

UDK 551.24:551.761.2+553.3+551.8(497.12)

Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja

Ladislav Placer

Geološki zavod Ljubljana, Parmova 33

Jože Čar

Inštitut za raziskovanje Krasa SAZU, Postojna

Pot do rekonstruirane zgradbe idrijskega ozemlja in njegovega površja v srednji triadi pojasnjujejo trije profili. Prvi kaže sedanjo zgradbo starega, idrijskega rudišča in novega, ljubevškega rudišča živega srebra. Ljubevško rudišče je bilo premaknjeno od idrijskega za 2500 metrov proti jugovzhodu. Drugi profil je slika terciarnega stanja pred pričetkom neotektonskih premikov, ko sta bili obe rudišči še združeni. V tretjem, srednjetriadnem profilu so plasti prevrnjene sinklinale z idrijskim rudiščem in obrnjene antiklinale z ljubevškim rudiščem izravnane v horizontalno lego, kakršno so imele v času langobardske sedimentacije. Takrat je nastajal obenem z langobardskimi sedimenti singenetski cinabarit. Med drugim pa sedaj še ni odgovora na vprašanje, katerim fazam v zaporedju geoloških dogodkov na širšem prostoru Južnih Alp ustrezajo tektonski premiki na Idrijskem.

Vsebina

Uvod	141
Osnove rekonstrukcije	142
Paleotektonska zgradba idrijskega ozemlja	144
Nastanek idrijskega tektonskega jarka v srednji triadi	147
Nastanek živosrebrove rude	152
Lega epigenetskih rudnih teles	153
Lega singenetskih rudnih teles	158
Problematika	159
The Middle Triassic Structure of the Idrija Region	162
Literatura	166

Uvod

Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na Idrijskem sloni na I. Mlakarjevi (1964, 1967, 1969) interpretaciji zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja in na poznejših genetskih (I. Mlakar in M. Drogenik, 1971), strukturnih

(L. Placer, 1973, 1974—75, 1976; L. Placer in J. Čar, 1975) in sedimentoloških (J. Čar, 1968; 1975; M. Drovenik, J. Čar in D. Strmole, 1975) detajlnih raziskavah. Za razumevanje te razprave je treba poznati navedena dela.

Strukturne in sedimentološke raziskave so potekale vzporedno in se dopolnjevale med seboj. Na ta način so bili določeni rezultati preverjeni z dveh zornih kotov in potrjeni še z geokemičnimi analizami.

Osnove rekonstrukcije

Ladislav Placer

Geološko zgradbo idrijskega ozemlja so izoblikovali premiki treh tektonskih faz. Glede na nastanek cinabarita v langobardski dobi razlikujemo predrudne deformacije srednjetriadne tektonske faze ter porudne deformacije v staroterciarnih in neotektonskih fazah.

Profil idrijskega rudišča vsebuje vse bistvene elemente tektonske zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja, kjer ima narivna zgradba najvidnejšo vlogo. Posebno mesto v tej zgradbi zavzema idrijska luska, v kateri se nahajajo ekonomsko orudene triadne plasti in geokemično anomalne koncentracije živega srebra. Zato predstavlja študij srednjetriadne zgradbe idrijskega območja v bistvu študij lege idrijske luske v idrijski krovni in neotektonski zgradbi.

Postopek rekonstrukcije prvotne zgradbe rudišča kaže slika 1. V profilih starega — idrijskega, in novega — ljubevškega rudišča na sliki 1 a so vrisani glavni neotektonski, staroterciarni in srednjetriadni prelomi. Horizontalna razdalja med obema rudiščema znaša 2500 m (I. Mlakar, 1964).

Slika 1 b prikazuje rekonstruirani terciarni profil rudišča pred nastankom neotektonskih prelomov. Obe rudišči sta združeni v enem preseku, ki kaže idrijsko lusko kot celoto. Geološke strukture v idrijski luski in narivu Tičnice pa se povsem ujemajo.

Na sliki 1 c sta stvarnjena sinklinala idrijskega rudišča in obrnjena antiklinala ljubevškega rudišča izravnani do horizontalne lege plasti, kar daje prej na videz kaotični razporeditvi prelomov in rudnih teles jasno prostorsko lego. Orudene triadne plasti se po tej shemi nahajajo v tektonskem jarku, ki je širši kot je prvotno domneval I. Mlakar (1967), in pozneje I. Mlakar in

Sl. 1. Razvoj geološke zgradbe idrijskega in ljubevškega rudišča

Fig. 1. Structural history of the Idrija and Ljubevč mercury deposits

A Presek recentne zgradbe

Cross section of the recent structure

B Presek terciarne zgradbe rudišč pred neotektonskimi premiki

Cross section showing the structure from the Tertiary period before the neotectonic movements

C Presek srednjetriadne zgradbe v času nastajanja langobardskih sedimentov in sinogenetske živosrebrove rude

Cross section showing the Middle Triassic structure at Langobardian time when the syngenetic mercury ore was formed

M. D r o v e n i k (1971). Zgornji del jarka pripada idrijskemu rudišču, spodnji severni del jarka pa ljubevškemu rudišču, medtem ko je južni del jarka zaostal v staroterziarni fazi gubanja in narivanja.

Premik med idrijsko lusko in narivom Tičnice znaša v obravnavanem profilu nekaj sto metrov, zato struktura Tičnice v profilu na sliki 1 c ni vidna.

Paleotektonska zgradba idrijskega ozemlja

Ladislav Placer

Tektonski jarek, v katerem je nastalo rudišče, smo rekonstruirali na ozemlju med Vojskarsko planoto, Idrijo in Rovtami, vendar njegova celotna dolžina ni znana. Staroterziarno gubanje in narivanje ter neotektonski premiki so močno spremenili srednjetriadno podobo obravnavanega ozemlja. Prvotno strnjeno ozemlje je sedaj razkosano na območje Vojskarske planote, rudišča med idrijskim prelomom in prelomom Zala, ter na območje Rovt vzhodno od idrijskega preloma. Zato tektonski jarek danes ne predstavlja jasne strukture, temveč se ta pokaže šele po rekonstrukciji. Imenujemo ga idrijski srednjetriadni tektonski jarek, ki je osrednji del idrijske srednjetriadne zgradbe. Na severu mu sledi severni prag in na jugu južni prag. Za pragovima se raztezata severno in južno sedimentacijsko območje.

Konstrukcija srednjetriadne paleotektonske karte ozemlja med Vojskarsko planoto in Rovtami (tabla 1) sloni na I. M l a k a r j e v i (1969, sl. 1) detajlni geološki karti ter na strukturno-sedimentološki rekonstrukciji, kot smo jo nakazali v prejšnjem poglavju. Triadna zgradba Vojskarske planote in ožjega območja jarka med Kališčem ter Rovtami je prenesena neposredno iz I. M l a k a r j e v e geološke karte, medtem ko je območje rudišča rekonstruirano po podatkih jamskega kartiranja in globokih vrtin. Prelomi na karti so označeni s štirimi kvalitetnimi razredi, ki ustrezajo stopnji poznavanja posameznih odsekov. Litološko stratigrafske oznake kamenin v blokih med prelomi so narisane tam, kjer je znana podlaga langobardskih sedimentov pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco. Če litostratigrafske oznake ni, pomeni, da ne vemo, do katerih kamenin je segla erozija v srednji triadi.

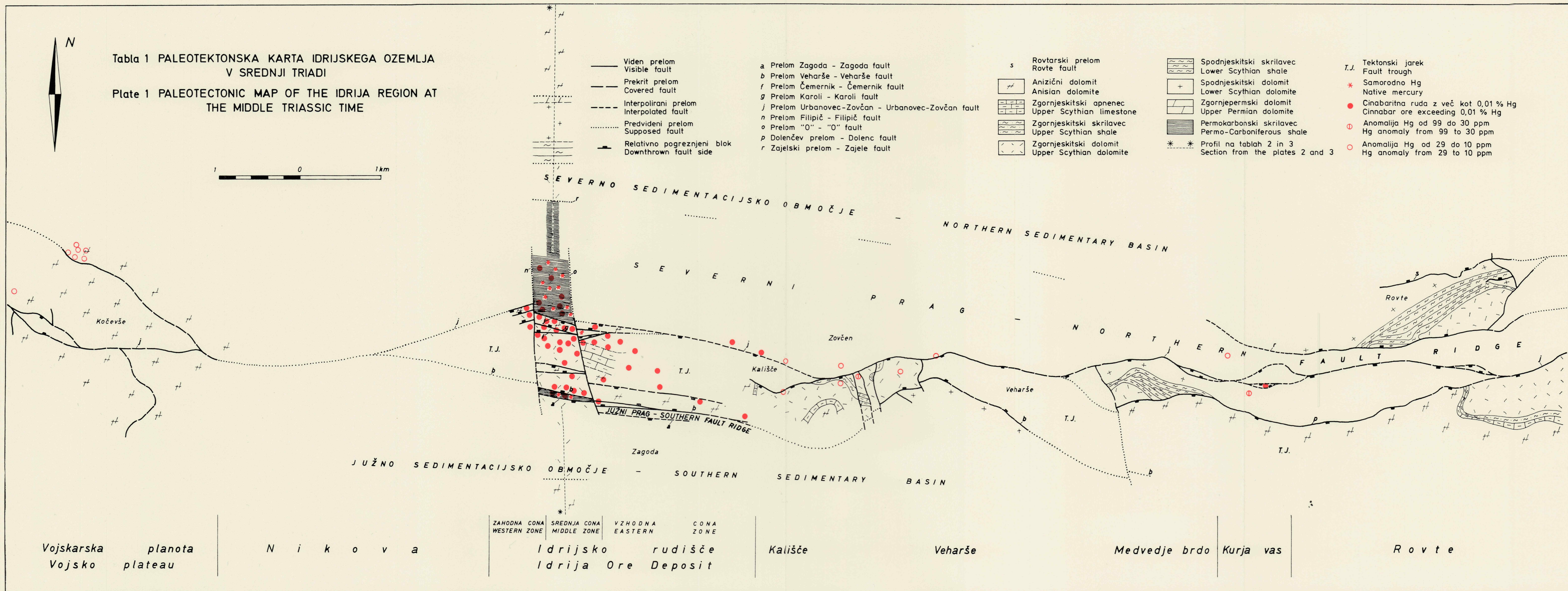
Idrijski srednjetriadni tektonski jarek je pri Zaplani odrezan ob narivnem robu med poljansko-vrhniškimi nizi in idrijsko-žirovskim ozemljem. Na območju rudišča je širok približno 850 do 900 m, pri Veharšah pa po podatkih površinskega kartiranja 240 m. Naprej proti vzhodu se jarek hitro širi. Na območju Rovt njegova širina presega 1500 m; na to sklepamo le po prelomu Veharše, ki je danes prekrit z zgornjetriadnimi usedlinami.

Zahodno od Idrije se jarek hitro izklini, saj poznamo na območju Zgornje Nikove in Kočevš na Vojskarski planoti le še prelom, ki združuje oba glavna preloma jarka.

Za idrijsko srednjetriadno ozemlje so značilni vzdolžni normalni prelomi smeri zahod—vzhod in prečni prelomi smeri sever—jug. Od vzdolžnih sta najvažnejša Urbanovec-Zovčan in Veharše, ki omejujeta tektonski jarek s severa in juga. Imata največji vertikalni premik, ki znaša na območju rudišča ob prelomu Urbanovec-Zovčan vsaj 750 m. Poleg teh dveh obstajajo še drugi prelomi v samem jarku in zunaj njega, npr. prelom Zagoda, dolenčev prelom, zajelski

Tabla 1 PALEOTEKTONSKA KARTA IDRIJSKEGA OZEMLJA
V SREDNJI TRIADI

Plate 1 PALEOTECTONIC MAP OF THE IDRIJA REGION AT
THE MIDDLE TRIASSIC TIME



prelom, rovtarski prelom, prelom Čemernik, Karoli in drugi, ob katerih so premiki manjši.

