GEOLOGIJA

GEOLOGICAL TRANSACTIONS AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • 1982 • 25. knjiga, 1. del • Volume 25, Part 1

GEOLOGIJA 25/1, 7—94 (1982), Ljubljana

UDK 551.24(497.12)=863

Tektonski razvoj idrijskega rudišča

Structural history of the Idrija mercury deposit

Ladislav Placer

Geološki zavod, 61000 Ljubljana, Parmova 37

Kratka vsebina

Geološka zgodovina nastanka idrijskega rudišča živega srebra obsega tri tektonske faze. Ruda je nastala v prvi fazi v srednjetriadnem tektonskem jarku, ki so ga omejevali triadni prelomi dovodniki živosrebrovih hidrotermalnih raztopin. V starejšem terciarju se je ozemlje nagubalo in narinilo poševno na srednjetriadni tektonski jarek. Rudišče se je tedaj preoblikovalo v tri narivne enote. Orudeni del vrhnje enote, imenovane tičenska notranja narivna gruda, je bil pozneje denudiran. Srednja enota, imenovana idrijska notranja narivna gruda, predstavlja današnje idrijsko rudišče. O spodnji enoti pa se domneva, da leži pod trnovskim pokrovom nekje severovzhodno od Idrije. Končno je v neotektonski fazi srednja narivna enota razpadla na tri dele; danes sta ohranjena dva, idrijski in ljubevški del rudišča, tretji del je bil denudiran.

Abstract

Three phases can be distinguished in the development of the geologic structure and structural history of the Idrija mercury deposit. At the Middle Triassic period there was a structure favourable for the control of ore-forming fluids along Triassic faults bounding the Idrija fault trough. A phase of stronger tectonic movements followed in the early Tertiary period. At that time an extensive rock sheet has been thrust forward from northeast to southwest obliquely over the Idrija fault trough. The ore deposit has been broken and displaced along fold-faults. Three overthrust units have been driven one over another in this way. The overlying unit of inner thrust sheet of Tičnica has, apparently, been brought forward and its mineralized portion was denuded. The middle unit, designated as the Idrija inner thrust sheet, represents the present day Idrija ore deposit. The underlying unit is supposed to be covered by the Trnovo nappe somewhere northeast of Idrija. It was within neotectonic time that the middle unit was divided into three fault blocks. Two of them are the ore deposits of Idrija and Ljubevč, and the third has been removed.

Vsebina — Contents

Uvod 8
Pregled hipotez o zgradbi rudišča 8
Triadna tektonika 9
Staroterciarna tektonika 16
Deformacije prvega reda 16
Deformacije drugega reda 18
Strukturna obdelava deformacij narivanja in gubanja 35
Neotektonika 37
Zgradba prelomov 38
Opis prelomov 42
Premiki ob prelomih 47
Kinematika neotektonskih blokov 55
Deformacije nižjega reda 65
Interpretacija zgradbe idrijskega rudišča 65
Ekonomska ocena idrijskega orudenega območja 85
Nerešena vprašanja 89
Sklep 91
Literatura 93

Uvod

V razpravi je podan pregled deformacij idrijskega rudišča od nastanka v srednji triadi do današnjih dni. Triadna zgradba idrijskega ozemlja in rudišča je povzeta po objavljenih delih L. Placerja in J. Čarja, medtem ko sta staroterciarna in neotektonska faza obdelani na novo.

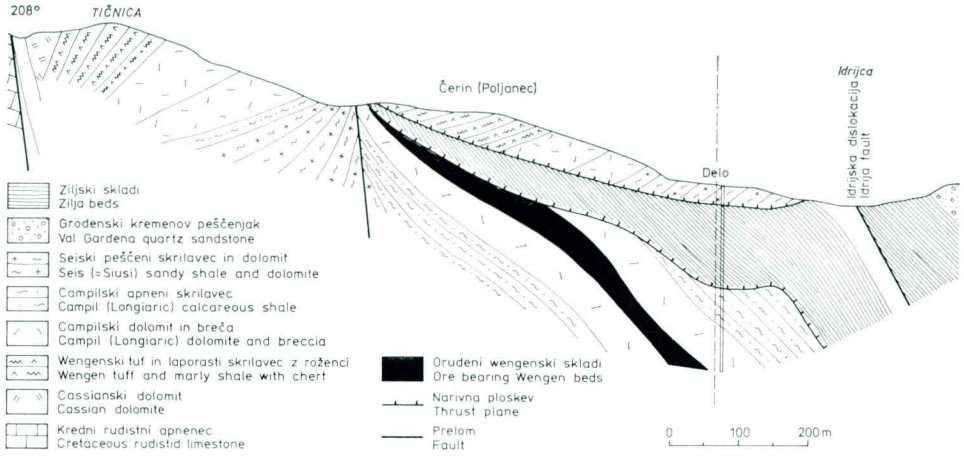
Kljub velikim časovnim presledkom med posameznimi fazami tektonskega razvoja idrijskega ozemlja je iz razprave videti njihovo medsebojno zvezo in odvisnost. Poleg starejših prelomnih diskontinuitet so vplivale na mlajše deformacije tudi litološke meje, kar je skupaj s prostorsko razporeditvijo kompetentnih in nekompetentnih kamenin pogojevalo tektonske deformacije. Tak način raziskovanja je dal poleg rešitve strukturnih problemov tudi podlago za oceno gospodarskega pomena rudišča in možnosti nadaljnjega razvoja rudnika. Prvotno enotno orudeno območje je zaradi prelamljanja in premikanja razpadlo na pet blokov, od katerih sta danes zagotovo ohranjena še dva: idrijski in ljubevški del rudišča, medtem ko leži talninski del rudišča verjetno pod trnovskim pokrovom. Idrijsko rudišče je ob svojem nastanku vsebovalo okoli 250 000 do 300 000 ton živega srebra, kar ga uvršča po količini kovine na drugo mesto na svetu, takoj za Almadenom.

Na tem mestu se avtor iskreno zahvaljuje prof. dr. Dušanu Kuščerju, ki je pregledal rokopis in ga kritično ocenil.

Pregled hipotez o zgradbi rudišča

Pregled hipotez o zgradbi idrijskega rudišča je podan v časovnem zaporedju kot so nastajale. Obsega prečne preseke, ki so jih sestavili posamezni raziskovalci za območje med jaškoma Inzaghi in Delo, ali pa skozi jaška sama. Preseke veže os, ki poteka skozi jašek Inzaghi, ali pa tvori pravokotno projekcijo tega jaška na presečne ravnine. Preseki so izdelani v enotnem merilu, iste litostratigrafske enote pa so povsod tako označene, da jih je mogoče primerjati med seboj. Podane so interpretacije M. V. Lipolda (sl. 1), F. Kossmata

(sl. 2), J. Kropača (sl. 3), B. Berceta (sl. 4) in I. Mlakarja (sl. 5). Če primerjamo vse profile med seboj, vidimo, da so različne razlage o zgradbi rudišča nastale zaradi različne stratigrafske uvrstitve kamenin, različno uvrščenih istih stratigrafskih horizontov v raznih delih rudišča, različne interpretacije geoloških mej in zaradi različnih meril pri interpolaciji in ekstrapolaciji podatkov. Podobne napake niso izvzete niti v interpretaciji, podani v tej razpravi, vendar jih je verjetno manj kot v prejšnjih, že zaradi narave raziskovalnega dela, kjer se le postopoma približujemo resnici.



Sl. 1. Presek skozi idrijsko rudišče po M. V. Lipoldu (1874)

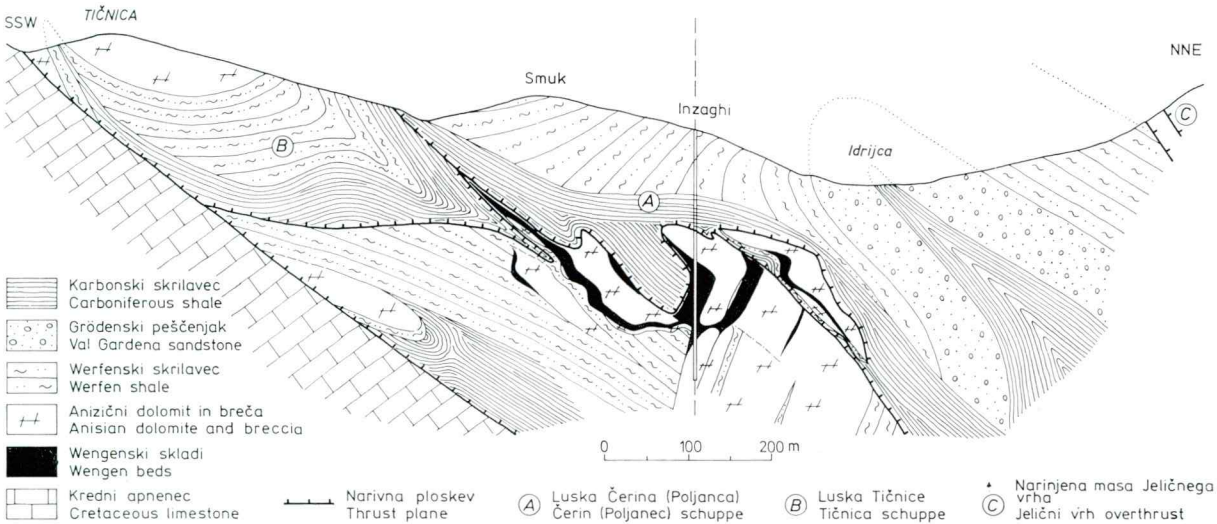
Fig. 1. Transversal section through the Idria mercury deposit after M. V. Lipold (1874)

Triadna tektonika

O idrijskem rudišču je bilo objavljenih že veliko del, v zadnjem času posebno o njegovi prvotni triadni zgradbi. Bolj malo pa sta bili pri tem omenjeni kinematika in dinamika tektonskih premikov. Ta razprava deloma zapolnjuje to vrzel in podaja pregled nastanka ter gibanja blokov na Idrijskem skozi zemeljsko zgodovino od spodnjetriadne periode do današnjih dni.

Triadna zgradba idrijskega rudišča predstavlja zarodek terciarne in sedanje zgradbe, zato je njeno poznavanje zelo pomembno za študij kinematike. Prvi je poskusil razložiti prvotne razmere B. Berce (1960, 1962, 1963). Sedanjo predstavo o triadni zgradbi idrijskega rudišča je zasnoval I. Mlakar (1967, 1971 skupaj z M. Drovenikom). Njegovo interpretacijo sta dopolnila L. Placer in J. Čar (1975, 1977). V zadnjem delu sta podala triadno zgradbo celotnega idrijskega orudenega območja od Vojskarske planote do Kurje vasi in Rovt, zato je v tem poglavju triadna tektonika nekoliko osvetljena le z vidika dinamike.

Idrijsko rudišče je nastalo v langobardski dobi približno v en kilometer širokem tektonskem jarku, ki se je raztezal od zahoda proti vzhodu (sl. 6).

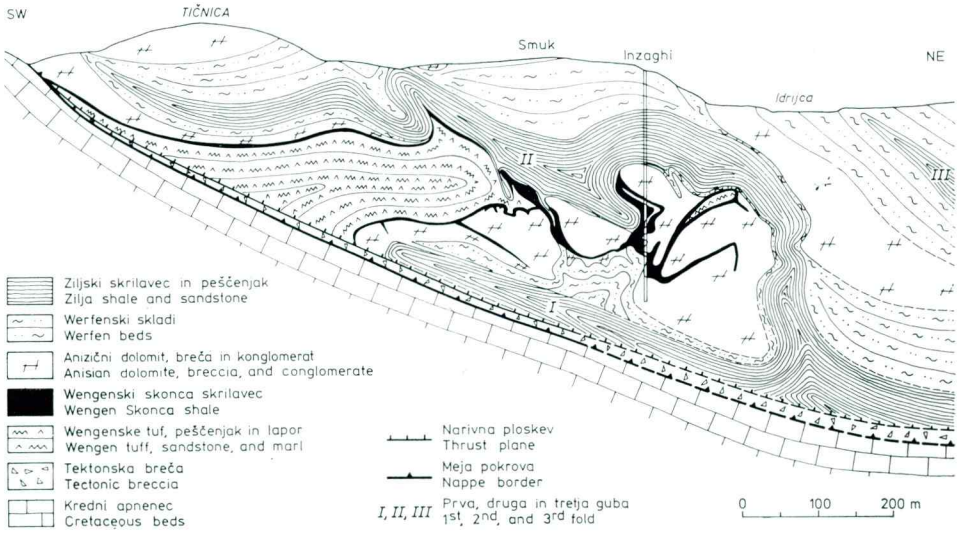


Sl. 2. Presek skozi idrijsko rudišče po F. K o s s m a t u (1899)

Fig. 2. Transversal section through the Idrija mercury deposit after F. K o s s m a t (1899)

Tektonski jarek je bil del idrijske srednjetriadne zgradbe, ki je obsegala severni in južni prag iz karbonskih skladov ter severni in južni sedimentacijski prostor.

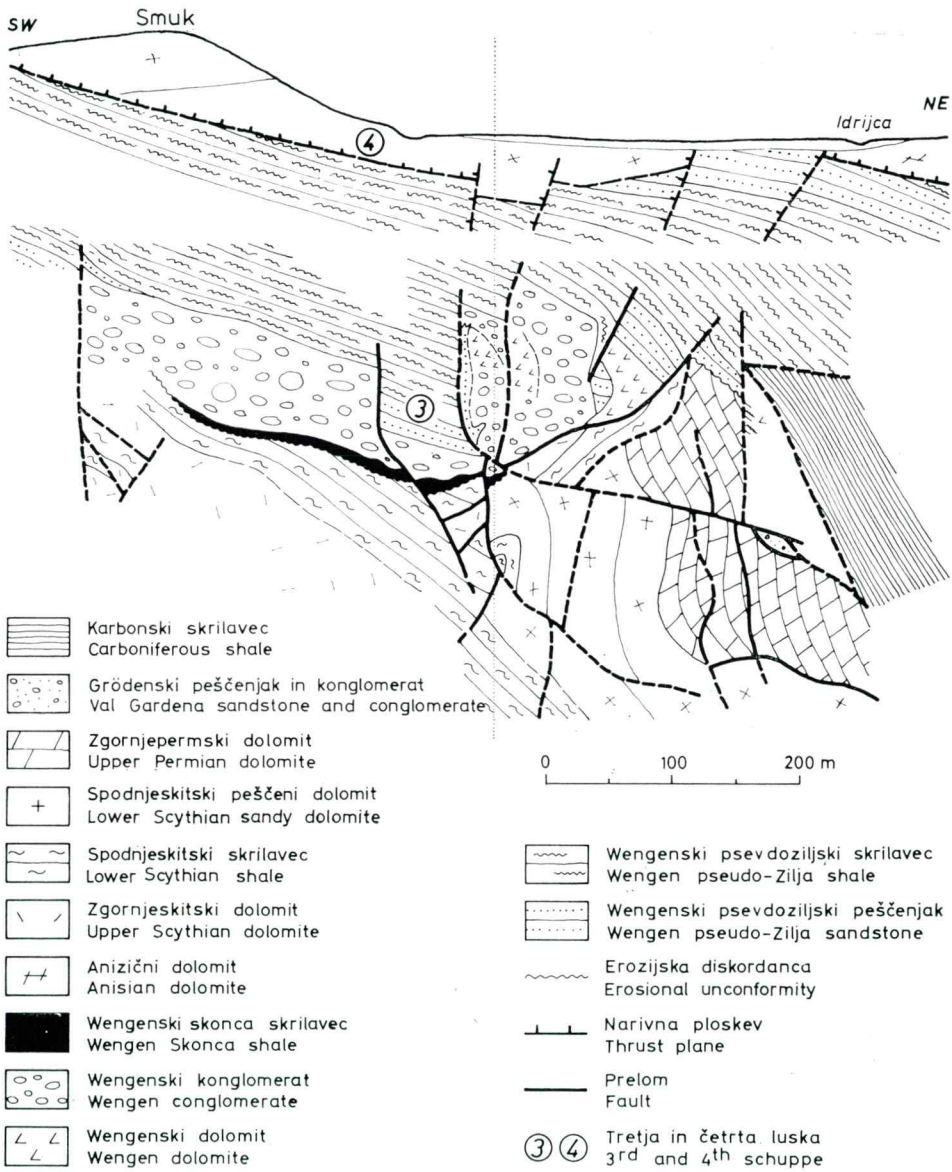
Idrijski srednjetriadni tektonski jarek se je razvil na temenu antiklinale omejenega obsega. Antiklinala bi bila mogla nastati zaradi suborogenetskih procesov, ki so spremljali raztezanje zemeljske skorje, ali pa samo zaradi splošnega raztezanja, kot običajno razlagajo drugi raziskovalci triadne tektonike. Bolj verjetna je prva inačica, saj manjša debelina plasti od spodnjeskitske serije do langobardske podstopnje v antiklinalnem jedru govori za neprekinjeno dviganje. Pojav je verjetno posledica vtiskanja magme v obliki lakolita od mlajšega dela spodnjeskitske dobe do konca langobardske in morda še v cordevolski dobi.



