

PRIMERJAVA SPODNJE IN ZGORNJE ZGRADBE IDRIJSKEGA RUDIŠČA

Ivan Mlakar

Z 8 slikami in 1 tabelo

Uvod

Konec leta 1964 je obiskal idrijski rudnik znani sovjetski geolog V. I. Smirnov in zapisal tole: Videl sem mnogo rudišč v raznih delih sveta in med njimi nekatera zelo zapletena. Toda odkrito priznam, da rudišča s tako komplicirano zgradbo, kot je v Idriji, še nisem videl; nedvomno spada v strukturnem pogledu med najbolj komplicirana endogena rudišča na svetu (1965, 85).

Zato ne preseneča, da geološka zgradba idrijskega rudišča še vedno ni zadovoljivo pojasnjena, čeprav so se z njo ukvarjali že mnogi raziskovalci in čeprav pridobivajo živo srebro v Idriji že skoraj 500 let.

Eden najvažnejših nerešenih strukturnih problemov je brez dvoma medsebojno razmerje spodnjega in zgornjega dela rudišča. Zaradi številnih napačnih stratigrafskih uvrstitev v jami starejši raziskovalci niso poznali tega problema. Šele z odkritjem permskih plasti in z razčlenitvijo spodnjetriadnih skladov smo lahko ugotovili, da imata spodnji in zgornji del rudišča različno zgradbo (Mlakar, 1957, 1959). Zgornji del rudišča sestavljajo predvsem wengenske kamenine in anizični dolomit, medtem ko grade njegov spodnji del gornjepaleozojske plasti ter spodnjetriadni skladi. Plasti spodnje zgradbe vpadajo strmo proti severovzhodu, njihovo stratigrafsko zaporedje od severnega kontakta proti jugu pa je pravilno. Vprašanje, kdaj in na kakšen način je prišla »zgornja zgradba« rudišča na »spodnjo«, je ostalo odprto (Mlakar, 1959, 172).

V naslednjih letih je Berce reševal obenem z drugimi vprašanji tudi problem spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča (Berce, 1960, 1962 a, 1963 b). Ugotovil je, da na bolj ali manj strmih paleozojskih in spodnjetriadnih plasteh spodnje zgradbe rudišča leži wengenska serija kamenin zgornje zgradbe rudišča. Konglomerat prekriva psevdofilski skrilavec, a na njem leže na višjih obzorjih kasijanske in celo karnijske plasti (Berce, 1962 a, 13). Skratka, predladinske kamenine rudišča so slabo nagubana podlaga, večkrat prelomljena in prekrita z wengenskimi plastmi (1963, 148).

Z geoloških prereзов idrijskega rudišča (Berce, 1960, sl. 2; 1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3), vidimo, da si je Berce razlagal stik spodnje in zgornje zgradbe rudišča kot tektonsko-erozijsko diskordanco.

S to interpretacijo je le na prvi pogled lepo rešil obravnavani problem. S skrbno obdelavo rezultatov jamskih sledilnih del in vrtanja smo zbrali mnogo podatkov, ki ne govore v prid njegovi razlagi.

V naslednjih poglavjih bomo ta zanimivi strukturni problem osvetlili na podlagi novih ugotovitev.

Razvoj langobardskih plasti v idrijskem rudišču

Ključ za rešitev vprašanja o odnosu med spodnjo in zgornjo zgradbo idrijskega rudišča je razčlenitev langobardskih skladov v jami. V starejši literaturi so opisali te plasti Lipold (1874), Kossmat (1898, 1899, 1911) in Kropač (1912).

Lipold (1874, 450) ni dal podatkov o medsebojnem razmerju wengenskih plasti v rudišču, kamor je prištel tuf in laporni skrilavec z roženci, skrilavec skonca in apneni konglomerat. Mnogo pozornosti pa je posvetil razvoju enako starih skladov na površini.

Kossmat (1899, 15 do 17) je opazil, da skrilavec skonca prehaja v dolomitno brečo in celo v konglomerat anizične starosti. Plasti skonca je imel za lokalno tvorbo, ki ne zavzema določenega stratigrafskega horizonta (Kossmat, 1898, 94). Med wengenske sklade v jami je uvrstil tudi porfiradni tuf in skrilavec z roženci (1911, 345).

Kropač (1912, 17, 19) je ugotovil, da je skrilavec skonca baza wengenskih plasti. O tufu je menil, da je identičen s peščenjakom skonca (1912, 17). Wengenskega konglomerata v rudišču ni našel (1912, 19). Važna pa je njegova ugotovitev, da je tuf v jami krovina plasti skonca (1912, 17).

V novejši literaturi najdemo nekaj novih podatkov o langobardskih plasteh v idrijskem rudišču. Berce (1958, 10—12, 24) je opisal skrilavec in peščenjak skonca ter tuf in trdil, da so wengenske plasti v jami nekoliko drugače razvite kot na površini, saj v jami skoraj ni konglomerata niti breče. Dve leti kasneje (1960, fig. 2) je prvič omenil med wengenskimi plastmi v idrijskem rudišču psevdofilski skrilavec. Tako je označil navadno le spodnji del črnega glinastega skrilavca, ki se v obliki klina zajeda v triadne plasti rudišča. Vsi starejši raziskovalci so ga uvrščali med karbonske sklade. Berce (1962 a, 13) je ugotovil tudi, da wengenski konglomerat prehaja ponekod v dolomit enake starosti in opozoril še na psevdogrudenski in psevdofilski peščenjak (1962 a, 15).

Med langobardske plasti v jami so torej dosednji raziskovalci uvrstili prav različne kamenine, niso pa rešili njihovega medsebojnega razmerja.

Iz jame je doslej premalo fosilnih ostankov, da bi mogli te plasti stratigrafsko razčleniti. Zato podajamo le njihov litološki in petrografski opis ter obravnavamo predvsem njihovo medsebojno lego.

Podlaga langobardskih skladov v idrijskem rudišču je sivo zeleni peščenjak. Petrografske sestavo te kamenine kažejo zbruski št. 10, 11, 14, 19, 20, 83, 361 ter 375 z drugega medobzorja in drugega ter četrtega obzorja (Berce, 1953). Osnova kamenine je drobnozrnat kremen, v katerem so pogostna večja zrna dolomita. Kalcedon je pogosten in često nastopa v lepo razvitih zrnih ali v obliki žilic. V nekaterih zbruskih naj-

demo vlaknat ali lasast mineral, ki je najbrž kaolinit (zbruski št. 14, 20 in 375). Vezivo je kremenovo, redkeje karbonatno.

Te, po našem mnenju bazalne tvorbe langobardskih skladov v idrijskem rudišču so leta 1963 raziskali tudi na fakulteti za naravoslovje in tehnologijo v Ljubljani. Strmoletova je pregledala tri vzorce iz različnih delov rudišča in ugotovila naslednje:

Vzorec št. 5 s tretjega obzorja (tik slepega jaška Leitner) je rjavkasto siva drobnnozrnata kamenina, zelo trda z neravnim lomom. S solno kislino ne reagira. Vsebuje redke bele žilice in 2 cm veliko gnezdo piritita.

Pod mikroskopom vidimo zelo drobna zrna kremenita in kalcedona v še bolj drobnozrnati osnovi istih mineralov, ki zavzema približno 15 % površine zbruska. Zrnca dosežejo velikost do 0,02 mm. Kot drugotni minerali nastopajo kristalizirani pirit (10 %), manjše krpe karbonata, verjetno drobnozrnatega dolomita (5 %) in zelo redka zrna kremenita s premerom do 0,25 mm. Žilice, debele 1 mm do 2 mm, sestavljata pretežno kristalizirani dolomit in roženec.

Vzorec št. 6, prav tako s tretjega obzorja (tik ob slepem jašku Bončina), je svetlo siva do temno siva kompaktna kamenina z belimi do 0,5 cm dolgimi lisami. Zelo bogat je z drobnozrnatim piritom. Lomi se ostrorobo, nepravilno, s solno kislino ne reagira.

Osnovna masa sestoji, kot pri prejšnjem vzorcu, iz zrn kremenita in kalcedona; razlikuje se le po tem, da je več neprekristaljene mase, ki vsebuje tudi nekaj zelo drobnozrnatega sericita. Karbonatov ni, pač pa so številne slabo zaobljene sekrecije drobnozrnatega kremenita in kalcedona, ki sestavljajo nehomogeno strukturo. Te sekrecije so velike 1 mm do 3 mm. Med seboj se razlikujejo po tem, da vsebujejo več kalcedona, ali več kremenitih zrn. Piritita je okrog 20 % in to v posameznih lepo kristaliziranih zrnih in tudi v večjih masah. Kot alotigen mineral nastopa še cirkon; njegova zrna so velika 0,05 mm.

Vzorec št. 7 s četrtega obzorja (180 m južno od sipke Auersberg 2, pri poligonski točki 4243), je temno siva zelo drobnnozrnata kamenina z rahlo zelenkastim odtenkom in po gladkih odlomnih ploskvah z masnim sijajem. Opazimo slabo izraženo nepravilno plastovitost s svetlo sivimi in temno sivimi pasovi. Reakcija s solno kislino je negativna. Drobnnozrnata masa je sorazmerno homogena. Zrnca s premerom do 0,05 mm so povečini kremenita, manj je kalcedonitih. Nekatera od teh zrn bi bila morda lahko glinenčeva, vendar so predrobna, da bi jih lahko določili. Veziva, ki je skoraj izključno sericit, pomešan delno z glinenimi in organskimi snovmi, je sorazmerno veliko (okrog 4 %). Karbonatov v vezivu ni, kremenita zrna pa so redka in velika 0,1 mm do 0,2 mm. Vezivo vsebuje tudi 1 % do 2 % piritita.

Vsi trije vzorci predstavljajo izrazito kisle usedline, sestavljene predvsem iz kremenita in kalcedona. Vsebujejo sorazmerno veliko piritita, ki je neenakomerno razporejen po vsem zbrusku.

Na bazalnem kremenitem peščenjaku leži dolomitni konglomerat. Kontakt med njima je oster. Večji del navadno dobro zaobljenih prodnikov ima premer 1 cm do 4 cm. Vezivo je drobnopješčeno ali dolomitno.

Največji in najpogostnejši so prodniki rumenkasto sivega dolomita; dosežejo celo 20 cm v premeru. Manj je kosov temno sivega zrnatega dolomita, medtem ko so prodniki temnega apnenca zelo redki. Konglomerat je masiven, le tu in tam vsebuje tanke pole drobnozrnatega, drobljivega sivo zelenega peščenjaka z večjimi dolomitnimi prodniki. Po barvi in sestavi prodnikov v konglomeratu sklepamo, da so iz anizičnih in zgornje-skitskih kamenin.

Konglomerat postopno prehaja v drobnozrnati peščenjak z apnenim vezivom in s sledovi rastlinskih ostankov. Z naraščanjem apnene komponente prehajajo te plasti v temno sivi gosti apnenec, ki je v glavnem masiven, le tu in tam vsebuje tanke skrilave vložke.

Opisane kamenine petrografsko niso raziskane.

Na apnencu ležita črni glinasti skrilavec antracitnega sijaja ter drobnozrnati peščenjak. S solno kislino le tu in tam slabo reagirata in vsebujeta rastlinske ostanke.

Lipold je našel v teh skladih na tretjem, petem in šestem obzorju pomembno floro (1874, 455), ki jo je določil Stur. Črni glinasti skrilavec in peščenjak so imenovali kot plasti skonca, po lokaciji, ki jo je Lipold (1874, Taf. IX) označil kot »S konza graben« (okrog 0,5 km severovzhodno od jaška Delo, ki so ga takrat imenovali »Josefi Schacht«), kjer so ti skladi lepo razgaljeni.

V zbruskih kamenin skonca z drugega, tretjega in četrtega obzorja (Berce, 1953, zbruski št. 15, 48, 68, 69, 70) opazujemo drobna karbonatna in kremenova zrna, vezana z amorfnno organsko snovjo. Dolomitna in kremenova zrna so velika okrog 0,001 mm. V nekaterih zbruskih nastopa sljuda, v drugih je ni. Kalcedonova zrna so redka. Skrilavost je jasno izražena. Glinencev v teh zbruskih ni.

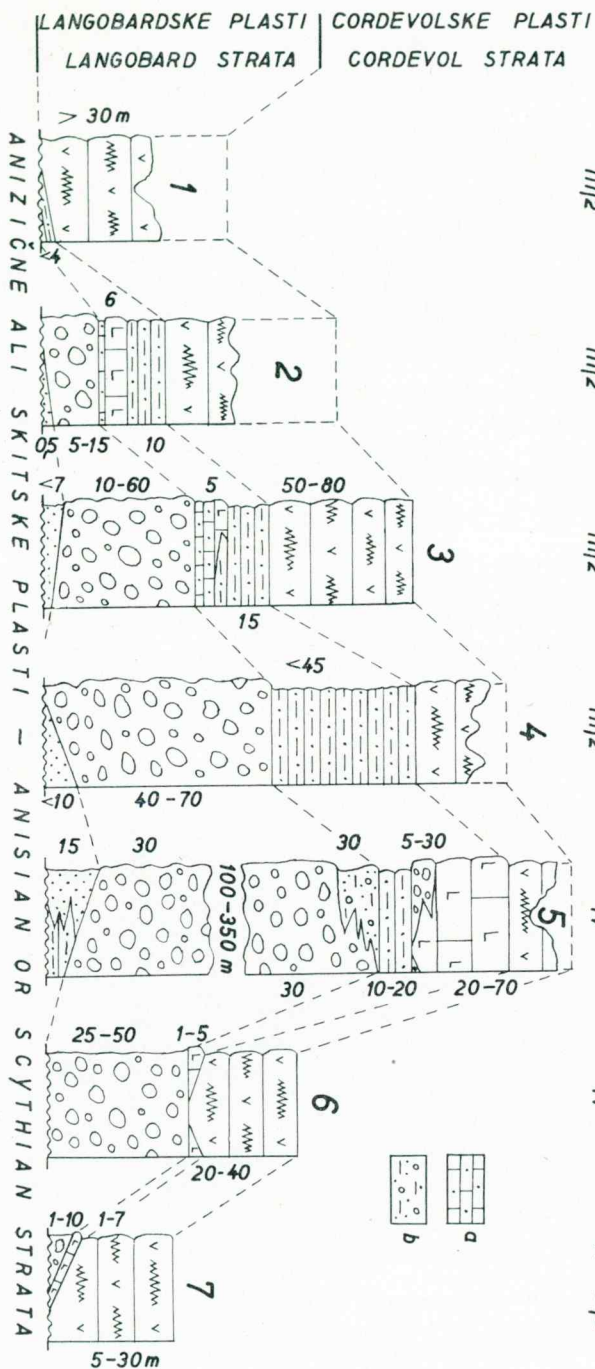
Med plastmi skonca doslej nismo našli vložkov belega apnenca, ki ga omenja Berce (1953, 10; 1958, 11). Plasti skonca prekrivata sivkasto zeleni navadno drobnozrnati tuf in tufit, ki vsebujeta pole sivih in črnih rožencev in sta vedno lepo plastovita; posamezne plasti so debele 2 do 10 cm.

Te kamenine so mikroskopsko raziskane s prvega, drugega, šestega in sedmega obzorja (Berce, 1953, zbruski št. 1, 25, 413, 177). Njihova osnova je iz drobnih kremenovih in karbonatnih zrn. Karbonati zapolnjujejo nekdanje razpoke in votlinice ali pa nastopajo kot zrna. Večja zrna so kremen ali glinenci, ki so navadno sveži in dobro ohranjeni. Pogosto opazujemo prereze radiolarij in kristale pirita. Brez karbonatnih zrn je le zbrusek št. 25.

V nivoju Antonijevega rova smo ugotovili, da na tufu in tufitu leži mlečno beli cordevolski dolomit.

Sl. 1. Korelacija langobardskih plasti v idrijskem rudišču in njegovi okolici: a temno sivi apneni peščenjak, b rdeči in rumenkasti apneni peščenjak

Fig. 1. Correlation of Langobardian strata in Idrija ore deposit and adjacent areas. a dark gray calcareous sandstone, b red and yellowish calcareous sandstone



III/2 Rudišče Idrija
Idrija ore deposit
Talnina-Delo
Footwal-Delo

III/2 Rudišče Idrija
Idrija ore deposit
Talnina-Borba
Footwal-Borba

III/2 Rudišče Idrija
Idrija ore deposit
Južni blok
Southern block

III/2 Rudišče Idrija
Idrija ore deposit
Severni blok
Northern block

IV Zavratec, Kurja vas
Urbanovec, Gore

IV Tičnica
Poljančev hrib

IV Slanice, Govekarjev vrh
III/2 Kališče, Potok

V zaporedju langobardskih plasti v različnih območjih rudišča posamezni litološki členi manjkajo, kar kaže, da so se sedimentacijski pogoji hitro spreminjali. Razvoj teh skladov v posameznih območjih rudišča kaže slika 1.