Severni prag je danes v celoti razgaljen južno od Rovt med zajelskim prelomom in prelomom Urbanovec-Zovčan. Med Rovtami in Kališčem je odkrita njegova južna polovica, proti Idriji pa le posamezni odseki, odvisno od lege v prevrnjeni gubi idrijskega rudišča. Na Vojskarski planoti je že povsem izklinjen.

Širino severnega praga merimo lahko neposredno le južno od Rovt, kjer znaša 160 do 660 m, na območju rudišča pa največ 1500 m.

Južni prag je danes ohranjen le na območju rudišča v dolžini 3 km, medtem ko je vzhodno in zahodno od tod erodiran, ali pa je zaostal med narivanjem. Na območju rudišča je prag širok le 40 do 60 m.

Kot severno sedimentacijsko območje je označena depresija severno od severnega praga. Sestoji iz kamenin Tičnice in langobardskih skladov vzhodno od Idrije, ki jih je litološko obdelal J. Čar (1968). Južno mejo območja tvori zajelski prelom, ki je danes razgaljen južno od Rovt v Zajelah. Med Rovtami in Idrijo je sedaj delno prekrit in delno erodiran, v okolici Idrije pa regeneriran ob narivni ploskvi nariva Tičnice. Severno mejo severnega sedimentacijskega območja tvori lomski prelom, ki je bil na zahodu regeneriran v neotektonski fazi. Znotraj severne kadunje poznamo nekaj manjših normalnih prelomov, od katerih je največji rovtarski prelom pri Rovtah.

Južno sedimentacijsko območje leži južno od zagodovega preloma, ki omejuje južni prag. Danes je ohranjeno le južno od rudišča, vzhodno od Anžica v dolini Zale in verjetno pod zgornjetriadnimi plastmi jugovzhodno od Medvedjega brda. Je manj izrazita kadunja kot severna, vendar ne poznamo njegove južne meje, da bi lahko o tem dokončno sodili.

Zgradba idrijskega ozemlja v srednji triadi zahodno od Idrije na Vojskarski planoti je v mnogočem poenostavljena, kar smo že omenili. Anomalijo razlagamo ali z opisanim izklinjanjem tektonskih enot od vzhoda proti zahodu ali z domnevnim prečnim prelomom, za katerega pa nimamo nobenega dokaza. Po stratigrafsko sedimentoloških značilnostih sklepamo, da se tu združujeta južno in severno sedimentacijsko območje.

Prečni prelomi v tektonskem jarku so razporejeni v nekaj sistemov, od katerih je najpomembnejši na območju rudišča, kjer sta vidna zlasti preloma »O« in Filipič. Proti vzhodu se pojavi drug sistem med Kališčem in Veharšami južno od Zovčena, ki sestoji iz štirih prelomov. Sledi prečni prelom vzhodno od Veharš, dalje pa v samem jarku ne poznamo podobnih struktur. Obstajajo pa na širšem prostoru vzhodno od Rovt in v okolici Kočevš na Vojskarski planoti. Razmerje med prečnimi in vzdolžnimi prelomi je še dokaj nejasno. Na območju rudišča preloma »O« in Filipič jasno prečkata vzdolžne prelome, medtem ko za druga območja tega ne moremo trditi. Pri današnji stopnji poznavanja domnevamo, da je sedanje neenotno razmerje med njimi odraz drugotnih triadnih in potriadnih tektonskih procesov.

Vertikalna komponenta premika ob prelomu »O« znaša 150 m na severni strani jarka in do 80 m na južni strani. Vertikalni premiki ob drugih prelomih niso znani, pri Filipiču pa so verjetno nepomembni. Poleg vertikalne komponente premika je znatna tudi horizontalna, ki znaša pri prelomih »O« in Fili-

pič približno 80 m, medtem ko je pri drugih nismo določali. Ta posebnost prečnih prelomov otežuje njihovo genetsko opredelitev.

Prečna preloma »O« in Filipič delita orudeno območje jarka na tri dele, ki se razlikujejo med seboj po razvoju in debelini spodnjetriadnih in srednjetriadnih plasti ter po intenzivnosti orudenja. Zato smo rudišče razdelili na zahodno cono zahodno od preloma Filipič, srednjo cono med prelomoma Filipič in »O« ter na vzhodno cono vzhodno od preloma »O«. I. Mlakarjeva (1959, 1967) delitev rudišča na spodnjo in zgornjo zgradbo ustreza sedanjim razmeram, za prikaz srednjetriadne zgradbe pa je manj uporabna.

Zgradba tektonskega jarka je najbolj raziskana na območju rudišča. Profil na tabli 2 je generaliziran in podaja posebnosti srednje cone v eni projekcijski ravnini. Prirejen je za začetek usedanja langobardskega tufa in tufita, ki sovpada z zadnjo fazo cinabaritne mineralizacije, oziroma s stratigrafsko najvišje ležečimi singenetskimi rudnimi telesi.

Tektonski jarek je na območju rudišča z vzdolžnimi prelomi razdeljen na tektonske enote Zorc, Uršič, Čemernik in Karoli. Zgoraj so te enote omejene s srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco, razen tektonske enote Uršič, ki se navzgor prej izklini.

Osrednja tektonska enota jarka Zorc je na jugu omejena s prelomom Veharše, na severu pa s prelomoma Čemernik in Grübler. V njej nastopata dva manjša pogreznjena bloka, in sicer v njenem južnem delu ob dveh manjših prelomih ter v severnem delu med prelomoma Močnik in Grübler. Vertikalni premik v južnem bloku znaša le nekaj metrov, medtem ko je v severnem bloku razlika večja in znaša 40 do 50 m. Razmere v osrednjem delu južnega območja tektonske enote Zorc, ki je pri narivanju zaostal, nam niso znane in jih zato interpoliramo po podatkih iz »Talnine« in ljubevškega rudišča.

Tektonska enota Zorc zavzema osrednji del tektonskega jarka. Strukturne posebnosti srednje cone so v vzhodni coni še bolj poudarjene; depresija, ki je v osrednjem delu »Talnine« komaj zaznavna, je tu močno izražena. Enota Zorc je v zahodni coni ohranjena le delno. Vzhodno od Idrije pa zavzema večji del jarka in leži med Kališčem ter Veharšami južno od preloma Urbanovec-Zovčan, vzhodno od tod pa južno od dolenčevega preloma.

Tektonska enota Uršič je na jugu omejena s prelomom Grübler, na severu pa s prelomi Čemernik, Karoli in Urbanovec-Zovčan. Sestoji iz kamenin od permokarbonskega glinastega skrilavca do spodnjeskitskega apnenosljudnatega skrilavca. V njej nastopa močnejši vzdolžni prelom Bačnar z vertikalnim premikom 20 do 50 m, ki vpada proti jugu, in nekaj manjših vzporednih prelomov. Sama enota je, razen v srednji coni, razvita tudi v zahodni coni, medtem ko je v vzhodni nismo našli. Skladno s splošno tendenco premikov je anomalija ob prelomu Grübler proti vzhodu vedno manjša in zato teže spoznavna. Podobno tektonsko enoto najdemo v tektonskem jarku šele daleč na vzhodu na območju Rovi med prelomom Urbanovec-Zovčan in dolenčevim prelomom.

Manjša tektonska enota Čemernik spremlja večjo strukturno enoto Karoli. Na severu je omejena s prelomom Karoli, na jugu pa s prelomom Čemernik. Oba vpadata proti severu. Premik ob Čemerniku znaša okoli 20 m, ob Karoliju pa približno 400 m. Enota sestoji iz spodnjeskitskega apnenosljudnatega skrilavca in mlajših stratigrafskih členov do zgornjeskitskega dolomita in zelenkastega apnenega skrilavca z vložki apnenca. Ponekod je ohranjen tudi anizični

dolomit. Enota Čemernik je ugotovljena le v srednji in zahodni coni rudišča, medtem ko drugod v tej fazi raziskav nismo našli ekvivalentne strukture.

Tektonska enota Karoli je najbolj pogreznjena v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Na jugu je omejena s prelomom Karoli, na severu pa s prelomom Urbanovec-Zovčan. Vmes je več manjših prelomov, npr. Avgust z vertikalnim premikom 15 do 20 m. Enota sestoji iz anizičnega dolomita in je razen v srednji coni rudišča razvita tudi v vzhodni in zahodni coni, vendar njen vzhodni podaljšek ni izrazit, proti zahodu pa ni ohranjen v celoti. S to strukturo lahko vzporejamo le zgradbo Kurje vasi.

Nastanek idrijskega tektonskega jarka v srednji triadi

Jože Čar

Idrijski srednjetriadni tektonski jarek z rudiščem živega srebra je nastal na temenu antiklinalne strukture, ki je začela rasti približno konec spodnjega skita. V začetni fazi govorimo o relativno počasnem pogrezanju severnega in južnega praga ter tektonskega jarka v primeri s severnim in južnim sedimentacijskim bazenom. Posledica takega premikanja morskega dna je bistveno večja debelina spodnjetriadnih sedimentov v severnem in južnem sedimentacijskem prostoru. Do zgornjega skita so nastale razlike le v debelini sedimentov, campilske plasti pa so že facialno diferencirane.

Po ohranjenih profilih sklepamo, da so prve razlike v debelini sedimentov nastale na najvišjih delih tektonskih pragov. Z njihovo rastjo se raznolikost v debelini, kasneje pa tudi v litološkem razvoju sedimentov vedno bolj veča in zajema vedno širše območje. V končnem stadiju je bila antiklinala široka približno 4 km in dolga najmanj 19 km. Raztezala se je v smeri zahod—vzhod.

Prvi znanilci tektonskih premikanj na idrijskem območju v triadi so močni potresni sunki. Nanje opozarja »seizmična« breča v zgornjem delu spodnjeskitskega dolomita. V idrijskem tektonskem jarku so nastale prve razlike v debelini plitvovodnih apnenoskrilavih sedimentov z lečami oolitnega apnenca v zgornjesejski stopnji. Znašajo 40 do 70 m, pa tudi več, če upoštevamo, da najvišji del severnega praga ni ohranjen.

Razlike v debelini zrnatega zgornjeskitskega dolomita med posameznimi tektonskimi enotami v tektonskem jarku niso bistveno večje kot pri skrilavcu z oolitnim apnencem. Dosežejo 30 do 80 m. Pomembne so spremembe na sorazmerno kratkih razdaljah, kar kaže na večjo diferenciranost podmorskega reliefa. V tektonski enoti Zorc se zmanjša debelina dolomita na razdalji 300 m za 30 m. Opazimo tudi že prve facialne razlike. Dolomit prehaja lateralno v plitvovodni peščeni in glinasti skrilavec.

Diferenciacija podmorskega reliefa se je nadaljevala in konec campilske podstopnje je morfologija morskega dna že močno razgibana. V severnem sedimentacijskem bazenu dosežejo razlike v debelini zgornjecampilskih plasti 150 do 200 m. Če upoštevamo še debeline z območja rudišča, se nam ta razlika poveča na 180 do 220 m.

Razmere ob prelomu »O« kažejo, da je v času usedanja skrilavoapnenih zgornjecampilskih skladov obstajala pravokotno na daljšo os antiklinalne zgradbe močna fleksura. Primerjava debelin in litološke sestave sedimentov na

vzdignjenem in spuščnem krilu fleksure kaže na premik okoli 40 m v navpični smeri. Z gotovostjo lahko trdimo, da so bile tedaj starejše kamenine že prelomljene, medtem ko so se fleksivno deformirali le sedimenti, ki so nastajali istočasno s premikanjem ob prelomu »O«. Verjetno so vladale podobne razmere tudi ob drugih prelomih v smeri sever—jug, vendar te domneve ne moremo preveriti, ker ob njih zgornjeskitske kamenine niso ohranjene.

