

O marijareškem živosrebrnem rudišču ter njegovi primerjavi z Litijo in Idrijo z aspekta tektonike plošč

On the Marija Reka mercury deposit and on its comparison with the Litija and Idrija deposits from the aspect of plate tectonics

Ivan Mlakar

Geološki zavod Ljubljana

Inštitut za geologijo, geotehniko in geofiziko

Dimičeva 14, 1000 Ljubljana, Slovenija

Kratka vsebina

Natančno smo preučili marijareško okolico in po literaturnih podatkih rekonstruirali geološko zgradbo rudišča.

Prvini Ni in Hg tod nastopata skupaj, zato smo to rudišče primerjali z rudišči v Posavskih gubah, kjer prav tako najdemo živo srebro. Ugotovili smo pozitivno korelacijo med intenziteto razpiranja zemeljske skorje, prisotnostjo bazičnih vulkanitov ter nikljem in samorodnim živim srebrom. Podatki kažejo na globinski izvor teh prvov in permsko starost marijareškega rudišča.

Z upoštevanjem številnih geokemičnih podatkov smo podali nove poglede o perspektivnosti objekta.

Abstract

The surroundings of the Marija Reka deposit were studied in detail, and on the basis of literature data its geologic structure was reconstructed.

The chemical elements Ni and Hg are correlated, and therefore comparisons were made with the deposits in Sava folds in which also mercury occurs. Positive correlation was established between the intensity of extension of the Earth's crust, occurrence of basic volcanics, and nickel and native mercury. Results indicate the deep-seated source of these elements, and the Permian age of the Marija Reka deposit.

By considering numerous geochemical data new views on the perspective of the deposit were expressed.

Uvod

Na severnem obrobju Trojanske antiklinale se javlja majhno živosrebrno rudišče Marija Reka ali Velika Reka, kakor so ga imenovali nekateri. Rudišče zasluži posebno pozornost zaradi nenavadne mineralne združbe, zanimive starostne problematike in izrazitih porudnih deformacij.

Rudonosno območje smo preučevali leta 1982 v okviru raziskovalne naloge Meta-

logenetske študije za območje Slovenije, ki jo je financirala Raziskovalna skupnost Slovenije. Stare podatke smo skrbno ovrednotili in dopolnili z novimi. Delo je sinteza o poznavanju geološke zgradbe in orudenja v tem že več desetletij opuščnem živosrebrnem rudišču, s posebnim poudarkom na metalogenetski problematiki Posavskih gub v zvezi s tektoniko plošč.

Zgodovinski podatki

Po nekaterih informacijah (Makuc, 1933; Simić, 1951) so na območju Marija Reke rudarili že za časa Marije Terezije (vladala je od 1740 do 1780). Menda je obstajal precej globok jašek, svinčevo rudo – srebronosni galenit pa naj bi predelovali kar v njegovi bližini.

Leta 1826 so podelili rudarske pravice Simonu Kompošu na lokalnosti Na Mlakah. Listine omenjajo Barbarin rov. Dela so opustili leta 1850 (Mohorič, 1978).

Konec prejšnjega stoletja so raziskave spet zaživele. V obdobju 1880 do 1889 so izdelovali tako imenovani Kompošev rov (Makuc, 1933). Menimo, da so obnovili stara dela, ki jih je nekdanji zastavil Kompoš.

Leta 1912 je začel rudariti Daniel Omerzu, župan in trgovec iz Slovenske Bistrice. V višini okrog 510 metrov je našel izdanek svinčeve rude, ga skušal podkopati z Danielovim rovom in prodreti še v območje pod Staro jamo, o kateri je prav takrat našel dokumentacijo.

Po podatkih Dregerja (1922) je raziskave prekinila vojna, potem pa so dela obnovili. Konec leta 1922 je bil rov dolg že 300 metrov, vendar ne vemo, zakaj so z rudarjenjem prenehali, čeprav so rudo našli. Podkop se je nato zarušil.

Sredi leta 1931 so spet pričeli z raziskovanji. Obnovili so stari Kompošev rov, nato pa še Danielov podkop. Istočasno je Makuc skonstruiral in postavil peč (Kubias, 1931). Prostosledno pravico v rudnem polju Daniel sta dobila Omerzu in družabnik Lavrenčič, katerima se je pridružil še Albert Raimonenq iz Pariza. Podelitvena listina nosi datum 3. novembra 1931. Objekt so poimenovali kot Rudnik živega srebra Marija Reka v Mariji Reki.

Makuc je leta 1934 zapisal, da so zaradi pomanjkljive tehnične opreme dela začasno ustavili. Leta 1931 naj bi pridobili 350 kg, naslednje leto pa le 105 kg živega srebra (Simić, 1951; Mohorič, 1978).

Nemške okupacijske oblasti so decembra 1941 prepovedale obratovanje, partizanska dejavnost pa je uničila preostale naprave, med katerimi naj omenimo železne retorte in zidano plamensko peč.

Na podlagi skupnih podatkov o prisotnosti zlata in srebra v marijareški rudi so se leta 1947 na pobudo celjske občine za rudišče spet začeli zanimati. Kljub priporočilom različnih komisij so rudarske oblasti dale prednost raziskavam v Idriji in zanimanje za Marija Reko je zamrlo.

Aprila 1951 so v laboratoriju Emajlirnice v Celju iz marijareške rude pridobili kobaltov oksid, ki ga uporabljajo za izdelovanje modrih emajlov. Tovarna posode se je za surovino zelo zanimala in začelo se je novo obdobje raziskovanja rudišča.

Republiška rudarska uprava je zaupala vodstvo del Rudniku in topilnici Mežica, julija 1952 pa je raziskave prevzel bližnji premogovnik Zabukovica.

Ob starem Danielovem podkopu so izdelali 220 metrov novega vstopnega rova in v začetku leta 1953 že prodrli do orudenega območja in starih del. Očistili so 9 metrov globoki jašek in na obzorju 510 izkopal več deset metrov rovoev.

Iz komisijskega zapisnika z dne 18. aprila 1953 izvemo, da so ugotovili znatno nižje koncentracije Co in Ni, kot so predvidevali, pa tudi vsebnosti Hg in Pb so bile globoko pod pričakovanji.

Raziskovalna dela je nato prevzel Geološki zavod Ljubljana. Do konca leta 1956 so izdelali 611,5 metrov dolg podkop na obzorju 448 ter več 100 metrov rovin in nekaj vertikalnih povezav znotraj orudenega bloka (Jelenc, 1957) ter izračunali rudne zaloge.

Po uspešnem poskusu pridobivanja Hg iz predhodno prebrane marijareške rude v Cinkarni Celje (Vrhovec, 1957) so se spomladi 1958 odločili za poskusno odkopavanje. Delo je prevzelo podjetje Eksploatacija livarskega peska in laporja Štore v sodelovanju s celjsko Cinkarno in ga opravilo sredi leta 1958.

Dne 16. julija 1958 so zapisniško ugotovili, da odkopavanje rudišča ne bi bilo donosno. Republiški rudarski organ je 28. julija 1958 izdal odločbo o ustavitvi del.

Zaradi visoke konjunktore živega srebra na svetovnem trgu (Mlakar, 1974) so se leta 1969 spet začeli zanimati za Marija Reko, naše raziskave pa spadajo v okvir sistematskega preučevanja slovenskih rudišč.

Kratek pregled dosedanjih raziskav

Buser (1979) je izčrpno poročal o poteku geoloških raziskav na listu Celje. Zato bomo opozorili le na dela v zvezi z marijareškim rudiščem in okolico.

Tellerjeva geološka karta Celje–Radeče iz leta 1907 v merilu 1:75000 zajema tudi marijareško območje.

Po ogledu rudarskih del je Dreger (1922) napisal krajše poročilo z nekaj geološkimi podatki in z mnenjem o obetavnosti objekta. Tudi Kubias (1931) je zbral nekaj zanimivih podatkov o orudenju.

Makuc (1933, 1934) je natančno opisal litološke razmere in orudenje v Danielovem podkopu. V poročilu iz leta 1934 so med drugim tudi rezultati njegovih geokemičnih raziskav.

Jakoby (1936) je izdelal rentabilnostni izračun za odkopavanje marijareškega rudišča.

Sedlar (1950) je povzel starejše podatke in diplomskemu delu priložil karto prontosledov.

Leta 1951 je Berce kartiral okrog 36 km² marijareškega ozemlja. V poročilu je karta merila 1:20000 brez pomembnih geoloških sporočil. Istega leta je Simić (1951) ocenil, da so v obdobju po 18. stoletju v rudišču pridobili 10 ton Hg, kar se nam zdi previsoko.

Drovenik M. je rudnomikroskopsko natančno pregledal 6 vzorcev rude z odvala (Duhovnik, 1951a).

Največ podatkov o rudišču je zbral Duhovnik. Raziskovalec je že leta 1951 (b) podal nekaj misli o orudenju in pogojih nastanka rudišča, nato pa v obdobju 1953 do 1955 spremljal raziskave in v merilu 1:200 kartiral vsa sledilna dela. Razpolagamo z jamsko karto in več poročili (Duhovnik, 1953 a do d; 1955) s podatki o razmerah na obzorjih 448 in 510, vzorčevanju, rezultatih mikroskopskih preiskav rude, povzetkom spoznanj o rudišču in z ekonomsko oceno.

Cissarz (1956) je obravnaval metalogenijo širšega prostora, Duhovnik (1956) pa je omenil med drugimi jugoslovanskimi živosrebrnimi rudišči tudi Veliko Reko.

Jelenc (1953, 1957) je poročal o raziskavah v rudišču, Vrhovec (1957) pa o rezultatih žganja živosrebrne rude v celjski Cinkarni.

V okviru preučevanj nastanka slovenskih rudišč je Berce (1963) Marija Reko večkrat omenil, Grafenauer (1965, 1969) pa je obravnaval metalogenijo na območju Posavskih gub.

Z metodo profiliranja je Grad (1969) pregledal ozemlje med Celjem in Vranskim ter namenil največ pozornosti psevdoziljskim plastem. Marijareško rudišče je prav na južnem obrobju te karte.

Istega leta je Lapajne (1969) na ožjem marijareškem območju izdelal 14 km² geološke karte v merilu 1:10000. Istočasno so pregledali več petrografskih, paleontoloških in geokemičnih vzorcev. Z geokemičnim vzorčevanjem so nadaljevali tudi naslednje leto (Lapajne, 1970). V letih 1971 in 1972 je Lapajne preučil še ozemlje južno in zahodno od tod.

O novoodkritih zgornjekrednih plasteh na marijareškem območju sta poročala Lapajne in Šribarjeva (1973).

Ozerova s sodelavci (1973) je povzela znane podatke o rudišču in dodala rezultate prvih izotopskih raziskav marijareške rude.

Premru (1974) je obdelal razvoj triasnih skladov v osrednjem delu Posavskih gub, za tektonsko razlago zgradbe širšega prostora pa sta pomembni razpravi iz let 1976 in 1980.

V prispevku o jugoslovanskih živosrebrnih rudiščih daje Berce (1975, 206) nekaj podatkov o Veliki Reki. Kasneje je raziskovalec usklajeval nastanek živosrebrnih rudišč z območja Mediterana s teorijo o tektoniki plošč in pri tem upošteval tudi nekatera slovenska rudišča (Berce, 1977).

V okviru sistematskih raziskav na uran v Sloveniji je prospekcijska zajela tudi Zasavje ter bližnjo in širšo okolico marijareškega rudišča (Dimkovski, 1978).

Leta 1978 smo dobili Osnovno geološko karto – list Celje, naslednje leto pa še njen tolmač (Buser, 1978, 1979).

V zvezi s preučevanjem metalogeneze slovenskega prostora so Drovenik in sodelavci (1976, 1980) obravnavali tudi marijareško rudišče. Pomembni so zlasti podatki o izotopski sestavi žvepla ter spektralne analize galenita.

V okviru naših raziskav (Mlakar, 1982) smo po metodi evidentiranja in kartiranja vseh izdankov pregledali 4,25 km² ozemlja (sl. 1). Sedimentološko-petrografske vzorce sta preiskala Ogorelec in Orehkova, mikropaleontološke Šribarjeva, palinološke Jelen, na konodonte Kolar-Jurkovškova, rentgenske Mišič, rudnomikroskopske pa Drovenik. Kemične in spektralne analize so izdelali na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič (KIBK) v Ljubljani (analitik Hudnikova). Vsem sodelavcem se za še neobjavljene podatke, ki jih citiram med tekstom, lepo zahvaljujem.

Geološka zgradba ozemlja

Litostratigrafski podatki

Karbonske plasti. Med karbonske sklade uvrščamo sivi kremenovi konglomerat, peščenjak, meljevec in temno sivi do črni skrilavi glinovec.

V starejši literaturi ni pomembnih podatkov o sestavi in razvoju teh plasti. Šele v okviru raziskav na marijareškem območju (Lapajne, 1972, 1973) je Germovškova pregledala več vzorcev klastitov z obrobja našega ozemlja in kamenine označila kot glinenčev litoklastični peščenjak, sublitarenit ali litoklastični kremenov peščenjak. Gre za drobno-, srednje- in grobozrnate sljudnate peščenjake s 53 do 70% kremenca in 15

do 27% odlomkov kamenin. Drobcev magmatskih kamenin je 8 do 12%. Zrna so ostro-roba, polzaobljena ali zaobljena. Vezivo je silikatno, glineno filitno-sericitno ali rekristalizirano karbonatno. Prevladujejo monomineralna zrna kremenata magmatskega in deloma metamorfnega izvora. Glinenci so spremenjeni (kaolinizirani, karbonatizirani) kislji plagioklazi. Najdemo tudi mikroklin in K glinenec. Drobci kamenin so sljudnati kvarcit, kremenov peščenjak in kisle vulkanske kamenine. Med pogostnimi minerali omenja Germovškova še muskovit, klorit in pirit.

Take značilnosti ima po podatkih Germovškove (Lapajne, 1969) tudi kamenina v grapi 250 metrov vzhodno od Kregarja (sl. 1). V sivem sljudnatem kremenovem peščenjaku so zrna velika od 0,03 do 0,6 mm. Kamenina sestoji iz 75% kremenata, 14% muskovita, 6% silikatnih drobcev in 2 do 3% glincev.

Vzorec litičnega kremenovega peščenjaka, 25 m južneje od tod, ki ga je v okviru naših raziskav (Mlakar, 1982) pregledala Orehkova, vsebuje celo 5% glincev in 8 do 10% kalcita v vezivu. Pirita in organske substance je skupaj 1 do 2%. Polikristalni kremen kaže na izvor v metamorfnih kameninah, vlaknati muskovit pa ima značilnosti kot oni iz gnajsov.

Nekje iz rudišča sta vzorec zelo drobnozrnatega peščenjaka in sivega kremenovega konglomerata, ki smo ju odvzeli z jalovišča v grapi pod Kranjcem (sl. 1 – obzorje 448). V primerjavi z drugimi vzorci peščenjaka vsebuje ta kar 20% muskovita. S kompleksometrično metodo je Orehkova ugotovila še 0,2% kalcita in 9,9% dolomita, 2 do 3% pa so bile organske snovi. Okrog 5 mm veliki prodniki v konglomeratu so iz kremenata, kvarcita, roženca in peščenjaka. Porni cement je peščen z muskovitom, tu in tam pa iz kalcita; posamezna idiomorfna zrna dolomita so redkost. Kompaktnost kamenine z usmerjenostjo zrn in regeneracija veziva (šipovidna struktura) kažejo po mnenju Orehkove na epigenetske spremembe.

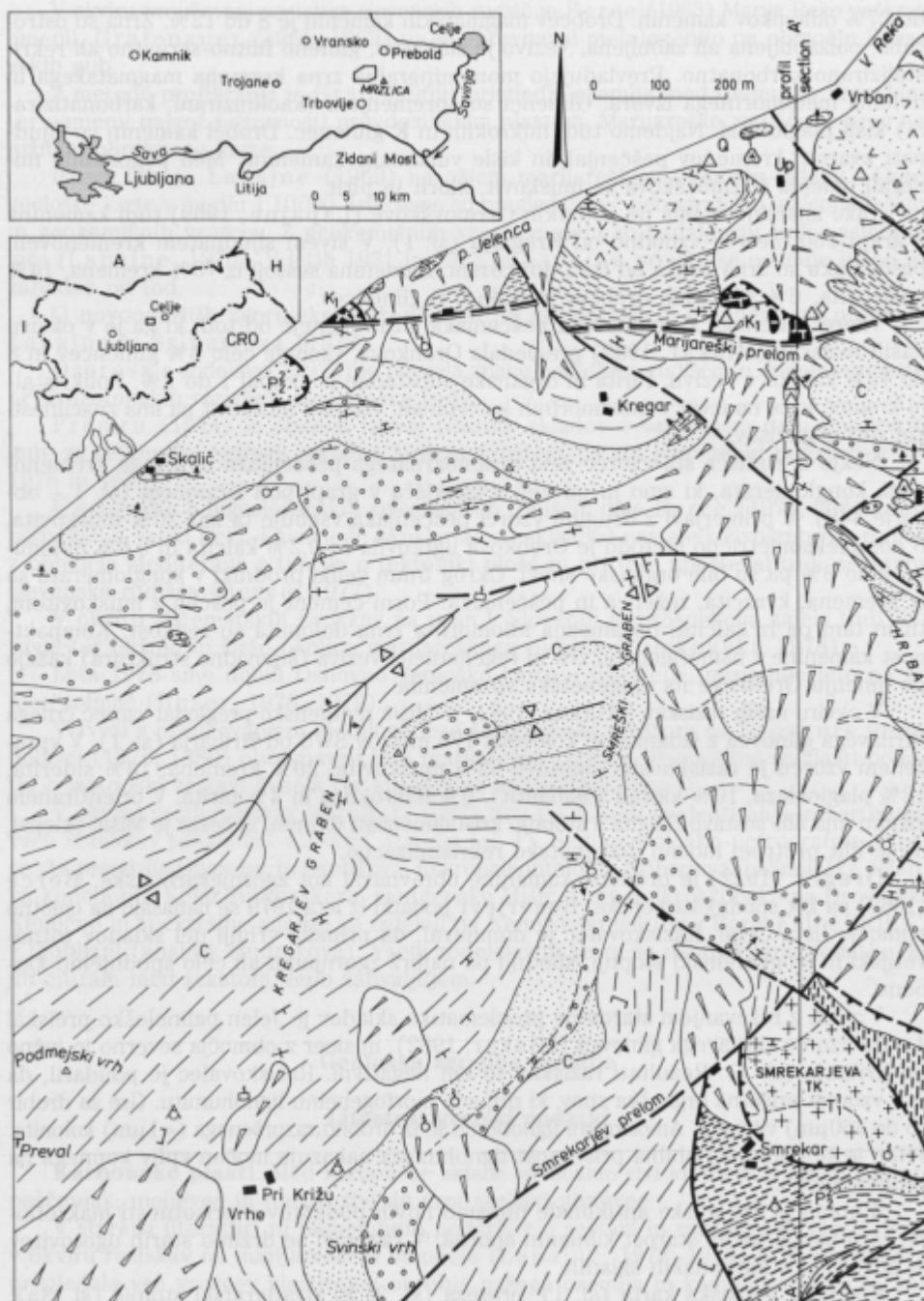
V okviru naših raziskav (Mlakar, 1982) je Mišič rentgensko pregledal vzorec črnega skrilavega glinovca z izdanka ob kolovozu 170 metrov SWS od Hribarja (sl. 1). V vprašenem vzorcu je raziskovalec ugotovil 32% muskovita, 20% kremenata, 13% siderita, 12% plagioklaza, 10% klorita (diabantit), 9% mikrokлина in 4% pirita. V orientiranem vzorcu ima illit sestavo fengita s stopnjo kristaliničnosti 6,5 mm, iz česar je Mišič sklepal, da je illit pretrpel močno diagenetsko rekristalizacijo.

Dreger (1922) je orudene kamnine obravnaval kot zgornjekarbonske, Berce (1963) pa kot spodnjekarbonske. Buserjevi podatki iz leta 1979 se nanašajo na celotno območje lista Celje. Raziskovalec je domneval, da pripada vrhnji del skladov rotno-vetijski in trogkofelijski stopnji, spodnji pa najbrž zgornjemu ali celo spodnjemu karbonu.

V zvezi z reševanjem starostne problematike skladov je Jelen palinološko preiskal 4 naše vzorce skrilavega glinovca (Mlakar, 1982), in sicer z območja severno in južno od Hribarja (sl. 1). Rezultati raziskav so bili negativni. Raziskovalec je poudaril, da je v vzorcih prisotna organska snov, ki pripada morfogenemu lignohumitu. Gre za drobir (5 do 160 μ m) vitrit. Amorfogeni lignohumit je iz drobno razpršenega (<1 μ m) kolonita. Jelen je še dodal, da obilna prisotnost lignohumita nakazuje močan vpliv kopnega na sedimentacijo.

Z območja Trojanske antiklinale nimamo novih podatkov o prisotnosti makroflore, zato ostaja točna starost kamenin sporna. V razpravi se držimo starih ugotovitev in govorimo o karbonskih skladih.

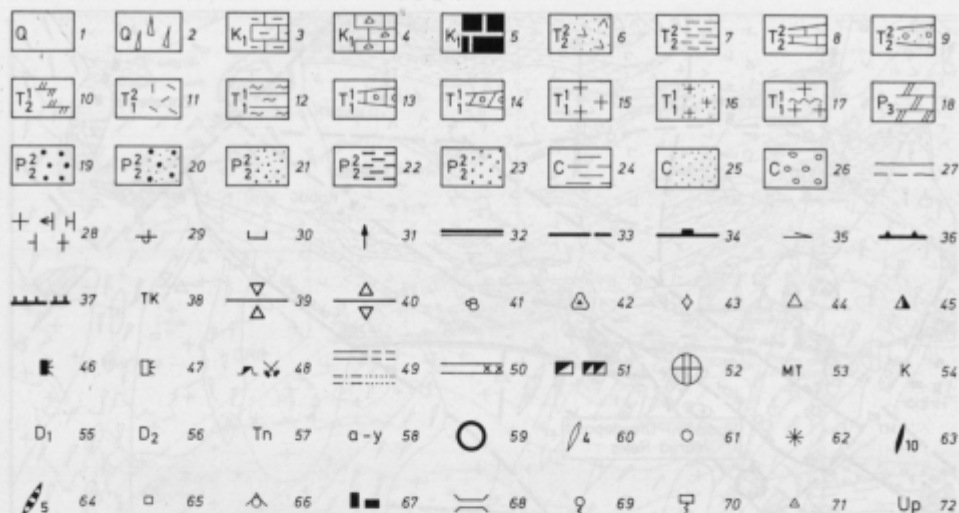
Kot kaže geološka karta (sl. 1), prereza (sl. 2) in stratigrafski stolpič (sl. 3a), se pojavljajo grobi klastiti med skrilavimi glinovci kot 100 do 250 metrov debel vložek. Ponekod je konglomerat v spodnjem, drugod pa v srednjem ali zgornjem delu prere-



Sl. 1. Geološka karta marijareškega območja



Fig. 1. Geological map of Marija Reka area



Legenda k sl. 1, 2, 3 in 5

1 kvartarne potočne usedline; 2 pobočni grušč (kvartar); 3 sivi apnenec in laporni apnenec (spodnja kreda); 4 sivi kalkarenit (spodnja kreda); 5 spodnjekredne kamenine na 1. in 2. sliki; 6 sivo zeleni drobnik in tuf (srednji trias – psevdofiljske plasti); 7 temno sivi skrilavi glinovec (srednji trias – psevdofiljske plasti); 8 temno sivi apnenec (srednji trias – psevdofiljske plasti); 9 sivo zeleni konglomerat (srednji trias – psevdofiljske plasti); 10 sivi dolomit (srednji trias); 11 sivi dolomit (spodnji trias); 12 rdečkasti skrilavi glinovec (spodnji trias); 13 leča oolitnega apnenca (spodnji trias); 14 leča oolitnega dolomita (spodnji trias); 15 rumeno sivi dolomit (spodnji trias); 16 rumenkasto rjavi sljudnati peščenjak, meljevec in glinovec (spodnji trias); 17 sivi stromatolitni dolomit (spodnji trias); 18 sivi mikritni dolomit (zgornji perm); 19 rumenkasto sivi kremenovi konglomerat (srednji perm); 20 rdečkasti kremenovi konglomerat (srednji perm); 21 rdeči kremenovi peščenjak (srednji perm); 22 rdeči skrilavi glinovec in meljevec (srednji perm); 23 rumeno sivi litični peščenjak (srednji perm); 24 temno sivi skrilavi glinovec (karbon); 25 sivi kremenovi peščenjak (karbon); 26 sivi kremenovi konglomerat (karbon); 27 ugotovljena in domnevna geološka meja; 28 smer in vpad plasti (0° , $0-30^\circ$, $30-60^\circ$, $60-90^\circ$, 90°); 29 inverzne plasti; 30 skrilavost; 31 normalna gradacijska plastovitost; 32 Marijareški prelom; 33 mladoterciarni prelom; 34 relativno pogreznjeni blok; 35 smer premikov vzdolž preloma; 36 narivna ploskev višjega reda; 37 narivna ploskev nižjega reda (meja luske); 38 tektonska krpa; 39 os sinklinale; 40 os antiklinale; 41 mikrofavna; 42 pelodna analiza; 43 konodontna analiza; 44 petrografska analiza; 45 rudnomikroskopski vzorec; 46 rentgenska analiza; 47 spektralna analiza; 48 opuščen roj; 49 opuščen roj v različnih nivojih; 50 zasuti roj; 51 jašek; 52 odval; 53 jašek iz obdobja Marije Terezije; 54 Kompošev rov; 55 prvi Danielov podkop; 56 drugi Danielov podkop; 57 talninski podkop; 58 pomembne točke; 59 poznani del marijarskega rudišča; 60 cinabaritna rudna žila – debelina v cm; 61 sledovi cinabarita; 62 samorodno živo srebro; 63 galenitna rudna žila – debelina v cm; 64 polimetalna rudna žila (Pb, Zn, Cu) – debelina v cm; 65 pirit; 66 koča; 67 kmetija; 68 most; 69 izvir; 70 zajetje; 71 kota; 72 nekdanja rudniška uprava

Explanation of figs. 1, 2, 3 and 5

1 Quaternary stream sediments; 2 Slope scree (Quaternary); 3 Grey limestone and marly limestone (Lower Cretaceous); 4 Grey calcarenite (Lower Cretaceous); 5 Lower Cretaceous beds in figs. 1 and 2; 6 Grey green greywacke and tuff (Middle Triassic, Pseudofilja beds); 7 Dark grey shale (Middle Triassic, Pseudofilja beds); 8 Dark grey limestone (Middle Triassic, Pseudofilja beds); 9 Grey green conglomerate (Middle Triassic, Pseudofilja beds); 10 Grey dolomite (Middle Triassic); 11 Grey dolomite (Lower Triassic); 12 Reddish shale (Lower Triassic); 13 Oolitic

za. V posameznih sekvencah smo tu in tam opazili normalno gradacijsko plastovitost; na taka mesta smo posebej opozorili.

