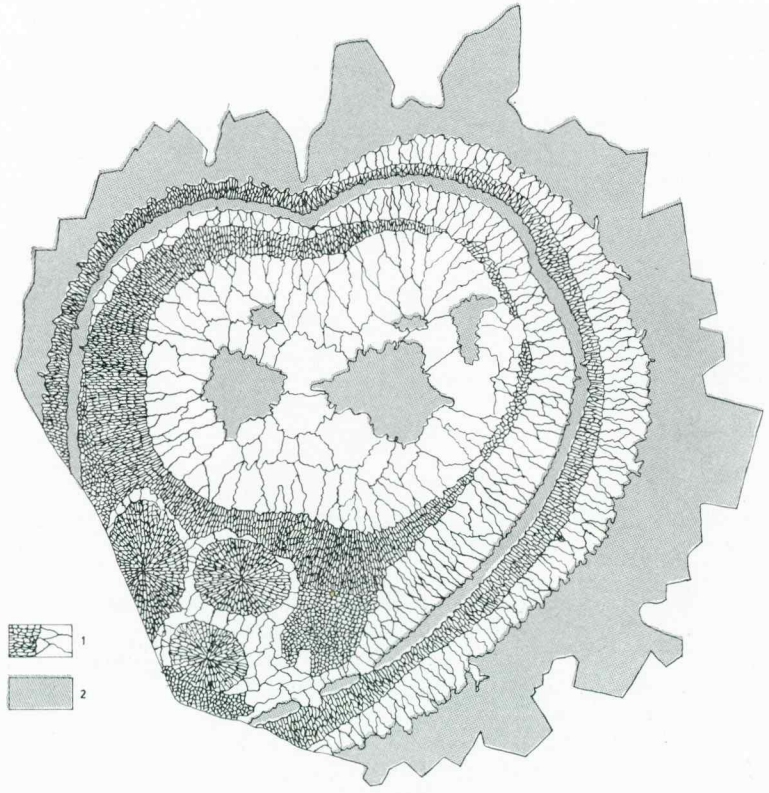
Bogata ruda iz rudnega telesa Kreda je brečasta. V razpokah zdrobljene kamenine so kristalizirala najprej zrna dolomita, ki imajo pogosto idiomorfne preseke in merijo povprečno 150 mikronov. Nato se je izločal cinabarit; kot vezivo je kristaliziral v razpokah, poleg tega je metasomatsko nadomeščal karbonatno prikamenino. Neposredno ob razpokah je dolomit skoraj 60 % nadomeščen z živosrebrnim sulfidom. V cinabaritnih poljih leže nepravilni ostanki dolomitnih zrn z najedenimi zobčastimi mejami (tabla 15, sl. 2). Vstran se količina cinabarita naglo zmanjšuje. Rudni mineral tvori tanke opne, ki slede stiku med posameznimi dolomitnimi zrni (tabla 15, sl. 3), le tu in tam opazimo nekoliko večja polja, ki so zrastla ob stiku dolomitnih zrn. Z večjo oddaljenostjo od razpok je cinabarita vedno manj. Kamenina sicer še vsebuje zrnca rudnega minerala, toda ta so zelo drobna (tabla 16, sl. 1). Končno najdemo v dolomitu le še posamezne neenakomerne impregnacije cinabarita.

Za siromašno rudo je značilna žilna in impregnacijska tekstura. Temno sivi dolomit sečejo namreč tanke karbonatne in karbonatno-kremenove žilice, ki vsebujejo v manjši količini tudi cinabarit in idrijalin. V žilicah je najprej kristaliziral dolomit ali kalcit. Iz raztopin se je izločal nato predvsem v srednjih delih kremen in se vraščal med zrna karbonata. Tu in tam opazimo tudi idiomorfne preseke kremena. Pore v žilicah je ponekod zapolnil idrijalin. V paragenezi je najmlajši cinabarit, ki sledi stikom med jalovinskimi zrni. Siromašna ruda vsebuje tudi impregnacije cinabarita, ki so večje kakor cinabaritna zrnca v žilicah. Gre za živosrebrni sulfid v porah dolomita (tabla 16, sl. 2). Karbonatna zrna so napram rudnemu mineralu idiomorfna; njihovi robovi niso najedeni. To dokazuje, da cinabarit ni nadomeščal prikamenine.

V nadkopu Ruda 1 smo našli med 7. in 9. obzorjem orudeno dolomitno brečo. Cinabarit je povečini v vezivu breče, poleg tega pa v kosih in drobcih dolomita. Drobci so s sulfidom enakomerno impregnirani, kosi pa vsebujejo v obrobnem delu več cinabaritnih impregnacij kakor v sredini. Številne kose sečejo tudi tanke žilice rudnega minerala. V vezivu breče nahajamo poleg cinabarita še kalcit, dolomit, pirit in barit. Najprej sta kristalizirala oba karbonata, ki obrobljata dolomitne kose in drobce, nato barit, sledil je pirit in naposled cinabarit. Omeniti moramo, da smo našli barit le v tem vzorcu idrijske rude. Njegovi beli ploščati kristalčki imajo premer do 8 mm. V porah med ploščicami barita se je odložil cinabarit, zato sodimo, da je rudni mineral mlajši od sulfata.

Orudeno brečo iz nadkopa Ruda 1 sečejo številne razpoke. Stene razpok prekriva povečini kalcit, najdemo pa tudi cinabarit in sadro ter izjemoma metacinabarit. Cinabarit tvori navadno tanke prevleke, le tu in tam smo našli posamezne večje kristalčke, ki imajo lepo razvite ploskve romboedra s številnimi vicinalnimi ploskvicami. Metacinabaritu pripadajo zrnca s premeri 0,05 do 1,5 mm. S pomočjo binokularnega mikroskopa smo ločili ploskvice rombskega dodekaedra z vicinalnimi ploskvicami in ploskvice kocke. Večja zrna nastopajo včasih posamezno, manjša pa se združujejo v polkrogle in ledvičaste skupke s premerom do 9 mm (tabla 6, sl. 1). Skupki sestoje le iz metacinabarita ali pa iz metacinabarita in cinabarita.

Metacinabaritni skupki vsebujejo v srednjem delu manjša zrnca, ki se navzven večajo. Periferna zrna imajo podolgovate preseke in so večja. Zato imajo metacinabaritni skupki radialno strukturo. Metacinabarit ima



Sl. 1. Lupinasta zgradba metacinabaritno-cinabaritnega skupka. Vzorec iz nadkopa Ruda 1. 50 ×

1 cinabarit, *2* metacinabarit

Fig. 1. Metacinnabar-cinnabar aggregate showing shelly structure. Specimen taken from raise Ruda 1. 50 ×

1 Cinnabar, *2* Metacinnabar

nekoliko slabšo odsevno sposobnost kakor cinabarit in je pri navzkrižnih nikolih slabo anizotropen. Številna zrna kažejo enostavne široke dvojčične lamele.

V sredini metacinabaritno-cinabaritnih skupkov je navadno zelo drobnozrnat cinabarit, ki ga obdaja metacinabarit. V enem izmed skupkov smo našli lupinasto zgradbo (sl. 1 med tekstom). Prvotno metacinabaritno jedro je skoraj povsem nadomestil cinabarit; preostala so le posamezna korodirana zrna metacinabarita. Jedro je nato obdal cinabarit, ki ga vidimo v zelo drobnih, toda enako velikih zrnih. Ta cinabarit je precipitiral verjetno iz koloidnih raztopin in je pozneje prekristaliziral. Kristalizacijo iz koloidnih raztopin dokazujejo tudi trije manjši agregati cinabarita v levem spodnjem delu slike, ki ima značilno strukturo prekristaliziranega sulfidnega gela. Na drobnozrnatem cinabaritu so zrasla večja zrnca HgS, obdana s tanko lupino metacinabarita. Sledi lupina zelo drobnozrnatega cinabarita. Tudi ta je nastal iz koloidnih raztopin, nato pa je prekristaliziral. Obdajajo ga večja zrna cinabarita, ki so radialno razvrščena. Periferni del skupka sestoji iz metacinabarita, ki kaže pravilne kristalne oblike.

Oba živosrebrna sulfida spremljajo kristalčki kalcita s prizmatskim habitusom, veliki 4 mm. Kalcit je delno starejši, delno mlajši od obeh sulfidov. Na kristalčkih cinabarita in metacinabarita je zrasla ponekod tudi sadra.

S sedanjimi raziskavami smo našli v jami metacinabarit le v orudenem oolitnem apnencu na 10. in 12. obzorju (npr. v rudnem telesu Ruda) in v orudenem zgornjeskitskem dolomitu iz nadkopa Ruda. Zato smo pregledali tudi živosrebrno rudo z metacinabaritom, kakršno so odkopavali pred več desetletji, in vzorce hranimo v zbirki geološkega odseka fakultete za naravoslovje in tehnologijo. Ti vzorci izvirajo iz spodnjih obzorij, vendar njihova točna lokacija ni znana. V vseh primerih opazujemo na stenah razpok cinabarit, metacinabarit in prizmatsko razvit kalcit, ponekod tudi kristalčke sadre. Povečini gre za polkroglaste in ledvičaste skupke, raztresene brez reda, ali razvrščene ob starejših razpokah, kakor je to popisal že Schrauf (1891). Tu in tam najdemo na prevleki iz kalcitnih kristalčkov zelo drobnozrnat metacinabarit, ki daje videz jekleno sivega prahu. Metacinabarit prekrivajo mlajši kristalčki kalcita, na katerih leže zrnca cinabarita.

Razvoj metacinabaritnih kristalčkov v rudi s 6. obzorja je navedel Schraufa (1891) na misel, da gre za dve vrsti skupkov. Prvi ne kažejo lepo razvitih kristalnih ploskev in naj bi bili nastali pri reakciji H_2S s kapljicami samorodnega živega srebra; žveplov vodik naj bi se bil sprostil pri razpadanju organskih snovi. Drugi imajo na periferiji lepo razvite kristalčke, v sredini pa so »amorfni« in naj bi bili nastali tako, da so na kroglici samorodnega živega srebra, spremenjeni v metacinabarit, kristalizirali iz raztopin. Na podlagi sedanjih raziskav sodimo, da je nastal metacinabarit le pri kristalizaciji iz raztopin. Polkroglaste in ledvičaste oblike skupkov so nastale ponekod zaradi sočasne rasti večjega števila zraščenih metacinabaritnih zrnc, drugod zaradi zaporedne kristalizacije metacinabarita in cinabarita, pri čemer se je izločal cinabarit iz koloidnih raztopin, nato pa je prekristaliziral. Velikost metacinabaritnih zrnc v perifernem

delu skupkov in razvoj njihovih ploskev sta odvisna le od časa njihovega nastajanja: čim počasneje so kristalizirali, tem večji kristalčki so nastali in tem lepše so njihove ploskve. Tako smo našli večje skupke s prav majhnimi kristalnimi ploskvami, pa tudi majhne skupke z lepo razvitimi ploskvami. Več lupin cinabarita in metacinabarita v istem skupku dokazuje, da so vladali v določenih delih rudišča večkrat ugodni pogoji za nastanek enega ali drugega minerala.

Zgornjeskitski laporasti apnenec in apnenec

Skitske plasti se končajo z alternacijo temno sivega laporastega apnenca in apnenca. Posamezne plasti so debele nekaj cm do 1 m. Med zgornjeskitskim dolomitom in laporastim apnencem je ponekod razvit še sivkasto zeleni peščeni skrilavec, debel le nekaj metrov (tabla 2). Celotna debelina teh skladov znaša približno 40 m. Nahajamo jih predvsem na jugovzhodnem obrobju rudišča.

Apnenec je drobnokristalast. Poleg kalcita vsebuje še okrog 10 % detritičnega kremena, nekaj sljude in minerale glin. V laporastem apnencu, predvsem pa v peščenem skrilavcu, se poveča količina klastičnih komponent, kalcita je pa manj.

Zgornjeskitski laporasti apnenec in apnenec spadata v idrijskem rudišču med najslabše orudene stratigrafske horizonte. Koeficient rudonosnosti je zelo nizek, stopnja orudenja pa se giblje v območju siromašne rude (tabla 2; oznaka 7a). Danes te rude ne odkopavamo.

Edini rudni material je cinabarit. Kristaliziral je v tankih razpokah in lasnicah bodisi sam, bodisi skupaj s kalcitom, ki tvori bele kristalčke. Ob orudenih razpokah in lasnicah opazimo tudi drobne cinabaritne impregnacije.

Anizični dolomit

Od vseh dolomitov pripada aniničnemu v idrijskem rudišču morda le 5 %. Najdemo ga samo na severni strani osrednjega jezika karbonskega skrilavca (tabla 1) in v jugovzhodnem delu rudišča.

Kamenina je svetlo siva in siva ter ima včasih rumenkast odtenek. Pod mikroskopom vidimo, da sestoji iz 30 do 50 mikronov velikih ksenomorfnih, hipidiomorfnih in idiomorfnih zrnc dolomita, maloštevilnih ksenomorfnih zrnc kalcita, posameznih zrnc detritičnega kremena in drobnih kristalčkov diagenetskega pirita s premeri pod 30 mikroni. Dolomit je precej drobljiv. Pogosto ga sečejo tanke bele dolomitne žilice, v razpokah in gnezdih pa zasledimo organsko snov.

Koeficient orudenja je visok. Na odkopih prevladuje siromašna ruda, ki prehaja ponekod v bogato. Tu in tam opazimo tudi žile jeklenke. Cinabaritna rudna telesa so vezana za srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco, ob kateri so razvrščena v nizih. Najbogatejšo rudo najdemo pod langobardskim bazalnim peščenjakom. Z oddaljevanjem od kontakta se količina cinabarita naglo zmanjšuje (table 1, 2 in 3, slika *D;* oznaka 8a). Rudna telesa so ploščata; njihova dolžina več 10 krat preseže širino. Od-

kopavamo jih v poljih Gugler (tabla 3, slika *D*), Šmit, Vsi sveti in še v nekaterih drugih.

Mikroskopsko smo raziskali siromašno rudo in jeklenko iz rudnega telesa Šmit. V siromašni rudi se nahaja večji del cinabarita v tankih dolomitnih žilicah, ki so med seboj vzporedne, ali pa se sečejo pod različnimi koti. Pri kristalizaciji dolomit ni povsem zapolnil razpok, temveč so ostale drobne pore, v katerih imajo karbonatna zrna pravilne preseke. V žilicah je sledil dolomitu ponekod najprej kremen, nato pa je kristaliziral cinabarit ter zapolnil preostale pore (tabla 16, sl. 3). Nekaj cinabarita najdemo tudi v porah prikamenine ob stikih med karbonatnimi zrni. Lepo razvite kristalčke s premeri več milimetrov pa smo našli v dolomitni breči. Ti kristalčki predstavljajo zelo verjetno mlajšo generacijo cinabarita.

Zelo drobnozrnata jedra jeklenka gradi nekaj cm debelo žilo, ki seče orudeni dolomit. Na svežem prelomu je jekleno siva z rdečim odtenkom. Pod mikroskopom opazimo pogosto koloidalne strukture, ki dokazujejo, da je nastal večji del cinabarita iz koloidnih raztopin. V jeklenki namreč prevladujejo cinabaritna polja z okroglimi, eliptičnimi in ledvičastimi preseki, ki se pogosto združujejo. Zanje je značilna lupinasta zgradba (tabla 17, sl. 1). Gel HgS je pozneje prekristaliziral; nastala so zrnca, ki imajo v sredini polj navadno bolj ali manj izometrične preseke, sicer pa so radialno razvrščena. Zato opazimo pri navzkrižnih nikolih radialno in pahljačasto strukturo. Med lupinasto zgrajenimi cinabaritnimi polji najdemo poleg slabo anizotropne organske snovi tudi mlajšo generacijo cinabarita (tabla 17, sl. 2), ki je kristalizirala iz ionskih raztopin. Zrna tega različka merijo v povprečju 70 mikronov. Zaradi tektonskih premikov so nekatera okrogla, eliptična in ledvičasta cinabaritna polja zdrobljena, cinabarit, ki jih veže, pa kaže valovito potemnitev.

Ob žili jeklenke zasledimo številne impregnacije cinabarita in slabo anizotropno organsko snov. Tu in tam sečejo orudeni dolomit tudi tanke žilice cinabarita, ki jih niso prizadeli tektonski premiki. Cinabarit v teh žilicah predstavlja verjetno najmlajšo generacijo.

Langobardski bazalni peščenjak

Na anizičnem dolomitu leže diskordantno usedline ladinske stopnje. Pričnо se s peščenjakom, ki so ga prejšnji raziskovalci uvrščali v werfen (npr. K o s s m a t , 1911, K r o p a č , 1912), ali h grödenskim skladom (B e r c e , 1958). Na podlagi litološkega zaporedja pa smo prišli do sklepa (M l a k a r , 1967), da spada v langobardsko podstopnjo. Nahajamo ga le v zgornji zgradbi rudišča. Debel je največ 10 m, vendar ni povsod razvit.

Po petrografskih raziskavah B e r c e t a (1953, 1958) in podatkih M l a k a r j a (1967) sestoji bazalni peščenjak iz zrnc kalcedona in kremena, v manjši količini tudi iz zrnc karbonatov, pirita in sericita ter v sledovih iz cirkona. Peščenjak sekajo žilice kalcedona in kaolinita.

To klastično usedlino smo ponovno raziskali. V njej nismo našli kalcedona, temveč precejšnje količine kaolinita, ki smo ga röntgensko dokazali. V presevni svetlobi so optične lastnosti kaolinita zelo podobne lastnostim kalcedona, zato menimo, da so prejšnji raziskovalci zamenjali kaolinit

s kalcedonom. Poleg tega smo našli še karbonatizirana in kaolinizirana zrnca plagioklazov in biotita, zrnca apatita ter fluorit.

V petrografskem pogledu gre za heterogene plasti, ki sestoje iz meljevca, kremenovega peščenjaka, kaolinitnega peščenjaka in verjetno tudi tufita. Mineralna sestava teh skladov se bistveno razlikuje od sestave skitskih in grödenskih klastičnih usedlin. Nadrobno jo bomo popisali v posebni razpravi.

Koeficient orudenja langobardskega bazalnega peščenjaka je zelo nizek. Rudna telesa so majhna in nepravilna, včasih lečasta (tabli 1 in 2; oznaka 9a). Najdemo jih predvsem tam, kjer meji bazalni peščenjak vzdolž srednjetriadnega preloma na grödenske plasti. Sedaj odkopavamo orudeni bazalni peščenjak v rudnih telesih Logar (tabla 3, sl. *E*) in Brus. Ruda je bogata.

V rudi iz rudnega telesa Logar nad 4. obzorjem in v rudi vzdolž srednjetriadnega preloma »O« (na 3. obzorju za Golobom) vidimo na oko številna opekasto rdeča zrna s premeri okrog 0,7 mm. Pri opazovanju v presevni svetlobi smo se prepričali, da gre za plagioklaze, ki so bili skoraj povsem nadomeščeni z minerali glin. Prevladuje kaolinit, manj pogostna zrnca z višjimi interferenčnimi barvami pa utegnejo pripadati illitu. Tu in tam smo našli celo ostanke nespremenjenih plagioklazov z lepo razvitimi dvojčičnimi lamelami. Kaolinizirani plagioklazi vsebujejo drobna neprozorna zrnca. V odsevni svetlobi se opekasto rdeča zrna niti po trdoti niti po odsevnosti ne razlikujejo od veziva. Toda pri večjih povečavah opazimo v njih drobne impregnacije cinabarita. Zelo številni so tudi submikroskopski vključki cinabarita. O tem se prepričamo, če vključimo analizator. V spremenjenih plagioklazovih zrnih se namreč zasvetijo brezštevilni rdeči notranji refleksi, ki so navadno enakomerno razvrščeni. V nekaterih primerih so refleksi posebno močni v črtah, ki so med seboj vzporedne, ali pa se sekajo pod topim kotom; gre za razkolne razpoke plagioklazov, zapolnjene s cinabaritom.

Poleg spremenjenih in orudenih zrn plagioklazov smo našli tudi spremenjene drobce tufa in predornine (?) ter nekaj zrn kremena. Nekateri litoidni drobci vsebujejo nepravilne impregnacije pirita s premeri okrog 20 mikronov, pa tudi tanke piritne žilice, ki se ponekod mrežasto prepletajo. V drobcih smo opazovali tudi zelo drobne impregnacije cinabarita. Nekatera zrna spremenjenih in orudenih plagioklazov ter litoidne drobce obrašča kremenov rob.

V vezivu smo ločili zanesljivo le minerale glin, pirit, cinabarit in kremen. Piritu pripadajo idiomorfna in ksenomorfna zrnca s premeri nekaj mikronov do 0,5 mm. Posamezna večja zrna so zdrobljena. Številna piritna zrna obrašča kremen (tabla 17, sl. 3), tu in tam je železov sulfid nadomeščen s cinabaritom. Redka nepravilna polja cinabarita v vezivu imajo premere do 400 mikronov. Ta polja vsebujejo zelo redko vključke mineralov jalovine, zato sodimo, da so nastala pri zapolnitvi por. Le tu in tam opazimo v njih ksenomorfne ostanke pirita. Značilno je, da so cinabaritna polja obdana s kremenom (tabla 17, sl. 3), ki se pogosto prstasto vrašča v vezivo, napram cinabaritu pa je razločno idiomorfen (tabla 18, sl. 1).

Orudeni peščenjak vsebuje ponekod tudi kratke vzporedne cinabaritno-kremenove žilice. Cinabarit se nahaja v sredini žilic, kremen pa v obrobnih delih. Tudi v žilicah je kremen napram cinabaritu povečini idiomorfen.

Langobardski konglomerat

V stratigrafskem zaporedju sledi konglomerat, ki ga najdemo v zgornji zgradbi rudišča. Kossmat (1899, 1911), Kropač (1912) in Berce (1958) so menili, da gre za dolomitno brečo anizične stopnje. Toda z rovi in globinskim vrtanjem smo našli na več krajih v talnini tega konglomerata bazalni langobardski peščenjak, v krovnini pa skrilavec in peščenjak skonca. Spričo tega uvrščamo konglomerat v langobardsko podstopnjo.

Kamenina je siva in sestoji iz prodnikov z različno stopnjo zaobljenosti in iz veziva. Najpogostejši so prodniki rumenkasto sivega dolomita anizične starosti. Ostali sestoje iz temno sivega zrnatega zgornjeskitskega dolomita, nekateri pa iz zgornjeskitskega apnenca. Njihov premer se giblje od 1 cm do 5 cm, vendar dosežejo nekateri celo 20 cm. V vezivu prevladujejo karbonatna zrnca, najdemo pa še detritična zrna kremena in minerale glin. Tu in tam vsebuje konglomerat pole drobnozrnatega sivkasto zelenega peščenjaka z dolomitnimi prodniki in skrilave vložke. Ti skladi so debeli nekaj metrov do 70 m, vendar ponekod niso razviti.

Konglomerat spada med najbolj enakomerno orudene horizonte idrijskega rudišča. Ponekod je oruden v vsej debelini, drugod je ruda le ob bazalnem peščenjaku, npr. rudno telo Logar (tabla 3, sl. E; oznaka 10a), ali pa ob skrilavcu in peščenjaku skonca (tabla 2, oznaka 10b). Koeficient orudenja je med najvišjimi v rudišču. V primerjavi z doslej opisanimi skladi imajo ekrani za lokalizacijo rude neprimerno manjšo vlogo.

Rudna telesa vsebujejo povečini bogato rudo. Na obzorjih imajo izometrične (npr. rudno telo Logar) ali podolgovate preseke (rudna telesa Blaj, Frančiška, Auersperg in dr.) s površinami celo nad 1000 m^2; po vertikali se razprostirajo na več obzorjih. Ruda vsebuje večidel cinabarit, toda v razpokah, ki sekajo bogata rudna telesa, najdemo tudi kapljice samorodnega živega srebra. Piritu in markazitu pripadajo le majhne količine.

Makroskopsko smo primerjali vzorce rude iz različnih rudnih teles in jih nato raziskali tudi pod mikroskopom. Našli smo, da nastopajo rudni minerali povsod na zelo podoben način. Največ cinabarita je v vezivu, kjer zapolnjuje pore in nadomešča karbonatna zrna. Njegove impregnacije merijo navadno 50 do 200 mikronov. Poleg tega zapolnjuje cinabarit razpoke in lasnice, ki sekajo tako prodnike, kakor tudi vezivo. Na presekih vidimo, da gre za tanke cinabaritne in cinabaritno-dolomitne žilice, dolge nekaj cm, široke pa 10 do 500 mikronov. Drobne cinabaritne impregnacije opazimo le ob debelejših žilicah, pa tudi te po 1 do 1,5 mm izginejo. Končno moramo omeniti cinabarit ob stiku prodnikov z vezivom.

Pirit in markazit nikjer ne tvorita žilic, ki bi sekale kamenino. Njuna bolj ali manj idiomorfna zrna s premeri 10 mikronov do 5 mm nastopajo le v vezivu, in sicer posamezno, v nizih in skupkih. Oba sulfida sta nastala verjetno v času diageneze.

Posebnost predstavljajo orudeni prodniki zgornjeskitskega dolomita, ki vsebuje impregnacije cinabarita in se po temno rdeči barvi jasno razlikujejo od drugih prodnikov (tabla 7, sl. 1). Pod mikroskopom vidimo, da so cinabaritne impregnacije zelo enakomerno razvrščene (tabla 18, sl. 2), merijo pa 30 do 80 mikronov. Cinabarit je kristaliziral v porah dolomita, poleg tega je karbonatno kamenino tudi nadomeščal. Številna zrna cinabarita kažejo bolj ali manj idiomorfne preseke (tabla 18, sl. 3) in vsebujejo korodirane vključke dolomita. Opazovani prodniki so vsebovali okrog 6 % HgS. V enem vzorcu smo našli dva orudena prodnika, ki sta merila 2 in 7 cm, medtem ko so bili vsi drugi prodniki jalovi. Tudi v vezivu konglomerata smo zasledili le redke drobne cinabaritne impregnacije. Omeniti pa moramo, da se je širil živosrebrni sulfid iz obeh orudenih prodnikov vzdolž lasnic v vezivo in sosednje jalove prodnike; po nekaj cm smo opazili le še sledove cinabarita.