Spodnji anizični horizonti so razviti monotonno dolomitno (I. Mlakar, 1959, 1969; F. Čadež, 1972) skoraj v vseh delih idrijskega območja, kar kaže, da je bil takrat sedimentacijski prostor še enoten. Le na upognjenih delih ob prelomih smeri sever—jug in vzdolž rastočih struktur smeri zahod—vzhod so se sprožali plazovi. Pri tem nastala intraformacijska breča se prstasto zajeda v dolomit. V Ljubevču je razen prvih 10 do 20 m ves aniz razvit kot breča z vmesnimi lateralnimi prehodi v sivi dolomit. Breča doseže debelino 150 m (F. Čadež, 1972, priloga 2). Anizično območje Ljubevča je ležalo v triadni dobi na tektonsko nemirnem južnem robu severnega sedimentacijskega bazena. Severni prag je bil južno od tod tedaj že nekoliko dvignjen nad severno sedimentacijsko območje in nad tektonski jarek, tako da že lahko govorimo o živahni aktivnosti ob prelomih smeri zahod-vzhod. Domnevamo, da je približno sočasno nastajal tudi mnogo manjši južni prag.

V zgornjem anizu se je morje na območju severnega praga močno poplitvilo. Sedimentirale so se različne plitvododne usedline kot modrikasti, sivi, beli, rožnati in rdeči apnenec z ostanki dazikladacej, iglokožcev, ostrakodov in školjčnih lupin.

Nekateri deli so pogledali konec aniza nad morsko gladino. Kako obsežen je bil ta prvi otočni sistem, ni mogoče ugotoviti. Zanesljivo pa lahko trdimo, da so bili tedaj na kopnem manjši deli severnega praga. V plitvih zalivih so se začeli usedati sivi peščeni in apneni različki s plavajočimi prodniki ter končno breča, peščenjak in konglomerat. Apneni klasti in prodniki so izvirali iz neposredne podlage. Podobne sedimentacijske razmere so vladale tedaj tudi ob prelomih v idrijskem tektonskem jarku.

Zaradi nadaljnje rasti prelomljene antiklinalne strukture je verjetno nastala že konec aniza ali v fassanski dobi večja kopnina (sl. 1 na tabli 3). Severno sedimentacijsko območje je bilo tedaj le krajši čas in ne posebno visoko dvignjeno nad erozijsko bazo. Vse kaže, da so bile tu odstranjene le najvišje anizične plasti, čeprav je diskordanca na celem severnem sedimentacijskem območju morfološko zelo izrazita. Severni in srednji del severnega sedimentacijskega bazena sta kmalu zaostala. Relativno pogreznjeni prostor so preplavile brakične vode in nastalo je plitvo močvirje. V močnem redukcijskem okolju so se začeli usedati prvi langobardski sedimenti, oziroma spodnje plasti skonca, bogate z rastlinskimi ostanki. Vmesni nizki kopni hrbti iz dolomita so delili počasi pogrezajoče se močvirje v več ločenih zalivov. Prav v morfologiji terena vidimo vzroke za lečasto izklinjanje langobardskih bazalnih tvorb v severnem sedimentacijskem bazenu. Z dvignjenega dela, ki obsega danes Tičnico in pripada najbolj južnemu delu severnega sedimentacijskega območja, so začele vode odnašati apnenoklastične zgornjeanizične plasti. Pisan material je zapolnjeval srednji del severnega sedimentacijskega bazena. Nad plastmi skonca se je tako usedal spodnji pisani konglomerat z značilnimi prodniki zgornjeanizičnih kame-

nin (sl. 2 na tabli 3). Njegova razprostranjenost že kaže na nastopajočo transgresijo, ki pa je bila v tem času še sorazmerno počasna.

Idrijski tektonski jarek, južni prag in južno sedimentacijsko območje so bili v času usedanja obeh najnižjih langobardskih horizontov v severnem sedimentacijskem bazenu še v območju erozije.

Zaradi vztrajnega ugrezanja ob nastajajoči transgresiji sta bila postopno preplavljena tudi bloka Tičnice v južnem delu severnega sedimentacijskega bazena, vendar sta ohranila skoraj horizontalno lego. Tako je nastal strukturno zanimiv stik langobardskih konglomeratov s permskimi in spodnjeskitskimi kameninami severnega bloka Tičnice, ki ga bomo obravnavali pozneje. V tej razvojni fazi je bil ves severni prag še vedno v območju denudacije. Erozija je odstranila že vse mezozojske kamenine in načela zgornjepermske karbonatne kamenine, grōdenski peščenjak ter ponekod tudi permokarbonski skrilavec, meljevec in peščenjak. Prodniki teh kamenin so zatrpavali severno sedimentacijsko območje. Najprej so nastale plasti dolomitnega konglomerata iz prodnikov anizičnega dolomita z redkimi kosi zgornjeskitskih kamenin, nato pa spodnji deli zgornjega pisanega konglomerata s prodniki spodnjetriadnih sedimentov ter še redkimi paleozojskimi odlomki. Imbrikacije nam potrjujejo pravilnost vzporejanja erozije na severnem pragu s sedimentacijo v severnem sedimentacijskem bazenu.

Južno od severnega praga se je na območju tektonskega jarka najbolj pogrezala tektonska enota Karoli. Blok anizičnega dolomita se je ugrezal med prelomoma Urbanovec-Zovčan in Karoli ter se premaknil nasproti severnemu pragu vsaj za 750 m. Sočasno a nekoliko počasneje, se je ugrezal blok skitskih kamenin tektonske enote Čemernik. Na tektonski enoti Zorc so bile razgaljene različne zgornjeskitske kamenine, na posameznih manjših ugreznjenih blokih pa tudi anizični dolomit.

Obdobje splošnega dviganja terena, ki ga je spremljalo nagibanje posameznih blokov in denudacija kamenin vse do permokarbonskih sedimentov na severnem pragu, imenujemo prvo fazo razvoja idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (J. Čar, 1975).

Sledilo je obdobje močnejše tektonske aktivnosti, v katerem je nastal najnižji nivo singenetske rude. Povečana vulkanska dejavnost je dala material za različne priroklastične sedimente in izlive felzitporfirjev, porfirjev, porfiritov, kremenovega keratofirja in diabazov (M. Drovenik, J. Čar in D. Strmole, 1975). Anizični dolomit tektonske enote Karoli in zgornjepaleozojski skrilavec južnega obrobja severnega praga je preplavilo morje. Na sorazmerno ozkem prostoru med kopnim severnega praga in nizko ležečim obrobjem tektonske enote Zorc so se začele v zamočvirjenih plitvinah in bolj ali manj zaprtih lagunah, poraslih z močvirskim rastlinjem, usedati kaolinitne usedline, ki predstavljajo prvi langobardski sediment na območju idrijskega rudišča (sl. 3 na tabli 3). Površinska voda je v nastalo močvirje prinašala različen razkrajajoči se piroklastični material, kremenico in glinico, iz česar so nastali geli. Iz teh sta kristalizirala pšenasti kaolinit in kremen ali pa je nastajal pelitski kaolinit. Zaradi premikov v bazenu so bile kaolinitne usedline ponekod dezintegrirane in transportirane na krajši razdalji, tako da so na nekaterih mestih nastali sedimenti s psefitsko in psamitsko strukturo. V njih niso redki močno kaolinizirani

glinenci in delci magmatskih kamenin. Tesno genetsko zvezo med kaolinitnimi usedlinami in piroklasti nam potrjujejo tudi ohranjeni tufski horizonti znotraj kaolinitnih plasti (M. Drovenik, J. Čar in D. Strmole, 1975).

Kmalu zatem so začele nastajati v plitvem lagunskem delu idrijskega tektonskega jarka leče sivga, ponekod poroznega dolomita, dolomita z ekstraklasti in celo dolomitnega konglomerata z dolomitno kaolinitnim vezivom. Na južnem delu severnega praga in na tektonski enoti Zorc, ki ju je šele zajela počasna transgresija, predstavljajo omenjene dolomitno klastične usedline bazalno tvorbo. Na številnih mestih so se kaolinitne usedline sedimentirale istočasno z dolomitom ter se z njim prepletajo. Sestava meljevca in peščenega meljevca iz zgornjih nivojev kaolinitnih usedlin kaže, da so prinašale vode material predvsem s severnega dela severnega praga, kjer so bile razgaljene permokarbonske in permske kamenine.

Nastajanje prvih langobardskih kamenin južno od kopnine severnega praga prištevamo k drugi razvojni fazi idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (J. Čar, 1975).

Z bazalnim langobardskim horizontom v tektonskem jarku vzporejamo spodnje nivoje zgornjega pisanega konglomerata v severnem sedimentacijskem območju. V teh, nekoliko bolj peščenih plasteh, se pojavljajo velike leče tufa, ki so prav tako kot kaolinitne usedline južno od srednjega dela severnega praga, nastale zaradi močnejše vulkanske dejavnosti. Približno sočasno so v langobardskih sedimentih severnega sedimentacijskega območja in v vzhodnem delu tektonskega jarka nastajale na erodiranem anizičnem dolomitu leče boksita slabša kvalitete (sl. 3 na tabli 3).

Po drugi fazi, za katero je v začetku značilna močna vulkanska dejavnost, nato pa kratkotrajna umirjena sedimentacija dolomita in kaolinitnih usedlin, so sledili v tretji fazi razvoja jarka večji premiki ob vzdolžnih in prečnih prelomih. S to fazo povezujemo nagibanje nekaterih dvignjenih blokov.

V severnem sedimentacijskem območju se je sedimentacija groboklastičnih usedlin nadaljevala. Vložki rdečega peščenjaka so postajali redkejši. Transgresija je zajemala vedno večje območje. Debelina konglomerata na Tičnici in starost prodnikov v njem zgovorno kažeta na to, da tvori ta kamenina najvišji del pisanega konglomerata. Prodneke spodnjeskitskih in zgornjepermskih kamenin so nanašale vode s kopnine severnega praga in terena vzhodno od tod. Sklepamo tudi na transport materiala z južnega praga in južnega sedimentacijskega bazena.

Živahna tektonska dejavnost je povzročila pomembne spremembe v južnem delu severnega praga in v celem idrijskem tektonskem jarku. Blok permokarbonskih kamenin južno od preloma Auersperg, ki se je nahajal kakih 260 m severno od preloma Urbanovec-Zovčan, se je nagnil proti jugu in že odložene langobardske bazalne usedline, ki so bile v zgornjih nivojih le delno konsolidirane, so zdrsele proti najglobljim delom tektonske enote Karoli (J. Čar, 1975). Pri tem so nastali na severnem pragu zanimivi sedimenti z drsnimi teksturami, v tektonski enoti Karoli pa intraformacijske olistostrome (tabla 2).

Območje severnega praga severno od preloma Auersperg je bilo ponovno za nekaj časa dvignjeno nad erozijsko bazo. Začela se je najprej počasna, nato pa hitra denudacija langobardskih kaolinitnih in dolomitnih usedlin. Te kamenine

opazujemo v obliki prodnikov in klastov v pravih olistostromah, ki zapolnjujejo okoli 500 m dolgo in 50 do 80 m široko kotanjo tektonske enote Karoli v srednji coni rudišča. Olistoliti iz anizičnega dolomita, oolitnega apnenca in gródenskega peščenjaka so se valili s severnega praga in tektonske enote Čemernik.

Olistostrome prehajajo proti prelomu Auersperg v značilne konglomeratno dolomitne plasti. Ta tip sedimentov se je usedal tudi v nekaterih manjših kotanjah severno od preloma Auersperg, ki jih je že zajela počasna transgresija. Srednji del severnega praga pa je bil še vedno nad vodno gladino.

Na območju »Talnine« v tektonski enoti Zorc so se sprožali v kotanje razgibanega podvodnega reliefa intraformacijski plazovi. Iz delno konsolidiranega dolomita je nastajal dolomit z drsnimi teksturami, v končni fazi premikanja pa intraformacijska olistostroma (J. Čar, 1975).

Transgresija je načela tudi kopnino južnega praga in južnega sedimentacijskega bazena.

V že močno plitvem severnem sedimentacijskem območju se je sedimentacija nekoliko umirila in nastajal je najprej pisani peščenjak z rastlinskimi ostanki, nato pa skrilavec zgornjega horizonta skonca. Podoben razvoj opazujemo v tektonski enoti Karoli. Nad sedimenti s kaotično teksturo najdemo najprej temno rjavi kremenasti peščenjak, ki prehaja navzgor v značilne plitvodne plasti skonca. Pod vodno gladino je prišel tudi večji del tektonske enote Zorc. Prav tako je transgresija zajela obširno območje severno od preloma Auersperg. Na obeh mestih opazujemo diskordantno lego plasti skonca na erodirani podlagi.