Zaradi dobre sortiranosti konglomerata z zrni od 0,4 do 0,8 cm (na enem samem mestu smo našli zrna v premeru do 2 cm), tod ne gre za konglomerat podenote b_3 , oziroma za skrilave glinovce enote a v talnini in c v njih krovlini. Razgaljeno sklado-vnico kamenin lahko vzporejamo le s srednjim nivojem karbonske superpozicijske podenote b_2 na Litijskem (Mlakar, 1994). Razlika je v tem, da so tod nivoji skrilavega glinovca pogostejši in debelejši. To velja za celotno območje Trojanske antiklinalne, kar smo opazili pri preučevanju tamkajšnjih antimonovih rudišč.

Debelina razgaljenih karbonskih skladov na marijareškem območju znaša okrog 470 metrov (sl. 3a).

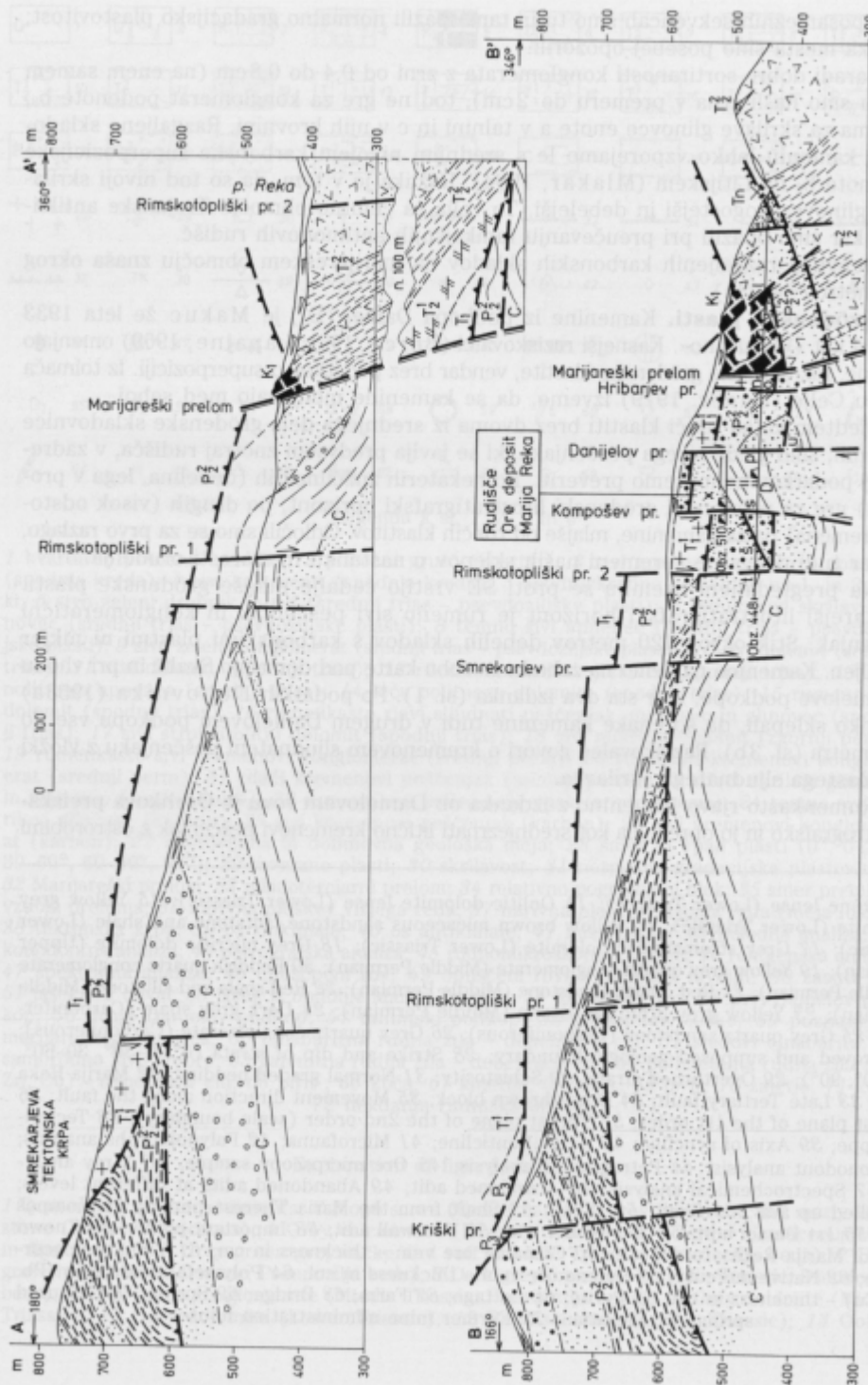
Grödenske plasti. Kamenine iz podkopa Daniel (D_1) je Makuc že leta 1933 označil kot »Verrucano«. Kasnejši raziskovalci (Berce, 1951; Lapajne, 1969) omenjajo različne, raznobarvne grödenske klastite, vendar brez podatkov o superpoziciji. Iz tolmača k listu Celje (Buser, 1979) izvemo, da se kamenine menjavajo med seboj.

Medtem ko so rdeči klastiti brez dvoma iz srednjega dela grödenske sklado-vnice kamenin, smo glede sivega peščenjaka, ki se javlja predvsem znotraj rudišča, v zadregi, saj podatkov ne moremo preveriti. Po nekaterih značilnostih (debelina, lega v prostoru) gre za najstarejši grödenski litostratigrafski horizont, po drugih (visok odstotek kremenca) pa za kamenine, mlajše od rdečih klastitov. Odločili smo se za prvo razlago, vendar tudi druga ne spremeni naših sklepov o nastanku in starosti orudenja.

Na pregledanem ozemlju se proti SE vrstijo čedalje mlajše grödenske plasti. Najstarejši litostratigrafski horizont je rumeno sivi peščenjak in konglomeratični peščenjak. Stik okrog 120 metrov debelih skladov s karbonskimi plastmi ni nikjer razgaljen. Kamenine najdemo na zahodnem robu karte pod domačijo Skalič in pri vходу v Danielove podkope, kjer sta dva izdanka (sl. 1). Po podatkih Duhovnika (1953a) bi lahko sklepali, da so enake kamenine tudi v drugem Danielovem podkopu vse do 162. metra (sl. 3b). Raziskovalec govori o kremenovem sljudnatem peščenjaku z vložki vijoličastega sljudnatega skrilavca.

Rumenkasto rjavo kamenino z izdanka ob Danielovem rovu je Orehkova preiskala petrografsko in jo opredelila kot srednjezrnati litično kremenovi peščenjak z ostrorobimi

limestone lense (Lower Triassic); 14 Oolitic dolomite lense (Lower Triassic); 15 Yellow grey dolomite (Lower Triassic); 16 Yellow brown micaceous sandstone, siltstone and shale (Lower Triassic); 17 Grey stromatolitic dolomite (Lower Triassic); 18 Grey micritic dolomite (Upper Permian); 19 Yellow grey quartz conglomerate (Middle Permian); 20 Reddish quartz conglomerate (Middle Permian); 21 Red quartz sandstone (Middle Permian); 22 Red shale and siltstone (Middle Permian); 23 Yellow grey lithic sandstone (Middle Permian); 24 Dark grey shale (Carboniferous); 25 Grey quartz sandstone (Carboniferous); 26 Grey quartz conglomerate (Carboniferous); 27 Proved and supposed geologic boundary; 28 Strike and dip of strata (0° , $0-30^\circ$, $30-60^\circ$, $60-90^\circ$, 90°); 29 Overturned strata; 30 Schistosity; 31 Normal graded bedding; 32 Marija Reka fault; 33 Late Tertiary fault; 34 Downthrown block; 35 Movement direction along the fault; 36 Thrust plane of the 1st order; 37 Thrust plane of the 2nd order (scale boundary); 38 Tectonic klippe; 39 Axis of syncline; 40 Axis of anticline; 41 Microfauna; 42 Palynomorphs analysis; 43 Conodont analysis; 44 Petrographic analysis; 45 Ore microscopy sample; 46 X-ray analysis; 47 Spectrochemical analysis; 48 Abandoned adit; 49 Abandoned adits at different levels; 50 Filled up adit; 51 Shaft; 52 Dump; 53 Shaft from the Maria Theresa period; 54 Kompos adit; 55 1st Daniel adit; 56 2nd Daniel adit; 57 Footwall adit; 58 Important points; 59 Known part of Marija Reka ore deposit; 60 Cinnabar ore vein - thickness in cm; 61 Cinnabar occurrence; 62 Native mercury; 63 Galena ore vein - thickness in cm; 64 Polymetallic ore vein (Pb, Zn, Cu) - thickness in cm; 65 Pyrite; 66 Cottage; 67 Farm; 68 Bridge; 69 Spring; 70 Captured spring; 71 Elevation; 72 Former mine administration house



Sl. 2. Geološka profila

Fig. 2. Geological sections

do slabo zaobljenimi zrni. Prevladujejo mono- in poligranularna, kataklazirana kremenova zrna (60%). Drobci kamenin (20%) so magmatskega izvora ali pa pripadajo kvarcitu, rožencu ter tu in tam glinovcu. V pornem cementu s sledovi muskovita je po podatkih Orehkove tudi idioksenomorfni kalcit močno impregniran z Fe oksidom.

V krovnini so rdeči skrilavi glinovci in meljevci. To nakazujejo razmere v drugem Danielovem podkopu med 130. in 150. metrom (sl. 3b). Kamenine se večkrat po-kažejo izpod grušča pod domačijo Nahod, na veliki površini pa jih najdemo na južnem obrobju karte. Med rdečimi skrilavimi glinovci in meljevci, debelimi okrog 150 metrov, so tu in tam nekaj metrov debele leče rdečega ali sivega drobnozrnatega peščenjaka (sl. 1, 2 in 3a).

Južno od Šuštarja se lahko prepričamo, da je na skrilavem glinovcu rdeči drobnozrnat peščenjak ponekod s polami rdečega meljevca. Po podatkih Duhovnika (1953a) so na take, okrog 80 metrov debele plasti naleteli tudi v jami.

Rdečkasti konglomerat z do 1,5 cm velikimi zrni belega, predvsem pa rožnatega kremenca, kvarcita, peščenjaka in glinovca je na pregledanem območju najmlajša ohranjena grōdenska usedlina.

V petrografsko preiskanem vzorcu rdečkastega konglomerata pri domačiji Kos (sl. 1), je Orehkova ugotovila še drobce, ki verjetno izvirajo iz magmatskih kamenin, in zrna roženca z rekristaliziranimi radiolariji. Prevladuje kontaktno vezivo.

V nekaterih nivojih je konglomerat siv do rumeno siv, vendar s posameznimi prodniki rožnatega kremenca. Pole rdečega glinovca ali peščenjaka so redkost. Grobi klastiti so debeli vsaj 150 metrov (sl. 3a). Veliki izdanki konglomerata so nad kmetijo Kos in na grebenu SE od Šuštarja; iz jame jih omenja Duhovnik (1953a).

Debelina grōdenskih skladov znaša vsaj 500 metrov, sam razvoj pa je skoraj enak onemu, kakršnega smo v začetku osemdesetih let našli na Sovodenskem in Žirovskem ozemlju (Mlakar, 1981). Na to primerjavo smo opozorili na sl. 3a (oznake A₁ do A_{3/2}).

Po drugi, v začetku poglavja nakazani varianti, naj bi sivi klastiti z oznako A₁ spadali v enoto B (krovnina enote A_{3/2}); skladi superpozicijske enote C po obeh različicah manjkajo.

Zgornjepermske plasti. Na listu Celje so dokazali te kamenine na nekaj mestih (Buser, 1979); z marijareškega območja jih ne omenja nihče.

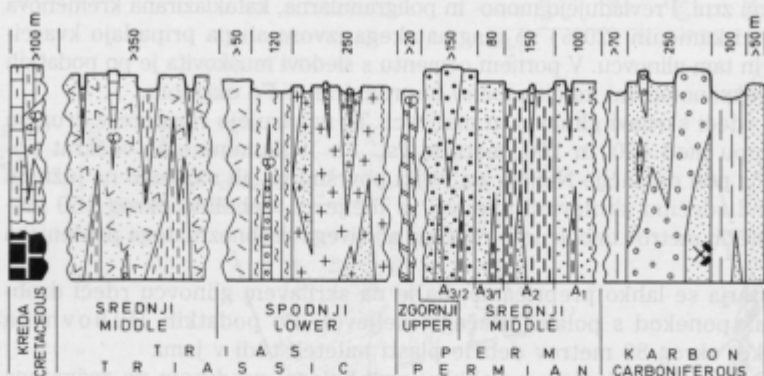
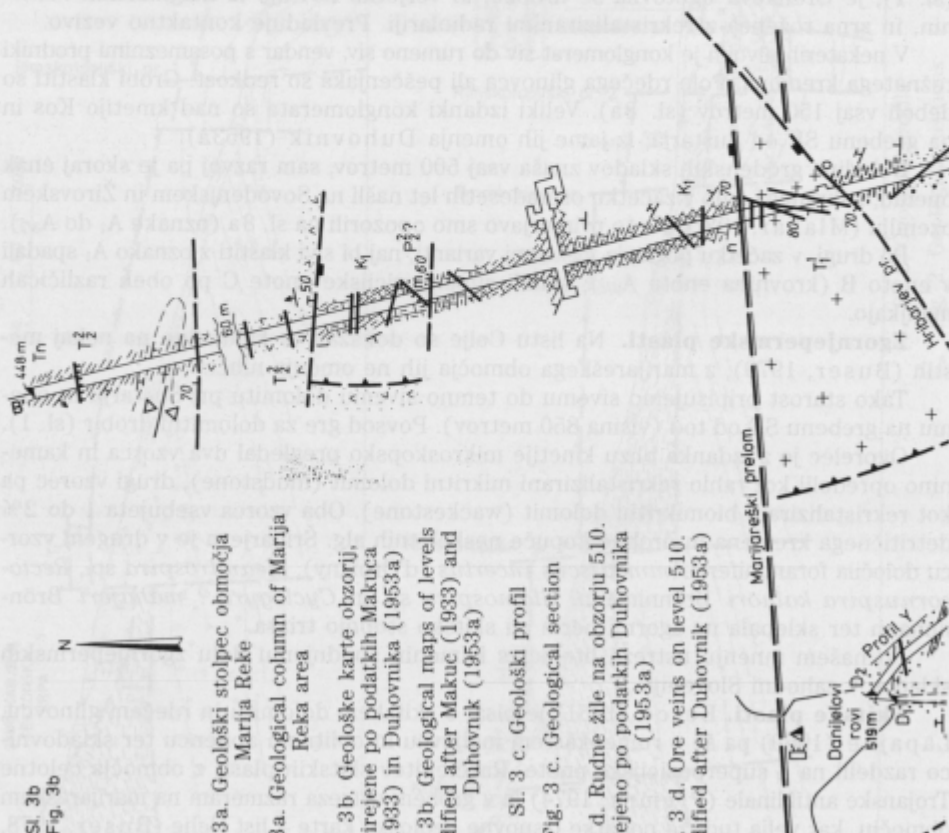
Tako starost pripisujemo sivemu do temno sivemu dolomitu pri Šuštarju in onemu na grebenu SE od tod (višina 850 metrov). Povsod gre za dolomitni drobir (sl. 1).

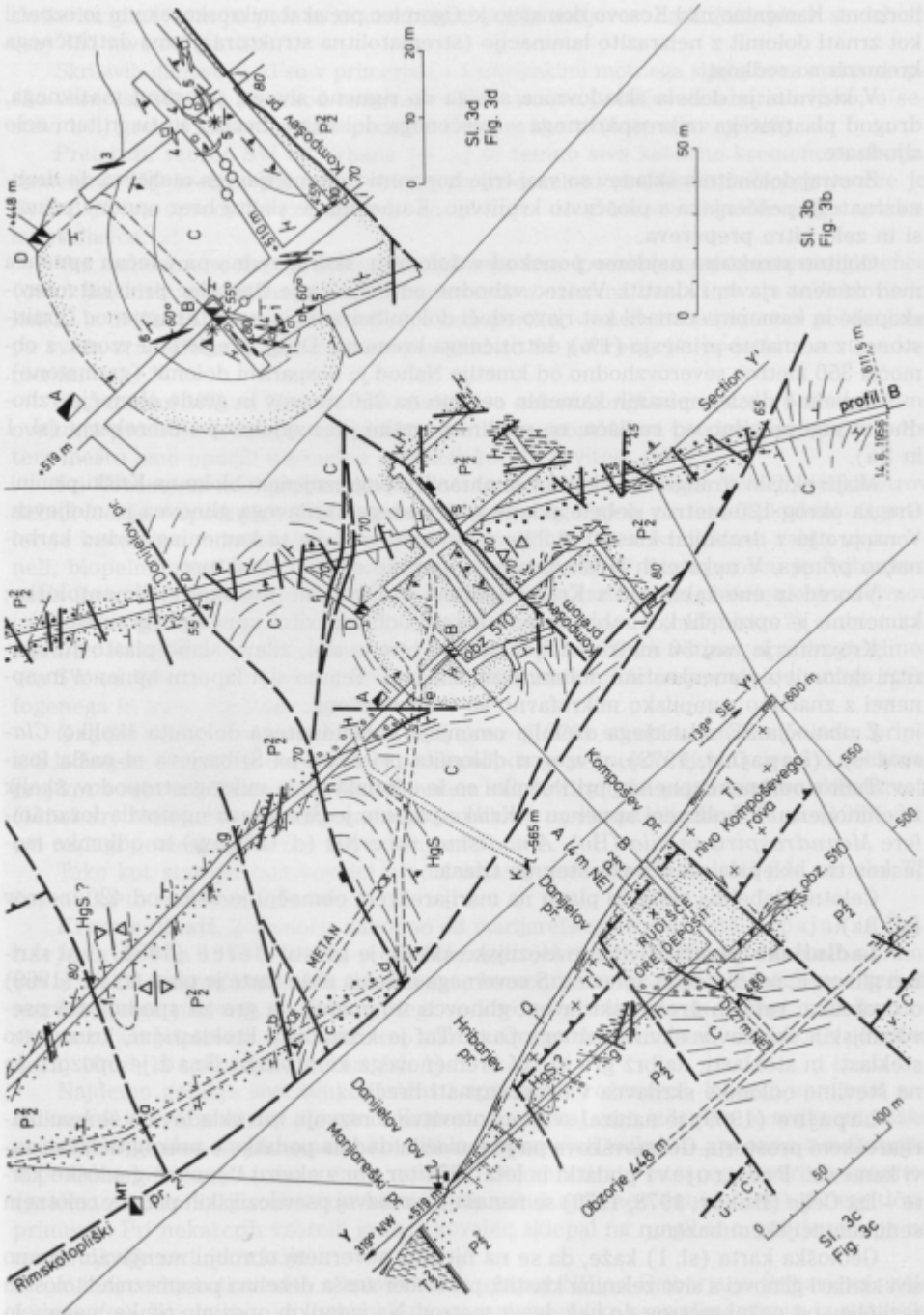
Ogorelec je z izdanka blizu kmetije mikroskopsko pregledal dva vzorca in kamenino opredelil kot rahlo rekristalizirani mikritni dolomit (mudstone), drugi vzorec pa kot rekristalizirani biomikritni dolomit (wackestone). Oba vzorca vsebujeta 1 do 2% detritičnega kremenca in drobne kopuče neskeletnih alg. Šribarjeva je v drugem vzorcu določila foraminifere *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Meandrospira* sp., *Rectocornuspira kalhori* Brönnimann, *Glomospira* sp. in *Cyclogyra* ? mahajeri Brönnimann ter sklepala na zgornji perm ali skitsko stopnjo triasa.

Po našem mnenju ustreza litofacies kamenin spodnjemu delu zgornjepermskih skladov v zahodni Sloveniji.

Skitske plasti. Berce (1951) je pisal o skitskem dolomitu in rdečem glinovcu, Lapajne (1969) pa še o rumenkastem meljevcu in oolitnem apnencu ter skladovnico razdelil na 4 superpozicijske enote. Razčlenitev skitskih plasti z območja celotne Trojanske antiklinale (Premru, 1974) le v grobem ustreza razmeram na marijareškem območju, kar velja tudi za podatke Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978, 1979).

Sivi, pasnati dolomit, debel nekaj 10 metrov, je najstarejši skitski litostratigrafski

Sl. 3a
Fig. 3aSl. 3b
Fig. 3bSl. 3a. Geološki stolpec območja
Marija Reka
Fig. 3a. Geological column of Marija
Reka areaSl. 3b. Geološke karte obzorij,
prirejene po podatkih Makuca
(1933) in Duhovnika (1953a)
Fig. 3b. Geological maps of levels
modified after Makuc (1933) and
Duhovnik (1953a)Sl. 3 c. Geološki profil
Fig. 3 c. Geological sectionSl. 3 d. Rudne žile na obzorju 510.
Prirejeno po podatkih Duhovnika
(1953a)Fig. 3 d. Ore veins on level 510.
Modified after Duhovnik (1953a)



Sl. 3d
Fig. 3d

Sl. 3b
Fig. 3b

Sl. 3c
Fig. 3c

horizont. Kamenino nad Kosovo domačijo je Ogorelec preiskal mikroskopsko in jo označil kot zrnati dolomit z neizrazito laminacijo (stromatolitna struktura); zrna detritičnega kremenca so redkost.

V krovlini je debela skladovnica sivega do rumeno sivega, ponekod masivnega, drugod plastnatega mikrosparitnega – peščenega dolomita. Lezike so tu in tam zelo sljudnate.

Znotraj dolomitnih skladov so vsaj trije horizonti rumeno rjavega meljevca do drobnostnega peščenjaka s ploščasto krojitvijo. Kamenina je skoraj brez apnene prime-si in zelo hitro prepereva.

Oolitno strukturo najdemo ponekod v dolomitu, skoraj vedno pa v lečah apnenca med rumeno rjavimi klastiti. Vzorec vzhodno od Pečnika je Ogorelec preiskal mikroskopsko in kamenino označil kot rjavo rdeči dolomitizirani biosparitni apnenec (grainstone) z neznatno primesjo (1%) detritičnega kremenca. Drugi pregledani vzorec z območja 350 metrov severovzhodno od kmetije Nahod je oosparitni dolomit (grainstone).

Debelino doslej opisanih kamenin cenimo na 250 metrov in grade območje vzhodno in jugovzhodno od rudišča; na majhni površini jih najdemo pri Smrekarju (sl. 1 in 3a).

Mlajši skitski stratigrafski členi so se ohranili v pogreznjenem bloku na Kriški planini. Gre za okrog 120 metrov debele sklade rdečkastega skrilavega glinovca in meljevca. V nasprotju z drobnimi klastiti globlje v stolpiču vsebuje ta kamenina vedno karbo-natno primes. V nekaterih lečah apnenca opazimo oolitno strukturo.

Vzorec iz ene takih leč s Kriške planine je Ogorelec preiskal sedimentološko; kamenino je opredelil kot rahlo dolomitizirani oobiosparitni apnenec (grainstone).

Krovina je vsaj 50 metrov debeli sivi do temno sivi, žilavi, slabo plastoviti sparitni dolomit z rumenkastimi dolomitnimi žilicami. Temno sivi laporni apnenci in apnenci z značilno campilsko mikrofavno so tod odneseni.

Z območja SE od našega ozemlja omenjajo iz sljudnatega dolomita školjko *Claraia* sp. (Lapajne, 1972), v vzorcu dolomita pri Kosu pa Šribarjeva ni našla fosilov. Tudi v oolitnem apnencu pri Pečniku so le odlomki lupin mikrogastropodov, školjk in ehinoderm. V oolitnem apnencu s Kriške planine je Šribarjeva ugotovila foraminifere *Meandrospira pusila* (Ho), *Amodiscus incertus* (d' Orbigny) in odlomke moluskov ter sklepala na skitsko stopnjo triasa.

Celotna debelina skitskih plasti na marijareškem območju je večja od 420 metrov (sl. 3a).

Ladinijske plasti. Med psevdofiljske sklade je uvrstil Berce (1951) črni skrilavi glinovec, peščenjak in apnenec. S severnega obrobja naše karte je pisal Grad (1969) o drobniku, tufu in črnem skrilavem glinovcu ter menil, da gre za spodnji del psevdofiljskih skladov v okviru južnega pasu. Tuf je kristalasto litoklastični, kristalasto steklasti in steklasti; najbrž gre za tuf kremenovega keratofirja. Grad je opozoril še na številne odlomke skrilavca v drobnostni breči.

Lapajne (1969) je nanizal svoje ugotovitve o razvoju teh skladov na širšem marijareškem prostoru, Germovškova pa je poročilu dodala podatke o petrografski sestavi kamenin. Premrujevi podatki iz leta 1974 ter oni v okviru Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978, 1979) se nanašajo na razvoj psevdofiljskih plasti v celotnem sedimentacijskem bazenu.

Geološka karta (sl. 1) kaže, da se na njenem severnem obrobju menjavajo temno sivi skrilavi glinovci s sivo zelenimi klastiti, pri čemer znaša debelina posameznih litoloških različkov od nekaj metrov do več deset metrov. Na izdankih opazimo tenke, nekaj cm debele pole temno sivega muljevca tudi znotraj sivo zelenih tufogenih kamenin, med

skrilavim glinovcem pa pole in lamine temno sivega meljevca. Ladinijske plasti so debele vsaj 350 metrov (sl. 3a).

Skrilavih glinovcev, ki so v primerjavi s karbonskimi motnega sijaja, brez makroskopsko vidne sljude ter ponekod reagirajo s HCl, nismo preučevali laboratorijsko; o sestavi bolj grobih klastitov daje podatke Germovškova (Lapajne, 1969).

Preiskani vzorec SW od Vrbana (sl. 1) je temno siva kalcitno kremenova droba, kamenina 250 metrov vzhodno od tod pa sivo zeleni pelitski tuf. Druge vzorce je Germovškova opredelila kot drobno- ali srednje- do grobozrnat peščenjak s splakami skrilavca.

Vse kamenine vsebujejo pretežno ostroroba zrna kremenja in spremenjene glinence (ortoklaz, kisle plagioklaze), v silikatnem vezivu oziroma osnovi pa sta tudi klorit in kalcit. Iz drobnika omenja Germovškova zrna pertita, v enem izmed vzorcev peščenjaka pa sveža zrna albita. V omenjenem poročilu so še podrobnejši podatki o sestavi kamenin.

Na vzpetini NW od Kranjca smo našli sivo zeleni konglomerat z do 6 mm velikimi ovalnimi prodniki kremenja in splakami skrilavca; posamezni prodniki so izluženi. Na tem mestu smo opazili normalno gradacijsko plastovitost (sl. 1).