Na območju rudišča jame Delo, ki ga rudarji že od nekdaj imenujejo »Talnina«, predstavljata langobardske plasti skoraj izključno tuf in tufit. Ležita na zgornjeskitskih in anizičnih kameninah. Le tu in tam smo pod njima z vrtanjem našli do 4 metre debele plasti skrilavca skonca z lečami temnega apnenca (vrtini 9/X-62, 13/X-62), vendar debeline tufskih kamenin na tem območju ne moremo podati.

Na območju rudišča jame Borba, ki ga rudarji že od nekdaj imenujejo »Talnina«, leži navadno na zgornjeskitskih plasteh sivkasto zeleni bazalni peščenjak in včasih konglomerat. Plast peščenjaka je debela največ 0,5 metra, a konglomerata 5 do 15 metrov. Na konglomeratu leži tanka pola apnenega peščenjaka, ki ga prekriva temno sivi jedrnati apnenec, debel ponekod 6 metrov. Tu in tam apnenec ni bil odložen. Na apnencu oziroma konglomeratu leži skrilavec skonca, debel do 10 metrov, nad njim pa sledita tuf in tufit.

Kot južni blok smo označili langobardske sklade ob južni strani srednjega »karbonskega jezika«, severni blok pa sestavljajo langobardske in anizične plasti na severni strani tega pasu (sl. 2, 3, 4 in 5).

V južnem bloku je v podlagi langobardskih plasti, ki leže inverzno, sivkasto zeleni peščenjak, debel do 7 metrov. Nad njim sledi konglomerat, katerega debelina niha od 10 do 40 metrov. Na njem leži temno sivi apneni peščenjak, ki je v tem bloku najlepše razvit in debel ponekod celo 5 metrov. Tu in tam peščenjak preide v temen apnenec. Na peščenjaku oziroma apnencu leži skrilavec skonca, debel do 15 metrov in prekrit s sivkasto zelenim tufom in tufitom, debelim 50 do 80 m.

Tudi v severnem bloku je podlaga langobardskih plasti sivkasto zeleni peščenjak, debel ponekod celo 10 metrov, a navadno precej tanjši. Na njem leži konglomerat, ki je najdebelejši, saj doseže ponekod celo 70 metrov. Prekriva ga skrilavec skonca brez vložkov apnenčevega peščenjaka in apnenca. Tudi plasti skonca so na tem območju najbolj razvite; njihova debelina doseže 40 metrov. Prevladuje peščenjak skonca, in to predvsem v zgornjih delih teh skladov. V krovlini teh plasti smo ponekod našli zelen tuf.

Razčlenjevanje langobardskih skladov v idrijskem rudišču čisto otežkoča zapletena tektonska zgradba. V dokaz pravilnosti naših ugotovitev bomo primerjali razvoj teh skladov v jami z razvojem enako starih plasti v okolici Idrije (sl. 1, stratigrafske lestvice 5 do 7). Podatke smo zbrali pri geološkem kartiranju strukture tretjega in delno četrtega nariva v pasu od srednje Kanomlje in Nikove do Rovt. Dopolnili smo jih z ugotovitvami številnih globokih vrtin v okolici Idrije, vrtanih od leta 1959 dalje.

Na območju Gor sta v podlagi langobardskih skladov skrilavec in peščenjak skonca z nekaj apnene primesi (Zaspana grapa, Brusovše). Plasti so debele okrog 15 metrov in leže na anizičnem dolomitu (sl. 5). V teh skladih so starejši raziskovalci našli pomembno floro (Lipold,

1874; K o s s m a t, 1910, 1911). Plasti skonca prekrivata dolomitni in nato pisani konglomerat. Klastične kamenine langobardske starosti so na območju Gor izredno debele, kar smo ugotovili z globokim vrtanjem. V vrtini V-21/63 znaša njihova debelina 324 metrov, v vrtini V-25/64 pa celo 417 metrov pri vpadu okrog 15° proti jugozahodu.

Na konglomeratu, ki je predvsem iz prodnikov skitskih kamenin, ležita ponekod apneni skrilavec in peščenjak, nekoliko podobna grōden-skim plastem. Sledita črni glinasti skrilavec in rumenkasto rjavi peščenjak z nekaj apnene primesi, ki ju ne moremo razlikovati od podobnih sedimentov pod konglomeratom. Najlepše sta razgaljena na območju Urbanovec—Lešetnica in na Kovačevem rovtu v okolici Vončine. Tu ju je opazil že L i p o l d (184, 442) in označil kot plasti skonca. Njihova debelina znaša 10 m do 20 m. Na njih leži svetlo sivi apnenec, debel okrog 50 metrov in prekrit s tufom in tufitom z roženci. Cordevolske plasti pa so že erodirane.

Skoraj enak razvoj langobardskih skladov najdemo tudi na območju Kurje vasi in Rovt prav tako v strukturi četrtega nariva. Na konglomeratu, odloženem neposredno na anizičnem dolomitu, ležita rdeči apneni skrilavec in peščenjak. Berce ju je označil kot psevdogrōdenske plasti (1962 b, 158). Prekriva ju črni apneni skrilavec z vložki peščenjaka in konglomerata. Skladi so debeli okrog 70 metrov (podatki vrtine R-5/62). Na njih sledi apneni konglomerat v debelini okrog 30 metrov, nato pa sivi gosti apnenec, debel do 40 metrov. Enak položaj zavzema apneni konglomerat tudi na območju Urbanovca, kjer doseže le nekaj metrov debeline. Langobardska serija plasti se konča s tufom in tufitom z roženci. Cordevolske plasti pa so že odnesene.

Na Tičnici in Poljančevem hribu je v krovnini idrijskega rudišča v četrtem narivu bazalna plast langobardske podstopnje sivi konglomerat (sl. 1, 6 lestvica). Na njem leže nekaj metrov debele leče sivega apnenca. Najmlajši langobardski usedlini sta zopet tuf in tufit s polami rožencev. Prekriva ju mlečno beli cordevolski dolomit.

Na Govekarjevem vrhu in na vzhodnem delu grebena Slanic navadno ni konglomerata in apnenca; langobardske plasti predstavljajo le gomoljasti apnenec ter tuf in tufski lapor z roženci.

Enak razvoj teh skladov najdemo tudi v strukturi tretjega nariva med dolino Zale in Rovtami.

Čeprav so prikazani profili langobardskih plasti na območju Idrije med seboj precej oddaljeni in pripadajo različnim tektonskim enotam (tretjemu in četrtemu narivu) in čeprav povsod niso razviti vsi langobardski litološki členi, je razmerje med njimi povsod isto.

Kjer so v jami odloženi vsi langobardski litološki členi, je v njihovi podlagi sivkasto zeleni peščenjak (sl. 1 stratigrafske lestvice 2 do 4). Nasprotno pa sta ugotovila že L i p o l d (1874, 441) in K r o p a č (1912, 16); da sestavljata talnino wengenskih plasti na južnem pobočju Gor skrilavec in peščenjak skonca. Problem bazalnih sedimentov langobardskih plasti pojasnjuje vrtina Č-2/64 na severnem obrobju konglomeratnega pasu, širokega okrog 1,5 km, ki se vleče v smeri vzhod—zahod od Idrije proti Rovtam. Vrtina je locirana na langobardskem konglomeratu v bližini

kontakta z anizičnim dolomitom v grapi Črna, 750 metrov v zračni črti zahodno od vasi Zgornji Zavratac.

Do globine 36,8 metra smo prevrtali konglomerat iz sivih do temno sivih dolomitnih prodnikov s peščenim vezivom. Prodniki dosežejo celo 10 cm v premeru. Sledi temno sivi skrilavi peščenjak, enak plastem skonca. Od 40,6 m do 55,5 m smo našli konglomerat iz sivih do temno sivih dolomitnih prodnikov in z dolomitnim vezivom, pod njim pa rdeči, nekoliko skrilavi sivi kremenov peščenjak z mnogo drobnih piritnih zrn. Te plasti leže na sivem drobnozrnatem dolomitu anizične starosti. Dolomit je po razpokah obarvan rožnato; kontakt s peščenjakom je v globini 71,6 metra. Sivi peščenjak je makroskopsko povsem enak peščenjaku v idrijskem rudišču v podlagi konglomerata.

Na enem in istem kraju torej najdemo v bazi konglomerata tako plasti skonca kakor tudi sivi oziroma rdeči peščenjak; vmes je le tanjša konglomeratna cona. Samo rdeči peščenjak smo ugotovili v podlagi konglomerata zahodno od Idrije na območju Zgornje Idrije pri Podobniku. Zato lahko upravičeno trdimo, da so plasti skonca v podlagi konglomerata na južni strani konglomeratnega pasu Gore—Rovte ekvivalent sivega in rdečega peščenjaka, ki se pokazeta v bazi konglomerata na severni strani tega pasu, kakor tudi sivo zelenega bazalnega peščenjaka v idrijskem rudišču.

Potemtakem skrilavca in peščenjaka v jami, kjer ležita nedvomno na konglomeratu in ju prekrivata tuf in tufit z roženci, ne moremo istovetiti s plastmi skonca v Zaspani grapi, ki so pod konglomeratom. Platem skonca v jami ustrezata na površju nekoliko apneni skrilavec in peščenjak, ki ležita na konglomeratu v bližini Vončine, Urbanovca in na območju Rovt.

Skrilavec in peščenjak nad konglomeratom (Vončina, Urbanovec) kažeta povečano stopnjo radioaktivnosti, podobno kot plasti skonca v jami. Nasprotno pa so litološko enake kamenine v bazi konglomerata (Zaspana grapa, Brusovše) povsem jalove.

Z lokalno oznako plasti skonca so torej starejši raziskovalci označili dva litološko enaka horizonta, ki imata v razvoju langobardskih skladov različno lego. Da zadržimo vrednost starejše literature, bomo sklade označevali kot zgornji in spodnji horizont skonca. V idrijskem rudišču je razvit samo zgornji horizont skonca, medtem ko je sivo zeleni bazalni peščenjak ekvivalent spodnjega horizonta skonca; na območju Gor pa najdemo oba stratigrafska člena.

Zgornji peščeno-skrilavi horizont skonca prekriva na območju Gor sivi apnenec, kakršen leži v »Talnini« jame Borba pod njim. V južnem bloku je apnenec slabo razvit in leži med skrilavcem in peščenjakom, v profilih 1 in 4 (sl. 1) pa ga nismo mogli ugotoviti. Zaradi pogostnega menjavanja lege apnenca v peščeno-skrilavem horizontu moramo imeti te litološke člene za stratigrafsko enoto.

Langobardska serija skladov se na idrijskem prostoru vedno konča s tufom in tufitom z roženci. Nasprotno pa je Berce (1962 b, sl. 2) uvrstil langobardske tufske kamenine precej niže, celo pod psevdofiljski in psevdogrödenski horizont. Le okrog 500 m severovzhodno od Rovt smo

doslej našli nekaj metrov debelo plast tufa v zgornjem horizontu skonca. Lepe podatke nudita vrtini V-24/63-64 in V-28/64 na območju Urbanovca ter vrtini R-4/62 in R-5/62 v Rovtah. Povsod ležita skrilavec in peščenjak neposredno na konglomeratu, brez vmesnega tufskega horizonta. Vrtina R-7/64 v Kurji vasi pri Rovtah dokazuje, da ležita langobardski tuf in tufit šele na sivem plastovitem močno silificiranem apnencu.

»Psevdoziljske« in »psevdogrödenske« plasti v jami

V literaturi o idrijskem rudišču je psevdoziljski skrilavec prvič omenil Berce (1960, 66). Dve leti kasneje (1962 a, 15) je opozoril še na psevdoziljski in psevdogrödenski peščenjak. Tako je imenoval posamezne langobardske stratigrafske člene, ki so litološko podobni karbonskim oziroma grödenskimi plastem.

Kot psevdoziljski skrilavec je označil črni glinasti skrilavec, ki se zajeda v zgradbo rudišča v obliki klina in je s treh strani obdan z langobardskimi sedimenti (1960, sl. 2; 1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3). Starejši raziskovalci so mu pripisovali karbonsko starost, v zadnjih treh desetletjih pa so ga vzporejali s hochwipfelskimi skladi v Posavskih gubah. Berce je uvrstil med te plasti celo karbonski skrilavec v vsej bližnji okolici Idrije (1962 a, sl. 2).

Kot psevdoziljski peščenjak je označil Berce (1962 a, sl. 4) sivi kremenov peščenjak na višjih obzorjih v severnem bloku. Danes uvrščamo ta peščenjak v sosisjsko stopnjo permskega sistema, ki je na idrijskem razvita v grödenski faciji. Na istem profilu je prikazal kot psevdoziljski peščenjak bazalni langobardski peščenjak v južnem bloku.

Domneva, da črni glinasti skrilavec v idrijskem rudišču ni karbonski temveč triadni, ni nova. Do tega sklepa je prišel že Höfer (Kossmat, 1899, 271) in pri tem podobno primerjal karbonske plasti s skrilavcem skonca. Kossmat (1899, 272) je to domnevo ostro zavrnil in se pri tem skliceval predvsem na litološke razlike med enimi in drugimi kameninami.

Karbonsko starost črnega glinastega skrilavca na območju Idrije je ugotovil Lipold (1857, 1874) z brahiopodama *Productus latissimus* Sow. in *Productus giganteus* Mart. ter rastlinskimi ostanki. Stur je v njih spoznal *Calamites suckowii* Brgt., *Dictyopteris brongnarti* Gutb. in *Sagenaria* sp. V istih skladih je našel še *Pecten* sp.

Berce (1962 a, 13) je našel med Smukom in Čukom ter južno od Poljanca v nekdanjem karbonskem skrilavcu rastlinske ostanke, ki kažejo na ladinsko starost teh kamenin. Enake ostanke naj bi bili našli starejši raziskovalci tudi v samem rudišču, a so jih uvrstili med plasti skonca — torej v wengen. Podatkov o določitvi rastlinskih ostankov s Tičnice Berce ni navedel.

Tudi v rudišču Idrije smo pred nekaj leti na drugem medobzorju našli v sljudnatem peščenjaku, vloženem med skrilavce, nedoločljive ostanke rastlin.

Langobardska starost črnega glinastega skrilavca osrednjega skrilavega pasu paleontološko torej ni dokazana. Primerjajmo zato petrografsko sestavo starostno problematičnega karbonskega skrilavca v osrednjem jeziku

zgornjih obzorij rudišča s sestavo enakih kamenin na območju severnega kontakta. Tu je skrilavec v stiku z grōdenskimi ter zgornjepermskimi plastmi, zato tudi Berce ni dvomil o njegovi paleozojski starosti.

Zbrusek št. 61 (drugo obzorje, pred slepim jaškom Smidt) kaže naslednjo sestavo (Berce, 1953): V prsteni osnovi leže drobna zrnca kremenca, velikosti do 0,1 mm. Sljuda je zelo drobnozrnata in jo komaj opazimo. Kremenova zrnca so zaobljena in enakomerno razvrščena. Tu in tam najdemo zrna kalcedona. Vezivo je drobnozrnato kremenovo ali debelozrnato karbonatno.

Zbrusek št. 357 (prvo obzorje, pri slepem jašku Florjan) je drobnozrnati kremenov peščenjak z večjimi mandlji prav tako drobnozrnatega kremenca. V njih in ob njih nastopa debelozrnat karbonat. Kalcedon je pogosten in zapolnjuje nekdanje razpoke.

Iz spodnje zgradbe rudišča imamo le zbrusek št. 201 (deveto obzorje, pri slepem jašku Poš). Zrnca kremenca so zaobljena in enako velika. Vezivo je drobnozrnato kremenovo in karbonatno. Zbrusek vsebuje tudi nekaj optično dvoosnih mineralov.

Kot se glinasti skrilavec in peščenjak iz spodnje in zgornje zgradbe rudišča makroskopsko med seboj ne razlikujeta, tudi v zbruskih, ki jih imamo na razpolago, ne moremo ugotoviti bistvenih razlik v njuni sestavi. Predvsem pa v zbruskih št. 61 in 357 ni glinenecv, ki bi kazali na langobardsko starost.

Petrografske raziskave teh kamenin je Strmoleto va v letu 1963 dopolnila še s sedimentno petrografsko analizo.

Medtem ko vsebujeta vzorca št. 1 in 2 težke minerale starostno problematičnega skrilavca v osrednjem jeziku, sta vzorca št. 3 in 4 brez dvoma iz skrilavca paleozojske starosti.

Pogostnost težkih mineralov, izraženo v odstotkih, kaže 1. tabela.