Konec langobarda je preplavljalo idrijsko območje z rastlinjem poraščeno močvirje, iz katerega so gledali manjši kopni pasovi južnega praga in južnega sedimentacijskega bazena, območje »Talnine« in srednji del severnega praga. Usedanje v močno redukcijskem, reliefno razgibanem močvirskem okolju še vedno ni potekalo povsem mirno. V severnem sedimentacijskem območju so nastajali v lokalnih globelih črni bituminozni apnenec, monomiktni apneni konglomerat, intraformacijska breča in svetlo sivi apnenec z roženci. V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku so se odlagale zgornje plasti skonca, kot npr. bituminozni peščenjak, skrilavec in meljevec z rastlinskimi ostanki. Centralni del tektonske enote Karoli se je še vedno ugrezal nekoliko hitreje, tako da se je tu sedimentiralo več kot 50 m kremenovega peščenjaka, skrilavca in meljevca. Istočasno so pritekale v močvirje hidrotermalne raztopine, iz katerih se je usedala bogata singenetska cinabaritna ruda.

Nastopila je četrta faza razvoja idrijskega tektonskega jarka. Močvirsko sedimentacijo so ostro prekinili močni vulkanski izbruhi s podvodnimi izlivi keratofirja in diabaza ter dali material za sedimentacijo 50 do 80 m tufita, tufa in radiolarita z roženci. Pod vodno gladino so končno prišli še preostali deli južnega sedimentacijskega območja in južnega praga, tektonske enote Zorc ter severnega praga. Piroklastične usedline so prekrile celotno idrijsko ozemlje (sl. 4 na tabli 3). Skupaj z najnižjim nivojem piroklastitov se je v tektonskem jarku usedala tudi stratigrafsko najvišje ležeča singenetska cinabaritna ruda.

Sledila je sedimentacija cordevolskega apnenca in dolomita, ki še kaže na diferenciran podmorski relief.

Nastanek živosrebrove rude

Ladislav Placer

Idrijski srednjetriadni tektonski jarek je v sredozemski živosrebrni metalogeni provinci predstavljal v srednji triadi strukturo, ki je bila ugodna za prodiranje bogatih živosrebrnih hidrotermalnih raztopin.

Med Vojskarsko planoto in Rovtami se pojavlja živo srebro na štirih mestih (tabla 1): pri Kočevšah na Vojskarski planoti v obliki geokemičnih anomalij, v idrijskem rudišču z ekonomskimi koncentracijami živega srebra, na območju Zovčena zahodno od Veharš v obliki visokih geokemičnih anomalij in v okolici Kurje vasi kot višedodotna ruda majhnih zalog. Naštete orudene cone niso brez reda raztresene v prostoru, temveč so vezane na dva bistvena strukturna elementa v tektonskem jarku:

1. na prečne prelome,

2. na krajše vzdolžne prelome, ki spremljajo prelom Urbanovec-Zovčan. Na Kočevšah, pri Zovčenu in v Kurji vasi je zastopana le po ena od obeh struktur, medtem ko sta na območju idrijskega rudišča združeni obe. Dva močna prečna preloma Filipič in »O« prečkata tu normalne prelome Karoli, Grübler, Auersperg in druge, ki spremljajo prelom Urbanovec-Zovčan. Poleg tega leži idrijsko rudišče na prostoru, kjer se je klin tektonskega jarka najgloblje pogreznil. S to značilnostjo razlagamo tudi rudo ob prelomu Veharše.

Razen v idrijskem rudišču gre povečini za anomalne koncentracije Hg v langobardskih kameninah nad srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco. Pokazale so jih kemične analize jeder vrtin in površinskih vzorcev. O jasno ločeni epigenetski in singenetski cinabaritni rudi je zbranih največ podatkov v idrijskem rudišču. V idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku je ruda vezana na tektostrukturne elemente. Pri tem je njen epigenetski del odvisen še od litologije kamenin, singenetski del pa tudi od sedimentološko paleogeografskega okolja med usedanjem sinhronih usedlin.

Detajlno razvrstitev epigenetskih in singenetskih rudnih teles v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku vidimo na tabli 2, ki ponazarja razmere v srednji coni idrijskega rudišča. Rudna telesa, ki imajo sorodno lego v zahodni in vzhodni coni rudišča, pa so našteta vzporedno.

Razporeditev rude v južnem delu tektonskega jarka, ki je zaostal med narivanjem, ni znana, lahko pa z gotovostjo trdimo, da je podvržena enakim zakonitostim kot v znanem delu jarka.

Ruda v tektonskem jarku je vezana na normalne prelome kot glavne dovodne poti hidrotermalnih raztopin. Tako se vsa epigenetska rudna telesa nahajajo ob normalnih prelomih Auersperg, Urbanovec-Zovčan, Karoli, Čemernik, Grübler, Močnik in Veharše ter ob manjših, kot so npr. Pivk, Jožko, Bačnar, Logar, Avgust in drugi. Po dosedanjih ugotovitvah so hidroterme pritekale iz globin le ob prelomih Veharše, Grübler, Urbanovec-Zovčan in Auersperg, medtem ko so drugi prelomi tvorili le razvejan sistem pretočnic znotraj tektonskega jarka in severnega praga.

Rudne raztopine so prihajale iz globin tudi po prečnih prelomih Filipič in »O«. Rudne strukture ob njih so enake kot ob vzdolžnih.

Lega epigenetskih rudnih teles

Jože Čar in Ladislav Placer

Rudne nivoje v stratigrafski lestvici idrijskega rudišča sta obdelala I. Mlakar in M. Drovenik (1971, tabla 2). V profilu na tabli 2 podajamo sedaj njihovo srednjetriadno lego v prostoru in z genetskega vidika razlagamo že objavljeno vertikalno razporeditev. Številke v krogcih na profilu pomenijo lego enega ali več rudnih teles, v tekstu pa so številke navedene v oklepajih.

Z genetske in strukturne plati je zelo zanimiva ruda v permokarbonskem skrilavcu, meljevcu in peščenjaku. Permokarbonski skladi vsebujejo približno 50 % živega srebra v cinabaritu in 50 % samorodnega Hg; pogosto je odstotek samorodnega živega srebra še bistveno večji od odstotka Hg v cinabaritu. V drugih litostratografskih členih idrijskega rudišča pa je samorodno živo srebro v epigenetskih rudnih telesih bolj redko.

O genezi samorodnega živega srebra in značilnostih rude v permokarbonskih klastitih sta pisala I. Mlakar in M. Drovenik (1971). Na strani 104 sta poudarila, da je samorodno srebro ponekod primarnega, drugod pa sekundarnega izvora. Tej ugotovitvi tudi danes še ne moremo dodati ničesar novega.

Nekateri avtorji (F. Kossmat, 1899, 1911; D. Colbertaldo in S. Slavik, 1961) so razlagali, da leži samorodno Hg v krovni bogatih rudnih teles kot so Logar (37), Auersperg (38), Kropáč-Ziljska (47), Pront (48). Po njihovem mnenju so predstavljale paleozojske plasti v krovni lovilno strukturo; genezo idrijskega rudišča so podrejali temu fenomenu. Rekonstrukcija triadne lege rudišča pa je pokazala, da se orudene permokarbonske kamenine v resnici nahajajo v talnini orudenih triadnih in zgornjepermških kamenin.

Ruda v permokarbonskih sedimentih je po podatkih strukturnega vrtanja v grobem vezana na močne dovodnice, ki so napajale celotno območje rudišča. Najgloblje se ruda nahaja v tektonski enoti Uršič ob normalnem prelomu Grüber, kjer so bile z vrtino Lj-12/63 najdene kapljice samorodnega živega srebra, kemična analiza pa je pokazala maksimalno koncentracijo 500 ppm. Prisotnost Hg je bila dokazana tudi z vrtino Lj-15/63 med prelomoma Bačnar in Urbanovec-Zovčan in z vrtino Lj-11/62, kjer so bili navrtani piritni gomolji s sledovi cinabarita. Ta ruda je nastala v globini 600 m pod srednjetriadnim površjem.

Dobro raziskana ruda v severnem pragu je nastala mnogo bliže površja. Rudna telesa nastopajo ob normalnem prelomu Auersperg, južno od njega pa so pod erozijsko-tektonsko diskordanco razporejene orudene cone, debele do 35 m.

Enako lego imajo orudeni skrilavec, meljevec in peščenjak severno od preloma Auersperg pod zelo bogatimi singenetskimi rudnimi telesi Kropáč-Ziljska (47), Pront (48) in Turniš (46). Tu je rudna cona bistveno ožja; široka je le nekaj centimetrov do 8 m. Nastala je v globini nekaj metrov. Podobna orudena cona se nahaja znotraj permokarbonskih kamenin in jo od rude pod erozijsko-tektonsko diskordanco loči jalov pas. Zasledujemo jo lahko južno in severno od preloma Auersperg, vendar je tu kvaliteta rude precej slabša. Zdi se, da je ruda vezana na razpoke v kamenini.

Ruda v permokarbonskih kameninah južnega praga na območju »Talnine« nastopa ob srednjetriadnem prelomu Veharše.

Grödenski peščenjak in skrilavec sta v idrijskem delu rudišča sorazmerno redka, saj nastopata v plasti debeli okoli 20 do 25 m. Nekoliko debelejši so grödenski skladi v ljubevškem delu rudišča v tektonski enoti Zorc. Kremenov peščenjak in skrilavec nista ugodna za nastanek cinabaritnih impregnacij in sta v manjšem obsegu orudena le ob prelomih. Rudo v grödenskih kameninah smo doslej našli v tektonski enoti Zorc z vrtino Lj-16/63, v rudnem telesu Vončina (25) nad 6. obzorjem ob triadnem prelomu Veharše, v okviru rudnega telesa št. 7 (31) ob prelomu Urbanovec-Zovčan, na deveti in deseti etaži rudnega telesa Logar (37) pod erozijsko-tektonsko diskordanco, v rudnem telesu Grübler v zahodni coni in v rudnem telesu Brus v vzhodni coni rudišča.

Po razporeditvi rude v grödenskih plasteh vidimo, da je nastala v neposredni bližini močnih hidrotermalnih dovodnic v različnih globinah, torej le tam, kjer je bilo nadomeščenje izjemno intenzivno. Kvaliteta impregnacij z oddaljevanjem od preloma hitro pada od skoraj popolnoma nadomeščene kame-nine do sledov cinabarita.

Cinabarit najdemo v zgornjepermskem dolomitu najgloblje v tektonski enoti Zorc (1). Po dosedanjih podatkih je nastala ob normalnem prelomu Grübler in pod glinastimi vložki v plastovitem dolomitu, ki je v srednjetriadni dobi tvoril lovilne strukture. Ruda v zgornjepermskem dolomitu tektonske enote Uršič je od rude v tektonski enoti Zorc ločena z normalnim prelomom Grübler in premaknjena navzgor. Tu nastopajo rudna telesa v treh nivojih (I. Mlakar in M. Drogenik, 1971), ob kontaktu z grödenskimi skladi, sredi dolomitne skladovnice in na kontaktu s spodnjeskitskim dolomitom. Poleg tega je ruda vezana tudi na normalna preloma Grübler in Bačnar ter na nekaj vzporednih manjših prelomov. V najnižjem nivoju (3) nastopajo rudna telesa Martin, Bruno in Khisel na 10. obzorju, sledijo jim v srednjem nivoju (5) Urban in Neiszl na 9. obzorju. Najvišjemu nivoju pripadajo rudna telesa Portorož na 12. obzorju (6) ter Erjavček, Neiszl, Plaminek in Lipold nad 12. obzorjem. Ta spadajo v skupino rudnih teles pod številko (7). Ob normalnem prelomu Bačnar nastopajo rudna telesa Bačnar, Bric in Miklavčič (2), ob prelomu Grübler pa Billek, Portorož in Lipold na 13. obzorju (4).