Langobardski apneni peščenjak in apnenec

Temno sivi apneni peščenjak, debel nekaj metrov, najdemo na konglomeratu v južnem bloku, tj. na južni strani osrednjega jezika karbonskega skrilavca. Sivi jedrnati apnenec, razvit v obliki leč, pa se nahaja na območju Talnine (tabla 3, slika C). Medsebojno lego teh plasti smo prikazali na tabli 4, sl. *A*.

V apnenem peščenjaku doslej nismo našli rude. V apnencu pa zapolnjuje cinabarit le tu in tam drobne pore in tanke razpoke skupaj z belim kalcitom. Rudo najdemo v apnencu le neposredno nad orudenim langobardskim konglomeratom.

Koeficient orudenja langobardskega apnenca je med najnižjimi v rudišču, ruda pa je siromašna.

Skrilavec in peščenjak skonca

V okolici Idrije sta razvita dva litološko podobna horizonta skonca (M l a k a r, 1967), ki imata v zaporedju langobardskih skladov različno lego. Ločimo spodnji in zgornji horizont. V rudišču je razvit le zgornji horizont, ki prekriva langobardski konglomerat, ponekod tudi langobardski peščenjak s karbonatnim vezivom in temno sivi apnenec (tabla 2 in tabla 4). Ta horizont je debel navadno 10 do 45 m, na območju Talnine pa le nekaj metrov ali pa ga sploh ni. Zgornji horizont skonca je petrološko med najbolj zanimivimi litološkimi členi. V njegovem spodnjem delu je pogostejši skrilavec, v zgornjem pa peščenjak (tabla 4, sl. *A*). B e r c e (1958) je našel v njem tudi tufske vložke.

Črni skrilavec z antracitnim sijajem sestoji večidel iz mineralov glin in organskih snovi, zato ga uvrščamo med glinaste bituminozne skrilavce. Organska snov je drobno razpršena, zato je kamenina v zbrusku slabo prozorna ali celo neprozorna. Prepoznamo le nekoliko večja zrnca kremena, včasih drobce plagioklazov in lističe sericita, pogosteje pa radiolarije, zrnca kalcedona in iglice spongij. Ponekod so radiolarije tako številne, da prehaja kamenina že v bituminozni radiolarit. Radiolarije imajo

navadno okrogle, včasih nekoliko eliptične preseke, sestoje pa iz kalcedona (tabla 19, sl. 1). Na podlagi oblike presekov in sestave jih uvrščamo v rod *Spumellaria* (Müller, 1958). Številne radiolarije vsebujejo drobne neprozorne vključke s preseki po kocki, ki ustrezajo piritu, in temno rjavo snov. Schroeckinger (1877) je našel v razpokah glinastega bituminoznega skrilavca poleg dolomitnih kristalčkov tudi 0,5 mm debele skorje fluorita. Sedanje raziskave so pokazale, da so številne razpoke zapolnjene z razločno anizotropno organsko snovjo, najbolj verjetno idrijalinom, ki ga spremlja kremen. Fluorita nismo našli.

V temno sivem in črnem drobnozrnatem bituminoznem peščenjaku prevladujejo zrnca kremena. Nekatera so lepo zaobljena in potemnjujejo valovito, druga so le slabo obrušena in kažejo pravilno potemnitev. Številna so nadalje zrna plagioklazov, ki imajo večinoma ravne mejne ploskve in ostre robove. Po Colbertaldu in Slavikovi (1961) pripadajo oligoklaz-andezinu. Prevladujejo sveža plagioklazova zrna z lepo razvitimi dvojčičnimi lamelami, nekatera pa so delno kaolinizirana in karbonatizirana. Omeniti moramo še zrna kalcedona in kaolinita, ki sestoje iz 1 do 5 mikronov velikih zrnc, zrna turmalina, rutila in epidota, lističe sericita, zdrobljene iglice spongij ter drobce radiolarij in antracita. V vezivu ločimo minerale glin, organsko snov, zrnca pirita in karbonate. V enem izmed zgornjih nivojev peščenjaka se nahaja okrog 0,5 m debela plast z brahiopodom, ki ga je uvrstil Bittner v rod *Discina* (tabla 4, slika *A*).

Rudno bogastvo plasti skonca so poznali že v začetku rudarjenja v Idriji. Po starejših in novejših podatkih sodimo, da je koeficient rudonosnosti skonca daleč najvišji v idrijskem rudišču. Rudna telesa zajemajo skoraj celotno debelino horizonta (tabli 1 in 2; oznaka 11a). Njegov zgornji del je močneje oruden kot spodnji (tabla 3, sl. *F* in tabla 4, sl. *A*). Rudna telesa, dolga več 10 do 100 m, se vrste v nizih, ki so ločeni s krajšimi jalovimi conami. Večji del rudnih teles leži nad 4. obzorjem; le na območju jaška Inzaghi sežejo v ozkem pasu do 9. obzorja.

V primerjavi z rudo iz drugih litoloških enot je ruda iz skonce bolj raznovrstna. Bogata in zelo bogata ruda sta zastopani z jetrenko, opekovko, plastovito rudo, jeklenko in koralno rudo. Najpomembnejši rudni mineral je povsod cinabarit. Siromašna ruda nima posebnih imen; lahko je slabo orudeni glinasti bituminozni skrilavec, bituminozni radiolarit ali bituminozni peščenjak. Cinabarit se nahaja tudi v antracitu.

V srednjem in zgornjem nivoju orudenih plasti skonce najdemo povsod kapljice samorodnega živega srebra.

Jetrenka je najbolj pogostna bogata ruda. Vsebuje do 65 % Hg. Gre za orudeni glinasti bituminozni skrilavec in za orudeni bituminozni radiolarit. Pri tektonskih premikih se je ruda drobila in luščila v ploščice ter nepravilne, pogosto kot pest velike leče. Ploščice in leče so zaradi medplastovnih premikov drsele druga ob drugi. Njihove drsne ploskve prekrivajo razmaz bitumena in tanke opne cinabarita, zato se svetijo v jetrno rdeči barvi; odtod ime jetrenka. Drsne ploskve pogosto kažejo med seboj vzporedne tanke raze. Na svežem prelomu je jetrenka motno črna z rahlim rdečim odtenkom.

Pod mikroskopom vidimo, da je večji del cinabarita v kalcedonovih zrnih in radiolarijah (tabla 19, sl. 2). Kalcedonova zrna imajo nepravilne preseke s premerom 20 do 200 mikronov. Vsebujejo drobne vključke cinabarita, ki merijo 1 do 10 mikronov. Pri navzkrižnih nikolih kažejo kalcedonova zrna s cinabaritnimi vključki rdeče notranje reflekse po vsej površini. V radiolarijah je cinabarit ponekod le v lupini, drugje sledi organski strukturi. To je vzrok, da leže sulfidni vključki v koncentričnih krogih, ali pa zapolnjuje cinabarit notranji del mikrofosila, kjer je bila prvotno plazma (tabla 19, sl. 3).

Kremenova zrna so povečini brez cinabarita. Zelo redko najdemo cinabarit v njegovih razpokah. Colbertaldo in Slavikova (1961) sicer navajata, da vsebujejo zaobljena kremenova zrna iz skonce impregnacije cinabarita, kar naj bi dokazovala tudi slika 3 na tabli 2. Na sliki res vidimo dve zrni z okroglim presekom, ki vsebujeta vključke cinabarita. Sodeč po obliki njunega robu in razvrstitvi cinabaritnih vključkov, pa menimo, da gre za orudeni radiolariji.

V vezivu orudenega glinastega bituminoznega skrilavca in bituminoznega radiolarita ni opaziti cinabarita. Zasledimo le zrnca pirita in ponekod markazita s premeri okrog 30 mikronov; nekatera zrnca so ksenomorfna, druga razločno idiomorfna. Tu in tam se lepo ohranjene »orudene bakterije« združujejo v kolonije.

Jetrenko sečejo v raznih smereh starejše in mlajše razpoke. Starejše so zapolnjene z organsko snovjo, najbolj verjetno idrijalinom, poleg tega s cinabaritom, kremenom in redko s kalcitom. Tako so nastale žilice, široke 10 do 200 mikronov in dolge do 5 cm. Med njimi so najbolj pogostne žilice s cinabaritom in idrijalinom, nekatere pa so zapolnjene s cinabaritom in kremenom ali z vsemi tremi komponentami. Žilni cinabarit ima pogosto progasto strukturo, ki je posebno razločna pri navzkrižnih nikolih.

Struktura žilic je različna celo v istem kosu rude. Nekatere so simetrične, v sredini je idrijalin in ob robovih cinabarit, ali pa v sredini cinabarit in ob robovih kremen; drugje je v sredini idrijalin, sledi cinabarit in nato kremen. Najdemo še nesimetrične in brečaste žilice. Po razvrstitvi sestavin v simetričnih in nesimetričnih žilicah bi lahko prišli do napačnega sklepa, da je idrijalin najmlajši in kremen najstarejši. Prav brečaste žilice pa nam nudijo prepričljiv dokaz, da je najstarejši idrijalin, sledil mu je cinabarit in kot najmlajši kremen. Večkrat namreč opazimo, da veže kremen tako idrijalinove kakor tudi cinabaritne drobce. Omenimo naj še, da se vrašča v simetričnih in nesimetričnih žilicah kremen med cinabaritna zrna. Pri tem kaže pogosto pravilne oblike.

Mlajše razpoke sečejo poleg omenjenih žilic še orudeni skrilavec in radiolarit. Edini mineral, ki ga zasledimo v teh razpokah, je samorodno živo srebro.

Prehod jetrenke v jalovo prikamenino je zvezen. Bogata ruda vsebuje proti skrilavcu in radiolaritu vse manj opekasto rdečih zrnc. Zato se rdeči odtenek na prelomu postopoma izgubi, na drsnih ploskvah pa so cinabaritne opne vse redkejše in tanjše. Barvo jeter zamenja temno siva ali črna barva.

O p e k o v k a. V slabo orudenem glinastem bituminoznem skrilavcu, bituminoznem radiolaritu, peščenjaku pa tudi v jetrenki, se ponekod v zgornjem delu skonce močno poveča količina kalcedonovih zrn z večjimi preseki. Kalcedonova zrna vsebujejo zelo pogosto cinabaritne impregnacije s premeri 1 do 30 mikronov, le redko tudi več (tabla 20, sl. 1). Količina orudenih kalcedonovih zrn je tolikšna, da se med seboj pogosto dotikajo. Poleg tega se jim večkrat pridružujejo orudene radiolarije in zato je glinastega bituminoznega veziva zelo malo. Makroskopsko je takšna ruda opekasto rdeča; odtod ime.

Kremenova in plagioklazova zrna, ki dopolnjujejo mineralno sestavo opekovke, so brez cinabaritnih vključkov, čeprav leže neposredno ob orudenih kalcedonovih zrnih. Izjemoma najdemo cinabarit le v razpokah kremena ali plagioklazov.

Opekasto rdečo cinabaritno rudo najdemo v konkordantnih polah in manjših lečah. Njene meje s siromašno rudo in jetrenko so navadno ostre. Kjer je bila opekovka pri tektonskih premikih zdrobljena, nahajamo cinabarit tudi v vezivu med orudenimi kalcedonovimi zrni. Poleg tega je kristaliziral cinabarit v porah, redkeje pa tudi v tankih žilicah, kjer ga pogosto spremlja kremen. Cinabarit je v srednjih delih žilic, kremen pa ob robovih. Pri večji povečavi opazimo, da je kremen ob stiku s cinabaritom pogosto idiomorfen.

J e k l e n k a. Tudi v skonci predstavlja jeklenka najbogatejši različek živosrebrne rude. Leži v konkordantnih plasteh (tabla 4, sl. *A*), debelih do 0,5 m in v manjših konkordantnih lečah. Ta vrsta rude je zelo drobnozrnata in se pod udarcem kladiva rada drobi. Proti jalovemu talninskemu in krovninskemu skrilavcu in peščenjaku je ostro omejena. Na svežem prelomu in na drsnih ploskvah je svetlo jekleno siva do temno jekleno siva z rdečim odtenkom. Jekleno siva barva je posebno izrazita na poliranih ploskvah. Številni vzorci vsebujejo črne nabrane tanke pole ali luske.

Starejši raziskovalci, med njimi S c h r a u f (1891) in K r o p a č (1912) so zapisali, da vsebuje jeklenka večje količine bitumena. Verjetno so imeli pri tem v mislih prav različke iz skonce. V številnih vzorcih smo namreč našli le pomembne količine cinabarita in organsko snov; cinabaritu pripada na opazovanih poliranih površinah 30 % do 90 %, s kemično analizo pa smo ugotovili, da vsebuje jeklenka iz skonce do 79 % *Hg*. V svetlo jekleno sivem različku prevladuje cinabarit, temni različek pa vsebuje tudi znatne količine organske snovi. Verjetno gre za brezstrukturni sapropelit, vendar bi bila potrebna za točno določitev nadrobna kemična raziskava. Tudi črne pole in luske so iz iste snovi.

Cinabarit je precipitiral povečini iz koloidnih raztopin. Prevladujejo vzorci z natečno in ledvičasto obliko, ki imajo lupinasto — bolj ali manj koncentrično zgradbo (tabla 20, sl. 2). Nekatere lupine sestoje le iz cinabarita, v drugih pa se pridružuje cinabaritu tudi organska snov, zaradi katere imajo lupine slabšo odsevno sposobnost. Posamezne lupine sestoje le iz organskih snovi, v drugih pa najdemo tudi pirit (tabla 20, sl. 3), ki je nastal bolj ali manj sočasno s cinabaritom. Polja živosrebrnega sulfida s kolomorfno strukturo merijo navadno 40 do 250 mikronov. V jeklenki

so razvrščena dokaj enakomerno, obdaja pa jih organska snov, ki vsebuje tu pa tam »orudene bakterije«, drobna zrnca kremena in včasih sericit. Pri navzkrižnih nikolih vidimo, da je prvotni gel *HgS* prekristaliziral. Cinabaritna polja sestoje namreč iz 1 do 10 mikronov velikih zrnc, ki so ponekod nepravilno raztresena, drugod pa radialno razvrščena. Pod mikroskopom se pojavi temni križ, ki pri vrtenju mizice zadrži svojo obliko. Kolomorfna jeklenka predstavlja v skonci najbogatejšo rudo.

Z živim srebrom manj bogati so različki, ki vsebujejo zelo drobna zrna rudnega minerala s premerom nekaj mikronov (tabla 21, sl. 1). Pri večji povečavi vidimo, da leže sulfidna zrnca v sapropelitu. Njihova koncentracija se pravokotno na plast spreminja. Ponekod jim pripada 60 % do 85 % opazovane površine, drugod 30 % do 60 %, izjemoma tudi manj.

Pogosto opazimo tanke pole in drobne leče sapropelita, ki so povsem jalove, ali pa vsebujejo le nekaj odstotkov zelo drobnozrnatega cinabarita. Pole in leče sapropelita so navadno konkordantno vložene v bogate dele jeklenke (tabla 7, sl. 2). Nabranost jeklenke dokazuje, da je morala biti ruda v času tektonskih premikov polplastična. Poleg HgS najdemo v sapropelitu še zrnca kremena, lističe sericita, »orudene bakterije« in drobce mikrofosilov. Živosrebrni sulfid je neenakomerno razpršen, tvori pa tudi tanke nabrane opne (tabla 21, sl. 2). Meja med jeklenko, v kateri prevladujejo zrnca cinabarita, ter polami in lečami sapropelita z manjšo količino sulfidnih zrnc ali brez njih, je ponekod ostra, drugod zabrisana. Tu in tam opazimo postopen prehod jeklenke z drobnimi cinabaritnimi zrni v jeklenko, kjer imajo cinabaritna polja kolomorfno strukturo.

Skoraj v vseh vzorcih smo našli precej velika idiomorfna zrna cinabarita, ki imajo ponekod rombične preseke. Drugod, npr. v rudnem telesu Turniš, pa imajo paličaste preseke, ki govore za prizmatski habitus s prizmo $(10\bar{1}0)$ kot najbolj razvito ploskvijo (tabla 21, sl. 3). Zrna merijo povečini 50 do 200 mikronov, dosežejo pa celo 0,6 mm. Pogosto vsebujejo vključke organske snovi in klastičnih komponent, zato menimo, da gre za idioblaste.

Jeklenko ter slabo oruden in jalov sapropelit sečejo pogosto cinabaritne žilice, debele 20 mikronov do 3 mm (tabla 7, sl. 2, tabla 21, sl. 1 in sl. 2). V nekaterih vzorcih imajo žilice isto smer, v drugih pa se sistemi žilic sečejo pod različnimi koti. Sodimo, da je cinabarit zapolnil razpoke in lasnice, ki so nastajale in se odpirale pri občasnih tektonskih premikih. Mlajše žilice so širše kot starejše, ki so ob mlajših premaknjene. Pri navzkrižnih nikolih vidimo v žilicah rekristalizirano strukturo. Cinabaritne žilice pogosto sečejo idioblaste (tabla 21, sl. 3) in je s tem njihovo starostno razmerje jasno dokazano.

Jeklenko sečejo tudi redke cinabaritno-kremenove in cinabaritno-kremenovo- kalcitne žilice (tabla 7, sl. 2), ki merijo včasih tudi več mm. V cinabaritno-kremenovih žilicah je verjetno najprej kristaliziral cinabarit in nato kremen, v cinabaritno-kremenovo-kalcitnih pa najprej kalcit, nato cinabarit in na koncu kremen.

Tektonsko zdrobljena jeklenka z večjo količino sapropelita ima drsne ploskve prekrite z razmazom organske snovi in številnimi tankimi opnami cinabarita. Ruda izgubi značilno jekleno sivo barvo in je jetrno rdeča. Zato

so takšni vzorci na oko zelo podobni jetrenki. Če upoštevamo barvo rude (Kropač, 1912), ali jakost orudenja (Pilz, 1915), jih moramo res tako imenovati. Pod mikroskopom seveda vidimo, da gre za siromašno jeklenko z drobno razpršenim cinabaritom v sapropelitu.

Koralna ruda. V idrijskem rudišču leži koralna ruda le v zgornjem delu horizonta skonce (tabla 4, sl. *A*). Gre za konkordantne leče orudenega bituminoznega peščenjaka z lupinami brahiopoda *Discina*. V literaturi nismo mogli zaslediti, kdaj je ta ruda dobila ime koralna ruda. Verjetno so prvotno domnevali, da predstavljajo brahiopodne lupine ostanke koral. Tudi pozneje se je staro ime obdržalo navzlic Bittnerjevi ugotovitvi, da gre za brahiopoda. Nekoč je vsebovala koralna ruda 1 do 10 % *Hg* (Kropač, 1912). V rudnem telesu Hangend nad 7. obzorjem pa smo sedaj našli do povprečno 40 % *Hg*.

V rudi prepoznamo najprej lupine brahiopodov (tabla 8, sl. 1), ki jih je ponekod toliko, da gre za lumakele, drugod pa jih je le malo. V nekaterih kosih rude so enakomerno razvrščene. Lupine so tu in tam prevlečene s cinabaritno opno, ki prekriva večkrat tudi njihove odtise v peščenjaku. Orudeni peščenjak vsebuje še drobna opekasto rdeča zrnca, včasih cinabaritne impregnacije in žilice, ki sečejo tudi lupine brahiopoda. Zelo pogosta komponenta je FeS_2. Njegova količina se giblje med 5 in 10 %, doseže pa v nekaterih delih plasti tudi 20 do 40 %. V prejšnjem stoletju so se nadrobno ukvarjali s kemično sestavo te rude. Vendar ne zato, ker je vsebovala živo srebro; v njej so našli namreč znatne količine forsforjevih spojin. Po zapiskih Petere (1847) naj bi bil že Berthier ugotovil fosforjeve in fluorove spojine v koralni rudi. Nato sta rudo analizirala Kletzinsky in Jahn (1870). Končno ji je določil kemično sestavo tudi Janda (1897).

Koralna ruda je bila deležna tolikšne pozornosti predvsem zato, ker vsebuje fosfor, Avstro-Ogrska pa ni imela fosfatnih nahajališč. Vendar zamisel o uporabi koralne rude za proizvodnjo superfosfata ni bila uresničena zaradi premajhnih zalog. Po letu 1900 pa je začela prihajati v vedno večjih količinah dobra fosfatna ruda iz Severne Afrike in Amerike.

Po kemični analizi je sodil Kletzinsky, da vsebuje koralna ruda železov apatit. To je do sedaj edina razlaga, v kakšni mineralni obliki naj bi nastopala fosfor in fluor. Poznejših raziskovalcev to vprašanje ni zanimalo. *Discina* gradi lupino iz kalcijevega fosfata in ne iz kalcijevega karbonata (Ramovš, 1969). Pomanjkanje karbonatov v usedlini dokazujejo tudi petrološke raziskave; v skrilavcu in peščenjaku smo našli zelo malo karbonatov.

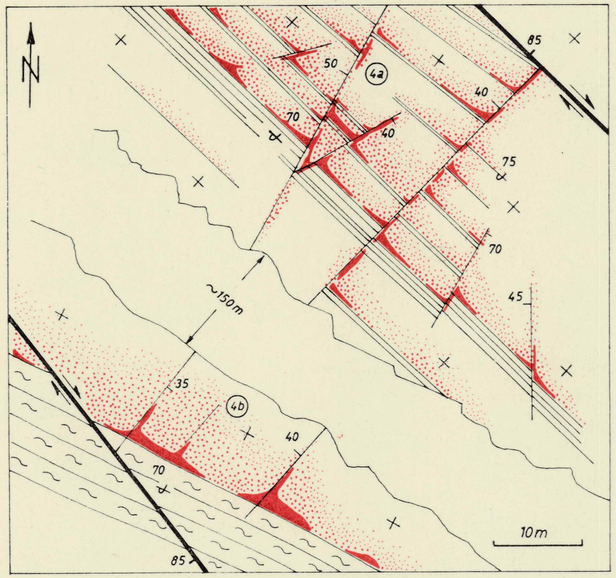
V presevni svetlobi vidimo, da sestoje lupine brahiopoda iz vzporednih plasti. Nekatere so prozorne in svetlo do temno rjave, druge so neprozorne. Prozorne plasti imajo večji lomni količnik kot kanadski balzam. Pri navzkrižnih nikolih opazimo, da je snov izotropna. Vsi ti podatki dokazujejo, da sestoji lupina brahiopoda *Discina* iz kolofona $3\,Ca_3(PO_4)_2 \cdot n\,Ca(CO_3, F_2, O)(H_2O)_x$. V odsevni svetlobi opazimo med posameznimi plastmi lupine pogosto tanko opno organske snovi.

Prve podatke o rudnomikroskopskih raziskavah koralne rude zasledimo šele pri Colbertaldu in Slavikovi (1961). Ugotovila sta ci-

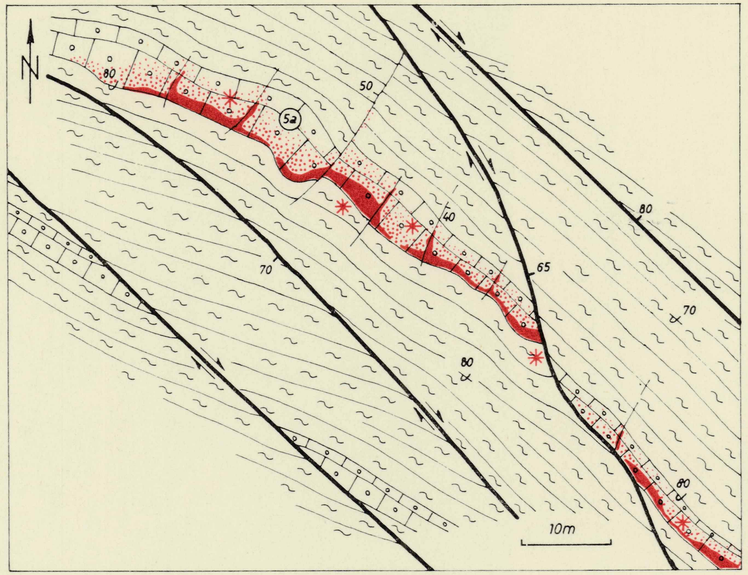
Tabla 3 – Plate 3

GEOLOŠKE KARTE NEKATERIH ZNAČILNIH RUDNIH TELES
GEOLOGIC MAPS OF SOME TYPICAL ORE BODIES

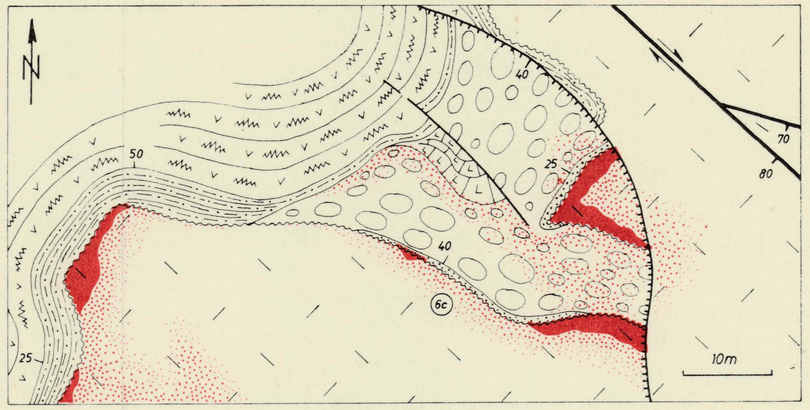
Legenda na Tablah 2 in 4 – Legend in Plates 2 and 4



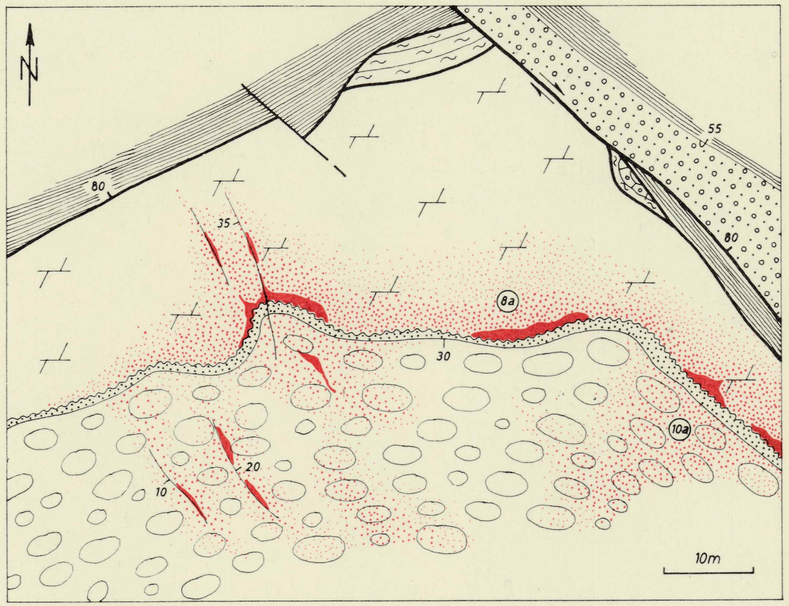
A Rudni telesi Rop (4a) in Joško (4b) na 12. obzorju
Rop (4a) and Joško (4b) ore bodies on the 12th level