Sl. 3. Presek skozi idrijsko rudišče po J. K r o p a č u (1912)

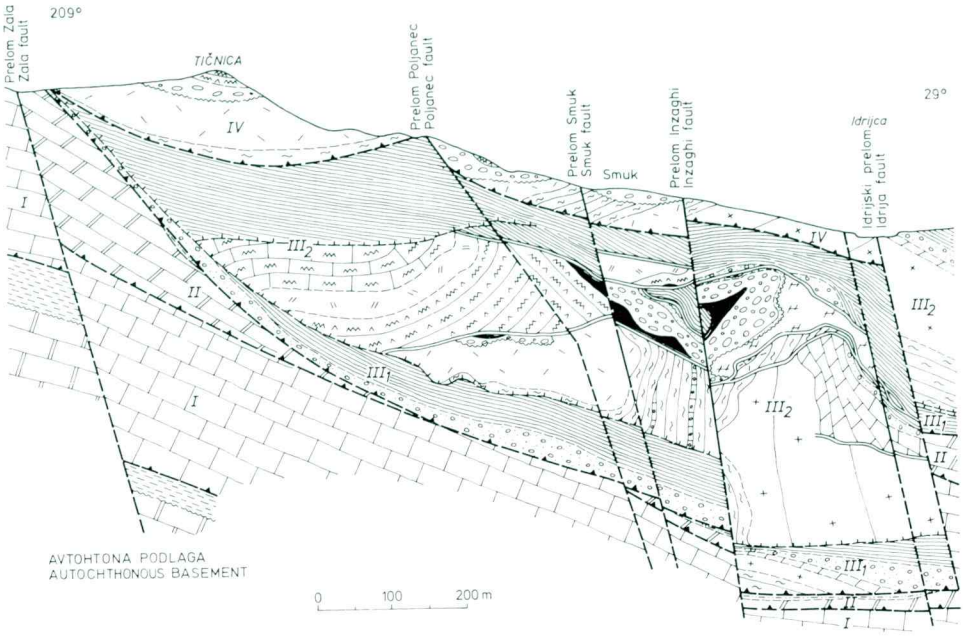
Fig. 3. Transversal section through the Idrija mercury deposit after J. K r o p a č (1912)

Kako dolg je bil celotni tektonski jarek, ni znano. Rekonstruiran je le na dolžini 19 km v trnovskem pokrovu; verjetno pa se bistveno dlje niti ni raztezal, saj predstavlja območje, kjer se nahaja rudišče živega srebra, njegov tektonsko najdejavnejši del. Proti zahodu in vzhodu se jarek in antiklinala polagoma izgubljata. Tako je domnevni lakolit neznanega sestava najverjetneje zapolnil območje, dolgo do 35 km in široko nekaj kilometrov do 20 km (sl. 7 a). Lakolit verjetno ni bil simetričen, njegov vrh pa je ležal v srednjetriadni periodi nekje pod rudiščem. Podobni pojavi so bili možni tudi drugod prečno na tektonski jarek in v njegovem podaljšku. Ritmi tektonske dejavnosti na Idrijskem natančneje še niso obdelani; manjka celovita sedimentološka obdelava usedlin pod srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco, ki sega od karbonskih plasti do anizičnih. Nad njo so bile odložene langobardske plasti in po ugotovitvi F. Č a d e ž a (1980) tudi cordevolske.



Sl. 4. Presek skozi idrijsko rudišče po B. Bercetu (1962)

Fig. 4. Transversal section through the Idrija mercury deposit after B. Berce (1962)



Eocenski fliš
Eocene flysch

Zgornjekredni apnenec
Upper Cretaceous limestone

Spodnjekredni apnenec
Lower Cretaceous limestone

Noriški dolomit
Norian dolomite

Julijsko-tuvalski skladi
Julian-tuvalian beds

Cordevolski apnenec
Cordevolian limestone

Cordevolski dolomit
Cordevolian dolomite

Langobardski tuf in tufit
Langobardian tuff and tuffite

Langobardske zgornje plasti skonca
Langobardian Upper Skonca beds

Langobardski konglomerat
Langobardian conglomerate

Langobardski dolomit
Langobardian dolomite

Langobardske spodnje plasti skonca
Langobardian Lower Skonca beds

Langobardske kaolinitne usedline
Langobardian kaolinite deposits

Anizični dolomit
Anisian dolomite

Zgornjeskitski dolomit
Upper Scythian dolomite

Spodnjeskitski skrilavec
Lower Scythian shale

Spodnjeskitski dolomit
Lower Scythian dolomite

Zgornjepermski dolomit
Upper Permian dolomite

Grodenske plasti
Val Gardena beds

Karbonske in permske plasti
Carboniferous and Permian beds

Erozijsko-tektonska diskordanca
Erosional-tectonic unconformity

Mladoterciarni prelom
Late Tertiary fault

Staroterciarna meja pokrova
Early Tertiary boundary of a nappe

Narivna ploskev znotraj pokrova
Thrust plane within the nappe

Srednjetriadni prelom
Middle Triassic fault

IV Žirovsko trnovski pokrov
Žiri-Trnovo nappe

III_1+III_2 Idrijski pokrov
Idrija nappe

II Čekovniški pokrov
Čekovnik nappe

I Koševniški pokrov
Koševnik nappe

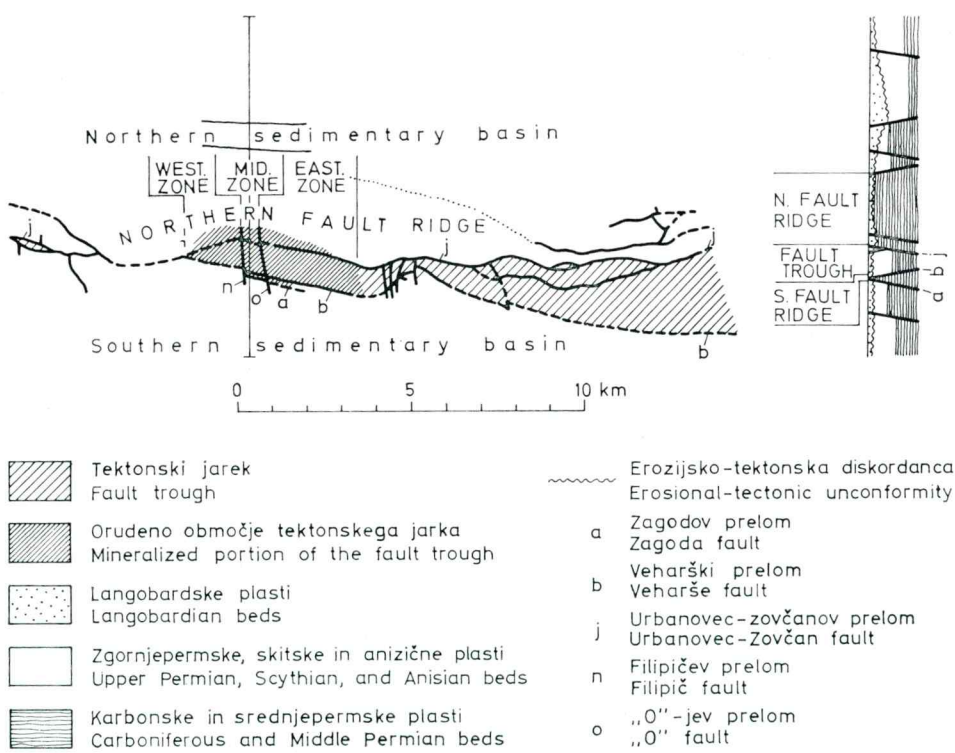
Sl. 5. Presek skozi idrijsko rudišče po I. Mlakarju (1967) in po I. Mlakarju & M. Droveniku (1971)

Fig. 5. Transversal section through the Idrija mercury deposit after I. Mlakar (1967) and I. Mlakar & M. Drovenik (1971)

Dviganje antiklinale ni bilo po vsej dolžini enakomerno, zato je verjeten pojav undacije, ki naj bi bila dala vzdolžnemu preseku hipotetičnega lakolita naguban videz (sl. 7 b). Nad izbočenimi deli so se verjetno razvili prečni normalni prelomi posamezno in v snopih, ki ponekod prečkajo vzdolžne normalne prelome, drugod pa ne. Razporeditev prečnih prelomov v skupinah na približno enakih razdaljah kaže na simetrijo, ki jo je mogoče začasno razložiti z undacijo.

Tektonski jarek sta omejevala normalna vzdolžna preloma, in sicer na severni strani urbanovec-zovčanov (po kmetu Zovčanu pri Rovtah), na južni strani pa veharški prelom. Zadnjega je na razdalji 50 m do 100 m spremljal zagodov prelom, med katerima se je bil dvignil južni prag, medtem ko je bil severni prag bistveno širši. Orudeno območje sta delila prečna preloma, filipičev in »O«-jev, na tri cone: na zahodno cono zahodno od filipičevega preloma, srednjo cono med filipičevim in »O«-jevim prelomom ter vzhodno cono vzhodno od »O«-jevega preloma.

Vzdolžni in prečni prelomi idrijske srednjetriadne zgradbe so nastali približno istočasno; pri tem je treba upoštevati možnost, da vsi snopi prečnih prelomov vendarle niso nastali hkrati, temveč skladno z razmerami v zgornjem delu lakolita. Zato odnos med njimi ni povsod enak, temveč le na območjih posameznih snopov.

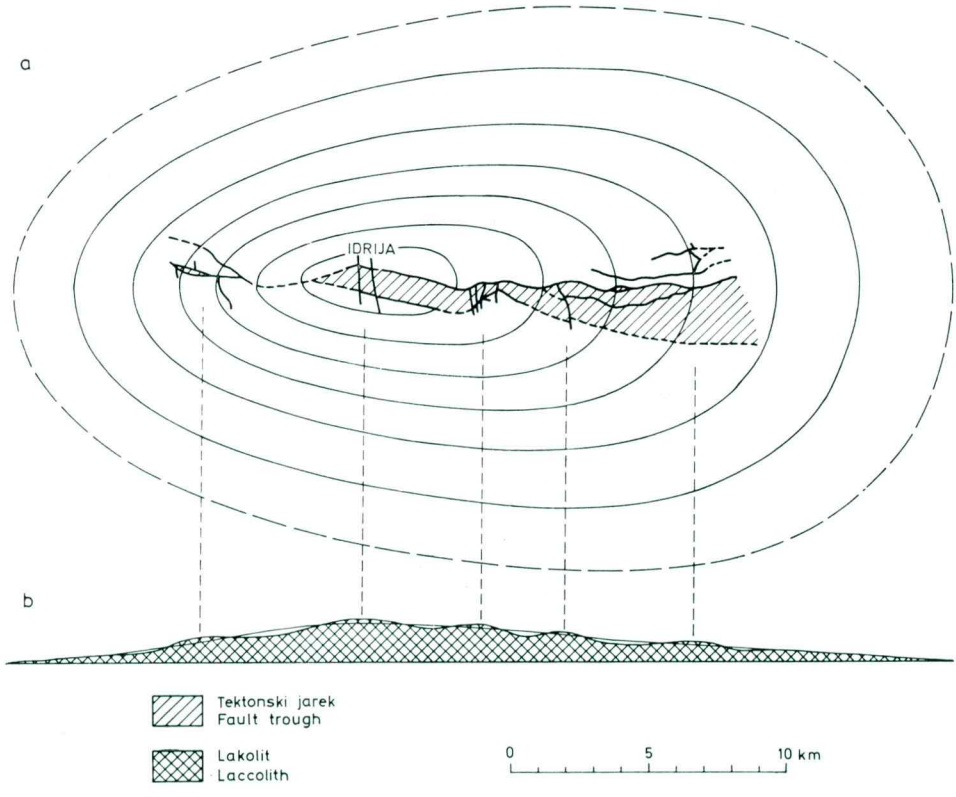


Sl. 6. Idrijska srednjetriadna geološka zgradba

Fig. 6. Middle Triassic structure of the Idria region

Neenotno razmerje med obema sistemoma prelomov je možno razložiti tudi tako, da so nastali hkrati toda pri različni jakosti dviganja skladov. Pri taki razlagi je mogoče nastanek prečnih prelomov enačiti z vzdolžnimi in jih obravnavati skupaj kot normalne prelome. Oboji vpadajo pod približno enakim kotom okoli 70° do 80°, spremljajo jih pa strme odprte orudene razpoke. Glavni pomislek glede nastanka prečnih prelomov je obstajal zaradi njihove vodoravne komponente premika, ki jo je mogoče opazovati pri »O«-jevem in filipičevem prelomu. Vendar vodoravni premik ob teh dveh prelomih v triadni dobi še ni bil tako velik kot danes; nastal je verjetno v poznejših tektonskih fazah, ki so močno prizadele rudišče.

Globina hipotetičnega intruzivnega telesa ni znana. Nanj je mogoče vezati le nastanek srednjetriadne zgradbe, medtem ko neposredne zveze med intruzijo in orudenjem ni do sedaj še nihče preučeval. Odprto ostaja tudi vprašanje izvora diabaza v langobardskih plasteh ob zgornji Idrijci, saj na ožjem območju rudišča in jarka ne poznamo predornin. Nahaja se blizu triadnega preloma v podaljšku idrijskega tektonskega jarka na Vojskarski planoti.



Sl. 7. Obseg (a) in vzdolžni presek (b) hipotetičnega srednjetriadnega lakolita

Fig. 7. Extent (a) and longitudinal section (b) of an hypothetical Middle Triassic laccolith in the Idrija region

P. L. Romagnoli (1966) in M. Zeller (1970) sta opisala geotektonske razmere rabeljskega rudnika, ki kaže določeno strukturno-geološko sorodnost z idrijskim. Rabeljska ruda je nekoliko mlajša kot idrijska. Orudeni so prelomi smeri N-S, ki segajo od sredine ladinske stopnje v spodnji del julijskih plasti. V prelomih in ob njih se je izločila epigenetska ruda, v julijskih plasteh pa singenetska. Orudeni prelomi dokaj nejasno kažejo na plitek jarek v smeri N-S.

Staroterciarna tektonika

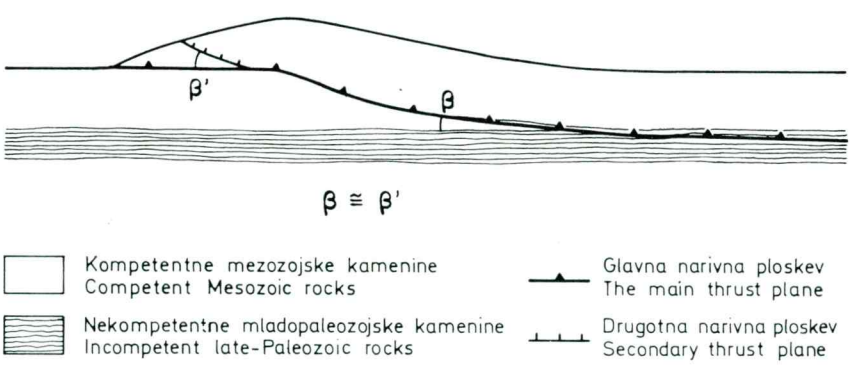
Po teoriji o polegli gubi prvega reda, kot izhodni strukturi krovne zgradbe idrijsko-žirovskega ozemlja, leži idrijsko rudišče v prevrnjeni gubi drugega reda v trnovskem pokrovu. Tako je mogoče ločiti v terciarni narivni tektonski fazi deformacije prvega in drugega reda. Oboje imajo pomembno vlogo v zgradbi rudišča.