V vzhodni coni ne poznamo rudnih teles v zgornjepermskem dolomitu, ki bi bila odprta z rudarskimi deli. Nastopajo pa v zahodni coni, in sicer rudno telo Grübler na 12. obzorju v najnižjem delu zgornjepermskega dolomita in še malo više proti kontaktu s spodnjeskitskim dolomitom.

Debelina zgornjepermskega dolomita v tektonski enoti Uršič znaša največ 60 m. V času orudenja se je nahajal v globini približno 400 m pod srednjetriadnim površjem.

Najnižji orudeni spodnjeskitski dolomit srednje cone tektonske enote Zorc leži vzporedno z zgornjepermskim dolomitom tektonske enote Uršič. Ruda v tem nivoju — (8) in (9) — je nastala zaradi ugodne tektonske in litološke predispozicije. Tu se seka več normalnih prelomov, kar je v času dotekanja hidrotermalnih raztopin imelo izjemno pomembno vlogo. Enako važna je litološka sestava tega območja, kjer se spodnjeskitski zrnati in peščeni dolomit menjava s številnimi peščenosljudnatimi neprepustnimi vložki, ki so v času mineralizacije tvorili lokalne ekrane. Debelina prepustnega dolomita med neprepustnimi vložki se spreminja od nekaj decimetrov do nekaj metrov in zavzema površino nekaj deset do 3000 m². Kartiranje tega območja je pokazalo, da sama tekton-

ska predispozicija ni zadostovala za nastanek velikih cinabaritnih rudnih teles; potrebna je bila istočasno ustrezna litološka sestava.

S številko (8) je označeno eno največjih rudnih teles v idrijskem rudišču Rop na obzorjih 11 do 14. Številka (9) označuje lego rudnih teles Dolomitne plošče, Troha in Glančnik na 10. obzorju. Ruda v tem nivoju je nastala v globini 450 m.

V tektonski enoti Uršič nastopajo rudna telesa v spodnjeskitskem dolomitu takoj nad kontaktom z zgornjepermskim dolomitom. Ruda je vezana na normalni prelom Bačnar; ob njem leži veliko rudno telo Neiszl na 9. obzorju, ki vključuje tudi zgornjepermski dolomit (7). Ekvivalentne rude v zahodni coni rudišča ne poznamo, vzhodna cona pa še ni dovolj raziskana, da bi mogli območji med seboj primerjati.

Posebno mesto v zgradbi spodnjega dela tektonske enote Zorc zavzema rudno telo Grübler na 13. in 14. obzorju (L. Placer, 1974—75) v spodnjeskitskem dolomitu v zahodni coni idrijskega rudišča. Nastopa ob istoimenskem normalnem prelomu, ob katerem se spodnjeskitski dolomit stika z zgornjepaleozojskim glinastim skrilavcem. Vertikalni premik ob tem prelomu je tu največji in znaša 150 m, nakar se proti vzhodu manjša, tako da nastopa ustrezna ruda v srednji coni ob kontaktu spodnjeskitskega dolomita z zgornjepermskim. V spodnjeskitskem dolomitu srednje cone imata tako lego rudni telesi Billek in Bačnar pod 12. obzorjem.

Ruda v srednjem nivoju spodnjeskitskega dolomita je zaradi njegove sorazmerno homogene sestave vezana večidel na redke normalne prelome kot sta Pivk in Jožko ter na prečni prelom »O«, medtem ko ima prelom Filipič manjšo vlogo. Rudno telo Menard (11) je reducirano na ožjo prelomno cono preloma Jožko in na redke spremljajoče odprte razpoke. Podobno leži tudi rudno telo Jožko na 9. obzorju, vendar je od preloma Jožko odmaknjeno za nekaj deset metrov proti severu in vezano na manjši vzporedni prelom. Številka (10) označuje rudni telesi Barbara na 7. obzorju in Glančnik na 9. obzorju, od katerih leži prvo ob normalnem prelomu Pivk, drugo pa ob prečnem prelomu »O«.

Pomembno vlogo v spodnji zgradbi idrijskega rudišča ima kontakt med spodnjeskitskim dolomitom in spodnjeskitskim apnenosljudnatim skrilavcem, ki so ga stari rudarji imenovali »južni kontakt«. Ruda na tem nivoju je genetsko vezana na normalne in prečne prelome ter na neprepustni apnenosljudnati skrilavec v krovnini, ki je imel v srednji triadi vlogo lovilne strukture. Najpomembnejša rudna telesa tega območja ležijo ob normalnih prelomih Močnik, Pivk in Grübler ter ob prečnih prelomih »O«, Filipič in Jereb. V strukturnem pogledu sta najbolj značilni rudni telesi Močnik (12) in Khiszel (17) ob normalnih prelomih Močnik in Grübler. Ob prelomu Pivk leži rudno telo Jožko (15) pod 11. obzorjem, medtem ko je koncentracija cinabarita ob prelomu Jožko v tem nivoju neznatna.

Prostor med normalnima prelomoma Grübler in Jožko izpolnjuje obsežno, vendar ozko ekransko orudeno območje (16), imenovano Kunc in Šolsko. Podobna struktura med prelomoma Močnik in Pivk, označena s številko (14), je orudena predvsem ob prečnem prelomu Jereb, kjer nastopa enako imenovano rudno telo, in ob prečnem prelomu »O« z obsežnima rudnima telesoma Göbl ter Mayer pod 9. obzorjem.

Rudna telesa ob »južnem kontaktu« v srednji coni idrijskega rudišča so nastala v globini 200 do 250 m pod srednjetriadnim površjem.

V zahodni coni ni ohranjen kontakt med spodnjeskitskim dolomitom in apnenosljudnatim skrilavcem, zato pa imamo v vzhodni coni celo vrsto rudnih teles. To so Pekel, Zlom, Vpadnik, Pravica, Pellis in Jure, ki so vezana na prelom »O« in na manjše normalne prelome smeri zahod-vzhod. Prvotna globina, v kateri so nastala ta rudna telesa, je bila večja kot v srednji coni rudišča za velikost vertikalnega premika ob prelomu »O« in je znašala okoli 400 m.

Naslednji orudeni horizonti nastopajo v lečah oolitnega apnenca v spodnjeskitskem apnenosljudnatem skrilavcu, ki se pojavljajo v več nivojih, vendar imajo ekonomski pomen le trije. Najnižji leži 20 m nad kontaktom s spodnjeskitskim dolomitom, kjer nastopa leča Ruda (18) z istoimenskim rudnim telesom. Približno 40 m nad kontaktom je skupina bogato orudenih leč Metacinabarit (19), Zorc (20) in Lapajne (21), nakar najdemo tretji orudeni nivo šele 10 m pod kontaktom z zgornjeskitskim dolomitom v leči Lamberg (22). Koncentracija rude v oolitnih lečah v spodnjem delu apnenosljudnate skladovnice je v zvezi z normalnimi prelomi kot sta Pivk in Jožko, ki so segali v skrilavec le do omenjene dolžine in potem zamrli v relativno deformabilni kamenini. Po podatkih kartiranja z rudnega telesa Zorc na deseti etaži nad 11. obzorjem so ti prelomi segali še najmanj 40 m v spodnjeskitski skrilavec in dovajali rudne raztopine v leče oolitnega apnenca prvega in drugega nivoja. Oolitna leča Lamberg je bila orudena verjetno iz smeri normalnega preloma Grüber. Nekaj oolitnih leč, zlasti Metacinabarit in Zorc, je bilo orudenih tudi ob prečnih prelomih, pri čemer je imel pomembno vlogo prelom »O«.

V oolitnih lečah srednje cone srednjega dela tektonske enote Zorc ni pomembnih rudnih koncentracij, kar je glede na oddaljenost od dovodnih poti razumljivo. Ekonomsko pomembna ruda se ponovno pojavi v oolitnih lečah ob prelomu Veharše v rudnih telesih Talnina na 7. obzorju in Bizjak ter Maver (23) v bližini prelomov Veharše in Filipič.

V zahodni coni idrijskega rudišča spodnjeskitski apnenosljudnati skrilavec verjetno ni ohranjen. Najdemo ga v vzhodni coni. V njem nastopajo orudene leče oolitnega apnenca 40 m nad kontaktom z dolomitom. Ta rudna telesa obravnavamo pod imenom Ooliti Pravica.

Ruda v zgornjeskitskem dolomitu je strukturno vezana na normalne prelome Veharše, Čemernik in Karoli ter na prečna preloma »O« in Filipič. Prelom Močnik ima le manjšo vlogo. Zaradi bistveno večjih razdalj med dovajalnimi prelomi in znatno redkejši mreži razvejalnih prelomov je ruda koncentrirana le na posamezna, med seboj oddaljena območja.

Ob prelomu Veharše nastopajo rudna telesa Kreda (25), Vončina (24) in Talnina (24). Rudna telesa Filipič, Marijarojstvo in Maver med 7. in 6. obzorjem so nastala v brečastem dolomitu na stiku normalnega preloma Veharše in prečnega preloma Filipič. Dolomit prekrivajo v tem delu rudišča neprepustni langobardski tufit in plasti skonca, ki zapirajo navzgor strukturni žep, v katerem so bili ugodni pogoji za intenzivno hidrotermalno raztapljanje dolomita in nadomeščanje s cinabaritom. Nastala je bogata ruda, ki je za epigenetski tip orudjenja sorazmerno redka. Najbogatejšo rudo najdemo prav pod diskordanco (I. Mlakar in M. Drogenik, 1971). Nad diskordanco je slabše impregniran le konglomerat, ki pa v tem delu jarka ni kontinuirano razvit.

Manjša količina cinabaritne rude slabše kvalitete v zgornjeskitskem dolomitu nastopa ob prelomu Močnik v tektonski enoti Zorc (26) pod diskordanco.

Nad njo pa so odložene intraformacijske olistostrome (J. Čar, 1975), ki so ponekod tudi impregnirane s cinabaritom.

V vzhodni coni idrijskega rudišča nastopa cinabaritna ruda v zgornjeskitskem delomitu ob prelomu »O«. Tu poznamo velika in bogata rudna telesa Barbara, Mayer, Ruda 2, Ruda Velb in št. 11. Prva štiri so se razvila pod diskordantno ležečim tufitom, medtem ko se nahaja rudno telo št. 11 v talnini slabo prepustnega zgornjeskitskega apnenca.

Ugodno lego za nastanek cinabaritnih impregnacij sta imela tudi zgornjeskitski dolomit in zelenkasti peščeni skrilavec tektonske enote Čemernik, kjer je med prelomoma Karoli in Čemernik nastalo prostorsko zapleteno rudno telo Čemernik (28). Orudeni campilski sedimenti nastopajo tu in tam na odkopnih poljih Čemernik in Sebastijan ter na prvih etažah rudnega telesa Vsi Sveti nad 4. obzorjem. Terme so v ozkem in dolgem pasu ponekod prepoile tudi zgornjeskitski dolomit in zgornjeskitski skrilavec južno od preloma Čemernik (27).

Posebno mesto v srednjetriadni zgradbi rudišča ima klin anizičnega dolomita tektonske enote Karoli, ki je močno porušen in prehaja navzdol v tektonsko cono z uvaljanimi bloki (J. Čar, 1975); v rudnih telesih Karoli in Jaklin (29) je močno impregniran s cinabaritom in bituminiziran. V žilah najdemo tudi jeklenko. Bogata ruda v močno zdrobljeni kamenini je nastala zaradi bližine preloma Urbanovec-Zovčan, ki je bil eden najmočnejših dovodnikov hidrotermalnih raztopin v idrijskem tektonskem jarku. Po dosedanjih podatkih je rudno telo Karoli edino v rudišču izključno vezano na gosto mrežo kaotičnih razpok.

Nekoliko više ob prelomu Karoli se nahaja rudno telo Sebastijan (30), ki je podaljšek rudnega telesa Karoli. Podobno lego kot Sebastijan imata ob prelomu Urbanovec-Zovčan rudni telesi št. 7 in Šmid (31) nad 3. obzorjem.