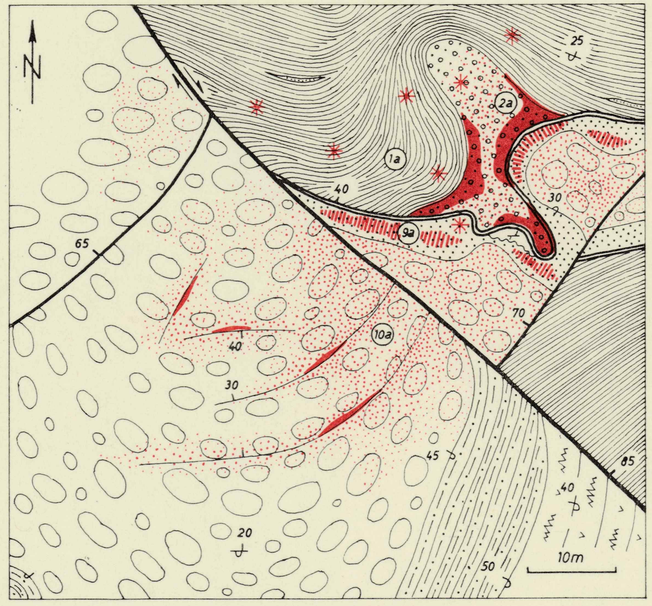
B Rudno telo Ruda (5a) nad 12. obzorjem
Ruda ore body (5a) above the 12th level



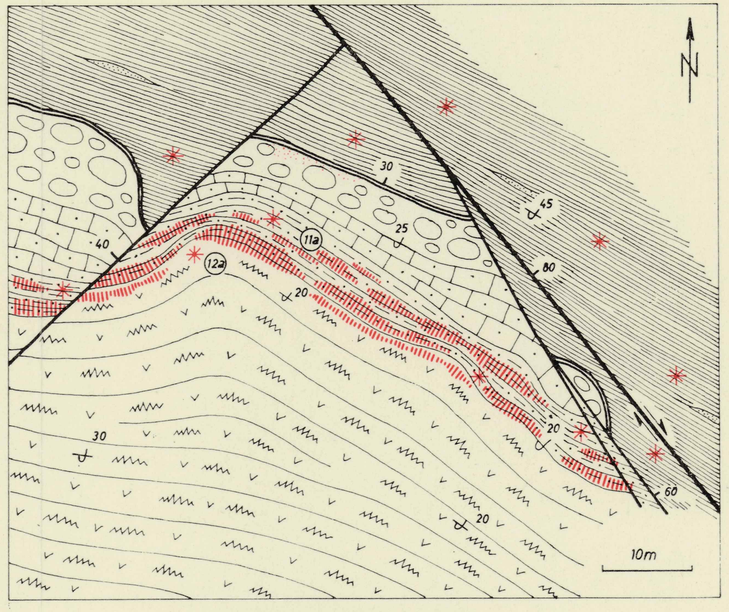
C Rudno telo Talnina (6c) nad 6. obzorjem
Talnina ore body (6c) above the 6th level



D Rudno telo Gugler (8a in 10a) nad 2. obzorjem
Gugler ore body (8a and 10a) above the 2nd level



E Rudno telo Logar (2a, 9a in 10a) nad 4. obzorjem
Logar ore body (2a, 9a and 10a) above the 4th level



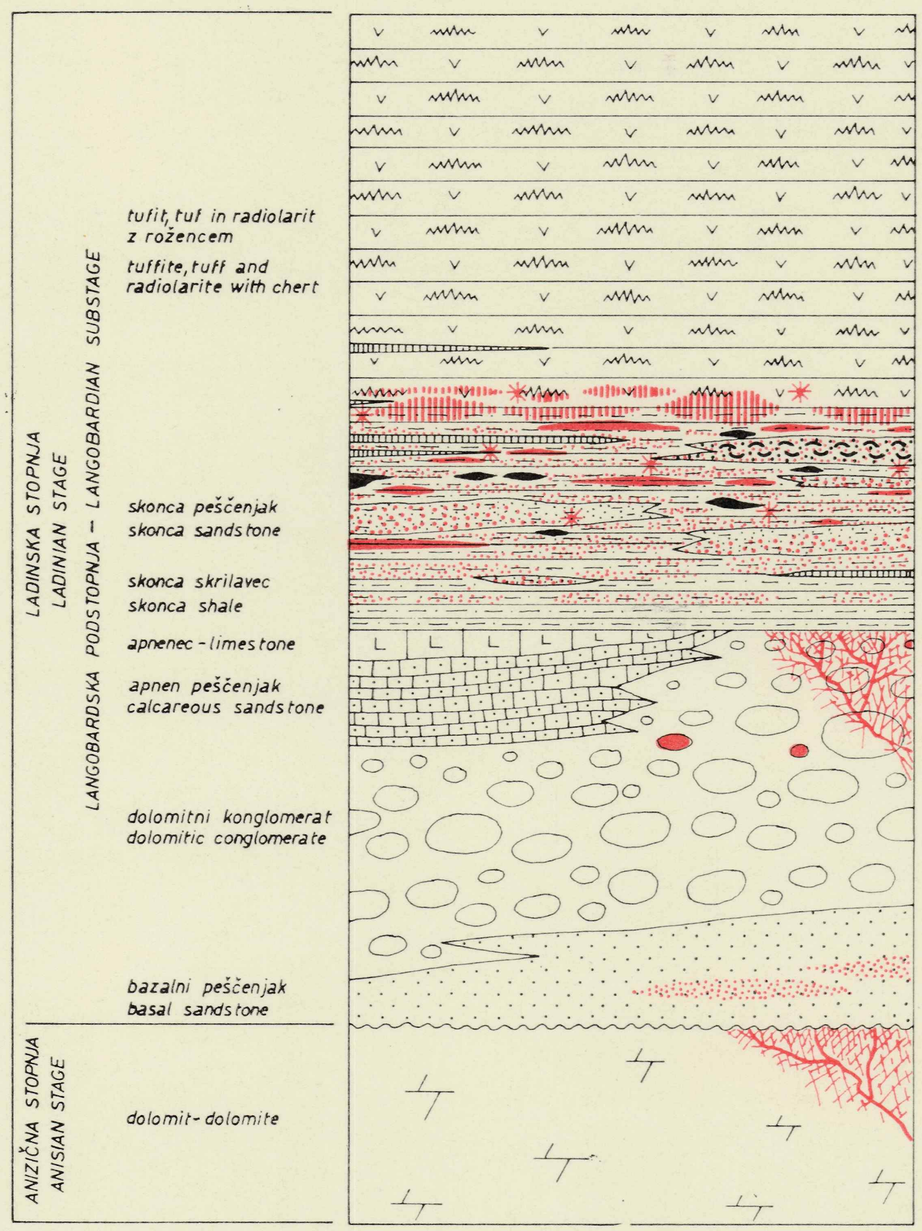
F Rudno telo Kropač (11a in 12a) nad 1. obzorjem
Kropač ore body (11a and 12a) above 1st level

A

TABLA 4 – PLATE 4

B

GEOLOŠKI PRESEK ORUDENIH LANGOBARDSKIH PLASTI
GEOLOGIC SECTION OF THE MINERALISED LANGOBARD BEDS



Jeklenka
Steel ore

Koralna ruda – Coral ore

Oruden skonca skrilavec-pretežno jetrenka
Mineralized skonca shale – predominantly liver ore

Orudeni skonca peščenjak
Mineralized skonca sandstone

Bazalni peščenjak-oruden
Basale sandstone-mineralized

Cinabarit v žilicah
Cinnabar in veinlets

Cinabaritna plastovita ruda
Cinnabarite bedded ore

Piritne pole
Pyrite sheets

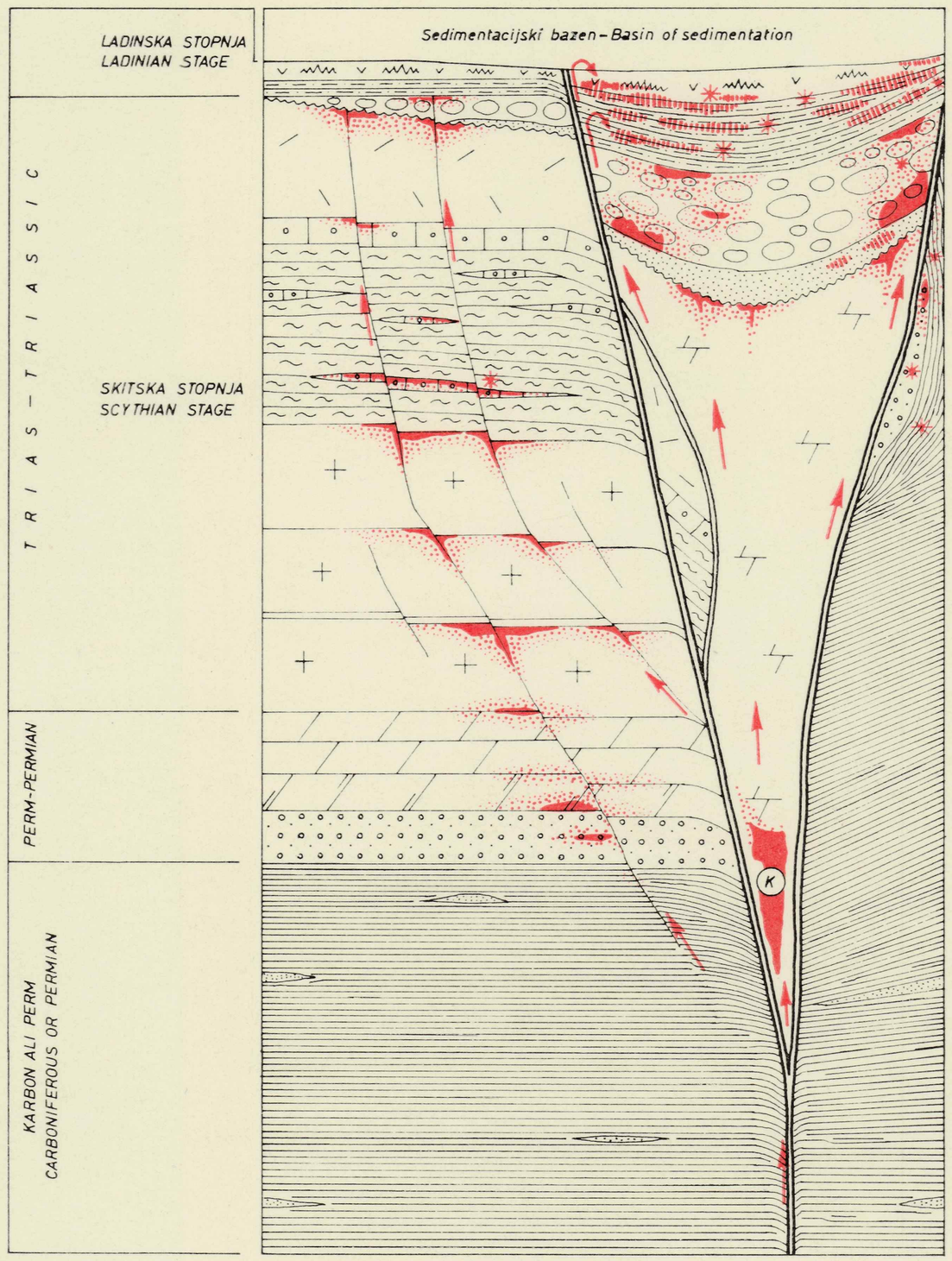
Orudeni prodniki
Mineralized pebles

Samorodno živo srebro
Native mercury

Antracit
Anthracite

5m — Približno merilo
Approximate scale

SHEMATSKI GEOLOŠKI PROFIL STRUKTURE V SREDNJI TRIADI
SKETCH SECTION SHOWING THE GEOLOGIC STRUCTURE IN MIDDLE TRIASSIC



Domnevne smeri hidrotermalnih tokov
Supposed directios of hydrothermal flows

50m — Približno merilo
Approximate scale

(K) Rudno telo Karoli
Karoli ore body

Singenetska ruda
Syngenetic ore

Epigenetska ruda
Epigenetic ore

nabarit predvsem v tankih razpokah, ki sečejo tako peščenjak kakor tudi lupine brahiopoda. Iz razpok naj bi se bil živosrebrni sulfid vrival v lupine ob stiku med plastmi. Istočasno naj bi bil cinabarit nadomeščal zrnca kremena in zapolnjeval pore peščenjaka.

Podobno kot v drugih rudah skonce tudi v koralni rudi nismo našli prelomov in razpok. Značilno za vse raziskane vzorce je, da najdemo največ cinabarita v lupinah *Discine* in v njihovi neposredni bližini. Cinabarit je v nekaterih lupinah nadomestil posamezne plasti, ki so zaradi tega nekoliko svetlejše (tabla 22, sl. 1). Pri navzkrižnih nikolih kažejo te plasti rdečkasto rjave notranje reflekse različne jakosti. To dokazuje, da je količina cinabarita v posameznih plasteh različna. Na sliki 2 (tabla 22) se kažejo plasti s cinabaritom kot različno svetle proge.

Številne lupine so razpokane, vendar se razpoke navadno ne nadaljujejo v peščenjak (tabla 23, sl. 1). To kaže tudi tabla 4, ki sta jo objavila Colbertaldo in Slavikova (1961). Nastale so pri tektonskih premikih, ki pa niso močneje deformirali koralne rude. Starejše razpoke so zapolnjene s cinabaritom (tabla 23, sl. 2), včasih kremenom in organsko snovjo, izjemoma tudi s kalcitom, mlajše pa so prazne. V nekaterih lupinah opazimo neposredno ob razpoki cinabaritne opne, ki slede stiku med posameznimi plastmi (tabla 23, sl. 1). Vprašanje je, ali so prinesle cinabarit raztopine vzdolž razpoke (ki ni zapolnjena s cinabaritom!), ali pa je bil mobiliziran iz drugih delov lupine. Pogosto najdemo živosrebrni sulfid tudi ob stiku lupine in peščenjaka, posebno na njenem konkavnem in konveksnem delu.

V koralni rudi nismo uspeli najti cinabarita v kremenovih zrnih, pač pa v kalcedonovih ter v radiolarijah in spikulah spongij. V vezivu peščenjaka smo našli cinabaritna polja s premeri 50 do 250 mikronov, ki imajo včasih celo hipidiomorfne oblike in leže vzporedno s plastovitostjo. Nekatera so nastala verjetno pri zapolnjevanju por, druga pri metasomatskih procesih, kar dokazujejo številni vključki mineralov jalovine in FeS_2. V bogatejšem različku koralne rude najdemo tudi cinabaritne žilice, ki sečejo peščenjak in lupine brahiopoda; spremljata ju kremen in organska snov.

Koralna ruda vsebuje pogosto pirit in markazit. Pirit smo našli v nekaterih lupinah brahiopoda. Njegova zrnca z okroglimi preseki so razvrščena dokaj enakomerno, ali pa leže v nizih, vzporednih s plastmi. Večji del pirita je v vezivu peščenjaka. Tu so najprej nastala drobna okrogla piritna zrnca z lupinasto zgradbo, za katera je značilna nekoliko slabša odsevna sposobnost, in »orudene bakterije«. Pozneje je okrogla zrnca in »orudene bakterije« obrastel pirit z običajno odsevno sposobnostjo. Tako so nastala nekoliko večja, toda nepravilna piritna polja. V nekaterih vzorcih je markazita prav toliko kot pirita, v drugih pa ga je manj. Najdemo ga v idiomorfnih zrnih s paličastimi preseki, ali pa v drobnih konkrecijah. V sredini konkrecij opazimo drobna ksenomorfna zrnca markazita, robovi pa sestoje iz večjih idiomorfnih zrnc, ki so radialno razvrščena. Zelo redko najdemo markazit tudi v perifernih delih piritnih polj.

P l a s t o v i t a r u d a. V plasteh skonce je B e r c e (1958) našel vložke peščenjaka s cinabaritnim vezivom, ki so jih ločili slabo orudeni ali celo jalovi vložki, debeli 0,2 do 2 in več centimetrov. Do orudenja po plasteh

naj bi bilo prišlo zaradi selektivne metasomatoze karbonatnega veziva s cinabaritom. To vrsto rude je imenoval plastovita ruda.

S sedanjimi raziskavami nismo našli plastovite rude, v kateri bi bil cinabarit metasomatsko nadomestil karbonatno vezivo. Večkrat pa smo naleteli na rudo s plastovito teksturo. Takšne teksture imajo nekatere plasti orudenega peščenjaka in glinastega skrilavca v zgornjem delu skonce, posebno v bližini njenega stika s krovninskimi plastmi. Rudo grade svetlo rdeče do sivkasto rdeče konkordantne pole, ki merijo 5 mm do 2 cm. Z njimi se zaporedoma menjavajo temno sive in črne pole peščenjaka ter glinastega skrilavca. V peščenjaku je prehod med polami različne barve zvezen, v skrilavcu pa so rdeče pole povečini ostro omejene.

Z mikroskopsko raziskavo smo ugotovili, da povzročajo rdečo barvo kalcedonsko-cinabaritna zrna, ki se niti po velikosti niti po obliki ne razlikujejo od podobnih zrnc v jetrenki in opekovki. Edina razlika je v tem, da vsebujejo kalcedonsko-cinabaritna zrna v plastoviti rudi nekoliko več drobnih piritnih zrnc. V manjši količini zasledimo tudi orudene radiolarije. Tu in tam opazujemo cinabaritna zrna, ki bi utegnila nastati pri popolnem nadomeščanju kalcita ali kakega drugega karbonata. Količina tega cinabarita pa je v primerjavi s količino cinabarita v kalcedonovih zrnih tako majhna, da izključujemo možnost nastanka plastovite rude zaradi selektivne metasomatoze. Odtenek rdeče barve je odvisen le od koncentracije kalcedonsko-cinabaritnih zrnc. Svetlo rdeče pole jih vsebujejo več, sivkasto rdeče pa manj.

Plastovita ruda vsebuje pogosto drobce pirita, včasih markazita, kadar gre za orudeni glinasti skrilavec pa tudi lepo razvite »orudene bakterije« (tabla 23, sl. 3), ki so tu in tam delno nadomeščene s cinabaritom (tabla 24, sl. 1). Drobci pirita imajo ravne meje in ostre robove (tabla 24, sl. 2), njihovi premeri pa se spreminjajo od nekaj mikronov do 0,7 mm. Pri večji povečavi opazimo v drobcih ozke lamele (tabla 24, sl. 3), kakršnih v piritu iz drugih litoloških členov idrijskega rudišča nismo našli. Nekateri drobci kažejo le eno lamelo, drugi dve, med seboj bolj ali manj pravokotni, ali celo tri, ki se sečejo pod kotom približno 60^0. Lamele so torej vzporedne ploskvam kocke. Njihov nastanek nam zaenkrat ni jasen, domnevamo pa, da so nastale pri skeletasti rasti piritnih zrn. Drobci pirita nastopajo v polah kalcedonsko-cinabaritnih zrn, ali pa grade lastne pole; slednje vsebujejo 10 do 70 % FeS_2, v manjši količini pa včasih tudi kalcedonsko-cinabaritna zrna. »Orudene bakterije« in drobce pirita obdaja pogosto avtigeni kremen (tabla 23, sl. 3).

Na oko in pod mikroskopom vidimo v nekaterih polah neposredno pod tufitom plastovitost s postopno zrnavostjo. V spodnjem delu pole leže večja, v zgornjem pa manjša zrna. Druge orudene pole so drobno nabrane, kar je posledica polzenja rudnega sedimenta. Tu in tam opazimo prečno plastovitost in medformacijsko diskordanco. Piritne pole z več kakor 50 % sulfidnih drobcev kažejo oblike, ki so nastale skoraj gotovo pri pogrezanju v času zgodnje diageneze. Zelo lep primer smo našli v plastoviti rudi rudnega telesa Kropač na 2. medobzorju neposredno ob stiku plasti skonca s krovninskimi plastmi. Sl. 1 na tabli 9 ponazoruje, kako so se piritne pole vgreznile v mulj. Na krajih, kjer je vseboval mulj več vode

in je bil zato lažji, se je zaradi pritiska dvignil ter spodnjo piritno polo celo prebil. Druge piritne pole so le nabrane. Kalcedonsko-cinabaritne pole pa ne kažejo deformacij, ki bi nastale zaradi vgrezanja. Ista slika kaže tudi dve razpoki, ob katerih je prišlo do manjših premikov. Ti dve razpoki sta zapolnjeni s cinabaritom in kremenom kakor druge v plastoviti rudi. Cinabarit nahajamo v srednjem delu žilice (tabla 25, sl. 1), kremen pa ob robovih. Pri večji povečavi vidimo, da je kremen proti cinabaritu večkrat razločno idiomorfen (tabla 25, sl. 2). Mineralno sestavo cinabaritno-kremenovih žilic dopolnjuje pogosto organska snov. V odprtih, mlajših razpokah in lasnicah najdemo le kapljice samorodnega živega srebra.

Piritne pole niso vezane le na plastovito rudo. Pogosto jih najdemo v črnem bituminoznem skrilavcu, kjer merijo navadno 1 mm do 1,3 cm. Tudi v teh polah nastopa pirit v drobcih; njihovi premeri so 10 do 40mikronov. Zrnca so torej precej manjša kakor v plastoviti cinabaritni rudi. Večji drobci kažejo pogosto tanke lamele. V polah najdemo tu in tam tudi kalcedonska in kalcedonsko-cinabaritna zrna z nepravilnimi, včasih tudi okroglimi preseki (tabla 25, sl. 3). Cinabaritni vključki so zelo drobni in jih spremljajo prav tako drobni vključki kremena. Plastovitost s postopno zrnavostjo je tudi pod mikroskopom komaj opazna. Zato pa najdemo večkrat nabrane piritne pole, ki leže med ravnimi polami (tabla 8, sl. 2). V nekaterih delih skrilavca nastopajo piritne pole posamezno, v drugih se združujejo v snope, tako da najdemo v kosu, debelem kot pest, 5 do 10 pol.

V obdajajočem skrilavcu leže osamljena idiomorfna piritna zrna brez lamel in »orudene bakterije«, ki so povečini razvrščene po plastovitosti. Ponekod je rabila »orudena bakterija« kot jedro za idiomorfno piritno zrno.

O r u d e n i a n t r a c i t. V srednjem in zgornjem delu horizonta skonca (tabla 4. sl. *A*) so tudi antracitne leče, ki merijo običajno nekaj milimetrov do več decimetrov. Antracit ima steklen sijaj, črno razo in školjkast prelom. Večkrat vsebuje tanke drobnozrnate motne proge in nepravilne vključke z rdečkastim odtenkom. Po J a n d i (1892) vsebuje 13 % pepela.

Pod rudnim mikroskopom ima relativno močno odsevno sposobnost, vendar je slabo anizotropen. Prevladuje karbonizirani ksilem, ki kaže ponekod sploščene, med seboj vzporedne lumene celic. Lumeni so večkrat zapolnjeni s cinabaritom, ki tvori v antracitu drobne impregnacije (tabla 26, sl. 1), ali pa zapolnjuje razpoke in lasnice.

Motne proge in vključki sestoje iz karboniziranega humusnega detritusa, ki vsebuje tudi zrnca kremena, plagioklazov, kalcedona in pirita, lističe sericita in drobce brahiopodnih lupin. Značilno je, da najdemo cinabaritne impregnacije le v kalcedonskih zrnih (tabla 26, sl. 2) in v lupinah brahiopodov. Humusni detritus z anorganskimi komponentami, sedaj spremenjen v antracit, je tvoril prvotno konkordantne pole in leče. Pozneje je bil zaradi tektonskih premikov vgneten med drobce in kose ksilema.

S i r o m a š n a r u d a. Poleg različnih vrst bogate rude odkopavamo v skonci tudi siromašno rudo, ki vsebuje manj kakor 1 % Hg. Najpogosteje najdemo siromašno rudo tam, kjer prehaja jetrenka ali plastovita ruda

v jalov bituminozni skrilavec in peščenjak. Poleg tega pa gradi ta ruda samostojne konkordantne plasti in leče. V obeh primerih jo ločimo od bogate rude makroskopsko po tem, da vsebuje neprimerno manj opekasto rdečih zrnc in redke tanke cinabaritne žilice. Živosrebrnemu sulfidu se pridružuje ponekod kremen, drugod organska snov. Drsne ploskve kažejo le tu in tam tanke cinabaritne opne.

Pod mikroskopom smo ugotovili, da se nahaja večji del cinabarita v kalcedonsko-cinabaritnih zrnih in v radiolarijah. Zrna so ponekod raztresena, drugod zbrana v tankih polah (tabla 26, sl. 3) in lečah; večja zrna leže navadno vzporedno s plastovitostjo. Tu in tam smo našli v peščenjaku drobne impregnacije cinabarita. Nekatere so brez kakršnihkoli vključkov; živosrebrni sulfid je enostavno zapolnil nepravilne pore. Druge impregnacije vsebujejo vključke jalovih mineralov in so verjetno nastale pri metasomatskih procesih.

Piritu pripada v siromašni rudi le nekaj odstotkov. Večkrat najdemo »orudene bakterije«, ki so tu in tam zdrobljene in leže v kamenini le 0,5 do 1 mikron velika enako razvita piritna zrnca. Poleg tega opazimo tudi bolj ali manj idiomorfna piritna zrnca s premeri, ki navadno ne presežejo 50 mikronov.

Langobardski tufit, tuf in radiolarit z rožencem

Najmlajše langobardske plasti so piroklastične in kalcedonske sedimentne kamenine. Leže konkordantno na skladih skonca ter dosežejo debelino do 80 m.