Deformacije prvega reda

K deformacijam prvega reda štejemo nastanek polegle gube, njen razpad na narivne enote in njihov premik v sedanjo lego.

Do konca eocenske epohe so prekrile idrijsko srednjetriadno ozemlje cordevolske karbonatne kamenine, debele približno 150 m do 200 m, julijsko-tuvalski klastiti, debeli 400 m do 500 m, noriško-retske, jurske in kredne karbonatne kamenine, debele 3900 m ter eocenski klastiti neznane debeline. Tako je konec eocena skupna debelina sedimentnega pokrova nad langobardskimi kameninami znašala okoli 5000 m, če upoštevamo tudi nekaj sto metrov eocenskih plasti.

Konec eocenske ali v oligocenski epohi je alpsko-dinarski prostor zajelo obsežno narivanje, ki je bilo na Idrijskem orientirano v smeri NNE-SSW. Krovno zgradbo idrijsko-žirovskega ozemlja moramo izvajati iz položne labilne cone, ki se je izoblikovala poševno na mezozojske plasti pod kotom 12° do 15°, nakar se je v karbonskih klastitih polagoma izravnala do lege, vzporedne plastem (sl. 8). V tej coni so se plasti najprej nagubale, nato pa pretrgale. Na območju obrnjenih plasti gube sta bila hrušiški in trnovski pokrov ločena s prelomom že na začetku. Od vmesnih narivnih enot se je izoblikovala najprej čekovniška



Sl. 8. Začetna lega prvotne in drugotne narivne ploskve

Fig. 8. The initial position of primary and secondary thrust plane

vmesna luska iz obrnjenih krednih, jurskih, noriško-retskih in delno tuvalskih plasti. Zgornja in spodnja meja te enote sta nastali v bližini antiklinalnega in sinklinalnega prevoja polegle gube.

Trnovski pokrov se je premaknil proti SSW na flišne plasti hrušiškega pokrova, v katerih se je narivna ploskev iz poševne lege prevesila v vodoravno, verjetno erozijsko narivno ploskev. Kontinuiran prehod med poševno in vodoravno narivno ploskvijo je preprečevala strukturna grbina iz krednih plasti, ki se je kmalu odtrgala kot koševniška vmesna luska, v kateri imajo plasti normalno lego.

Zadnja se je odtrgala kanomeljska vmesna luska, ki je bila v tesni zvezi z nastankom tičenske notranje narivne grude. Prvotno je L. Placer (1973) razlagal razvoj tičenske notranje narivne grude z narivanjem kompetentnih skitskih in aniziČnih kamenin med nekompetentnimi karbonskimi in julijsko-tuvalskimi klastiti na enake sklade v spodnjem delu trnovskega pokrova. Narivanje naj bi bile omogočile deformabilne julijsko-tuvalske plasti, usmeril pa naj bi ga bil proti SSW trnovski pokrov. Obdelava kinematike pa je pokazala, da je bil mehanizem nastanka tičenske notranje narivne grude drugačen. Najprej so počile karbonatne noriško-retske, jurske, kredne in mlajše plasti v trnovskem pokrovu, medtem ko so se triadne in starejše kamenine pod julijsko-tuvalskimi klastiti na območju idrijskega rudišča najprej nagubale in šele nato pretrgale. Vzporedno z gubanjem triadnih in starejših kamenin se je tedaj razvila tudi kanomeljska vmesna luska.

Tičenska notranja narivna gruda se je premaknila za okoli tri kilometre, torej precej manj kot trnovski pokrov; zato je upravičena domneva, da je nastala konec narivne dejavnosti tega pokrova. Tičenska notranja narivna gruda se je narinila na idrijsko notranjo narivno grudo, v kateri se nahaja idrijsko rudišče živega srebra. Slednja predstavlja najnižjo narivno podenoto trnovskega pokrova.

Narivna zgradba idrijskega in širšega ozemlja je podobna strukturi decollement, ki se je iztrgala iz zaporedja plasti zaradi različne narave deformacij v njeni talnini in krovnini (M. Limanowski, 1910). Nadrobneje je kinematski vidik narivanja v jugozahodni Sloveniji obdelal L. Placer (1981), kjer se je dotaknil tudi vprašanja dinamike. Po interpretaciji v tem članku kažeta geometrija in kinematika narivanja na to, da je mogoče nastanek narivne zgradbe obravnavanega ozemlja zaenkrat povezati z narivno tangencialno dinamiko, kakor tudi z drsno gravitacijsko dinamiko. Katera od obeh možnosti je prava, bodo pokazale nadaljnje raziskave.

Geometrija narivnih deformacij je dokaj preprosta. Glavna narivna ploskev je zelo položna in rahlo konkavno usločena, v karbonskih kameninah pa se polagoma izravna in postane vzporedna plastem. Od glavne narivne ploskve se odcepi drugotna narivna ploskev tičenske notranje narivne grude, ki je nekoliko bolj strma, in podobna narivna ploskev v bližini čela trnovskega pokrova. Drugotne narivne ploskve v trnovskem pokrovu imajo enako razmerje do glavne narivne ploskve kot glavna narivna ploskev do podlage iz nekompetentnih karbonskih kamenin. Zato je mogoče sklepati da je v obravnavanem primeru prvotna narivna ploskev prevzela dinamsko vlogo nekompetentnih karbonskih ali julijsko-tuvalskih kamenin, tako da je bil mehanizem nastanka enih in drugih verjetno podoben (sl. 8).

Zgornji meji čekovniške in kanomeljske luske sta na Idrijskem vidni na površju v mnogih tektonskih oknih in poloknih ter tektonskih krpah in polkrpah. Poleg tega imamo s tega prostora podatke številnih globinskih vrtin. Površje narivne ploskve je na prvi pogled kaotično razgibano, kar velja zlasti za območja z blagimi reliefnimi oblikami. V bolj izrazitem reliefu opazimo v smeri narivanja grebene in doline. Zato je razgibanost narivne ploskve v smeri premikanja grud manjša kot pravokotno nanjo.

V oblikovitosti narivne ploskve razlikujemo elemente višjega in nižjega reda. Med prve štejemo hrbte in doline, dolge tudi več kilometrov in usmerjene približno pravokotno na smer narivanja. Taka zgradba se odraža v poljansko-vrhniških nizih (I. Mlakar, 1969, sl. 8; K. Grad in L. Ferjančič, 1974, profil C—D), vipavski flišni kadunji ter v izraziti flišni kadunji v podlagi Trnovskega gozda in Križne gore (S. Buser, K. Grad in M. Pleničar, 1967, profil A—B; S. Buser, 1968, profila A—B in C—D; I. Mlakar, 1969, sl. 2, profila B—B′ in C—C′; L. Placer in J. Čar, 1974, sl. 2 in sl. 3). Elementi višjega reda, ki so orientirani v smeri narivanja, so veliki sto do nekaj sto metrov. Podobno so tudi elementi nižjega reda usmerjeni približno pravokotno na smer narivanja in v smeri narivanja. Prvi so dolgi deset do nekaj deset metrov, drugi pa imajo amplitudo nekaj centimetrov do nekaj metrov in valovno dolžino nekaj deset centimetrov do deset in več metrov. Grebeni in žlebovi so najpomembnejši linearni elementi za določanje smeri tektonskega premikanja.

Drse so linearni element najnižjega reda in odražajo ali generalno smer narivanja ali pa smer gibanja posameznih grud, ki je lahko le vektorska komponenta rezultančne smeri narivanja.

Linearne oblike so lahko povsem razvite v reliefu narivne ploskve, ali pa nepopolno. Prisotnost te ali one oblike je odvisna od kameninske sestave narivnih grud, enakomerne ali neenakomerne trdnosti kamenin in od načina premikanja, ki je lahko zvezno ali sunkovito, v eni smeri ali pa se smer narivanja spreminja. Gotovo je, da sprememba smeri narivanja izravnava predvsem elemente nižjega reda, medtem ko jih narivanje v isti smeri poudarja ali pa vsaj ohranja.

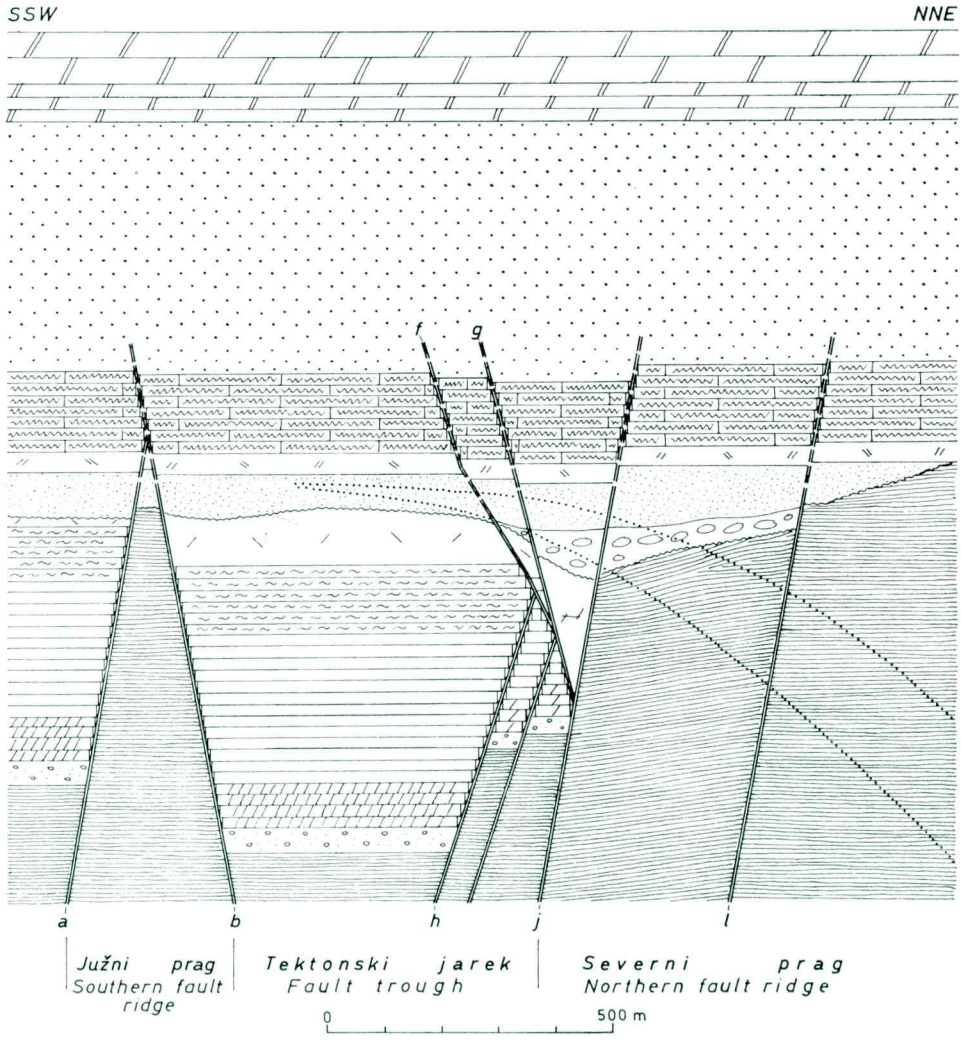
Deformacije drugega reda

Deformacije drugega reda so nastale med rastjo prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču v času od prvotnega srednjetriadnega stanja pred začetkom narivanja do predneotektonske dobe. O razvoju prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču je pisal že I. Mlakar (1967, 1969). Po njegovi razlagi naj bi ta sinklinala tvorila jedro velike polegle gube. Toda guba v rudišču leži pravzaprav v spodnjem delu trnovskega pokrova (L. Placer, 1973). S tem v zvezi je bilo nekaj problemov že nakazanih (L. Placer, 1976), sedaj pa je podana celovita razlaga.

Idrijski srednjetriadni tektonski jarek je ohranil svojo prvotno obliko do konca eocenske epohe ali celo v oligocensko, torej do začetka narivne dejavnosti (I. Mlakar, 1969; L. Placer, 1973, 1981; U. Premru, 1980). Verjetno se območje rudišča ni deformiralo že na začetku razvoja velike polegle gube in narivne zgradbe, temveč v končnem obdobju narivne aktivnosti. Na

tako možnost je treba pomisliti zato, ker je nastanek sinklinalne gube v rudišču v tesni zvezi z razvojem narivne ploskve tičenske notranje narivne grude.

V poševnem preseku srednjetriadne zgradbe rudišča tik pred začetkom gubanja (sl. 9) nastopajo kompetentne in nekompetentne kamenine. Kompetentne so plastovite in masivne. Večidel nekompetentni so karbonski in grödenski klastiti, langobardski piroklastiti in julijsko-tuvalske klastične kamenine ter delno spodnjeskitski meljevec. Plastovite kompetentne kamenine so permski in skitski dolomit ter cordevolski apnenec, medtem ko so masivne



Sl. 9. Poševni presek srednjetriadnega jarka pred začetkom gubanja

Fig. 9. Oblique section of the Middle Triassic Idrija fault trough before folding


Noriški plastoviti dolomit
Norian bedded dolomite


Julijski in tuvalski klastiti
Julian and Tuvalian clastic rocks


Cordevolski plastoviti apnenec
Cordevolian bedded limestone


Cordevolski dolomit
Cordevolian dolomite


Langobardski klastiti
Langobardian clastic rocks


Langobardski konglomerat
Langobardian conglomerate


Anizični dolomit
Anisian dolomite


Zgornjeskitski dolomit
Upper Scythian dolomite


Spodnjeskitski plastoviti meljevec
Lower Scythian bedded siltstone


Spodnjeskitski plastoviti dolomit
Lower Scythian bedded dolomite


Zgornjepermski plastoviti dolomit
Upper Permian bedded dolomite


Grödenski klastiti
Val Gardena clastic rocks


Karbonski klastiti
Carboniferous clastic rocks


Zdrobljena kamenina
Crushed rock


Meja pokrova
Boundary of a nappe



Narivna ploskev tičenskega nariva
Thrust plane of the Tičnica overthrust

Narivna ploskev znotraj pokrova
Thrust plane within a nappe



Normalni prelom 3. razvojne faze
Normal fault of the 3rd phase in development of the fold

Normalni prelom 2. razvojne faze
Normal fault of the 2nd phase in development of the fold



Reverzni prelom 1. razvojne faze
Reversed fault of the 1st phase in development of the fold



Ahacijev prelom
Ahacium fault



Petrijev prelom
Petri fault



Triadni vzdolžni prelom
Triassic longitudinal fault



Zagodov prelom
Zagoda fault



Veharški prelom
Veharše fault

Čemernikov prelom
Čemernik fault



Karolijev prelom
Karoli fault



Grüblerjev prelom
Grübler fault

Urbanovec-zovčanov prelom
Urbanovec-Zovčan fault

Auerspergov prelom
Auersperg fault

Triadni prelom, regeneriran v 3. razvojni fazi
Triassic fault renewed in the 3rd phase in development of the fold

Prelom 1. faze, regeneriran v 3. razvojni fazi
Fault of the 1st phase renewed in the 3rd phase in development of the fold

Prelom 3. faze, regeneriran ob narivni ploskvi znotraj pokrova
Fault of the 3rd phase renewed along the thrust plane within the nappe

Prelom 3. faze, regeneriran ob meji pokrova
Fault of the 3rd phase renewed along the boundary of the nappe