Sorazmerno bogato je oruden anizični dolomit v rudnih telesih Vsi Sveti, Žigon (32), Št. 14 in Brus, ki ležijo tik pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco, nad katero so se odlagale kaolinitne usedline, debele več metrov. Zato je orudena velika površina več sto kvadratnih metrov, medtem ko je debelina neznatna in znaša le nekaj decimetrov do 25 m. Ruda je vezana na manjše triadne prelome in razpoke, ki na gosto sekajo anizični dolomit med prelomoma Urbanovec-Zovčan in Karoli.

V tektonski enoti Čemernik se odkopava ruda v anizičnem dolomitu v rudnih telesih Čemernik (28) in Inzaghi (41).

Epigenetska cinabaritna ruda nastopa v vseh langobardskih litoloških členih. Bogate impregnacije se pojavljajo v olistostromi tektonske enote Karoli. Sedimenti s kaotično teksturo, kjer so ponavadi orudeni vključki in vezivo, nastopajo v okviru rudnih teles Karoli (29), Sebastijan (34) in Trije Kralji (40). Sledijo obsežne orudene cone v langobardskem konglomeratu in dolomitnoklastičnih sedimentih. Najgloblje je nastalo rudno telo Brus (35) in jugozahodni del rudnega telesa Vsi Sveti (33). Na območju severnega praga ob triadnih prelomih Logar in Bajt pa ležijo rudna telesa Logar (37), Bajt in Št. 5 (36). Nekoliko više v konglomeratu se nahaja rudno telo Vidmar.

Poleg rudnega telesa Rop v spodnjeskitskem dolomitu je najboljše rudno telo idrijskega rudišča nastalo južno od preloma Auersperg. Odkopna polja Auersperg, Jožko, Frančišek in Florjan, na katerih so odkopavali rudno telo Auersperg (38), dosežejo skupno površino celo 6000 m². Kvaliteta rude

proti jugu pada skladno z oddaljevanjem od glavne dovodne poti tega območja. Ob prelomu Auersperg nastopa tudi rudno telo Hangend (39), ki se pa nahaja že tik pod plastmi zgornjega horizonta skonca.

Orudeni konglomerat, vezan na prelom Čemernik, najdemo tudi v rudnih telesih Čemernik (28) in Inzaghi (41).

Lega singenetskih rudnih teles

Jože Čar

Po I. Mlakarju in M. Drogeniku (1971) gre v idrijskem rudišču za dve fazi singenetskega orudenja, ki se odražata v treh litostratigrafskih horizontih. Prvi fazi pripada singenetska ruda v kaolinitnih usedlinah. Glavni nosilec cinabarita so zrna plagioklazov, ki so navadno močno kaolinizirana, vendar najdemo tudi zrna z jasnimi dvojčičnimi lamelami. V vezivu je cinabarit zelo redek ali pa ga sploh ni. Orudene plagioklaze ter številne litološke delce tufa in magmatskih kamenin so v bazen prinesle površinske vode. Čas nastanka kaolinitnih usedlin z orudenimi glinenci sovpada s tektonsko zelo aktivnim začetkom druge faze razvoja idrijskega tektonskega jarka. Redka in ne posebno velika orudena območja nepravilnih lečastih oblik smo našli doslej na odkopnih poljih Logar (37) in Brus (35) nad 2. obzorjem. Drugi singenetsko orudeni horizont je nastal na začetku druge faze singenetske mineralizacije. Ta ruda je povsem druge vrste kot v epigenetskih rudnih telesih. Jeklenka, jetrenka, opekovka, koralna ruda in plastovita ruda so stratificirane. Gelasta jeklenka, ki vsebuje do 79 % živega srebra, ima v epigenetskih rudnih telesih obliko žil, medtem ko tvori v plasteh skonca konkordantne pole in leče (I. Mlakar in M. Drogenik, 1971). Večina cinabarita v singenetski rudi se nahaja v lito-idnih zrnih kalcedona in fosilnih ostankih radiolarij, kar poleg sedimentnih tekstur v rudi jasno kaže na njen sedimentni izvor.

Nastanek singenetske rude v plasteh skonca vzporejamo s povečano hidrotermalno dejavnostjo ob koncu tretje faze razvoja idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka, ki že nakazuje bližajočo se vulkansko dejavnost. Tretji horizont singenetske rude je nastal na koncu druge faze singenetske mineralizacije v piroklastičnem materialu. Plastovita ruda tega horizonta pripada začetnemu stadiju četrte razvojne faze tektonskega jarka.

Ob normalnem prelomu Karoli se v najvišjih delih olistostrom z redkimi klasti in v kremenastem peščenjaku skonca nahaja obsežno rudno telo Trije Kralji (40). V njem nam zanimive kombinacije singenetske in epigenetske cinabaritne rude ter posebnih tipov prehodnih sedimentov med olistostromo in plastmi skonca kažejo na zapleteno genezo, ki še ni dovolj raziskana.

Južno od tod leži na tektonski enoti Čemernik rudno telo Inzaghi (41), ki je bogato s kvalitetno jeklenko. Ruda je genetsko verjetno vezana na prelom Karoli. Približno v enaki višini v tektonski enoti Karoli se nahajajo rudna telesa Zergoller, Kapucinar in Gugler (42), ki jim sledita proti severu Skonca-Bajt (44) in Willer (43). Singenetska rudna telesa, ki se držijo preloma Auersperg v srednji coni idrijskega rudišča, so razporejena od zahoda proti vzhodu takole: Najdlje na zahod je pomaknjeno rudno telo Hangend, sledita Kratky in Št. 9 ter končno orudeno območje Florjan (43). Na severni strani preloma

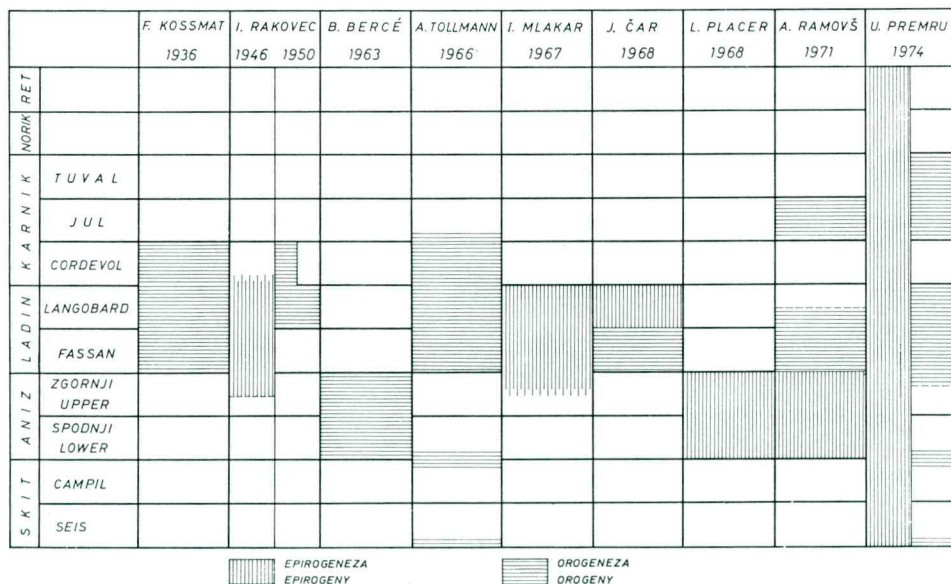
Auersperg so na kontaktu med plastmi skonca in tufitom razvita obsežna in bogata rudna telesa Turniš (46), Kropač-Ziljska (47) in Pront (48). Ta rudna telesa so najbolj znano orudeno območje idrijskega rudišča, kjer s krajšimi prekinitvami odkopavajo rudo že skoraj 500 let.

Problematika

Ladislav Placer

Čeprav so stratigrafske in tektonske razmere v triadni dobi na Idrijskem sorazmerno detajlno preučene, takratne tektonske aktivnosti kljub temu ne moremo deliti na faze ali celo podfaze. V ta namen bi potrebovali primerjalne podatke o širšem slovenskem in južnoalpskem prostoru. Razpredelnica na sliki 2 kaže pregled dosedanjih raziskav triadnih tektonskih dogajanj na Slovenskem. Upoštevani so F. Kossmat, B. Berce, I. Mlakar, J. Čar, L. Placer in delno U. Premru, ki so podali rezultate svojih opazovanj, ter I. Rakovec, A. Tollmann in A. Ramovš s sintezami objavljenih del. Raznolikost podatkov kaže na to, da še ni enotnih odgovorov na vprašanja, kdaj natančno so premiki živeli, kakšna je bila prostorska in časovna zveza med njimi, kakšen je bil geotektonski izvor deformacij, in kaj naj pripišemo regionalnim, kaj pa lokalnim tektogenim procesom.

Za razumevanje triadnih tektonskih dogajanj na Idrijskem so bistveni naslednji problemi.



Sl. 2. Dosedanje interpretacije triadne tektonike na Slovenskem
Fig. 2. Previous interpretations of the Triassic structural conditions in Slovenia

1. Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja je lahko nastala zaradi splošnega raztezanja zemeljske skorje, ali pa zaradi lokalnega dviganja pri suborogenskih procesih v obdobju splošnega raztezanja. Odgovor pričakujemo od nadrobne študija geneze tektonskih deformacij na Idrijskem v srednji triadi; pri tem bo potrebna ustrezna primerjava z drugimi območji.

2. Drugi problem predstavlja vprašanje časa srednjetriadnih prelomov. V članku navajamo, da je premik ob prelomu »O« v mlajšem campilu znašal že približno 40 m, medtem ko so prelomi smeri E—W obstajali gotovo v srednjem anizu. Ta ugotovitev temelji na današnjem poznavanju idrijske geološke zgradbe. Niso pa upoštevane detaljne sedimentološke raziskave kamenin pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco. Vse kaže, da so tudi vzdolžni prelomi starejši; oba prelomna sistema sta nastala verjetno v relativno kratkem časovnem razdobju.

3. Vzporedno z drugim problemom se vsiljuje vprašanje, kaj naj imamo za začetek in kaj za konec srednjetriadne tektonske faze. V našem primeru predstavljajo njen začetek ali prvi znaki antiklinalnega dviganja ali pa čas nastanka prelomov. Na Idrijskem razumemo pod pojmom srednjetriadne tektonike kontinuiran proces deformiranja zemeljske skorje od vključno konca spodnje-skitske dobe do vključno karnijske stopnje. Pri tem tvori langobardska erozijsko-tektonska diskordanca le na videz njen najbolj izražen element; povsem enaka premikanja so se lahko dogajala pod morsko gladino, kjer posamezni bloki niso bili podvrženi eroziji.

Če bi lahko v tej fazi raziskav dali srednjetriadno tektonsko fazo na območju idrijskega rudišča v interval med vključno zgornji del spodnjega skita in vključno karnijsko stopnjo, tega ne bi mogli storiti za Cerkljansko, kjer se aktivnost srednjetriadne tektonike kaže še v razvoju drugih zgornjetriadnih in mlajših plasti. Po vsem tem izraz srednjetriadna tektonska faza ni primeren, ker označuje le maksimum triadnih premikov, ne pa obdobja, v katerem so živeli. Premikanje tudi ni bilo vseskozi enako intenzivno; menjavala so se obdobja bolj in manj intenzivnih gibanj. Toda faze večje aktivnosti na Idrijskem se ne ujemajo povsem z ugotovitvami raziskovalcev na drugih območjih. Zato bo treba za vsako detaljno raziskano območje izdelati diagrame tektonske aktivnosti, ki bodo izražali intenzivnost in vrsto teh deformacij v tektonskem zaporedju, in jih nato primerjati med seboj. Šele na ta način bi dobili bolj jasen pregled nad triadnimi tektonskimi dogajanja, saj se ista tektonska faza ali podfaza kaže v ustreznem maksimumu krivulje aktivnosti, ne pa v nastopanju v določenem stratigrafskem nivoju.

4. Opozoriti moramo na splošen problem označevanja triadne tektonike kot prvega znaka alpskega gorotvornega ciklusa. Po razmerah na Idrijskem menimo, da je medsebojna zveza premikov v permu in triadi še premalo raziskana. V naslednjih letih bomo morali posvetiti temu vprašanju več pozornosti. Na sorodnost triadnih in permskih premikov je opozoril že I. R a k o v e c (1951), ko je posredoval F. K a h l e r j e v o mišljenje, da je tektonika anizične dobe v vzhodnih Karnijskih Alpah le oživiljeno premikanje grud iz spodnjega perma.