Pri Kobacu sta med grobimi klastiti leči temno sivega apnenca. V večji, do 6 metrov debeli leči je v spodnjem delu apnenec debelo, v zgornjem pa tenko plastnat. Ogorelec je kamenino mikroskopsko preiskal in označil kot rekristalizirani, rahlo okremeneleli, biopelmikritni apnenec (packstone, wackestone). V istem vzorcu je Šribarjeva našla foraminifero *Endothyranella* sp., kalcitizirane radiolarije, ploščice ehinodermov in lupinice pelagičnih školjk ter sklepala na srednjetrojansko (ladinijsko ?) starost kamenine. Raziskave na konodontih so bile brezuspešne. Tudi vzorec skrilavega glinovca SW od Vrbana (sl. 1) je bil brez palinološke vsebine; Jelen je našel le mnogo morfogenega in amorfogenega lignohumita.

Grad (1969), Premru (1974) in Buser (1979) so opisanim kameninam pripisali ladinijsko starost, iz česar bi lahko sklepali, da se je psevdofilski facies tod oblikoval prej kot v zahodni Sloveniji; na Cerkljanskem so psevdofilske plasti cordevolske starosti (Mlakar, 1980). Na podobno zadrego je naletel na listu Celje že Buser (1979, 26) pri razlagi geoloških razmer NE od Polzele.

Tako kot starejši raziskovalci predstavljamo psevdofilske plasti pod oznako T₂, čeprav za to nimamo dokazov.

Kredne plasti. Z območja zahodno od marijareškega rudišča sta Lapajne in Šribarjeva že leta 1973 poročala o odkritju zgornjekrednih ploščastih lapornih apnenec z vložki apnenčeve breče in roženca; kamenine se pojavljajo kot ozek pas vzdolž marijareškega preloma. V podobni legi so kredne plasti tudi na našem ozemlju, doslej pa so jim pripisovali spodnjetrojansko starost. Gre za več osamljenih izdankov s površino nekaj 10 m², ki izstopajo kot čeri (sl. 1).

Najdemo golobje sivi, tenkoploščasti apnenec z rožencem, laporni apnenec, sivi kalkarenit in črni plastnati apnenec. Kamenine s skoraj vseh izdankov je sedimentološko preiskal Ogorelec in jih označil kot rahlo okremeneleli mikritni apnenec z neizrazito vzporedno laminacijo (mudstone), nekoliko dolomitizirani intraopelsparitni apnenec (grainstone) in rekristalizirani biomikrospartitni apnenec (mudstone) z detritično primesjo. Pri nekaterih vzorcih je raziskovalec sklepal na razgibano, pri drugih pa na mirno okolje sedimentacije.

V vzorcu biokalkarenita z izdanka 200 metrov NE od Hribarja je Šribarjeva našla foraminifero *Trocholina* sp. (gre za slabo ohranjene oblike presedimentirane iz starejših, verjetno malmskih plasti) ter sklepala na spodnjekredno starost kamenine. Iz drugih

izdankov omenja Šribarjeva le Textulariidae, Codiaceae, detritus modrozelenih alg, ehinoderme in odlomke mehkužcev. Na tako starost preiskanih vzorcev kaže po mnenju Šribarjeve tudi primerjava litobiofaciesa z znanimi nahajališči spodnje krede drugod v Sloveniji. Zato je razumljivo, da Kolar-Jurkovškova v nobenem od treh pregledanih vzorcev ni našla konodontov.

Kot kažejo razmere v jami, je debelina krednih skladov večja od 100 metrov.

Kvartar. Kvartarne starosti so potočne naplavine, pobočni grušč in podori. Potočne naplavine najdemo le vzdolž Marijareškega potoka. Največje površine, prekrite z gruščem, debelem celo preko 10 metrov, so prav na območju marijareškega rudišča in južno od tod, kar zelo otežkoča razlago geoloških razmer. Na predelu Kos–Nahod imamo opraviti celo s podori, saj so bloki pisanega grōdenskega konglomerata veliki več m³.

Tektonska zgradba

Na Tellerjevi geološki karti iz leta 1907 se na marijareškem območju pravilno vrstijo vsi skladi – od karbonskih do srednjetriasnih. Tako kakor Teller je tudi Berce (1951) imel psevdoziljske plasti v okolici rudišča za karbonske, zato naj bi perspektivno ozemlje seglo še daleč proti severu.

Grad (1969) in Lapajne (1969) sta prva ugotovila psevdoziljske plasti na ožjem marijareškem območju in obravnavala stik s karbonskimi kameninami kot tektonski.

Novejše geološke karte rudonosnega območja se ločijo med seboj po različni razlagi odnosov med karbonskimi in grōdenskimi ter paleozojskimi in triasnimi skladi. Berce (1951) in Lapajne (1969) sta menila, da leže grōdenske plasti tod erozijsko-diskordantno na karbonskih, po ugotovitvah Buserja (1978, 1979) pa je ta stik normalen. Lapajne (1969) je pisal o erozijsko-diskordantni legi skitskih plasti na starejših kameninah. Buser (1978) je na tem mestu vrisal naravno ploskev, marsikje na listu Celje pa je ta stik podan kot tektonsko-erozijska diskordanca.

Če ekstrapoliramo Premrujeve geološke podatke (1974, 1980) proti vzhodu, je naše ozemlje del Trojanske antiklinale oziroma Kozjaškega nariva; triasne plasti v krovni ni naj bi pripadale Trojanskemu narivu. Tudi po podatkih Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978, 1979) smo preučevali del ozemlja ob severnem obrobju Trojanske antiklinale v okviru Posavskih gub kot tektonske enote višjega reda.

Preiskano ozemlje leži na severovzhodnem obrobju velikega tektonsko-erozijskega okna iz paleozojskih skladov (Buser, 1978). Tod smo ugotovili dva pasova grobih karbonskih klastitov, ki ju povezujemo v nagubano enoto – antiklinalo. V severnem krilu gube so skladi strmi, ponekod celo inverzni, na južnem pa imajo položnejšo lego (sl. 1 in 2 – prerez A). S približevanjem rudišču se os gube zasuka iz prečnodinarske v alpsko smer in potone proti vzhodu.

Glede na odnos kril proti osni ravnini je guba skoraj vertikalna, sleme pa zaobljeno. Verjetno gre za eno izmed gub nižjega reda in ne za jedro Trojanske antiklinale.

Na karbonskih plasteh leži do 250 metrov debela plošča, poševno izrezana iz grōdenske skladovnice kamenin. Na subhorizontalno naravno ploskev nalegajo proti SE čedalje mlajše grōdenske plasti in leže na različno starih karbonskih kameninah (sl. 1 in 2). Dopusčamo možnost, da so grōdenske plasti v rudišču ponekod v inverzni stratigrafski legi.

Tudi naslednja narivna enota je omejena z bazalnim poševnim rezom in sestoji iz zgornjeperskih, predvsem pa iz spodnjetriasnih skladov z vpadom proti severovzhodu. Pri Smrekarju so se skitske plasti ohranile kot tektonska krpa, ki smo jo poimenovali

li po tej domačiji. Vzhodno od tod je na različnih gródenskih kameninah zgornjeperski dolomit kot najstarejši člen obravnavane narivne enote; govorimo o dveh Šuštarjevih tektonskih krpah, označenih po bližnji kmetiji.

V isto narivno enoto uvrščamo tudi psevdoziljske plasti s severnega obrobja naše karte, čeprav so na videz tuja geološka struktura. Po podatkih Osnovne geološke karte – list Celje (Buser, 1978), leže nakaj km vzhodneje od tod (Gozdnik) te kamenine na karbonatnih plasteh anizične starosti s skitskimi ali neposredno gródenskimi skladi v podlagi. Take razmere domnevamo tudi v globini in smo jih shematsko pokazali na drugi sliki (prerez A).

Psevdoziljske plasti vpadajo proti severu kakor proti jugu, tu in tam pa so vertikalne v okviru izoklinalnih gub, kot npr. severno od Kobaca (sl. 1). Glede na tektonsko rajonizacijo osrednje Slovenije (Premru, 1980), bi lahko ta narivna enota pripadala Trojanskemu narivu.

Najbolj zanimive probleme odpira prisotnost krednih plasti. Zahodno od Kregarja sta Lapajne in Šribarjeva (1973) vrisala kredne kamenine kot strmo proti severu nagnjeno in z narivnima ploskvama omejeno lusko sredi triasnih skladov. Tako intepretacijo najdemo tudi na Osnovni geološki karti – list Celje (Buser, 1978), daleč severno od tod pa naj bi ležali kredni klastiti erozijsko-diskordantno na triasni podlagi.

Neposredni stik karbonskih in psevdoziljskih plasti na veliki dolžini ter razporeditev izdankov krednih kamenin (sl. 1) kažeta, da te ne sežejo v globino, temveč leže na psevdoziljskih skladih. Toda subvertikalna lega krednih apnencev izključuje razlago, da je odnos med kameninama erozijsko-diskordanten. Kredne plasti smo zato spodaj omejili z narivno ploskvijo in menimo, da gre za tektonske krpe, vkleščene vzdolž Marijareškega preloma (sl. 1 in 2).

Deformacijo, ki jo danes označujemo kot Marijareški prelom, so raziskovalci genetno različno opredeljevali; na nekaterih geoloških kartah smo celo v zadregi, kje pravzaprav poteka.

Tektonski kontakt z vpadom proti jugu je tod ugotovil že Winkler (1923) in ga imel za nariv paleozoika Trojanske antiklinale proti severu.

Prelom je poimenoval Grad (1969, 94) in vrisal na dolžini 30 km; ob strmem, proti severu nagnjenem prelomu s smerjo E–W se stikajo različne kamenine.

Lapajne (1972) ter Lapajne in Šribarjeva (1973) sta pisala o narivanju proti jugu oziroma luskasti zgradbi vzdolž Marijareškega preloma; psevdoziljske kamenine so narinjene na kredne plasti, te pa na paleozojsko podlago.

Premru (1976, sl. 8) je vrisal Marijareški prelom shematsko v okviru prelomnega sistema šeste neotektonske faze iz srednjega dela zgornjega pliocena. V tolmaču k Osnovni geološki karti – list Celje (Buser, 1979, 48) je pojasnilo, da so ob prelomu v obliki luske verjetno vgnete zgornjekredne med triasne plasti. Podmena o triasni zasnovi alpskih prelomov (Buser, 1979, 47) je najbrž točna, vendar je ne moremo podkrepiti z novimi podatki.

Na naši grafični dokumentaciji smo Marijareški prelom posebej označili, tako da izstopa v primerjavi z drugimi deformacijami. Gre za normalni prelom s strmim vpadom (70°) proti severu ter grezanjem severnega krila za več 100 metrov, kot je poudaril že Premru (1976). Ob subparalelnem Pečnikovem prelomu, poimenovanem po zarušeni domačiji, so južno od Kregarja obprelomne gube s smerjo sever–jug (sl. 1). Podatek kaže še na bočno kompresijo oziroma horizontalna premikanja blokov ob tem prelomnem sistemu.

Alpsko usmerjeni prelomi so na pregledanem prostoru skupaj z nekaj nepomem-

bnimi meridionalnimi prelomi najstarejše neotektonske deformacije. Vsi dinarski in prečnodinarski prelomi sekajo in premikajo Marijareški prelom.

Na severozahodnem podaljšku dinarskega preloma, ki ga je Buser (1979) označil z zaporedno številko 23, so na naši karti deformacije izrazite. Oznako smo privzeli in govorimo o prvem in drugem Rimskotopliškem prelomu. Vzdolž subparalelnih, od 300 do 400 metrov oddaljenih subvertikalnih prelomov ugotavljamo horizontalne desne zmičke od 70 do 170 metrov in grezanje severovzhodnih prelomnih kril za nekaj 10 metrov. Prelome izdajajo stiki različnih kamenin, sedla in izviri.

Na severovzhodnem obrobju naše karte se javlja močan dinarski prelom, ki ga je nakazal Buser (1978) na stiku različno starih triasnih dolomitov, vendar ga ni poimenoval. Prelom je usmerjen proti izrazitemu sedlu na območju hriba Mrzlica, zato ga označujemo kot Mrzliški prelom. Ob cesti Kobac–Zapeternik ima prelomna ploskev elemente $30/55^\circ$ in subhorizontalne tektonske drse. Opazimo desni zmik psevdosijlskih skladov za 280 metrov.

Omeniti moramo še dinarski prelom ob severovzhodnem obrobju Smrekarjeve tektonske krpe, vendar ga nismo poimenovali.

Po domačiji Smrekar smo označili najmočnejši prečnodinarski prelom, ki levo znakne Marijareškega vsaj za 350 metrov. V grapi med Kobacom in Zapeternikom izstopa prelomna – »dolomitna stena« z elementi $115/85^\circ$ (sl. 1) in subhorizontalnimi tektonskimi drsami. V bližini so v sljudnatem spodnjeskitskem dolomitu obprelomne gube z dinarsko usmeritvijo osi gub, kar prav tako govori za horizontalna premikanja blokov. Močne deformacije opazimo še znotraj karbonskih klastitov in na severnem obrobju Smrekarjeve tektonske krpe.

Med domačijama Hribar in Nahod najdemo snop prečnodinarskih prelomov, ki oblikujejo geološko zgradbo rudišča in jih bomo spoznali kasneje.

Na jugovzhodnem obrobju karte smo poimenovali še dva prečnodinarska preloma, prvega po domačiji Šuštar, drugega pa po Kriški planini. Pri grezanju jugovzhodnih prelomnih kril in desnih zmikih vzdolž dinarskih prelomov je nastala parketna zgradba (sl. 1).

Podatkov za starostno opredelitev neotektonskih prelomnih sistemov nimamo.

Splošni podatki o rudišču

Na sejah komisij je lastnik Omerzu leta 1947 še imel dokumentacijo o starih rudarskih delih. Kje je le-ta danes in ali je sploh ohranjena, ne vemo. Po podatkih iz Arhiva Geološkega zavoda v Ljubljani lahko točno rekonstruiramo le rudarska dela iz novejšega obdobja (sl. 3b in d).

Jašek iz obdobja Marije Terezije je bil po mnenju kmeta Hribarja med domačijo in Danielovimi podkopi; mesto smo označili s simbolom MT (sl. 1 in 3b).

Vhod v Kompošev rov (K) je nekje na južni strani grebena SE od Hribarja, približno na koti 565 metrov, vendar ga nismo našli. Iz poročila Kubiasa (1931) izvedemo, da so rov gnali proti NE, nato pa zasukali proti vzhodu in je bil dolg vsaj 330 metrov. Na nekaj mestih so izdelali prečnike in vpadnike, vendar lokacij ne poznamo.

O Danielovem podkopu (D_1) sta poročala Dreger (1922) in Kubias (1931). Na 105. metru se rov razcepi. Po opazki – zasuti rov, eksplozija – sklepamo, da je v severnem kraku eksplodiral metan, nakar so nevarno območje obšli po južni strani in izdelali več prečnikov. Obzorje je bilo s površino povezano prek jaška (naša oznaka

A). Rudo so iskali in odkopavali na več nivojih, saj omenja Makuc (1933) tri slepe jaške (S_1 , S_2 in S_3), vendar točnejših podatkov nimamo.

Tudi drugi Danielov podkop (D_2), je v višini 519 metrov in nedaleč od prvega. Jašek z našo oznako B je segel na površje in povezal splet rogov na obzorju 510 z omenjenim podkopom.

Ustje najmlajšega, a najdaljšega – talninskega podkopa (T_n) je v grapi daleč na severu v višini 448 metrov. Rov so gnali v smeri 166° in je bil 611,5 m dolg. Na 425. metru so zastavili desni presek ter izdelali slepi jašek z našo oznako D, ki je segal do obzorja 510; v višini 480 in 495 metrov so s kratkimi rovi posegli proti SE.

V višinskem razmiku 117 metrov so v marijareškem rudišču po naši oceni izdelali skupaj okrog 2500 metrov rogov in morda 250 metrov vertikalnih povezav. Poleg težav z metanom je iz starih del večkrat vdrla tudi voda (Makuc, 1933; Tiring, 1951).

Geološka zgradba rudišča

Večina raziskovalcev je opisovala geološke razmere v posameznih rovih. Zgradbo rudišča kot celoto je doslej podal samo Lapajne (1969). Na geološkem prerezu vzdolž podkopa z našo oznako T_n je raziskovalec prikazal alpsko orientirano antiklinalo iz karbonskih in grōdenskih plasti. Po tej razlagi je rudišče v jedru izoklinalne gube s subvertikalno osno ravnino. Severno krilo je še iz spodnjeskitskih plasti, na njih pa leže ladinijske kamenine.

Naša rekonstrukcija geološke zgradbe rudišča temelji na podatkih nove površinske geološke karte (sl. 1), predvsem pa na sporočilih Dregerja (1922), Makuca (1933, 1934) in zlasti Duhovnika (1953a) o razmerah v jami. Obzorne karte smo dopolnili, uskladili z našim načinom prikazovanja podatkov in jih predstavljamo na sliki 3b. Pomembne, med tekstom omenjene točke in kontakte smo označili z malimi črkami.

Geološke razmere v prvem Danielovem podkopu (D_1) sta podala Dreger (1922) in Makuc (1933, 1934), pri čemer je druga interpretacija boljša.

Do mesta z našo oznako b se javljata sivi kremenovi peščenjak in konglomerat s precej pirita. Med točkama b in c je ob prelomu uvaljan karbonski skrilavi glinovec, nakar so presekali 30 metrov kompaktnega kremenovega konglomerata (Verrucano). Do točke e so napredovali v karbonskem skrilavem glinovcu, ki je podlaga drobnozrnatega, zelo sljudnatemu peščenjaku. Čelo rova na 284. metru je iz peščenjaka in konglomerata. Domnevamo, da je to mesto nekje med točkama j in k.

Iz drugega Danielovega podkopa (D_2) je zbral podatke Duhovnik (1953a). Vse do točke h prevladuje svetlo sivi, skoraj beli kremenovi peščenjak z do dva metra debelimi vložki vijoličastega peščenega skrilavega glinovca. Kontakti med kameninami so normalni, stik s karbonskim skrilavim glinovcem v točki h pa je tektonski in strmo vpa-da proti NW. Vložki vijoličnih glinovcev so dokaz o grōdenski starosti kamenin v začetnem delu obeh Danielovih podkopov.

Do jaška z našo oznako B se menjavajo karbonski klastiti. Klin konglomerata seže do 10 metrov dolgega rova iz slepega jaška D na obzorju 480, kar smo pokazali na sliki 3c.

V spletu rogov na obzorju 510 prevladuje po podatkih Duhovnika (1953a) sivi sljudnati drobnozrnati kremenovi peščenjak z vložki glinovca in meljevca; v podlagi so skrilavi glinovci. Karbonske kamenine so rahlo sinklinalno upognjene.

Jugovzhodno od preloma, ugotovljenega v točkah i, j in k, je Duhovnik našel rdeči do vijoličasti kremenovi peščenjak in sljudnati skrilavi glinovec; tu in tam je

peščenjak bel oziroma razbarvan. Nagubane kamenine so brez dvoma grōdenske starosti.

Tudi geološke podatke z najnižjega obzorja v višini 448 metrov (Tn) je zbral Duhovnik (1953a), vendar smo glede starosti kamenin ponekod v zadregi.

Kot kaŹeta geološka karta (sl. 1) in prerez B (sl. 2), lahko pripadata sivi peščenjak in skrilavi glinovec do točke l samo k psevdofiljskim plastem, čeprav je Duhovnik glede na prisotnost nekaj sljude sklepal na karbonsko starost kamenin.

Vse do točke n se menjavata temno sivi laporni apnenec in apnenec, ponekod z vložki peščenjaka. O starosti proti NE nagnjenih skladov ni podatka. Apnenec domnevno spodnjekredne starosti leŹi prav nad tem območjem (sl. 1 in 2 – prerez B), zato pripisujemo enako starost tudi kameninam v jami.

Posebno pozornost zasluŹi sivi kremenovi peščenjak z vložki vijoličastega skrilavega glinovca, ki se pokaŹe izpod apnenca na levem boku v intervalu od 173,8 do 178,3 m (točka m). Verjetno gre za grōdenske kamenine, uvaljane ob narivni ploskvi med krednim apnencem in psevdofiljskimi skladi (sl. 2 – profil B, sl. 3b).

Tudi o starosti sivega, okremenelega, ponekod brečastega in vodonosnega dolomita v intervalu med točkama n in o v jamski dokumentaciji ni podatka. Menimo, da gre za spodnjeskitski dolomit.

Do točke p so brez dvoma sekali grōdenske kamenine, saj je Duhovnik (1959a) pisal o vijoličastem skrilavem glinovcu in prav takem kremenovem peščenjaku s prehodom v konglomerat. Tudi starost sivega sljudnatega skrilavega glinovca in meljevca med točkama p in s ni sporna; opraviti imamo s karbonskimi plastmi.

Starostno problematične so kamenine med 477. in 529. metrom (točki s in Ź). Najdemo siv kremenov konglomerat s splakami glinovca, sljudnati meljavec in beli kremenov peščenjak. Kontakti med kameninami so tektonski. Po litološkem opisu so lahko kamenine karbonske ali grōdenske starosti. Glede na druge okoliščine smo na tem odseku vrisali grōdenske plasti.

V intervalu med točkama Ź in t omenja Duhovnik (1953a) rdeči sljudnati kremenovi peščenjak s prehodom v pisani konglomerat; pogostni so vložki vijoličastih skrilavih glinovcev. Kamenine so brez dvoma grōdenske starosti. Vse do čela na 611,5 m je podkop v črnem karbonskem skrilavem glinovcu z nekaj sljudnatega peščenjaka.

Iz zgornjih delov jaška S₁ ter vpadnikov A₁ in A₂ je omenil Makuc (1933) povsem zdrobljene kamenine, kar kaŹe na bliŹino narivne ploskve med karbonskimi in grōdenskimi plastmi (sl. 2, profil B; sl. 3c). Drugih podatkov o deformacijah narivnega značaja nimamo.

Duhovnik (1953a) je v jami ugotovil prelome vseh Źtirih sistemov, vendar tektonske zgradbe rudiŹča ni preučeval posebej.

Stik med krednim apnencem in spodnjeskitskim dolomitom na 272. metru (točka n) z vpadom 70° proti severu obravnavamo kot MarijareŹki prelom. S severa omejuje kredni apnenec prelom istega sistema, vendar reverznega tipa. Skladno z našimi predstavami o narivanju krednih kamenin na starejšo podlago in v soglasju z jamskimi podatki smo na prerezu B (sl. 2) pokazali njih lego v prostoru. Močan alpsko usmerjeni prelom z več metrov Źirokim pasom zgnetenega glinovca je ugotovil Duhovnik tudi na območju slepega jaška D (točki r in r₁).

Močne, strmo proti zahodu nagnjene prelome najdemo znotraj spodnjeskitskega dolomita med točkama n in o ter pri jašku A juŹno od tam.

Dinarsko usmerjena preloma s strmim vpadom proti NE je ugotovil Duhovnik v točkah l in t; gre za drugi RimskotopliŹki prelom (sl. 3b).

NajpomembnejŹe neotektonske deformacije potekajo v prečnodinarski smeri in dajejo

stil tektonski zgradbi marijareškega rudišča. Zgnetene kamenine v točki a (Makuc, 1933) smo povezali s točkama f in o; govorimo o Hribarjevem prelomu, označenem po bližnji kmetiji.

Okrog 90 metrov SE poteka subparalelni prelom, ki smo ga poimenovali po obzorju Daniel. Vzdolž prelomne trase se v točkah d, h in p stikajo karbonske in grōdenske kamenine.

To velja tudi za razmere v točkah i, j in k ter seveda v točki s na obzorju 448; govorimo o Kompoševem prelomu, poimenovanem po enem izmed najstarejših raziskovalcev rudišča.

V območju teh strmih prelomov se je izoblikovala značilna zgradba tektonskih jarkov in pragov. Kot kaŹeta prereza skozi rudišče (sl. 2 – profil B in sl. 3c), so se karbonski skladi med Kompoševim in Danielovim prelomom dvignili za okrog 150 metrov, medtem ko horizontalne komponente premikov ne poznamo.

Rudonosno zgradbo lahko na kratko opredelimo takole. Na rahlo nagubanih karbonskih skladih iz razliĹnih klastitov leŹita narivni enoti iz grōdenskih ter zgornjepermskih in skitskih kamenin. Neotektonski prelomi so deformirali narivno zgradbo; v okviru tektonskih jarkov in pragov se stikajo kamenine razliĹnih narivnih enot. V enem izmed dvignjenih blokov se v karbonskih kameninah javlja znani del marijareškega rudišĹa.

Podatki o orudenju

V starejši literaturi o marijareškem rudišču je mnogo zanimivih informacij o orudenju, vendar lahko le pribliŹno doloĹimo mesto, na katerega se nanaŹajo.

Najbolj sporni so podatki iz okrog 330 metrov dolgega Kompoševega rova (K), ki jih navaja Kubias (1931). Na 160. metru naj bi KompoŹ odkril Źilo svinĹeve rude in jo preiskal z 10 metrov dolgim vpadnikom. Trideset metrov pred Ĺelom glavnega rova so presekali Źe 2 do 15 cm debeli Źili kremena s cinabaritom, in sicer v skrilavem glinovcu. Vsebnost Hg v izkopsnini je znaŹala od 0,08 do 0,16%, v prebranih kosih pa 1,5 do 6,1%. Menimo, da gre za obmoĹje severovzhodno od naŹih toĹk r in k (sl. 3b).

Prve podatke iz Danielovega podkopa (D_1) je zbral Dreger (1922). Na 284. metru so v peŹĹenjaku naleteli na Źilice cinabarita in galenita ter mnogo samorodnega Źivega srebra; nabirali so ga lahko kar z Źlico. Okrog 10 metrov Źiroki pas okremenelih kamenin je bil spremenjen v milonit. PopreĹna vsebnost Hg v pridobljeni rudi je znaŹala 1,51%; gre za analizo iz Cinkarne Celje. Domnevamo, da je to mesto v bliŹini toĹke j.

Iz nekega zapisnika z dne 21. oktobra 1931 izvemo o 40 cm debelih Źilah kremena s baritom na 250. metru. Źile z elementi 150/50° so v peŹĹenjaku in vsebujejo Źe cinabarit. Ta se javlja kot impregnacije skupaj s samorodnim Hg tudi v prikamenini. SpremljajoĹi minerali so pirit, markazit in halkopirit. Orudeno obmoĹje so preiskali podrobneje z rovi in nadkopi. Pri napredovanju so zadeli na rdeĹi skrilavi glinovec, zato menimo, da je tudi to obmoĹje ob Kompoševem prelomu.