Med vzorci št. 1 in 2 ter 3 in 4 v združbah težkih mineralov ni bistvenih razlik, čeprav je po množini pirita, korunda, staurolita in limonita prvi vzorec podoben drugemu, a tretji četrtemu.

Velika podobnost v sestavi vseh štirih vzorcev je toliko bolj očitna, če jih primerjamo z vzorcema št. 5 in 6. Vzorec št. 5 kaže združbo težkih mineralov v kompaktnem temno sivem glinastem skrilavcu, zelo podobnem karbonskem. Vzeli smo ga nad vasjo Poče severno od Cerkna. Kamenine so dokazane kot langobardske (Berce, 1959, 22, 23). V primerjavi s štirimi vzorci iz rudišča Idrija vsebuje ta skrilavec več magnetita in levkoksena, poleg tega pa epidot in zoisit. Po mnenju Strmoleto ve ti minerali kažejo, da je skrilavec nastal iz materiala metamorfnih kamenin.

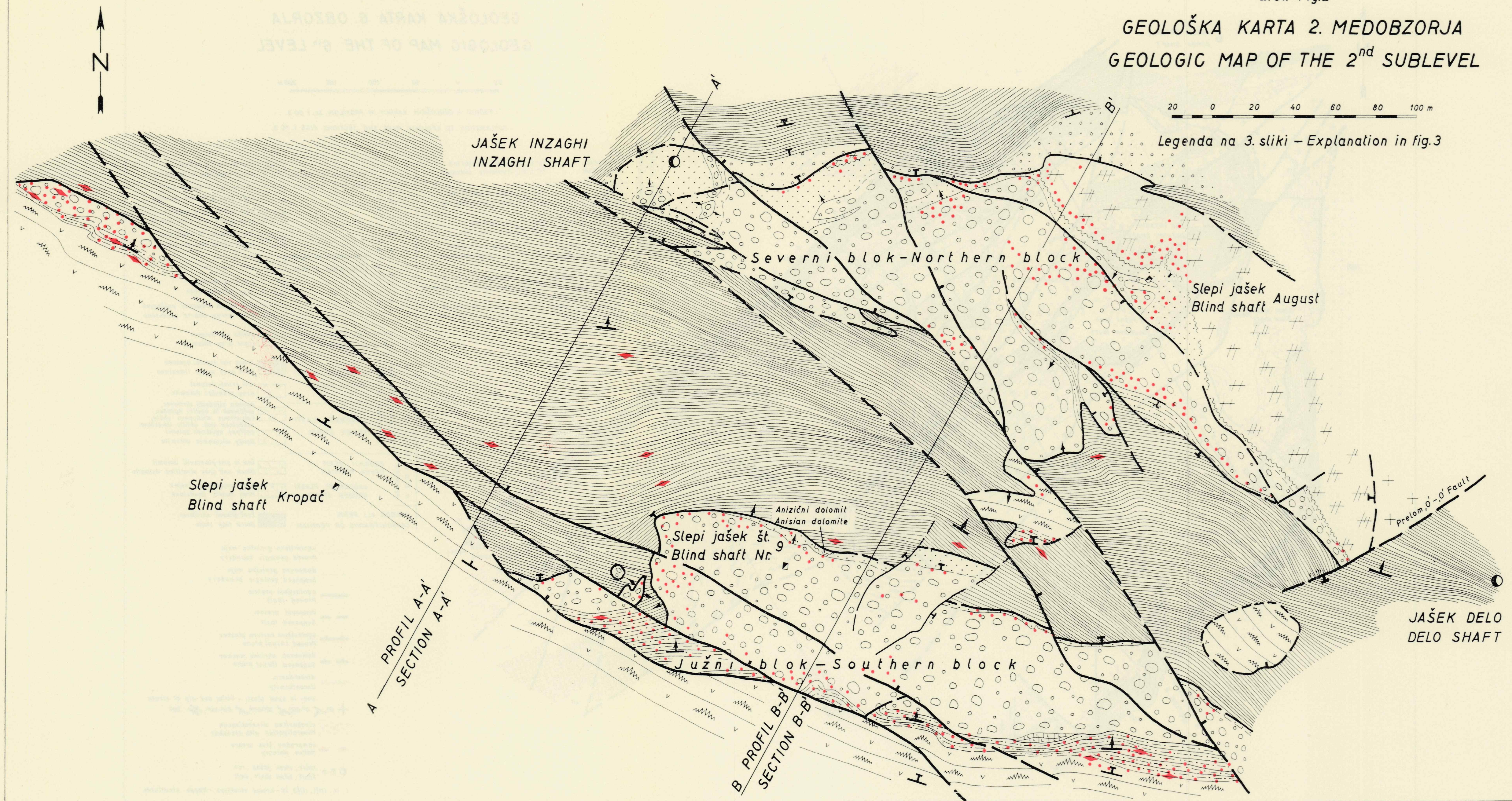
Vzorec z oznako Kurja vas je iz temno sivega skrilavca s svetlika-jočo se površino zaradi drobno razpršenega pirita. S solno kislino kamenina burno reagira. Je del jedra vrtine R 5/62 iz globine 25 metrov, kjer je temno sivi apneni skrilavec, debel okrog 70 metrov, vložen med langobardski konglomerat. Je edini sediment med langobardskimi plastmi na tem območju, ki bi ga litološko lahko primerjali s karbonskim skrilavcem. Vendar le-ta predstavlja zgornji horizont skonca.

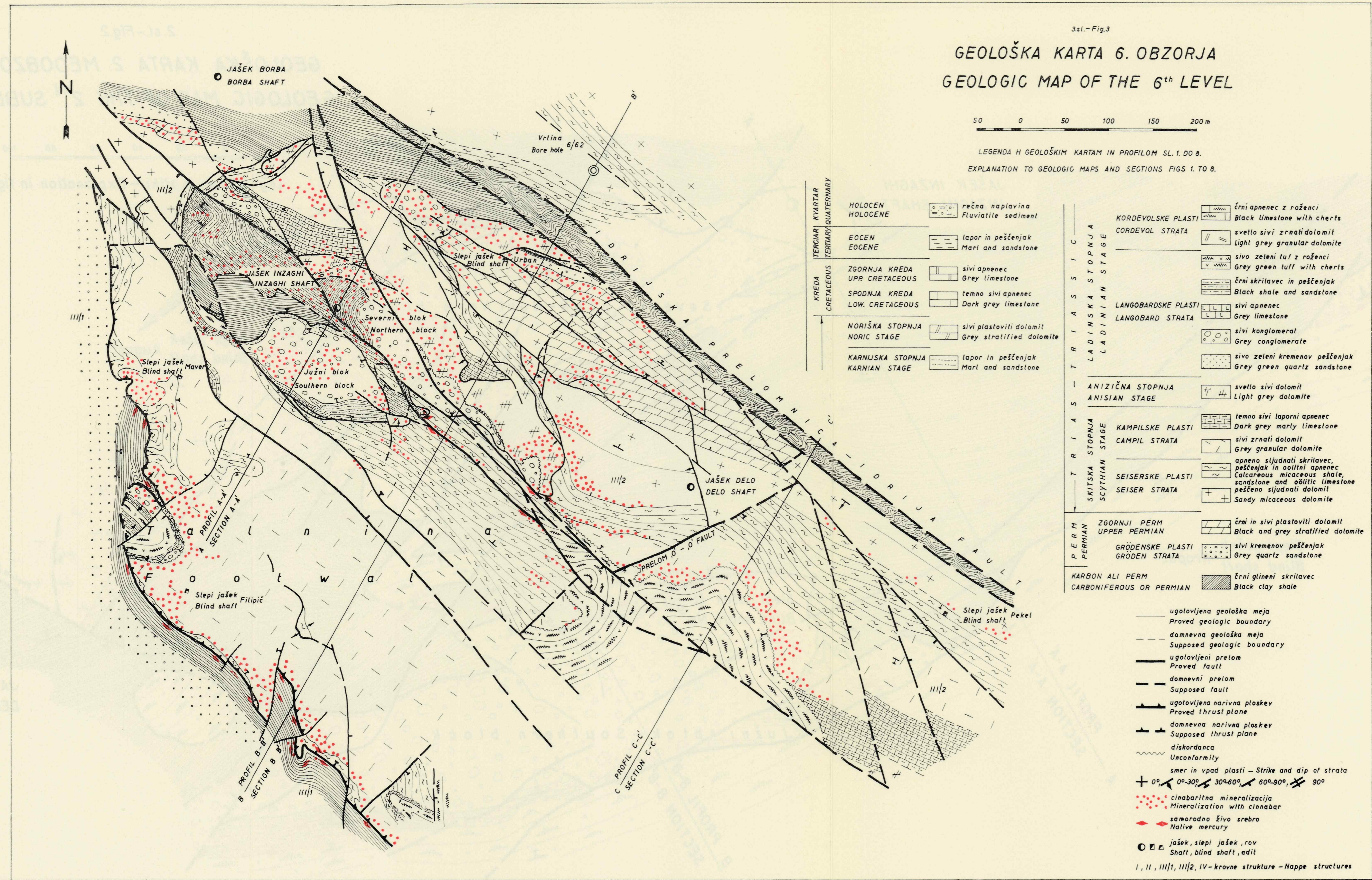
2. sl. - Fig. 2

GEOLOŠKA KARTA 2. MEDOBZORJA
GEOLOGIC MAP OF THE 2nd SUBLEVEL

20 0 20 40 60 80 100 m

Legenda na 3. sliki - Explanation in fig. 3





Mineralna sestava tega vzorca je izredno enostavna. Devetindevetdeset odstotkov težkih mineralov pripada neprozornim mineralom, od tega 74 % piritu. Po nekaterih oblikah sodeč, je verjetno sekundarnega — organogenega izvora. Nadalje najdemo 21 % limonita in 4 % magnetita. Manj od 1 % vseh prešteti zrn težkih mineralov pripada epidotu in cirkonu.

Take sestave enega vzorca po mnenju Strmoletove ne smemo imeti za poprečno na tistem območju; lahko je popolnoma lokalnega pomena. Zanimiva je ugotovitev, da glede na langobardsko starost teh dveh vzorcev ni nobenega minerala, značilnega za obdobje vulkanskega delovanja.

Po rezultatih petrografskih in sedimentoloških raziskav lahko upravičeno trdimo, da je osrednji, to je starostno problematični skrilavec v idrijskem rudišču enake sestave in enake starosti kot skrilavec na ob-

TEŽKI MINERALI V VZORCIH SKRILAVCEV IZ IDRIJSKEGA RUDIŠČA IN NJEGOVE OKOLICE V %

1. tabela

Minerali	Vzorec 1 II. med- obzorje Pri sl. j. Kropač	Vzorec 2 IV. obzorje Pri sl. j. Joško	Vzorec 3 IX. obzorje Pri jašku Borba	Vzorec 4 X. obzorje Pri sl. j. Plaminek	Vzorec 5 Cerkno Poče	Vzorec 6 Kurja vas Vrtina R 5/62
Cinabarit	1	17	22	—	—	—
Pirit	50	44	67	69	15	74
Korund	13	9	4	3	15	—
Magnetit	—	2	<1	1	21	4
Leukoksen	4	1	—	5	15	—
Anataz	2	2	1	3	1	—
Rutil	<1	—	0,5	1,5	2	—
Staurolit	3	4	1	<1	2	—
Epidot	—	—	—	—	5	<1
Zoisit	—	—	—	—	2	—
Granat	—	1	—	—	1	—
Cirkon	2	1	<1	3	5	<1
Diopsid	1	—	<1	1<	—	—
Rogovača	1	—	—	—	—	—
Barit	—	2	1,5	1,5	—	—
Biotit	<1	<1	<1	<1	2	—
Limonit	9	5	2	4	~7	21
Skrilavci	11	11,5	—	3	~7	—
Število pre- šteti zrn	325	305	432	380	220	217

močju severnega kontakta spodnjega dela rudišča. Paleozojska starost teh kamenin pa je z njihovo stratigrafsko lego jasno podana.

O paleozojski starosti obeh skrilavcev ni več nobenega dvoma, vendar pa karbonska starost teh plasti paleontološko ni zanesljivo dokazana. R a m o v š domneva, da določitev obeh brahiopodov, na podlagi katerih je L i p o l d ugotovil karbonsko starost teh skladov, ni zanesljiva (1956, 23). Tudi rastlinski ostanki lahko kažejo po njegovem mnenju na manjšo starost.

Kasneje R a m o v š (1965) trdi, da je vsaj del »hochwipfelskih skladov« v Posavskih gubah iz trogkofelske stopnje. Domneva pa, da so vse ali vsaj večji del »hochwipfelskih plasti« Posavskih gub permske starosti, in sicer pretežno iz trogkofelske stopnje.

Teh ugotovitev na idrijskem prostoru, ki predstavlja zahodni del Posavskih gub (L i m a n o v s k y, 1910), doslej paleontološko nismo mogli potrditi. V prid tej domnevi govori le konkordanca med »karbonskimi« in grödenskimi plastmi. Lahko jo opazujemo na več krajih v idrijskem rudišču.

Tako leži na drugem obzorju, 70 m severno od slepega jaška Brus, drobnozrnat rumenkasto siv grödenski peščenjak na črnem glinastem skrilavcu. Kontakt je oster, in neporušen ter med enimi in drugimi kameninami ne moremo ugotoviti kotne diskordance.

Dokler permske starosti nekdanjih karbonskih hochwipfelskih skladov na idrijskem prostoru ne dokažemo tudi paleontološko, jih bomo označevali le kot gornjepaleozojski glinasti skrilavec z vložki sljudnatega peščenjaka.

Kot psevdogrödenske sklade je B e r c e na geološki karti ozemlja Gradišče—Kotlina, jugovzhodno od Rovt (1963 b, sl. 2) označil rdeči peščenjak. Nahajamo ga v tretjem narivu, kjer leži na langobardskem konglomeratu. V stratigrafski lestvici (1962 b) ima pravilno lego. Toda značilne apnene komponente, ki ga loči od grödenskih kamenin, med litološkimi karakteristikami tega peščenjaka ni omenil.

V idrijskem rudišču je B e r c e med psevdogrödenske sklade uvrstil sivi kremenov peščenjak na višjih obzorjih ob severnem kontaktu (1962 a, sl. 4). Kasneje je prištel mednje celo del skrilavca in peščenjaka skonca ter bazalni langobardski peščenjak v južnem bloku (1963 b, sl. 3).

Sivi kremenov peščenjak na višjih obzorjih tik ob gornjepaleozojskem skrilavcu severnega kontakta (sl. 2, 4 in 5) se od grödenskega peščenjaka spodnje zgradbe rudišča litološko ne razlikuje. To dokazujejo zbruski št. 5, 49, 67 ter 368 z zgornjih obzorij rudišča in zbruski št. 204, 213, 214 ter 215 s spodnjih jamskih obzorij (B e r c e, 1953). Grödenska starost kremenovega peščenjaka v spodnjih delih rudišča je nesporna, saj se skladi stikajo s paleontološko dokazanimi zgornjepermskimi plastmi (M l a k a r, 1959, 168).

Prva in druga kamenina sta kremenov peščenjak. Vezivo je drobnozrnat kremenovo in karbonatno. Kalcedona je malo, sljuda nastopa le izjemno, glinencev pa sploh ni.

Permsko starost sivega kremenovega peščenjaka v zgornjih obzorjih rudišča dokazuje poleg tega tudi njegov stik s črnim zgornjepermskim dolomitom na tretjem obzorju severno od slepega jaška Jalovina.

Po mineralni sestavi spominja na grödenske sklade le langobardski bazalni peščenjak. Razlikuje se od njih po zelenkastem odtenku, pasoviti teksturi ter večji količini kalcedona, ki ga je v grödenskih plasteh le malo. V grödenskem peščenjaku je zatem več sljude, a langobardski bazalni peščenjak vsebuje ponekod kaolinit (Berce, 1953, zbruski št. 14, 20, 375) ter do 1 cm debele pole roženca (drugo obzorje, 55 m vzhodno od jaška Inzaghi).

Že doslej zbrani podatki dokazujejo, da so v zgornjih nivojih rudišča tudi mladopaleozojske plasti in ne samo kamenine srednjetriadne starosti, kot je ugotovil Berce. Svojo trditev bomo v naslednjih poglavjih podkrepili še s strukturnimi dokazi.

Naš namen ni zavračati ali dokazovati upravičenost imen psevdofilski in psevdogrödenski skladi za posamezne langobardske litološke člene na vsem idrijskem območju. Zadovoljimo se z ugotovitvijo, da ti imeni zaradi sestava in lege plasti v idrijskem rudišču ne ustrezata za sklade, ki jih je Berce tako imenoval. Kot psevdofiljske plasti bi v jami lahko imenovali kvečjemu apnenec, peščenjak in skrilavec zgornjega horizonta skonca.