Os gube
Fold axis

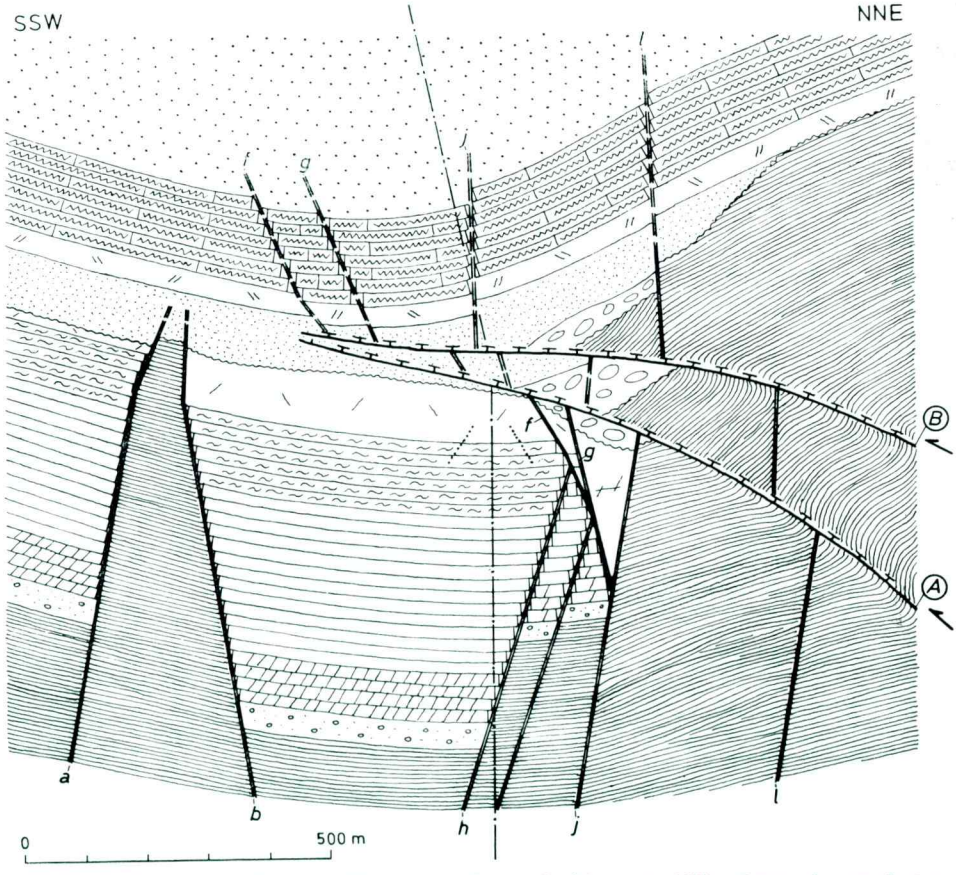

Trasa preloma v naslednji fazi razvoja
Fault line of the subsequent phase in development of the fold

Sl. 9 a. Legenda k sl. 9, 10, 12, 13, 15 in 16

Fig. 9 a. Explanation of figs. 9, 10, 12, 13, 15, and 16

kompetentne kamenine zgornjeskitski, anizični in cordevolski dolomit ter langobardski konglomerat. Spodnji del profila je heterogen, ker sestojita severni in južni prag iz nekompetentnih karbonskih kamenin, med katerimi je vsajen idrijski srednjetriadni tektonski jarek, kjer prevladujejo plastovite kompetentne kamenine. Posebno mesto v tem delu profila zavzemajo masivni zgornjeskitski in anizični dolomit ter langobardski konglomerat. Nad srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco je profil dokaj pravilen. Posebno pomembna je lega cordevolskih karbonatnih kamenin med nekompetentnimi langobardskimi piroklastiti v talnini in julijsko-tuvalskimi klastičnimi kameninami v krovnini.

Celotno območje prečkajo triadni prelomi, ki segajo v julijske plasti. Na to kažejo geološke razmere na Tičnici, kjer se pri Poljancu stikata cordevolski in zgornjeskitski dolomit ob triadnem prečnem normalnem prelomu, in na Vojskarski planoti, kjer se med Kočevšami in Boštetom ob triadnem vzdolž-



Sl. 10. Začetek nastajanja sinklinalne gube v idrijskem rudišču. Legenda na sl. 9 a

Fig. 10. Initial stage of the synclinal fold in the Idrija ore deposit
See fig. 9 a for explanation

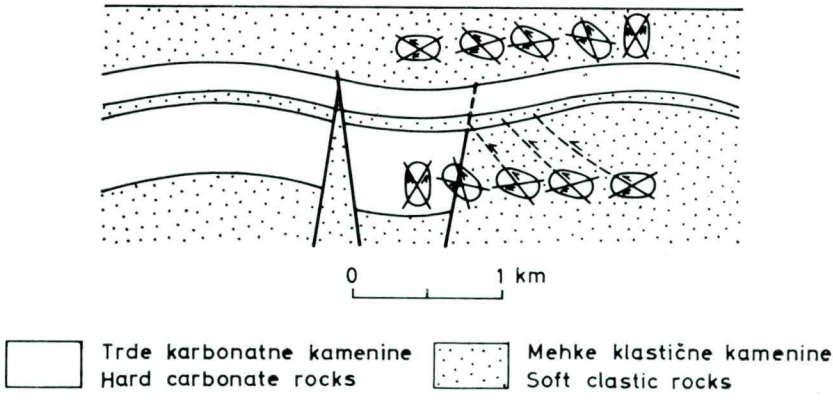
nem urbanovec-zovčanovem prelomu stika tektonska leča cordevolskega dolomita z okolnim anizičnim dolomitom (I. Mlakar, 1969, sl. 1; L. Placer in J. Čar, 1977, tabla 1).

Staroterciarno narivanje in gubanje na Idrijskem je imelo smer NNE-SSW, (L. Placer, 1973, sl. 2), zato je potekalo poševno na idrijski srednjetriadni tektonski jarek. Skladno z regionalno smerjo gubanja je os novonastale gube potekala poševno na jarek; zato ni v vseh profilih enako oddaljena od osi tektonskega jarka.

Začetek gubanja na območju idrijskega rudišča so spremljale posebne deformacije, zato uvrščamo to obdobje rasti gube v prvo razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču (sl. 10). Plasti so se v tej fazi gubale tako, da je bila osna ravnina nastajajoče gube pravokotna na plasti; zato je imela pokončno lego.

V prvi razvojni fazi gube se je prelomil južni del severnega praga. Vzporedno z osjo rastoče sinklinale sta nastala reverzna preloma, ahacijev in petrijev, ob katerih so se karbonske plasti narinile na severni del tektonskega jarka. Premik ob ahacijevem prelomu je znašal okoli 90 m, ob petrijevem pa okoli 180 m. Za pravilno genetsko uvrstitev obeh prelomov je bistveno to, da prečkata oba triadne prelome v sedanji zgradbi rudišča, da sta starejša od drugih narivnih in mladoterciarnih neotektonskih prelomov, in da so tektonske drse ob petrijevem prelomu v sedanji zgradbi pokončne, torej pravokotne na vodoravno os sinklinale v rudišču. Vse naštete značilnosti kažejo na to, da je odvisnost ahacijevega in petrijevega preloma od sinklinalne gube v skladu z modificiranim Curiejevim simetrijskim pravilom, po katerem se simetrija okolja (v tem primeru gube) povsem ujema s simetrijo telesa (v tem primeru ahacijevega in petrijevega preloma ter prelomov podrejene smeri v »talnini«, ki jih tu ne omenjamo), tako da je skupna simetrija istovetna s simetrijami posamičnih gub in prelomov (citirano po I. I. Šafranovskem in L. M. L. Plotnikovu, 1975).

Razlaga geometrije in kinematike ahacijevega in petrijevega preloma je dokaj enostavna, njuna dinamika pa je problematična. Možno jo je razložiti z odločilno vlogo cordevolskih skladov, ki pa niso tvorili povsem nepoškodo-



Sl. 11. Dinamika nastanka ahacijevega in petrijevega preloma

Fig. 11. Dynamics of the Achatium and Petri faults

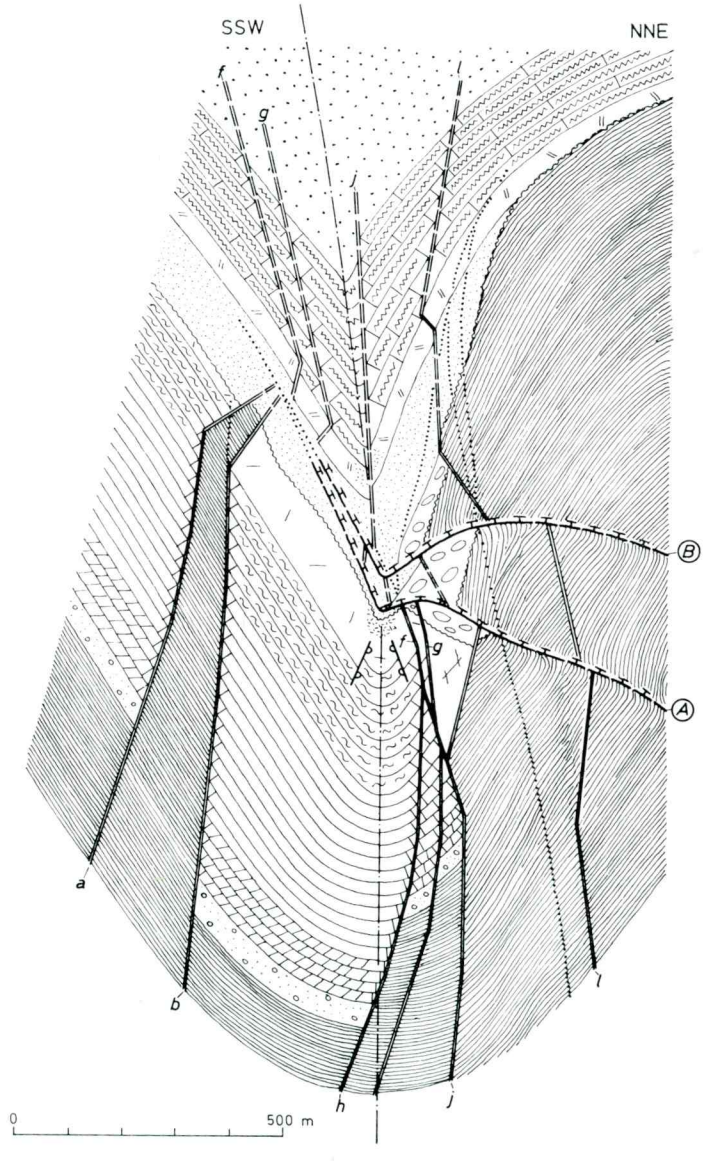
vanega vložka kompetentnih kamenin v nekompetentnem okolju, ker so jih prečkali triadni prelomi.

V prednoriškem zaporedju plasti so cordevolske karbonatne kamenine predstavljale edini zvezni kompetentni horizont na območju idrijske srednjetriadne zgradbe. Po nastanku narivne ploskve tičenske notranje narivne grude so se julijsko-tuvalske in še starejše plasti začele gubati. Gubanje kompetentne plošče v nekompetentnem okolju je povzročilo spremembe prvotnega napetostnega stanja kot kaže sl. 11 (prirejena po J. G. Ramsayu, 1967, sl. 7—82). Nad antiklinalno vzboklimi deli plošče kompetentnih cordevolskih kamenin se je izoblikovalo polje povečane, pod njimi pa polje zmanjšane napetosti v navpični smeri, kjer se je nahajal severni karbonski prag. V takih razmerah so imele trajektorije največjih tangencialnih napetosti v severnem karbonskem pragu približno smer ahacijevega in petrijevega preloma. Njun nastanek je zato mogoče razložiti s posebnimi napetostnimi razmerami na območju idrijskega rudišča. V nekompetentnem severnem karbonskem pragu sta približno sledila teoretski smeri največjih tangencialnih napetosti, zmanjšanih za polovični kot notranjega trenja, na območju jarka pa sta se premaknila po lezikah langobardskih piroklastitov, ki so dajali dosti manj odpora kot kompetentne skitske in cordevolske kamenine.

Enaka možnost deformacij je obstajala tudi pod antiklinalo nad južnim sedimentacijskim območjem. Vendar imajo tod premiki le decimeterski do metrski obseg, kot smo jih opazovali v »talnini« na 7. obzorju. Nekompetentnih karbonskih kamenin je tu bistveno manj, zato so prevladali premiki v severnem pragu in polagoma zamrli v langobardskih piroklastitih nad tektonskim jarkom.

Zaradi premika ob ahacijevem prelomu, in še posebej ob petrijevem, je razpadla enotna plošča langobardskega konglomerata v severnem delu tektonskega jarka in na južnem robu severnega praga na tri samostojne bloke. Nad petrijevim prelomom je nastal današnji Mlakarjev (1967) južni blok, med petrijevim in ahacijevim prelomom pa severni blok. Proti SSW porinjeni jezik karbonskih klastitov nad petrijevim prelomom imenujemo srednji karbonski klin, karbonske kamenine med ahacijevim in petrijevim prelomom pa severni karbonski klin.

Zaradi spremenjenih napetostnih razmer pri nadaljnjem gubanju so premiki ob ahacijevem in petrijevem prelomu povsem zamrli. Sinklinala, prej samo nakazana, se je sedaj izoblikovala v pokončno gubo, vzporedno z gubo pa so se deformirali tudi triadni prelomi ter ahacijev in petrijev prelom. Slika 12 kaže drugo razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču. Tu je kot med zgornjeskitskimi plastmi v krilih gube in osno ravnino tak, kot ga poznamo v rudišču danes. Gubanje zaradi vzdolžnih pritiskov, kjer prevladujejo medplastni premiki, se je uveljavilo v vseh plastovitih kameninah, v masivnem zgornjeskitskem dolomitu pa se je le neznaten del napetosti sprostil ob redkih lezikah. V jedru sinklinale sta se zato v zgornjeskitskem dolomitu izoblikovali območji povečanih in zmanjšanih napetosti; ustrezne deformacije označujejo v prvem primeru zdrobljen dolomit, v drugem pa normalni prelomi s premiki nekaj metrov do deset metrov. Ti prelomi so v spodnjeskitskem meljevcu in skrilavcu, ki sta se gubala fleksivno, kmalu zamrli. Klin anizičnega dolomita med karolijevim in urbanovec-zovčanovim prelomom ter konglomerat v severnem in južnem bloku se nista bistveno spremenila v tej razvojni fazi.



Sl. 12. Največji obseg pokončne sinklinalne gube v drugi razvojni fazi
Legenda na sl. 9 a

Fig. 12. The whole extent of the vertical synclinal fold in the second stage of its development
See fig. 9 a for explanation

V pokončni gubi so se langobardske in mlajše plasti v jedru postavile pokonci, tako kot triadni prelomi, vendar je gubanje potekalo v smeri NNE-SSW, torej poševno na os tektonskega jarka; zato triadni prelomi niso vzporedni z osno ravnino gube, temveč potekajo nanjo poševno približno pod kotom 22°. Njihova vzporedna lega na sl. 12 je zato le navidezna. Triadni prelomi in plastovitost predlangobardskih plasti so imeli torej omejeno vlogo pri nastanku deformacij v naslednji razvojni fazi sinklinalne gube v osrednji coni idrijskega rudišča.