NajzanimivejŹe podatke iz prvega Danielovega rova je zbral Makuc (1933, 1934). Raziskovalec je posebej poudaril, da so najlepŹe rudne Źile v drobnozrnatem zelo sljudnatem peŹĹenjaku, v podlagi rudiŹĹa pa da je Ĺrni skrilavi glinovec. Tu in tam prehaja peŹĹĹnjak v konglomerat, ki je veĹkrat okremenel in rudonosn, nespremenjena kamnina pa je jalova.

Iz orudenega obmoĹja je poroĹal Makuc o halkopiritnih Źilicah in o 5 do 12 cm

debeli cinabaritni žili s samorodnim Hg. Žila je konkordantna in vpada pod kotom 40° proti ESE ter vsebuje poprečno 4% živega srebra.

V enem izmed križišč so v rudnih žilah, preiskanih smerno in z jaški, ugotovili 0,5 do 2% Hg ter mnogo samorodnega živega srebra. Na nekem mestu so zbrali kar 2kg kovine, zato ne preseneča podatek o zastrupitvah delavcev s samorodnim živim srebrom.

Pri 10 metrov globokem jašku S_2 so našli do meter debelo rudno žilo in prvič ugotovili medlico. Ruda je vsebovala več kot 20% Hg. S tega mesta je poročal Makuc še o centimeter debelih galenitnih žilicah ter o baritni žili z mnogo cinabarita in samorodnega Hg. Tu so prvič ugotovili zlato in nikelj ter še kot oreh velika gnezda čistega cinabarita.

Na drugem mestu so našli več rudnih žil, bogatih s Hg, Co in Ni; iz razpok so iztekale velike kaplje samorodnega Hg. V peščenjaku s prehodom v konglomerat so presekali številne do 10cm debele žile, ponekod s tetraeditom ter tu in tam s cinabaritom. Orudena cona je bila široka od 8 do 10 metrov, rudne žile pa so postajale z globino debelejše in bogatejše.

Pri izkopu slepega jaška S_3 so naleteli na več žilic halkopirita in čistega nikljevega sulfida. Na 7. metru so zadeli na nenavadno debelo baritno žilo z mnogo Hg, Cu (tetraedita), niklja in kobalta. Vrednost pridobljene rude je pokrila stroške izdelave jaška, ki so ga nato poglobili do 18. metra, čeprav je že na 14. metru s severnega boka vdrla voda.

Na koncu poročila iz leta 1933 je Makuc posebno poudaril, da je orudenje z globino intenzivnejše in celo kremenov konglomerat, ki je na zgornjih nivojih jalov, je v spodnjih delih rudišča rudonosno.

Neki zapisnik iz leta 1947 govori o sistemu orudnih razpok pod werfenskimimi – torej grödenskimi plastmi na vzhodnem obrobju rudišča, v drugem takem dokumentu iz leta 1953 pa je podatek o lečastih rudnih telesih vzdolž meridionalnih prelomov z vpadom 50° proti vzhodu. Orudeno območje sekajo alpski in prečnoalpski prelomi.

Z območja jaška B ter obzorja 510 je zbral Duhovnik (1953a) najbolj točne podatke o orudenju in jih prikazujemo v nekoliko shematizirani obliki na sliki 3d.

Pred jaškom so zadeli na 6cm debelo galenitno žilo ($65/60^\circ$) z nekaj kalcita in krena, v samem jašku pa so našli najpomembnejše živosrebrno orudenje. V sljudnatem kremenovem peščenjaku ($110/55^\circ$) je do 20cm debela konkordantna žila iz kalcita, barita in krena. Na stiku kalcita in krena kakor tudi med zrni barita in kalcita so do 6mm velika zrna cinabarita in kapljice samorodnega Hg; najdemo tudi halkopirit.

Na obzorju 510 gre za okrog 20 rudnih žil in žilic, debelih le nekaj cm, izjemoma 10cm, in dolgih največ 3 metre. Monomineralne žile in žilice so iz galenita ali cinabarita; takih žil in žilic iz sfalerita, barita ali halkopirita Duhovnik ne omenja.

Med polimineralnimi so najpogostnejše galenitno-sfaleritne žile in žilice ter večkrat vsebujejo halkopirit. Tudi cinabaritno-baritne žilice so pogostne. Nekatere druge združbe mineralov (npr. cinabarit-barit-halkopirit) se pojavljajo le tu in tam, nikoli pa ne nastopa sfalerit skupaj z baritom ali cinabaritom. Pirit po količini prevladuje in je skoraj vedno spremljevalec vseh vrst rudnih žil in žilic. Med jalovinskimi minerali omenja Duhovnik še kalcit in kremen.

Glede na prikamenino iz drobnozrnatega, zelo sljudnatega peščenjaka z vložki glinovca in meljevca, sklepamo, da so rudne žile in žilice konkordantne, običajno pa diskordantne. V prvem primeru prevladuje prečnoalpska smer, v drugem pa so prisotne rudne žile in žilice vseh štirih sistemov. V mineralni sestavi konkordantnih ali diskordantnih rudnih žil in žilic ni bistvenih razlik.

Že v starejši literaturi o rudišču najdemo nekaj podatkov o posameznih mineralih; spisek doslej ugotovljenih mineralov prikazujemo na prvi tabeli.

Makuc (1933, 1934) je pisal o srebronosnem galenitu, ponekod z več kot 200 g/t Ag. Baker nastopa v medlici in seveda v halkopiritu, antimon pa v tetraedritu; sledovi antimonita so redkost. Iz kremenovih žilic, orientiranih pravokotno na plastovitost, poroča raziskovalec še o zelo velikih cinabaritnih kristalih. Drugod je drobnostnati peščenjak na gosto, a enakomerno posejan s cinabaritnimi kristalčki. Taka ruda vsebuje 0,1 do 0,4% Hg.

Zanesljivejši in natančnejši so podatki, ki jih je dala rudna mikroskopija. Prve take informacije je zbral Drovenik (Duhovnik, 1951a). Pirit v idiomorfnih kristalih (0,01 do 1 mm) je v paragenezi najstarejši mineral. Sfalerit zapolnjuje razpoke v piritu. Razmeroma drobnostnati galenit je mlajši od pirita. Medlica (verjetno schwazit – z živim srebrom bogati tetraedrit) se javlja kot ksenomorfnna zrna ali vključki v halkopiritu ter večkrat nadomešča galenit. Najmlajši rudni mineral je cinabarit.

Rudo iz jaška B (meter pod Danielovim obzorjem) je s 6 vzorci rudnomikroskopsko preiskal Duhovnik (1953b). V debelostrukturnem skupu iz kremenca in barita najdemo pirit samo skupaj s kremenom; v družbi z baritom so le cinabaritna zrna. V vzorcu št. 3 z izrazito brečasto strukturo je kremen dveh generacij; mlajši nastopa skupaj z baritom in cinabaritom. Pirit je redek. V petem vzorcu se javlja poleg kremenca tudi halkopirit.

Tabela 1. Minerali v marijareškem rudišču

Table 1. Minerals in Marija Reka ore deposit

Minerali – Minerals	Stari podatki Ancient data	Makuc (1933, 1934)	Duhovnik (1951a, 1953b, 1964)	Drovenik (1983)
Antimonit – Stibnite	(+)	(+)		
Arzenopirit – Arsenopyrite	(+)?			
Barit – Barite	+	+	+	+
Bornit – Bornite			(+)	
Bravoit – Bravoite		(+)?	(+)	(+)?
Cerussit – Cerussite				(+)
Cinabarit – Cinnabar	+	+	+	+
Galenit – Galena	+	+	+	+
Halkopirit – Chalcopyrite	(+)	(+)	(+)	(+)
Kalcit – Calcite			(+)	(+)
Klorit – Chlorite				(+)
Kremen – Quartz	+	+	+	+
Markazit – Marcasite	(+)			
Pirit – Pyrite	+	+	+	+
Samorodno Au – Gold		+		
Samorodno Hg – Native Hg	+	+	+	
Schwazit – Schwartzite			(+)	
Sfalerit – Sphalerite	+		+	
Siderit – Siderite				+
Tetraedrit – Tetrahedrite	+	+	+	+

(+) le v nekaterih delih rudišča

(+) in some parts of deposit only

Grafenauer je pregledal dva obrusa iz marijareške rude (Duhovnik et al., 1964); v prvem je galenit, halkopirit in kremen. Halkopirit nastopa kot številni vključki premera 0,2 mm v galenitu, tetraedritni vključki pa so nekaj manjši (0,1 do 0,2 mm). Kremen se javlja v do 0,6 mm velikih zrnih; kot jalovina nastopa barit. Ruda je zelo bogata z bakrom in antimonom.

V drugem vzorcu iz kremenovega peščenjaka je izredno lep cinabarit, najdemo pa še barit in pirit. Kremena je precej, karbonatov malo.

Po rudnomikroskopski preiskavi 6 vzorcev z odvala pred Danielovim podkopom je Drovenik (1983) sklepal na naslednje zaporedje kristalizacije mineralov: iz hidrotermalnih raztopin se je prvi izločil siderit, nadomeščal je detritična zrna in se odlagal tudi v razpokah. Sideritne žilice so bile kasneje zdrobljene, nakar se je izločal pirit kot najpogostnejši rudni mineral. Po kristalizaciji barita je nastala druga generacija siderita in pirita, ki se javljata v majhnih količinah. Naslednji – kremen kot zelo pogostni mineral intenzivno nadomešča siderit in barit. Najmlajši minerali so halkopirit, galenit in cinabarit.

Posebno naj opozorimo na zanimivo problematiko, povezano s kobaltom in nikljem. Makuc (1933) je prvi opozoril na prvini, in sicer v zvezi z baritno-živosrebrnim orudenjem, čisti nikljev sulfid in več žilic halkopirita pa so našli pri slepem jašku S_3 .

Raziskovalec je poudaril, da so v baritno-živosrebrnih žilah ugotovili precejšnje koncentracije Co in Ni. Posamezni deli žil so vsebovali do 6 % Co, največ 1 % Ni in do 20 % Hg (v poročilu iz leta 1934 najdemo celo vrednosti 9 % Co in 6 % Ni). Makuc je menil, da oblikujeta Co in Ni neko sulfidno zmes z železom, sama zapolnitev žile pa ima skupaj s cinabaritom in samorodnim Hg videz črne, težke substance. Takšni, s Co, Ni in Hg bogati odseki so navadno brez bakra, pa tudi tetraedritni in Cu vsebujoči deli žil redkokdaj vsebujejo Co in Ni. Pirit s kobaltom in nikljem se javlja po ugotovitvah Makuca le tu in tam.

Kot smo že omenili, so v celjski Emajlirnici leta 1951 iz marijareške rude laboratorijsko pridobili kobaltov oksid. V dopisu z dne 23. aprila 1951 ni podatka o tem, kakšno rudo so predelali.

Mesec kasneje je M. Drovenik mikroskopsko natančno preiskal dve vrsti marijareške rude (Duhovnik, 1951a). Prva, pretežno s karbonatnim vezivom in galenitom, medlico in cinabaritom kot rudnimi minerali, je vsebovala le okrog 3 % pirita, druga v okremeneli kamenini, pa kar 75 % pirita in nekaj sfalerita, halkopirita in medlice. Temu vzorcu je raziskovalec namenil posebno pozornost, vendar ni našel dokazov za prisotnost bravoita (Ni, Fe, Co) S_2 .

Duhovnik (1951b) je domneval, da je pirit mlajše generacije tisti mineral, ki vsebuje Co in Ni v večjih količinah in nastopa sredi piritnih žil, katerih debelina je navadno manjša od 2 cm.

V vzorcu št. 2 iz jaška B je Duhovnik (1953b) našel dokaze z tako trditve. V rudi predvsem iz kremenca, nekaj barita in cinabarita nastopa v večji količini tudi pirit. Zrna bravoita so po obliki podobna piritnim, le da so manjša od 0,25 mm in se od njega ločijo po močnejšem odboju svetlobe, svetlejši barvi in so brez vdolbinic, značilnih za piritna zrna.

V komisijem zapisniku z dne 18. aprila 1953 najdemo podatek, da je bilo v vzorcu iz okrog 1 cm³ pirita 0,05 % Ni ter sledovi – torej manj kot 0,005 % – Co. V letnem poročilu o raziskavah (Jelenc, 1953) pa lahko preberemo, da se javljajo sledovi Co in Ni skupaj z arzenopiritom v posebnem sistemu rudnih žil. Prisotnost obeh prvin so dokazali, kot bomo videli, tudi z vzorčevanjem jamske rude leta 1954.

Drovenik s sodelavcema (1980, 31) omenja bravoit (?) v zvezi s kristalizacijo prvonastalih mineralov, in sicer halkopirita in pirita. V treh takrat spektralno preiskanih vzorcih galenita so bile vsebnosti Co in Ni zelo nizke (tab. 2). Samo prvi vzorec (4) je ob robu galenitne žilice vseboval drobnozrnati pirit. Drugi vzorec (5) predstavlja galenitno žilo s sledovi halkopirita in nekaj kremena, pri tretjem vzorcu (6) pa gre za žilico iz debelozrnatega galenita.

V okviru naših raziskav je Drovenik (1983) rudnomikroskopsko pregledal še 6 vzorcev marijareške rude z odvala pred Danielovimi rovi. Vzorci so poleg rudnih mineralov (galenit, cinabarit) vsebovali barit kakor tudi pirit, včasih celo dveh generacij. Raziskovalec je posebej poudaril, da v nobenem od preiskanih obrusov ni našel bravoita. Ta mineral se od pirita loči po izraziti zonalnosti in ga ni mogoče prezreti, je zaključil raziskovalec.

Toda ti podatki se ne ujemajo z rezultati spektralne in kemične analize pirita iz enega od omenjenih rudnomikroskopsko preiskanih vzorcev. Gre za vzorec MR-65/82c, katerega sestavo je Drovenik (1983) opisal takole.

Detritična zrna v sivem srednje- do debelozrnatem, nekoliko piritiziranem peščenjaku so zlepljena s sideritom, v karbonatnih poljih pa so zrasi piritni metakristali; kasneje jih je tu in tam obdal kremen. Kamenino seka centimeter debela žilica, v kateri je bil siderit prvotno prevladujoči mineral. V paragenetskem zaporedju mu je sledil pirit. Njegova zrna so razvrščena ob stiku žilice s prikamenino kakor tudi v sami žilici, vendar dokaj neenakomerno. Gre za različno velika zrna, toda največje doseže komaj 1,5 mm. Njihov metasomatski nastanek kažejo vključki sideritnih zrn. Mlajši od pirita je kremen. Ta nadomešča karbonat in pogosto obrašča piritna zrna. V podrejenih količinah najdemo v žilici halkopirit in galenit. Oba oblikujeta majhna, nepravilna polja in nadomeščata karbonatna zrna.

Na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič v Ljubljani (analitik Hudnikova) so z emisijsko spektroskopijo preiskali piritna zrna ob prikamenini. Kot kaže 2. tabela (vzorec 8), so ta vsebovala 71 µg/g Co in več kot 1000 µg/g Ni. Visoke vsebnosti obeh prvin je potrdila tudi kemična analiza (8a), ki je pokazala 0,03% Co in kar 0,17% Ni. Poleg teh prvin vsebuje preiskani pirit tudi precej kroma in molibdena (tabela 2).

O povečanih količinah Co in Ni v marijareški rudi torej ne moremo več dvomiti, nekoliko problematična je le oblika, v kateri nastopata. Drugih nikljevih ali kobaltovih mineralov nihče ne omenja.

Na tem mestu naj opozorimo še na spektralno analizo svetlo sivega debelozrnatega barita iz istega odvala; na kosu rude so oprhi cinabarita. Kot kaže 2. tabela, se vzorec št. 7 odlikuje z visoko vsebnostjo Sr, čeprav z rudno mikroskopijo doslej niso dokazali stroncianita.

Prve masnospektrometrične analize žvepla v cinabaritu, piritu in baritu iz kosov marijareške rude v mineraloški zbirki Odseka za geologijo Univerze v Ljubljani, so opravili Ozerova in sodelavci (1973, tabela 4). Podatke je z dvema vzorcema iz galenita dopolnil in nato ovrednotil M. Drovenik s sodelavcema (1976, 1980).

Kakovost živosrebrne rude. Nekaj informacij iz obdobja 1931 do 1934 smo že navedli. Gre za posamezne vzorce, analizirane v različnih laboratorijih in brez točne navedbe lokacije. Iz tega časa je še ekonomska ocena (Jakoby, 1936), v kateri omenjajo siromašno rudo z 0,1 do 0,4% in bogato rudo z 0,5 do 2,5% Hg. V izvedenskem poročilu angleškega podjetja Adriatic Overseas Corporation Ltd London iz leta 1937 pa so računali celo z 2,250000 tonami rude in 0,3% Hg, kar da 6750 ton živega srebra. Pogovori

Tabela 2. Spektralne analize galenita, barita, pirit in splitiziranega diabaza (v $\mu\text{g/g}$)
 Table 2. Spectrochemical analyses of galena, barite, pyrite and splitized diabase (in $\mu\text{g/g}$)

	1	2	3	4	5	6	7	8	8a	9	10	11
Ag	1	10	1	75	50	250	-	-				
As	100	5	100	-	-	5	-	190				
B			10				-	-		-	-	-
Ba			100				>1000	550		-	100	-
Be			3				-	3		-	-	-
Bi	1	5		1	7	-						
Cd	10	1		30	-	3,3						
Co	3	4	5	-	-	-	-	71	0,03%	30	33	34
Cr			10				-	63		76	87	65
Cu	1		1	600	700		46	49		82	26	15
Ga			3				-	37		17	19	19
Ge			3				-	27				
In	1			-	-							
Mn	1	1		15	-	-						
Mo	10	1	5	-	-	-	-	42		-	-	-
Ni	3	10	3	-	-	-	12	>1000	0,17%	173	180	170
Pb			3				8	>1000		12	17	5
Sb	30	10		400	400	120						
Sn	3		3	-	-		-	-				
Sr			100				~1000	250		133	115	210
Te		20										
Tl	10	0,2		-	-	-						
V	1	1	10	-	-	-	-	-		225	245	265
Zn	100	10	30	1600	-	84	-	-		170	385	64
Zr			30				-	260		195	240	285

1 Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4 in 5 (analitik Hudnik)
 The lowest determinable value for analyses Nos. 4 and 5 (analyst Hudnik)

2 Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 6
 The lowest determinable value for analysis No. 6

3 Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 7 do 11
 The lowest determinable value for analyses Nos. 7 to 11

Analize 4, 5 in 6 – galenit, Marija Reka; Drovenik M. et al., 1980, 29
 Analyses 4, 5 and 6 – galena, Marija Reka; Drovenik M. et al., 1980, 29

7 Barit, Marija Reka 9, 10 Splitizirani diabaz, Mlaka
 Barite, Marija Reka Splitized diabase, Mlaka

8 Pirit, Marija Reka 11 Splitizirani diabaz, E od Vrbanic
 Pyrite, Marija Reka Splitized diabase, E from Vrbanic

8a Pirit – kemična analiza, Marija Reka
 Pyrite, chemical analysis, Marija Reka

- Nedoločljivo
 Undeterminable
 Prazno, ni bilo merjeno
 Blank, not measured

z lastnikom rudnika o ustanovitvi delniške družbe so zamrli zaradi bližajoče se vojne (Tiringer, 1947).

Leta 1947 so v Mežici analizirali kos svinčeve rude verjetno z odvala Danielovega rova in ugotovili 61,25% Pb, kar 0,656% Cu ter 90gr/t Ag (Tiringer, 1947).

V komisijskem zapisniku z dne 18. aprila 1953 je analiza zbirnega vzorca z obzorja 510. Ta je zajela sistem rudnih žilic v skupni debelini 45cm in pokazala 13,15% Pb; 0,75% Zn; 0,02% Hg in 0,1% Cu.

Iz konkordantne cinabaritne rudne žile v jašku z našo oznako B (sl. 3), je Duhovnik (1953a) tik pod nivojem drugega Danijelovega podkopa odvzel dva vzorca z 20cm široko, prečno orientirano grobo brazdo. Bogata cinabaritna ruda v SW boku jaška – meter globoko – je vsebovala 0,55% Hg in 5,41% BaSO₄, poprečna ruda v zbirnem vzorcu iz globlin 0,5 metra, meter in 1,5 metra pa le 0,20% Hg in 5,19% barita. Vsebnosti Co in Ni sta bili pod mejo občutljivosti analitske metode (<0,01%).

Nekje z vmesnega obzorja na koti 480 metrov je še vzorec z 0,08% Hg; 2,52% Fe; 0,019% Ni; 0,0011% Co ter 1,49% celotnega žvepla.

Z obzorja 510 imamo podatke o vzorčevanju, ki sta ga leta 1954 izvedla Ciglar, nato pa še Velkavrh. Vzorce so analizirali v kemijskem laboratoriju Geološkega zavoda v Ljubljani (analitik Babšek), pri čemer je bila spodnja meja občutljivosti metode 0,001% za Hg ter 0,01% za Pb, Zn, Ni in Co.

Od 22 točkasto odvzetih vzorcev v okviru prvega vzorčevanja so bile vsebnosti Co in Ni kar v 16 vzorcih pod mejo občutljivosti metode, kar velja tudi za 15 vzorcev glede Pb in Zn. Določljive količine živega srebra so vsebovali vsi vzorci, toda samo v onih z največ Hg so ugotovili tudi prvini Co in Ni. V petih takih vzorcih je znašalo razmerje med kobaltom in nikljem 1:3 do 1:6, poprečno pa 1:4. Posebej naj opozorimo, da so v enem samem vzorcu s Co in Ni dokazali tudi prvini Pb in Zn.

Z drugim vzorčevanjem so ugotavljali le živo srebro. Z grobo brazdo so odvzeli 27 vzorcev in pri vsakem podali njegove litološke karakteristike. Enajst vzorcev je iz cinabaritnih žilic, debelih od 1 do 9cm, poprečje pa znaša 4,5cm. Najdebelejša žila je bila obenem najbogatejša (2,25% Hg), najtanjša pa najsiriomašnejša s komaj 0,09% Hg. Poprečje v rudnih žilah in žilicah znaša 0,84%, če upoštevamo njih debelino pa 1,085% Hg. Drugi vzorci so iz prikamenine. Opozorimo naj, da ta vsebuje znotraj orudenega območja le 0,01 do največ 0,06% Hg, poprečje pa znaša 0,02% Hg.

Na tab. 3 prikazujemo osnovno statistiko prvega in drugega vzorčevanja in zbirne podatke o vsebnosti živega srebra v rudi.

V zapisniku z dne 22. januarja 1957 ter poročilu o raziskavah (Jelenc, 1957) so podatki o izračunu rudnih zalog. Na obzorju 510 so določili orudeno površino 110m². V proggi so dokazali rudo na dolžini 15m s poprečjem 0,51% Hg, v prečniku pa na dolžini 12 metrov s poprečjem 0,20% Hg. Upoštevali so orudeni blok z višino 19m, prostorninsko težo 2,5t/m³ in poprečje 0,375% Hg. Pri 80% izkoristku bi iz 5225 ton izkopenine pridobili 15,6t živega srebra. Zaključili so, da izkoriščanje rudišča ne bi bilo donosno, kar velja tudi za prevoz in predelavo vse rude v idrijski topilnici. Izplačali bi se le prevažanje obogatene rude v Idrijo ali predelava predhodno prebrane rude z najmanj 0,6% Hg v Cinkarni.

V začetku avgusta 1957 so v tem celjskem podjetju poskusili pridobivati živo srebro iz omenjene vrste rude. V 830kg predhodno prebrane – kosovne cinabaritne rude z nekaj samorodnega živega srebra so ugotovili poprečje 3,20% Hg, kar so potrdili tudi v Idriji. Ob 72,5% izkoristku so pridobili 15,3kg kovine, v žgalniških ostankih pa je bilo pod 0,03% Hg.

Tabela 3. Ocene statističnih parametrov vzorčevanja v jami (v %)

Table 3. Basic statistics of sampling in the mine (in %)

1. vzorčevanje – 1st sampling

	Hg	Pb	Zn	Ni	Co
n	22	7	7	5	6
Razpon – Range	0,002–0,69	0,78–9,69	0,12–1,12	0,04–0,15	0,008–0,10
$\bar{x}$	0,1442	5,520	0,338	0,076	0,0346
s	0,167	3,285	0,331	0,038	0,032

2. vzorčevanje – 2nd sampling

	Hg
n	27
Razpon – Range	0,01–2,25
$\bar{x}$	0,364
s	0,54

Skupno – Total

	Hg
n	49
Razpon – Range	0,002–2,25
$\bar{x}$	0,265
s	0,43

n Število vzorcev – Number of samples

 $\bar{x}$ Aritmetična sredina – Arithmetic mean

s Standardni odklon – Standard deviation

Tabela 4. Kemični sestav marijareške živosrebrne rude (v %)

Table 4. Chemical composition of Marija Reka mercury ore (in %)

SiO ₂	32,30	SO ₄	8,50
Al ₂ O ₃	8,50	CO ₂	9,21
BaO	14,80	Hg	3,20
CaO	6,47	Pb	0,10
MgO	3,12	Fe	9,95
S	7,20		103,35

Vrhovec (1957) je poročal tudi o vsebnosti živega srebra v posameznih frakcijah prebrane rude in o njeni kemični sestavi, ki jo prikazujemo na tab. 4.

O čistoči pridobljenega živega srebra nimamo točnih podatkov. Vrhovec (1957) je ocenil, da je primesi manj od 0,001%, kar se nam zdi preveč optimistično, saj so žgali rudo iz polimetalnega rudišča.

Iz zapisnika z dne 23. junija 1958 izvemo, da so pričeli s poskusnim odkopavanjem konec aprila tega leta. V dveh mesecih so znotraj orudenega območja na dolžini 35,5 metra pridobili 375 ton izkoppnine in iz nje prebrali 13,2t živosrebrne rude, katere delež je znašal 3,5%; ostanek so zavrgli kot čisto jalovino. Iz prebrane rude z 0,73 do 2,13% Hg so pridobili 126kg živega srebra.

Iz še točnejših podatkov o količinah in kakovosti prebrane rude in z ocenjenim 72,5% izkoristkom v topilnici lahko izračunamo, da je predelana ruda vsebovala poprečno 1,316% živega srebra. V zapisniku je še zanimiv podatek, da bi znašala vsebnost živega srebra v vseh 375 tonah izkoppnine le 0,042%.

Tudi če je v neprebrani oziroma zavrženi izkopsnini 0,05% Hg, se poprečna vsebnost živega srebra povzpne na komaj 0,1%, kar je še vedno globoko pod mejo, pri kateri odkopavajo večino živosrebrnih rudišč v svetu (Mlakar, 1974, tabela 25).

Geokemične raziskave

Z geokemičnimi raziskavami na Hg se je v Marija Reki ukvarjal Makuc (1933, 1934) že 12 let pred izidom znane monografije v geokemiji živega srebra (Saukov, 1946). Makuc je namreč sistematsko vzorčeval kamenine in drobir iz potokov v okolici rudišča in zaključil, da skoraj ni vzorca brez sledov te prvine. Sklep je razumljiv, saj takratne analitske metode niso bile posebno natančne in občutljive.