5. Paleotektonska in paleogeografska rekonstrukcija je v tem članku zajela le majhen del zahodne Slovenije, vendar je pokazala na problem regionalne rekonstrukcije, ki je eden izmed ciljev tektonskih interpretacij. Vsi dosedanja poizkusi rekonstrukcije paleogeografskega razvoja Slovenije (I. R a k o v e c,

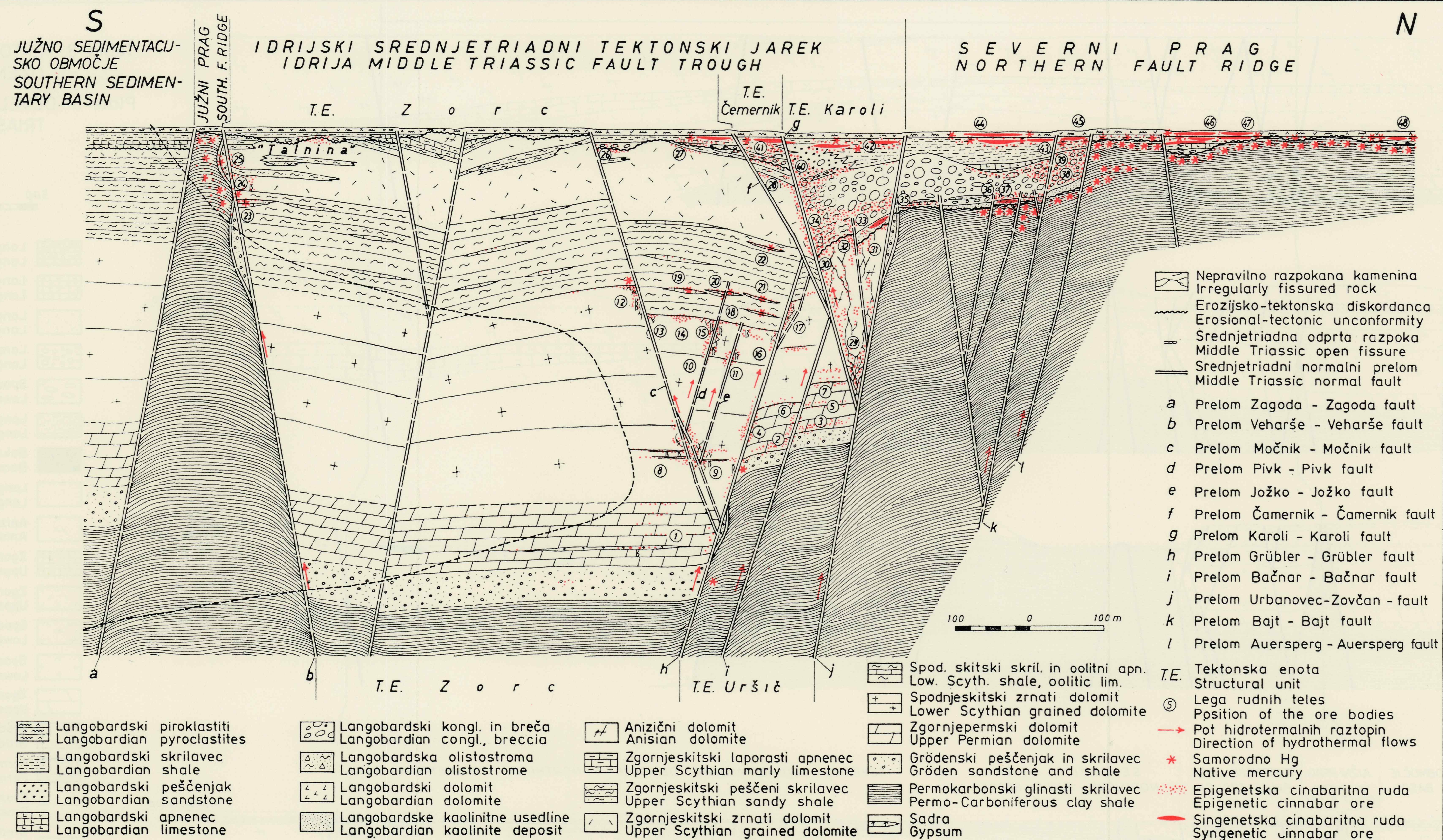
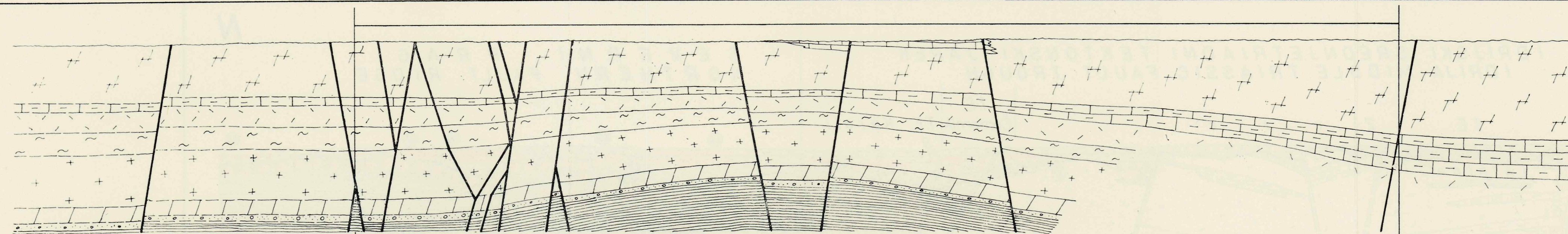
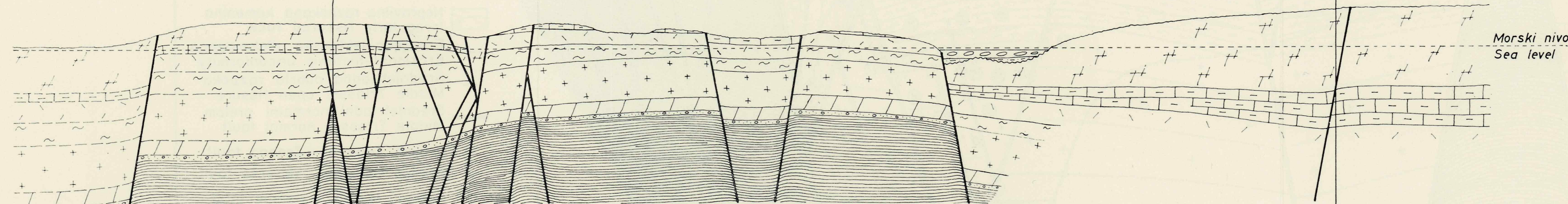


Tabla 2 PROFIL IDRIJSKEGA RUDIŠČA V ČASU USEDANJA LANGOBARDSKEGA TUF
Plate 2 SECTION OF THE IDRIJA ORE DEPOSIT DURING THE LANGOBARDIAN TUFF
SEDIMENTATION

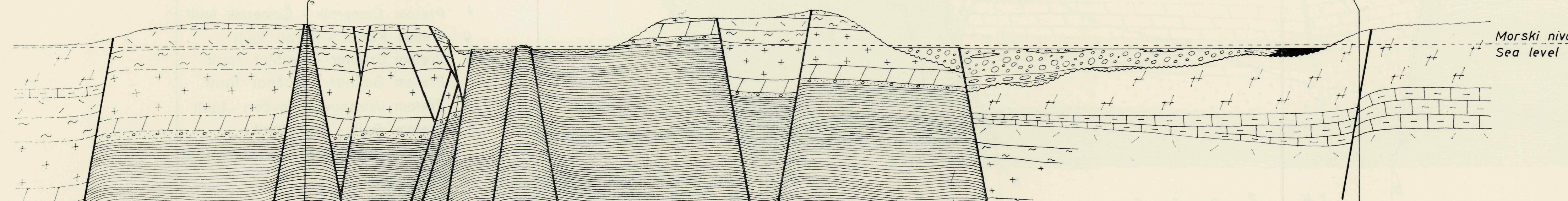
S



Sl.1-Fig.1



Sl.2-Fig.2



Sl.3-Fig.3

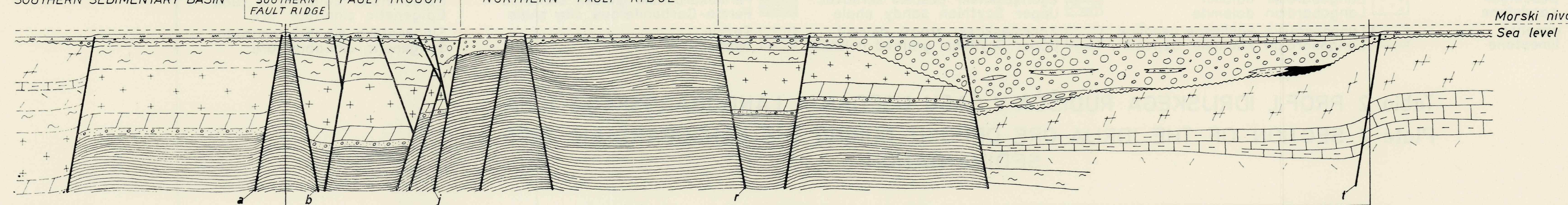
JUŽNO SEDIMENTACIJSKO OBMOČJE
SOUTHERN SEDIMENTARY BASIN

JUŽNI PRAG
SOUTHERN FAULT RIDGE

TEKTONSKI JAREK
FAULT TROUGH

SEVERNI PRAG
NORTHERN FAULT RIDGE

SEVERNO SEDIMENTACIJSKO OBMOČJE - NORTHERN SEDIMENTARY BASIN



Sl.4-Fig.4

Tabla 3 TEKTONSKI RAZVOJ IDRIJSKEGA
OZEMLJA V SREDNJI TRIADI

Plate 3 DEVELOPMENT OF THE MIDDLE
TRIASSIC IDRIJA STRUCTURE

500 0 500 m

- Langobardski piroklastiti
Langobardian pyroclastites
- Langobardski apnenec
Langobardian limestone
- Langobardski peščenjak
Langobardian sandstone
- Langobardski dolomitni in pisani kongl.
Langobard. dolomitic and variegated congl.
- Spodnji langobardski pisani konglomerat
Lower Langobardian variegated congl.
- Langobardski skrilavec
Langobardian shale
- Boksit
Beauxite
- Langobardske kaolinitne usedline
Langobardian kaolinite deposit
- Anizični dolomit
Anisian dolomite
- Zgornjeskitski apnenec
Upper Scythian limestone
- Zgornjeskitski dolomit
Upper Scythian dolomite
- Spodnjieskitski skrilavec
Lower Scythian shale
- Spodnjieskitski dolomit
Lower Scythian dolomite
- Zgornjepermski dolomit
Upper Permian dolomite
- Grödenski peščenjak in skrilavec
Gröden sandstone and shale
- Permokarbonski skrilavec
Permo-Carboniferous shale
- Erozijsko-tektonska diskordanca
Erosional-tectonic unconformity
- Srednjetriadni normalni prelom
Middle Triassic normal fault
- a Prelom Zagoda - Zagoda fault
- b Prelom Veharše - Veharše fault
- j Prelom Urbanovec-Zovčan - fault
- r Zajelski prelom - Zajele fault
- t Lomsko-zavraški prelom - Lom-Zavrtec fault

1946, 1950, 1951), so temeljili na preveč statičnem pojmovanju tektonskih procesov; proti temu pa govore večdesetkilometrski narivanja. Korektno je bil podan le razvoj v posameznih tektonskih enotah, ne pa poizkus korelacije med njimi.

6. Na koncu naj omenimo še problem smeri triadnih prelomov. Ko označujemo njihovo smer zahod—vzhod in sever—jug, mislimo na njihovo današnjo lego. V srednji triadi so bili morda res ekvatorialno in meridionalno usmerjeni, lahko pa je bilo tudi drugače; odgovor na to vprašanje bo dala tektonika plošč. Za nas je bistveno le razmerje med obema prelomnima sistemoma, ki je ostalo nespremenjeno.