Lega idrijskega rudišča v krovni zgradbi idrijsko-žirovskega ozemlja

Pri razčlenjevanju idrijske narivne zgradbe (Mlakar, 1959 in 1964) smo posamezne narivne enote označili kot »luske«. Raziskovanja v zadnjih letih pa so pokazala, da oznaka »luska« ne ustreza tipu narivnih deformacij na idrijskem prostoru. Povsod ne najdemo za luske značilnega ponavljanja zaporedja plasti, ki so premaknjene za več kilometrov, in narivne ploskve vpadajo zelo položno proti severu ali severovzhodu. Zato je bolj primerno, da govorimo o narivih, ali celo o pokrovi.

Na območju Veharš, Zavrata in Podklanca, okrog 7,5 km vzhodno od Idrije, smo v profilu sever—jug z globokimi vrtinami Č₁-64, Č₂-64 in Č₃-65 dokazali nariv gornjepaleozojskih ter spodnjetriadnih plasti na zgornjetriadni dolomit v dolžini 5 km. Narivna ploskev vpada le pod kotom 11° proti severu.

Geološki prerez idrijskega rudišča (sl. 5), izdelan po podatkih rudarskih del in vrtin, dokazuje narive v dolžini več kot 1500 m; vpadni kot narivnih ploskev znaša navadno manj kot 20° proti severovzhodu. Če upoštevamo še lego zgornjetriadnega dolomita na spodnjekrednem apnencu v podaljšku tega profila proti jugozahodu na območju Pšenka, Pevca, Čekovnika in Fežnarja, je nariv zgornjetriadnih plasti na krednem apnencu dolg vsaj 6 km. Narivna ploskev je v tem delu skoraj horizontalna.

Okrog 3 km severozahodno od Idrije, na območju Rošpove grape, Rejca in Nikove, smo v profilu severovzhod—jugozahod z geološkim kartiranjem in vrtinami 1/50, 2/51 ter 3/52 dokazali lego triadnih kamenin na krednem apnencu v dolžini treh kilometrov. Narivna ploskev vpada ponekod celo proti jugozahodu, a navadno pod kotom 12° proti severovzhodu.

Ob predpostavki, da imajo tektonska okna eocenskega fliša v dolini Idrijce in Nikove ter izdanki fliša v Kanomlji v Bratuševi grapi in grapi za Belim potokom več ali manj sklenjeno zvezo pod mezozojskimi skladi Trnovskega gozda s flišem Vipavske doline, znaša dolžina nariva četrte »luske« vsaj 18 km. Narivna ploskev je blago sinklinalno upognjena.

Čeprav te domneve še nismo potrdili z vrtnami, so na idrijskem območju že dokazani narivi v dolžini 3 km do 6 km. Če upoštevamo razpored dobljenih podatkov v prostoru, se ta dolžina poveča na 8 km do 10 km. Ker so narivne ploskve horizontalne ali položno nagnjene proti severu, severovzhodu in jugozahodu, narivnih enot ne bomo več označevali kot luske, temveč kot prvi, drugi, tretji in četrti pokrov.

Največje dimenzije doseže brez dvoma četrti pokrov, na manjši površini pa je ugotovljena struktura drugega pokrova. Tretji pokrov smo v prečnih profilih dokazali še vedno v širini štirih kilometrov in se proti severovzhodu izklinja. O razsežnosti prvega pokrova imamo zbranih premalo podatkov.

V krovni zgradbi idrijsko-žirovskega ozemlja je idrijsko rudišče v strukturi tretjega pokrova (Mlakar, 1964). V podlagi rudišča so z jamskimi vrtnami našli spodnjekredni apnenec prvega pokrova. Na njem leži drugi pokrov, ki je precej stanjšani, če ga primerjamo s podatki iz širše idrijske okolice (sl. 5). Vrtine 27/VII, 2/XIII, 3/XIV, 4/XIV, 4/XV in 5/XV so našle zgornjetriadni dolomit in na njem pisani karnijski peščenjak. Z rudarskimi deli smo to strukturo dosegli na višini Antonijevega rova in v jugovzhodnem delu rudišča.

Prek tretjega pokrova so narinjeni skladi četrtega pokrova, ki ga sestavljajo v glavnem spodnjetriadne in srednjetriadne plasti v normalni superpoziciji.

Tretji pokrov, za katerega je skoraj povsod značilno inverzno zaporedje plasti, je sestavljen iz dveh delov.

Prvi del tretjega pokrova grade črni gornjepaleozojski glinasti skrilavec, grödenski peščenjak, zgornjepermski dolomit in spodnjeskitske plasti (sl. 5). Skladi leže vedno inverzno, a tu in tam so posamezni stratigrafski členi iztisnjeni. Strukturo III/1 smo raziskali z omenjenimi vrtnami v jami. Debela je poprečno 65 m, a vsi stratigrafski členi so v primerjavi z razmerami drugod precej stanjšani.

Z živim srebrom orudene plasti sestavljajo drugi del tretjega pokrova. V tej strukturi, ki jo bomo natančneje opisali, razlikujemo spodnjo in zgornjo zgradbo.

Idrijsko rudišče je del krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. V talnini in krovlini ga omejujeta narivni ploskvi prvega dela tretjega pokrova in četrtega pokrova. S severovzhoda in jugozahoda pa ga odrežejo močni dinarsko usmerjeni prelomi.

Spodnja zgradba idrijskega rudišča

Zgradbo spodnjega dela jame lahko razdelimo po stratigrafskih in strukturnih značilnostih v dve območji. Kot »Severni kontakt« označujemo cono ob gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu, ki omejuje rudišče

s severovzhoda. »Talnina« pa obsega širše, slabše raziskano območje vzdolž strukture prvega dela tretjega pokrova.

Na območju severnega kontakta leže skladi subvertikalno, tu in tam inverzno, a njihovo stratigrafsko zaporedje proti jugozahodu je pravilno. V krovlini je gornjepaleozojski glinasti skrilavec, pod njim pa sledita grōdenski peščenjak in zgornjepermški dolomit (sl. 3, 4 in 5).

Osrednje območje spodnjega dela rudišča grade spodnjeskitski peščenoljudnati dolomit ter apnenosljudnati skrilavec in peščenjak z lečami oolitnega apnenca. Serija gornjepaleozojskih in spodnjetriadnih skladov se vleče v dinarski smeri ter seže nekako do višin sedmega in šestega obzorja. Na območju jaška Delo dosežejo te plasti celo drugi horizont.

Na severovzhodu to strukturo poševno odreže idrijska prelomnica. Nakazuje jo nekaj deset metrov široka cona zmečkanega gornjepaleozojskega glinastega skrilavca ter tu in tam grōdenskega peščenjaka. Na tak način so med slepim jaškom Urban in jaškom Delo odsekane grōdenske plasti ter del zgornjepermškega dolomita (sl. 3).

Proti jugovzhodu se struktura osrednjega dela jame razteza do močnega prečnega preloma, ki ima smer severovzhod—jugozahod in vpada pod kotom okrog 40° proti jugovzhodu. Starejši raziskovalci so ga označili s črko »O«. Ob njem se je jugovzhodni blok premaknil za okrog 150 metrov proti severovzhodu (sl. 6). Prelom »O« je starejši od idrijskega preloma. Zato na območju slepega jaška Pekel ob severnem kontaktu manjkajo vsi gornjepaleozojski stratigrafski členi ter velik del spodnjeskitskega dolomita (sl. 3 in 6).

Južno in jugozahodno od jaška Inzaghi je na območju »Talnine« dokazana sinklinalna zgradba. Severovzhodno krilo sinklinale sestavljata spodnjeskitski apnenosljudnati skrilavec in peščenjak z lečami oolitnega apnenca. Isti stratigrafski horizont predstavlja tudi njeno južno krilo. Javlja se v obliki ozkega, ponekod nagubanega pasu vzdolž prvega dela tretjega pokrova. V jedru sinklinale je zgornjeskitski dolomit. Na njem leže diskordantno langobardske plasti bazalnega peščenjaka, konglomerata, apnenca, skrilavca sklonca in tufskih kamenin (sl. 3, 4 in 5).

Severovzhodno krilo sinklinale je strmo nagnjeno proti severovzhodu, jugozahodno krilo pa zelo položno vpada v isto smer. Guba je prevrnjena in osna ravnina je nagnjena pod kotom okrog 60° proti severovzhodu, os sinklinale pa pod kotom 6° proti jugovzhodu.

Na območju »Talnine« južno od jaška Delo sta v jedru iste sinklinale ohranjena še zgornjeskitski laporni apnenec ter tu in tam anizični dolomit.

V jugovzhodnem bloku preloma »O« vpada serija spodnjetriadnih kamenin pod kotom okrog 55° proti jugozahodu. Zaporedje skladov se konča z langobardskimi tufi in tufiti, ki leže diskordantno na zgornjeskitskih plasteh (sl. 3 in 6).

Poleg preloma »O« in srednjetriadnih tektonsko erozijskih diskordanc je sorazmerno enostavno zgradbo spodnjega dela idrijskega rudišča deformiralo več močnih dinarskih prelomov. Javljajo se predvsem na območju severnega kontakta in v osrednjem delu jame ter sekajo staroterciarno krovno zgradbo. Uvrščamo jih v sistem deformacij, ki je nastal istočasno z idrijskim prelomom.

Zgornja zgradba idrijskega rudišča

Že starejši raziskovalci so opazili nekatere razlike v geološki sestavi zgornjega in spodnjega dela jame. Ugotovili so predvsem, da je v spodnjih delih rudišča znatno manj plasti skonca kot v zgornjih jamskih obzorjih (K o s s m a t, 1899, 275, 279; P i l z, 1915, 1084). Vsem dolomitom v krov-nini in talnini teh skladov so pripisovali anizično starost. Zato ni bilo po-trebno ločiti obeh delov jame s prelomom.

Lego plasti skonca v severozahodnem delu rudišča so dobro poznali in označevali posamezne pasove teh skladov kot ležišča A, B, C in D (K o s s m a t, 1899, 273; K r o p a č, 1912, 32). Nastanek breče in konglomerata pod karbonskim pokrovom pa so tolmačili s tektonskimi procesi (K r o p a č, 1912, 30; P i l z, 1915, 1061).

Pri razčlenjevanju geološke zgradbe zgornjega dela idrijskega rudišča smo posamezne strukturne enote označili kot južni blok, severni blok in območje »Talnine«.

V južnem bloku, ki zajema langobardske sklade ob južni strani osrednjega jezika skrilavca, najdemo tuf in tufit, plasti skonca, konglomerat in bazalni peščenjak. Celotna serija skladov vpada pod kotom okrog 40° proti severovzhodu (sl. 2, 3, 4 in 5). Nad tretjim oziroma četrtem obzorjem sta v talnini teh plasti tuf in tufit z roženci. Stik s plastmi skonca je normalen, kar lahko opazujemo v območju odkopnih polj Kropač, Ziljska in Turniš.

Na višini Antonijevega rova je mlečno beli cordevolski dolomit pod tufskimi kameninami. Zato lahko trdimo, da leže langobardske plasti v tem bloku inverzno. V krovlini plasti skonca, ki ustrezajo po K o s s m a t u in K r o p a č u ležišču A, sta še konglomerat in končno bazalni peščenjak kot najstarejši langobardski stratigrafski člen.

Med gornjepaleozojskim skrilavcem in bazalnim peščenjakom smo na več krajih ugotovili ozke cone oziroma bloke rumenkasto sivega dolomita. Tako lego dolomita najdemo na drugem medobzorju pri slepem jašku št. 9 (sl. 2), vzhodno od slepega jaška št. 5 na drugem obzorju in pri sipki Janko na tretjem obzorju. Večji blok dolomita z območja slepega jaška št. 5 kaže sl. 5.

V južnem bloku leži skrilavec skonca pod nivojem tretjega oziroma četrtega obzorja na spodnjeskitskem apnenosljunatem skrilavcu in peščenjaku z lečami oolitnega apnenca (sl. 3, 4 in 5). Plasti skonca v idrijskem rudišču niso bazalna tvorba langobardskih skladov; v inverznem zaporedju skladov leže visoko v profilu langobardskih plasti. Zato stika s spodnjeskitskimi skladi na tem območju ne moremo imeti za tektonsko erozijsko diskordanco, kot je menil B e r c e (1960, sl. 2, 1962 a, sl. 4, 1963 b, sl. 3).

Da je ta stik tektonski, kaže tudi nekaj decimetrov debela črna glina, nastala iz zgnetenega skrilavca skonca. Ob prelomu najdemo končno še ohranjene leče tufskih kamenin kot najmlajšega langobardskega stratigrafskega člena, in sicer v konkordantnem zaporedju s plastmi skonca. Nenavadno lego tufa z roženci med skrilavcem skonca ležišča A in spodnjeskitskimi plastmi na sedmem obzorju v območju jaška Inzaghi je opazil

že Pilz (1915, 1064). Tufske kamenine v enaki legi pri slepem jašku Bajt na četrtem obzorju kaže profil B (sl. 5).

Inverzna lega langobardskih skladov v južnem bloku nas dovede še do drugega važnega sklepa. Glinasti skrilavec v krovnini langobardskega bazalnega peščenjaka ne more biti v normalnem stiku s konglomeratom oziroma bazalnim peščenjakom. Slednjega je Berce označil kot psevdofilski peščenjak (1962 a, sl. 4), a drugod kot psevdogrödenski peščenjak (1963 b, sl. 3), glinasti skrilavec nad njim pa je povsod uvrstil med psevdofilski skrilavec. V drugih delih rudišča, kakor tudi na vsem idrijskem območju, ne poznamo glinastega skrilavca pod bazalnim peščenjakom (sl. 1). Četudi zanemarimo dolomitne bloke med langobardskim bazalnim peščenjakom in mladopaleozojskim glinastim skrilavcem, ne moremo pritrditi Bercetovi interpretaciji tega dela jame.

Četrta in peta slika kažeta, da je struktura severnega bloka v bistvu poglobljena sinklinala. Na profilu A je sinklinalna zgradba v spodnjem delu precej deformirana, v drugem prerezu pa je dobro ohranjena. V jedru sinklinale so plasti skonca. Pod njimi sledita langobardski konglomerat in peščenjak. Langobardske plasti leže v tem območju na svetlo sivem gostem dolomitu z rumenkastim odtenkom. Na območju jaška Inzaghi se dolomit javlja nad nivojem četrtega obzorja v obliki dolgega ozkega pasu. Jugovzhodno od tod pa ga najdemo na večji površini (sl. 2, 3 in 5). Berce je trdil, da konglomerat preide včasih v wengenski dolomit (1962 a, 13). Na geoloških profilih skozi idrijsko rudišče je označil prav te kamenine kot wengenski dolomit (1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3).

Dokazali smo, da je najstarejši langobardski stratigrafski člen v idrijskem rudišču sivkasto zeleni bazalni peščenjak. Ker izvira večji del prodnikov v konglomeratu prav iz svetlo sivega dolomita z rumenkastim odtenkom, je dolomit lahko le predlangobardske starosti. V jugovzhodnem delu rudišča najdemo enake kamenine na temno sivem zgornjeskitskem lapornem apnencu (sl. 3 in 6). Tudi na območju severnega bloka je ponekod v podlagi tega dolomita še ohranjen temno sivi laporni apnenec zgornjeskitske starosti (sl. 3, 4 in 5). Dolomitu zato upravičeno pripisujemo anizično starost. Brečasta struktura dolomita, ki jo tu in tam opazujemo, ni nastala pri sedimentaciji, temveč pri kasnejših tektonskih procesih.

Plasti skonca v jedru sinklinale je Berce označil kot psevdogrödenski peščenjak (1963 b, sl. 3) in drugod kot psevdofilski peščenjak (1962 a, sl. 4). Že Kropanč je spoznal, da spadajo te kamenine v horizont skonca. Imenoval jih je ležišče B in jih povezoval z enakimi kameninami v južnem bloku (Kropanč, 1912, 32). Stik plasti skonca oziroma psevdogrödenskega peščenjaka z osrednjim jezikom skrilavca je Berce razlagal kot pravilno lego psevdogrödenskih skladov pod psevdofilskim skrilavcem (1963 b, sl. 3).

Po zbranih podatkih o razvoju langobardskih plasti, podanih na prvi sliki, lahko pričakujemo v jedru sinklinale še langobardske tufske kamenine. S sledilnimi deli ob severni strani osrednjega jezika skrilavca smo jih doslej res dokazali na tretjem obzorju pri starem jašku Petri, nato v sledilnem hodniku št. 58 okrog 200 m severozahodno od tod in končno

še na četrtem obzorju ob slepem jašku Jalovina; povsod so konkordantne s plastmi skonca.