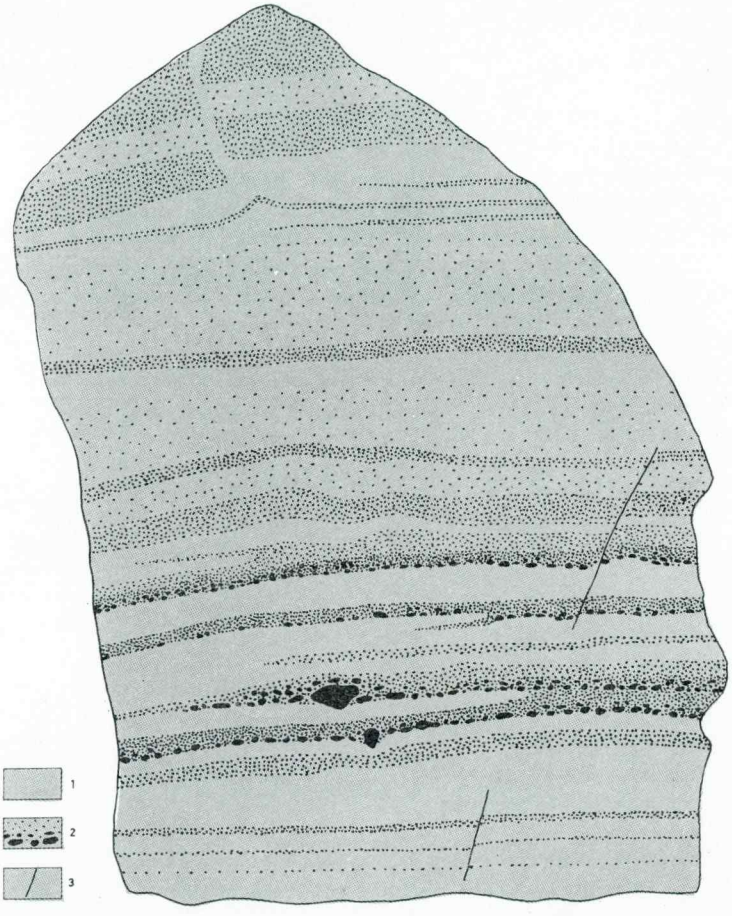
Neposredno na črnem skrilavcu skonca nahajamo plasti tufita, ki vsebujejo pole tufa, radiolarita ter sivega in črnega roženca. Sivi, sivkasto zeleni in zeleni tufit je navadno drobnozrnat. Sestoji iz drobcev kremena, plagioklazov, zrnc kalcedona in lističev sericita. V vezivu opazimo drobna zrnca kalcedona in pirit, redka zrna karbonatov, klorit in illit (?). Strmoletova je določila s pomočjo faznega kontrasta v enem izmed raziskanih vzorcev tudi nekaj odstotkov montmorillonita in v sledovih halloysit. Sivi srednjezrnati tuf sestoji večidel iz plagioklazov in kremena.

V srednjem in zgornjem delu teh skladov se poveča količina radiolarita. Kamenina je siva in sivkasto zelena, zelo drobnozrnata ter v primerjavi s piroklastičnimi kameninami precej bolj jedra. V njej prevladujejejo radiolarije (tabla 27, sl. 1) iz kalcedona, tu in tam opazimo zrnca kremena in plagioklazov ter lističe sericita. V vezivu prevladujejo drobna zrnca kalcedona, opazimo pa še minerale glin in zrnca karbonatov. Radiolarit vsebuje tudi nekaj odstotkov pirita; gre za zelo drobna idiomorfna zrnca, ki imajo izometrične preseke in so enakomerno razvrščena.

Kropač (1912) navaja Jandine podatke o kemični sestavi najmlajših langobardskih plasti s 1. in 4. obzorja severozahodnega dela ter s 6. obzorja jugovzhodnega dela jame. Navzlic nepopolnim analizam sodimo, da ustrezajo manjše vrednosti kremenice ter večje vrednosti glinice in karbonatov verjetno tufitu, večje vrednosti kremenice ter manjše vrednosti glinice in karbonatov pa radiolaritu.

Rudna telesa se nahajajo le v spodnjem delu teh skladov (tabla 1, 2, 3, slika *F* in tabla 4; oznaka 12 a), vendar ne povsod. V danes dostopnih delih rudišča smo jih našli samo nad 2. obzorjem. Koeficient orudenja je zaradi tega zelo nizek. Poudariti pa moramo, da gre povečini za bogato rudo.

Tufit vsebuje rudo le na krajih, kjer so orudene tudi talninske plasti skonca. Navadno odkopavamo v istem rudnem telesu rudo iz skonce in iz tufita. Takšen primer nam nudijo rudna telesa Kropač (tabla 3, slika *F*), Ziljska in Viler. Podobno kakor v skonci tudi v tufitu orudenje ni vezano na prelome in razpoke, temveč gre za dva konkordantna rudonosna



Sl. 2. Živosrebrna ruda iz rudnega telesa Kropač kaže plastovitost s postopno zrnavostjo. ½ naravne velikosti

1 tufit, *2* cinabaritno-kalcedonska zrna, *3* cinabaritno-kremenova žilica

Fig. 2. Mercury ore from Kropač ore body showing graded bedding. ½ natural size

1 Tuffite, *2* Cinnabar-chalcedony grains, *3* Cinnabar-quartz veinlet

horizonta (tabla 4, sl. *A*). Prvi se nahaja ob stiku s plastmi skonca in doseže debelino 1,5 m. Ta vsebuje bogato rudo. Posebno močne koncentracije *HgS* najdemo neposredno nad skonco. Približno 0,5 do 1,5 m nad prvim se nahaja drugi rudonosni horizont, ki doseže debelino pol metra, in vsebuje siromašno rudo.

V spodnjem rudonosnem horizontu ima živosrebrna ruda izrazito plastovito teksturo. Tufit vsebuje namreč številne opekasto rdeče, sivkasto rdeče in zelenkasto rdeče konkordantne rudne pole, debele 1 mm do 5 cm (tabla 9, sl. 2).

Največ živosrebrnega sulfida najdemo v kalcedonovih zrnih. Ta so opekasto rdeča, imajo navadno podolgovat presek, merijo 10 mikronov do 8 mm in so koncentrirana po plastovitosti. V nekaterih polah najdemo le sorazmerno majhna, bolj ali manj enako velika cinabaritno-kalcedonska zrna, druge pa vsebujejo zrna različnih velikosti, ki so razvrščena tako, da se kaže plastovitost s postopno zrnavostjo (sl. 2 med tekstom).

Barva rudnih pol je podobno kakor v plastoviti rudi skonce odvisna od števila cinabaritno-kalcedonskih zrn. Tufitne pole, v katerih ta zrna prevladujejo, so opekasto rdeče; v tem primeru gre za opekovko. V sivkasto rdečih in zelenkasto rdečih polah pa je več piroklastičnih in klastičnih komponent.

Vključki cinabarita so vpršeni v kalcedonovih zrnih dokaj enakomerno ter merijo povečini 1 do 10 mikronov (tabla 27, sl. 2). Zaradi sulfidnih vključkov imajo kalcedonova zrna pri navzkrižnih nikolih značilne rdeče notranje reflekse. Poleg cinabarita najdemo v teh zrnih le še drobne vključke pirita. Po sestavi se torej kalcedonsko-cinabaritna zrna iz tufita ne razlikujejo od podobnih zrn iz skonce.

V nasprotju s kalcedonovimi, so kremenova in plagioklazova zrna brez cinabaritnih in piritnih vključkov. Zanimivo je, da smo našli številna kremenova in plagioklazova zrna celo obdana s kalcedonom, ki vsebujejo cinabarit (tabla 27, sl. 3). Toda tudi v takšnih primerih so klastična in piroklastična zrna jalova. Omenili smo, da vsebuje tufit nekaj karbonatnih zrn, vendar nismo opazili, da bi bila ta zrna nadomeščena s cinabaritom. Prav tako smo zastonj iskali polja cinabarita v vezivu.

Kalcedonsko-cinabaritnim zrnom se pogosto pridružujejo orudene radiolarije, včasih tudi orudene iglice spongij. V nekaterih polah so orudene radiolarije celo pogostejše kakor kalcedonsko-cinabaritna zrna (tabla 28, sl. 1). Radiolarije vsebujejo različne količine cinabarita. V nekaterih zasledimo le posamezne vključke, drugod pa je cinabarita več kakor kalcedonskega skeleta. Pri večji povečavi vidimo, da so razvrščeni vključki živosrebrnega sulfida po strukturi mikrofosilov (tabla 28, sl. 2).

Nekaj cinabarita se nahaja tudi v tankih cinabaritno-kremenovih in cinabaritnih žilicah, ki so bolj ali manj pravokotne na plastovitost. Najdemo jih v orudenih polah, tu in tam pa se iz pol širijo tudi v jalove plasti. Cinabaritno-kremenove žilice so navadno simetrične. V sredini je cinabarit (tabla 28, sl. 3), ki kaže pri navzkrižnih nikolih zelo pogosto progasto strukturo. Ploščata zrnca rudnega minerala so v posameznih žilicah med seboj vzporedna, vendar je njihova lega v različnih žilicah različna. Obrobni deli žilic pripadajo kremenu, ki sledi večkrat tudi stiku

med ploščatimi zrni cinabarita. V zdrobljenih cinabaritno-kremenovih in cinabaritnih žilicah ter v razpokah opazimo pogosto samorodno živo srebro.

Ruda zgornjega horizonta je rdečkasto zelena. Kalcedonsko-cinabaritna zrna so v povprečju manjša kakor v spodnjem horizontu; njihov premer le redko preseže 250 mikronov. Zato je plastovitost s postopno zrnavostjo opazna le ponekod; plastovita tekstura je manj razločna. Cinabaritno-kremenove žilice so zelo tanke in redke. Samorodnega živega srebra je malo. Proti jalovi krovnini in talnini se količina kalcedonsko-cinabaritnih zrnc postopoma zmanjšuje. Zaradi tega je prehod siromašne rude v prikamenino postopen.

V jalovem tufitu med obema rudonosnima horizontoma najdemo ponekod do 3 cm debelo konkordantno piritno-markazitno polo, ki je tu in tam nabrana in pretrgana. V srednjem delu te pole prevladujejo drobna izometrična zrna pirita s premeri okrog 15 mikronov, v zgornjem in spodnjem pa markazit. Zrna markazita so ob piritu zelo drobna in ksenomorfna, proti tufitu pa so vedno večja in imajo pravilnejše preseke. Ob robovih pole najdemo povprečno 0,7 mm velika zrna s paličastimi preseki. Na krajih, kjer je prišlo do medplastovnih premikov, so obrobna zrna markazita zdrobljena, njihovi drobci pa leže v obdajajočem jih tufitu.

Cordevolski dolomit in apnenec

V mlečno belem zrnatem dolomitu (tabli 1 in 2; oznaka 13 a) in črnem plastovitem apnencu cordevolske starosti (tabli 1 in 2; oznaka 14 a) poznamo siromašno cinabaritno orudenje kot zapolnitev razpok le v Antonijevem rovu. Javlja se v komaj nekaj metrov široki coni tik pod karbonskim skrilavcem (M l a k a r , 1967, sl. 5).

Cordevolske plasti so v idrijskem rudišču najmlajši orudeni stratigrafski horizont. Koeficient rudonosnosti teh skladov je zelo nizek.

Nastanek rudišča

Sedanje raziskave potrjujejo mišljenje G r ö g e r j a (1876), S c h r a u f a (1891), K r o p a č a (1912), B e r c e t a (1958) in M l a k a r j a (1967), da je rudišče triadne starosti. Še več, uspelo nam je dokazati, da je nastalo rudišče v srednji triadi, in sicer v langobardski podstopnji. Upoštevajoč položaj in debelino zgornjepaleozojskih in triadnih skladov v času nastajanja rudišča pridemo do sklepa, da je bila njegova prvotna višina okrog 600 m (tabla 4 B). Bercetova cenitev te višine na 100 do 150 m je vsekakor prenizka.

V rudišču Stemboat Springs (Nevada) sega cinabarit le do globine 18 m, v rudišču Sulphur Bank (Kalifornija) pa največ do globine 100 m (White, 1967). Drugod so ugotovili pomembnejšo vertikalno razsežnost živosrebrne rude. V Nikitovki (SSSR) znaša 1800 m do 2000 m (B o l' š a k o v in drugi, 1969) v nekaterih Hg-Sb rudiščih Južne Ferganije (SSSR) pa 1500 do 2500 m (F e d o r č u k , 1964). Idrija je torej po prvotni višini orudenja nekje v sredini.

V načinu orudenja so posebno očitne razlike med zgornjepaleozojskimi, skitskimi in anizičnimi plastmi z ene, ter langobardskimi plastmi z druge strani.

Poglejmo najprej pri kakšnih pogojih so nastali živosrebrni minerali v zgornjepaleozojskih, skitskih in anizičnih plasteh. Makroskopske in mikroskopske raziskave kažejo, da je zapolnil cinabarit pore v zgornjepaleozojskih klastičnih usedlinah, predvsem pa razpoke in pore v triadnih karbonatnih kameninah. Poudariti moramo, da je nastal del živosrebrnega sulfida pri metasomatskih procesih. To dokazuje, da je kristaliziral cinabarit iz hidrotermalnih raztopin. Tako so razlagali njegov nastanek v celotnem rudišču Meier (1868), Schrauf (1891), Berce (1958) idr. Živo srebro je bilo prineseno najbolj verjetno v obliki HgS_2^{2-}. Na to kažejo raziskave Krauskopfa (1951) in Tunella (1970). Tudi prisotnost kalcita, dolomita in ponekod kremena dokazuje kristalizacijo *HgS* iz hidroterm.

V omenjenih plasteh nismo našli kaolinita, dikita, illita in montmorillonita, ki so indikatorji slabo kislih in nevtralnih raztopin (White, 1967), medtem ko predstavlja barit mineraloško redkost. Zato sklepamo, da je kristaliziral cinabarit iz alkalnih raztopin. To potrjuje tudi nadomeščanje kremenovih zrnc s cinabaritom.

Hidrotermalnih sprememb, ki bi vsaj približno označevale temperaturo nastanka, nismo opazili. Prav tako nismo našli mineralov, ki bi rabili kot geološki termometri. Značilno pa je, da apnenec v rudišču ni prekristaliziral, kar dokazuje sorazmerno nizke temperature hidrotermalnih raztopin. Upoštevajoč laboratorijske raziskave ameriških in sovjetskih geologov sodimo, da so nastali prvotni živosrebrni minerali pri temperaturi 100° do 200° (Dickson in Tunell 1959; Tunell, 1970; Fedorčuk idr., 1963 in Merlič, 1963).

Samorodno živo srebro najdemo v glavnem v treh območjih rudišča (tabla 1). V njegovem spodnjem in srednjem delu nastopa samorodno živo srebro ponekod v spodnjeskitskem skrilavcu in v lečah oolitnega apnenca. V srednjem nivoju rudišča je pogostno samorodno živo srebro v območju Talnine v karbonskem in spodnjeskitskem skrilavcu, grödenskem peščenjaku in ponekod v gornjeskitskem dolomitu. V zgornjih delih rudišča je mnogo samorodnega živega srebra v plasteh skonca, spodnjem delu tufita in tufa, ponekod v bogato orudenem langobardskem konglomeratu, predvsem pa v karbonskem glinastem skrilavcu.

O nastanku samorodnega živega srebra v Idriji so pisali Schrauf (1891), Kropač (1912) in Berce (1958). Novejših podatkov nimamo, ker ustrezne raziskave še niso končane. Zaenkrat se lahko opiramo le na lego rudnih teles s samorodnim živim srebrom in v manjši meri na odnose z drugimi minerali. Vendar so ti podatki premalo zanesljivi, da bi mogli reči več kot to, da je samorodno živo srebro ponekod primarnega, drugod sekundarnega nastanka.

Glede metacinabarita so mikroskopske raziskave pokazale, da je ponekod res mlajši od cinabarita, kar je trdil že Schrauf (1891). Vendar smo našli primere, ko je metacinabarit starejši in se nahaja v sredini skupka, ki ga obdaja cinabarit. Še več, našli smo celo vzorce, v katerih

si izmenoma slede lupine metacinabarita in cinabarita. Nekatere lupine cinabarita sestoje iz zelo drobnih zrnc, ki so nastala pri prekristalizaciji sulfidnega gela. Vse to dokazuje, da so se pogoji nastanka omenjenih skupkov naglo spreminjali. Zato je bolj verjetno, da so nastale te tvorbe iz hidrotermalnih raztopin; pri višji temperaturi je kristaliziral metacinabarit, pri nižji, delno tudi iz zasičenih raztopin, pa je precipitiral cinabarit.

Iz razloženega povzamemo, da so prinašale živo srebro v rudišče sorazmerno nizkotemperaturne raztopine. Prihajale so najprej skozi karbonski skrilavec z lečami peščenjaka (tabla 4, sl. *B*). Ti kamenini zaradi petrografske sestave v večji globini nista bili dovzetni za orudenje. Šele nekaj 100 m pod nekdanjim površjem so bili vzdolž tektonskega stika s triadnimi plastmi ugodnejši pogoji za nastanek rude tudi v teh skladih. Skrilavec je vseboval diagenetska zrna, predvsem pa leče in gomolje pirita. Večji del cinabarita je nastal prav pri nadomeščanju pirita. To dokazujejo cinabaritno-piritni gomolji in leče ter korodirani vključki pirita v cinabaritnih poljih. Najbogatejša živosrebrna ruda je bila v piritnem telesu Karoli, ki je vsebovala celo jeklenko.

Tudi grödenski peščenjak ni ustrezal za nastanek rude. Oruden je le ob srednjetriadnih prelomih (rudno telo Logar), kjer je bil zelo zdrobljen in močneje porozen. Menimo, da je začel kristalizirati cinabarit najprej v razpokah in porah, nato pa je nadomeščal tudi drobnozrnato vezivo, ki je vsebovalo ponekod več karbonatov pa tudi pirit. Raztopine so bile v spodnjem delu rudišča, npr. v območju rudnega telesa Grübler, kemično dokaj aktivne. To sklepamo po nadomeščanju kremena s cinabaritom, česar v zgornjem delu rudišča ni opaziti.

V zgornjepermskem dolomitu so bili ugodnejši pogoji za nastanek živosrebrne rude. Kamenina je bila nekoliko porozna že zaradi diagenetske dolomitizacije, poleg tega pa je bila pri tektonskih premikih močneje zdrobljena. Upoštevati moramo nadalje, da so karbonatno kamenino hidrotermalne raztopine tudi laže nadomeščale. Zelo verjetno je imela tudi bituminozna primes kamenine za odlaganje *HgS* pomembno vlogo. Ploščata rudna telesa so nastala v glavnem vzdolž litoloških kontaktov, skrilavi vložki pa so predstavljali lokalne ekrane. V sivem in črnem dolomitu so nastale karbonatne žilice že pred orudenjem. Seveda sta kristalizirala dolomit in kalcit tudi iz hidrotermalnih raztopin. V manjši količini jima je sledil kremen, ki je povzročil ponekod tudi slabšo silifikacijo. V paragenezi je najmlajši cinabarit. Skupaj z dolomitom in kalcitom je zapolnil razpoke in pore, poleg tega pa je karbonatno kamenino tudi nadomeščal. Jeklenko najdemo v žilah in nepravilnih lečah, ki so nastale pri metasomatozi.

Hidrotermalne raztopine so nato prehajale vzdolž prelomov in razpok v spodnjeskitski dolomit, ki so ga prizadeli tektonski premiki v enaki meri kot zgornjepermskega. Vendar je vseboval spodnjeskitski dolomit precej več klastičnih komponent, zato metasomatski procesi niso bili tako uspešni. Bolj ali manj ploščata rudna telesa so nastala v glavnem pod peščenodolomitnimi plastmi in pod krovninskim sljudnatim skrilavcem. Najbogatejšo rudo predstavlja jeklenka, za katero so značilne gelske strukture. Nastala je tako, da je precipitiral cinabarit iz koloidnih raztopin predvsem

v razpokah, ali pa je *HgS* nadomeščal prikamenino. Pogosto jo spremljajo organske snovi, med njimi tudi idrijalin.

Za heterogeno zaporedje sljudnatega skrilavca, meljevca in leč oolitnega apnenca je značilen zelo nizek koeficient rudonosnosti. Razumljivo je, da se v skrilavcu in meljevcu metasomatski procesi niso mogli razviti. Cinabarit najdemo zavoljo tega le tu in tam v tankih žilicah in drobnih impregnacijah. Zelo ugodni pogoji za rudo pa so bili v ležah oolitnega apnenca. Bogato in zelo bogato rudo z jeklenko najdemo v zgornjem delu posameznih leč oolitnega apnenca, in sicer ob srednjetriadnih prelomih in razpokah, ter pod krovninskim skrilavcem. Največji del cinabarita je nastal pri metasomatskih procesih. Najdemo ga v nepravilnih poljih, v idioblastih ter v vezivu rudne breče in v žilicah. Spremljata ga kalcit in kremen. V bogatih rudnih telesih opazimo celo kapljice samorodnega živega srebra in metacinabarit.

Tudi v zgornjeskitskem dolomitu so bili ugodni pogoji za nastanek rude. Hidrotermalne raztopine so sledile prelomom in razpokam ter odlagale *HgS* pod manj prepustnimi plastmi ali pod srednjetriadno tektonsko-erozijsko diskordanco. Tako so nastala številna ploščata rudna telesa. Kjer je bil dolomit pod manj prepustno plastjo močno razpokan, ima bogata ruda brečasto teksturo; cinabarit je delno nadomestil karbonatno kamenino ter povezal orudene kose kot vezivo. Siromašna ruda je nastala brez intenzivnejše metasomatoze, jalovinski in rudni minerali so enostavno zapolnili razpoke, lasnice in pore v karbonatni kameni. Iz hidrotermalnih raztopin sta najprej kristalizirala dolomit in kalcit, nato ponekod še pirit in barit. Živosrebrni minerali so v paragenezi najmlajši. Močno prevladuje cinabarit, spremlja ga ponekod samorodno živo srebro, drugod pa v sledovih metacinabarit.

Hidrotermalne raztopine niso mogle reagirati z zgornjeskitskim laporn im apnencem in apnencem zaradi precejšnje količine klastičnih komponent. Cinabarit, ki ga spremlja kalcit, je kristaliziral le tu in tam v tankih razpokah in v drobnih porah.

Anizični dolomit so rudonosne hidrotermalne raztopine na številnih krajih prepojile. Lega rudnih teles je bila pogojena s prisotnostjo manj prepustnih ekranov in z gostoto razpok. V bogati rudi je dober del karbonatne kamenine nadomeščen s cinabaritom, v siromašni rudi pa najdemo živosrebrni sulfid v porah in tankih žilicah, kjer ga spremljajo jalovinski minerali. V paragenezi je najstarejši dolomit, ponekod mu je sledil kremen, najmlajši pa je cinabarit. Tu in tam opazimo žile jeklenke, v katerih kaže cinabarit gelske strukture. Jeklenko spremlja zelo pogosto organska snov.

Raziskava rudnih teles v zgornjepaleozojskih, skitskih in anizičnih skladih je pokazala, da je živosrebrna ruda epigenetska. Hidrotermalne raztopine so sledile srednjetriadnim prelomom in razpokam, ki so sekali plasti bolj ali manj pod pravim kotom (tabla 4, sl. *B*). Cinabarit je zapolnjeval razpoke in pore, ali pa nadomeščal karbonatne kamenine in vezivo klastičnih kamenin. Pomembne koncentracije živosrebrnega sulfida so nastale predvsem tam, kjer so bile karbonatne kamenine močneje zdrobljene in prekrite z manj prepustnimi plastmi. Te plasti so imele vlogo ekranov.

Poglejmo sedaj, kako je nastala ruda v langobardskih skladih. Po načinu pojavljanja cinabarita in pirita se orudeni bazalni langobardski peščenjak bistveno razlikuje od karbonskega in grödenskega peščenjaka. V zgornjepaleozojskih peščenjakih smo našli največ cinabarita v vezivu. Orudeni langobardski peščenjak pa vsebuje večji del cinabarita v močno kaoliniziranih plagioklazovih zrnih in v litoloških drobcih ter le prav malo v vezivu. Prav tako smo opazovali v starejših peščenjakih pirit le v vezivu, v langobardskem peščenjaku pa ga najdemo tudi v litoidnih drobcih. Pri tem moramo poudariti, da hidrotermalne raztopine niso povzročile močnejših sprememb v glinencih karbonskega in grödenskega peščenjaka. Zato dvomimo, da so nastale tako intenzivne spremembe plagioklazovih zrn langobardskega peščenjaka v zvezi z orudenjem. Če nadalje upoštevamo, da najdemo spremenjena plagioklazova zrna tako v orudenem kakor tudi v jalovem peščenjaku, pridemo do sklepa, da so bila plagioklazova zrna spremenjena preden so se sedimentirala. Vprašanje pa je, kdaj sta nastala sulfida.

Glede pirita je odgovor nedvoumen. Impregnacije in žilice v litoidnih drobcih ter večja idiomorfna zrna v vezivu dokazujejo različen izvor tega minerala. Del pirita je bil skupaj z litoidnimi drobci prinesen v usedlino, drugi del pa je kristaliziral v njej pri diagenetskih procesih.

Teže je pojasniti nastanek cinabarita. Če bi bil kristaliziral iz hidrotermalnih raztopin, bi ga bilo več v poroznem vezivu kakor v zrnih in drobcih. Poleg tega v orudenih plagioklazovih zrnih in litoidnih drobcih nismo našli karbonatov. Malo verjetno je, da bi bili karbonati povsem nadomeščeni s cinabaritom. Zato dopuščamo možnost, da karbonatov v teh plagioklazovih zrnih in v litoidnih drobcih sploh ni bilo.

Vse to nas navaja na misel, da so bili plagioklazi orudeni, preden so se sedimentirali. Domnevamo, da so bili orudeni plagioklazi in litoidni drobci prineseni v sedimentacijski bazen obenem z drugim erozijskim materialom langobardskih plasti. V prid takšne domneve lahko navedemo, da predstavlja bazalni peščenjak marsikje neposredno krovnino bogatih rudnih koncentracij v zgornjeskitskem (tabla 3, sl. *C*) in anizičnem dolomitu (tabla 3, sl. *D*), vendar sam ni oruden.

Plagioklazova zrna in drobci tufa v bazalnem langobardskem peščenjaku so prvi dokaz geosinklinalnega vulkanizma srednje triade, ki je dal diabaze, keratofirje, porfirite in porfirje ter njihove piroklastične kamenine.