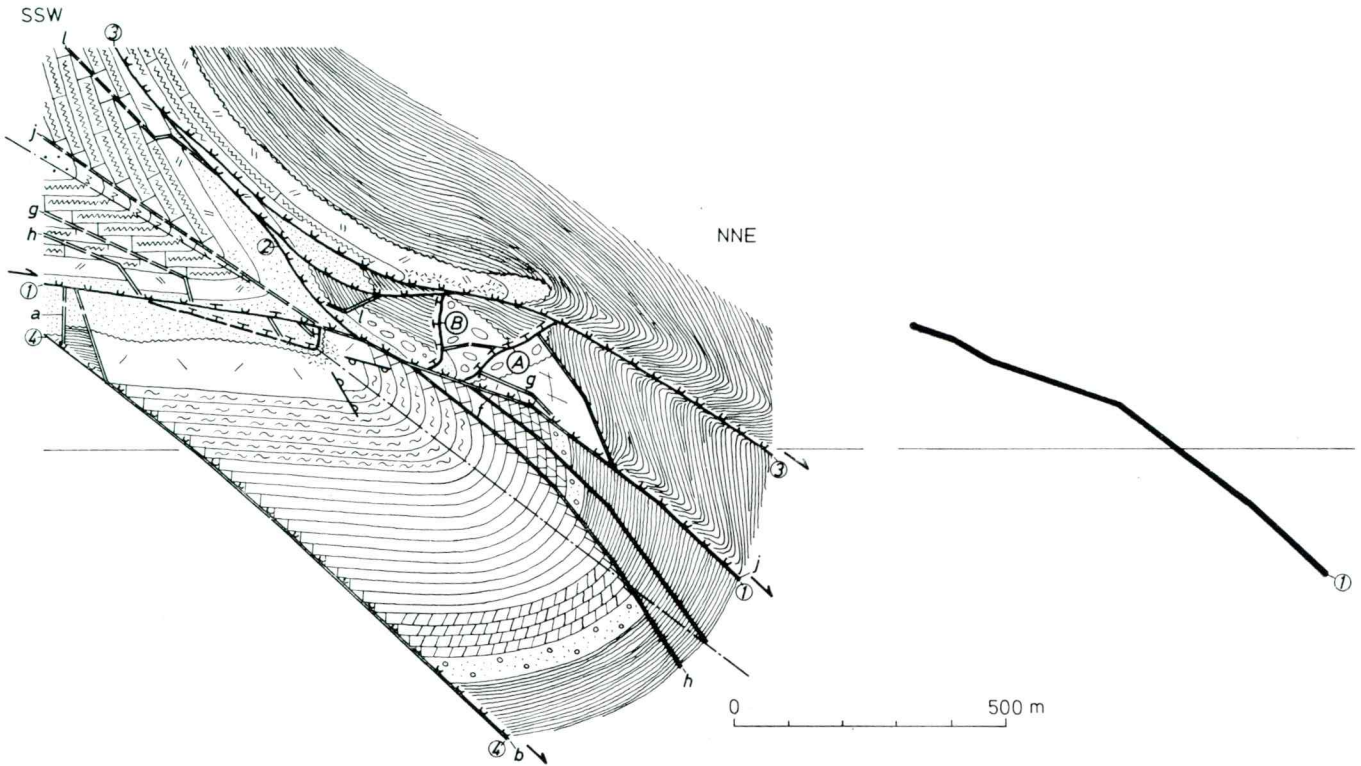
V pokončni gubi so zaradi posebnih litoloških in strukturnih razmer nastale štiri potencialne kombinirane prelomne ploskve. Na sl. 13 so ploskve označene s številkami v krožcih od 1 do 4. Prelomna ploskev št. 1 je nastala deloma ob urbanovec-zovčanovem in čemernikovem prelomu, nakar se je v osi sinklinale v langobardskih plasteh razcepila na »talninski« krak št. 1 in na krak št. 2 v langobardskih plasteh severnega krila sinklinale. Prelomna ploskev št. 3 se je izoblikovala v severnem pragu vzdolž triadnih prelomov, vzporednih z auerspergovim prelomom in v langobardskih ter cordevolskih plasteh severnega krila sinklinale. Prelomna ploskev št. 4 je nastala ob veharškem prelomu. Tako predisponirana guba se je zaradi nadaljnjega premikanja tičenske notranje narivne grude zasukala iz pokončne lege v poševno in prevrnjeno lego (sl. 13), ki je v »talnini« že kazala obris sedanje zgradbe rudišča. Sukanje spada v tretjo razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču. Premiki ob novonastalih prelomnih ploskvah so bili različni; ob prelomni ploskvi št. 1 je znašal premik 310 m, pri tem se je krovninski blok v »talninskem« delu rudišča premaknil za 90 m; ob ploskvi št. 2 in delno št. 3 pa za 220 m. Največji je bil premik ob prelomni ploskvi št. 3, kjer je znašal verjetno okoli 550 m. Dolžina premika ob ploskvi št. 4 se ne dá določiti.

Velikost premikov je določena po medsebojni primerjavi blokov na sl. 12 in na sl. 13. Slika 12 kaže gubo v drugi fazi njenega razvoja, konstruirano po podatkih o pravi debelini in po zakonitostih deformacij, sl. 13 pa sedanjo razporeditev blokov. To ne velja le za blok nad prelomno ploskvijo št. 3.

Celotni premik ob prelomni ploskvi št. 1 vključuje tudi premik ob prelomni ploskvi št. 2 in ob tistem delu prelomne ploskve št. 3, ki poteka po cordevolskih plasteh. Določen je bil po razliki v legi srednjega karbonskega klina nad petrijevim prelomom na sl. 12 in na sl. 13, ki znaša okoli 310 m. Premik ob »talninskem« delu prelomne ploskve št. 1 je bil določen po razliki v razdalji sinklinalnega dela meje med langobardskimi in cordevolskimi plastmi od veharškega preloma na sl. 12 (260 m) in na sl. 13 (350 m), ki znaša 350 m — 260 m = = 90 m. Velikost premika ob prelomni ploskvi št. 2 sledi iz razlike celotnega premika ob prelomni ploskvi št. 1 in »talninskega« dela premika, ki znaša 310 m — 90 m = 220 m.

Premik ob prelomni ploskvi št. 3 je bil določen le približno, saj današnja lega cordevolskega dolomita v srednjem karbonskem klinu verjetno odraža le rezultančni premik zaradi zasuka gube in narivanja tičenske notranje narivne grude, ki znaša okoli 500 m. Premik cordevolskih plasti ob prelomni ploskvi št. 3 pa je znašal po zasuku verjetno okoli 550 m, ali celo nekaj več (sl. 13).

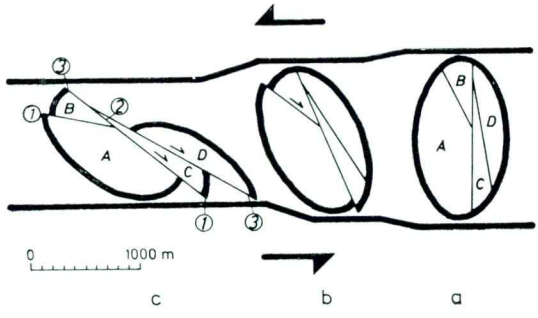
Razlago mehanizma in velikost premika ob prelomnih ploskvah št. 1, 2 in 3 kaže sl. 14. Pokončno gubo na sl. 12 si je mogoče predstavljati kot elipsoidno telo iz kompetentnih kamenin v nekompetentnem okolju. Model je idealiziran,



Sl. 13. Pokončna sinklinalna guba je prešla v prevrnjeno lego
Legenda na sl. 9 a

Fig. 13. The vertical synclinal fold tilted beyond the perpendicular and became overfold
See fig. 9 a for explanation

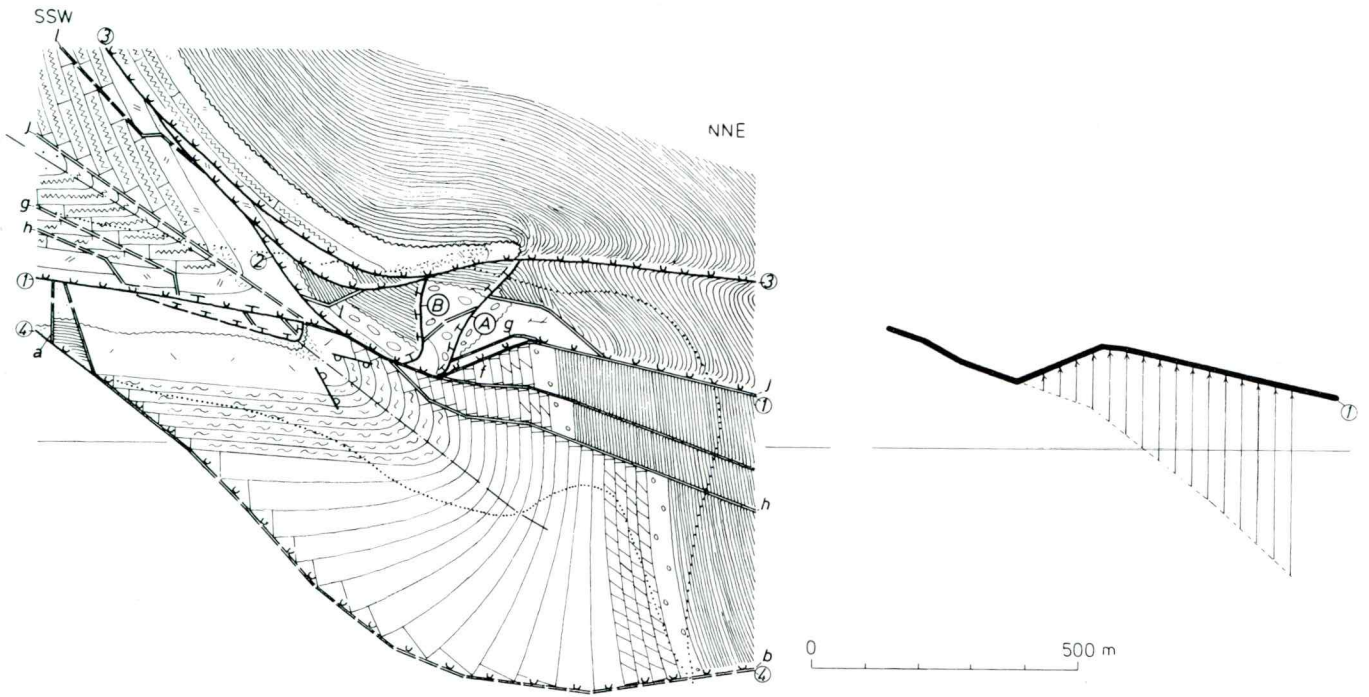
vendar dobro ponazarja razmere v tej razvojni fazi nastajanja gube. Za daljšo os je izbrana približna razdalja med grödenskimi in julijskimi plastmi v osni ravnini sinklinale, ki znaša okoli 1500 m, medtem ko krajša os zajema območje deformacij rudišča v tem profilu, široko okoli 800 m. Na sliki 14 a so v modelu vrisane vse tri potencialne prelomne ploskve, ki v zmanjšanem merilu ustrezajo razmeram na sl. 12. Zasuk se je razvil zaradi narivanja trnovskega pokrova oziroma tičenske notranje narivne grude, na talninske krovne enote. Napetostne razmere na območju rudišča so bile zaradi tega take, da so novonastale kombinirane ploskve prevzele vlogo prelomov v enem od dveh konjugiranih presekov ustreznega napetostnega elipsoida, ki po orientaciji v prostoru ustrezajo normalnim prelomom. Sukanje je trajalo toliko časa, dokler se prelomne ploskve niso postavile približno pravokotno na smer največje normalne napetosti. Bloki ob normalnih prelomih tretje razvojne faze sinklinalne gube v rudišču so se premikali proti NNE, tj. nasprotno regionalni smeri narivanja; zato je bil mehanizem teh deformacij toliko časa nepojasnjen.



Sl. 14. Kinematika razvoja prevrnjene gube
Fig. 14. Kinematics of the overfold development

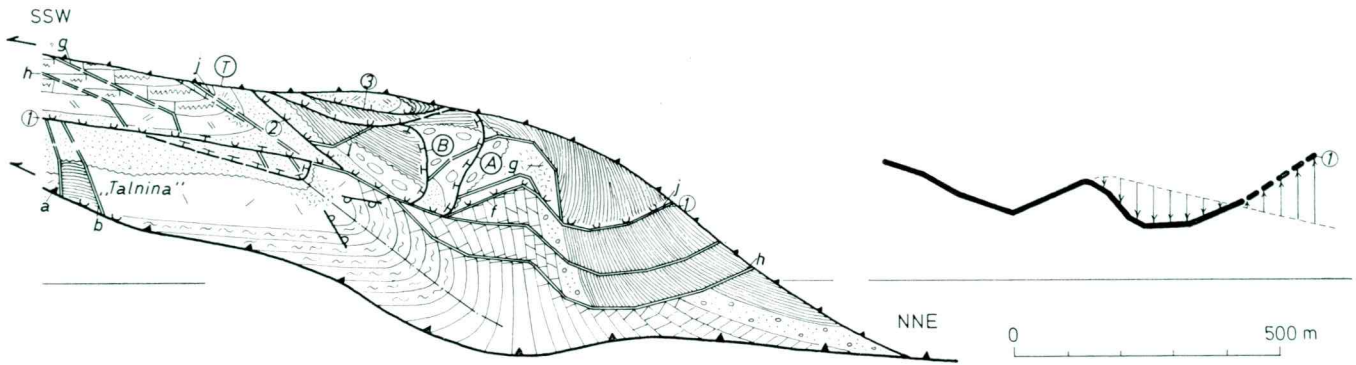
Končna deformacija modela na sl. 14 c shematsko ponazarja razmere na sl. 13. Premike ob prelomnih ploskvah št. 1, 2 in 3 se dá tudi na modelu spraviti v okvir obstoječih premikov v rudišču, zato je podana razlaga verjetna.

Po zasuku pokončne gube so se deformacije v rudišču spremenile. Sukanje zaradi spremenjene geometrije ni bilo več mogoče, zato so se karbonske, grödenske, zgornjepermske in spodnjeskitske plasti zapognile iz normalne lege v pokončno (sl. 15) in obrnjeno lego (sl. 16), značilno za ljubevški del rudišča. To obdobje predstavlja četrto razvojno fazo sinklinalne gube v rudišču. Tedanje deformacije najlepše ponazarja preoblikovani severovzhodni del prelomne ploskve št. 1 (sl. 13, 15 in 16). Plasti so se v tako velikem obsegu lahko zapognile predvsem zaradi velike razsežnosti deformabilnih karbonskih klastitov v severo-severovzhodnem in krovnem delu prevrnjene sinklinalne gube. Mehanizem se dá razložiti z medplastnimi premiki, zaradi katerih se je spremenila velikost kota med triadnimi prelomi in plastovitimi kameninami, preoblikovali pa so se tudi triadni prelomi ter prelomni ploskvi št. 3 in 4. Deformacija prelomne ploskve št. 1 na sl. 15 podaja metrično vrednost zapognitve v fazi, ko so se zgornjepermske plasti in spodnji deli spodnjeskitskih postavili pokonci. Poleg tega se je v zgornji zgradbi rudišča spremenila tudi lega kompetentnih blokov



Sl. 15. Zapognitev plasti v spodnjem krilu gube v pokončno lego
Legenda na sl. 9 a

Fig. 15. Strata in the lover limb of overfold turned upright
See fig. 9 a for explanation



Sl. 16. Nastanek zgornje in spodnje narivne ploskve v rudišču
Legenda na sl. 9 a

Fig. 16. Formation of the overlying and underlying thrust plane in the Idrija ore deposit
See fig. 9 a for explanation

anizičnega dolomita in langobardskega konglomerata ter skrajni severoseverovzhodni pas cordevolskih in langobardskih plasti nad prelomno ploskvijo št. 3, porinjenih proti NNE.

Pri nadaljnjem upogibanju sta guba in z njo rudišče dobila svojo dokončno, predneotektonsko podobo (sl. 16). Prelomna ploskev št. 1 se je pri tem v svojem srednjem delu celo konkavno vbočila, medtem ko se je njen skrajni severoseverovzhodni del zavihal še bolj navzgor. Konkavnost je mogoče razložiti z vlečenjem najbolj izpostavljenih spodnjeskitskih in zgornjepermskih plasti ob talninski narivni ploskvi, zavihanje pa z zasukom zgornjepermskih plasti v obrnjeno lego. Pravo velikost teh deformacij je mogoče izmeriti na sl. 16.

Zaradi konkavnosti srednjega dela prelomne ploskve št. 1 se je deformiral anizični dolomit v zgornji zgradbi, ki tvori danes eno izmed posebnosti »severnega kontakta« (karolijeva struktura).