Na kontaktu s »psevdoziljskim skrilavcem« smo torej dokazali sivkasto zeleni tuf in tufite z roženci kot najmlajši langobardski stratigrafski člen. Zato tudi na tem območju ne more obveljati Bercetova razlaga s psevdoziljskim skrilavcem v krovnini konglomerata in »peščenjaka«.

V zgornjem krilu poleg sinklinale nad nivojem drugega medobzorja se stika langobardski bazalni peščenjak z grödenskimi plastmi ali pa z mladopaleozojskim glinastim skrilavcem (sl. 2, 4 in 5). V nivoju drugega medobzorja se na območju prerezov A in B vrine med langobardski bazalni peščenjak in grödenski peščenjak klin anizičnega dolomita. Na sliki 5 se blok anizičnega dolomita podaljša in seže celo pod nivo sedmega obzorja ter se izklini za gornjepaleozojskimi plastmi spodnjega dela rudišča. Na območju prereza A najdemo v enaki legi langobardski konglomerat. Lego srednjetriadnih kamenin za gornjepaleozojskimi plastmi označujemo kot »položaj Karoli«, po starih izredno bogatih odkopih (Mlakar, 1959, 172).

Kremenov peščenjak pod gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem je Berce imenoval kot psevdogrödenske plasti (1962 a, sl. 4; 1963 b, sl. 3).

Pokazali smo, da se petrografska sestava kremenovega peščenjaka ne razlikuje od sestave grödenskega peščenjaka z območja severnega kontakta spodnjega dela rudišča. Na tretjem obzorju v območju slepega jaška Jalovina je poleg tega sivi kremenov peščenjak konkordanten s črnim zgornjepermskim dolomitom, kar dokazuje njegovo permsko starost. Čeprav se na primer na drugem medobzorju na precejšnji dolžini stikata grödenski in srednjetriadni peščenjak, ju po petrografskih značilnostih zlahka ločimo. Ponekod peščenjak dele še ozke cone anizičnega dolomita (sl. 2, 85 m vzhodno od jaška Inzaghi).

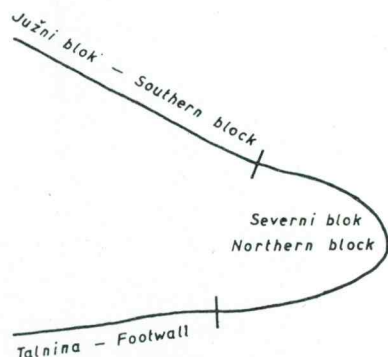
V »Talnini« jame Borba leže na zgornjeskitskem dolomitu langobardske plasti; bazalna tvorba je navadno konglomerat. V primerjavi z razmerami v drugih delih rudišča so spodnji stratigrafski členi langobardske serije precej stanjšani (sl. 1). Stik med zgornjo in spodnjo strukturno etažo je navadno v nivoju med četrtem in šestim obzorjem in je položno nagnjen proti jugozahodu (sl. 3, 4 in 5).

Za območje »Talnine« so značilni močni, skoraj horizontalni prelomi. Grupirajo se nekako v višini četrtega obzorja kot medplastovni prelomi; starejši raziskovalci jih niso opazili. Sledovi drsenja na prelomnih ploskvah kažejo v glavnem smer sever—jug. Zaradi premikov ob tem sistemu prelomov leži na četrtem obzorju v območju profila B zgornjeskitski dolomit na langobardskem apnencu (sl. 5). Podobne razmere smo ugotovili v odkopnem polju Maver, kjer je zgornjeskitski dolomit porinjen prek skrilavca skonca. Na območju odkopnih polj Filipič, Maver in Bizjak smo večkrat našli horizontalne prelome v bližini skrilavca skonca s tufi. Del tufov je zato konkordanten s plastmi skonca v »Talnini«. Večji del tufskih kamenin z roženci nad nivojem četrtega obzorja pa se nahaja nad temi prelomi in pripada pravzaprav južnemu bloku (sl. 4 in 5). Nastanek prelomov tega tipa bomo razložili kasneje.

Že starejši raziskovalci so iskali zvezo med plastmi skonca v različnih območjih zgornjega dela idrijskega rudišča. K o s s m a t je problem rešil z luskanjem teh skladov (1899, 277). Peščenjak skonca v severnem bloku pa je K r o p a č istil s tufi z območja »Talnina«. Zato je vse pasove skrilavca skonca povezal v močno nagubano enoto (K r o p a č, 1912, 32).

Primerjajmo po geološki karti drugega medobzorja ter po prerezi A in B geološko zgradbo severnega in južnega bloka (sl. 2, 4 in 5). V obeh omejuje langobardske plasti s severovzhoda gornjepaleozojski glinasti skrilavec. V severnem bloku leži pod njim grödenski peščenjak v obliki ozkega dolgega pasu. Sivi kremenov peščenjak grödenske starosti v enaki legi smo našli ponekod tudi v južnem bloku. Tako poznamo leče teh kamenin pod glinastim skrilavcem pri slepem jašku št. 5 na drugem obzorju, pri slepem jašku Janko na tretjem obzorju in na četrtem obzorju v območju sipke Jereb. Grödenske sklade v taki legi kaže slika 5.

Med grödenskim in bazalnim langobardskim peščenjakom nahajamo v severnem bloku anizični dolomit. Na leče svetlo sivega dolomita med gornjepaleozojskim skrilavcem in bazalnim peščenjakom v južnem bloku pa smo že opozorili. Proti jugozahodu najdemo v obeh blokih še konglomerat, plasti skonca in končno tufske kamenine z roženci. V severnem bloku se tuf in tufit javljata kot neznatne krpe, v južnem bloku pa gradita široko območje na jugozahodu. V južnem bloku se torej zaporedje plasti severnega bloka ponovi.



Sl. 7. Položaj strukturnih enot v idrijskem rudišču

Fig. 7. Position of the structure units in the Idrija ore deposit

V zgornjem krilu poleg le gube severnega bloka se nad nivojem drugega medobzorja grödenski peščenjak in anizični dolomit močno stanjšata ali celo izklinjata. Prav to pa je značilnost za južno obrobje osrednjega jezika skrilavca na območju južnega bloka (sl. 5). Zato upravičeno trdimo, da je struktura južnega bloka podaljšek zgornjega krila poleg le sinklinale severnega bloka (sl. 7). S tem smo obenem dokazali anizično starost dolomitnih leč pod gornjepaleozojskim skrilavcem oziroma grödenskim peščenjakom južnega bloka.

V spodnjem krilu polegla sinklinale severnega bloka se na območju profilov A in B (sl. 4 in 5) stanjša celotna serija langobardskih plasti; to pa je značilnost razvoja langobardskih skladov na območju »Talnine«. Zato menimo, da so langobardske plasti »Talnine« podaljšek enako starih kamenin spodnjega krila polegla sinklinale v severnem bloku (sl. 7).

Vse langobardske plasti v zgornjih delih rudišča na območju severnega in južnega bloka ter v »Talnini« so del polegla sinklinale; medsebojno zvezo so prekinili tektonski procesi.

Stik gornjepaleozojskega glinastega skrilavca s srednjetriadnimi kameninami zgornjih delov rudišča so dosednji raziskovalci različno razlagali. Lipold je menil, da je bil karbonski skrilavec kupolasto iztisnjen. Pri tem so se triadne plasti delno prevrnile in končno se je paleozojski skrilavec narinil prek triadnih skladov (1874, 450). Stik teh plasti je torej razlagal kot naravno ploskev. Do istega sklepa je prišel tudi Kossmat (1911, 347). Tem ugotovitvam se je pridružil še Pilz (1915, 1060, 1063). Kropaču, ki je tolmačil geološko zgradbo idrijskega rudišča kot trojno prevrnjeno gubo, taka razlaga ni bila potrebna (1912); v karbonskem pokrovu idrijskega rudišča je videl jedro druge gube. Langobardski bazalni peščenjak v južnem bloku in grödenske plasti v severnem bloku je tolmačil kot pravilno lego nekoliko stanjšanih werfenskih skladov v spodnjem krilu polegla gube (1912, sl. 19). Na enak način je reševal ta problem tudi Limanovsky (1910, 141). V novejšem času se nagibata k tej interpretaciji še D. Di Colbertaldo in S. Slavik. Njuni shematski geološki profili na četrti sliki (1961, 10) so v bistvu tipični Kropačevi profili, dopolnjeni le z novimi stratigrafskimi podatki.

Berce je leta 1958 razlagal geološko zgradbo idrijskega rudišča z narivi oziroma z luskanjem. Stik karbonskih in triadnih kamenin je imel za naravno ploskev (1958, 23). Kasneje je menil, da je glinasti skrilavec v krovlini rudišča, ki je doslej veljal za karbonskega, dejansko srednjetriadne starosti (Berce, 1960, 1962 a, 1963 b). Stik teh skladov s triadnimi plastmi rudišča pa je razlagal kot konkordantno lego psevdofiljskega skrilavca na langobardskih kameninah (1962 a, 13).

V talnini in krovlini gornjepaleozojskega glinastega skrilavca, kot pokrova idrijskega rudišča, ne najdemo istih stratigrafskih horizontov (sl. 4 in 5). Zato interpretacija z gubo odpade. Prav tako smo dokazali, da ne more obveljati Bercetova razlaga s psevdofiljskimi plastmi na langobardskem peščenjaku in konglomeratu. Stik gornjepaleozojskih in srednjetriadnih kamenin moramo zato drugače tolmačiti.

Grödenski peščenjak leži v zgornjih obzorjih rudišča pod gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem (sl. 4 in 5). Zato lahko trdimo, da imajo paleozojske kamenine v krovlini idrijskega rudišča inverzno stratigrafsko lego, značilno za strukturo tretjega pokrova. Na 100 km² ozemlja med Srednjo Kanomljo in Rovtami, ki smo ga natančno pregledali v zadnjih letih, nikjer nismo mogli v četrtem pokrovu najti inverzne stratigrafske lege skladov. To dokazujejo tudi podatki iz številnih vrtin.

Zato spodnje meje stika paleozojskih in triadnih kamenin v zgornjih nivojih rudišča ne moremo imeti za naravno ploskev med tretjim in četrtem pokrovom, temveč za deformacijo v tretjem pokrovu samem.

V nivoju Antonijevega rova se gornjepaleozojski glinasti skrilavec na precejšnji površini stika s cordevolskim apnencem in dolomitom ter z langobardskim tufom (sl. 4 in 5). Nad prvim obzorjem leže gornjepaleozojske plasti na skrilavcu skonca in na konglomeratu. Na območju med prvim in četrtim ali šestim obzorjem pa se te plasti na veliki površini stikajo z langobardskim bazalnim peščenjakom. Med enimi in drugimi kameninami najdemo še tu in tam leče anizičnega dolomita in grödenskega peščenjaka.

Na tretjem obzorju, tik ob sipki Bončina, je stik gornjepaleozojskega skrilavca z langobardskim peščenjakom najlepše viden. Preseneča nenavadna zlepljenost tega kontakta. Med enimi in drugimi kameninami ne najdemo porušene cone oziroma zdrobljenih kamenin, ki npr. v »Tal-nini« označujejo stik triadnih kamenin z gornjepaleozojskim skrilavcem strukture III/1. Zato je govoril Berce o prehodu wengenskega konglomerata v psevdofiljski skrilavec prav na tem območju (Berce, 1962 a, 13). Ta odnos kamenin je bil eden izmed dokazov za srednjetriadno starost osrednjega jezika skrilavca.

Pokazali smo, da glinasti skrilavec osrednjega skrilavega pasu ni srednjetriadne, temveč gornjepaleozojske starosti. Zato nam nenavadna zlepljenost tega stika vsiljuje misel, da leži langobardski bazalni peščenjak v tem delu rudišča diskordantno na gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu. Toda v tem primeru moramo računati z deformacijami tangencialnega tipa v srednji triadi. Pred odložitvijo langobardskih skladov naj bi privedle v stik anizični dolomit in gornjepaleozojski glinasti skrilavec na veliki površini. Osamljene leče anizičnega dolomita na območju južnega bloka bi v tem primeru razlagali kot erozijske ostanke nekdanjega sklenjenega dolomitnega pokrova. Srednjetriadno tektoniko na območju idrijskega rudišča karakterizirajo radialni premiki blokov, kot bomo videli kasneje. Zato tega stika ne moremo tolmačiti kot srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco.

V severnem bloku naletimo na podobne razmere pri opazovanju stika grödenskega peščenjaka in anizičnega dolomita, npr. na drugem obzorju v prečnikih severno od slepega jaška Šinkovec, kakor tudi na tretjem obzorju pri slepem jašku Leitner. Ob stiku teh kamenin na videz ni prelomne cone. Le svetlo sivi dolomit ima v bližini kontakta tu in tam brečasto strukturo. Vezivo je dolomitno in skoraj črno zaradi organske snovi.

Zanimive podatke nudijo zbruski št. 369, 376, 379 in 380 z drugega medobzorja in z drugega obzorja. Predstavljajo anizični dolomit, ki se javlja kot ozek pas med langobardskim in grödenskim peščenjakom (sl. 4). Berce ga je označil kot zdrobljen, naknadno zlepljen dolomit in poudaril njegovo rekristalizacijo (Berce, 1953, 16, 17).

Gornjepaleozojske kamenine ter langobardski in anizični skladi so torej v zgornjih delih rudišča v kontaktni coni sekundarno dobro zlepljeni. Ta značilnost pride toliko bolj do izraza, če primerjamo stopnjo porušenosti tega kontakta z zdrobljenimi kameninami ob enako pomembnih staroterciarnih narivnih ploskvah. Zato lahko ta stik tolmačimo le kot staro tektonsko črto.

Langobardske in anizične plasti v severnem bloku loči od spodnjetriadnih in paleozojskih skladov spodnje zgradbe rudišča cona skitskih kamenin. Tu in tam je zdrobljena cona teh skladov debela le nekaj centimetrov, a drugod se plasti javljajo v večji debelini.

Na območju, ki ga zajema profil B (sl. 5), so v taki legi spodnjeskitski skrilavec z lečami oolitnega apnenca, zgornjeskitski dolomit in del zgornjeskitskega lapornega apnenca. Cona položno pada proti jugozahodu, plasti se na območju tretjega obzorja upognejo in v odkopih Karoli najdemo spodnjeskitski skrilavec na gornjepaleozojskih skladih.

Severozahodno od tod se na območju profila A (sl. 4) vmesna cona močno odebeli, kar vidimo tudi na geološki karti šestega obzorja (sl. 3). Skladi povsod leže v normalni stratigrafski legi. Vmesna cona je zgoraj in spodaj omejena z močnima prelomoma.

V podlagi južnega bloka smo v kontaktni coni med plastmi skonca in spodnjeskitskim skrilavcem doslej že na več mestih našli vtisnjene bloke zgornjeskitskega lapornega apnenca in zgornjeskitskega dolomita. Kamenine po legi ustrezajo vmesni coni v podlagi severnega bloka. Na geološki karti šestega obzorja najdemo leče teh kamenin od 120 m do 150 m južno in jugovzhodno od jaška Inzaghi (sl. 3).

Langobardske in anizične plasti severnega in južnega bloka ter skitski skladi vmesne cone so pravzaprav tuja geološka struktura, ki prekriva sklade spodnje zgradbe rudišča (sl. 3, 4 in 5). Če upoštevamo zaporedje skladov v spodnji zgradbi rudišča, bi morale vse te plasti ležati daleč na območju »Talnine«.

V strukturi drugega dela tretjega pokrova se torej javljajo deformacije, ki kažejo videz, da so nastale pri premikanju dela skladov od jugozahoda proti severovzhodu.

Za take premike najdemo dokaze tudi v drugih delih rudišča. V nivoju prvega obzorja leže med gornjepaleozojskim glinastim skrilavcem mlečno beli cordevolski dolomit, langobardski tuf ter tu in tam še skrilavec skonca. Skladi so v normalnem stratigrafskem zaporedju in imajo obliko leče (sl. 4 in 5). Spodnje dele te leče, na območju vzhodno od slepega jaška št. 9 kaže v horizontalnem prerezu slika 2.

Cordevolske plasti v tem delu rudišča torej ne leže konkordantno na psevdofiljskem skrilavcu, kot je menil Berce (1962 a, 13). Take interpretacije ne dovoljujejo že zbrani podatki o razvoju langobardskih plasti v idrijskem rudišču.

Na območju prvega in drugega obzorja so torej langobardske in cordevolske plasti, značilne za geološko zgradbo »Talnine«, porinjene daleč proti severovzhodu.

Jugovzhodno od jaška Delo je serija skitskih in langobardskih plasti premaknjena ob prelomu »O« za okrog 150 m proti severovzhodu (sl. 6).