Čeprav hidrotermalne raztopine niso reagirale z langobardskim bazalnim peščenjakom, so morale prehajati skozenj, kajti konglomerat, ki leži na njem, uvrščamo med najbolj enakomerno orudene sklade. Poleg tega moramo opozoriti na številna rudna telesa v konglomeratu neposredno nad peščenjakom. Orudenje je zajelo predvsem tiste dele konglomerata, ki so bili močneje razpokani. Zato najdemo cinabarit v tankih žilicah, večidel pa v vezivu, kjer zapolnjuje pore in nadomešča karbonate. Posebnost predstavljajo orudeni prodniki zgornjeskitskega dolomita. Dejstvo, da smo našli le malo tovrstnih prodnikov, ne zmanjšuje njihovega pomena pri razlagi nastanka idrijskega rudišča. Ti prodniki ne leže v zdrobljenih conah, po katerih bi bile utegnile prihajati rudne raztopine,

poleg tega se po mineralni sestavi in poroznosti ne razlikujejo od drugih dolomitnih prodnikov. Zato ni razloga, da bi bile nastale številne impregnacije cinabarita v nekaterih prodnikih zaradi selektivne metasomatoze ali njihove močnejše poroznosti. Bolj verjetno je, da so vsebovali prodniki živosrebrni sulfid že pred sedimentacijo. Iz te domneve pa izhaja, da je bil zgornjeskitski dolomit oruden že pred nastankom langobardskega konglomerata. Erozija je v času njegove sedimentacije zajela tako jalov kakor tudi orudeni dolomit.

Vse kaže, da so prehajale hidrotermalne raztopine skozi konglomerat tudi v nastajajoče plasti skonca ter se nato izlivale na morsko dno v obliki termalnih vrelcev. Nenadna pojava številnih radiolarij v teh plasteh kaže na povečano količino kremenice v morski vodi. Dopuščamo možnost, da je prihajala s podmorskimi vulkanskimi ekshalacijami ali erupcijami, bolj verjetno pa so jo prinašali termalni vrelci.

Plasti skonca ne vsebujejo žil in žilic, kakršne smo opazovali v skitskih in anizičnih plasteh, poleg tega pa smo našli tudi zelo malo cinabarita, ki bi utegnil nastati pri hidrotermalnih metasomatskih procesih. V teh plasteh odkopavamo rudo, kakršne v starejših plasteh nismo našli, npr. jetrenko, opekovko, plastovito in koralno rudo. Jeklenka pa ima v starejših plasteh obliko žil, medtem ko tvori v skonci konkordantne plasti in leče.

Zaradi spremenjenih fizikalno-kemičnih pogojev je precipitiral živosrebrni sulfid v obliki zelo drobnih kosmičev in se usedal sočasno z organsko snovjo in anorganskimi klastičnimi komponentami. Ponekod se je nakopičil cinabarit v takšnih količinah, da so nastale plasti gela *HgS*. Ta je pozneje sicer kristaliziral, vendar kaže jeklenka pogosto še sedaj gelske strukture. Drugod nahajamo živosrebrni sulfid v zelo drobnih zrnih, katerih koncentracija se pravokotno na plast spreminja.

Jetrenka, opekovka, plastovita in koralna ruda so nastale drugače kakor jeklenka. Pri razlagi njihovega nastanka moramo upoštevati, da se nahaja večji del cinabarita v zrnih kalcedona in le manjši v fosilih (v radiolarijah in spikulah spongij), medtem ko so kremenova in plagioklazova zrna jalova. Najbolj verjetno se nam zdi, da je ob podmorskih termalnih vrelcih precipitiral poleg cinabarita tudi opal, ki je bil kasneje spremenjen v kalcedon. Opal in cinabarit se odlagata ob nekaterih termalnih vrelcih Kalifornije tudi danes (W h i t e , 1967). Cinabarit je tvoril v opalu drobne impregnacije, poleg tega pa se je izločal tudi v skeletih odmrlih mikroorganizmov. V opalsko-cinabaritni sediment so se usedala še zrnca kremena in plagioklazov, ki so prišla v morje pri vulkanskih erupcijah, delno pa predstavljajo skupaj z muskovitom klastične komponente. Tektonsko-vulkanska dejavnost je povzročila polzenje usedlin in kalne tokove, ki so mehansko dezintegrirali nekonsolidirani rudni sediment ter prenašali opalsko-cinabaritna zrna, orudene organizme, zrnca kremena in plagioklazov večkrat obdana z opalom in cinabaritom. Tako so prišla rudna zrna v glinasto-bituminozno usedlino, iz katere je nastala jetrenka.

V nekaterih polah in lečah so se rudna zrnca nakopičila; zaradi drobno razpršenega cinabarita v kalcedonovih zrnih so te pole in leče bolj ali manj izrazito opekasto rdeče, rudo pa imenujemo opekovko. Drugod se menjavajo pole in plasti z različnimi količinami rudnih zrnc, zato se njihove

barve spreminjajo od svetlo rdeče do sivkasto rdeče, vmes pa leže temno sive in skoraj črne pole jalovega glinastega skrilavca in peščenjaka. V takšnih primerih gre za plastovito rudo, ki torej ni nastala zaradi selektivne metasomatoze, kakor je domneval B e r c e.

Glinasti bituminozni skrilavec in plastovita ruda vrhnjega dela teh skladov vsebujeta številne piritne pole. V plastoviti rudi se piritne pole menjavajo s polami, ki vsebujejo kalcedonsko-cinabaritna zrna. Pirit najdemo praviloma v ostrorobih zrnih in drobcih, ki so razvrščeni v nekaterih polah po zrnavosti. To dokazuje, da se je pirit sedimentiral. Menimo, da gre za delce idiomorfnih kristalov, ki so zrastli v času diageneze v nekonsolidiranem mulju. Kalni tokovi so prenašali tudi kristale pirita, jih drobili ter nato ponekod nakopičili.

Koralno rudo prepoznamo po lupinah brahiopodov. Tudi v njej najdemo pogosto kalcedonsko-cinabaritna zrna. Vendar vsebujejo cinabarit tudi posamezne plasti brahiopodnih lupin. Nikakih dokazov nimamo, da bi bile prišle rudne raztopine v lupine vzdolž razpok. Poleg tega v vezivu peščenjaka ob orudenih lupinah pogosto sploh ni cinabarita. Zavoljo tega sodimo, da so bile te lupine orudene v zgodnji diagenezi.

Nekatere rudne plasti in pole kažejo plastovitost s postopno zrnavostjo, druge prečno plastovitost, medformacijsko diskordanco ter gube, ki so nastale pri drsenju nekonsolidiranega rudnega sedimenta. Te sedimentne strukture dokazujejo burno sedimentacijsko okolje v času nastajanja skladov skonca.

Omenili smo že, da so nastali v zgodnji diagenezi v teh plasteh idioblasti pirita. Dodati moramo, da so nastale v tem času tudi piritne »orudene bakterije«. Tudi številne impregnacije pirita v lupinah brahiopodov in v mikrofosilih so zgodnjediagenetskega izvora. Podrejeno je kristaliziral markazit. V jeklenki pa so nastali v tem obdobju zelo verjetno idiomorfni in hipidiomorfni kristali cinabarita, ki imajo ponekod prizmatski habitus.

Plastovito rudo, kakršno smo popisali iz plasti skonca, odkopavamo tudi v krovninskem tufitu, ki ga spremljata tuf in radiolarit. V tufitu nahajamo namreč dva konkordantna rudonosna horizonta. Prvi leži neposredno na plasteh skonca, drugi pa le dober meter više. Plastovita tekstura je posebno izrazita v spodnjem horizontu, ki vsebuje številne opekasto rdeče, sivkasto rdeče in zelenkasto rdeče rudne pole, med katerimi so pole sivega in zelenega tufita. Malone ves cinabarit tvori drobne vključke v kalcedonskih zrnih in impregnacije v mikrofosilih. Pogosto opazujemo plastovitost zaradi postopne zrnavosti. Poudariti moramo, da najdemo v rudnih polah zrna kremena in plagioklazov, ki so sicer obdana s kalcedonsko cinabaritnim robom, vendar niso orudena. Vse to dokazuje, da je nastala plastovita ruda v tufitu na podoben način kakor v plasteh skonca, tj. kalni tokovi so mehansko dezintegrirali slabo vezan opalsko-cinabaritni sediment in posamezna zrna prenašali v nastajajoči tufit. Ruda langobardskih skladov je torej večidel singenetska.

Cinabarit se je torej odlagal v dveh fazah. V prvi fazi so bile orudene zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti ter tuf v neposredni krovnini anizičnih plasti. Ta je bil kmalu nato dezintegriran, orudeni plagioklazi in orudeni drobci tufa pa so bili prineseni v nastajajoči langobardski

bazalni peščenjak. Prvo fazo orudenja dokazujejo prodniki orudenega zgornjeskitskega dolomita v langobardskem konglomeratu.

Rudonosne hidrotermalne raztopine so ponovno vdirale v rudišče v času nastajanja plasti skonca ter tufa in tufita v krovnini plasti skonca. V tej, drugi fazi, so rudne raztopine na svoji poti proti površju dodatno orudile zgornjepaleozojske, skitske in anizične plasti, poleg tega pa so povzročile orudenje langobardskega konglomerata. Raztopine so se nato izlivale kot termalni vrelci na morsko dno. Ob nekaterih vrelcih je precipitiral le cinabarit, pri čemer so nastale konkordantne plasti jeklenke. Ob drugih vrelcih, ki so se nahajali zelo verjetno v nekoliko večjih razdaljah od prej omenjenih, se je usedal tudi opal. Kalni tokovi so nato dezintegrirali nekonsolidiran opalsko-cinabaritni sediment ter prenašali rudna zrna v nastajajoče usedline. V plasteh skonca je tako nastala jetrenka, plastovita in koralna ruda, v tufitu pa plastovita ruda.

Singenetska ruda v plasteh skonca in v tufitu dokazuje, da je nastalo idrijsko rudišče v langobardski podstopnji.

Singenetsko živosrebrno rudo navajajo tudi v Almadénu (S a u p é, 1967; M a u c h e r in S a u p é, 1967), v nekaterih turških rudiščih (H ö l l, 1966), pa tudi v nekaterih avstrijskih nahajališčih (S c h u l z, 1969, H ö l l, 1970), kjer se nahaja ruda v staropaleozojskih ter permskih in triadnih plasteh.

Ko je bilo idrijsko rudišče formirano, so ga prekrile plasti zgornjetriadnih, jurskih, krednih in terciarnih usedlin. Njihovo skupno debelino smo ocenili na okrog 4500 m. Zaradi vedno debelejšega pokrova mlajših usedlin sta se v rudišču postopoma povečevala pritisk in temperatura. Zato so se mobilizirali cinabarit in nekateri jalovinski minerali ter prehajali v razpoke, ki so nastale v rudi in prikamenini zaradi pogrezanja usedlin v globlje dele geosinklinale.

V času paroksizma alpske orogeneze je bilo rudišče dvignjeno in z narivnimi ploskvami izrezano v blok ter s kraja nastanka porinjeno za več kilometrov v sedanje okolje (B e r c e, 1958; M l a k a r, 1697, 1969). Brez dvoma se je živosrebrna ruda tudi v tem obdobju spremenila. Vendar so ti procesi še premalo preučeni.

V končni fazi alpske orogeneze je bilo rudišče preoblikovano zaradi desnih horizontalnih premikov ob dinarskih prelomih. Orudene plasti so končno prišle v medsebojno lego, kakršno kaže tabla 1, ob prelomih pa so se drobila in premikala posamezna rudna telesa. Del rudišča je bil vzdolž idrijskega preloma premaknjen za okrog 2,5 km proti jugovzhodu. (M l a k a r, 1964). Vzdolž prelomov najdemo celo cinabaritne milonite in ponekod rdečo, glini podobno zmečkanino cinabaritne rude.

Staroterciarna tektonika je privedla idrijsko rudišče v lego, v kateri je orudeni blok z vseh strani obdan z neprepustnimi kameninami. Zato menimo, da je bila v obdobju po staroterciarni tektoniki do odpiranja rudišča cirkulacija podzemeljske vode omejena. Mineralne komponente so se torej v porudni dobi na novo razvrščale v glavnem do starejšega terciarja.

Zaenkrat še premalo poznamo rudo, da bi mogli ločiti posamezne epigenetske generacije cinabarita in jalovinskih mineralov. Menimo, da so

zrastli pri epigenetskih procesih robovi kremenovih zrn v grödenskem peščenjaku. Ti robovi so napram cinabaritu pogosto razločno idiomorfni. Vendar ne kažejo korozije, zato sodimo, da so mlajši od rudnega minerala. Tudi kremenovo-cinabaritne žilice v karbonskih in grödenskih plasteh so verjetno nastale po orudenju. Prav tako se je premeščal cinabarit v karbonatnih kameninah. Našli smo namreč rudne žilice in večje impregnacije, ki niso tektonsko deformirane. To govori za posttektonske tvorbe. Epigenetski procesi so povzročili nastanek cinabarita in kremena v vezivu orudenega langobardskega peščenjaka. V tem peščenjaku so nastale pri lateralni sekreciji tudi kaolinitne žilice, ki s prvotnim orudenjem nimajo nikakršne zveze. V plasteh skonca so se pojavile v času epigeneze številne tanke žilice, ki vsebujejo ponekod le cinabarit, drugod pa se mu pridružujejo organska snov, kremen in redko karbonati. V skrilavcu in peščenjaku so nadalje nastale v tem obdobju drobne impregnacije cinabarita, ki so pogosto obraščene s kremenom. Prav tako je bil prinesen cinabarit v razpoke brahiopodnih lupin. Jeklenka iz plasti skonca vsebuje več sistemov cinabaritnih žilic; cinabarit je kristaliziral po našem mišljenju pri lateralni sekreciji v različnih časovnih obdobjih. Tudi cinabaritne in kremenovo-cinabaritne žilice v rudonosnih horizontih tufita so nastale pri istem procesu. Kapljice samorodnega živega srebra v bogati rudi skonce in v rudnih horizontih tufita pa so verjetno produkt oksidacijskih procesov.

Cordevolske plasti so najmlajši stratigrafski horizont idrijskega rudišča, ki še vsebuje cinabarit. Vendar smo našli v teh plasteh le tanke žilice živosrebrnega sulfida samo na enem kraju. Dopuščamo sicer možnost, da je kristaliziral cinabarit iz hidrotermalnih raztopin, vendar je bolj verjetno, da je prišel v te sklade iz bogatejših rudnih teles.

Na koncu še nekaj besed o izvoru živega srebra. Na širšem območju Idrije se je začela vulkanska dejavnost v langobardski podstopnji. Piroklastične komponente smo namreč našli tako v langobardskem bazalnem peščenjaku, kakor tudi v plasteh skonca in seveda v tufitu in tufu. Prav v teh plasteh smo ugotovili tudi singenetsko živosrebrno rudo. Zato sodimo, da sta obe fazi orudenja v zvezi s srednjetriadno magmatsko- tektonsko evolucijo.

Besedilo k slikam na tablah 5 do 28

Explanation of Plates 5—28

Tabla 5 — Plate 5

Sl. 1. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje. Piritna leča nastala pri nadomeščanju rastlinskih ostankov s piritom. Naravna velikost.

Fig. 1. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level. Pyrite lens originated by replacement of plant remnants with pyrite. Natural size.

Sl. 2. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje. Cinabaritno-piritna leča s kapljicami samorodnega živega srebra ob levem spodnjem robu (puščice). V skrilavcu drobne piritne impregnacije. Naravna velikost.

Fig. 2. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level. Cinnabar-pyrite lens showing small drops of native mercury in lower left corner (arrows). Note tiny pyrite impregnations in the shale. Natural size.

Tabla 6 — Plate 6

Sl. 1. Zgornjeskitski dolomit. Nadkop Ruda *1* med 7. in 9. obzorjem. Polkroglasti in ledvičasti metacinabaritni skupki na steni razpoke, ki jo prekrivajo drobni kristalčki kalcita. Naravna velikost.

Fig. 1. Upper Scythian dolomite. Raise Ruda *1* between 7th and 9th level. Hemispherical and kidney-shaped metacinnabar aggregates on the wall of fracture, covered with small calcite crystals. Natural size.

Tabla 7 — Plate 7

Sl. 1. Langobardski sivi konglomerat. Logar, 4. obzorje. Siromašna ruda z robatim orudenim prodnikom iz zgornjeskitskega dolomita (desno). Naravna velikost.

Fig. 1. Langobardian grey conglomerate. Logar, 4th level. Poor ore containing mineralized angular pebble of Upper Scythian dolomite (right). Natural size.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje. Jeklenka vsebuje konkordantni leči sapropelita (črno) ter cinabaritne *1* in cinabaritno-kremenovo-kalcitne žilice *2*. Naravna velikost.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level. Steel ore with conformable sapropelite lenses (black). Note cinnabar *1* and cinnabar- quartz- calcite veinlets *2*. Natural size.

Tabla 8 — Plate 8

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem. Bogata koralna ruda vsebuje lupine brahiopoda *Discina*. Naravna velikost.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level. Rich coral ore with *Discina* shells. Natural size.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Piritne pole; ena je nagubana zaradi polzenja nekonsolidiranega piritnega sedimenta. Naravna velikost.

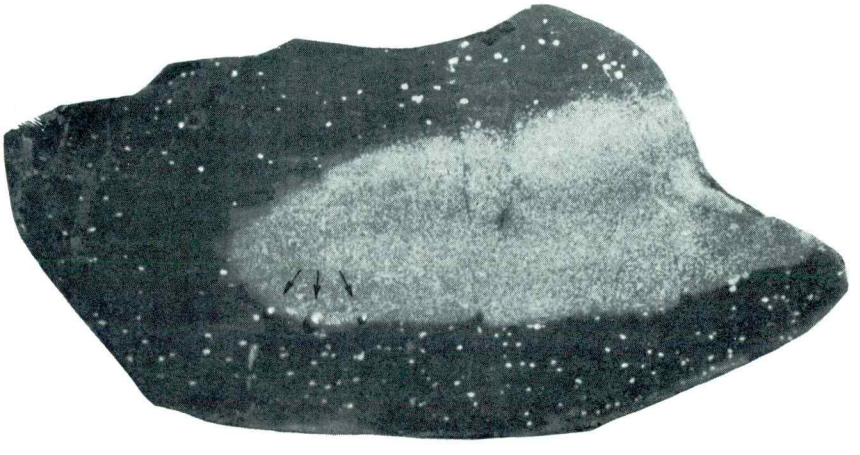
Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Pyrite sheets; one is folded due to gliding of unconsolidated pyrite sediment. Natural size.

Tabla 9 — Plate 9

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Slika kaže, da so se piritne pole pogrezale v mulj, iz katerega je nastal skrilavec. Premik plasti ob dveh razpokah je bolj izrazit v cinabaritno kalcedonovih polah. Naravna velikost.