Konec četrte razvojne faze sinklinalne gube v rudišču sta se izoblikovali talninska in krovninska narivna ploskev idrijske notranje narivne grude, ki sta dokončno ukrojili sedanji obseg rudišča. Ob talninski narivni ploskvi je bil odrezan del orudenih triadnih plasti južnega dela tektonskega jarka (L. P l a c e r, 1976; L. P l a c e r in J. Č a r, 1977), ob krovninski narivni ploskvi, ki predstavlja narivno ploskev tičenske notranje narivne grude, pa je bil odrezan del severnega praga s karbonskimi, langobardskimi in cordevolskimi plastmi. Samo del teh plasti je ostal v sklopu rudišča in tvori danes tektonsko lečo v plasteh srednjega karbonskega klina na prvem obzorju in v antonijevem rovu. I. M l a k a r (1967) je imel obravnavane plasti za ostanek manjšega tektonskega jarka, vzporednega jarku med urbanovec-zovčanovim in karolijevim prelomom.

Talninska in krovninska narivna ploskev v rudišču sta nastali takrat, ko so se nehale deformacije, izražene z gubanjem, zasukom in zapognitvijo. Talninska narivna ploskev je odrezala izbočeni del spodnjeskitskih plasti, krovninska tičenska notranja narivna gruda pa je zdrsnila po karbonskih plasteh severnega praga. Normalni prelomni ploskvi št. 1 in 3 ter spremljajoče prelomne ploskve so imele tedaj lego, ki je bila na območju srednjega karbonskega klina vzporedna narivni ploskvi tičenske notranje narivne grude; zato bi bilo možno, da je katera od teh ploskev ponovno zaživela, in so se bloki premaknili v nasprotni smeri, proti SSW. Današnja lega cordevolskih plasti v srednjem karbonskem klinu predstavlja torej seštevek premikov proti NNE in SSW. Skupni premik cordevolskega dolomita v severnem karbonskem klinu znaša okoli 500 m.

Mehanizem narivne zgradbe idrijskega rudišča je poleg opisanih glavnih deformacij povzročil tudi stranske, ki so med drugim pomembne za sledenje rudnih teles. Značilne so »talninske« narivne ploskve na 4., 6. in 7. obzorju, ki potekajo po skoraj vodoravnih lezikah ali pa zelo položno prečkajo langobardske in ponekod tudi zgornjeskitske plasti. Zato je razlaga krajevnih geoloških razmer pogosto skoraj nemogoča. Tako zgradbo v »talnini« je treba pripisati prepletanju reverznih prelomov prve in normalnih prelomov tretje razvojne faze gube, ki so si po legi vzporedni, po smeri premikov pa nasprotni. Posamezne prelomne ploskve v »talnini« pripadajo tako lahko eni ali drugi fazi premikov, ali pa predstavljajo prelomne ploskve starejše faze, regenerirane v mlajši fazi.

Zaradi zasuka pokončne gube v prevrnjeno se je v tretji razvojni fazi sinklinalne gube v rudišču izoblikovala značilna luskasta zgradba srednjega karbonskega klina, ki je brez kinematske obdelave doslej ni bilo mogoče logično razložiti. Poleg prelomne ploskve št. 3 je nastalo več vzporednih prelomnih ploskev, ob katerih so se diskordantno odložene langobardske plasti na karbonskih skladih v obrnjeni legi pomaknile nazaj v karbonske klastite srednjega karbonskega klina; zato nastopajo v srednjem karbonskem klinu danes blizu skupaj langobardske plasti z območja severnega bloka, iz južnega bloka in z območja nad prelomno ploskvijo št. 3, ki so ležale prvotno okoli 500 metrov proti SSW.

Končno so za razumevanje kinematike pomembni še medplastni premiki, ki so pri gubanju imeli pomembno vlogo. V tej razpravi geometrijska problematika tega pojava ni obdelana, ker je bila pred leti že predstavljena (L. P l a c e r, 1976).

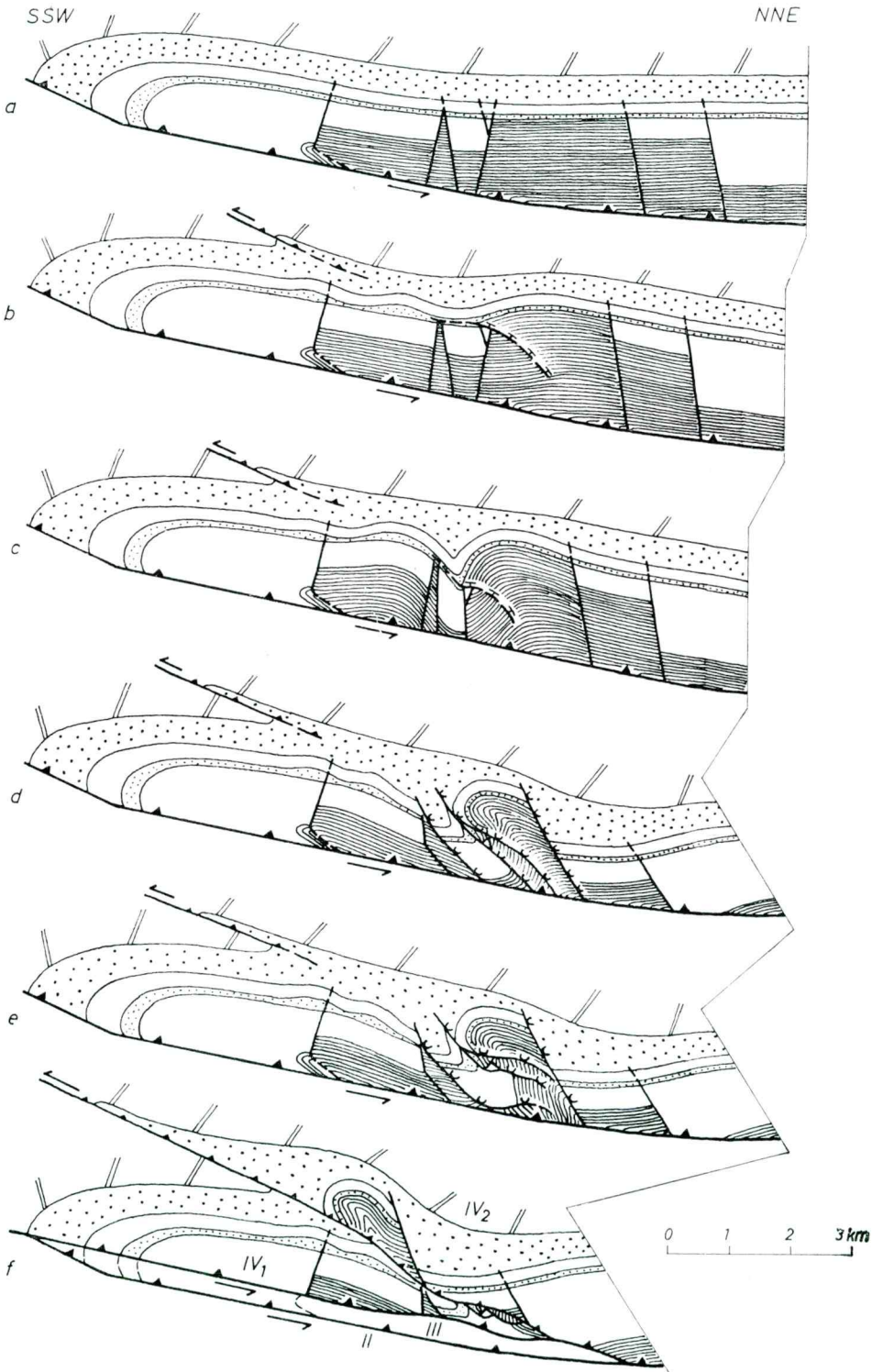
V opisu nastanka prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču so bile upoštevane le njene notranje deformacije, nastale zaradi zunanjih vplivov. Tu je mišljeno narivanje trnovskega pokrova, oziroma tičenske notranje narivne grude. Narivna ploskev tičenske notranje narivne grude je nastala najprej v kompetentnih karbonatnih kameninah, medtem ko so se starejše triadne plasti le gubale in šele nato pretrgale. Nastanek prevrnjene sinklinalne gube v rudišču lepo dokazuje táko razlago; zato v naslednjem poglejmo razvoj narivne ploskve tičenske notranje narivne grude v triadnih in starejših kameninah trnovskega pokrova na ožjem idrijskem območju (sl. 17). Spodnji del trnovskega pokrova je bil konstruiran po podatkih o polegli gubi (L. P l a c e r, 1973, profil IV na tabli 2) na podlagi triadne zgradbe idrijskega ozemlja (L. P l a c e r in J. Č a r, 1977, sl. 4 na tabli 3) in na podlagi rekonstruiranega razvoja prevrnjene sinklinalne gube v rudišču (sl. 9 do 16).

Sl. 17 a poenostavljeno kaže razmere pred pretrganjem karbonatnega plašča nad karnijskimi skladi, kjer so nekompetentne in kompetentne kamenine prikazane ločeno. Za razumevanje kinematike je pomembno, da srednjetriadne in spodnjetriadne karbonatne kamenine ne tvorijo sklenjenega horizonta, temveč so njihovi posamezni bloki ugreznjeni v okolne nekompetentne karbonske klastite. Edini sklenjeni kompetentni horizont tvorijo cordevolske karbonatne kamenine med langobardskimi piroklastiti v talnini in julijsko-tuvalskimi klastiti v krovnini.

Profil idrijske srednjetriadne zgradbe na sl. 17 a se le malo loči od profila v razpravi L. P l a c e r j a in J. Č a r j a, (1977, sl. 4 na tabli 3). Po razlagi »talninskih narivnih ploskev« je treba ugotoviti, da je bil jarek v srednji coni širok 800 m in ne 900 m; to je bilo že upoštevano pri konstrukciji sl. 9. Popravljena je bila tudi širina severnega karbonskega praga, in sicer od 1400 m na 2200 m; zgradbo Tičnice in rudišča je mogoče razložiti edino po takem popravku.

Po prelomu karbonatnega plašča nad julijsko-tuvalskimi klastiti (sl. 17 b) se je prelomna ploskev le deloma potegnila v julijsko-tuvalske plasti. V njih je zamrla, premik narivanja pa se je kompenziral z gubanjem prednoriških skladov.

V prvem obdobju gubanja so na območju idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka nastale deformacije prve razvojne faze sinklinalne gube v ru-


SSW
NNE
a
b
c
d
e
f
IV2
IV1
II
III
0
1
2
3 km

dišču, ki zaradi narave svojega nastanka niso segale daleč v severni karbonski prag. Gubanje je konec druge faze (sl. 17 c) doseglo največji obseg; nadaljnjo rast pokončne gube je onemogočila bližina talninske narivne ploskve. Tedaj je gubanje prešlo v sukanje. Stanjšanje karbonskih klastitov pod pokončno sinklinalo je mogoče razložiti s tektonsko erozijo, ki je bila v naslednjih razvojnih fazah vedno bolj očitna. Erozijo si je po izkušnjah na Idrijskem treba razlagati kot trganje blokov v obliki leč, ne pa kot struženje narivnega in podrivnega bloka, ki naj bi opravičevalo kameninski primanjkljaj pri rekonstrukciji narivne zgradbe. Struženje je sicer obstajalo, vendar je imelo v geološkem smislu zanemarljiv obseg.

Pokončna sinklinalna guba v rudišču se je zasukala bolj od blokov jugo-jugozahodno in severoseverovzhodno od tod (sl. 17 d), ker so le kompetentne kamenine tektonskega jarka na območju rudišča ležale v nekompetentnih karbonskih klastitih, medtem ko je bilo sukanje drugod bolj ali manj onemogočeno. Za mehanizem zasuka je pomembno, da se je kompetentni klin jarka sukal po talninski narivni ploskvi; ko je zasuk dosegel največjo mogočo stopnjo, so se plasti spodnjega dela rudišča upognile v obrnjeno lego (sl. 17 e).

Po upogibu plasti so fleksivne deformacije v dnu trnovskega pokrova dosegle največji obseg. V talnini rudišča se je izoblikovala nova narivna ploskev, ki ni nastala samo zaradi posebne geneze sinklinalne gube v rudišču, temveč tudi zaradi pregiba narivne ploskve trnovskega pokrova. Kanomeljska vmesna luska je nastala na koncu narivne aktivnosti trnovskega pokrova, torej v času, ko je območje rudišča bilo v bližini grbine na prehodu iz poševnega v vodoravni krovninski narivni rez hrušiškega pokrova (sl. 8). Grbina v tej fazi razvoja narivne zgradbe ni bila več tako izrazita, saj se je koševniška vmesna luska odtrgala že nekoliko prej, je pa še vedno predstavljala pomembno oviro. Narivna ploskev tičenske notranje narivne grude se je tedaj, verjetno zaradi istega vzroka, podaljšala do talninske narivne ploskve trnovskega pokrova.

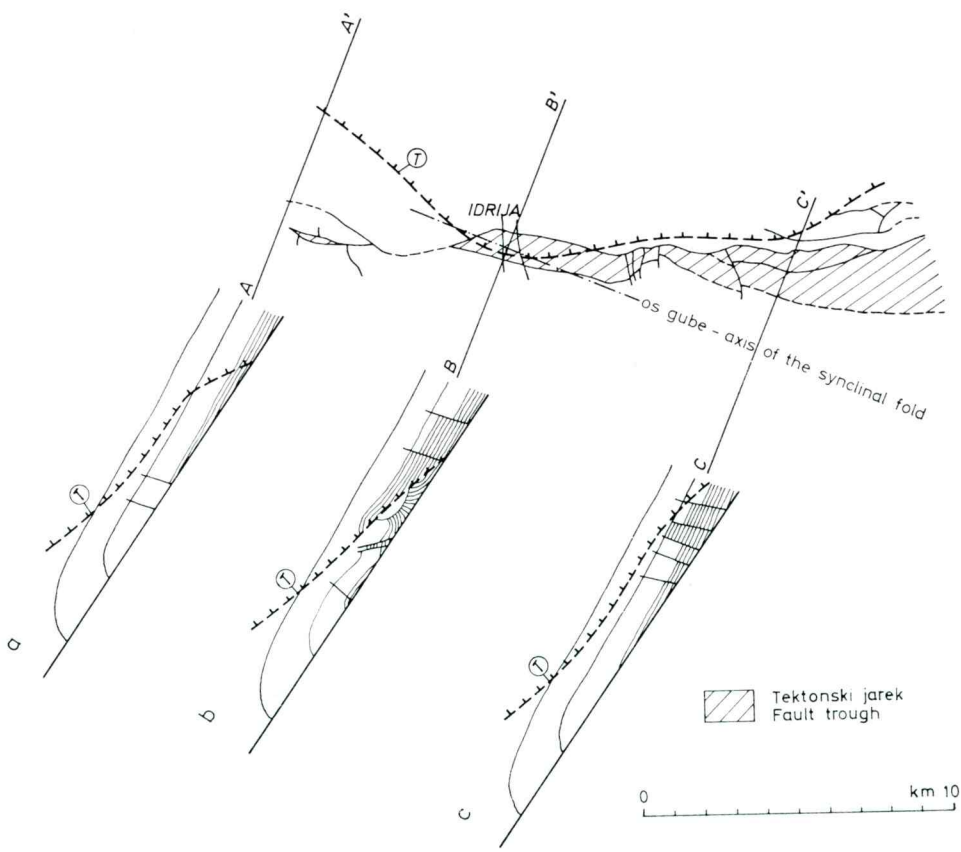
Sl. 17 f kaže končno lego tičenske notranje narivne grude, ki se je premaknila za tri kilometre proti SSW. V članku iz leta 1973 je L. P l a c e r menil, da je ta premik znašal le nekaj sto metrov, vendar je tedanja ocena slonela na vizualni presoji, ne pa na kinematski konstrukciji; zato je sedanja bliže resnici.