V krovni zgradbi idrijskega rudišča in okolice, ki je nastala pod vplivom tangencialnih sil, usmerjenih s severa in severovzhoda, so se v strukturi drugega dela tretjega pokrova posamezni bloki gibali prav v obratni smeri. Zato sklepamo, da so ti premiki nastali pri drugačni usmeritvi sil, torej v drugi tektonski fazi.

Problem starosti in značaj teh deformacij lahko rešimo s študijem tipa srednjetriadne tektonike. Čeprav so učinki te tektonike, ki jo je ugotovil že K o s s m a t (1910), poudarila pa R a k o v e c (1946, 1950) in B e r c e (1963 b), precej zabrisani z mnogo močnejšo staroterciarno tektoniko, lahko že po opazovanjih geoloških razmer v idrijskem rudišču naredimo nekaj važnih sklepov.

B e r c e je menil, da se v predwengenskih plasteh rudišča javljajo različne porušitve, normalne in inverzne, ter manjša gubanja. Teh deformacij v ladinskih skladih ne najdemo več (B e r c e, 1963 b, 148).

Na območju idrijskega rudišča v predladinskih kameninah doslej nismo nikjer ugotovili gubanja, ki se ne bi odražalo tudi v zgornji strukturni etaži. Tako je na območju jugovzhodno od jaška Delo langobardski tuf naguban skupno s kameninami spodnje strukturne etaže (sl. 6). Enake razmere najdemo tudi v »Talnini«, na območjih prereзов A in B (sl. 4 in 5).

Langobardske plasti so se na območju idrijskega rudišča usedale na zgornjeskitski dolomit ali pa na anizični dolomit. Le tu in tam leže na zgornjeskitskem lapornem apnencu ali na spodnjeskitskem skrilavcu. Čeprav je zgornjeskitski dolomit debel komaj 40 m do 60 m, ga langobardske plasti prekrivajo na velikih površinah. To dokazujejo predvsem geološke razmere v profilu C (sl. 6) nad nivojem devetega obzorja ter podatki z območja »Talnine« jame Borba na profilih A in B (sl. 4 in 5).

Predladinske kamenine so na območju idrijskega rudišča med predlangobardskimi tektonskimi premikanji ter fazo izravnave v glavnem ohranile horizontalno lego. To si lahko tolmačimo edino z epirogenetskimi premikanji ali kvečjemu z radialnim tipom tektonskih deformacij.

Na območju »Talnine« jame Borba, kjer ne poznamo anizičnih kamenin, so langobardske plasti odložene na zgornjeskitskem dolomitu. Samo na skrajnem jugovzhodu jih najdemo na spodnjeskitskih skladih (sl. 3). Nasprotno pa v severnem bloku prekrivajo na velikih površinah anizični dolomit.

Zato sklepamo, da so v območju rudišča, ki ga danes zajema struktura drugega dela tretjega pokrova, langobardske plasti po izravnavi transgredirale prek različno dvignjenih blokov, ločenih s subvertikalnimi prelomi.

Pokazali smo, da so langobardske in anizične plasti severnega in južnega bloka ter skladi vmesne cone porinjeni v današnjo lego z območja »Talnine«. Stik med spodnjo in zgornjo zgradbo pa obenem loči območja, kjer langobardske plasti prekrivajo različne starejše stratigrafske člene. Ta prelom je zato srednjetriadne starosti in je nastal že v predlangobardski dobi. Ker so v južnem bloku in na območju »Talnine« ob njem premaknjeni celo najmlajši langobardski členi, sklepamo, da je bil po odložitvi teh skladov znova oživiljen. S tem razlagamo nenavadne premike zgornjih delov rudišča v obratni smeri, kot so delovale tangencialne sile v starejšem terciarju. Premiki zgornjih delov rudišča proti severovzhodu so le grezanja teh blokov v srednji triadi glede na strukturo spodnjega dela jame. Le tako se je v severnem bloku lahko ohranil anizični dolomit (sl. 5).

S številnimi stratigrafskimi in strukturnimi podatki smo dokazali, da stika med spodnjo in zgornjo zgradbo v idrijskem rudišču ne moremo imeti za tektonsko erozijsko diskordanco, kot je menil Berce (1960, 1962 a, 1963 b). Še manj pa ga lahko uporabimo kot primer tipične srednjetriadne tektonike (Berce, 1963 b).

Stik zgornje in spodnje zgradbe v idrijskem rudišču je srednjetriadni prelom subvertikalnega tipa, ki je v starejšem terciarju, kot bomo videli pozneje, zavzel skoraj horizontalno lego. V strukturi zgornje zgradbe se drugod res pojavljajo srednjetriadne tektonsko erozijske diskordance, ki leže bodisi v normalni ali v inverzni seriji skladov.

Pri taki definiciji zgornje in spodnje zgradbe idrijskega rudišča moramo k zgornji zgradbi na območju profilov A in B (sl. 4 in 5) prišteti tudi vmesno cono. Langobardske plasti na območju »Talnine« pod tem prelomom pa uvrščamo v spodnjo zgradbo in govorimo o zgornji strukturni etaži spodnje zgradbe idrijskega rudišča.

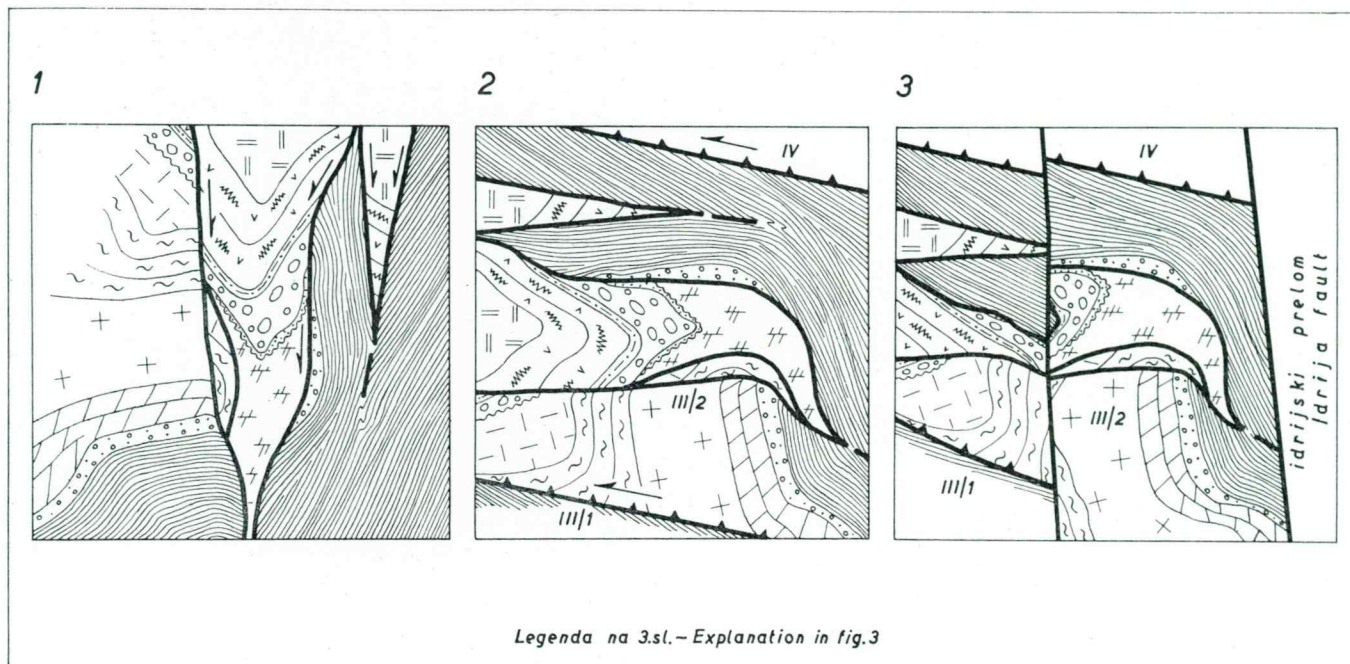
Razvoj strukture idrijskega rudišča

Po doslej zbranih podatkih je bila sedimentacija mezozojskih skladov na idrijskem območju prvič prekinjena v srednji triadi. Berce je pisal o srednjetriadni predladinski orogenezi (1963 b). Na območju idrijskega rudišča karakterizirajo to tektonsko fazo radialni premiki blokov. Gubanj, ki bi se odražala samo v predladinskih strukturah, nismo mogli ugotoviti. Takemu subvertikalnemu prelomu srednjetriadne starosti ustreza v jami tektonski kontakt med zgornjo in spodnjo zgradbo idrijskega rudišča.

Stik gornjepaleozojskih in srednjetriadnih kamenin v zgornjih obzorjih rudišča ni staroterciarna narivna ploskev, kot je menila večina dosedanjih raziskovalcev, temveč je star prelom. Nastal je že pred alpsko orogenezo in je bil porinjen v današnjo lego skupno z ladinskimi in anizičnimi kameninami drugega dela tretjega pokrova.

Stik zgornje in spodnje zgradbe idrijskega rudišča ter omenjeni stari prelom potekata v zgornjih obzorjih rudišča skoraj paralelno ter se na območju rudnega telesa Karoli združita. Omejujeta blok, ki se je v srednji triadi grezal glede na strukturo spodnjega dela jame (sl. 5). Zato upravičeno trdimo, da je tudi stik gornjepaleozojskih skladov s srednjetriadnimi plastmi v zgornjih obzorjih rudišča srednjetriadne starosti in ustreza močnemu subvertikalnemu prelomu.

Skica 1 na sliki 8 kaže prvo fazo razvoja strukture idrijskega rudišča z lego triadnih in paleozojskih kamenin po odložitvi cordevolskih plasti. Ob močnih subvertikalnih prelomih, ki so bili zasnovani že v predlangobardski dobi, so se v sorazmerno ozki coni grezale srednjetriadne plasti in prišle na eni strani tektonskega jarka v stik z gornjepaleozojskimi kameninami na veliki površini. Ob drugem prelomu, ki ustreza stiku zgornje in spodnje zgradbe v idrijskem rudišču, pa se je pri grezanju odtrgal večji blok in predstavlja danes vmesno cono. Enako so nastale tudi majhne leče anizičnih kamenin v krovlini južnega bloka.



Sl. 8. Razvoj strukture idrijskega rudišča
Fig. 8. Development of the Idrija ore deposit structure

Ob premikih v ladinski dobi triade, ki so bili posebno intenzivni po odložitvi langobardskih skladov, so se kamenine pogreznjenega bloka sinklinalno upognile. Tako si zlahka razlagamo stike posameznih stratigrafskih horizontov na veliki površini s prelomnimi ploskvami in pojasnimo današnje navidezno medplastovne tipe srednjetriadnih prelomov.

Z grezanjem si razlagamo tudi nastanek klina langobardskih in cordevolskih plasti v gornjepaleozojskem glinastem skrilavcu. V sistem radialnih prelomov srednjetriadne starosti moramo prištevati še prelom »O« v jugovzhodnem delu rudišča.

Staroterciarna krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja je končni stadij deformacije velike polegla gube (Mlakar, 1964, 22). Struktura tretjega pokrova na območju rudišča zajema brez dvoma sklade spodnjega krila te gube.

Na prerezu B (sl. 5) leže v bloku severovzhodno od idrijskega preloma v strukturi tega pokrova vsi skladi inverzno. Enake razmere smo ugotovili tudi v Srednji in Zgornji Kanomlji na dolžini okrog 8 km proti severozahodu.

Na območju drugega dela tretjega pokrova, ki danes predstavlja idrijsko rudišče, leže skladi spodnje zgradbe navadno subvertikalno, tu in tam pa inverzno. Spodnje krilo polegla gube se je torej na tem območju obrnilo za okrog 90° .

V zahodnem delu rudišča se kredna podlaga obrne iz običajne dinarske smeri skoraj v smer sever—jug (sl. 3). Zato lahko govorimo o anomaliji v kredni podlagi. Ta fleksura krednega apnenca je povzročila, da se rudonosna struktura proti severozahodu lokalno izklinja. Prav z anomalijami v kredni podlagi je Kropač povezoval nastanek trojne prevrnjene gube (1912, 26, 42).

Na prerezu C (sl. 6), ki je oddaljen od deformacije v kredni podlagi že okrog 800 m, so spodnjekitske plasti v spodnjih nivojih rudišča čedalje bolj prevrnjene. Prav v nepravilnostih strukture prvega pokrova vidimo vzrok, da skladi rudonosne strukture na območju idrijskega rudišča niso povsem inverzni.

V drugi fazi razvoja strukture idrijskega rudišča smo zato srednjetriadne strukture prikazali kot prevrnjene le za 90° (sl. 8). V zvezi s tangencialnimi silami je nastala v tem obdobju še deformacija območja Karoli.

Prevrnjeno srednjetriadno strukturo so nato ob narivnih ploskvah v talnini in krovni in odrezali in omejili skladi prvega dela tretjega pokrova ter četrtega pokrova. Slednji pripadajo že k zgornjemu krilu polegla gube.

Subvertikalni srednjetriadni prelomi so tako prišli skoraj v horizontalno lego in so bili brez dvoma ponekod reaktivirani kot narivne ploskve. To lahko domnevamo predvsem za stik gornjepaleozojskega glinastega skrilavca in cordevolskega apnenca v nivoju Antonijevega rova nad območjem »Talnine« (sl. 5). Žal pa imamo iz tega dela rudišča premalo podatkov.

V končni fazi alpske orogeneze je bila krovna zgradba idrijskega rudišča presekana še s sistemom dinarsko usmerjenih prelomov (sl. 8), ki

vpadajo strmo proti severovzhodu, a v mehanizmu premikov prevladuje horizontalna komponenta. Najmočnejši prelom v tem sistemu omejuje idrijsko rudišče s severovzhodne strani. Imenujemo ga idrijska prelomnica. Ob njej se je severovzhodno krilo premaknilo za okrog 2500 m proti jugovzhodu (M l a k a r, 1964).

Ob dinarskih prelomih skozi geološko zgradbo idrijskega rudišča so prav tako dokazani horizontalni premiki blokov. Sledovi drsenja na prelomnih ploskvah vpadajo pod kotom 5° do 15° proti jugovzhodu. Tudi ob tem sistemu prelomov se je vedno severovzhodno krilo premaknilo proti jugovzhodu; velikost premikov znaša največ 150 m.

V idrijskem rudišču se zato ob prelomih tega tipa stikajo nekoliko tuje geološke strukture. Na istem profilu večkrat zaman iščemo nadaljevanje znanih struktur na drugi strani prelomov.

V zvezi z deformacijami tega tipa, ki predstavljajo končno fazo v razvoju strukture idrijskega rudišča, je nastal tudi osrednji jezik skrilavca. K r o p a č ga je tolmačil kot sekundarno gubo (1912, 38), B e r c e pa je videl vzrok njegovega nastanka v narivanju mlajše luske prek rudnosne strukture (B e r c e, 1963 b, 148).

Nenavadno zapletena geološka zgradba idrijskega rudišča je torej nastala v različnih dobah in v različnih tektonskih fazah, ki jih karakterizirajo različne vrste deformacij. V srednji triadi so prevladovali radialni premiki. V starejšem terciarju je bilo območje idrijskega rudišča pod vplivom tangencialnih sil, usmerjenih s severa in severovzhoda. V končni fazi alpske orogeneze pa so se bloki premikali še horizontalno ob dinarskih prelomih.

V odgovoru na vprašanje, katera izmed tektonskih faz na sl. 8 je odprla pot rudnim raztopinam, je obenem rešitev problema starosti idrijskega rudišča.

V tem članku ne bomo podrobneje razpravljali še o obsežnem vprašanju strukturne kontrole živosrebrne mineralizacije v idrijskem rudišču. Opozorimo naj le na nekaj značilnosti:

Ob dinarskih prelomih končnega stadija alpske orogeneze so cinabaritna rudna telesa zdrobljena. Ob idrijskem prelomu pa je del samega rudišča premaknjen v horizontalni smeri celo za več kilometrov. Medtem ko je večina živosrebrnih rudišč na svetu nastala v končnih stadijih alpske metalogene periode (S m i r n o v, R i ž e n k o, 1958, 294), tega za idrijsko rudišče ne moremo trditi.

Večina starejših raziskovalcev je menila, da je idrijsko rudišče terciarne starosti. Odločilno vlogo pri nastanku rudišča so pripisovali neprepustnemu karbonskemu pokrovu. Cinabaritna mineralizacija naj bi torej nastala pri medsebojni legi skladov, kot jo kaže druga faza razvoja idrijskega rudišča na sliki 8.

Že B e r c e je nanizal vrsto podatkov, ki dokazujejo, da staroterciarna tektonika ne kontrolira živosrebrne mineralizacije niti v idrijskem rudišču niti drugod v Sloveniji (1958, 38 do 42). Zlasti pomembni so podatki o zdrobljenih rudnih telesih ob narivnih ploskvah ter o rekristalizaciji cinabarita.