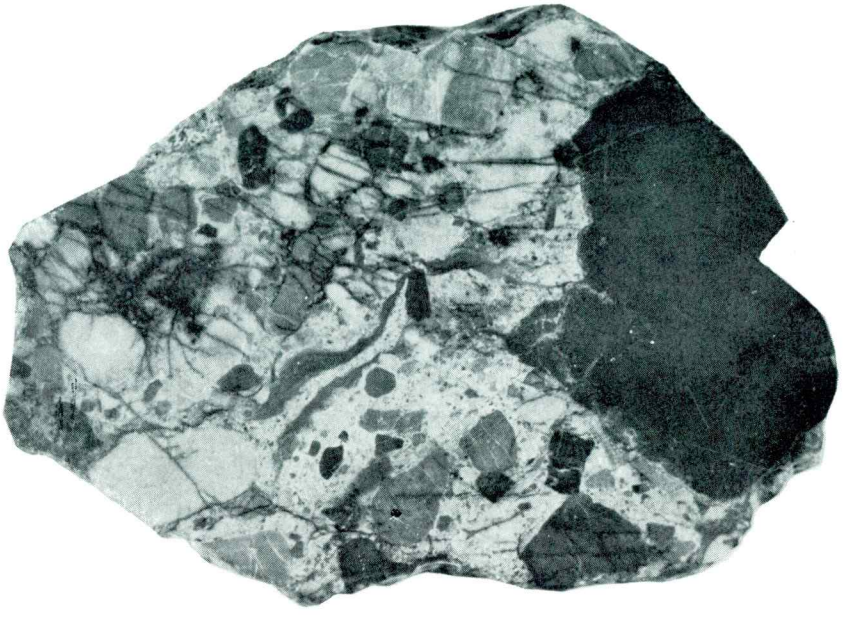
1

2

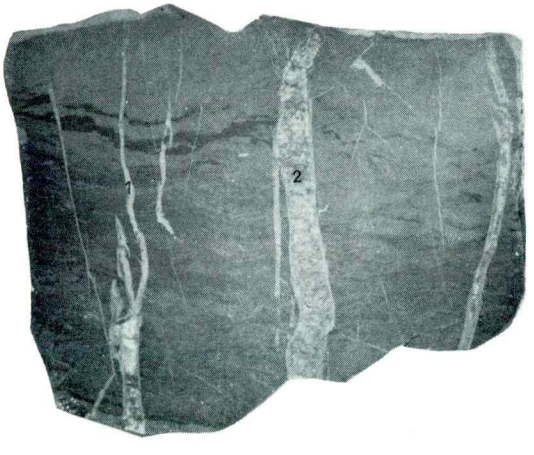


1

1



2

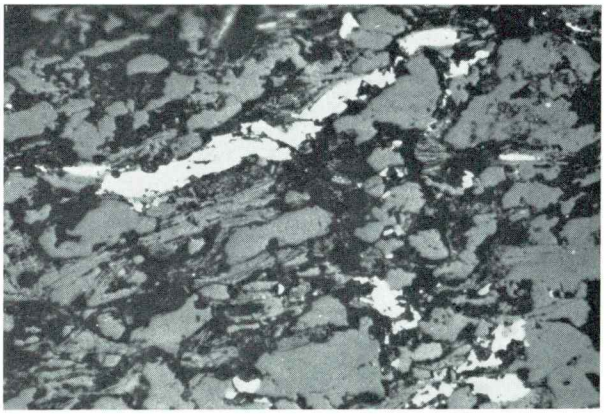


1

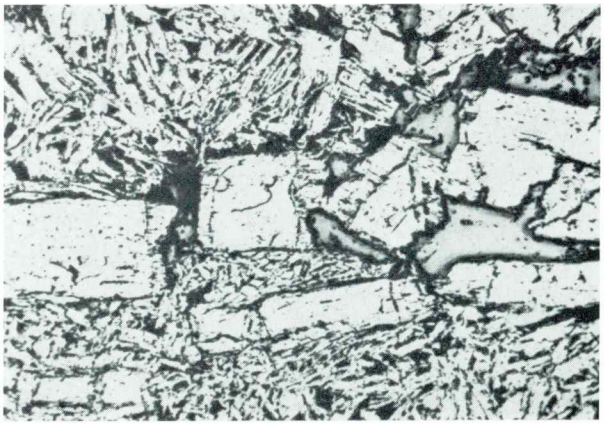
2

1

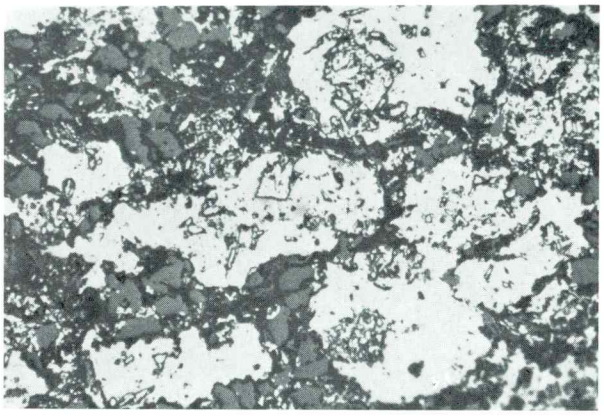
2



1

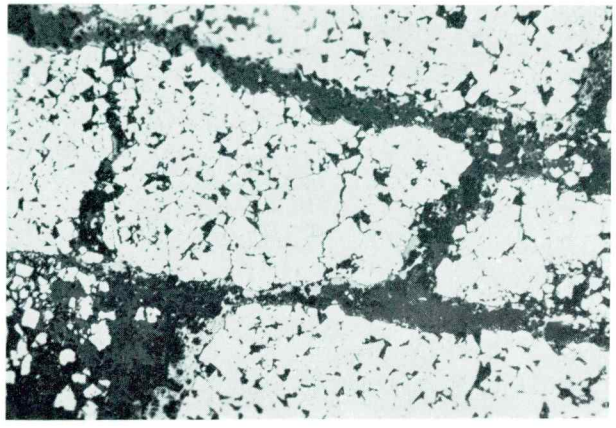


2

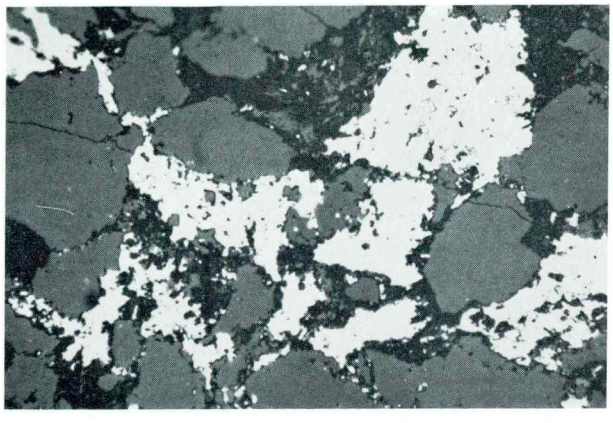


3

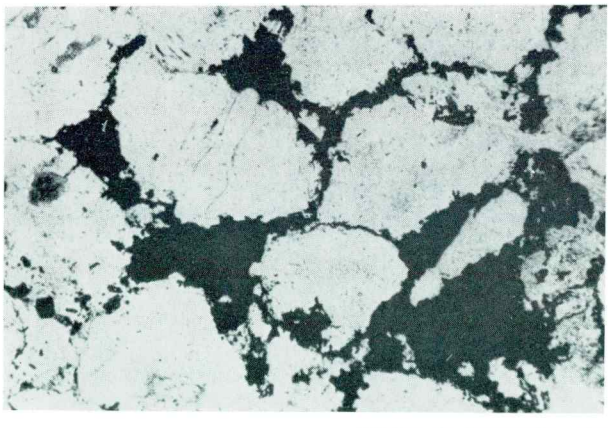
1

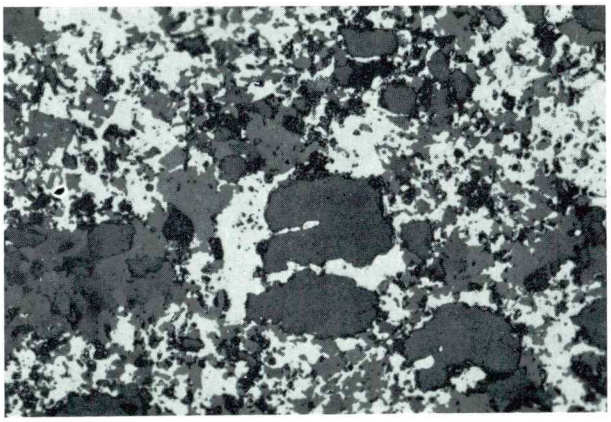


2

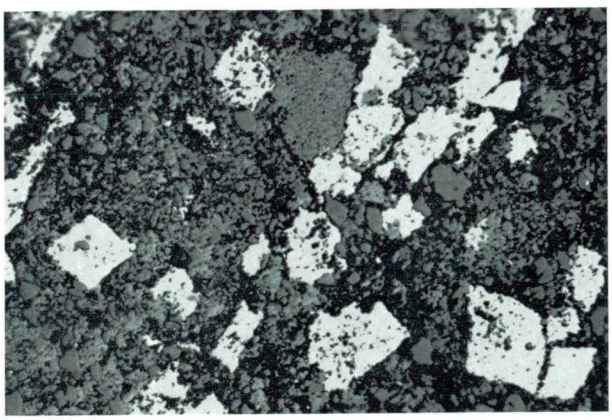


3

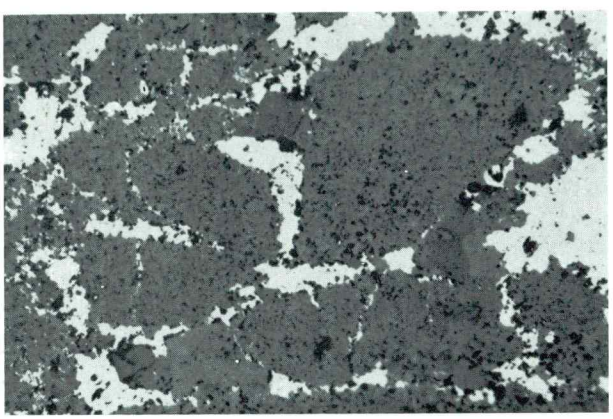




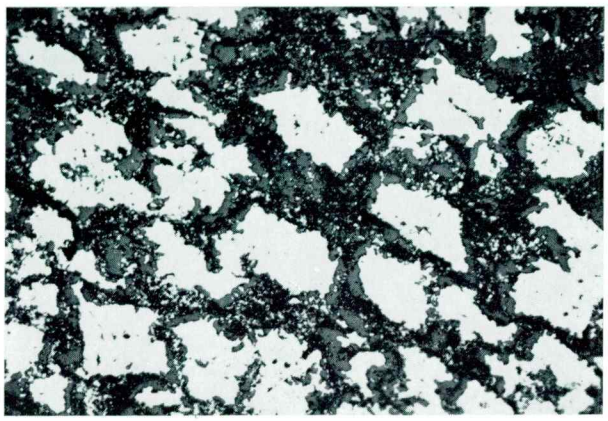
1



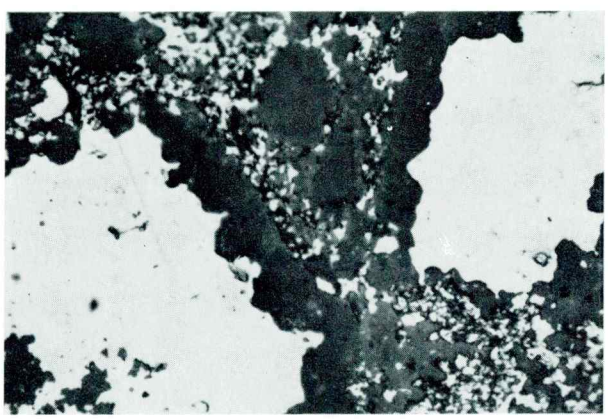
2



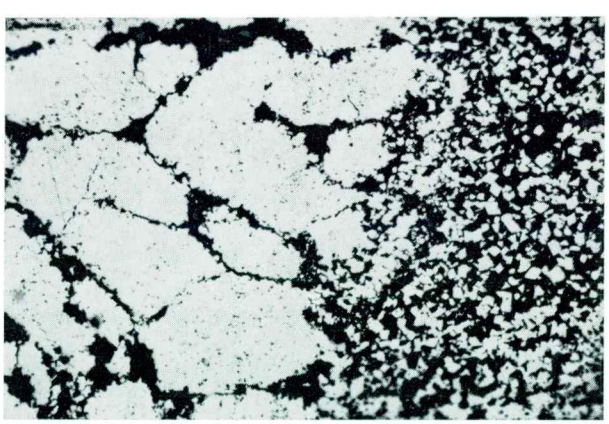
3



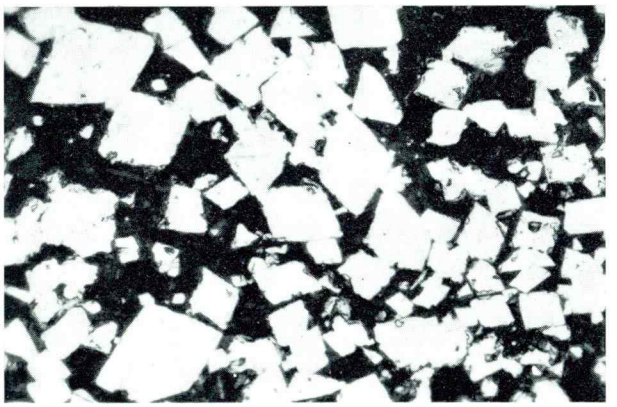
1



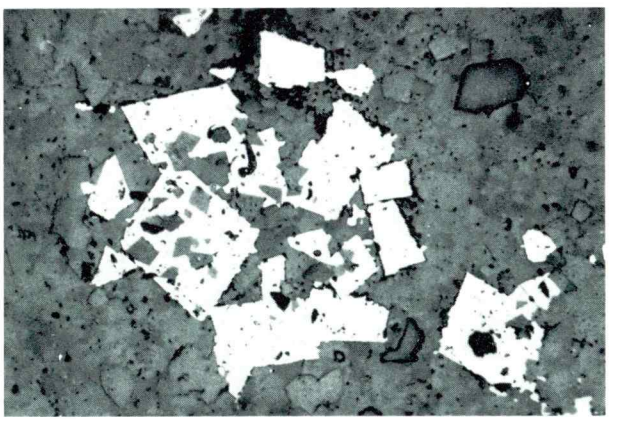
2



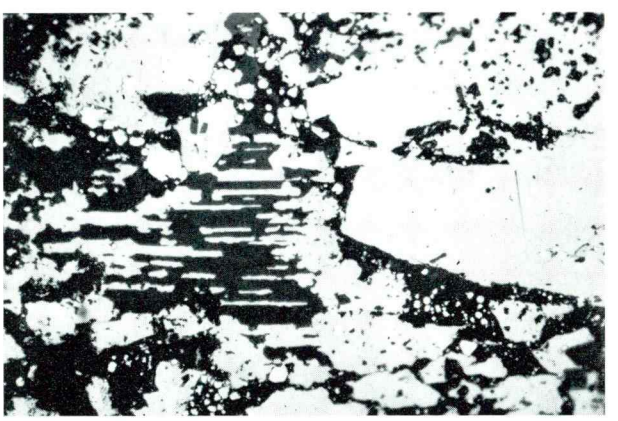
3



1

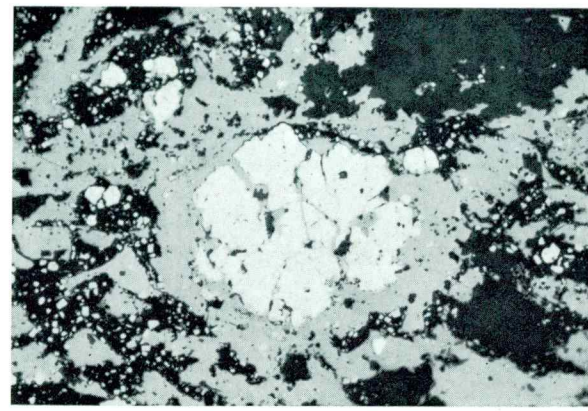


2

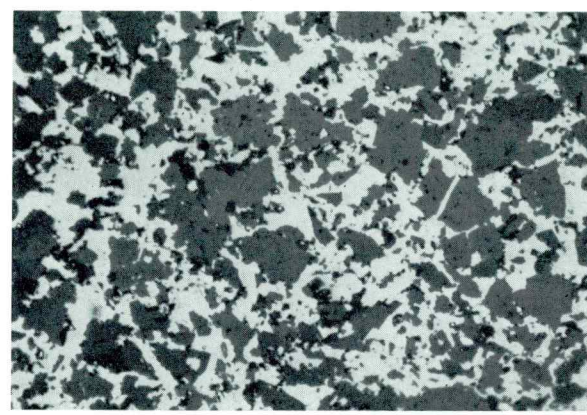


3

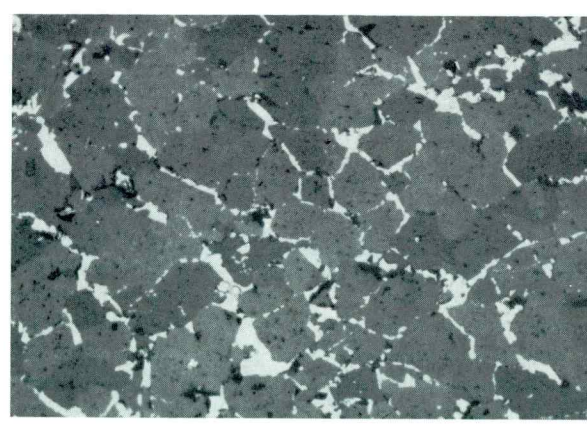
1

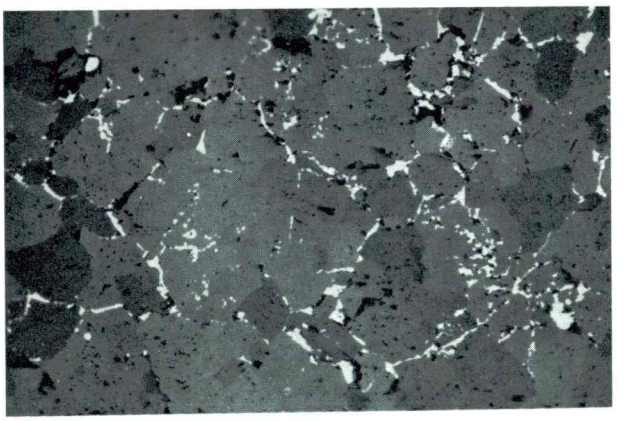


2



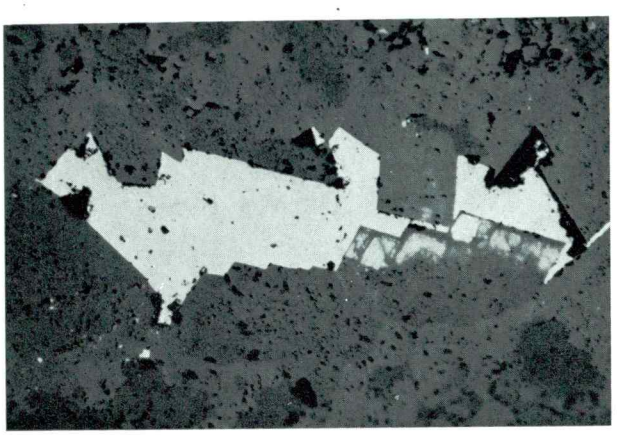
3



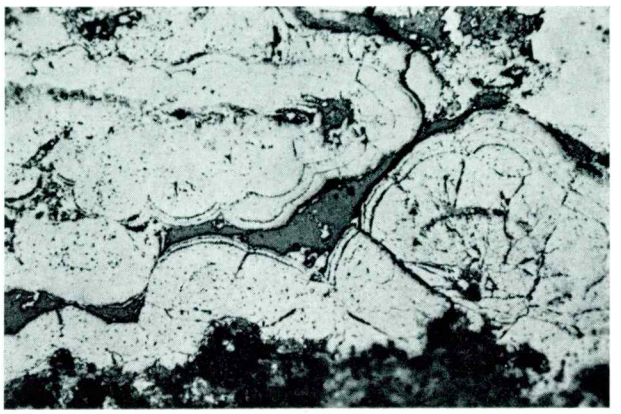


1

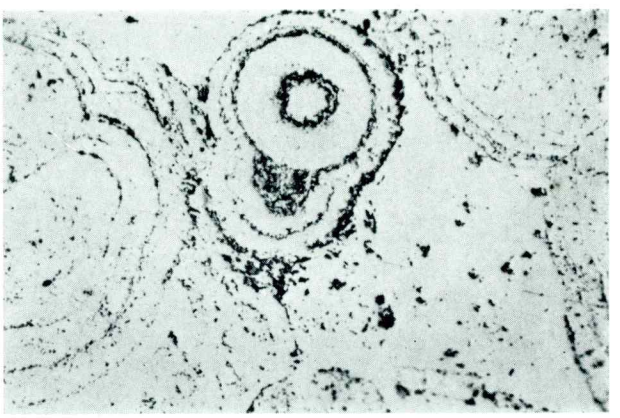
2



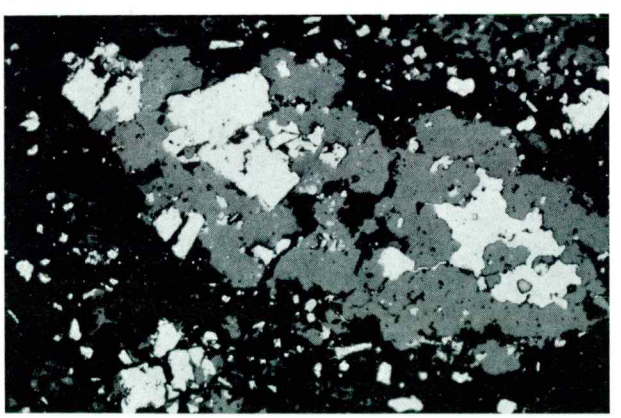
3



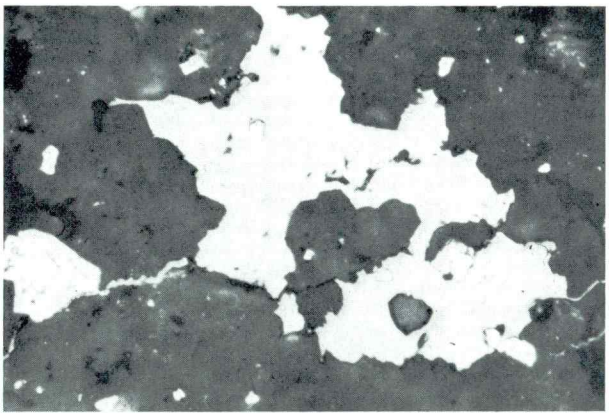
1



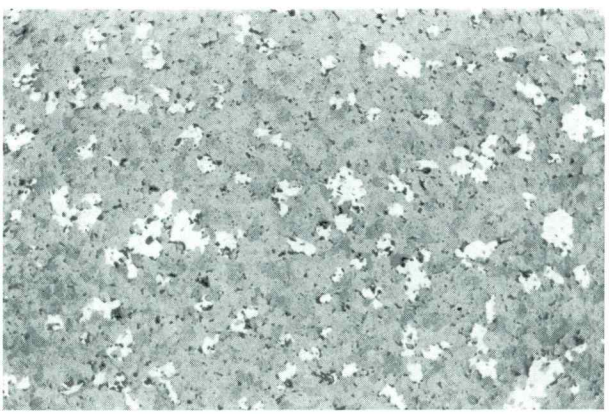
2



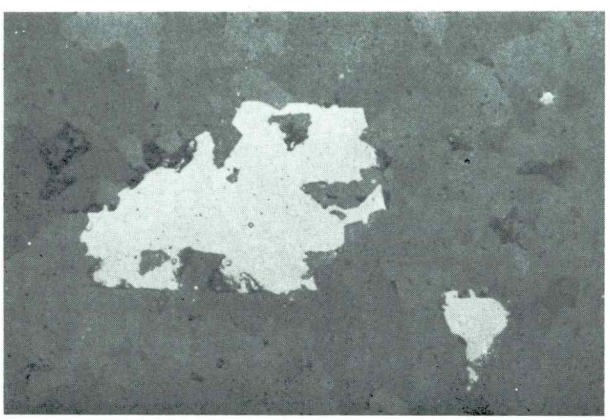
3



1

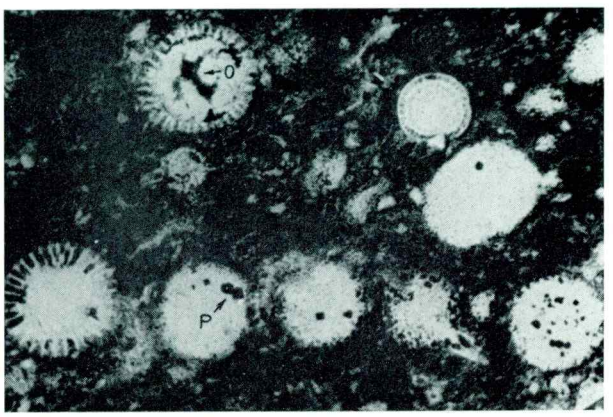


2

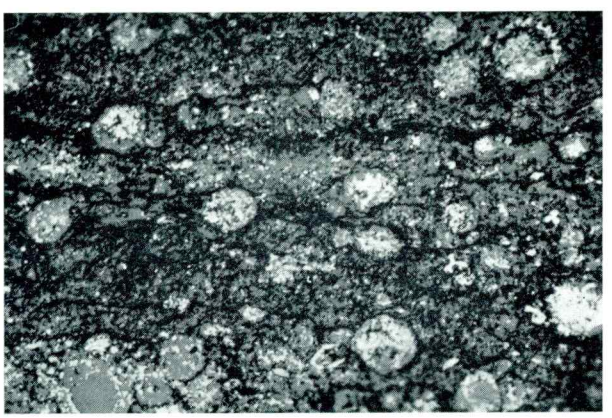


3

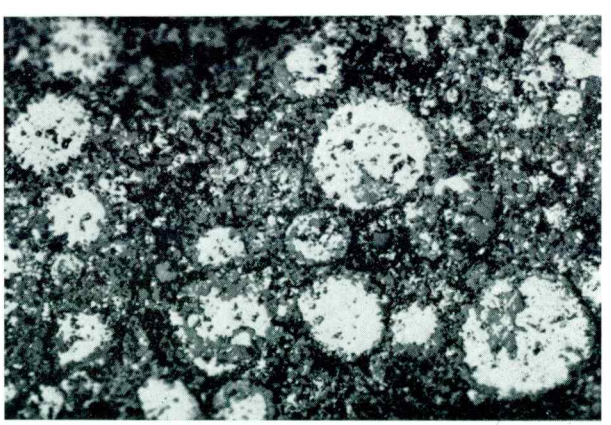
1

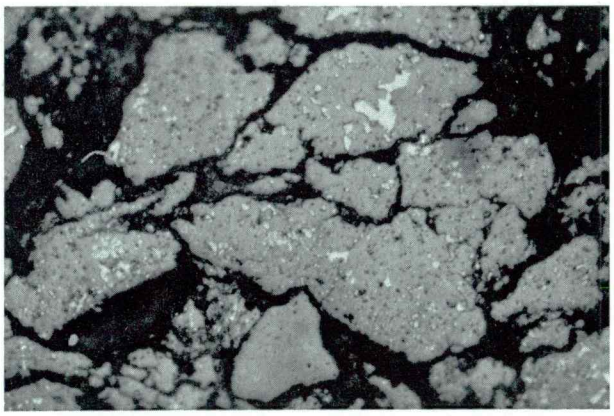


2

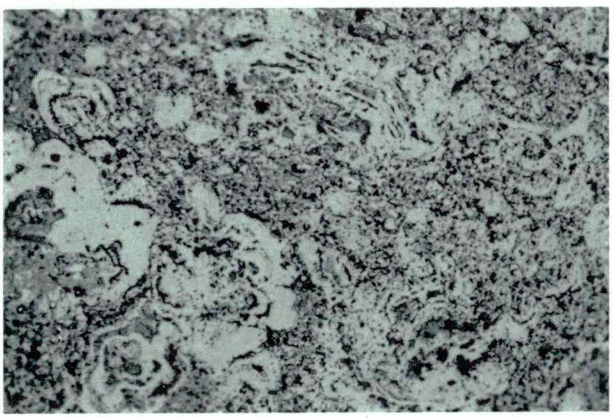


3





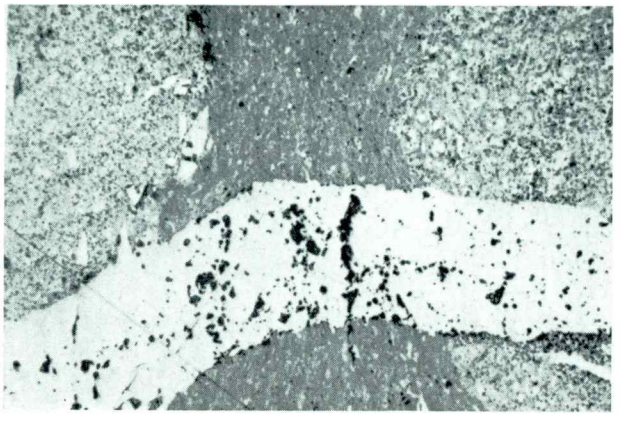
1



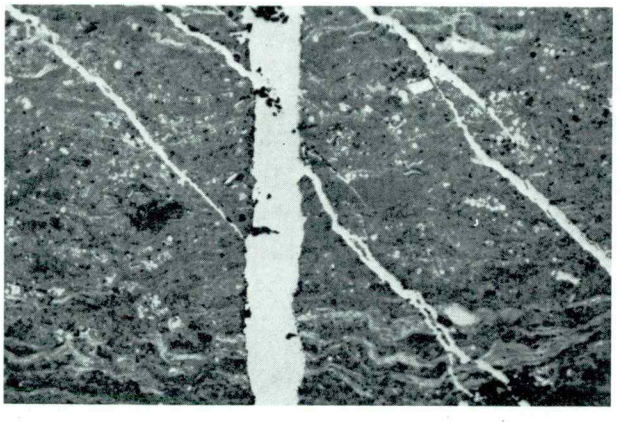
2

3

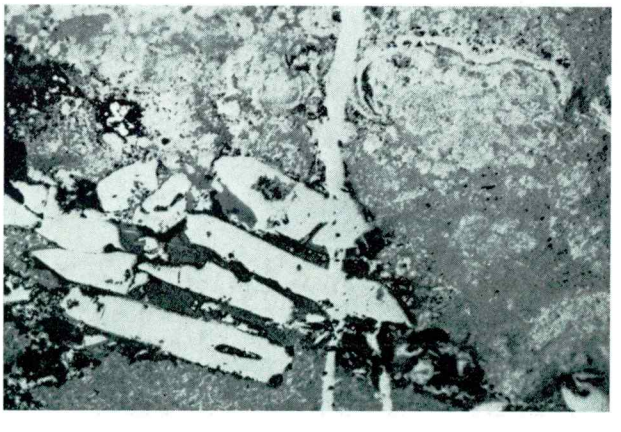
1

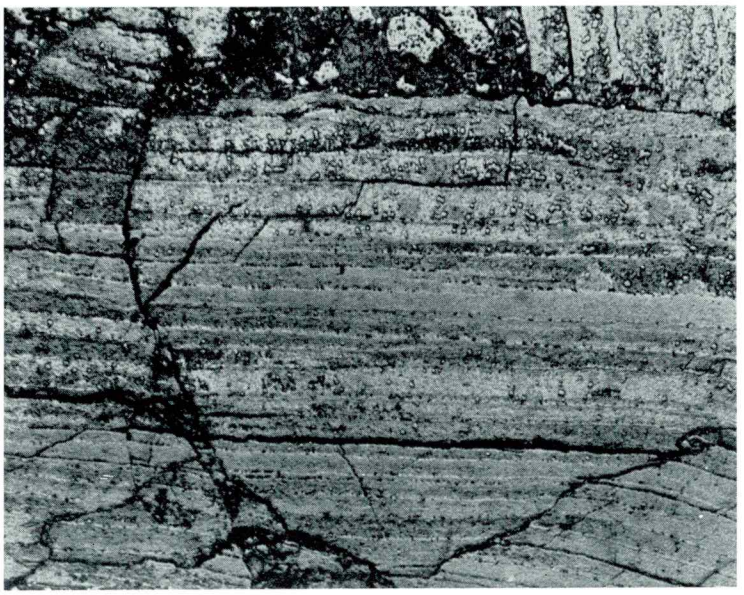


2

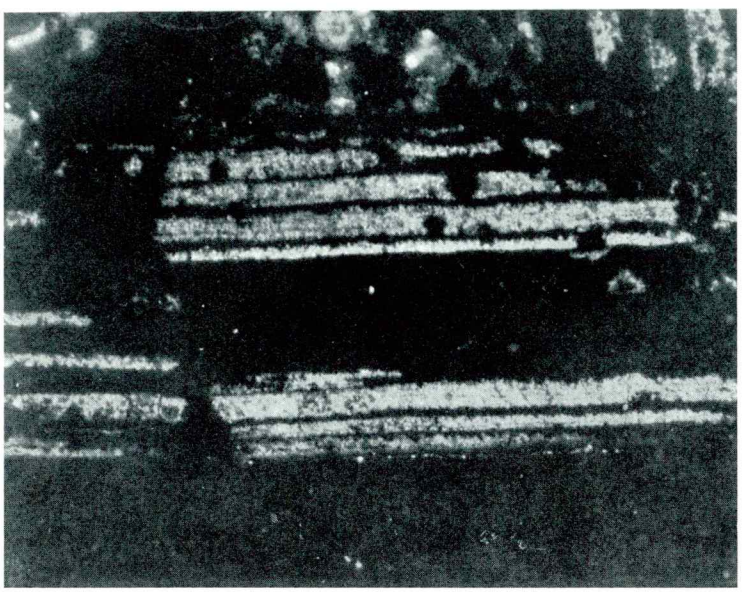


3

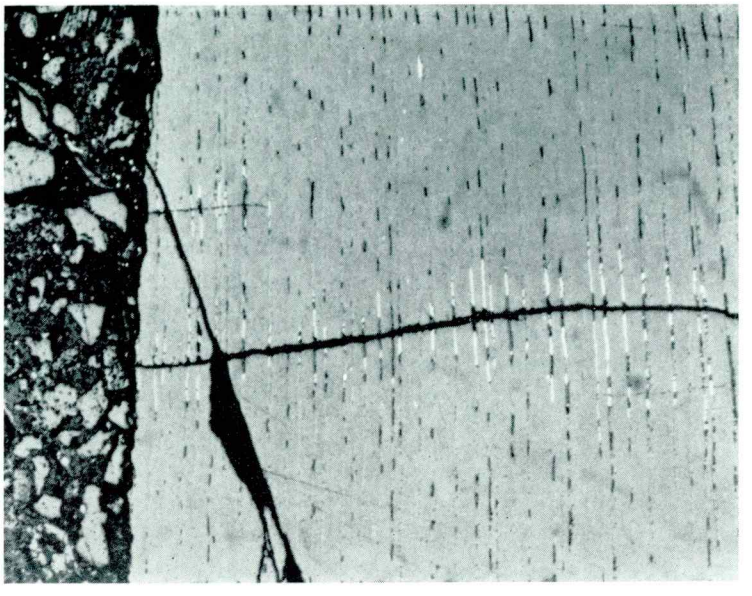




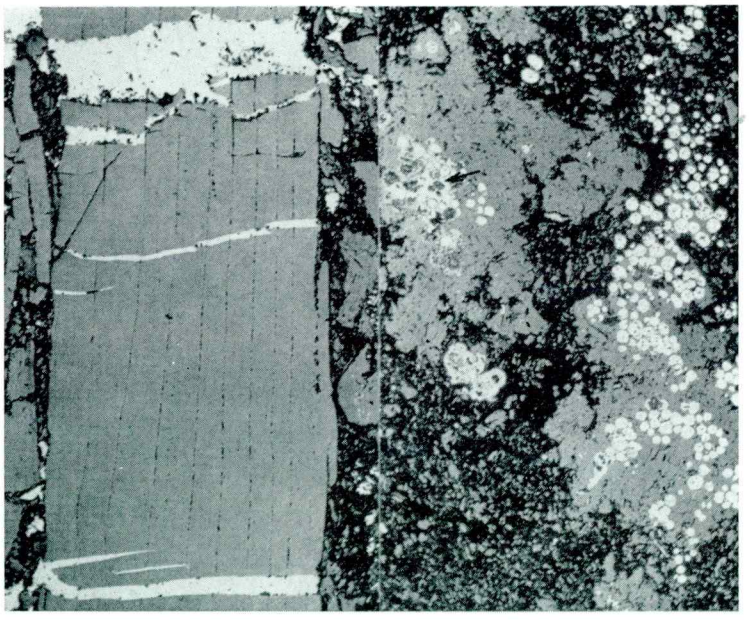
1



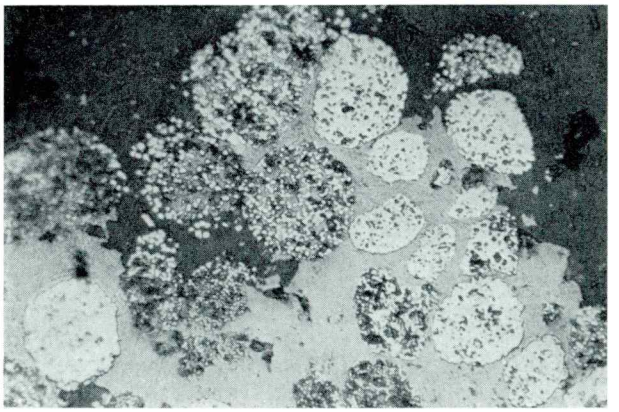
2



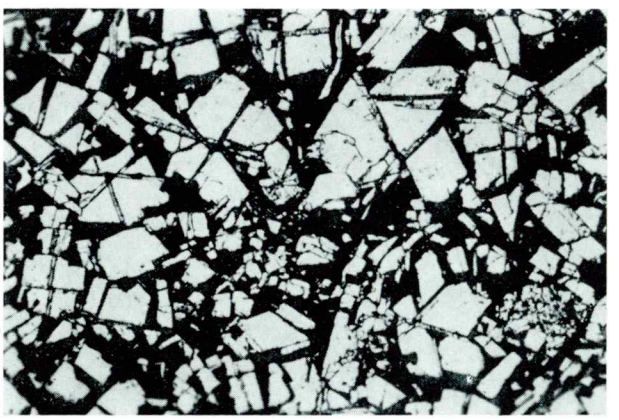
1



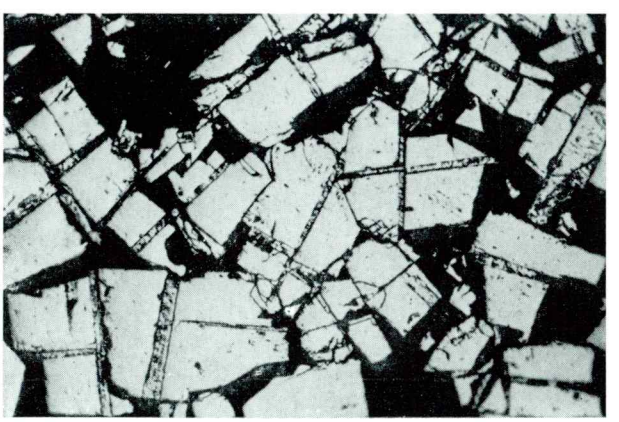
2 3



1

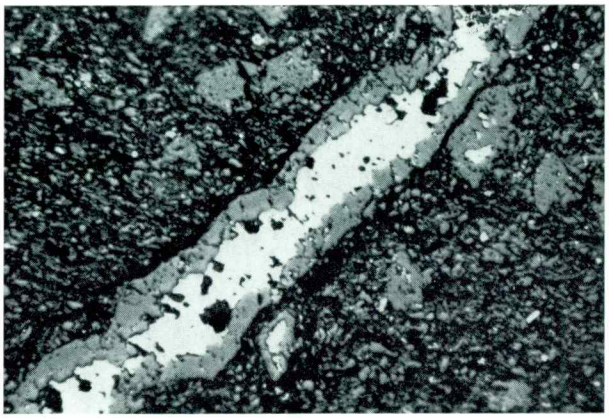


2

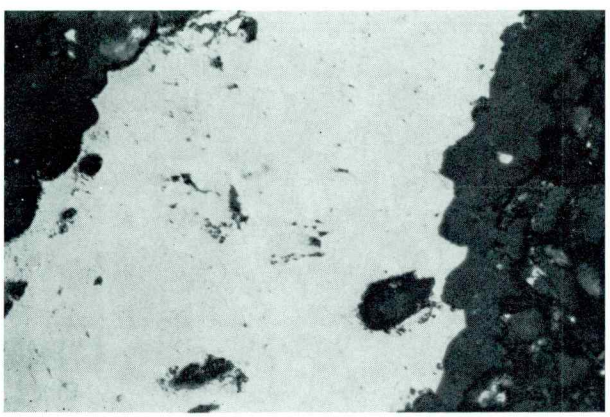


3

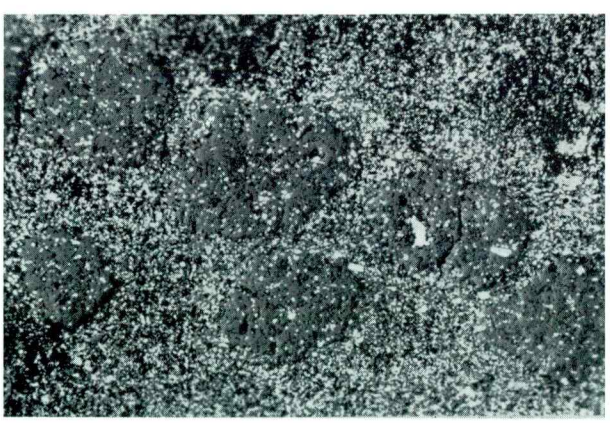
1



2



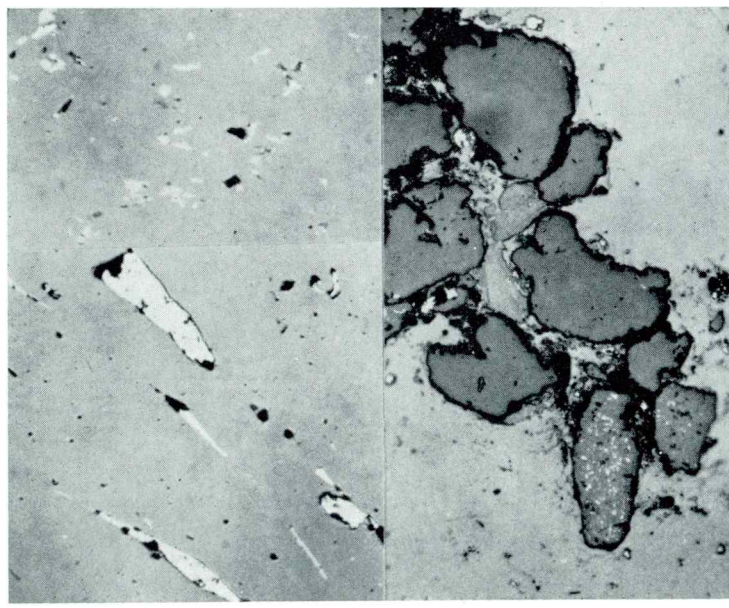
3

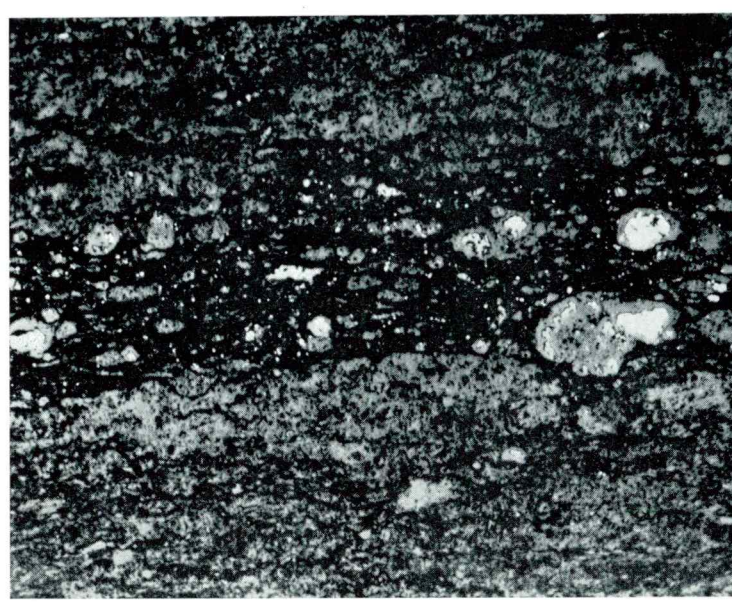


1 2

b

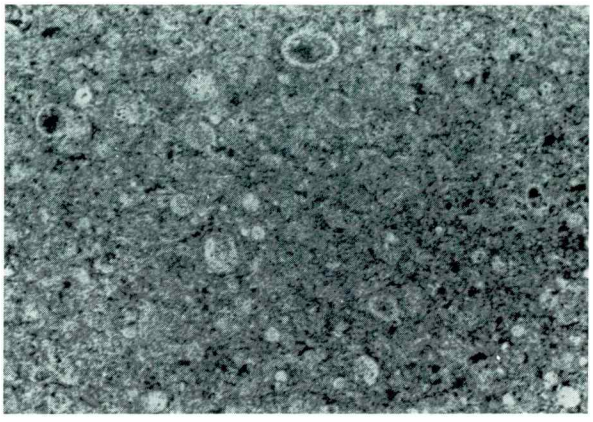
a



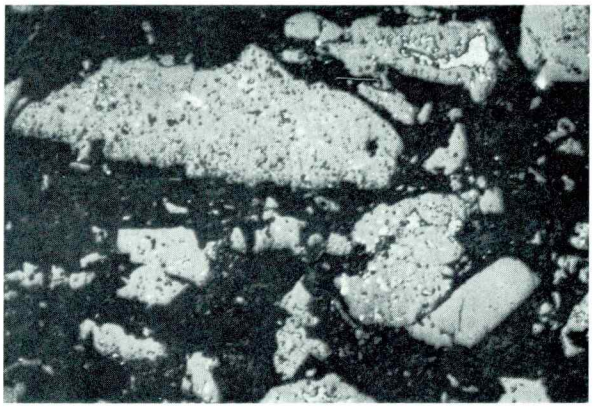


3

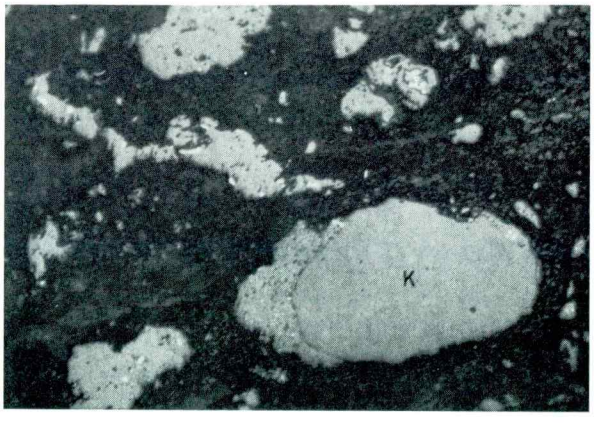
1

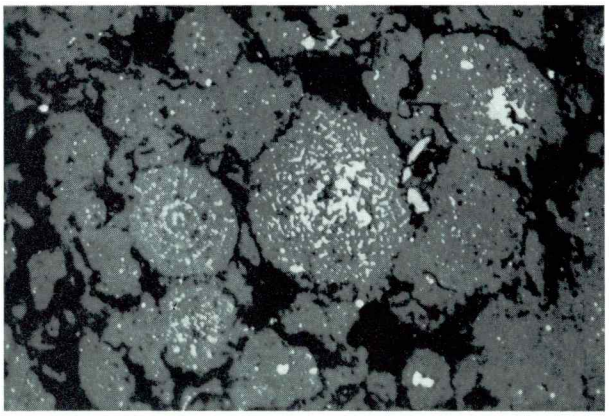


2

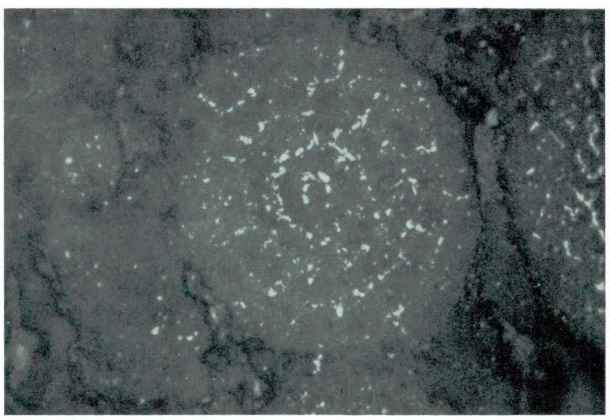


3

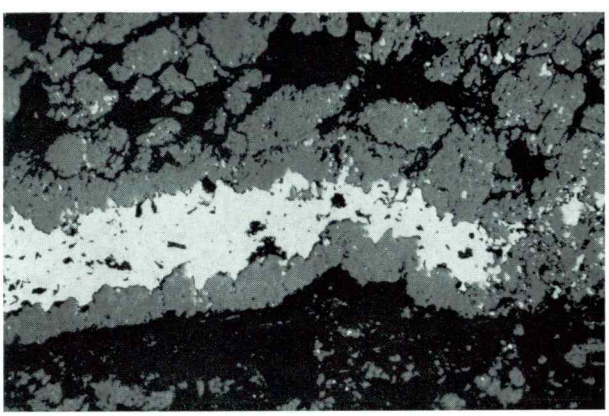




1



2



3

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel. Bedded ore showing load cast structure produced by pirite sheets. Note displacement of cinnabar-chalcedony sheets along two fractures. Natural size.

Sl. 2. Langobardski tufit. Kropač, 2. medobzorje, prvi rudonosni horizont. Konkordantne rudne pole iz drobnih kalcedonsko-cinabaritnih zrnc. Naravna velikost.

Fig. 2. Langobardian tuffite. Kropač, 2nd sublevel, 1st ore-bearing horizon. Conformable ore sheets composed of small chalcedony-cinnabar grains. Natural size.

Tabla 10 — Plate 10

Sl. 1. Karbonski peščenjak. Ziljska, 1. obzorje, siromašna ruda. Cinabaritne impregnacije in luska vzporedna s plastovitostjo. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 90 ×.

Fig. 1. Carboniferous sandstone. Ziljska, 1st level, poor ore. Cinnabar impregnations and cinnabar scale laying parallel to the bedding planes. Reflected polarized light, 90 ×.

Sl. 2. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje, piritna leča. Pirit tvori psevdomorfoze po rastlinskih ostankih. Nekatera zrna so zdrobljena in premaknjena. V porah cinabarit (svetlo sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level, pyrite lens. Pyrite pseudomorph after plant remains. Some grains are crushed and displaced. Note cinnabar in the pores (light grey). Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Karbonski glinasti skrilavec. Ziljska, 1. obzorje. Cinabaritno-piritna leča. Izometrična polja cinabarita s korodiranimi vključki pirita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Carboniferous shale. Ziljska, 1st level. Cinnabar-pyrite lens. Isometric cinnabar areas with corroded pyrite inclusions. Reflected polarized light. 140 ×.

Tabla 11 — Plate 11

Sl. 1. Karbonski skladi (?), Karoli ruda. Razpoke v piritni konkreciji so zapolnjene s cinabaritom (svetlo sivo) in kremenom (temno sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 58 ×.

Fig. 1. Carboniferous strata (?), Karoli ore. Cinnabar (light grey) and quartz (dark grey) fissure veins in pyrite concretion. Reflected polarized light, 58 ×.

Sl. 2. Grödenski peščenjak. Logar, 4. obzorje, bogata ruda. Ksenomorfna in idiomorfna cinabaritna polja v vezivu. Cinabarit vključuje drobna jalovinska zrnca. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Gröden sandstone. Logar, 4th level, rich ore. Anhedral and euhedral cinnabar areas in cement. Note tiny gangue inclusions in cinnabar. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Grödenski peščenjak. Logar, 4. obzorje, bogata ruda. Cinabarit (črno) se zajeda v kremenova zrna in jih tudi nadomešča. Presevna polarizirana svetloba, povečava 60 ×.

Fig. 3. Gröden sandstone. Logar, 4th level, rich ore. Cinnabar (black) corrodes and replaces quartz grains. Transmitted polarized light, 60 ×.

Tabla 12 — Plate 12

Sl. 1. Grödenski peščenjak. Vrtina 81/XIII, bogata ruda. Korodirani vključki karbonatov in kremena v velikem polju cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Gröden sandstone. Borehole 81/XIII, rich ore. Corroded inclusions of carbonates and quartz in a large cinnabar area. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Grödenski meljevec. Vrtina 81/XIII, bogata ruda. Rombični preseki cinabaritnih idioblastov, ki vsebujejo vključke jalovinskih mineralov. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Gröden siltstone. Borehole 81/XIII, rich ore. Rhomboidal section of cinnabar idioblasts, showing tiny inclusions of gangue. Reflected polarized light 70 ×.

Sl. 3. Zgornjepermski dolomit. Kiessel, 10. obzorje, bogata ruda. Cinabarit v razpokah in porah dolomita, ki ga je delno tudi nadomestil. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Upper Permian dolomite. Kiessel, 10th level, rich ore. Cinnabar filling fissures and pores in dolomite, which is also partially replaced. Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 13 — Plate 13