The Middle Triassic Structure of the Idrija Region

Ladislav Placer

Geološki zavod, Ljubljana, Parmova 33

Jože Čar

Inštitut za raziskovanje Krasa SAZU, Postojna

Detailed studies were carried out to reveal the geologic structure of the Idrija region, and the features exposed at the surface during the Middle Triassic time. First a vertical cross section is drawn to show the recent structure and interrelations between the Idrija and Ljubevč mercury deposits, the later being displaced from the former for some 2500 meters towards south-east. Another section is constructed to show the same ore deposits joined into a whole as existed at the time before the beginning of neotectonic movements. Finally a Middle Triassic cross section is given for the time of the sedimentation of Langobardian beds together with the syngenetic cinnabar. In conclusion the question is discussed, how the geologic movements from the Idria region suit the tectonic sequence of the wider South Alpine area.

Preliminary discussion and the method used

The geological structure of the Idrija region has been formed by movements that occurred during three tectonic phases. Taking into account the origin of cinnabar in Langobardian time, a Middle Triassic premineral phase and an old Tertiary postmineral phase followed by neotectonic movements are recognized.

The cross section of the Idrija ore deposit contains all basic elements of the whole Idrija-Žiri region showing a nappe structure. The most important feature of this region is the Idrija schuppe enclosed within the uppermost nappe. There the Idrija mercury deposit occurs. The Idrija schuppe is overlain by the Tičnica overthrust. Therefore the study of the Middle Triassic beds is essentially based on the study of the position of the Idrija schuppe.

The restoration of the original Middle Triassic conditions of the ore deposits is shown in figure 1. A cross section of the old Idrija mine, and that of the recently discovered Ljubevč ore deposit is given (fig. 1 a). The main neotectonic, old Tertiary, and Middle Triassic faults are drawn in. The horizontal distance between both ore deposits is 2500 meters (I. Mlakar, 1964).

In figure 1 b there the Tertiary profile of the deposit before the neotectonic faulting is presented. Both deposits are joined in one cross section, that shows

the Idrija schuppe as a whole. The geological features of the Idrija schuppe correspond to those in the Tičnica overthrust.

In figure 1 c there are the overturned syncline of the Idrija ore deposit, and the recumbent anticline of the Ljubevč deposit, both levelled out to a horizontal position of the beds. Thereby a fairly clear distribution of faults and ore bodies is revealed. According to this scheme, the mineralized Triassic beds are situated in a fault trough. The upper part of the trough belongs to the Idrija ore deposit, and the lower northern part to the Ljubevč ore deposit. But no one of the recent structural units could be derived from the southern part of the fault trough. It is believed that a corresponding sheet-block had been broken off and remained behind during thrusting.

The displacement between the Idrija schuppe and the Tičnica overthrust amounts to several hundreds of meters; for this reason in the section 1 c the unit of Tičnica cannot be seen.

At the same time paleoenvironmental conditions were studied to explain the origin of the Middle Triassic sedimentary sequence (plate 1). In this way the results were checked by two different methods.

Paleostructure of the Idrija Region at Middle Triassic time

Up to now the Idrija Middle Triassic fault trough is reconstructed in a length of 19 km from Vojsko to Zaplana, and in a width of about 6 km. In the north and in the south the trough is closed by fault ridges; behind them extend the northern and the southern sedimentary basins respectively (plate 1).

The trough is bounded by the Urbanovec-Zovčan fault on its northern long side, and by the Veharše fault on its southern long side. The longitudinal faults hade 70°—80° northwards and southwards. In the Idrija ore deposit at the Urbanovec-Zovčan fault the vertical displacement amounts to at least 750 meters (plate 2).

A system of transverse faults cutting the trough in N—S direction is very distinctive. The most important are the Filipič fault and the »O« fault, that divide the ore deposit into the western, middle, and eastern zones. The vertical displacement at the »O« fault varies from 80 through 150 meters. Of importance is also the horizontal component of the displacement, but up to now it has not yet been determined.

In the region of the Idrija ore deposit the trough is cut by longitudinal faults into structural units Zorc, Uršič, Čemernik, and Karoli. Upwards these units are confined by the Middle Triassic angular unconformity, with exception of the unit Uršič, that thins out in upward direction somewhat earlier. In horizontal direction the structural units either thin out, or are not known totally.

Origin of the Idrija fault trough

The Idrija Middle Triassic fault trough originated in the apical part of an anticline whose origin is described forthwith (plate 3).

In that part of the sea basin, where later originated the Idrija Middle Triassic trough with the mercury ore deposit, the folding started at about the

end of Lower Scythian stage. At first only a relatively slower subsidence of the northern and southern fault ridges and of the trough can be remarked in comparison with the northern and southern sedimentary basins. The result of this movement of the bottom is an essentially greater thickness of the Lower Scythian sediments in the northern and southern sedimentary basins. Up to Upper Scythian only the differences in thickness of the sediments can be recognized; but in the Campilean beds already facial differentiation set in.

During the sedimentation of the Upper Campilean beds a pronounced flexuring developed at a right angle to the anticline. The amount of downthrow was about 40 meters. Interesting is the intraformational breccia developed within the flexure. From this flexure resulted the transverse fault »O«, one of the two most important transverse dislocations. The growth of the flexure as well as further formation of breccia continued in the lower part of Anisian stage as well. During this period, simultaneously with N—S faults, E—W faults originated as well.

The further growth of the faulted anticline caused the forming of a somewhat larger mainland on the whole Idrija region already in the end of the Anisian stage or in the Fassan substage (plate 3, fig. 1). The erosional period was however short. The northern sedimentary basin started soon to subside. The transgression advanced gradually over tectonic blocks in this area. These blocks also faded slightly.

The Idrija fault trough, as well as the northern and the southern fault ridges were still on mainland (plate 3, fig. 2). From both fault ridges erosion removed in the course of time all rocks down to Permo-Carboniferous. The removed material filled the northern sedimentary basin.

A period of stronger tectonic movements followed simultaneously with volcanic activity that yielded material for different magmatic and pyroclastic rocks. For the first time parts of the fault trough and of the southern margin of the northern fault ridge were flooded. Unconformably on the Anisian and Permo-Carboniferous beds there variegated basal sediments accumulated. It is well to point out, that in these sediments the lower horizon of syngenetic cinnabar occurs (plate 3, fig. 3).

During this stage larger displacements took place along the longitudinal and the transverse faults. Also a stronger fading of some uplifted blocks can be connected with these processes. In the northern sedimentary basin the sedimentation of conglomerate continued into the beginning of this stage, while olistostrome and dolomite conglomerate have been amassed in the fault trough. At the end of this stage the trough got gradually shallow as evidenced by sandstone in both areas.

At the end of Langobardian, the sea spread over the northern and the southern fault ridges. The trough area was covered by a bog; some belts of dry land rose above the bog level. Along the faults there hydrotherms were tending to come to the surface. They accumulated in the bog sediments where the upper level of rich syngenetic ore originated.

The bog sedimentation was abruptly discontinued by a strong volcanic activity giving keratophyre and diabase associated with tuffs. At last the sea transgressed also over the remaining dry land parts, and therefore tuffites have been laid down unconformably over the Permo-Carboniferous beds of the

northern and southern fault ridges (plate 3, fig. 4). The highest part of the upper horizon of the syngenetic cinnabar occurs in the lowest pyroclastic layers.

Distribution of the epigenetic and syngenetic mercury ores

The Idrija Middle Triassic trough is considered to have been a structure favourable for the ore formation in the Mediterranean mercury metallogene province. Between the Vojsko High Plain and Rovte there are four mercury ore occurrences (plate 1). At Kočevše on the Vojsko High Plain only low geochemical concentrations are found. In the Idrija and Ljubevč mines there is the mercury ore of economic importance. At Zovčan in the west of Veharše high geochemical concentrations occur. In the surroundings of Kurja Vas, there the ore is indeed of high mercury content, but of no economic importance.

The distribution of the epigenetic and the syngenetic ore bodies in the Idrija Middle Triassic tectonic trough is shown in Plate 2. The cross section through the ore deposit is adjusted for the time of sedimentation of the lowest level of Langobardian pyroclastites. There the highest stratigraphic horizon of syngenetic cinnabar is recognized. All cinnabar in the trough is controlled by normal longitudinal and transverse faults, along which the ore-forming fluids moved to the surface.

Unsolved questions

The stratigraphical features and structural relations of the Idrija region during the Triassic period are well known. The question arises now, how the corresponding movement suit to the succession of geologic events in the wider south Alpine area. But the tectonic development of wider Slovenia and South Alpine areas are not closely defined as to make possible to recognize individual phases and even subphases during which proper systems were formed. Figure 2 shows a review of the Triassic tectonics relative to Slovenia as comprehended in the works of F. Kossmat, B. Berce, I. Mlakar, J. Čar, L. Placer, and U. Premru as well as in the compiled reports of I. Rakovec, A. Tollman, and A. Ramovš. Diversities in the data show, that none unambiguous interpretation of the tectonic movements is done as to their temporal and spatial interrelations. Unsolved is the question of the forces involving the rock deformation as well as their regional or local importance.

In the Idrija area today there are two problems important for better understanding of the Triassic structural events.

1. The Middle Triassic structure of the Idrija region could have been the result of a general dilatation of the Earth's crust, or of a local folding caused by suborogene processes during the period of general dilatation. The answer requires a detailed study of the origin of tectonic deformations in the Idria region in Middle Triassic time as well as a correlation with some other regions.

2. Of importance is the time of origin of the Middle Triassic faults. As to the transverse fault »O« it was developed from an flexure. The vertical displacement was estimated to be 40 meters in late Campilean. The longitudinal faults trending E—W existed in Middle Anisian. These conclusions are made, however, without sedimentological investigations of the rocks lying below the Middle Triassic angular unconformity.

Literatura

- Bercé, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont, Mh., Stuttgart.
- Colbertaldo, D. in Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavia. Rend. Soc. Min. Italiana, Pavia.
- Čadež, F. 1972, Razvoj anizijskih skladov v okolici Idrije. FNT, diplomsko delo, Ljubljana.
- Čar, J. 1968, Razvoj langobardskih plasti v strukturi IV. pokrova v bližnji okolici Idrije. FNT, diplomsko delo, Ljubljana.
- Čar, J. 1975, Olistostrome v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku. Geologija 18, Ljubljana.
- Drovenik, M., Čar, J. in Strmole, D. 1975, Prispevek k petrologiji langobardskih kaolinitnih usedlin v idrijskem rudišču. Geologija 18, Ljubljana.
- Kossmat, F. 1899, Über die geologischen Verhältnisse des Bergbaugebietes von Idria. Jb. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. Geol. R. A., Wien.
- Kossmat, F. 1936, Paläogeographie und Tektonik. Borntraeger, Berlin.
- Mlakar, I. 1959, Geološke razmere idrijskega rudišča in okolice. Geologija 5, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik, 1, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija 10, Ljubljana.
- Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 12, Ljubljana.
- Mlakar, I. in Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija 14, Ljubljana.
- Placer, L. 1968, Razvoj spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov med Črno in Suhodolom. FNT, diplomsko delo, Ljubljana.
- Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija 16, Ljubljana.
- Placer, L. 1974—75, Strukturna analiza epigenetskega rudnega telesa Grüber v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, Ljubljana.
- Placer, L. 1976, Strukturna kontrola epigenetskih rudnih teles v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, Ljubljana.
- Placer, L. in Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija 18, Ljubljana.
- Premru, U. 1974, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija 17, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1946, Triadni vulkanizem na Slovenskem. Geogr. vest. 18, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1950, O nastanku in pomenu psevdofilskih skladov. Geogr. vest. 22, Ljubljana.
- Rakovec, I. 1951, K paleogeografiji Julijskih Alp. Geogr. vest. 23, Ljubljana.
- Ramovš, A. 1971, Tektonische Bewegungen in der Trias Sloweniens (NW Jugoslawien). 1 simpozijum o orogenim fazama u prostoru alpske Evrope. Beograd.
- Tollmann, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotekt. Forsch. 21. Stuttgart.