Sl. 17. Razvoj tičenske notranje narivne grude

Fig. 17. Development of the inner thrust sheet of Tičnica

Gubanje in upogibanje plasti v obrnjeno lego na območju rudišča je v tesni zvezi z razvojem narivne ploskve tičenske notranje narivne grude; zato je treba obliko sinklinalne gube in obseg upogibanja obravnavati skupaj. Večkrat je bilo že omenjeno, da je bila smer gubanja odmaknjena od pravokotnice na os jarka za okoli 22°, zato je os sinklinalne gube v rudišču poševno prečkala os idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka (sl. 18). Nekompetentne kamenine severnega praga so se gubale neovirano, bolj ko se je pa os gube oddaljevala od karbonskih klastitov proti ESE, bolj je pojemalo gubanje, dokler ni končno povsem zamrlo. Njeno dolžino je danes težko oceniti; verjetno je znašala nekaj kilometrov, kot se dá oceniti na podlagi razvoja narivne ploskve tičenske notranje narivne grude, ki se razteza še severozahodno in vzhodnojugovzhodno od Idrije (L. P l a c e r , 1973, sl. 2). Guba iz triadnih in starejših kamenin ob narivni ploskvi se je razvila le na območju rudišča, torej tam, kjer je šla narivna ploskev v svojem podaljšku skozi nekompetentne kamenine severnega praga. Drugod se je obenem s karbonatnim plaščem pretrgala tudi



Sl. 18. Razprostranjenost narivne ploskve tičenske notranje narivne grude
Fig. 18. Extension of the thrust plane of the inner thrust sheet of Tičnica

celotna skladovnica prednoriških kamenin. Severozahodno od Idrije poteka narivna ploskev tičenske notranje narivne grude po triadnih kameninah severnega sedimentacijskega bazena, zato je njen vpadni kot dokaj strm (sl. 18 a), narivna ploskev pa je v neotektonski fazi ponovno oživela; zato pravega vpada ni mogoče z gotovostjo določiti. Vzhodnojugovzhodno od Idrije pa sta smer in vpad narivne ploskve dokaj nenavadna. V triadnih kameninah narivna ploskev ni premi podaljšek narivne ploskve iz mlajših kamenin, temveč sledi stopničasti zgradbi severnega roba severnega karbonskega praga; zato je bolj položna (sl. 18 c).

Strukturna obdelava deformacij narivanja in gubanja

Razvoj prelomnih deformacij gubanja je bil odvisen od stopnje ukrivljenosti gube, zato bomo bolj nadrobno opisali njeno obliko.

Lega skladov v rudišču je bila določena po podatkih prečnih jamskih profilov v merilu 1 : 1000, ki jih je obdelal I. Mlakar. Profili imajo smer SW-NE in so razmaknjeni po 35 m.

Spodnja zgradba rudišča je bila obdelana po metodi blokov med posameznimi profili. Vpadov plasti v posameznih blokih iz razumljivih razlogov ni bilo mogoče obdelati enakomerno po celi površini preseka, ker jamska dela niso razvita povsod in ker vsi rovi danes niso več dostopni. Zato je osno ravnino sinklinalne gube mogoče bolje določiti iz geoloških profilov, za določitev smeri in vpada osi pa je potrebna strukturna analiza.

Spojene osi gube v posameznih profilih predstavljajo os sinklinalne gube v spodnji zgradbi rudišča. Na enak način so bili obdelani tudi vpadi plasti v zgornji zgradbi, vendar je tu na voljo premalo merskih podatkov za statistično analizo. Taka obdelava bi bila vsekakor potrebna, saj os gube v spodnji zgradbi verjetno ni vzporedna z osjo gube v zgornji zgradbi rudišča. Glede na genezo prelomnih deformacij gubanja premiki ob prelomni ploskvi št. 1 niso bili povsod enaki.

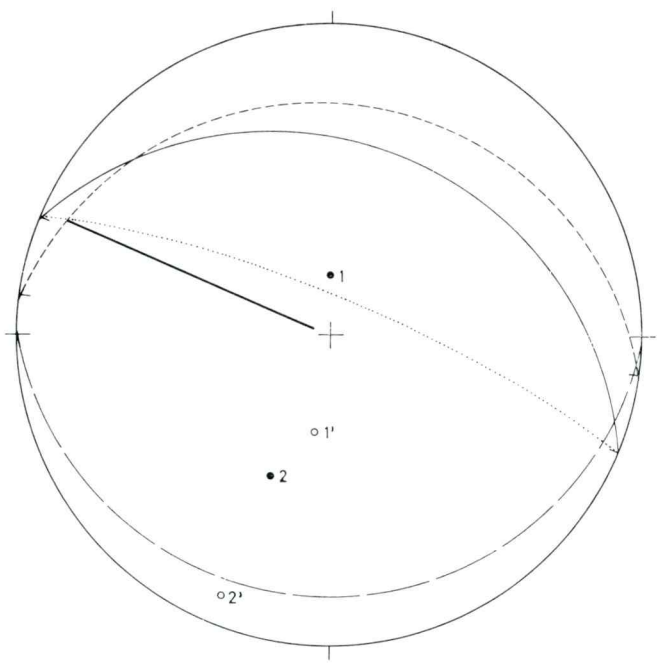
Strukturna analiza kaže, da je os sinklinale skoraj vodoravna. Sinklinala je v severozahodnem in osrednjem delu rudišča prevrnjena, proti jugovzhodu pa prehaja prek izrazito poševne lege v rahlo poševno lego, dokler se skoraj popolnoma ne izravna. Statistična obdelava potrjuje, da je sinklinala idrijskega rudišča omejena struktura; preučiti je mogoče le njen jugovzhodni del, medtem ko sta bila njen osrednji in severozahodni del dvignjena nad sedanje površje in odnesena (L. P l a c e r , 1976).

Sinklinalno gubo v idrijskem delu rudišča je treba obravnavati ločeno od obrnjene antiklinale v ljubevškem delu rudišča, ki je nastala zaradi premika ob talninski narivni ploskvi. Razvoj prelomnih deformacij gubanja je vezan le na prvo, medtem ko je zapognitev plasti v Ljubevču povzročila le deviacijo starejših elementov strukture. Plasti niso zapognjene samo v severovzhodnem krilu idrijskega preloma, temveč tudi v idrijskem delu rudišča.

Reverzni prelomi prve razvojne faze sinklinalne gube. Lega petrijevega preloma se da pojasniti v zvezi z razvojem sinklinale. I. M l a k a r (1967) in starejši avtorji niso mogli zadovoljivo razložiti nastanka srednjega karbonskega klina. Enaka struktura ob ahacijevem prelomu pa je prvič omenjena šele v tej razpravi. Spremembi vpada plasti v sinklinalni gubi v rudišču je morala slediti

tudi sprememba lege obeh prelomnih ploskev. Oba preloma se povsem podrejata tej zakonitosti; zato je mogoče z gotovostjo privzeti Curiejevo pravilo. Tam kjer so plasti inverzne, imata oba preloma subvertikalno lego, tam kjer so skladi normalni in vpadajo položno proti SSW, pa sta ahacijev in petrijev prelom subhorizontalna.

Razmerje med smerjo narivanja in gubanja ter smerjo srednjetriadnega tektonskega jarka se posebej zanimivo odraža na karti 3. obzorja. Srednji in severni karbonski klin v vodoravnem preseku nista trakasta, temveč se klinasto tanjšata proti jugovzhodu. Karbonske plasti se izklinjajo zaradi poševne lege osi gube na osno ravnino jarka. Diskordančna ravnina med karbonskimi in langobardskimi skladi nad njimi je prvotno vpadala za približno 20° proti »jugu« (sl. 9), medtem ko sta petrijev in ahacijev prelom vpadala za približno 40° proti »severoseverovzhodu« (22/40). Danes je petrijev prelom zelo strm; zato je treba prvotno lego konstrukcijskih ravnin zasukati okoli slednice petrijevega preloma za 140° v nasprotni smeri urnega kazalca. Konstrukcijo zasuka kaže



1 Diskordanca v triadni periodi
Unconformity during the Triassic period

2 Lega petrijevega preloma v triadni periodi
Position of the Petri fault during the Triassic period

1' Diskordanca v holocenski epohi
Unconformity in the Holocene epoch

2' Lega petrijevega preloma v holocenski epohi
Position of the Petri fault in the Holocene epoch

Presečnica diskordance s petrijevim prelomom v holocenski epohi
The trace of the unconformity with the Petri fault in the Holocene epoch

Sl. 19. Os srednjega in severnega karbonskega klina

Fig. 19. Axis of the middle and northern Carboniferous wedge block

sl. 19; ker je presečnica med prelomno in diskordančno ravnino nagnjena po zasuku proti WNW, je tudi srednji karbonski klin v tlorisni ravnini klinast. Isto velja tudi za severni karbonski klin. Pri konstrukciji zasuka ni bil upoštevan učinek medplastnih premikov, ker je imela konstrukcija namen dokazati le pravilnost razlage, ne pa numeričnih vrednosti strukturnih elementov.

Normalni prelomi druge razvojne faze sinklinalne gube. O prelomih te razvojne faze gube je le nekaj skopih podatkov, ker je tisti del jame, kjer nastopajo, zelo slabo odprt, saj nikoli ni bil zanimiv za rudarje. Posamezne merjene prelomne ploskve leže vodoravno ter so vzporedne z osjo gube in so zato verjetno v zvezi z njenim nastankom.

Normalni prelomi tretje razvojne faze sinklinalne gube. Prelomi tretje razvojne faze gube so predvsem nasledstveni; zato ne ustrezajo povsod zahtevam Curiejevega pravila, vendar ga v bistvu najbolj potrjujejo. Najpomembnejši element preučevanja teh prelomov je dolžina premika, ki je odvisna od velikosti zasuka pokončne gube, ne pa od gubanja samega. Zato teh prelomov ni tam, kjer ni bilo zasuka. Največji premik je bil izmerjen v severozahodnem delu rudišča, medtem ko so premiki proti jugovzhodu vedno manjši.

Deformacija fleksivnega gubanja. Gubanje in zapognitev plasti v vseh štirih razvojnih fazah gube v rudišču so spremljale neafine deformacije starejših prelomnih ploskev. Sem spadajo triadni prelomi in prelomi prve, druge in tretje razvojne faze sinklinalne gube. Zaradi kontinuitete razlage je treba tu opozoriti na nekatere učinke teh deformacij.

I. Placer, (1976) je velikost medplastnih premikov pri fleksivnem gubanju izrazil s količnikom medplastnega premika K za posamezna območja prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču in obrnjene antiklinale v ljubevškem delu rudišča. Tedaj obdelan profil (L. Placer, 1976, sl. 3, na tabli 1) je istoveten s profilom na sliki 16. Iz razlage o zgradbi sinklinalne gube v rudišču sledi, da je nagubanost v različnih profilih rudišča različna; zato se od profila do profila spreminja tudi količnik medplastnega premika posameznih območij. Študij deformacij prelomnih ploskev zaradi gubanja je zelo zamuden, saj vodi površnost pri meritvah in obdelavi podatkov zanesljivo do napačnega sklepa. Tu je mišljena predvsem rekonstrukcija prvotne lege prelomnih ploskev, ki temelji na meritvah sedanjega stanja.

Učinki medplastnih premikov so v današnji zgradbi rudišča vidni povsod. Deformacija prelomne ploskve št. 1, oziroma triadnega čemernikovega preloma, je bila na slikah 13, 15 in 16 že prikazana. V tlorisu je ista prelomna ploskev na karti 3. in 6. obzorja značilno ukrivljena v obliki črke S. Podobno so bolj ali manj ukrivljeni vsi triadni prelomi v idrijskem rudišču.

Neotektonika

Od starejših raziskovalcev idrijskega ozemlja je samo M. V. Lipold (1857, 1874) pripisal strmim prelomom v smeri NW-SE poseben pomen in jih razlikoval od narivnih deformacij. Po sto letih se je k temu vprašanju povrnil I. Mlakar (1964) in po odkritju ljubevškega dela rudišča dokazal, da idrijski prelom vpada strmo proti severovzhodu; ob njem naj bi se bili prelomni krili premaknili skoraj vodoravno v desno za 2500 m. V njegovem jugozahodnem krilu ga spremlja več vzporednih prelomov; med njimi so najvažnejši zalin,

poljančev, smukov in inzaghijev prelom ter nekaj manjših, kot rudin-1, rudin-2 in peklov prelom. Zalin prelom oklepa z idrijskim prelomom tektonsko lečo, ki jo dele drugi prelomi na več rezin. V severovzhodnem krilu idrijskega preloma je manj vzporednih prelomov, vendar je treba upoštevati, da v ta del rudnik ne seže in je zato slabše raziskan. Pomembnejša sta antonov in sedejev prelom; prvi oklepa z idrijskim prelomom tektonsko lečo, vloga drugega pa ni jasna.

Na območju rudišča potekajo poševno na te najmlajše tektonske deformacije lazarjev, albrehtov, jerebov in sveticev prelom.

Zgradba prelomov

V naši strokovni literaturi skoraj ni del o zgradbi prelomov, določenih posebnosti pa ni najti niti v svetovni literaturi. V. G. G l a d k o v (1967) razlikuje pri vseh vrstah prelomov notranjo in zunanjo prelomno cono. Notranjo prelomno cono zmikov označujeta tektonska breča in milonit, zunanjo pa obprelomne gube, spremljajoči zmiki, narivi, normalni in inverzni prelomi. Bistveni strukturni element notranje prelomne cone je pri vseh tipih prelomov osrednja prelomna ploskev. V zunanji in notranji prelomni coni spremljajo različne tipe prelomov različne vrste deformacij. V primeru položne prelomne ploskve se zunanja prelomna cona deli na nadprelomno in podprelomno cono.

Gladkova shema povsem ustreza za regionalne raziskave, za strukturno analizo pa jo je treba dopolniti. V ta namen bomo ustrezne pojme s področja tektonske geologije definirali na primeru neotektonskega zmika v idrijskem rudišču med vpadnikom Gostiša in slepim jaškom Pekel na 11. obzorju. Zmik poteka po sredini smerne proge; zato ga je bilo mogoče skoraj v celoti raziskati (sl. 20). Prelom gre skozi spodnjeskitski ploščati dolomit s peščenosljudnatimi vložki in vpada pod kotom 45° do 75° proti jugozahodu. Premik ob njem znaša največ 10 m.

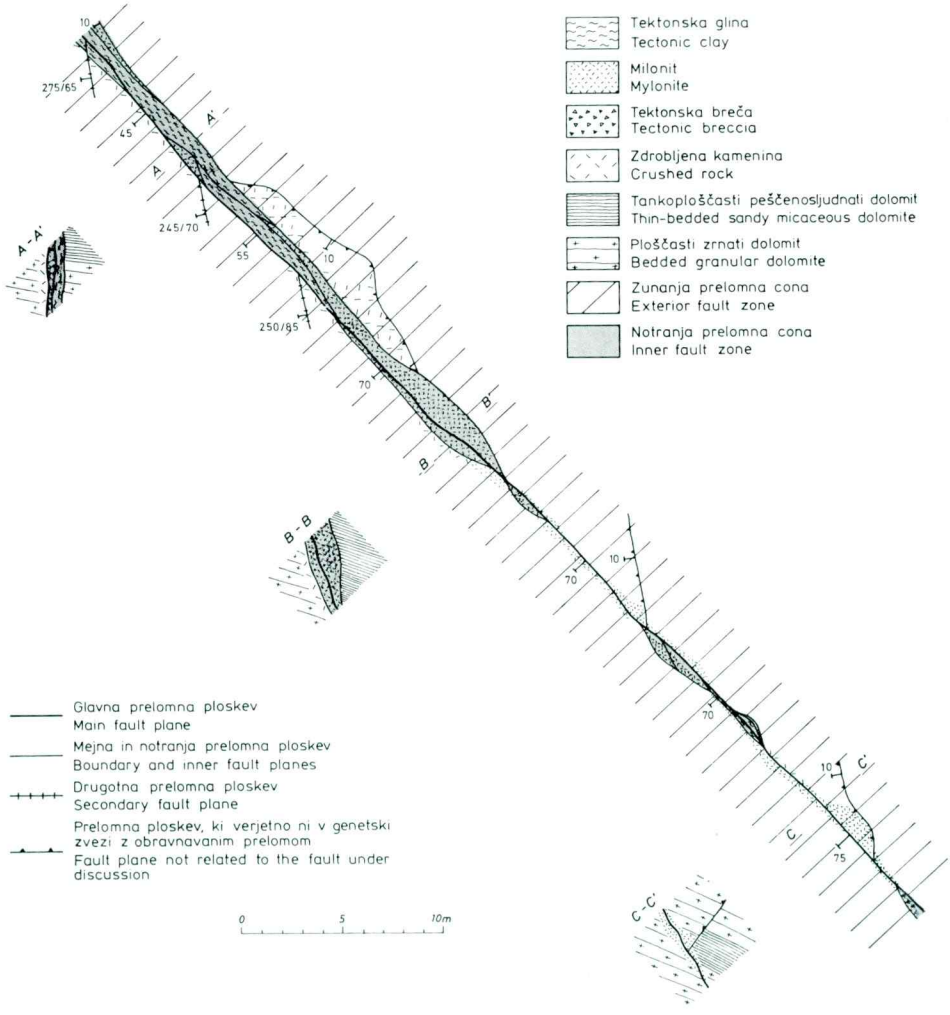
S prelomno cono označujemo notranjo in zunanjo prelomno cono kateregakoli preloma. Notranja prelomna cona je pas zdrobljenih kamenin, tektonske gline, milonitne moke, milonitnega zdroba, tektonske breče in ponekod tudi manj poškodovanih blokov. Navzven je omejena z mejnimi prelomnimi ploskvami. Njen bistveni element je glavna prelomna ploskev. Med glavno in mejnimi prelomnimi ploskvami so razvite notranje prelomne ploskve, ki v glavnem ločijo različne kataklastične stopnje med seboj, lahko pa potekajo tudi v istem kataklastičnem območju. Glavna prelomna ploskev poteka navadno po sredi notranje prelomne cone, vendar lahko zavzema tudi mesto mejne prelomne ploskve, ponekod pa je celotna notranja prelomna cona reducirana na sámo glavno prelomno ploskev.