Sl. 1. Zgornjepermski dolomit. Urban, 6. obzorje, leča jeklenke. Idiomorfna zrna cinabarita z rombičnimi in kvadratnimi preseki, med katerimi se nahaja cinabaritno-kremenova osnova. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Upper Permian dolomite. Urban, 6th level, lens of steel ore. Euhedral cinnabar grains exhibiting rhomboidal and square sections, laying in the cinnabar-quartz matrix. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Zgornjepermski dolomit. Urban, 6. obzorje, leča jeklenke. Cinabaritni zrni obdaja kremenov rob (temno sivo). Nekatera kremenova zrna so razločno idiomorfna. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 570 ×.

Fig. 2. Upper Permian dolomite. Urban, 6th level, lens of steel ore. Cinnabar grains rimmed by quartz (dark grey). Some quartz grains are distinctly euhedral. Reflected polarized light, 570 ×.

Sl. 3. Spodnjeskitski dolomit. Kiessel, 13. obzorje, žila jeklenke. Nepravilna polja cinabarita (levo) in drobni cinabaritni idioblasti (desno). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Lower Scythian dolomite. Kiessel, 13th level, vein of steel ore. Irregularly shaped cinnabar areas (left) and tiny cinnabar idioblasts (right). Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 14 — Plate 14

Sl. 1. Spodnjeskitski dolomit. Kiessel, 13. obzorje, žila jeklenke. Idioblasti cinabarita v glinasto peščeni poli. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 1. Lower Scythian dolomite. Kiessel, 13th level, vein of steel ore. Cinnabar idioblasts in the clayish-sandy sheet. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 2. Spodnjeskitski oolitni apnenec. Zorc, 9. obzorje, bogata ruda. Idioblasti cinabarita z dolomitnimi vključki. Temno sivi zrni z reliefom pripadata hidrotermalnemu kremenu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Lower Scythian oölitic limestone. Zorc, 9th level, rich ore. Cinnabar idioblasts with dolomite inclusions. Hydrothermal quartz represented by dark grey grains with relief. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Spodnjeskitski oolitni apnenec. Ruda *1*, 6. obzorje, jeklenka. Cinabarit nadomešča kalcit tudi vzdolž dvojčičnih lamel. Bela zrnca pripadajo piritu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Lower Scythian oölitic limestone. Ruda *1*, 6th level, steel ore. Calcite replaced by cinnabar also along twinnig lamellae. Note fine grains of pyrite (white). Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 15 — Plate 15

Sl. 1. Spodnjeskitski oolitni apnenec. Ruda *1*, 6. obzorje, jeklenka. Cinabarit nadomešča večje zrno pirita (belo v sredini). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Lower Scythian oölitic limestone. Ruda *1*, 6th level, steel ore. Cinnabar replacing large pyrite grain (white in center). Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Zgornjeskitski dolomit. Kreda, 7. obzorje, bogata ruda. Korodirana dolomitna zrna v cinabaritu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Upper Scythian dolomite. Kreda 7th level, rich ore. Cinnabar containing corroded dolomite grains. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Zgornjeskitski dolomit. Kreda, 7. obzorje, bogata ruda. Cinabaritne opne slede stikom med zrni dolomita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Upper Scythian dolomite. Kreda, 7th level, rich ore. Intergranular films of cinnabar in dolomite. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 16 — Plate 16

Sl. 1. Zgornjeskitski dolomit, Kreda, 7. obzorje, bogata ruda. Zrnca cinabarita ob mejah dolomitnih zrn. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Upper Scythian dolomite. Kreda, 7th level, rich ore. Fine-grained cinnabar along dolomite grain boundaries. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Zgornjeskitski dolomit. Kreda, 7. obzorje, siromašna ruda. Cinabarit zapolnjuje poro v dolomitu; robovi dolomitnih zrn niso korodirani. Drobna bela izometrična zrnca pripadajo piritu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Upper Scythian dolomite. Kreda, 7th level, poor ore. Cinnabar filling vug in dolomite; note uncorroded edges of dolomite grains. Small isometric white grains are pyrite. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Anizični dolomit. Šmit, 2. obzorje, siromašna ruda. Cinabarit v pori dolomitne žilice. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Anisian dolomite. Šmit, 2nd level, poor ore. Cinnabar filling interstices in dolomite veinlet. Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 17 — Plate 17

Sl. 1. Anizični dolomit. Šmit, 2. obzorje. Žila jeklenke. Cinabaritna polja z okroglimi in eliptičnimi preseki kažejo lupinasto gelsko strukturo. Med cinabaritnimi polji slabo anizotropna organska snov. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Anisian dolomite. Šmit, 2nd level, vein of steel ore. Round and elliptic cinnabar areas exhibiting concentrically banded colloform texture. Note weakly anisotropic organic matter between cinnabar areas. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Anizični dolomit. Šmit, 2. obzorje, žila jeklenke. Med cinabaritnimi polji z lupinasto zgradbo se nahaja mlajša generacija cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Anisian dolomite. Šmit, 2nd level, vein of steel ore. Younger generation of cinnabar between cinnabar areas with concentrically banded colloform texture. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardski bazalni peščenjak. Za Golobom, 3. obzorje, bogata ruda. Kremen (temno sivo) obdaja zrna pirita (levo) in polje cinabarita (desno). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian basale sandstone. Behind Golob, 3rd level, rich ore. Pyrite grains (left) and cinnabar area (right) surrounded by quartz (dark grey). Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 18 — Plate 18

Sl. 1. Langobardski bazalni peščenjak. Za Golobom, 3. obzorje, bogata ruda. Detajl iz sl. 3 na tabli 17 kaže, da je kremen napram cinabaritu razločno idiomorfen. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 1. Langobardian basale sandstone. Behind Golob, 3rd level, rich ore. Detail from Fig. 3. Plate 17 showing that quartz is distinctly idiomorphic towards cinnabar. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 2. Langobardski sivi konglomerat. Logar, 4. obzorje, siromašna ruda. Enakomerno razvrščene impregnacije cinabarita v prodniku zgornjeskitskega dolomita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 56 ×.

Fig. 2. Langobardian grey conglomerate. Logar, 4th level, poor ore. Uniformly distributed cinnabar impregnations in pebble of Upper Scythian dolomite. Reflected polarized light, 56 ×.

Sl. 3. Langobardski sivi konglomerat. Logar, 4. obzorje, siromašna ruda. Detajl iz sl. 2 kaže idiomorfno zrno cinabarita (večje belo polje) s korodiranimi vključki dolomita in manjše ksenomorfno polje cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 450 ×.