Na geoloških profilih A, B in C (sl. 4, 5 in 6) skozi idrijsko rudišče vidimo, da so karbonatne in klastične kamenine triadne starosti pod pokrovom gornjepaleozojskega glinastega skrilavca skoraj povsod jalove. V predelih, ki so bili v drugi fazi razvoja strukture idrijskega rudišča najbolj ugodni za nastanek rudnih teles, torej ne najdemo mineralizacije.

V novejšem času sta zagovarjala terciarno starost idrijskega rudišča D. Di Colbertaldo in S. Slavik. Srednjetriadne tektonike nista poznala. Zato sta menila, da rudišče ne more biti predtektonskega nastanka, temveč naj bi se bilo formiralo istočasno s staroterciarnimi deformacijami. Dejstvo, da se rudna telesa pojavljajo v določeni razdalji od pokrova s funkcijo zajetja (impounding), sta si razlagala s koncentracijo rude v najbolj ugodnih okoliščinah, predvsem tam, kjer so kamenine bituminozne, kjer se spreminja zrnatost itd. (1961, 23 do 25).

Ob predpostavki, da je rudišče triadne starosti, celo take utemeljene razlage niso več potrebne. Pri medsebojni legi skladov, kot jo kaže slika o prvi fazi razvoja strukture idrijskega rudišča (sl. 8), so rudna telesa vezana izključno na strukture, ki v tej situaciji predstavljajo membrane s funkcijo zajetja.

Najbogatejša rudna telesa so v konglomeratu pod pokrovom iz nekoliko bituminoznih plasti skonca, v skrilavcu in peščenjaku skonca ter predvsem na stiku teh skladov z langobardskimi tufskimi kameninami. Nadalje so pogostna rudna telesa v anizičnem dolomitu pod langobardskim bazalnim peščenjakom in drugod pod srednjetriadnimi tektonsko erozijskimi diskordancami.

V spodnji zgradbi rudišča se rudna telesa pojavljajo predvsem na stiku skrilavca in dolomita skitske stopnje. V spodnjetriadnem dolomitu jih najdemo vedno na severovzhodni strani debelejših vložkov peščenosljudnatih kamenin. Tudi v lečah oolitnega apnenca med spodnjeskitskim skrilavcem in peščenjakom je najbogatejša mineralizacija povsod na južnem robu take leče. Ker leže skladi spodnje zgradbe rudišča subvertikalno, tu in tam pa inverzno, največkrat najdemo mineralizacijo na nepropustnih kameninah, kar si težko razlagamo. V primeru, da je cinabaritna mineralizacija nastala pri medsebojni legi skladov, kot jo kaže skica 1 na sliki 8, pa leže vsa rudna telesa pod nepropustnimi kameninami, oziroma pod skrilavimi vložki.

Zdrobljena rudna telesa v »Talnini« na območju slepih jaškov Maver in Filipič niso genetsko vezana na staroterciarno naravno ploskev, temveč na srednjetriadno tektonsko erozijsko diskordanco. Sledove orudenja v gornjepaleozojskem skrilavcu na tem območju lahko razlagamo z remobilizacijo cinabarita (sl. 3 in 5). Pri povečanem pritisku, temperaturi in spremenjenih fizikalno kemičnih pogojih med nastankom krovne zgradbe se namreč že približujemo pogojem nastanka epitermalnih rudišč.

Pomen pokrova gornjepaleozojskega skrilavca za mineralizacijo je treba po novi teoriji gledati povsem drugače. To ni struktura s funkcijo zajetja v terciarju, temveč s funkcijo usmerjanja rudnih raztopin v srednji triadi. Skupno s triadnimi prelomi je bil že orudeni blok nato v starejšem terciarju iztrgan iz spodnjega krila polegla gube in porinjen v današnjo lego v drugem delu tretjega pokrova.

V mnogočem se ne strinjamo z Bercetovo interpretacijo geološke zgradbe idrijskega rudišča. Toda geološke razmere, kakor smo jih opisali, bolj govore za njegovo trditev o triadni starosti rudišča (Berce, 1958, 1960, 1962 a, 1963 b) kot pa za terciarno starost, ki jo ponovno skušata zagovarjati D. Di Colbertaldo in S. Slavik (1961).

Sklep

Podatki o stratigrafski, petrografski in strukturni interpretaciji mineralizacije, zbrani v določenem rudišču, so vedno vodilo za raziskovanje širšega rudonosnega območja. Zato so ta načela prej ali slej podvržena kontroli rezultatov raziskovalnih del.

Pri preučevanju ozemlja jugovzhodno od Idrije smo v tretjem pokrovu našli močan subvertikalni prelom. Dokazan je na dolžini 11 km s smerjo vzhod—zahod. V drugem in četrtem pokrovu se ne odraža, a na območju Petkovca ga odreže staroterciarna narivna ploskev, ki loči idrijsko-žirovsko ozemlje od poljansko-vrhniških nizov. Vzdolž preloma se v višini nekaj 100 metrov stikajo gornjepaleozojski in triadni skladi. Prav to pa je značilnost močnejšega preloma srednjetriadne starosti v idrijskem rudišču.

Zato menimo, da je prelom jugovzhodno od Idrije podaljšek srednjetriadne tektonske črte, ugotovljene v jami. Na območju jugovzhodno od Idrije je ohranil subvertikalno lego, v idrijskem rudišču pa je prevrtnjen in ima videz narivne ploskve.

Živosrebrna mineralizacija na območju Kurje vasi pri Rovtah, ki jo je odkril pred leti Berce s pomožnimi raziskovalnimi metodami, se javlja prav v tem prelomu. Drugod pa smo vzdolž preloma našli močne geokemične anomalije.

S študijem razlik med spodnjo in zgornjo zgradbo idrijskega rudišča smo odkrili globoke prelome, ki kontrolirajo porazdelitev živosrebrne mineralizacije na idrijskem prostoru. Prelomi so triadne starosti in imajo danes v krovni zgradbi idrijsko-žirovskega ozemlja smer vzhod—zahod, ki se ujema s smerjo znane sredozemske živosrebrne province.

Nova razlaga geološke zgradbe idrijskega rudišča je le stopnja v poznavanju te nenavadno zapletene geološke strukture. Vendar nam rezultati raziskovanja kažejo, da je nova interpretacija zelo blizu dejanskemu stanju.

RELATIONS BETWEEN THE LOWER AND THE UPPER STRUCTURE OF THE IDRIJA ORE DEPOSIT

The unusually intricate geological structure of the Idrija ore deposit and the age of the cinnabar mineralization attracted investigators for a long time; a satisfactory solution of the problems involved, however, has not yet been found.

No doubt, one of the most important structural questions results from the relations between the lower and the upper part of the Idrija ore

deposit. This problem was unknown to earlier investigators because of numerous, misinterpreted stratigraphic relations of the ore deposit. Different geologic structure of the lower and the upper part of the ore deposit could be established only after the discovery of Permian beds and the explanation of the Lower Triassic strata (Mlakar, 1957, 1959, Di Colbertaldo and Slavik, 1961).

The lower part of the ore deposit is built up by Upper Paleozoic and Lower Triassic strata, and the upper one by Anisian dolomite and Wengenian beds. The strata dip steeply north-east; their stratigraphic succession is continuous from the northern contact towards south. The question, how and when the upper structure had been brought over the lower one, has remained unanswered up to now. (Mlakar, 1959).

According to Berce Wengenian beds of the Upper structure of the ore deposit were deposited on various, more or less, steeply inclined Paleozoic and Lower Triassic strata of the Lower structure. Pseudozilian shales are underlain by conglomerate and overlain by Cassian beds, and on upper levels even by Carnian beds (Berce, 1962 a, 13). In short, pre-Ladinian rocks are a gently folded basement, faulted and overlain by Wengenian beds (Berce, 1963, 148). The contact between the Lower and the Upper structure of the ore deposit could be, therefore, explained as a tectonic-erosional unconformity (Berce, 1960, Fig. 2; 1962 a, Fig. 4; 1963 b, Fig. 3).

At the first glance the problem seems to be well solved by this interpretation. In its favour, however, do not speak a lot of data, gathered from development workings and bore holes.

Development of the Langobardian Strata of the Idrija Ore Deposit

A close examination of the sequence of the Langobardian strata leads to the solution of the problem in question, by taking into account the relations between the Lower and the Upper structure of the Idrija ore deposit. According to Lipold (1874), Kossmat (1898, 1899, 1911), and Kropač (1912), the so called "Skonca" beds, and tuffs with cherts belong to this sequence.

In the recent references, the occurrence of Pseudozilian shales and of Pseudogrödenian and Pseudozilian sandstones among Wengenian beds, has been first pointed out by Berce (1960, Fig. 2; 1962 a, 15). He has also established the grading of Wengenian conglomerate into dolomite of the same age (Berce, 1962 a, 13). The geologic literature has almost no data about the position of the Langobardian strata. As they include only rare fossil remnants, they could be distinguished merely by their lithologic characteristics.

The recent investigations in the Idrija ore deposit show the following development of the Langobardian beds:

Basal quartz sandstone is overlain by a dolomite conglomerate; the contact is sharp. The major part of the well rounded pebbles has a diameter from 1 cm to 4 cm. The cement is a fine grained quartz sand or dolomite. The largest and the most frequent pebbles consist of

yellowish-gray dolomite. Pebbles of dark gray granular dolomite are less frequent, those of dark limestone are very rare. By the colour and the composition of the conglomerate pebbles we can conclude that they derive from Anisian and Upper Scythian rocks.

Conglomerate grades upward into fine grained sandstone with calcareous cement. They contain traces of fossil plant remnants. With increasing calcareous component sandy beds pass into dark gray dense limestone overlain by black clay shale with anthracite luster, and fine grained sandstone of "Skonca" beds.

"Skonca" beds are overlain by grayish-green, usually fine grained tuff and tuffite with gray and black chert intercalations. The matrix of thin sections is made up of fine quartz and carbonate grains. Larger grains belong to quartz or feldspars, usually well preserved. Plagioclases of the tuff from the Idrija area belong to Andesine (Berce, 1958, 14). Data on the composition of the "Skonca" beds and tuffs are available in publications by Di Colbertaldo and Slavik (1961, 7-8).

The whole sequence of Langobardian strata in the closer Idrija area can hardly be given because of intricate tectonics. It does not contain all of its members in individual sections of the ore deposit as shown in Fig. 1 (columnar sections 1, 2, 3, and 4). In order to prove the accuracy of our ascertainments, regarding the Langobardian strata, we present also their development in the wider Idrija area (Fig. 1, sections 5, 6 and 7).

Wherever in the Idrija ore deposit a whole sequence of Langobardian strata occurs, they are underlain by grayish-green sandstone. According to Lipold (1874, 441) and Kropanč (1912, 16), however, the Wengenian strata on the southern slope of Gore are underlain by "Skonca" shale and sandstone. From the exploration drilling within the wider Idrija surroundings emerged that "Skonca" beds laterally grade into grayish-green basal sandstone, occurring also in the Idrija ore deposit itself.

Whereas in the Gore area "Skonca" beds are overlain by conglomerate, they are underlain by it in the Idrija ore deposit. The former and the latter beds can not be, therefore, considered to be the same.

As "Skonca" beds denominated rocks belong to two different horizons in the succession of Langobardian strata, i. e. a lower and an upper "Skonca" horizon. The "Skonca" beds of the Idrija mine are related to black shale and sandstone, lying over conglomerate on the surface, near the hamlets of Vončina, Urbanovec, and Rovte. Owing to repeated changes in the position of limestone intercalations in the upper "Skonca" horizon, the sequence of shale, sandstone and limestone can be considered as a stratigraphic unit.

Pseudozilian and Pseudogröden Strata in the Idrija Mine

Berce uses the terms "Pseudozilian" and "Pseudogröden" strata for individual Langobardian stratigraphic members which in his opinion — only lithologically resemble Carboniferous and Gröden strata.

He ranges black shale in Pseudozilian shale. It edges wedgelike into the ore deposit structure, bounded from three sides by Langobardian

rocks (Berce, 1960, Fig. 2; 1962 a, Fig. 4; 1963 b, Fig. 3). Hitherto, this shale has been regarded to be of Carboniferous age and correlated with the Hochwipfel strata of the Sava folds.

Berce also uses the term "Pseudogrödenian" sandstone for gray quartz sandstone, occurring in the upper levels in the northern block of the ore deposit (1962 a, Fig. 4). This sandstone is, however, nowadays ranged in the Sosian stage of the Permian period (Fig. 2, 4, 5) developed in the Idrija region as Gröden formation. Basal Langobardian sandstone in the same section belongs according Berce to Pseudozilian sandstone.

Lipold defined the Carboniferous age of the black shale on the basis of included brachiopods and plant remnants (Lipold, 1957, 1874).

Berce reports to have found fossil plant remnants in the hanging wall of the ore deposit (1962 a, 13). This should indicate the Langobardian age of black clay shale, formerly considered to be of Carboniferous age. But the author doesn't give any details of the determination of these plant remnants. Consequently, there is no sufficient paleontological evidence for the Langobardian age of the central, tongue shaped shale structure.

The petrographic correlation of this shale with similar rocks in the lower part of the ore deposit doesn't show any difference. The Paleozoic age of the shale in the lower horizons of the ore deposit, however, is clear in any case, owing to their position in the sequence of paleontologically identified strata.

Table 1 gives the results of sedimentary petrographic analyses. Samples 1 and 2 have been taken from the rocks in the central shale block whose age is not yet exactly known. Samples 3 and 4 show heavy minerals content of the Paleozoic shale in the lower part of the Idrija mine.

The first four samples do not show any essential differences in their heavy minerals association. A great similarity in the composition of these rocks is the more clear if we compare it with samples 5 and 6. They represent the heavy minerals association of black shale from the upper "Skonca" horizon in the wider Idrija area.

On the basis of petrographic and sedimentary-petrographic analyses we can assert that the rocks of the central, tongue shaped shale structure are of the same composition and of the same age as the shale in the section of the northern contact in the lower part of the ore deposit. The Paleozoic age of this shale is determined by its stratigraphic position.

According Ramovš (1965), a part of the Hochwipfel strata of the Sava folds belongs to the Troglkofel stage of the Permian period. In favour of this assumption speaks the conformity of the Carboniferous and Gröden strata, observed in many places of the Idrija ore deposit. The former Hochwipfel strata of the Idrija region should therefore be generally termed as Upper Paleozoic shale — until the exact determination of its geologic age.

It must be also pointed out that there is no petrographic difference between the so called Pseudogrödenian rocks from the upper part of the ore deposit (Berce, 1962 a, Fig. 4) and the Grödenian beds from its

lower part. Consequently, we can consider that in the Idrija ore deposit there is no geologic horizon, corresponding to Pseudogrödenian beds, whereas the upper "Skonca" horizon could be correlated with Pseudozilian strata of the Sava folds.

Position of the Idrija Ore Deposit in the Nappe Structure of the Idrija—Žiri Region

Investigating the repetition of the overthrust wedges in the Idrija area, we have marked individual structural units as scales, and the structure in general as imbricate structure (Mlakar, 1959, 1964). From the recent explorations in the wider Idrija vicinity, however, emerged that the Idrija structure can not be termed as imbricate structure.

A drilling, carried out about 7,5 km east of Idrija, revealed an overthrust nappe longer than 5 km. The geologic section through the Idrija ore deposit (Fig. 5). shows an overthrust, extending for more than 1500 meters. Taking into account the relations in the south-eastern extension of this section, the length of the overthrust of Upper Triassic rocks on Cretaceous limestone increases up to 6 km. An exploration drilling in the cross section west of Idrija revealed also overthrust displacements longer than 3 km. Thrust planes dip gently north-eastwards or south-westwards; in some places they are even horizontal. Consequently, we avoid denominating the Idrija structure as imbricate structure and prefer to say the first, the second, the third and the fourth nappe.

The Idrija ore deposit, within the limits of the third nappe, is underlain by Lower Cretaceous limestone of the first nappe (Mlakar, 1964). In the vicinity of Idrija, however, Lower Cretaceous limestone of the first nappe are directly overlain by Upper Triassic dolomite and Carnian sandstone of slight thickness (Fig. 5).

Lower and Middle Triassic beds of the fourth nappe are thrust over the orebearing structure of the third nappe. It is important to point out that the succession of beds is normal in the fourth nappe, and mostly reverse in the third nappe. In addition, it is very significant that the reversed sequence in the third nappe is repeated twice. Thus we can distinguish two parts: The first one is made up by Upper Paleozoic and Lower Scythian strata in reversed stratigraphical sequence. The second one consists of a Lower and an Upper structure, whose detailed description will be given later on.