Večji del geokemičnih podatkov je iz kasnejšega obdobja. Lapajne (1969, 1970) je na območju naše karte odvzel okrog 350 geokemičnih vzorcev predvsem iz prepe-rine, in sicer na petih daljših in na 30 krajših prerezih (sl. 4b). Vzorce so analizirali na Geološkem zavodu v Ljubljani. Z nekaterih profilov (3 in 4) imamo podatke o vsebnostih Pb, Zn, Hg, Co in Ni, z drugih (1 in 2) o prvinah Pb, Zn in Hg, predvsem iz kratkih pa samo o Hg. Navedli bomo nekaj zanimivejših informacij. Na sliki 4b smo s posebnim simbolom opozorili na vzorce s povišanimi vsebnostmi prvin.

Z več kot 1,5 km dolгим prerezom z našo oznako 1 so ugotavljali koncentracije Pb, Zn in Hg visoko v krovni rudonosnih karbonskih klastitov. Krivulji porazdelitve Pb in Zn se gibljeta v nivoju lokalnega ozadja, ki znaša za Pb okrog 30 µg/g za Zn pa 80 µg/g; vrednosti veljata tudi za ostale geokemične prereze iz tega obdobja. V primerjavi z gródenskimi in psevdofilskimi kameninami je ozadje Pb nekaj višje v spodnjeskitskih plasteh. Krivulja porazdelitve Zn je bolj razgibana in doseže najvišjo vrednost 120 µg/g z vzorcem št. 135, v nekaj vzorcih pa je 100 µg/g te prvine, večina severno od Pečnikovega preloma.

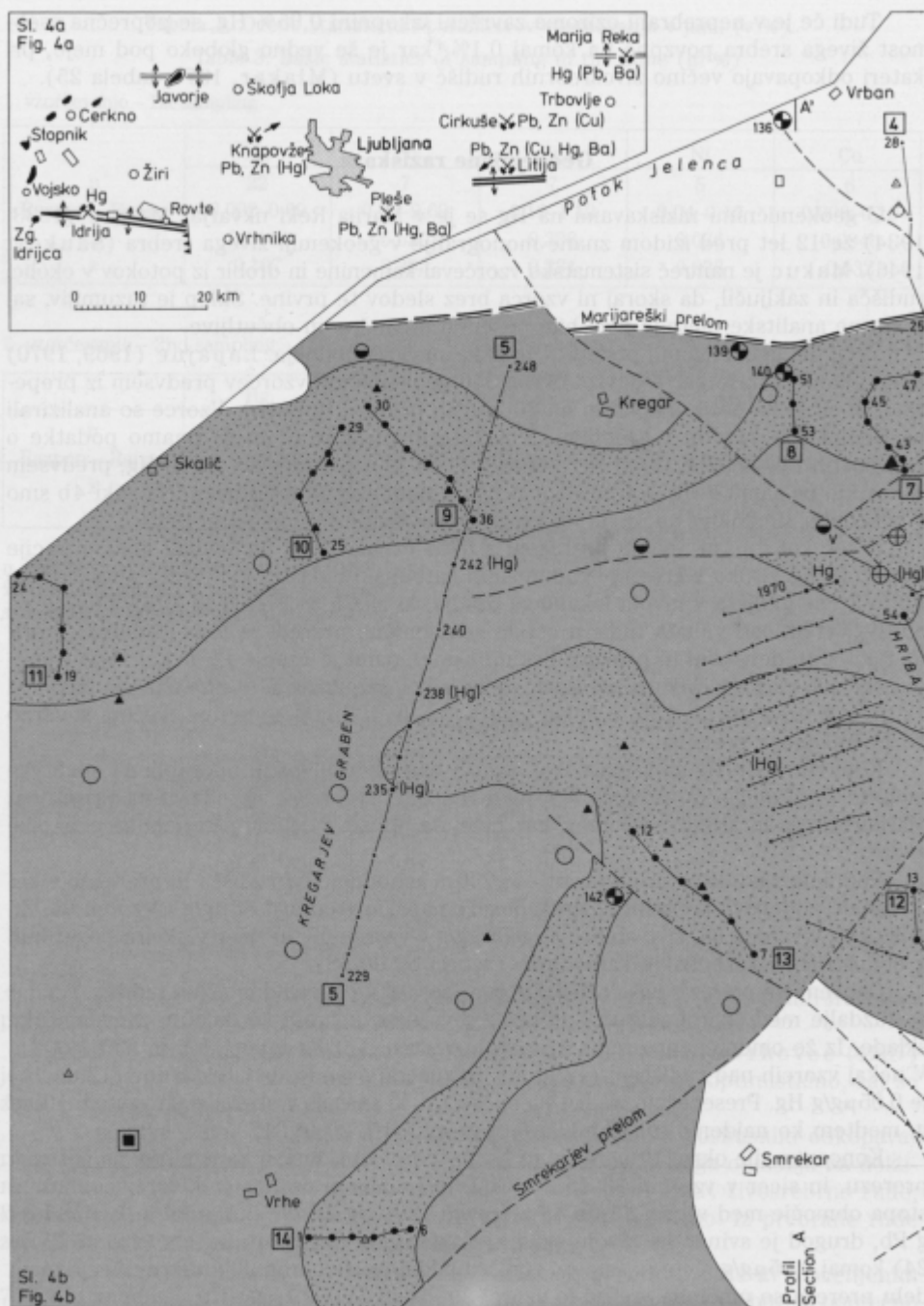
Koncentracije Hg so le na nekaj mestih nad občutljivostjo uporabljene analitske metode (0,01 µg/g) in dosežejo 0,05 µg/g Hg. Živo srebro se ne odziva na prisotnost Marijareškega in drugih prelomov, kar kaže, da nimajo z orudenjem nobene genetske zveze.

Podobno sliko kaže drugi profil – le 200 m vzhodneje od rudišča in pretežno v kameninah iz njegove krovnine. Svinec doseže najvišjo vrednost 65 µg/g v vzorcu 94, Zn le 90 µg/g v vzorcu 64, živo srebro pa 0,08 µg/g v vzorcu 67, in sicer v okviru povečanih vsebnosti Hg v karbonskih kameninah (vzorci 63 do 68).

Geokemični prerez z našo oznako 3 sicer poteka v neposredni bližini rudišča, vendar so razdalje med vzorci zelo velike; proti severu seže profil še daleč v psevdofilske sklade. Iz že omenjenega ozadja izstopa le vzorec št. 20 s 50 µg/g Pb in 230 µg/g Zn. V nekaj vzorcih nad rudiščem (18 in 20) in znotraj psevdofilskih skladov (12 do 14) je 0,05 µg/g Hg. Presenečajo visoke vsebnosti Co, ki znašajo v skoraj vseh vzorcih 10 µg/g, medtem ko najdemo toliko niklja le v vzorcih 15, 20 in 21.

Koncentracije okrog 20 µg/g Co in Ni so tudi v karbonskih kameninah na četrtem prerezu, in sicer v vzorcih 22 do 25. Cink je na nivoju ozadja, iz katerega rahlo izstopa območje med vzorci 43 do 48 z največ 120 µg/g Zn. V vzorcu 24 je kar 500 µg/g Pb, drugod je svinec na nivoju ozadja. Količina Hg doseže tu in tam (vzorci 22 do 24) komaj 0,05 µg/g, čeprav smo od rudišča oddaljeni le okrog 200 metrov. Na južnem delu prereza so omembe vredni le vzorci 39, 54 in 57 z 0,1 µg/g Hg. Vsebnosti Pb so med vzorcema 29 in 58 na nivoju ozadja in ne kažejo nikakršne variabilnosti.

Na petem prerezu je Lapajne (1970) dokazal rahlo, vendar sklenjeno živosre-



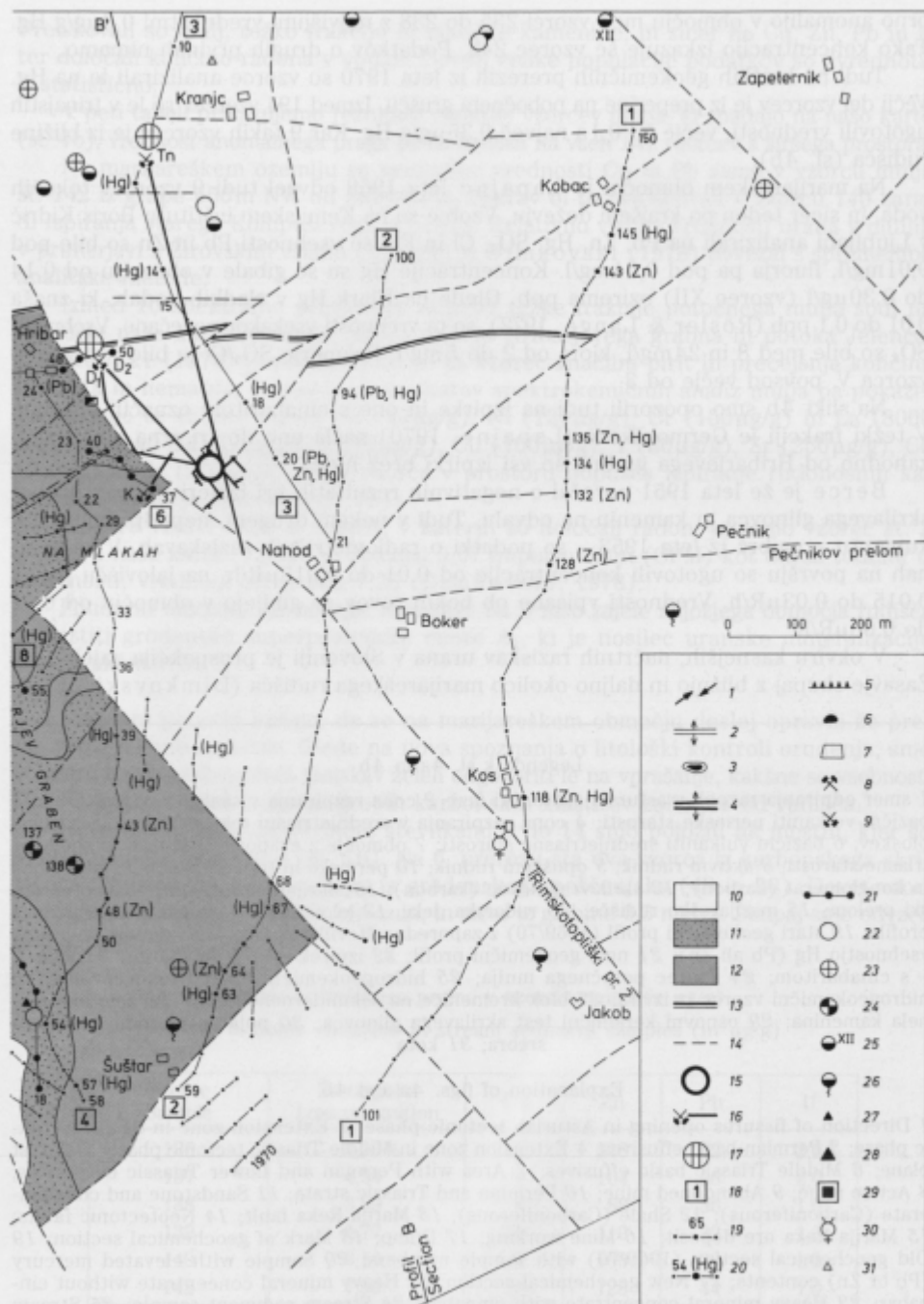


Fig. 4a. Extension zones, basic effusives and ore deposits in Sava folds

Fig. 4b. Geochemical sampling map

brno anomalijo v območju med vzorci 235 do 238 z najvišjimi vrednostmi $0,3 \mu\text{g/g}$ Hg. Tako koncentracijo izkazuje še vzorec 242. Podatkov o drugih prvinah nimamo.

Tudi na kratkih geokemičnih prerezih iz leta 1970 so vzorce analizirali le na Hg. Večji del vzorcev je iz preperine na pobočnem grušču. Izmed 194 vzorcev so le v trinajstih ugotovili vrednosti, večje od $0,1$ a največ $0,35 \mu\text{g/g}$ Hg. Kar 9 takih vzorcev je iz bližine rudišča (sl. 4b).

Na marijareškem območju je Lapajne leta 1969 odvzel tudi 9 vzorcev tekočih voda, in sicer teden po krajšem deževju. Vzorce so na Kemijskem inštitutu Boris Kidrič v Ljubljani analizirali na Pb, Zn, Hg, SO_4 , Cl in F. Vse vsebnosti Pb in Zn so bile pod $0,01 \text{mg/l}$, fluorja pa pod $0,04 \text{mg/l}$. Koncentracije Hg so se gibale v območju od $0,14$ do $0,30 \mu\text{g/l}$ (vzorec XII) oziroma ppb. Glede na Klark Hg v sladkih vodah, ki znaša $0,01$ do $0,1$ ppb (Rösler & Lange, 1972), so te vrednosti vsekakor povečane. Vsebnosti SO_4 so bile med 8 in 24mg/l , klora od 2 do 5mg/l . Razmerje SO_4/Cl je bilo – z izjemo vzorca V, povsod večje od 3.

Na sliki 4b smo opozorili tudi na izpirke in one s cinabaritom označili posebej. V težki frakciji je Germovškova (Lapajne, 1970) našla eno do tri zrna cinabarita; zahodno od Hribarjevega grabna so vsi izpirki brez njega.

Berce je že leta 1951 poročal o negativnih rezultatih pri izmeri radioaktivnosti skrilavega glinovca in kamenin na odvalu. Tudi v nekem drugem, nepodpisanem dokumentu – najbrž iz leta 1953 – so podatki o radiometričnih raziskavah. V kameninah na površju so ugotovili koncentracije od $0,01$ do $0,015 \mu\text{R/h}$, na jalovišču pa od $0,015$ do $0,03 \mu\text{R/h}$. Vrednosti vpisane ob bokih rovov se gibljejo v območju od $0,01$ do $0,05 \mu\text{R/h}$.

V okviru kasnejših, načrtnih raziskav urana v Sloveniji je prospekcijska zajela tudi Zasavje skupaj z bližnjo in daljno okolico marijareškega rudišča (Dimkovski, 1978).

Legenda k sl. 4a in 4b

1 smer odpiranja razpok v asturski tektonski fazi; 2 cona razpiranja v saalski tektonski fazi; 3 bazični vulkaniti permske starosti; 4 cona razpiranja v srednjetriasni tektonski fazi; 5 narivna ploskev; 6 bazični vulkaniti srednjetriasne starosti; 7 območje z evaporiti permske in spodnjetriasne starosti; 8 aktivni rudnik; 9 opuščeni rudnik; 10 permske in triasne plasti; 11 peščenjak in konglomerat (karbon); 12 skrilavi glinovec (karbon); 13 Marijareški prelom; 14 neotektonski prelom; 15 marijareško rudišče; 16 rudarska dela; 17 jalovišče; 18 oznaka geokemičnega profila; 19 stari geokemični profil (1969/70) z zaporedno številko vzorca; 20 vzorec s povečano vsebnostjo Hg (Pb ali Zn); 21 novi geokemični profil; 22 izpirek – brez cinabarita; 23 izpirek – s cinabaritom; 24 vzorec potočnega mulja; 25 hidrogeokemični vzorec tekoče vode; 26 hidrogeokemični vzorec iz izvira; 27 blok kremenice na sekundarnem mestu; 28 zelo okremenela kamenina; 29 osnovni keramični test skrilavega glinovca; 30 pojav samorodnega živega srebra; 31 kota

Explanation of figs. 4a and 4b

1 Direction of fissures opening in Asturian tectonic phase; 2 Extension zone in Saalic tectonic phase; 3 Permian basic effusives; 4 Extension zone in Middle Triassic tectonic phase; 5 Thrust plane; 6 Middle Triassic basic effusives; 7 Area with Permian and Lower Triassic evaporites; 8 Active mine; 9 Abandoned mine; 10 Permian and Triassic strata; 11 Sandstone and conglomerate (Carboniferous); 12 Shale (Carboniferous); 13 Marija Reka fault; 14 Neotectonic faults; 15 Marija Reka ore deposit; 16 Mine working; 17 Dump; 18 Mark of geochemical section; 19 Old geochemical section (1969/70) with sample numbers; 20 Sample with elevated mercury (Pb or Zn) contents; 21 New geochemical section; 22 Heavy mineral concentrate without cinnabar; 23 Heavy mineral concentrate with cinnabar; 24 Stream sediment sample; 25 Stream water sample; 26 Spring water sample; 27 Block of silica on secondary place; 28 Intensely silicified rock; 29 Shale ceramic test; 30 Native mercury occurrence; 31 Elevation

Preiskovali so mulj, težko frakcijo in matične kamenine, in sicer na Cu, Zn, Pb in U ter določali količino radona v vodah. Dovolj velike populacije podatkov so ovrednotili statistično.

V peti tabeli prikazujemo rezultate raziskav vzorcev mulja, ki spadajo na našo karto (sl. 4b), vrednost anomalnega praga pa se nanaša na vseh 147 vzorcev s širšega prostora.

Na marijareškem ozemlju so anomalne vrednosti Cu in Pb samo v vzorcu mulja št. 142 iz grape 450m NW od Smrekarja, čeprav bi to pričakovali v vzorcu 140 zaradi izpiranja starega Kompoševega jalovišča. Relativno visoke vrednosti urana v muljih v primerjavi z Žirovskim vrhom ($>3\mu\text{g/g}$) je Dimkovski (1978) povezal s spremembo analitske metode.

Izmed 10 spektralno preiskanih vzorcev težke frakcije potočnega mulja sodi na območje naše karte le vzorec 136 s sotočja Hribarjevega grabna in potoka Jelenca. Dimkovski (1978) je poudaril, da so za vzorec značilni pirit in precejšnja količina limonita in hematita. Primerjava rezultatov spektrokemičnih analiz mulja pa pokaže, da vsebuje ta vzorec največ Pb ($40\mu\text{g/g}$), Ni ($120\mu\text{g/g}$), Cr ($150\mu\text{g/g}$) in La ($8000\mu\text{g/g}$), mnogo Ga ($11\mu\text{g/g}$), V ($70\mu\text{g/g}$), Cu ($100\mu\text{g/g}$), Y ($80\mu\text{g/g}$), Zr ($250\mu\text{g/g}$), Co ($9\mu\text{g/g}$) in Sr ($270\mu\text{g/g}$). Lega vzorca v prostoru dopušča izpiranje rudonosnih kamenin z območja Hribarja (sl. 4b).

Med 19 vzorci vode iz izvirov, v katerih so določali radon, je samo vzorec št. 2 v okviru naše karte. Vzorec je pokazal 9,07 impulzov/min (CPM) kot odraz totalne α aktivnosti; vrednost ph je bila 7,25 (Dimkovski, 1978).

Poudariti moramo, da novejša raziskave na U niso zajele najožjega območja rudišča s klastiti grōdenske superpozicijske enote A₁, ki je nosilec uranske mineralizacije v Žirovskem vrhu.

Nanizani podatki kažejo, da so na marijareškem območju doslej opravili že precej geokemičnih raziskav. Glede na nova spoznanja o litološki kontroli orudenja, smo v okviru naših geokemičnih raziskav želeli odgovoriti le na vprašanje, kakšne so vsebnosti Pb, Ba in Hg v obeh pasovih grobih karbonskih klastitov zahodno od rudišča.

Devet profilov z zaporednimi številkami 6 do 14 smo položili na mestih, kjer so kamenine lepo razgaljene (sl. 4b). Na 6. prerezu sta dva vzorca iz karbonskega skrilavega glinovca, na prerezu 7 pa iz grōdenskega peščenjaka (49 in 50). Devet vzorcev je iz preperine karbonskih kamenin, in sicer iz globine 0,5 metra. Skupaj smo odvzeli 55 vzorcev.

Tabela 5. Nekatere prvine v vzorcih mulja (v $\mu\text{g/g}$)

Table 5. Some elements in stream sediment samples (in $\mu\text{g/g}$)

Vzorec Sample	Žaroizguba Loss on ignition	Cu	Zn	Pb	U
136	9,96%	18	118	32	2,0
137	4,04	9	104	36	2,0
138	3,99	4	88	36	1,0
139	6,77	20	116	32	1,0
140	6,14	6	106	32	1,0
142	7,59	28	128	44	1,0
Anomalni prag Threshold	(147 vzorcev) (147 samples)	>27	>173	>42	>5

Podatke je računalniško obdelal Bidovec (tab. 6) posebej iz populacije z izdankov karbonskega peščenjaka in konglomerata ter one iz preperine z nekaj koščki grobih karbonskih klastitov. Vzorcev iz karbonskih skrilavih glinovcev in grōdenskega peščenjaka pri obdelavi nismo upoštevali.

Geokemični profil z našo oznako 6 s kolovoza po grebenu nad Hribarjem je najbližje rudišču, vendar ga loči Rimskotopliški prelom (2) z močnimi desnimi zmiki ob njem (sl. 4b). Zato ne preseneča, da noben od pregledanih vzorcev ni bil anomalen (sl. 5).

Zahodni podaljšek rudišča so pravzaprav grobi karbonski klastiti, preiskani s prerezom 7, ki poteka vzdolž zgornjega kolovoza zahodno od Hribarja. Krivulji porazdelitve Pb in Ba sta zelo razgibani, anomalna pa sta vzorca 47 ($300\mu\text{g/g}$ Pb) in 45 glede Ba ($>1300\mu\text{g/g}$). Preseneča, da porazdelitvena krivulja Hg ne kaže variabilnosti; anomalen je le vzorec 42 s $4\mu\text{g/g}$ Hg. Profil 7 je brez dvoma še znotraj primarne disperzne aureole okrog marijareškega rudišča.

Da je to res tako, nas prepričajo razmere na geokemičnih prerezih 8 in 12, kjer so prvine že na nivoju lokalnega ozadja, ki znaša pri Pb okrog 30, za Ba nekako 400, za Hg pa okrog $1\mu\text{g/g}$. Toda omenjene vrednosti so še vedno znatno višje, kot je Klark teh prvin v peščenjaku (Rösler & Lange, 1972) in ga podajamo na 5. sliki.

Tabela 6. Osnovni geokemični parametri za marijareško območje (v $\mu\text{g/g}$)

Table 6. Basic geochemical parameters for the Marija Reka area (in $\mu\text{g/g}$)

a) Karbonski peščenjak in konglomerat – a. Carboniferous sandstone and conglomerate

Prvina Element	n	Razpon Range	$\bar{x}$	s	Anomalni prag Threshold ($\bar{x} + 2s$)	Clarke
Pb	42	8–448	61.19	84,75	230	7
Hg	42	0,4–4	1,399	0,718	2,83	0,03
Ba	42	214–1300	584,86	257,39	1099	X0

b) Preperina – b. Soil

Pb	9	21–50	35,0	10,91
Hg	9	0,9–2,4	1,477	0,454
Ba	9	225–780	464,78	195,01

c) Korelacijski koeficienti (n = 42) – c. Correlation coefficients (n = 42)

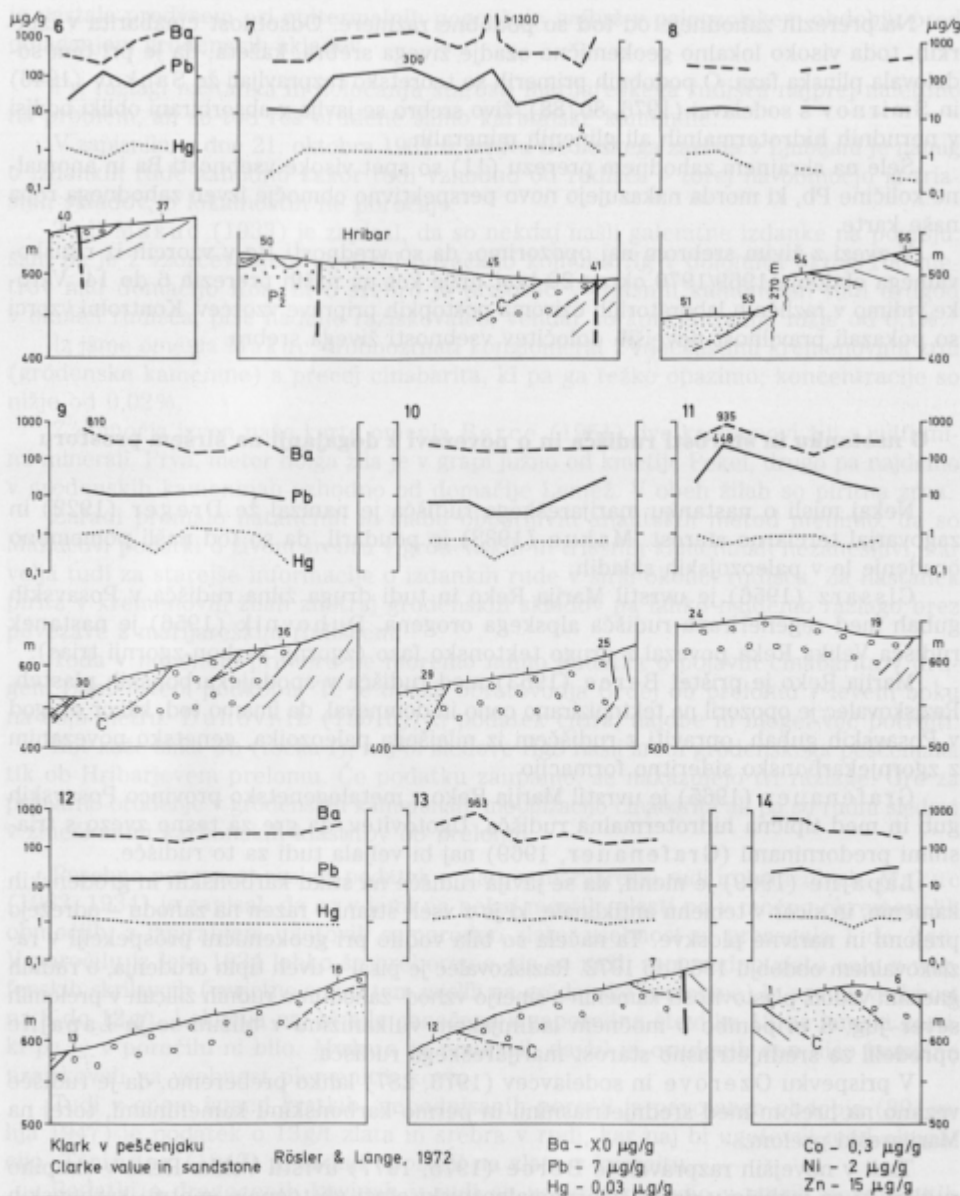
	Pb	Hg	Ba
Pb	1	–0,19	0,57
Hg		1	–0,06
Ba			1

n = Število vzorcev – Number of samples

$\bar{x}$ = Aritmetična sredina – Arithmetic mean

s = Standardni odklon – Standard deviation

Klark v peščenjaku – Clarke value in sandstone, Rösler & Lange (1972)



Sl. 5. Geokemični profili

Fig. 5. Geochemical sections

Na prerezih zahodnejše od tod so podobne razmere. Odsotnost cinabarita v izpi-rkih, toda visoko lokalno geokemično ozadje živega srebra, kažeta, da je pri tem so-delovala plinska faza. O podobnih primerih so teoretsko razpravljali že Saukov (1946) in Smirnov s sodelavci (1976, 86, 88); živo srebro se javlja v absorbirani obliki bodisi v nerudnih hidrotermalnih ali glinenih mineralih.