Fig. 3. Langobardian grey conglomerate. Logar, 4th level, poor ore. Detail from Fig. 2. showing idiomorphic cinnabar grain (larger white area) with corroded dolomite inclusions and smaller xenomorphic cinnabar area. Reflected polarized light, 450 ×.

Tabla 19 — Plate 19

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, pod 1. obzorjem, bituminozni radiolarit. Okrogli preseki radiolarij, ki vsebujejo organsko snov *O* in pirit *P*. Presevna polarizirana svetloba, povečava 100 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, below the 1st level, bituminous radiolarite. Round sections of radiolariae containing organic matter *O* and pyrite *P*. Transmitted polarized light. 100 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, 1. obzorje, jetrenka. Drobne impregnacije cinabarita v radiolarijah in v zrnih kalcedona. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Kropač, 1st level, liver ore. Fine cinnabar impregnations in radiolariae and chalcedony grains. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Kropač, 1. obzorje, jetrenka. Cinabarit zapolnjuje notranji del radiolarij. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Kropač, 1st level, liver ore. Cinnabar filling the radiolarian shells. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 20 — Plate 20

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Viler, 2. medobzorje, opekovka. Cinabaritne impregnacije v kalcedonovih zrnih; kremenovo zrno (spodaj sredina) je brez njih. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Viler, 2nd sublevel, brick ore. Cinnabar impregnations in chalcedony grains; note that quartz grain (lower center) is devoid of sulfide inclusions. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Inzaghi, 9. obzorje, jeklenka. Cinabaritna polja z natečnimi oblikami in koncentrično zgradbo. Temno sivo je organska snov. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Inzaghi, 9th level, steel ore. Colloform cinnabar areas with concentric banding. Dark grey is organic matter. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Cinabaritno polje s koncentrično zgradbo vsebuje pirit (belo) in organsko snov (temno sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, steel ore. Cinnabar area with concentric banding includes pyrite (white) and organic matter (dark grey). Reflected polarized light, 380 ×.

Tabla 21 — Plate 21

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Različno gosta cinabaritna zrnca v sapropelitu; rudo seče žilica cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Turniš 1st level, steel ore. Different concentration of tiny cinnabar grains in sapropelite. Note also cinnabar veinlet. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Sapropelit z drobnimi zrni cinabarita in nagubanimi opnami cinabarita sečejo starejše in mlajše cinabaritne žilice. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, steel ore. Sapropelite containing tiny cinnabar grains and folded cinnabar films cutted by older and younger cinnabar veinlets. Reflested polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, jeklenka. Idioblasti cinabarita s prizmatskim habitusom; dva seče cinabaritna žilica. Glej tudi cinabaritna zrnca in polja z gelsko strukturo. Osnovo predstavlja sapropelit. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, steel ore. Prismatic cinnabar idioblasts; two are cutted by cinnabar veinlet. Note tiny cinnabar grains and areas with colloform texture. Matrix is represented by sapropelite. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 22 — Plate 22

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem, koralna ruda. Nekatere plasti brahiopodne lupine je nadomestil cinabarit; zato so svetlejše. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 63 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level, coral ore. Some layers of *Discina* shell are replaced with cinnabar and therefore they are brighter. Reflected polarized light, 63 ×.

Sl. 2. Isto kot zgoraj, pri navskrižnih nikolih. Plasti s cinabaritom so bele zaradi notranjih refleksov.

Fig. 2. The same as above, crossed nicols. Layers with cinnabar are white due to internal reflexes.

Tabla 23 — Plate 23

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem, koralna ruda. Dve razpoki sečeta brahiopodno lupino. Cinabarit (bele črtice) sledi stikom med posameznimi plastmi, kjer najdemo tudi organsko snov (temno sive črtice). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 63 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level, coral ore. *Discina* shell cutted by two cracks. Cinnabar (white short lines) and organic matter (dark grey short lines) are localized at the layer boundaries. Reflected polarized light, 63 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, nad 1. obzorjem, koralna ruda. Starejše razpoke v brahiopodni lupini so zapolnjene s cinabaritom. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 56 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Kropač, above 1st level, coral ore. Older cracks in *Discina* shell are filled with cinnabar. Reflected polarized light, 56 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Ziljska, 1. obzorje, plastovita ruda. »Orudene bakterije« (beli okrogli preseki) so delno obdane s cinabaritom (puščica) in kremenom (sivo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 56 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Ziljska, 1st level, bedded ore. "Mineralized bacteria" (white round section) are partially surrounded by cinnabar (arrow) and quartz (grey). Reflected polarized light, 56 ×.

Tabla 24 — Plate 24

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Ziljska, 1. obzorje, plastovita ruda. Isto kot slika 3 na tabli 23, povečava 450 ×. Cinabarit obdaja in nadomešča orudene bakterije.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Ziljska, 1st level, bedded ore. Same as Fig. 3, Plate 23, 450 ×. Cinnabar surrounds and replaces "mineralized bacteria".

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Drobci pirita z ostrimi robovi. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds, Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Pyrite fragments with sharp borders. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca, Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Piritni drobci kažejo ozke lamele. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Pyrite fragments showing narrow lamellae. Reflected polarized light, 380 ×.

Tabla 25 — Plate 25

Sl. 1. Langobardske plasti skonca. Kropač, 2. medobzorje, plastovita ruda. Cinabaritno-kremenova žilica: cinabarit v sredini, kremen v obrobnih delih. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 1. Langobardian Skonca beds. Kropač, 2nd sublevel, bedded ore. Cinnabar-quartz veinlet: cinnabar in the inner part, quartz on the borders. Reflected polarized light, 70 ×.

Sl. 2. Detajl zgornje slike. Kremen je napram cinabaritu razločno idiomorfen. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 2. Detail from the Fig. 1. Quartz is distinctly idiomorphic toward cinnabar. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Ziljska, 1. obzorje, plastovita ruda. Kalcedonsko-cinabaritna zrna z okroglim presekom v drobnozrnati piritni poli. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Ziljska, 1st level, bedded ore. Chalcedony-cinnabar grains with round section in fine-grained pyrite sheet. Reflected polarized light, 70 ×.

Tabla 26 — Plate 26

Sl. 1a. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, orudeni antracit. Cinabarit zapolnjuje deformirane rastlinske celice v antracitu. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1a. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, mineralized anthracite. Cinnabar filling deformed plant cells in anthracite. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 1b. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, orudeni antracit. V antracitu so razpršene zelo drobne cinabaritne impregnacije. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 380 ×.

Fig. 1b. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, mineralized anthracite. Very fine-grained cinnabar impregnations "peppered" through anthracite. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 2. Langobardske plasti skonca. Turniš, 1. obzorje, orudeni antracit. Antracit (svetlo siva osnova) vsebuje zrna kremena in dve kalcedonsko-cinabaritni zrni (spodaj levo). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian Skonca beds. Turniš, 1st level, mineralized anthracite. Quartz grains and two chalcedony-cinnabar grains (lower left) in anthracite (light grey matrix). Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti skonca. Kropač, 1. obzorje, siromašna ruda. Kalcedonsko-cinabaritna zrna in orudene radiolarije v tanki konkordantni poli. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 63 ×.

Fig. 3. Langobardian Skonca beds. Kropač, 1st level, poor ore. Thin conformable sheet with chalcedony-cinnabar grains and mineralized radiolaria. Reflected polarized light, 63 ×.

Tabla 27 — Plate 27

Sl. 1. Langobardski skladi. Kropač, 1. obzorje. Radiolarit iz radiolarij z okroglimi preseki. Presevna polarizirana svetloba, povečava 40 ×.

Fig. 1. Langobardian strata. Kropač, 1st level. Radiolarite composed mainly of radiolaria with round sections. Transmitted polarized light, 40 ×.

Sl. 2. Langobardski skladi, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Kalcedonsko-cinabaritna zrna in kremenovo zrno brez vključkov cinabarita (spodaj desno). Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 2. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore-bearing horizon. Chalcedony-cinnabar grains and quartz grain devoid of sulfide inclusions. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 3. Langobardske plasti, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Kremenovo zrno (*K*) delno obdano s kalcedonom, ki vsebuje številne drobne vključke cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 3. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore-bearing horizon. Quartz grain *K* partly surrounded by chalcedony containing numerous tiny cinnabar inclusions. Reflected polarized light, 140 ×.

Tabla 28 — Plate 28

Sl. 1. Langobardski skladi, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Plastovita ruda vsebuje orudene radiolarije z okroglimi preseki. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 140 ×.

Fig. 1. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore bearing horizon. Bedded ore composed of mineralized radiolaria with round sections. Reflected polarized light, 140 ×.

Sl. 2. Isto kot zgoraj pri povečavi 380 ×. Zelo drobni vključki cinabarita so razvrščeni po strukturi mikrofosila.

Fig. 2. Detail from the Fig. 1. Note very tiny cinnabar inclusions following the structure of radiolaria. Reflected polarized light, 380 ×.

Sl. 3. Langobardski skladi, tufit. Kropač, 1. obzorje, prvi rudonosni horizont. Cinabaritno-kremenova žilica. Kremen se vrašča v cinabarit. Nad žilico kalcedonsko-cinabaritna zrna. Odsevna polarizirana svetloba, povečava 70 ×.

Fig. 3. Langobardian strata, tuffite. Kropač, 1st level, 1st ore-bearing horizon. Cinnabar-quartz veinlet. Quartz penetrating into cinnabar. Note chalcedony-cinnabar grains above the veinlet. Reflected polarized light, 70 ×.

Structural and Genetic Particularities of the Idrija Mercury Ore Deposit

Ivan Mlakar and *Matija Drovenik*

Regarding the ore structure and origin the Idrija ore deposit is not uniform. Therefore it can be understood that in the previous century it already was explained in different ways. Various interpretations appeared because the individual authors did not know the whole deposit and they generalized their observations made in certain parts of the mine.

Meier (1868) was the first one who drew attention to the various ore structure in the two Idrija mines. He designated it as bedded impregnations in the north-western part, and as vein-like impregnations in the south-eastern part of the deposit.

In connection with the origin of the ore deposit the large vertical extension of the mineralized section should be emphasized first. Mercury ore occurs in all horizons of the Younger Paleozoic and Lower and Middle Triassic. The Upper Triassic, Cretaceous and Eocene beds, however, are barren.

The geologic section of the ore deposit (Plate *1*) shows Younger Paleozoic, Triassic, Cretaceous and Tertiary beds. Taking into account the Jurassic beds 10 km south-west from Idrija the whole thickness of the geosynclinal sediments of the Idrija area is about 5500 m (Plate *2*). In the lower part carbonaceous and clastic sediments alternate in the interval of 1000 m. From these about 800 m belong to the ore-bearing beds. In the upper part, however, carbonaceous sediments prevail which are younger than Carnian stage.

With regard to the origin of the ore there are differences between the Upper Paleozoic, Scythian and Anisian beds on one hand and the Langobardian beds on the other. In the first ore-bearing sequence the ore is epigenetic. The ore bodies are controlled mainly by contacts between lithostratigraphic units, and the Middle Triassic tectonic-erosional unconformity. In the younger beds the ore ist mostly syngenetic, and consequently the ore bodies are conformably deposited.

Hydrothermal solutions to which the Middle Triassic tectonic gave way, were coming into the deposit in two phases. The Upper Paleozoic, Scythian and Anisian beds and tuff overlying them were mineralized in the first phase. Cinnabar filled up the fissures and the pores and replaced car-

bonaceous rocks and cement of clastic rocks. Soon afterwards the tuff was disintegrated. The mineralized plagioclases and tuff fragments, however, were removed in the forming basal Langobardian sandstone. The first mineralization phase is proved also by the mineralized pebbles of the Upper Scythian dolomite in the Langobardian conglomerate.

The second phase of mineralization coincides with the deposition of Skonca beds and tuff and tuffite in their hanging wall. In this phase the solutions additionally mineralized the Upper Paleozoic, Scythian and Anisian beds and brought ores into the Langobardian conglomerate. Then they issued to the sea bottom as thermal springs.

The Skonca beds do not contain veins and veinlets, such as they were observed in Scythian and Anisian beds, besides very little cinnabar was also found which might have been formed by metasomatic processes. In these beds some ore types are mined which do not occur in older beds, e.g. liver ore, brick ore, bedded ore, and coral ore. The steel ore, however, is in form of veins in older beds, whereas in Skonca beds it forms conformable beds and lenses.

Due to changed physico-chemical conditions mercury sulphide precipitated from hydrothermal solutions in the form of very fine floccules and sedimented simultaneously with organic matter and anorganic clastic material. In some places it accumulated in such quantities that beds of gel were formed. This one crystallized later on, it is true, but very often the steel ore still shows gel structures. In other places mercury sulfide is found in very fine grains whose concentration is varying perpendicularly to the bed.

The liver ore, brick, bedded and coral ores were formed in a different way than the steel ore. In explaining their origin the fact must be taken into account that the most of cinnabar is in chalcedony grains, less in radiolarian remnants and sponge skeletons, whereas the quartz and plagioclase grains are barren. It seems most probable that at submarine thermal springs beside cinnabar also opal precipitated which later on was inverted to chalcedony. Opal and cinnabar are depositing at some thermal springs of California even today (White, 1967). Cinnabar formed fine impregnations in opal and beside this it also precipitated in skeletons of microorganisms. The grains of quartz and plagioclases which came into the sea at volcanic eruptions also deposited in the opal-cinnabar sediment and together with muscovite they partially represent clastic material. The tectonic-volcanic activity caused sliding of deposits and turbidity currents which mechanically disintegrated the unconsolidated ore sediment and transported the opal-cinnabar grains, mineralized organisms and quartz grains often surrounded by opal and cinnabar, into the clayey bituminous sediment from which the liver ore was formed.

Ore grains accumulated in some sheets and lenses; due to cinnabar finely dispersed in chalcedony grains these sheets and lenses are more or less of expressed brick red colour and the ore is called brick ore. In other places light red to greyish-red sheets and beds including various quantities of ore grains alternate with dark grey and nearly black sheets

of barren clay shale and sandstone. Consequently it is the question of bedded ore which could not be formed by the selective replacement as supposed by B e r c e.

Clayey bituminous shale and bedded ore from the uppermost part of these beds contain numerous pyrite sheets. The pyrite sheets in the bedded ore are alternating with sheets containing chalcedony-cinnabar grains. Pyrite can regularly be found in angular grains and fragments forming graded bedding in some sheets. The sedimentary origin of pyrite is proved by this. We are of opinion that the question is of idiomorphic crystals grown in the unconsolidated mud during the diagenesis. Turbidity currents also transported pyrite crystals disintegrating and accumulating them afterwards.

Coral ore can be recognized by brachiopod shells. Chalcedony-cinnabar grains are frequently found in it. Cinnabar also occurs in individual layers of brachiopod shells. There are no proofs available that the ore solutions would have come into the shells along the fissures. Beside this, very often there is no cinnabar at all in the cement of sandstone at the mineralized shells. Therefore we suppose that brachiopod shells were mineralized during the early diagenesis.

Some ore beds and sheets show graded bedding and the others cross bedding, interformational unconformity and folds originated by sliding of ore sediment. These sedimentary structures prove a variable sedimentation environment in the period of formation of Skonca beds.

We have already mentioned that pyrite idioblasts formed in these beds in the early diagenesis. We must add that the pyrite "mineralized bacteria" also formed at that time. Numerous pyrite impregnations in the brachiopod shells and microfossils also are of the early diagenetic origin. Marcasite crystallized subordinately. In the steel ore idiomorphic or hypidiomorphic cinnabar crystals somewhere having prismatic habit were formed very probably at that time.

The bedded ore such as was described in the Skonca beds is also mined in the hanging wall tuffite accompanied by tuff and radiolarite. There are two conformable ore-bearing horizons in tuffite. The first immediately overlies the Skonca beds and the second is one meter higher. The bedded texture is especially expressed in the lower horizon containing numerous brick red, greyish-red and greenish-red ore sheets between which there are sheets of grey and green tuffite. Almost all cinnabar forms tiny inclusions in chalcedony grains and impregnations in microfossils. Graded bedding is very often observed. It should be emphasized that quartz and plagioclase grains are to be found in the ore sheets which are surrounded by a chalcedony-cinnabar rim, it is true, but they are not mineralized. All these facts prove that the bedded ore in tuffite originates in a similar way as in the Skonca beds, i.e. the turbidity currents mechanically disintegrated the opal-cinnabar sediment weakly cemented and transported individual grains into the forming tuffite.

Both kinds of ore are mainly also spatially separeted. The epigenetic ore occurs in the lower — south-eastern part of the deposit; it is built by

Younger Paleozoic, Lower Triassic and Middle Triassic beds. In the upper — north-western part of the deposit the epigenetic ore is in the Anisian dolomite and Langobardian conglomerate, whereas the basal Langobardian sandstone, Skonca beds and tuffite in their hanging wall contain syngenetic ore. Both parts are separated by a Middle Triassic fault.

The syngenetic ore in the basal Langobardian sandstone, Skonca beds and tuffite proves that the Idrija deposit was formed in the Langobardian substage.

When the Idrija deposit was formed it was covered by the beds of Upper Triassic, Jurassic, Cretaceous and Tertiary sediments. Their total thickness was estimated to about 4500 m. Due to thicker and thicker cover of younger sediments the pressure and temperature were gradually increasing in the deposit. Therefore cinnabar and some gangue minerals were mobilized and passed over into fissures formed in the ore and wall rock because of subsidences in deeper parts of the geosyncline.

In the time of the paroxysm of the Alpine orogenesis the ore deposit was uplifted and cut into a block by nappe planes and pushed for several kilometers from the place of formation into the present environment (B e r c e, 1958; M l a k a r, 1969). Undoubtedly the mercury ore was also changed in this period. These processes, however, have not yet been studied in detail.

In the final phase of the Alpine orogenesis the ore deposit was transformed because of right handed separation along the Dinaric faults. Finally, the mineralized beds came into mutual position shown in Plate 1, but the individual ore bodies were disintegrated and moving along the faults.

A part of the deposit was moved for about 2,5 km along the Idrija fault toward south-east (M l a k a r, 1964). Even cinnabar mylonites and cinnabar ore can be found along the faults.

The Old Tertiary tectonic brought the Idrija ore deposit into a position in which the mineralized block is surrounded by impervious rocks from all sides. Therefore we are of opinion that in the period after the Old Tertiary tectonic till the opening of the ore deposit the subterranean stream circulation was limited. Thus, later on the mineral components rearranged mainly till the Old Tertiary age.

We do not know the ore enough in order to be able to distinguish the individual epigenetic generations of cinnabar and gangue minerals. We are of opinion that quartz grain rims in Gröden sandstone grew up in epigenetic processes. These rims are often distinctly idiomorphic towards cinnabar. However, they do not show any corrosion and therefore we suppose them to be younger than the ore mineral. The quartz-cinnabar veinlets in Carboniferous and Gröden beds probably were also formed after the mineralization.

Likewise cinnabar was mobilized in carbonaceous rocks. Ore veinlets and rather large impregnations not tectonically deformed were namely found. This speaks in favour of posttectonic formations. The epigenetic processes caused the formation of cinnabar and quartz in the cement of the

mineralized Langobardian sandstone. In this sandstone kaolinite veinlets having no relation with the primary mineralization were also formed due to lateral secretion. Numerous thin veinlets somewhere containing only cinnabar and elsewhere joined by organic matter, quartz and rarely carbonates, appeared in the Skonca beds at the time of epigenesis. Further, thin cinnabar impregnations frequently rimmed by quartz were formed in shale and sandstone at that time. Likewise cinnabar was brought into fissures of the brachiopod shells. The steel ore of the Skonca beds contains a system of cinnabar veinlets; in our opinion cinnabar crystallizated during the lateral secretion at different time intervals. The cinnabar and quartz-cinnabar veinlets in the ore-bearing tuffite horizons were also formed in the same process. The native mercury in the rich ore of Skonca beds and ore horizons of tuffite, however, probably is product of oxidation processes.

Cordevol beds are the youngest stratigraphic horizon of the Idrija ore deposit which still contains cinnabar. In these beds, however, just thin veinlets of mercury sulfide were found in only one place. The possibility of cinnabar being crystallized from hydrothermal solutions is admitted, it is true, but it is more probable that it was mobilized from richer ore bodies.

Finally, let us add some words on the origin of mercury. The volcanic activity in the broader Idrija area began in the Langobardian substage. Pyroclastic components were namely found in basal Langobardian sandstone and in the Skonca beds as well, and in tuffite and tuff, of course. It was just in these beds where the syngenetic mercury ore was found. Therefore we judge that both mineralization phases are in relation with the magmatic-tectonic evolution of the Middle Triassic.

Literatura

Barnes, H. L., Bromberger, S. B. in Stemprok, M. 1967, Ore Solution Chemistry II. Solubility of HgS in Sulfide Solution. Economic Geology. Vol. 62, No. 7. Lancaster.

Berce, B., 1953, Jamsko kartiranje rudnika živega srebra Idrija. Arhiv rudnika Idrije in Geološkega zavoda Ljubljana.

Berce, B., 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija 4. Ljubljana.

Berce, B., 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg-Ore-Deposit Idrija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 18. Pavia. (1962a).

Berce, B., 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savetovanja geologa FNRJ. Beograd (1962b).

Berce, B., 1963, The Formation of the Ore-Deposits in Slovenia. Rendiconti Soc. Min. Ital. 19. Pavia.

Bol'šakov, P. A., Kirikilica, S. I. in Ol'hovskij, N., Ja, 1969, O vertikal'nom razmahe i glubine rudootloženija na nikitovskom rtutnom mestoroždenii. AN SSSR. Geologija rudnih mestoroždenij. Tom XI, no. 4. Moskva.

Di Colbertaldo, D., — Slavik, S., 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavija. Rendiconti Soc. Min. Ital. 17. Pavia.

Dickson, F. W., 1964, Solubility of cinnabar in Na_2S Solutions at 50^0—250^0 and 1—1 800 bars, with Geologic Applications. Economic Geology, 59. No. 4. Lancaster.

Dickson, F. W., Tunnel, G., 1959, The Stability Relations of Cinnabar and Metacinnabar. Am. Mineralogist 44.

Duhovnik, J., Strmole, D., 1970, Poročilo o petrografski preiskavi kamenin okolice Šebrelj in Stopnika. Arhiv rudnika Idrija.

Fairbridge, R. W., 1967, Phases of Diagenesis and Autogenesis. Iz zbornika: Diagenesis in Sediments. Amsterdam.

Fedorčuk, V. P., 1958, K voprosu o genezise samorodnoj rtuti. AN SSSR, Geohemija 3. Moskva.

Fedorčuk, V. P., 1964, Metodika poiskav i razvedki skrytogo rtutno-sur'mjanogo orudenenija. Moskva.

Fedorčuk, V. P., Kostyjeva—Labuncova, E. E., in Maslova, I. N., 1963, K voprosu o genezise o rtutno-sur'mjanyh mestorožděnij. AN SSSR, Geologija rudnih mestorožděnij. Tom V, no. 2. Moskva.

Gröger, F., 1876, Zum Vorkommen des Quecksilbererzes. Verh. Geol. R. A. Wien.

Gröger, F., 1879, Der Idrianer Silberschiefer. Verh. Geol. R. A. Wien.

Höll, R., 1966, Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb—W—Hg —Formationen in der Türkei und auf Chios/Griechenland. Disertacija, München, 1966.

Höll, R., 1970, Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. Jg. 1970, H. 4. Stuttgart.

Jahn, E., 1870, Idrianer Korallenerz und Kainit von Kalusz. Verh. Geol. R. A. Wien.

Janda, F., 1892, Einige idrianer Mineralien und Gesteine. Österr. Zeitschr. f. Berg. u. Hütt. Wien.

Kossmat, F., 1898, Die Triasbildung der Umgebung von Idria und Gereuth. Verh. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F., 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F., 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F., 1913, Die Arbeit von Kropač; Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.

Krauskopf, K. B., 1951, Physical Chemistry of Quicksilver Transportation in Vein Fluids. Econ. Geology, 46. Vol. 5. Lancaster.

Kropač, J., 1912, Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idria. Wien.

Lipold, M. V., 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jb. Geol. R. A. Wien.

Maucher, A., Saupé, F., 1967, Sedimentärer Pyrit aus der Zinnober-Lagerstätte Almadén. Mineralium Deposita. Berlin.

Meier, R., 1868, Über den Quecksilberbergbau zu Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.

Merlič, B. V., 1963, O genezise metacinabarita iz Zakarpat'ja. AN SSSR, Geologija rudnih mestorožděnij. Tom. V, no. 5. Moskva.

Mlakar, I., 1957, O idrijski stratigrafiji in tektoniki. Diplomsko delo, Ljubljana.

Mlakar, I., 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice. Geologija 5. Ljubljana.

Mlakar, I., 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik. Ljubljana.

Mlakar, I., 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10. Ljubljana.

Mlakar, I., 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija 12. Ljubljana.

Mohorič, I., 1960, Rudnik živega srebra v Idriji. Idrija.
Müller, A. H., 1958, Lehrbuch der Paläozoologie. Band II, Teil 1. Jena.
Nikitin, V. V., 1934, Nauk o nahajališčih koristnih izkopnin. Ljubljana.
Patera, Ad. 1847, Chemische Untersuchungen des Korallenerzes von Idria. Berichte über die Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien von Wilh. Haidinger. Band I. Wien.
Pilz, A., 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf. Essen.
Rakovec, I., 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geografski vestnik. Ljubljana.
Ramdohr, P., 1967, Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart.
Ramdohr, P., 1969, The Ore Minerals & their Intergrowts. Pergamon Press. Oxford.
Ramovš, A., 1969, Poročilo o sestavi lupin v idrijski »koralni« rudi. Poročilo v rokopisu. Ljubljana.
Saupé, F., 1967, Note préliminaire concernant la genèse du gisement de mercur d'Almadén. Mineralium Deposita, 2. Berlin.
Schneiderhöhn, H., 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena.
Schrauf, A., 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. J. Geol. R. A. Wien.
Schroeckinger, V. J., 1877, Fluorit als neues Mineralvorkommen in dem Quecksilberbergwerke zu Idria. Verh. Geol. R. A. Wien.
Schulz, O., 1969, Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). Bayerische Akademie der Wissenschaften, Sonderdruck 9. München.
Stur, D., 1872. Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain. Verh. Geol. R. A. Wien.
Tunell, G. M., 1970, Mercury. Handbook of Geochemistry, II-2. Berlin.
White, D. E., 1967, Mercury and base-metal Deposits with associated thermal and mineral Waters. Iz zbornika: Geochemistry of hydrothermal Ore Deposits. New York.