The Idrija ore deposit could be regarded as a cutting out of the Idrija—Žiri nappe structure. It is limited in the footwall and the hanging wall by thrust planes; on the north-east and south-west it is cut off by southeast-northwest faults.

The Lower Structure of the Idrija Ore Deposit

The sequence of Upper Paleozoic strata toward south-west is normal. The beds are subvertical or even inverted. The central part of the Lower structure of the ore deposit is built up by Lower Scythian beds, trending

southeast-northwest. They extend approximately up to the seventh and sixth horizons and reach in the area of the Delo shaft even the second horizon (Figs. 3—6).

The structure of the central part of the mine extends in south-easterly direction till to the strong transverse fault "O". Along this fault the south-eastern part was moved towards northeast (Fig. 6).

The Lower structure of the Idrija mine is obliquely cut off by the Idrija fault. It is characterized by an about ten meters broad zone of fault rock, composed by Upper Paleozoic, and Grödenian sandstone (Fig. 3).

That part of the Idrija ore deposit which is usually called "Talmina" ("Footwall") is a syncline. Its core is built up by Upper Scythian dolomite, unconformably overlain by Langobardian beds. The fold is inverted and the synclinal axis dips SE at the angle of 6°.

In addition, the Lower structure of the ore deposit is cut off by a system of dinaric faults.

The Upper Structure of the Idrija Ore Deposit

The southern block includes the Langobardian beds immediately south of the central shale edge. It is built up by tuff, tuffite, "Skonca" beds, conglomerate and basal sandstone. The sequence of these beds is inverse. Blocks of yellowish-gray dolomite of Anisian age and of gray Grödenian quartz sandstone occur in many places between Upper Paleozoic shale and Langobardian basal sandstone.

"Skonca" shale of the southern block lie under the third level on the Lower Scythian strata. "Skonca" beds of the Idrija ore deposit are not a basal formation of the Langobardian strata. Consequently, their contact with the Lower Scythian strata can not be explained as a tectonic erosion unconformity. Moreover, this contact is strongly contorted. Tuffite, as the youngest stratigraphic member can be found along it (Fig. 5).

Shale in the hanging wall of the Langobardian strata could not be in a normal contact with conglomerate and basal sandstone owing to the inverse position of the beds in the southern fault block. Strata of this kind under Langobardian basal sandstone are unknown (Fig. 1). The interpretation, founded on Pseudozilian shale, can therefore not be taken in account.

The northern faultblock appears as a, more or less preserved, inclined syncline (Figs. 4, 5). The core of the syncline is built up by "Skonca" beds; the succeeding conglomerate is underlain by basal sandstone. In this area Langobardian beds rest on Anisian dolomite. Berce has termed them Wengenian dolomite (1962 a, Fig. 4; 1963 b, Fig. 3).

Here and there, in the core of the syncline, grayish-green tuff and tuffite with chert can be found. On the contact with the Upper Paleozoic shale, therefore, tuffaceous rocks have been ascertained as the uppermost Langobardian member. For this reason, the explanation given by Berce, on the basis of Pseudozilian shale, can not be accepted.

Langobardian beds rest on the Upper Scythian dolomite in the "Talmina" of the Borba section of the mine (Figs. 3, 4 and 5). Strong

horizontal bedding faults, concentrated on the 4th level, are characteristic for the "Talnina" area.

The geologic map of the 2nd sublevel and the geologic sections A and B indicate that the sequence of beds in the northern block is repeated in the southern block (Figs. 2, 4 and 5). In the southern block area only Gröden sandstone and Anisian dolomite become thinner or even thin out. The southern block can, therefore, be explained as an extension of the upper limb of the recumbent fold of the northern block. A prolongation of the lower limb of the recumbent fold, however, can be shown in the Langobardian beds of the "Talnina" (Fig. 7). The continuity of these strata was later interrupted by tectonic movements.

The contact of the Upper Paleozoic strata with the Middle Triassic rocks in the Upper structure of the ore deposit has been differently explained up to now. In the opinion of the majority of geologists the contact could be a thrustplane (Lipold, 1874, Kossmat, 1911, Pilz, 1915). The nappe of the Carboniferous strata was interpreted by Kropač (1912) as the core of the second fold. According to the same author the Triassic beds of the "Talnina" could be explained as the lower limb of this fold. This interpretation has been lately supported also by Di Colbertaldo and Slavik (1961, 10). According Berce (1912 a 13) the contact should be interpreted as a normal position of the Pseudozilian beds on the Langobardian strata

In the footwall and in the hanging wall of the Upper Paleozoic shale — in the nappe of the Idrija ore deposit — identical stratigraphic levels could not be found (Figs. 4, and 5). The fold interpretation is therefore also unacceptable.

Grödenian sandstone of the upper levels of the ore deposit is conformably overlain by Paleozoic shale (Figs. 4, and 5). In the whole Idrija area no reversed stratigraphical sequence in the fourth nappe has been hitherto found. Therefore, the contact of the Upper Paleozoic and the Middle Triassic strata can not be explained as an overthrust plane between the third and the fourth nappe. It could be explained as a fault within the third nappe.

Upper Paleozoic shale and Langobardian basal sandstone are very well cemented along their contact. For this reason, Berce underlines that Wengenian conglomerate grades into Pseudozilian shale (1962 a, 13). The contact zone between the Grödenian sandstone and the Anisian dolomite in the northern block is cemented similarly. Thin sections show a regeneration of the contact zone. A comparison of this contact zone with the likewise disturbed Tertiary contact zones in other ore deposit areas leads to the conclusion that an old fault line must be in question.

Langobardian and Anisian strata of the northern block are separated from Lower Triassic and Paleozoic strata of the Lower structure of the ore deposit by a Scythian rock zone. Beds of this zone have a normal stratigraphical sequence; upwards and downwards they are bordered by strong faults (Figs. 3—5).

Langobardian and Anisian strata of the northern and southern blocks, as well as the intermediate Scythian beds are in fact a strange geologic

structure covering the subvertical or even reversed series of the Lower structure of the ore deposit. Considering the sequence of beds in the Lower ore deposit structure, the above mentioned strata should occur in the "Tal'nina" area. Deformations in the second part of third nappe show that a part of the strata was displaced from south-west towards north-east.

On the first level and second sublevel, a block of Langobardian tuff and Cordevolian dolomite has been moved in the same direction (Figs. 4 and 5). In the Lower structure of the ore deposit, however, a series of beds, above the fault "O", underwent a displacement away from the "Tal'nina" and far towards north-east (Fig. 6).

Some blocks of the second part of the third nappe have been moved apart, in the opposite direction as the entire nappe structure of Idrija—Žiri region displaced under the action of shearing stresses from north-east.

In the Idrija ore deposit area Langobardian beds rest on Upper Scythian or on Anisian dolomite. On a vast expanse overlain by Langobardian beds, here the Upper Scythian dolomite is only 40—60 m thick (Figs. 5 and 6). These relations could be explained only as a result either of epirogenic or — at most — of radial movements in the Middle Triassic periode.

Development of the Idrija Ore Deposit Structure

The fault plane between the Upper and the Lower structure of the Idrija ore deposit and a fault plane, cutting the upper levels of the deposit, join in the Karoli ore body area (Fig. 5). They border a block which in the Middle Triassic began sinking in regard to the Lower structure of the mine.

The position of the Triassic and Paleozoic rocks, after the deposition of the Cordevolian beds, is shown in Fig. 8/1 referring to the first stage of the Idrija ore deposit development. Middle Triassic strata were sinking in a rather narrow zone along subvertical faults which originated in the pre-Langobardian age. In such a way came about the contact of Middle Triassic beds with Paleozoic ones was formed on a vast extent along the rift valley. Along another fault — corresponding to the contact between the upper and lower structure of the Idrija ore deposit — a large block of the Scythian beds broke off, forming thus an intermediate zone. Lenses of Anisian rocks in the hanging wall of the southern block originated alike.

Layers of the sunken fault block bent into a syncline during the Ladinian and the post-Ladinian ages.

The formation of a wedge of Langobardian and Cordevolian beds between the Upper Paleozoic clay shale can also be caused by the same process.

The old Tertiary nappe structure of the Idrija—Žiri region is the final stage in the formation of a large recumbent fold (Mla kar, 1964). The third nappe of the Idrija ore deposit is doubtless the reversed limb of this fold. The sequence of strata, building the north-eastern side of the Idrija fault, is inverted (see section B — Fig. 5). In the ore deposit area,

however, the dip of the strata is prevailingly subvertical. Thus the fold was not reversed completely. This position of the strata caused by the double, knee-shaped bend of the underlying Cretaceous rocks (K r o p a č, 1912, 26, 42).

In the Fig. 8/2, presenting the second stage of the development, the Middle Triassic formations have been, therefore, turned up for 90°. Later this structure was cut off and limited by the first part of the third nappe in its footwall, and by the fourth nappe in the hanging wall.

So the Middle Triassic faults changed their subvertical position into a nearly horizontal one; in some places they were reactivated as thrust planes.

In the final stage of the Alpine orogenesis the Idrija nappe structure was cut through by a system of dinaric faults, dipping steeply NE. Along these faults horizontal movements prevailingly took place. The main fault, cutting off the Idrija ore deposit area from the north-eastern side, is called the Idrija fault (Fig. 8/3). The north-eastern side of this fault was displaced in south-eastern direction for about 2500 m (M l a k a r, 1964). The formation of the central shale wedged between the southern and the northern block, can also be connected with the deformations of this type.

The highly intricate geological structure of the Idrija ore deposit area originated in various periods and various phases of tectogenesis, characterized by several kinds of deformations. The answer to the question which of the tectonic phases, shown in Fig. 8, opened the way to ore solutions, gives also the key to the determination of the geologic age of the Idrija ore deposit.

Along the Dinaric faults, originating in the final stage of the Alpine orogenesis, some mercury ore bodies were crushed and a part of the ore deposit displaced. Whereas the majority of the world mercury deposits originated from the final stage of the Alpine metalogenic period (S m i r n o v, R i ž e n k o, 1958, 294), this can not be taken for granted for the Idrija ore deposit.

In the past, according to general opinion, the Idrija ore deposit was considered to be of Tertiary age and the impervious Carboniferous shale controlled the ascent of ore forming solutions. Cinnabar ore bodies, occurring in the Paleozoic as well as in the Lower and Middle Triassic, must have been formed according to conditions shown in the second section of Fig. 8.

From a lot of data, given by B e r c e, emerges that the cinnabar mineralization isn't controlled by Tertiary tectonics — neither in the Idrija ore deposit nor elsewhere in Slovenia (B e r c e, 1958, 38—42). Particularly interesting are his data on the crushed ore bodies along the thrust planes and the cinnabar recrystallization.

The geologic sections A (Fig. 4), B (Fig. 5), C (Fig. 6) indicate that no mercury ore bodies occur under Paleozoic shale, although there the conditions for their formation should be the most favourable.

The assumption that the Idrija ore deposit belongs to the Tertiary age has been recently supported by d i C o l b e r t a l d o and S l a v i k.

In their opinion ore bodies occur at certain distances from shale, having an impounding function. Cinnabar was concentrated in the most favourable conditions, particularly in bituminous rock formations, and in the rocks with suitable granulation.

After accepting the above assumption of the Triassic age of the Idrija ore deposit, further explanation seems to be superfluous. From the position of the strata, shown in Fig. 8/1, results that ore bodies are limited by layers and unconformities, who acted as impounding elements in the first stage of the ore deposit development.

High grade ore bodies occur in conglomerate, overlain by bituminous "Skonca" beds, in the "Skonca" shale itself, in Anisian dolomite — overlain by Langobardian basal sandstone, and elsewhere under erosional unconformities. In the Lower structure of the ore deposit, ore bodies can be found, mostly at the contact of the Lower Scythian shale and dolomite, NE from rather thick intercalations of micaceous rocks in the Lower Scythian dolomite (Figs. 2—6).

The origin of crushed ore bodies in the basement rocks in the area of the Maver and Filipič blind shafts, is not genetically bound to the early Tertiary thrust plane, but to the Middle Triassic tectonic-erosional unconformity. Mineralization traces in the Upper Paleozoic shale in this area could be explained by regeneration of cinnabar. The increasing pressure, the rise of temperature and the changed physico-chemical conditions in the time of formation of nappe structure, indicate suitable conditions for the epigenic ore deposit formation.

According to our conception on the development of the Idrija ore deposit Carboniferous shale had not an impounding function in Tertiary age, but a controlling one in Middle Triassic age. In the Lower Tertiary the ore bearing structure was cut off from the reversed limb of the recumbent fold and displaced in present position, i. e. in the second part of the third nappe.

Conclusions

In the geological investigations SE from Idrija, a strong EW fault has been found dipping subvertically. It was proved in a lenght of 11 km in the third nappe only. Along this fault Upper Paleozoic strata are in contact with the Triassic beds some hundred meters thick. It is significant that a strong fault of the Middle Triassic age, showing similar particularities, occurs also in the Idrija ore deposit.

Consequently, the fault occuring SE of Idrija can be considered as a prolongation of the Middle Triassic fault cutting the Idrija mine. In the Idrija mine itself it is turned over and shows all the characteristics of a thrust plane.

The mercury mineralization at Rovte, found by Berce by means of auxiliary exploration methods, is also bound to this fault. Along this fault, in other places, only high geochemical anomalies have been found up to now.

A close examination of the geologic relations between the Upper and Lower structure of the Idrija ore deposit has revealed deep faults, controlling the emplacements of mercury mineralization in the Idrija area. East-west trending fault lines within the nappe structure of the Idrija—Žiri region, are Middle Triassic by age and parallel to the trend of the Mediterranean mercury province.

LITERATURA

Ažgirej, G. A., 1956, Strukturnaja geologija. Moskovska univerza, Moskva.

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

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

Berce, B., 1959, Poročilo o geološkem kartiranju na ozemlju Cerkno—Žiri—Idrija—Rovte. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana.

Berce, B., 1960, Methods and Results of Geochemical Investigation of Mercury. Internat. Geol. Congr., 21st Session, Copenhagen.

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

Berce, B., 1962, Razčlanjenje trijasa u zapadnoj Sloveniji. Referati V. savet. geol. FNR Jugoslavije, Beograd. (1962 b)

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

Berce, B., 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mn. Stuttgart. (1963 b)

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

Duhovnik, J., 1947, Petrografski popis kamenin rudnika Idrija I. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana.

Duhovnik, J., 1948, Petrografski popis kamenin rudnika Idrija II. Arhiv rudnika Idrija in Geološkega zavoda Ljubljana.

Germovšek, C., 1956, Razvoj mezozoika v Sloveniji. Prvi jugosl. geol. kongr., Ljubljana.

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

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

Kossmat, F., 1900, Das Gebirge zwischen Idria und Tribuša. Verh. Geol. R. A. Wien.

Kossmat, F., 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack—Idria, Wien.

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

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

Kropač, J., 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes von Idria, Wien.

Limanovsky, M., 1910, Wielkie przemieszenia mas skalnych w Dynardach kolo Postojny. Raz. Wydz. przyr. akad. Umiej., Serye III., Tom. 10, Krakow.

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

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

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

Mlakar, I., 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. RMZ 1, Ljubljana.

Mlakar, I., 1964, The Role of Postmineralization Tectonics in the Search for New Mineralized Zones in the Idria Area. Mining and Metallurgy Quarterly, No. 1, Ljubljana.

Pilz, A., 1908, Überblick über den Quecksilberbergbau und Quecksilberhüttenbetrieb von Idria in Krain. Berg und Hüttenmännische Rundschau, Kattowitz.

Pilz, A., 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf, Essen.

Rakovec, I., 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vestnik 18, Ljubljana.

Rakovec, I., 1950, O nastanku in pomenu psevdofiljskih skladov. Geogr. vestnik 22, Ljubljana.

Ramovš, A., 1956, Razvoj paleozoika na Slovenskem. Prvi jug. geol. kongr., Ljubljana.

Ramovš, A., 1965, O »hochwipfelskih skladih« v posavskih gubah in o »karbonskih plasteh« v njihovi soseščini. Geološki vjesnik 18/2, Zagreb.

Smirnov, V. I., 1957, Geologičeskie osnovi poiskov i razvedok rudnih mestoroždenij. Izdatelstvo moskovskovo univerziteta, Moskva.

Smirnov, V. I. — Riženko, L. M., 1958, Nekotorie osobenosti obrazovanja i razmeščenja rtutnih mestoroždenij. Izdatelstvo akad. nauk SSSR, Moskva.

Smirnov, V. I., 1965, Tri nedeli v Jugoslavii. Vestnik moskovskovo univerziteta 1, Moskva.

Stur, D., 1872, Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain. Verh. Geol. R. A. Wien.