Šele na skrajnem zahodnem prerezu (11) so spet visoke vsebnosti Ba in anomal-ne količine Pb, ki morda nakazujejo novo perspektivno območje izven zahodnega roba naše karte.

V zvezi z živim srebrom naj opozorimo, da so vrednosti Hg v vzorcih iz razisko-valnega obdobja 1969/1970 okrog 20-krat nižje kot na naših prerezih 6 do 14. Vzro-ke vidimo v različnih laboratorijih oziroma postopkih priprave vzorcev. Kontrolni vzorci so pokazali pravilnost novejših določitev vsebnosti živega srebra.

O nastanku in starosti rudišča in o povezavi z dogajanjem na širšem prostoru

Nekaj misli o nastanku marijareškega rudišča je nanizal že Dreger (1922) in zagovarjal terciarno starost. Makuc (1933) je poudaril, da so tod našli pomembno orudenje le v paleozojskih skladih.

Cissarz (1956) je uvrstil Marija Reko in tudi druga žilna rudišča v Posavskih gubah med regenerirana rudišča alpskega orogena. Duhovnik (1956) je nastanek rudišča Velika Reka povezal z drugo tektonsko fazo (zgornji karbon-zgornji trias).

Marija Reko je prištel Berce (1963) med rudišča v spodnjekarbonskih plasteh. Raziskovalec je opozoril na tektonizirano cono in domneval, da imamo tod, kakor drugod v Posavskih gubah, opraviti z rudiščem iz mlajšega paleozoika, genetsko povezanim z zgornjekarbonsko sideritno formacijo.

Grafenauer (1965) je uvrstil Marija Reko v metalogenetsko provinco Posavskih gub in med tipična hidrotermalna rudišča. Ugotovitev, da gre za tesno zvezo s trias-nimi predordinami (Grafenauer, 1969) naj bi veljala tudi za to rudišče.

Lapajne (1969) je menil, da se javlja rudišče na stiku karbonskih in gródenskih kamenin, in sicer v temenu antiklinale, ki jo z vseh strani – razen na zahodu – odrežejo prelomi in narivne ploskve. Ta načela so bila vodilo pri geokemični prospekcijski v raziskovalnem obdobju 1969 do 1972. Raziskovalec je pisal o dveh tipih orudenja, o rudnih gnezdih vzdolž plastovitosti kamenin s smerjo vzhod-zahod in o rudnih žilicah v prelomih sever-jug. S pripombo o močnem ladinjskem vulkanizmu v bližini se je Lapajne opredelil za srednjetriasno starost marijareškega rudišča.

V prispevku Ozerove in sodelavcev (1973, 287) lahko preberemo, da je rudišče vezano na prelom med srednjetriasnino in permo-karbonskimi kameninami, torej na Marijareški prelom.

Tudi v novejših razpravah je Berce (1975, 1977) uvrstil Veliko Reko v skupino rudišč, ki se javljajo v drugi, zgornjepaleozojski etaži ali točneje znotraj karbonskih skladov in so nastala približno istočasno z njimi.

Pri prebiranju tolmača k Osnovni geološki karti – list Celje (Buser, 1979, 54) dobimo vtis, da je orudenje v marijareškem rudišču genetsko vezano na stik karbon-sko-permskega peščenjaka z gródenskimi kameninami.

Glede na mineralno sestavo rudišč v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub, je M. Drovenik s sodelavcema (1980, 31) uvrstil marijareško rudišče v 4. skupino in poudaril, da je to edino rudišče s cinabaritom kot glavnim rudnim mineralom. Ruda

je nastala predvsem pri epitermalnih pogojih in najbrž v paleozojskem obdobju pred odlaganjem grōdenskih skladov.

Pri razlagi nastanka in določanju starosti marijareškega rudišča najprej naletimo na problem, ali so tod res orudene samo karbonske kamenine.

V zapisniku z dne 21. oktobra 1931 iz arhiva Geološkega zavoda v Ljubljani je namig o izdankih rude zahodno kakor tudi vzhodno od rudišča – torej na območju iz triasnih skladov; o lokalnostih ne poročajo.

Tudi Makuc (1933) je zapisal, da so nekaj našli galenitne izdanke na površju, sam pa je z vzorčevanjem ugotovil povečano količino Hg v dolomitu okrog 100 metrov nad domačijo Kos. Živo srebro je prisotno v triasnih kameninah tudi drugod v okolici rudišča, piše nadalje raziskovalec, vendar so koncentracije nižje od 0,1%.

Iz jame omenja Makuc drobnozrnati konglomerat z rdečkastimi kremenovimi zrni (grōdenske kamenine) s precej cinabarita, ki pa ga težko opazimo; koncentracije so nižje od 0,02%.

Z območja izven naše karte omenja Berce (1951) dve kremenovi žili s sulfidnimi minerali. Prva, meter dolga žila je v grapi južno od kmetije Pekel, drugo pa najdemo v grōdenskih kameninah vzhodno od domačije Lemež. V obeh žilah so piritna zrna.

Zaradi premalo natančnih in slabo občutljivih analitskih metod menimo, da so Makucovi podatki o živem srebru v grōdenskih in triasnih kameninah nezanesljivi, kar velja tudi za starejše informacije o izdankih rude v širši okolici rudišča. Za nastanek piritu v kremenovih žilah znotraj grōdenskih skladov pa lahko najdemo razlago brez povezave z marijareškim rudiščem.

Toda v nobenem primeru ne moremo mimo podatka o pojavih cinabarita v drugem Danielovem podkopu. Te je opazil obratovodja Grdej ob prelomu v levem boku na 68,5 metru. Duhovnik (1951b), ki podatek citira, najdbe ni mogel več potrditi.

Kot kaže slika 3b (točka f), naj bi sledove HgS našli sredi grōdenskega peščenjaka tik ob Hribarjevem prelomu. Če podatku zaupamo, se nakazujejo tri razlage. Gre za primarno orudenje v grōdenskih kameninah, mobilizacijo cinabarita ali pa so rudni sledovi v zmečkanini karbonskih klastitov ob prelomu.

Posebno pozornost zasluži podatek o zlatu v marijareški rudi in kameninah. Makuc (1933, 1934) je zapisal, da so v jami na nekaj mestih, zlasti pa v močno okremenelih območjih, z izpiranjem ugotovili samorodno zlato; vsebnost ni presegala 1 do 2 g/t. V poročilu iz leta 1934 lahko še preberemo, da so našli samorodno zlato celo v wernfenskih skrilavcih (verjetno so pri tem mislili na grōdenske kamenine) in ocenili vsebnost na 8 do 12 g/t. Lokacija naj bi bila označena z zaporedno številko 13 na jamski karti, ki pa je v poročilu ni bilo. Makuc je poudaril, da žil in orudnih con niso kemično preiskovali na vsebnost plemenitih kovin.

Tudi v enem izmed kratkih, nepodpisanih poročil iz povojnega obdobja (30. julija 1947) je podatek o 13 g/t zlata in srebra v rudi, kar naj bi ugotovili med okupacijo. Tiringner (1947) je zadnji opozoril na zlato v kvarcitu.

Podatki o dragocenih kovinah v rudi se večkrat pojavijo v starih dokumentih v zvezi s preprodajo rudarskih objektov ali najemanjem posojil. V našem primeru najbrž ni tako, saj je bil Omerzu lastnik rudnika vse od leta 1912 do pričetka veljavnosti Zakona o nacionalizaciji konec leta 1946. Zanimariti ne smemo tudi dejstva, da je bil Makuc po poklicu kemik (univerzitetni študij je končal leta 1931 v Zagrebu) in si je uredil majhen laboratorij kar pred vhomom v Danielov rov. Podatki o zlatu, zbrani s preprosto metodo izpiranja, imajo zato neko težo in jih vsaj glede okremenelih karbonskih kamenin ne kaže prezreti.

Pri razmišljanju o nastanku in starosti orudjenja privzemamo naslednja izhodišča. V rudišču najdemo nenavadno združbo siderofilnih (Co, Ni, Au), halkofilnih (Zn, Cu, Pb, Hg) in litofilnih prvin (Ba).

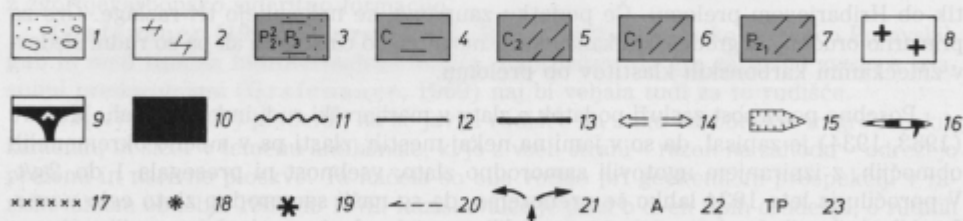
Orudjenje je dvofazno, saj poročajo raziskovalci o dveh generacijah siderita, kremenita in pirita.

Prisotnost Co in Ni povezujemo z drugo generacijo pirita, prvini pa se javljata skupaj s samorodnim živim srebrom. Predvidevamo, da gre za hypogeno – primarno samorodno živo srebro. S to prvino in okremenitvijo naj bi bilo povezano tudi zlato.

Na teh izhodiščih bomo skušali pojasniti genetsko in starostno problematiko Marija Reke, in sicer v povezavi z onimi rudišči v Posavskih gubah, kjer se tudi javlja živo srebro. Izhajali bomo iz modela Nove globalne tektonike (sl. 4a in 6); gre za dogajanja na severnem robu Afriške oziroma Jadranske plošče v okviru sistema Afriških plošč.

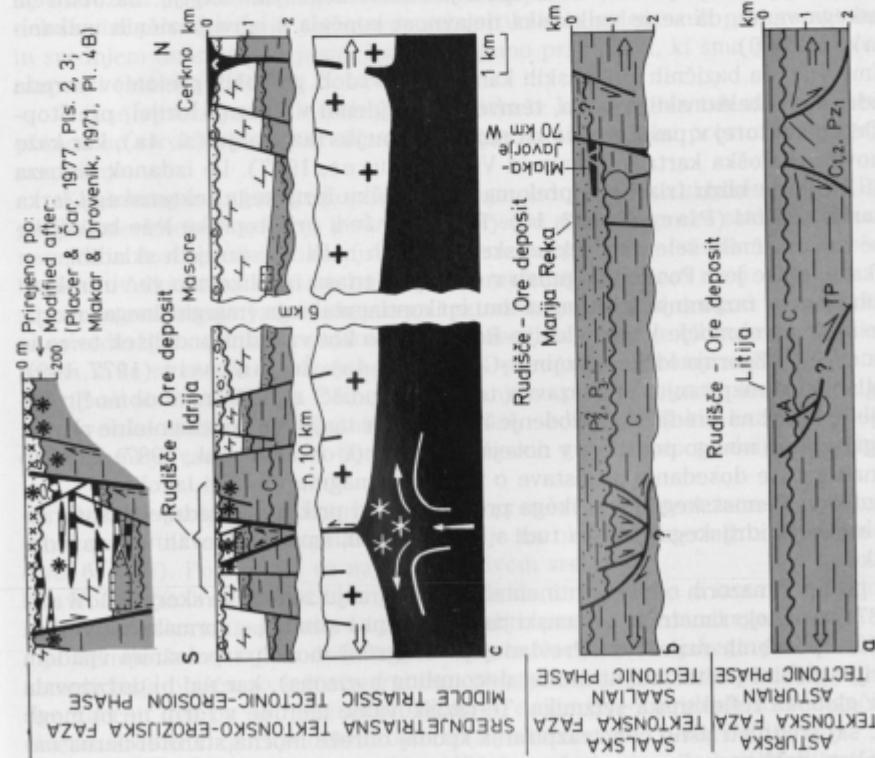
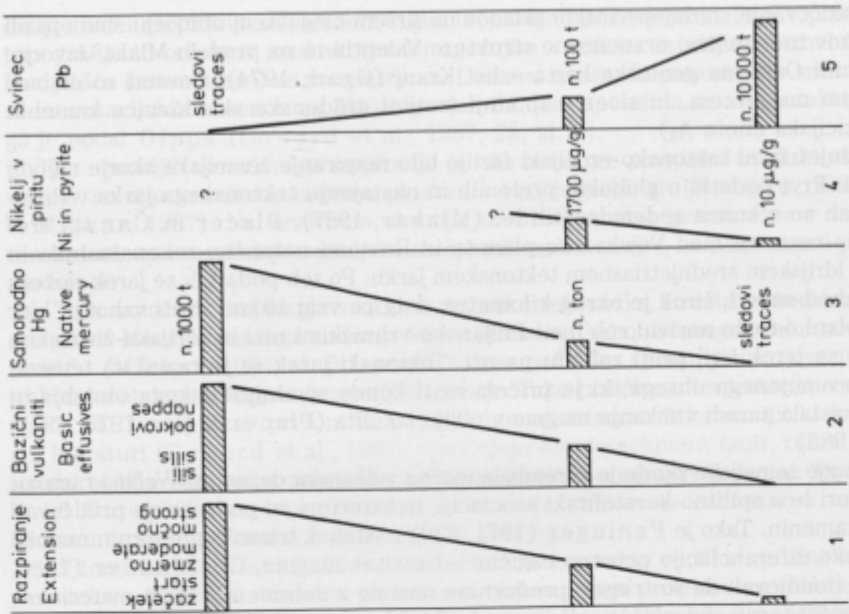
Razmere med Vačami in Litijo (Mlakar et al., 1993) in one v okviru Litijskega rudnega polja, kjer so dinarske rudne žile kot kulise razporejene v smeri E–W (Mlakar, 1994, sl. 7), kažejo, da je razpiranje zemeljske skorje na območju Posavskih gub zaživeló že v asturski tektonski fazi. Te procese povezujemo z nastajanjem Paleotetide. Prelomi niso segli globoko, saj iz karbonskih skladov tega prostora nihče ne omenja bazičnih vulkanitov (sl. 6a).

Tudi nastanek grödenskega sedimentacijskega bazena v okviru saalske orogenetske faze lahko povežemo z razpiranjem zemeljske skorje oziroma nastajanjem tektonskih jarkov ali poljarkov. Vsaj na severnem robu tega območja gre za globoke prelome. To dokazujejo konkordantni vložki diabaza oziroma spilitiziranega diabaza med grödenskimi klastiti ob Blegoški cesti nad vasjo Mlaka (sl. 4a, 6b). O njih so poročali Grad s sodelavci (1962) in Hinterlechner-Ravnikova (1965) in menili, da so grödenske starosti.



1 ladinjski klastiti in piroklastiti; 2 skitske in anizijske, pretežno karbonatne plasti; 3 grödenski klastiti in zgornjevermske karbonatne plasti; 4 karbonski klastiti; 5 srednji karbon; 6 spodnji karbon; 7 starejši paleozoik; 8 kontinentalna skorja; 9 bazični vulkaniti (diabazi, spilitizirani diabazi); 10 zgornji plašč; 11 tektonsko-erozijska diskordanca; 12 pomembni prelom; 13 globoki prelom prvega reda; 14 razpiranje; 15 območje z evaporiti sedimentnega nastanka; 16 epigenetsko cinabaritno rudno telo; 17 singenetsko cinabaritno rudno telo; 18 samorodno živo srebro; 19 živosrebrne pare; 20 tok živosrebrnih emanacij; 21 konvekcijski tok (celica); 22 rudno telo Alma; 23 Tornquistov prelom

1 Ladinian clastic and pyroclastic rocks; 2 Scythian and Anisian prevailing carbonatic rocks; 3 Gröden clastic and Upper Permian dolomitic beds; 4 Carboniferous clastic beds; 5 Middle Carboniferous; 6 Early Carboniferous; 7 Early Paleozoic; 8 Continental crust; 9 Basic effusives (diabase, spilitized diabase); 10 Upper mantle; 11 Tectonic-erosion unconformity; 12 Important fault; 13 First order deep fault; 14 Extension direction; 15 Areas with evaporites of sedimentary origin; 16 Epigenetic cinnabar ore body; 17 Syngenetic cinnabar ore body; 18 Native mercury; 19 Mercury vapors; 20 Mercury emanation flow; 21 Convection current (cell); 22 Alma ore body; 23 Tornquist fault



Sl. 6. Razmerje med intenziteto razpiranja, prisotnostjo bazičnih vulkanitov in nekaterih prvih v rudiščih Posavskih gub
Fig. 6. Relation between extension intensity, presence of basic effusives, and some metals in Sava folds ore deposits

Pri preučevanju srednjepermskih skladov na širšem blegoškem območju smo opazili sile diabazov tudi znotraj uranonosne strukture Valentin in na predelu Mlaka-Javorje; kaže jih tudi Osnovna geološka karta – list Kranj (Grad., 1974). Povsod so diabazi med rdečim muljcem, in sicer v spodnji tretjini gródenske skladovnice kamenin (superpozicijska enota A₂).

V srednetriasni tektonsko-erozijski fazi je bilo razpiranje zemeljske skorje najbolj intenzivno. Prvi podatki o globokih prelomih in nastajanju tektonskega jarka v Posavskih gubah so s konca sedemdesetih let (Mlakar, 1967). Placer in Čar sta srednetriasne razmere med Vojskarsko planoto in Rovtami natančno rekonstruirala in govorita o idrijskem srednetriasnem tektonskem jarku. Po teh podatkih se jarek razteza v smeri vzhod-zahod, širok je okrog kilometer, dolg pa vsaj 19 km. Proti vzhodu, kjer ga pri Zaplani odreže narivni rob med Poljansko-vrhníškimi nizi in Idrijsko-žirovskim ozemljem, se jarek širi, proti zahodu pa oži. Tektonski jarek se je razvil na temenu antiklinale omejenega obsega, ki je pričela rasti konec spodnjekitskega obdobja in je najbrž nastala zaradi vtiskanja magme v obliki lakolita (Placer & Čar 1975, 1977; Placer, 1982).

Razpiranje zemeljske skorje je spremljala močna vulkanska dejavnost. Večina raziskovalcev govori le o spilitno-keratofirski asociaciji, nekateri pa so podrobneje preučevali izvor teh kamenin. Tako je Faninger (1971, 230) nastanek triasnih predornin razložil z magmatsko diferenciacijo prvotno bazične – bazaltne magme, Grafenauer (1980, 183) pa je domneval, da so triasne predornine nastale z delnim taljenjem materialov, ki sestavljajo zgornji del plašča, ali iz spodnjih delov zemeljske skorje. Za območje Cerkljanskega vemo, da se je vulkanska dejavnost končala z izlivi bazičnih vulkanitov (Mlakar, 1980).

Zanimivo je, da bazičnih vulkanskih kamenin ni vzdolž globokih prelomov 1. reda znotraj idrijskega tektonskega jarka, temveč jih najdemo v Zgornji Idriji, pri Stopniku in Cerknem, torej v pasu prečno na najintenzivnejše razpiranje (sl. 4a), kar kaže tudi Osnovna geološka karta – Tolmin in Videm (Buser, 1987). Le izdanek diabaza v Zgornji Idriji je blizu triasnega preloma v podaljšku idrijskega tektonskega jarka na Vojskarski planoti (Placer, 1982, 15). Tod kakor tudi pri Stopniku leže ladinjske kamenine na anizičnih, šele na Cerkljanskem smo jih našli na starejših skladih.

Vse kaže, da se je v Posavskih gubah v srednjem triasu izoblikovalo več intrakontinentalnih centrov razpiranja, in sicer na dnu epikontinentalnega (marginalnega) morja. Med take štejemo območje Vojsko-Idrija-Rovte, Litijo kot vzhodni podaljšek te cone in seveda ozemlje Zgornja Idrija-Stopnik-Cerkno (sl. 4a). Že Janković (1977, 109), ki je razglabljal o razpiranju v povezavi s triasnimi rudišči na celotnem območju Dinaridov, je opozoril na predhodno svodenje litosfere ter tanjšanje kontinentalne skorje. O teh dogajanjih je mnogo podatkov v novejši literaturi (Coward et al., 1987) in lahko povsem nadomeste dosedanje predstave o vtiskanju magme v obliki lakolita.

Pri izdelavi shematskega geološkega prereza 6c, ki prikazuje srednetriasne razmere na območju idrijskega rudišča tudi v večji globini, smo upoštevali vse navedene podatke.

Toda po novih nazorih o intrakontinentalnem razpiranju zemeljske skorje (Coward et al., 1987) nastanejo simetrični tektonski jarki, omejeni s strmimi – normalnimi prelomi (sl. 6c) le v posebnih razmerah. Prevladujejo drugačni modeli s položnim vpadom deformacij v globini (detachment faults, decoupling horizons), kar naj bi dokazovala predvsem globoka refleksijska seizmika. Te raziskovalne metode v Idriji ne bi mogli uporabiti, saj srednetriasno cono razpiranja spodaj odreže močna staroterziarna narivna ploskev; dolžina narivanja znaša več 10 km. Na prerezu 6c smo zadržali dose-

danji model razpiranja in razmere v globini skrajno poenostavili. Tudi v problematiko topografije in odnosov med skorjo ter zgornjim – trdnim in nižjim – zmehčanim delom plašča (astenosfero) se ne spuščamo. Dodamo naj še, da porazdelitev srednjetriasnih sedimentacijskih bazenov na Idrijskem (sl. 6c) res spominja na shematski prerez, ki ga je podal Gipp (Coward et al., 1987, 25; sl. 8).

Na območjih varističnega razpiranja (sl. 6a in b) gre prav tako za alohtona ozemlja, vendar so staroterciarne narivne ploskve v večjih globinah (Premru, 1980, 1983a, b; Mlakar, 1987). Na severnem obrobju sl. 6b, ki prikazuje razmere v saalski tektonski fazi, smo razpiranje zemeljske skorje nakazali s starim, na južni strani pa z novim modelom.

Tudi o načinu razpiranja v okviru asturske tektonske faze še nimamo zanesljivih podatkov. Medsebojna lega rudnega telesa Alma in Tornquistovega preloma v litijskem rudišču (Mlakar, 1994, sl. 5d, profil A) res nekoliko spominja na nove modele intrakontinentalnega razpiranja zemeljske skorje. Tako različico interpretacije smo pokazali na sl. 6a. Tornquistov prelom bi v tem primeru ustrezal deformaciji, ki jo v strokovni literaturi (Coward et al., 1987) označujejo kot detachment fault, rudno telo Alma pa naj bi bilo vezano na prav tako normalni prelom v njegovi krovnini. Po tej razlagi bi bil Tornquistov prelom deformacija, ki se je oblikovala istočasno z nastajanjem sedimentacijskega bazena v karbonskem obdobju.

S tem modelom lahko nekako uskladimo le normalno vertikalno zonalnost v rudnem telesu Alma in nenavadna premikanja blokov z juga proti severu (Mlakar, 1994), ne ustrezata pa položna lega Tornquistovega preloma – komaj nekaj 100 metrov pod nekdanjim površjem – in prisotnost subvertikalnih rudonosnih prelomov v spodnjem in srednjem delu litijske jame. Zato vztrajamo pri razlagi, ki smo jo podali v prejšnji razpravi (Mlakar, 1994).

Naj se v obravnavanih treh primerih izkaže kot pravilen tak ali drugačen model, povsod so strukturne in termične nehomogenosti v globini prostorsko pogojile cone razpiranja.

Kljub skopim informacijam iz starejšega obdobja lahko sklenemo, da v Posavskih gubah intenziteta razpiranja zemeljske skorje od asturske preko saalske tektonske faze narašča in doseže višek v ladinjski stopnji srednjega triasa. Istočasno se povečuje delež bazičnih vulkanitov, kar smo pokazali v prvi in drugi koloni na 6. sliki.

Toda razpiranje vzdolž idrijskega tektonskega jarka in drugod v Posavskih gubah ni privedlo do nastanka oceanske skorje. Proces razpiranja je bil konec ladinjske stopnje triasa iz še neznanih vzrokov nenadoma – predčasno oziroma nasilno – končan (failed rift ali aborted rifting). Območja razpiranja so prekrile morske karbonatne kamenine kordevolske starosti. Po nastanku karnijskih sedimentacijskih bazenov s klastičnimi usedlinami je razpiranje na območju Posavskih gub zamrlo za daljše obdobje.

Do zelo zanimivih sklepov pridemo s preučevanjem povezanosti nekaterih prvin z nakazano tektonsko-magmatsko evolucijo na obravnavanem prostoru (kolone 3 do 5 na 6. sliki). Pomudimo se najprej pri živem srebru.

Konec 60. in v 70. letih se je izoblikovala nova teorija o izvoru te prvine. Številni raziskovalci so soglašali, da je živo srebro produkt globinskega dihanja – degazacije Zemlje in nastaja z dolgotrajno diferenciacijo zemeljskega plašča. Globlji deli zemeljskega plašča so z živim srebrom obogateni, na kar kaže preučevanje meteoritov, zgornji deli pa so razplinjeni. Globoki, dolgo živeči prelomi so omogočili dostop živemu srebru v zgornje dele litosfere (Saukov et al., 1972; Fedorčuk, 1973). Te predstave o izvoru Hg, ki so se z nadaljnjimi raziskovanji še bolj utrdile (Ozerova,

1980, 1984, 1986), lahko uskladimo z razmerami v idrijskem rudišču; odločilno vlogo pri tem ima prav samorodno živo srebro.

Primarno – hypogeno samorodno živo srebro vsebuje za razliko od sekundarnega – hypergenega živega srebra večje količine Pb, Sb, Zn, As, Cu in Ag, torej prvine, ki jih vsebuje tudi primarni cinabarit, sekundarno samorodno živo srebro pa je glede njih osiromašeno (Tunell, 1968; Saukov et al., 1972).

Berce (1958, 46, 49) je menil, da je primarni nastanek samorodnega živega srebra v Idriji po količini nepomemben; večji del naj bi nastal pri hipergenih procesih, v zvezi s spremenjenimi fizikalno-kemičnimi razmerami v obdobju intenzivnih tektonskih procesov. Mlakar in Drovenik (1971) sta zapisala, da je samorodno živo srebro v idrijskem rudišču ponekod primarnega, drugod sekundarnega nastanka. Kapljice samorodnega Hg v plasteh skonca in tufih so verjetno produkt oksidacijskih procesov. Kasneje je Berce (1977, 414) nakazal globinski izvor živega srebra v slovenskih rudiščih, Drovenik s sodelavcema (1980, 102) pa je omenil možnost, da izvira tudi idrijsko živo srebro iz zgornjega plašča.

Pri današnjem, še boljšem poznavanju geoloških razmer v dobi nastajanja idrijskega rudišča se pridružujemo tej razlagi in pripisujemo večjemu delu samorodnega živega srebra primarni – hypogeni izvor. Ta nastopa predvsem v karbonskem skrilavem glinovcu, pa tudi v plasteh skonca, tufih in oolitnem apnencu.

Za tako interpretacijo govori več razlogov. Opozarjamo predvsem na zelo velike količine samorodnega živega srebra. Gre za velikostni red 5 do 10% od celotne bilance doslej pridobljenega živega srebra, ki znaša vsaj 144000 ton (Mlakar, 1974). Pri več tisoč tonah sekundarnega – hypergenega samorodnega živega srebra bi morali v idrijskem rudišču opaziti minerale, ki nastajajo pri razpadu – oksidaciji cinabrita in običajno nastopajo v oksidacijski coni živosrebrnih rudišč, kot npr. kalomel, eglestonit, terlinguait, montroydit, moselit, kleinit in še drugi. Gre za haloidne, oksihaloidne, oksidne in sulfatne oblike spojin z živim srebrom ter žveplo in limonit (Saukov et al., 1972, 271; Smirnov et al., 1976, 46, 51). Tudi o praškastem – sekundarnem cinabaritu, ki je brez selena, na katerega je opozoril Fedorčuk (1973, 46) iz idrijskega rudišča nihče ne poroča. Upoštevati moramo še podatek o samorodnem živem srebru iz srednjih nivojev idrijskega rudišča (v lečah oolitnega apnenca) in dejstvo, da je v karbonske skrilave glinovce najlažje prodrlo živo srebro v plinski obliki.

Podatkov o slednih prvinah v kapljicah samorodnega živega srebra v idrijskem rudišču žal nimamo. Razpolagamo pa s spektrokemično analizo kot certifikatom o kakovosti v topilnici pridobljenega kakor tudi rafiniranega živega srebra (tab. 7). Analizo so izdelali v Inštitutu Jožef Stefan v Ljubljani (analitik Stegnar), in sicer leta 1985. V tem obdobju so žgali predvsem rudo s samorodnim Hg iz karbonskega skrilavega glinovca.

O slednih prvinah v idrijskem cinabaritu sta poročala Berce (1958, 47) in Drovenik s sodelavcema (1980, 30); razumljivo je, da so informacije iz kasnejšega obdobja mnogo boljše. Opozorimo naj predvsem na visoke vsebnosti Cu, Pb in Zn, kar prav tako govori za globinski izvor živega srebra.

Vse kaže, da je idrijsko samorodno živo srebro kakor tudi živo srebro, vezano v cinabaritu, res nastalo z degazacijo zemeljskega plašča. Z živim srebrom že obogateno območje (bazenom) pod zemeljsko skorjo, o katerih je pisal Fedorčuk (1973, 35), so konvekcijski tokovi (celice), ki po teoriji o tektoniki plošč pogojujejo razpiranje zemeljske skorje, že od zgorjnjekitskega obdobja dovajali vedno nove in nove količine s Hg obogatenih delov zemeljskega plašča (sl. 6c). Tako si najlažje razložimo velikanske količine živega srebra, nakopičene v Idriji na sorazmerno majhnem prostoru.

Tabela 7. Sledne prvine v živem srebru, pridobljenem v idrijski topilnici

Table 7. Trace elements in the Idrija plant produced mercury

Prvina Element	Hg (iz jeklenke) Hg (flask)	Hg (po filtriranju) Hg (after filtration)
Ag	0,030 µg/g	0,035 µg/g
Au	<0,1	<0,1
Pb	0,50	0,52
Sn	0,4	0,4
Cu	0,095	0,095
Fe	1,2	1,2
Bi	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1
Cd	<0,01	<0,01
Zn	0,3	0,3

=2,860 µg/g

Težje se odločimo za enega izmed štirih načinov prenosa živega srebra vzdolž globokih prelomov, o čemer je pisal Fedorčuk (1973, 36). Pri tem moramo upoštevati, da vsebujejo nekontaminirane kamenine zemeljskega plašča komaj kaj vode (Miller, 1992, 103), v idrijskem rudišču pa je prisotna hidrotermalna faza, kar kažejo intenzivni metasomatski procesi pri temperaturah 100 do 200°C (Mlakar & Drovenik, 1971). Domnevamo, da se je živo srebro prenašalo kot pregrete (>500°C) pare. Tudi Ozerova (1986, 113) daje prednost prenosu Hg v atomski obliki, izvor vode pa moramo iskati neke v najvišjih delih litosfere, morda celo v nekdanji hidrosferi. Nastopanje cinabarita skupaj s primarnim samorodnim Hg kaže na višjetemperaturni nastanek takih rudišč (Fedorčuk, 1974, 128).

Kot potencialni izvori žvepla pridejo teoretsko v poštev zgornji plašč, magmatska ognjišča v zemeljski skorji, paleozojske kamenine v podlagi rudišča (v štirih vzorcih različnih karbonskih klastitov smo leta 1975 ugotovili od 0,22 do 0,41% SO₃), nadalje evaporiti in celo morska voda takratnega oceana.

Glede na rezultate izotopskih raziskav so Ozerova in sodelavci (1973, 285, 307; 1974, 148) in Ozerova (1986) menili, da je bil žveplovodnik, ki nastaja pri redukciji sulfatov, sedimentnega nastanka, glavni vir žvepla tudi v Idriji. Živosrebrna rudišča nastanejo na mestih, kjer tok živosrebrnih emanacij preseka območja z evaporiti oziroma migracijske poti žvepla.

Na podlagi starejših kakor tudi lastnih izotopskih raziskav žvepla v nekaterih mineralih v idrijskem rudišču so Drovenik in sodelavci (1976, 1980) podvomili o takem – lokalnem izvoru žvepla in menili, da gre najbrž za žveplo magmatskega izvora.

V zvezi s to problematiko naj opozorimo na sadro in anhidrit v bituminoznem zgornjepermskem dolomitu v Ljubevču. Gre za območje, ki leži po rekonstrukciji srednjetriasnih razmer (Placer & Čar, 1975, 1977) znotraj orudenega bloka, torej v spodnjem delu idrijskega tektonskega jarka in takrat v globini 500 do 600 metrov. Tudi z vrtnjem dokazano cinabaritno orudenje v ladinjskem konglomeratu v Kurji vasi pri Rovtah najbrž ni naključno prav v območju kjer globoki prelomi idrijskega tektonskega jarka presekajo permske in spodnjeskitske kamenine z evaporiti. Ti podatki v dosedanjih razpravah niso bili dovolj ali pa sploh niso bili upoštevani. Točnejše

informacije o evaporitih v permskih in spodnjeskitskih plasteh v Ljubevču in drugod na Idrijskem je zbral Čadež (1977); nanje smo posebej opozorili na sl. 4a in shematskem prerezu 6c. O izvoru žvepla in vode bodo dale dokončni odgovor izotopske raziskave, pri čemer ne smemo pozabiti tudi na izotope živega srebra.

Po sistematiki živosrebrnih rudišč, ki jo je predlagal Fedorčuk (1974 in v publikaciji Smirnov et al., 1976), spada Idrija skupaj z alžirskim rudiščem Ras el Ma v skupino vulkanogenih rudišč karbonatno-poliargilitnega tipa. Kriteriji o odsotnosti izrazitih predrudnih sprememb, kratki dobi nastajanja iz sorazmerno bogatih hidrotermalnih raztopin ter pomembni vlogi ekranskih struktur so na mestu, toda s položnimi naravnimi ploskvami, ki jih omenja ta sistematika, nastanek idrijskega rudišča nima nikakršne zveze. Zaradi globinskega izvora živega srebra v Idriji postane taka uvrstitev še bolj sporna.

Po kakovosti in količini živega srebra lahko Idrijo primerjamo z Almadenom, ki spada med teletermalna rudišča kremenovo-dikitove skupine (idrijske rude v grōdenskem peščenjaku makroskopsko pogosto ni mogoče ločiti od almadenske).

Glede na izvor Hg v zemeljskem plašču je Idrija blizu teletermalnih rudišč listvenitovega tipa. Nekatere vrste rud (opekovka v plasteh skonca in tufih) so v srednji triadi nastale celo z mehansko dezintegracijo rudne substance opalitove skupine (Mlakar & Drovenik, 1971). Skratka, Idrija še vedno išče svoje pravo mesto v sistematiki živosrebrnih rudišč.

To velja tudi za lego idrijskega rudišča glede na lineament Karpinskega, ki naj bi potekal z območja Kavkaza preko Dombasa proti severnemu obrobju Renskega tektonskega jarka. Po eni izmed interpretacij (Ozerova, 1986, 192 ter sl. 14 in 35) leži Idrija na zveznici oziroma na prečnem transkontinentalnem globinskem prelomu Brno-Tunis skupaj s toskanskimi in severnoalžirskimi živosrebrnimi rudišči. Razlaga ni prepričljiva, saj moramo upoštevati levo rotacijo Apeninov v obdobju po nastanku orudjenja v Idriji, ostala rudišča pa so zelo mlada. Tako povezavo dopuščamo kvečjemu med rudišči z območja Monte Amiata in onimi v okviru severnoalžirskega rudnega vozla.

V literaturi pogosto poudarjajo, da so živosrebrna rudišča iz končnega stadija razvoja geosinklinalnih sistemov in iz obdobja oživljanja tektonsko-magmatske aktivnosti tako v nagubanih območjih kot na starih ščitih (Smirnov et al., 1976, 92; Ozerova, 1980, 46; 1984, 179).

Toda Idrija – po pridobljenem živem srebru drugo največje živosrebrno rudišče na svetu (Mlakar, 1974) – je iz začetne faze geosinklinalnega oziroma gorotvornega procesa, kar zasluži s teoretskega pogleda vso pozornost. Gre za rudišče iz srednjetrojne tektonsko-erozijske faze, torej iz začetnega stadija alpske orogeneze. Tako starost dokazujejo predvsem singenetske živosrebrne rude, ki kot ekran prekrivajo epigenetska rudna telesa iz spodnjega dela jame (sl. 6c), o čemer sta Mlakar in Drovenik (1971) podrobneje poročala, Placer in Čar (1977) pa še podkrepiła z novimi podatki.

Sklenemo lahko, da je za nastanek pomembnih živosrebrnih rudišč odločilna predvsem soudeležba procesov, ki se odvijajo v zemeljskem plašču, ne glede na to, kdaj in kje je ta zveza vzpostavljena. Podobno je razmišljala tudi Ozerova (1986, 206) v svojem novejšem prispevku.

O živem srebru v drugih rudiščih Posavskih gub imamo precej manj podatkov. V Litiji so pridobili okrog 158 ton živega srebra (Mlakar, 1994). Domnevamo, da je v nasprotju z idrijskim, celotno živo srebro iz nekega magmatskega ognjišča v zemeljski skorji, saj nastopa v paragenezi z galenitom, sfaleritom in baritom in je iz končne faze nastanka polimetalnega rudišča.

Enak izvor in nastanek pripisujemo živemu srebru v Pb, Zn rudišču Knapovže v Polhograjskem hribovju, ki smo ga preučevali leta 1979. Cinabarit s samorodnim živim srebrom se javlja v tretji – strmo proti severovzhodu nagnjeni rudni žili. Razpoke so se sukcesivno odpirale v tej smeri, torej obratno kot na območju Litijskega rudnega polja (Mlakar, 1994), kar smo pokazali na sliki 4a.

Medtem ko je samorodno živo srebro v Litiji mineraloška posebnost (Mlakar, 1994), gre v preiskanem delu marijareškega rudišča po naši oceni za nekaj ton te prvine.

Kot kaže tretja kolona na 6. sliki, zavzema marijareško rudišče glede na količine samorodnega živega srebra neko vmesno lego med litijskim in idrijskim rudiščem. Podatek je prvi namig, da je marijareško rudišče tudi glede starosti iz vmesnega obdobja, torej iz saalske orogenetske faze. S to podmeno lahko pojasnimo tudi orudenje v gróden-skem peščenjaku, čeprav je na območju rudišča stik s karbonskimi kameninami nari-vnega značaja. Taka starostna uvrstitev postane še bolj prepričljiva, če upoštevamo pozitivno korelacijo med prisotnostjo samorodnega živega srebra, bazičnih vulkani-tov in intenziteto razpiranja zemeljske skorje (kolone 1 do 3 na 6. sliki).

Živo srebro se torej v Posavskih gubah javlja v več rudiščih in v treh starostnih obdobjih. V podobnih primerih je Ozerova (1986, 207) uporabila pojem – metalo-genetska specializacija nekega prostora na živo srebro.

Za drugačno – mlajšo starost marijareškega rudišča v primerjavi z litijskim rudiščem govore tudi podatki o niklju kot tipični siderofilni prvini, ki je v Marija Reki dokaza-na z različnimi raziskovalnimi metodami.

Razpolagamo z nepopolnimi primerjalnimi podatki o vsebnosti te prvine v piritu. Litijski pirit vsebuje 85 µg/g niklja (Drovenik et al., 1980, 9), kar je znatno več kot v sorodnih slovenskih hidrotermalnih rudiščih, toda še vedno 20-krat manj od kon-centracij te prvine v marijareškem piritu (1700 µg/g – tabela 2).

Kot kaže četrta kolona na 6. sliki, narašča po vertikali obenem z intenziteto razpiranja tudi koncentracija niklja. Žal nimamo primerjalnih podatkov o tej prvini v idrijskem piritu hidrotermalnega izvora. Po nekaterih podatkih (Smirnov et al., 1976, 86) se pirit sedimentnega in hidrotermalnega nastanka ločita po karakterističnih združbah slednih prvin in kristalografskih posebnostih.

Tudi podatki o niklju v drugih rudnih mineralih iz obravnavanih treh rudišč so nepopolni in je tudi slika te primerjave nedorečena. Vemo le, da vsebuje idrijski ci-nabarit vsaj 2,2-krat toliko niklja kot litijski (Grafenauer, 1969, 357; Drovenik et al., 1980, 30).

O prisotnosti niklja (včasih tudi kobalta) v povezavi z živim srebrom poročajo raziskovalci predvsem iz rudišč tako imenovanega listvenitovega tipa. Med taka rudišča spadajo na primer Motril in Albukol v južni Španiji, Kaledžik v Turčiji, New Idria v Kaliforniji in druga. Iz mongolskega rudišča Hangi – Obo omenjajo Smirnov in sodelavci (1976) poleg cinabarita tudi bravoit. V to skupino živosrebrnih rudišč spa-da še Avala (Šuplja stena) pri Beogradu. Jadranin (1962) ter Jadranin in Rakić (1964/65) omenjata iz sklepnege dela epitermalne faze poleg samorodnega živega srebra in samorodnega zlata tudi bravoit in nekatere druge Ni minerale (polidimit, hloan-tit, pararamelsbergit, milerit). Ti minerali so mlajši od cinabarita, halkopirita, sfale-rita, pirita, barita in drugih. V vseh omenjenih rudiščih so v bližini magmatske ka-menine bazaltne sestave ali serpentinizirani hiperbaziti, s katerimi prisotnost Ni tudi genetsko povezujejo.

V Marija Reki nismo našli bazičnih ali ultrabazičnih kamenin, vendar je tudi tod genetska povezava niklja s kameninami zemeljskega plašča najbolj logična. Klark Ni

je v granitih le $8\mu\text{g/g}$, v bazaltih 130 do $160\mu\text{g/g}$, v ultrabazitih pa kar $2000\mu\text{g/g}$ (Rösler & Lange, 1972).

Z območja uranonosne strukture Valentin smo leta 1985 zbrali prve podatke o slednih prvinah v spilitiziranih diabazu permske starosti in jih podajamo na 2. tabeli. Vzorca 9 in 10 sta z izdankov ob Blegoški cesti nad vasjo Mlaka, zadnji – najmanj spremenjeni vzorec pa je iz naravnega stika med karbonskimi in gródenskimi plastmi 400 metrov vzhodno od Vrbanic. Toda v primerjavi s srednjetriasnimi diabazi (Grafenauer, 1980) vsebujejo permski skoraj 10-krat toliko niklja, česar ne znamo pojasniti. Manjšo razliko izkazuje le diabaz pri Stopniku (vzorec 80), ki vsebuje po podatkih Grafenauerja $100\mu\text{g/g}$ Ni.

Po glavnih prvinah so srednjepermski in srednjetriasni diabazi sorodni; starejši vulkaniti vsebujejo le nekaj manj K_2O . To kaže edini doslej kemično preiskani vzorec permskega diabaza (2. tabela, vzorec 11) s 50,8% SiO_2 ; 19,2% Al_2O_3 ; 9,0% Fe_2O_3 ; 5,2% CaO ; 6,3% MgO ; 4,0% Na_2O , le 0,08% K_2O in 6% izgube pri žarenju. Podatkov o izotopski sestavi O in C karbonatov v spilitiziranih diabazih permske oziroma srednjetriasne starosti nimamo.

Tudi primerjalni podatki o kobaltu so skromni. Vemo le, da je v marijareškem piritu do $300\mu\text{g/g}$ te prvine (tabela 2). Enako koncentracijo so ugotovili v enem izmed vzorcev litijskega sfalerita (Drovenik et al., 1980, 28).

Zanimivo je, da je v rudiščih Cirkuš in Skrivni potok, ki jim prav tako pripisujemo srednjepermsko starost, mnogo kroma v halkopiritu in sfaleritu (Mlakar et al., 1993, 247, 262). Med diabazi srednjepermske in srednjetriasne starosti ni bistvenih razlik v koncentracijah te prvine. Izstopa le vzorec srednjetriasnega tufa kremenovega porfirja (vzorec št. 76) s Stopnika, ki vsebuje po podatkih Grafenauerja (1980) kar $1200\mu\text{g/g}$ kroma.

Pomudimo se še pri primerjavi podatkov o svincu v vseh treh obravnavanih rudiščih. Prav s to prvino lahko preverimo pravilnost naših sklepov in podmeno o permski starosti marijareškega rudišča.

Medtem ko znaša Klark Pb v ultrabazičnih kameninah le $1\mu\text{g/g}$, je v granitih kar 20-krat višji (Rösler & Lange, 1972). Zato bi pričakovali v Litiji največje, v idrijskem rudišču, katerega nastanek je najbolj tesno povezan z dogajanjem v zemeljskem plašču, pa najmanjše količine te prvine. Prav to kaže zadnja kolona na 6. sliki. V Litiji so pridobili več 10000 ton svinca (Mlakar, 1994), v Marija Reki gre po naši oceni za nekaj sto ton te prvine, v idrijskem rudišču pa se javlja Pb le v sledovih – v jeklenki od 5 do 150 in le v enem vzorcu $1000\mu\text{g/g}$ (Drovenik et al., 1980, 30). V primerjavi s porazdelitvijo samorodnega živega srebra in niklja gre v tem primeru za negativno korelacijo med intenziteto razpiranja zemeljske skorje in prisotnostjo bazičnih vulkanitov in svincom. Enako porazdelitveno krivuljo bi dobili pri obdelavi podatkov o cinku, bariju in tudi bakru.

Prisotnost zlata v marijareškem rudišču je z genetskega vidika najbolj sporna. Zlato kot prvina ne kaže izrazite povezave z nekim tipom magme; največ zlata se izloči v hidrotermalnem stadiju, in to v širokem temperaturnem razponu.

O živem srebru v povezavi s kremenovo-zlatimi rudami poročajo iz Urala in Južne Afrike, v Čilu pa je prisoten tudi pirit (Smirnov & Riženko, 1958, 291). V zahodnokarpatški rudni provinci nastopa Hg v polimetalnih rudnih žilah (Sb, Pb, As) skupaj z Au in Ag oziroma z njihovimi teluridi (Smirnov et al., 1976, 104, 116). Kakšne so koncentracije Au v marijareškem piritu in halkopiritu, ne vemo; tudi o prisotnosti teluridov in selenu ni podatkov.

Na drugačnost marijareškega rudišča v primerjavi z drugimi rudišči v Posavskih gubah kaže tudi izotopska sestava žvepla, kar je opazil že Drovenik s sodelavcema (1976, 206, 1980, 31). Ta razlika lepo izstopa na drugi sliki v okviru razprave iz leta 1976, v kateri so upošteevane tudi starejše masno-spektrometrične analize (Ozero-va et al., 1973), torej vseh 6 doslej preiskanih vzorcev. Raziskovalci so poudarili, da se $\delta^{34}\text{S}$ v sulfidnem žveplu spreminja v večjem razponu, $\delta^{34}\text{S}$ za sulfatno žveplo pa znaša le +8,6‰, kar je znatno manj kot v baritu drugih rudišč v Posavskih gubah.

Razmere na omenjeni sliki lahko tolmačimo tudi drugače. Izotopska sestava marijareškega galenita je skoraj enaka oni iz drugih zasavskih rudišč, nenavadna je le izotopska sestava žvepla v piritu, baritu in cinabaritu. Razliko je treba iskati v dvofaznosti orudenja, ki jo nakazujejo rudnomikroskopske raziskave (Duhovnik, 1951a, 1953b; Duhovnik et al., 1964; Drovenik, 1983).

Nenavadno združbo prvin oziroma dvofaznost orudenja v marijareškem rudišču pojasnujemo takole: Na istem mestu najdemo prvine, ki jih genetsko povezujemo s kislimi (Pb, Zn, Ba in deloma Hg), druge pa z bazičnimi magmatskimi kameninami (Ni, Co, Au in samorodno Hg).

Iz starejše faze rudonosnega procesa, ko prelomi še niso segli do zemeljskega plašča, so halkofilne prvine oziroma galenit, sfalerit in cinabarit pa tudi barit, torej minerali, ki jih najdemo v litijskem rudišču. Iz tega obdobja je še prva generacija siderita, pirit in kremen.

Z napredovanjem razpiranja so dovodni kanali dosegli zemeljski plašč. Iz te druge – mlajše faze rudonosnega procesa je združba siderofilnih prvin (Ni, Co, Au) in seveda samorodno živo srebro, torej prvine brez neposredne genetske povezave s predhodno rudno formacijo. Tudi mlajša faza pričenja z rahlo sideritizacijo kamenin, nakar sledi okremenitev, s katero povezujemo prisotnost zlata. Pirit druge generacije je nosilec Co in Ni (bravoit), samorodno Hg pa je nastalo z degazacijo zemeljskega plašča.

Minerali iz prve faze nastopajo običajno v samostojnih galenitno-sfaleritnih in baritno-cinabaritnih žilah. Pri starem jašku št. 3 se najbrž prepletata mineralizaciji obeh faz, samorodno Hg pa lahko najdemo kjerkoli v rudišču, kar glede na fizikalne lastnosti prvine ne preseneča.

Podrobnejše raziskave marijareške rude bodo morda pokazale nekoliko drugačno zaporedje odlaganja mineralov (predvsem zlata), vendar se zdi, da smo se z nakazano hipotezo že zelo približali pravilni rešitvi tega problema. Največ koristnih podatkov bi dale izotopske analize.

Večina mineralov je nastala v hidrotermalnem območju, le samorodno Hg je iz plinske faze. O deležu juvenilnega oziroma sulfatnega žvepla pri nastajanju cinabarita na marijareškem območju ne moremo soditi.

Nekateri raziskovalci (Rösler & Lange, 1972, 140) omenjajo bravoit med geološkimi termometri. Visokotemperaturna modifikacija pirit-vaesit naj bi pri 137°C prešla v nizkotemperaturno modifikacijo bravoit (Ni Fe) S_2 .

O obrudnih spremembah vemo za rahlo sederitizacijo kamenin in mnogo močnejšo okremenitev, ki je zajela tudi širši prostor, kar dokazujejo bloki kremenice v potokih zahodno od rudišča (sl. 4b).

Metasomatski procesi so se odvijali v omejenem obsegu. Po podatkih Drovenika (1983) bi lahko sklepali, da gre predvsem za delno nadomeščanje starejših mineralov z mlajšimi.

Kot kaže naša grafična dokumentacija (sl. 1 do 3), marijareško rudišče ne nastopa v jedru antiklinale niti ni vezano na Marijareški prelom ali stik karbonskih in gródenskih

kamenin, kot lahko preberemo v literaturi. Rudišče se javlja v enem izmed horizontov grobih klastitov, ločenih s skrilavim glinovcem, in sicer v okviru karbonske superpozicijske podenote b_2 znotraj močno dvignjenega bloka. Naravno ploskev v krovnini ter neotektonske prelome obravnavamo kot porudne deformacije.

Perspektivnost rudišča. Zaradi ekstenzivnega načina nastopanja živosrebrne rude – ta se javlja le v posameznih tanjših žilah in žilicah, prikamenina pa je slabo ali celo neorudena – odkopavanje v preiskanem delu marijareškega rudišča ne bi bilo ekonomično. Tako oceno je podal pred leti že Duhovnik (1953c), kar naj bi veljalo tudi za pridobivanje drugih kovin. Med neugodnimi parametri za odkopavanje moramo omeniti še prikamenino z mnogo proste kremenice, prisotnost samorodnega, najbrž nečistega živega srebra in v starih delih metan.

Toda v preiskanem orudenem bloku, širokem 75 in dolgem komaj 100 metrov, ni tektonskih deformacij, ki bi jih lahko obravnavali kot dovodne poti rudonosnim raztopinam. Z upoštevanjem drugih geoloških in geokemičnih podatkov sklepamo, da se javlja marijareška ruda prav na zahodnem obrobju nekega večjega orudenega območja; ta meja slučajno sovpada z zahodnim obrobjem prekrite geološke strukture. Pod narinjenimi grōdenskimi in triasnimi skladi najbrž seže orudena cona še daleč proti vzhodu ali jugovzhodu, a je močno deformirana z neotektonskimi prelomi. V območju znanega rudišča moramo računati tudi s potencialnimi bloki, kot npr. u in v (sl. 2, profil B in 3c), ki so le po vertikalni premaknjeni deli znanega rudišča. Prisotnost ali odsotnost orudenja v teh dveh in drugih blokih je odvisna od prvotne oblike in orientacije orudene cone v prostoru ter njene lege glede na naravno ploskev v krovnini.

Poleg tega so v Mariji Reki dokazali rudo le v enem izmed nivojev grobih karbonskih klastitov, in sicer v višini komaj 70 metrov. Glede na vertikalno razsežnost sorodnih rudišč v Posavskih gubah, lahko pričakujemo rudna telesa tudi v starejših horizontih peščenjaka in konglomerata (sl. 2, profil B, blok y). Računamo lahko z razmerami, kakršne poznamo npr. v litjskem rudišču (Mlakar, 1994), pri čemer prisotnost debelejših in bogatejših rudnih žil tudi v globini ni izključena.

Zlato bi najlažje dokazali na velikem izdanku zelo okremenelega karbonskega konglomerata 150 metrov SWS od kmeta Hribarja (sl. 4b) in seveda z izpiranjem drobirja v potokih.

V zvezi s perspektivnostjo je zanimiv še podatek o kapljicah samorodnega živega srebra, ki se, kot poroča Makuc (1933, 1934), pojavijo po močnem deževju v izviru pri Kosu (sl. 4b). Morda nakazujejo orudenje v globini ali pa gre za migracijo samorodnega Hg na razdaljo 700 m iz znanega rudišča vzdolž drugega Rimskotopliškega preloma.

Domnevno orudenje pod narinjenimi grōdenskimi in triasnimi skladi je proti vzhodu čedalje globlje. Geokemične raziskave bi bile uspešne le ob pomembni mobilizaciji prvin v obdobju po narinanju. Preostanejo geofizikalne raziskovalne metode in seveda vrtnanje.

On the Marija Reka mercury deposit and on its comparison with the Litija and Idrija deposits from the aspect of plate tectonics

The Marija Reka deposit was prospected and mined with interruptions between 1826 and 1958, and, according to certain data, possibly even 100 years earlier. Mined were silver containing galena and especially mercury; in total, about 10 tons of this metal might have been extracted.

The starting point for evaluation of literature data related to this deposit which is presently inaccessible was the new geologic map that covers 4.25 km² of the territory (fig. 1). The studied area is situated at the north margin of the Trojane anticline that is a first order folded structure (Buser, 1978, 1979; Premru, 1976, 1980).

The Carboniferous beds belong to the middle part of the b₂ superposition subunit (Westhalian A) and consist of shale, quartz sandstone and conglomerate. The beds are slightly anticlinally bent (fig. 2 and 3a). A plate, up to 250 m thick, obliquely cut out of the Gröden sequence of various clastics, is overthrust on the Carboniferous beds. The following overthrust unit consists of Upper Permian, Lower Triassic and Middle Triassic beds. Lower Cretaceous limestones overlie as tectonic patches the Pseudozilja beds.

The Older Tertiary overthrust structure was dissected by neotectonic faults. The oldest and most pronounced is the alpidic-striking Marija Reka fault. Along younger cross-dinaric and dinaric faults left resp. right slips occurred.

The geological structure of the deposit was reconstructed according to data of Makuc (1933, 1934), and especially Duhovnik (1953a). As seen on graphic documentation (fig. 2, section B, fig. 3b, c), the deposit is not situated in the anticlinal core, neither is connected to the Marija Reka fault, or to the contact of Carboniferous and Gröden beds, as it can be read in the literature. The mineralization occurs in one of the horizons of Carboniferous sandstones within a considerably uplifted block.

The monomineral galena, cinnabar and polymineral galena-sphalerite and barite-cinnabar ore veins are of small dimensions (fig. 3d). Ore occurs as filling of fissures, or in nests along bedding, the origin of which is connected to the Saalic orogeny. The metasomatic processes are of subordinate importance. The determined minerals are shown in table 1, and chemical composition of cinnabar ore in table 4.

Special attention should be ascribed to the presence of spectroscopically and chemically determined Co and Ni in pyrite (table 2), as well as in ore samples from the pit (table 3). The chemical elements occur together with cinnabar and native Hg; the ratio between Co and Ni is on the average 1:4. During recent examinations the presence of bravoite (Ni, Fe, Co) S₂ was not confirmed by ore microscopy (Drovenik, 1983). There are no proofs for the presence of other nickel and cobalt minerals. Also literature data on elementary gold in silicified rocks should be mentioned here.

According to geological data and geochemical investigations (fig. 4b and 5, tables 5 and 6) the position of the studied part of the Marija Reka deposit is in the west rim of a larger mineralized area that is supposed to extend below the overthrust Permian and Triassic beds that were dissected by neotectonic faults. High contents of Hg in central and western part of map with no cinnabar in panned concentrates indicate the importance of the gas phase in the formation of the primary dispersion halo. Mercury most probably occurs in the absorbed form either with the barren hydrothermal minerals, or with the clay minerals. Also interesting is the literature mention of the find of native Hg in the source near the Kos house. This may be regarded an indication of mineralization in the depth, or of migration of elementary Hg from the 700 m distant deposit along one of neotectonic faults.

The Marija Reka deposit is characterized by a peculiar association of siderophile (Co, Ni, Au), chalcophile (Zn, Cu, Pb, Hg) and lithophile elements (Ba). Let us compare the deposit with the Litija and Idrija deposits in which also mercury occurs, and try to interpret their forming with the plate tectonics model! The events at the north

borders of the African plate, or better, the Adriatic plate in the framework of the African plates, took place during the forming of Tethys.

The extension of the Earth's crust that began in the Asturian orogeny (Mlakar et al., 1993; Mlakar, 1994), continued also during the Saalic orogeny with formation of the Gröden sedimentation basins. The culmination of the extension is placed into the Middle Triassic (fig. 4a and 6), which is best documented by data. Placer and Čar (1975, 1977) reconstructed the Idrija fault trough that trends E-W at a distance of 19 km; at right angle to it extends the zone of vulcanites of the keratophyre-spilitic formation. North of Idrija the volcanic activity terminated with the basic magma extrusions (Mlakar, 1980).

The Litija, Marija Reka and Idrija areas are allochthonous terrains. Therefore it cannot be expected that reflection seismic could furnish data on models of the intracontinental crustal extension, as it is indicated by more recent research (Coward et al., 1987). For the Idrija deposit the old model was retained: the symmetric fault trough limited by steep normal faults. The situation in depth is presented in an extremely simplified way (fig. 6c). On sections 6a and b the interpretation of intracontinental crustal extension according to new models (Coward et al., 1987) is only suggested without proof for this area.

With the intensity of extension the proportion of basic volcanics (diabase, spilized diabase) increased. It can be concluded that during the Saalic, and especially in the Middle Triassic orogeny the deep faults attained the mantle.

However, the intracontinental extension along the Idrija fault trough and elsewhere in the Sava folds on the bottom of the epicontinental sea did not result into forming of the oceanic crust. The process of rifting was violently terminated at the end of the Ladinian stage of the Triassic (aborted rifting), and afterwards carbonate sediments of Cordevolian age deposited across the region.

Very interesting conclusions can be reached through study of association of certain chemical elements with the mentioned tectonic-igneous evolution. Let us first consider the mercury that is nowadays regarded the product of mantle degassing. Deep faults enabled the element to arrive into the upper parts of the lithosphere. In areas where the flux of mercury emanations intersected evaporitic deposits of sedimentary origin or migration paths of sulfur mercury deposits were formed (Saukov et al., 1972; Fedorčuk, 1973; Ozerova, 1984, 1986).

Situation in the geologically well understood Middle Triassic Idrija deposit (Berce, 1958; Mlakar, 1967; Mlakar & Drovenik, 1971; Placer & Čar, 1977; Placer, 1982) can be fitted to this interpretation. A decisive role in this was played by the mercury in the elementary state (fig. 6c).

Droplets of native mercury can be found especially in the Carboniferous shale, and also in Skonca beds, tuffs and oolitic limestone. In the deposit occur several thousand tons of elementary Hg which makes 5 to 10% of the total produced metal in Idrija estimated at no less than 144,000 tons (Mlakar, 1974). Absence of haloid, oxihaloid, oxide and sulfate mercury compounds that are the result of cinnabar oxidation, and the presence of native mercury at intermediate levels of the deposit (in lenses of oolitic limestone) are indications for the primary - hypogenic source of native Hg. Trace metals in the mercury produced in the Idrija smelter are shown in table 7, and data on admixtures to cinnabar are found elsewhere (Berce, 1958; Drovenik et al., 1980).

The possibility of a deep-seated source for the mercury in Idrija was mentioned already by Berce (1977) and Drovenik et al. (1980); at that time they did not pay

due attention to the problem. We consider, however, both the Idrija native mercury and the mercury bound in cinnabar as the product of degassing of the upper mantle. The convection currents that bring about the spreading of the crust, according to the plate tectonics theory, supplied new portions of metal from the Hg enriched deeper parts of the Earth's mantle to the areas (basins) below the crust already enriched with mercury (fig. 6c), as described by Fedorčuk (1973). It must be emphasized that here the conditions in depth are extremely simplified by us.

More difficult is the decision among the four possible modes of mercury transport along deep faults (Fedorčuk, 1973, 36). With this it must be realized that uncontaminated mantle rocks contain only negligible amounts of water (Miller, 1992), whereas in the Idrija deposit the presence of hydrothermal phase is indicated by intense metasomatic processes at temperatures between 100 and 200°C (Mlakar & Drovnik, 1971). Therefore we assume mercury was transported in the form of overheated (>500°C) vapor. Also Ozerova (1986, 113) favors the transport of Hg in atomic form. The source of water must be sought somewhere in the upper parts of lithosphere, perhaps even in the ancient hydrosphere.

Potential sources of sulfur may be the mantle, the igneous foci in the crust, Paleozoic rocks below the deposit (in four samples of various Carboniferous clastics from 0.22 to 0.41% SO₃ was determined), evaporites, and even sea water of the ancient ocean.

On the basis of isotopic evidence Ozerova and collaborators (1973, 1974) and Ozerova (1986) came to the conclusion that hydrogen sulfide derived from sulfates of sedimentary origin was the major source of sulfur also in Idrija. In this connection I would like to mention the occurrence of gypsum and anhydrite in the Upper Permian dolomite at Ljubevč (Čadež, 1977). This terrain was situated according to the reconstructed Middle Triassic situation (Placer & Čar, 1975, 1977) in the lower part of the Idrija tectonic trough about 500 to 600m deep (fig. 6c). These data are often neglected in the literature.

Because of the deep seated source of mercury the Idrija deposit cannot be attributed to the volcanogenic type of deposits (Fedorčuk, 1974; Smirnov et al., 1976). The deposit also has no connection with the low angle scaly thrusts mentioned in these systematics. Some varieties of ore (brick ore in Skonca beds and tuffs) were formed during the Middle Triassic even through mechanical disintegration of ore substance of the opalite type (Mlakar & Drovnik, 1971). In the systematics of mercury deposits Idrija is still looking for its place.

This is valid also for the position of the Idrija deposit with respect to the Karpinski lineament that is assumed to pass from the Caucasus across Donbass towards the north end of the Rhine valley tectonic graben. According to one interpretation (Ozerova, 1986, 192 and fig. 14 and 35), Idrija is situated at the connecting line, respectively at the cross-continental deep fault Brno-Tunis, similarly to the Tuscan and Algerian mercury deposits. This explanation is not very convincing, since the left rotation of Apennines after the mineralization in Idrija must be taken in consideration, while the other mentioned deposits are very young. Such association might be permitted at best for the deposits of Monte Amiata and those in the area of the north Algerian district.

It is often emphasized in the literature that mercury deposits originated mostly in the final stage of the geosynclinal, respectively of the orogenic cycle (Smirnov & Riženko, 1958; Ozerova, 1980, 1984). Idrija, however, that must be considered according to the amounts of metal mined the second largest mercury deposit of the world (Mlakar, 1974) does not fit into this scheme, a fact that earns all attention

from the theoretical point of view. Idrija is a deposit formed in the Middle Triassic tectonic-erosional phase, accordingly in the initial stage of the Alpidic orogeny. Such age is proved primarily by syngenetic mercury ores that cover in a screen-like manner the epigenetic orebodies of the lower part of the pit (fig. 6c), as reported in detail by Mlakar and Drovenik (1971), and supported by additional data of Placer and Čar (1977).

Most probably the formation of important mercury deposits is decisively dependent primarily upon the concomitance of processes in the mantle, regardless of the position in time and space of this connection. In a similar line reasoned also Ozerova (1986, 206) in her more recent contribution.

There are considerably less data available on mercury in other deposits of the Sava folds. In Litija about 158 tons of mercury were produced in total (Mlakar, 1994). We consider that to the contrary with Idrija the entire mercury arrived from an igneous center in the crust, since mercury occurs in paragenesis with galena, sphalerite and barite in the final phase of formation of the polymetallic deposit.

In the Litija deposit formed during the Asturian tectonic phase the native mercury is a rarity. In the Middle Permian Marija Reka deposit several tons of this metal are estimated to be present, while at Idrija the amounts of elementary mercury are enormous. The data clearly indicate a positive correlation between the presence of native mercury, of basic vulcanites and the intensity of crustal extension (fig. 6).

As shown in the fourth column of figure 6, upwards also the nickel amount in pyrite increases; there are no comparative data from Idrija. The Litija pyrite contains 85 µg/g Ni (Drovenik et al., 1980), and that of Marija Reka 1700 µg/g (table 2). Interesting is also the observation that the Idrija cinnabar contains at least 2.2 times more Ni as that from Litija (Grafenauer, 1969; Drovenik et al., 1980). In contrast, the Middle Permian diabases (table 2, samples 9 to 11) contain almost 10 times as much nickel as the Middle Triassic diabase from which the data were collected by Grafenauer (1980).

Researchers report the association of Ni with Hg especially from deposits of the so-called listvenite type (New Idria, Avala, etc.). Everywhere occur in the surroundings igneous rocks of the basalt association or serpentinized hyperbasites with which Ni is also genetically associated (Smirnov et al., 1976). The diabases of Middle Permian age were found till now 70 km W of Marija Reka, and the Idrija diabases occur in a zone striking across the direction of the most intense extension during the Middle Triassic (fig. 4a).

In comparison with distribution of Hg and Ni shows Pb a negative correlation between the intensity of extension of the Earth's crust and the presence of basic vulcanites (fig. 6). Thus in Litija several 10,000 tons of Pb were produced (Mlakar, 1994), whereas in Marija Reka there are a few hundred tons of this metal, according to our estimation, and in Idrija occurs Pb only in traces – in steel ore from 5 to 150 µg/g, and at most 1000 µg/g Pb (Drovenik et al., 1980). A similar distribution curve would be probably derived also from data on Zn and Ba, and most likely also for Cu.

Mass spectrometric investigations of sulfur in minerals point to differences between the mentioned deposits, but comparative data are few (Ozerova et al., 1973; Drovenik et al., 1976, 1980).

The genesis of the Litija, Marija Reka and Idrija deposits indicates consequently an association with the extension of the Earth's crust in the frame of the plate tectonics (the origin of Paleotethys and Tethys), which can be summarized as follows (fig. 6).

The faults from the Asturian orogenic phase did not reach to the mantle. The paragenesis of sphalerite, galena, barite and cinnabar in the Litija deposit is connected with the acid magma, respectively with the igneous focus somewhere within the crust.

The Marija Reka mineralization dates from the Middle Permian time, and it originated in two phases. The paragenesis from the initial phase, when faults did not attain the mantle yet, does not differ from that in the Litija deposit. At this time originated also the first generation of siderite, pyrite and quartz.

With the progress of extension the feeding channels attained the mantle. From this younger phase of the mineralization process dates the Marija Reka assemblage of siderophile elements, as Ni and Co in the 2nd generation pyrite, native mercury derived from mantle degassing, and possibly also native gold. These elements have no direct connection with the previous ore formation, and they are connected to basic magmas from the mantle. Also the younger ore phase was started by slight sideritization of rocks. The presence of gold is associated with silicification.

The source of mercury in the monometallic Idrija deposit – from the time of the most intense crustal extension during the Middle Triassic – is associated only with the basic, basaltoid magmas, respectively with the events in the mantle. The source of sulfur must be most likely sought in evaporites of sedimentary origin, and that of water in the highest parts of the crust; perhaps even in water from the ancient hydrosphere. Isotopic research shall provide the key for solving these problems.

Literatura

- Berce, B. 1951: Poročilo o geološkem kartiranju okolice rudišča Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Berce, B. 1958: Geologija živorebrnega rudišča Idrija. – *Geologija* 4, Ljubljana.
- Berce, B. 1963: The Formation of the Ore-Deposits in Slovenia. – *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana*, XIX, Pavia.
- Berce, B. 1975: Živa u Jugoslaviji. – *Konf.: Pot. min. sir. mog. korišč. fakt. dugor. razv. privr. SFRJ – Ostali metali*, Split.
- Berce, B. 1977: Metallogeny, types of mercury deposits and plate tectonics in the Mediterranean belt. – V zborniku: Metallogeny, and plate tectonics in the northeastern Mediterranean, Beograd.
- Buser, S. 1978: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, list Celje. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Buser, S. 1979: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000. Tolmač za list Celje. – Zvezni geološki zavod Beograd.
- Buser, S. 1987: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100000, lista Tolmin in Videm. – Zvezni geološki zavod Beograd.
- Cissarz, A. 1956: Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. – *Rasprave Zavoda za geološko i geofizičko istraživanje N. R. Srbije*, Beograd.
- Coward, M. P., Dewey, J. F. & Hancock, P. L. 1987: Continental Extensional Tectonics. – Geological Society & Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Čadež, F. 1977: Sadra in anhidrit na Idrijskem. – *Geologija* 20, Ljubljana.
- Dimkovski, T. 1978: Geološko rudarske raziskave urana na območju Slovenije v letu 1978. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Dreger, J. 1922: Geologische Gutachten über des Quecksilbervorkommen in Maria Riek 15km westlich von Cilli in der Südsteiermark. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Drovenik, M. 1983: Rudnomikroskopska raziskava vzorcev iz rudišča Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Drovenik, M., Duhovnik, J. & Pezdič, J. 1976: Izotopska sestava žvepla v sulfidnih rudnih nahajališčih v Sloveniji. – *Rud.-Metal. zb., št. 2-3*, Ljubljana.
- Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F. 1980: Nastanek rudišč v SR Sloveniji. – *Geologija* 23/1, Ljubljana.

- Duhovnik, J. 1951a: Halkografska preiskava obruskov nahajališča Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1951b: Geološko mnenje o preiskovanju rudnika Marija Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1953a: Poročilo o geološkem pregledu rudarskih raziskovalnih del v Mariji Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1953b: Poročilo o rudnih obruskih iz Marije Reke. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1953c: Mišljenje o gradnji novega rova v Mariji Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1953d: Predlog za jemanje vzorcev za kemično analizo v Veliki Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1955: Poročilo o ogledu raziskovalnih del v Veliki Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Duhovnik, J. 1956: Über die metalogenetischen Epochen und Provinzen Jugoslawiens. – Berg und Hüttenmännischen Monatshefte, 101. Jahrgang, Wien.
- Duhovnik, J., Grafenauer, S. & Ramovš, A. 1964: Študija wengenske metalogene dobe v Jugoslaviji. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Faninger, E. 1971: Plagioklazi v triadnih predorninah na Slovenskem. – Geologija 14, Ljubljana.
- Fedorčuk, V. P. 1973: Razvitje predstavljenj A. A. Saukova o genezise rtutnih mestoroždenj. – V zborniku: Očerki geohimii ot delnih elementov, Nauka, Moskva.
- Fedorčuk, V. P. 1974: Genetic and commercial types of Mercury Deposits. – 1st International Mercury Congress, Barcelona.
- Grad, K. 1969: Psevdoziljski skladi med Celjem in Vranskim. – Geologija 12, Ljubljana.
- Grad, K. 1974: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Kranj. – Zvezni geološki zavod Beograd.
- Grad, K., Hinterlechner-Ravnik, A. & Ramovš, A. 1962: Regionalna ispitivanja razvoja gródenskih slojeva u Sloveniji. – Ref. V svetovanja, Savez geol. društava FNR Jugoslavije, Beograd.
- Grafenauer, S. 1965: Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. Rud.-Metal. zb. 2, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1969: O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. Rud.-Metal. zb. 3–4, Ljubljana.
- Grafenauer, S. 1980: Petrologija triadnih magmatskih kamenin na Slovenskem. – Razprave SAZU, 25, Ljubljana.
- Hinterlechner-Ravnik, A. 1965: Magmatske kamenine v gródenskih skladih v Sloveniji. – Geologija 8, Ljubljana.
- Jadranin, D. 1962: Ležište žive Šuplja Stena. – V. sav. geol. FNR Jugoslavije, Beograd.
- Jadranin, D. & Rakić, S. 1964/65: Ni parageneza iz ležišta žive Šuplja Stena. – Vestnik zavoda za geol. i geof. istr. ser. A, N. 22–23. Beograd.
- Jakoby, L. 1936: Zusammenfassung bezüglich der Eröffnungskosten bzw. der Aufstellung Kosten des Bergwerkes und Hüttenanlage in Marija Reka. Rokopis, Budapest. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Janković, S. 1977: Major alpine Ore Deposits and metallogenetic Units in the northeastern Mediterranean and Concept of Plate Tectonics. – V zborniku: Metallogeny and Plate Tectonics in the northeastern Mediterranean, Beograd.
- Jelenc, D. 1953: O raziskovanju mineralnih surovin v LR Sloveniji. – Geologija 1, Ljubljana.
- Jelenc, D. 1957: Poročilo o dosedanjih raziskovalnih delih v Veliki Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Kubias, 1931: Poročilo o nadzorovanju prostoslednih del v Mariji Reki. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Lapajne, V. 1969: Geološke raziskave na območju Marija Reka v letu 1969. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Lapajne, V. 1970: Geološke raziskave na območju Marija Reke. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Lapajne, V. 1972: Geološke raziskave na območju Marija Reka v letu 1971. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Lapajne, V. 1973: Geološke raziskave na območju Marija Reka v letu 1972. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.

- Lapajne, V. & Šribar, L. 1973: Zgornjekredni sedimenti na območju Posavskih gub. – *Geologija 16*, Ljubljana.
- Makuc, J. 1933: Quecksilber – Bergwerk Maria Reka, Zagreb. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Makuc, J. 1934: Bericht über das Quecksilber Bergwerk Marija Reka, Slovenska Bistrica. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Miller, H. 1992: Abris der Plattentektonik. – Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- Mrakar, I. 1967: Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. – *Geologija 10*, Ljubljana.
- Mrakar, I. 1974: Osnovni parametri proizvodnje rudnika Idrija skozi stoletja do danes. – *Idrijski razgledi XIX, 3–4*, Idrija.
- Mrakar, I. 1975: Mezozoik v Sloveniji: Mineraloške, petrografske in kemične značilnosti rude in prikamenine idrijskega rudišča, I. Rokopis. – Arhiv Rudnika živega srebra Idrija, Idrija.
- Mrakar, I. 1980: O starosti spodnjega dela psevdosiljskih skladov na Cerkljanskem. – *Geologija 23/2* Ljubljana.
- Mrakar, I. 1981: Geološki faktorji kontrole Hg, Cu in U mineralizacije. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Mrakar, I. 1982: Metalogenetske študije za območje Slovenije – 2. faza. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Mrakar, I. 1987: Prispevek k poznavanju geološke zgradbe Posavskih gub in njihovega južnega obrobja. – *Geologija 28, 29*, (1985/86), Ljubljana.
- Mrakar, I. 1994: O problematiki Litijskega rudnega polja. – *Geologija 36* (1993), Ljubljana.
- Mrakar, I. & Drovenik, M. 1971: Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. – *Geologija 14*, Ljubljana.
- Mrakar, I., Skaberne, D. & Drovenik, M. 1993: O geološki zgradbi in orudenju v karbonskih kameninah severno od Litijskega. – *Geologija 35*, (1992), Ljubljana.
- Mohorič, I. 1978: Problemi in dosežki rudarjenja na Slovenskem. 1. knjiga. – Založba Obzora, Maribor.
- Ozerova, N. A. 1980: Rtutnaja degazacija zemlji i obrazovanie rtutnih mestoroždenij. – Int. geol. congress, Paris.
- Ozerova, N. A. 1984: Geochemical peculiarities of mercury and mercury – bearing deposit formation. – Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium, Stuttgart.
- Ozerova, N. A. 1986: Rtut i endogenoe rudoobrazovanie. – Nauka, Moskva.
- Ozerova, N. A., Vinogradov, V. I., Mrakar, I., Fedorčuk, V. P. & Titov, I. N. 1973: Izotopnyj sostav sery v rudah nekotoryh mestoroždenij zapadnoj časti sredizemnomorskogo rtutnogo pojasa. – V zborniku: Očerki geohimii ot delnih elementov, Moskva.
- Ozerova, N. A. & Vinogradov, V. I. 1974: Certain aspects of the genesis of mercury deposits. – 1st International Mercury Congress, Barcelona.
- Placer, L. 1982: Tektonski razvoj idrijskega rudišča. – *Geologija 25/1*, Ljubljana.
- Placer, L. & Čar, J. 1975: Rekonstrukcija srednjetrodnih razmer na idrijskem prostoru. – *Geologija 18*, Ljubljana.
- Placer, L. & Čar, J. 1977: Srednjetrodna zgradba idrijskega ozemlja. – *Geologija 20*, Ljubljana.
- Premru, U. 1974: Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. – *Geologija 17*, Ljubljana.
- Premru, U. 1976: Neotektonika vzhodne Slovenije. – *Geologija 19*, Ljubljana.
- Premru, U. 1980: Geološka zgradba osrednje Slovenije. – *Geologija 23/2*, Ljubljana.
- Premru, U. 1983a: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000, list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Premru, U. 1983b: Osnovna geološka karta SFRJ 1:100 000. Tolmač za list Ljubljana. – Zvezni geološki zavod, Beograd.
- Rösler, H. J. & Lange, H. 1972: Geochemical Tables. Amsterdam.
- Saukov, A. A. 1946: Geohimija rtuti. – Trudi IGEM, Akademija nauk SSR, Moskva.
- Saukov, A. A., Ajdinjan, N. H. & Ozerova, N. A. 1972: Očerki geohimii rtuti. – Akademija nauk SSR, Moskva.
- Sedlar, J. 1950: Možnost razvoja rudnikov v Posavskih gubah s posebnim ozirom na Litijsko. Diplomsko delo. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Simić, V. 1951: Istorijski razvoj našeg rudarstva, Beograd.

- Smirnov, V. I. & Riženko, L. M. 1958: Nekotore osobenosti obrazovanja i razmeščenija rtutnih mestoroždenij. – Izdatelstvo Akademii nauk, Moskva.
- Smirnov, V. I., Kuznecov, V. A. & Fedorčuk, V. P. 1976: Metalogenija rtuti. – Nedra. Moskva.
- Teller, F. 1907: Geologische karte Cilli – Ratschach, 1:75000. Rokopis. Wien.
- Tiringer, J. 1947: Poročilo o ogledu in informacijah rudnika Marija Reka dne 17. sept. 1947. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Tiringer, J. 1951: Poročilo o službenem potovanju v rudnik Marija Reka nad Trbovljami in v Slovensko Bistrico. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Tunell, G. 1968: The Geochemistry of Mercury. – University of California, California.
- Vrhovec, S. 1957: Poskusna predelava živosrebrne rude Velika Reka. Rokopis. – Arhiv Geološkega zavoda Ljubljana, Ljubljana.
- Winkler, A. 1923: Über den Bau der östlichen Sudalpen. – Mitt. Geol. Gesell. Wien.