Zunanja prelomna cona je nasproti notranji prelomni coni omejena z mejno prelomno ploskvijo, navzven pa meje ni mogoče določiti brez detajlnega poznavanja kinematike in dinamike spremljajočih deformacij. Zdrobljenost je najmočnejša ob mejnih prelomnih ploskvah, vendar zavzema relativno ozek pas, nakar je kamenina le delno zdrobljena ali pa povsem nepoškodovana. Pomemben strukturni element zunanje prelomne cone so spremljajoči prelomi, ki so brez dvoma drugotnega nastanka. Njihovo razmerje do notranje prelomne cone se kaže v tem, da prečkajo mejno prelomno ploskev, na glavno pa se naslanjajo. Premik ob njih je enako usmerjen kot ob glavni prelomni ploskvi.

V zunanji prelomni coni nastopajo poleg spremljajočih prelomov še manjši prelomi, narivi, obprelomne gube in druge deformacije.

Zdrobljene kamenine nastopajo v notranji prelomni coni in ob mejnih prelomnih ploskvah v zunanji prelomni coni, tako da tvorijo sklenjen pas. Zanj bi bil primeren izraz zdrobljena cona, ki je ponekod istovetna z notranjo prelomno cono, lahko pa zavzema notranjo in del zunanje prelomne cone. Zato bi bilo smiselno ločiti tudi notranjo in zunanjo zdrobljeno cono.

Prelomi v notranji in zunanji prelomni coni omejujejo tektonske bloke bolj ali manj poškodovanih kamenin; zato bi jim ustrezalo ime tektonske leče. Po



Sl. 20. Prelomna cona zmika

Fig. 20. Fault zone of the strike-slip fault

legi v prelomni coni bi ločili notranje in zunanje tektonske leče; notranje so omejene z glavno, mejnimi in notranjimi prelomnimi ploskvami, zunanje pa z mejnimi, spremljajočimi in drugimi prelomi.

V terminologiji na področju narivne tektonike naj bi se uvedli enakovredni izrazi, s tem da se izraz »prelomen« nadomesti z nazivom »nariven«. Tako bi v narivni coni ločili notranjo in zunanjo narivno cono, zdrobljeno cono (notranjo in zunanjo zdrobljeno cono). Notranjo narivno cono označujejo glavna, vmesne in mejne narivne ploskve, zunanjo pa spremljajoče narivne ploskve. Ker obstajajo razlike v zgradbi zunanje narivne cone talninskega in krovninskega bloka, bi po V. G. Gladkovu ločili talninsko in krovninsko zunanjo narivno cono.

Na področju gravitacijske tektonike bi bilo primerno izraz »narivni« nadomestiti z »drsni«. Tako drsna cona (notranja in zunanja drsna cona), zdrobljena cona (notranja in zunanja zdrobljena cona), glavna, vmesna in mejna drsna ploskev, spremljajoča drsna ploskev ter talninska in krovninska zunanja drsna cona.

Spremljajoče narivne in drsne ploskve, tako kot spremljajoče prelomne ploskve, tudi omejujejo tektonske leče, le da se v teh primerih, zaradi tradicionalnih terminov, imenujejo prevrnjeni pokrovi, tektonski odstružki, vmesne luske itd.

Poleg posebnosti v zgradbi prelomne cone zmikov je treba omeniti še nekaj splošnih lastnosti, ki so pomembne za razumevanje mehanizma premikanja blokov:

1. Notranja prelomna cona je v karbonatnih kameninah širša kot v skrilavih. V karbonskem glinastem skrilavcu, na primer, je lahko široka le nekaj centimetrov pri premiku, ki v karbonatnih kameninah povzroči nastanek notranje prelomne cone, široke nekaj metrov in celo več.

2. Širina notranje prelomne cone ni linearno odvisna od velikosti premika, temveč od oblike prelomne ploskve takoj po njenem nastanku in od smeri komponentnih premikov prelomnih kril. Začetna prelomna ploskev ni ravna v nobeni kamenini temveč kolenasto zavija v določeni generalni smeri (sl. 21 a).

V prvi fazi gibanja blokov ali pri majhnem premiku se glede na smer premika izoblikujejo območja čistega zdrsa in območja razpiranja (sl. 21 b), ki se običajno zapolnijo z odkrušenimi bloki, možna pa je tudi zapolnitev z rudninsko snovjo. O zgradbi notranje prelomne cone v tej razvojni fazi preloma so pisali številni avtorji (V. A. Nevskij, 1967; N. N. Šatagin, 1970); V. A. Nevskij je imenoval široke notranje prelomne cone razprte cone in menil, da je bila tektonska glina izstisnjena iz ožjih delov notranje prelomne cone v razprte dele.

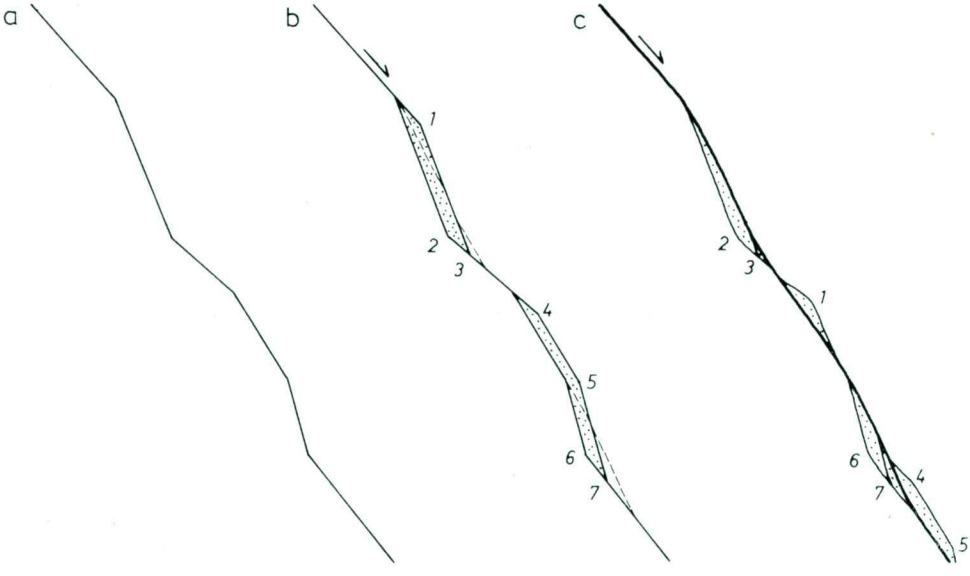
Pri nadaljnjem premikanju se izoblikuje enotna glavna prelomna ploskev (sl. 21 c). Ostri robovi na obeh straneh glavne prelomne ploskve se spremene v milonitizirano in zaglinjeno zdrobljeno cono z notranjimi in mejnimi prelomnimi ploskvami. Zato je presek glavne prelomne ploskve v smeri premika le rahlo valovita črta, v kateri komaj še zaznamo ostanke nekdanje ostrorobe zgradbe. Pravokotno na premik pa je glavna prelomna ploskev lahko valovita, grebeni in žlebovi pa so usmerjeni približno v smeri premika.

Premikanje prelomnih kril je postopno. Če so vektorji posameznih premikov enako usmerjeni, se ohrani približno taka zgradba notranje prelomne cone, kot

jo kaže sl. 21 c, če pa so vektorji posameznih premikov orientirani v različne smeri, se pri vsakem premiku izoblikuje nova glavna prelomna ploskev. Hrbti, ki so dovoljevali premik v zadnji fazi, ga v novi preprečujejo, zato se odtrgajo od prelomnega krila (potres). Tako nastane nova glavna prelomna ploskev, posamezni deli notranjih in mejnih prelomnih ploskev privzemajo vlogo glavne prelomne ploskve, deli glavne prelomne ploskve pa se spremene v mejne in notranje prelomne ploskve.

3. Predisponirane ploskve, na primer lezike, imajo v prelomni tektoniki pomembno vlogo, zlasti v začetni fazi nastanka preloma, če so prelomne ploskve in lezike vzporedne med seboj ali približno vzporedne. Prelomna ploskev, ki se izoblikuje poševno na lezike, poteka delno po njih, delno pa poševno na plasti. Ravna glavna prelomna ploskev se razvije šele pri večjem premiku, tako da je smer prelomne ploskve v teh primerih le na videz neodvisna od smeri plasti. V spodnjeskitskem apnenosljudnatem meljevcu je opaziti v pokončnih plasteh spodnje zgradbe rudišča strme prelome, ki oklepajo z lezikami kot 10^0 ali samo 5^0. Na splošno so približno vodoravne drse v lezikah v idrijskem rudišču značilne le za ozke pasove v notranjem delu zunanje prelomne cone strmih zmikov, medtem ko prevladujejo drugod pokončne drse, ki pripadajo medplastnim premikom zaradi fleksivnega gubanja.

4. Notranja prelomna cona v karbonatnih kameninah je zaradi svoje zgradbe lahko prepustna ali neprepustna, tako da tvori le pogojno neprepustno



Sl. 21. Razvoj zdrobljene cone zmika

Fig. 21. Development of the crushed zone of the strike-slip fault

a začetna faza initial stage — *b* zgodnja faza early stage — *c* pozna faza final stage

zaveso. V neprepustnih kameninah, na primer v spodnjeskitskem apnenosljudnatem meljevcu ali karbonskem glinastem skrilavcu in meljevcu, pa so zunanje zdrobljene cone navadno edini vodoprepustni kanali.

5. Tako regionalni kot krajevni neotektonski prelomi so različno dolgi. Na območju rudišča se izklinjajo vezni prelomi, ki se naslanjajo z enim krakom na regionalne; manjši prelomi se izklinjajo v obeh smereh. Glavne prelomne ploskve, oziroma notranje prelomne cone, se izklinjajo tako, da območje zmanjšanih premikov preide v lezike, če so plasti vsaj približno vzporedne prelomni ploskvi, ali pa se glavna prelomna ploskev razveja na več manjših, ki polagoma zamrejo. Podobno je ugotovil M. G. Leonov (1970).

6. Bistveni element neotektonskih prelomov so tektonske drse. Za strukturne raziskave so najpomembnejše drse v glavni prelomni ploskvi. Tektonske drse imajo v prečnem prerezu valovito strukturo milimetrskih dimenzij; zato predstavljajo osnovni morfološki linearni tip sledov premikanja blokov. Na povsem ravnih prelomnih ploskvah jih opazujemo le redko, običajno so razvite na valovitih, in sicer tako, da so hrbti in žlebovi decimetrske in metrske valovne dolžine usmerjeni v smeri raz. Vendar drse niso vedno vzporedne s hrbti in žlebovi.

Poleg opisanih fenomenov, ki jih podajajo vsi učbeniki tektonske geologije, je zanimiva razporeditev tektonskih drs v notranji prelomni coni. Drse, ki so danes razvite v glavni prelomni ploskvi, so grafični zapisi smeri zadnjega komponentnega premika prelomnih kril. Pri natančnem pregledu notranje prelomne cone je mogoče opaziti nekaj centimetrov pod glavno prelomno ploskvijo z lepo izraženimi drsami približno vzporedne notranje prelomne ploskve z drugače usmerjenimi drsami. Tektonske drse na posameznih ploskvah, dasi vzporednih, oklepajo med seboj različne kote, velike nekaj stopinj do 45°. Čeprav se take primere redko vidi, zaradi česar je podatek o kotu med drsami le orientacijski, je mogoče sklepati, da je opisana zgradba notranje prelomne cone nastala samo zaradi komponentnih premikov, ki so bili različno usmerjeni.

V tej zvezi je zanimiva D. Colbertaldova (1955) mikroskopska analiza tektonskega ogledala iz rabeljskega rudnika. Na povsem gladkem površju je opazil več sistemov mikrodrs, ki so bile 1. linearne, dolge 100 μm do 150 μm, 2. raznosmerne, izražene v nepravilnih ostrorobih likih s stranicami 3 μm do 20 μm, vendar enakih na večji površini, in 3. s tendenco poligonalnega kroženja z ravnimi odseki okoli 15 μm. Čeprav je razumljivo, da te drse odražajo mikrometrske premike tektonskih blokov, pa ni jasno, v kakšnem odnosu so do makroskopskih drs; zato ostaja to vprašanje nerešeno.

Opis prelomov

Idrijski prelom je tektonska struktura regionalne razsežnosti. Poteka od Srednje Kanomlje čez Kanomeljsko Razpotje v dolino Idrijce, Ljubevčnice in naprej proti Godoviču (sl. 22) in Hotedršici (M. V. Lipold, 1857). Na površju se odraža kot nekaj metrov do nekaj deset metrov široka milonitizirana in zaglinjena zdrobljena cona, zaradi katere so nastale morfološko močno izražene reliefne oblike kot dolina Srednje Kanomlje, Rošpova grapa, sedlo na Kanomeljskem Razpotju, Mehke doline, dolina Idrijce med Idrijo in Likarico, dolina Ljubevčnice pod Ljubevčarjem, dolina Grohotovega potoka in druge.

Zdrobljena cona idrijskega preloma vpada približno pod kotom 70° proti severovzhodu (I. M l a k a r , 1964). Dodati je treba, da glavna prelomna ploskev po vpadu ni tako ravna kot po smeri, saj merjeni vpadi mejnih prelomnih ploskev v jami znašajo 45° do 90°.

Zgradba idrijskega preloma je bila preučena šele v zadnjih letih, čeprav je bil z jamskimi deli prebit že prej. Tako gre skozenj cev jaška Borba na 3. obzorju, ki so ga pričeli graditi leta 1792, Florjanijev vodni rov, ki so ga začeli kopati leta 1846, in rov proti severovzhodu za jaškom Delo na 11. obzorju iz leta 1906. Geologijo zadnjega rova je podal A. P i l z (1915), vendar brez podatkov o kakršnikoli zdrobljeni coni, ker je imel idrijski prelom po F. Kossmatu in J. Kropaču povsem drugoten pomen. Izkopanih je bilo še več rovov, na primer na 9. obzorju, vendar se o njih ni ohranil noben geološki podatek.

Zdrobljena cona idrijskega preloma je bila kartirana šele leta 1971 v odpiralno-raziskovalnem rovu proti ljubevškemu delu rudišča. Pomembne dopolnilne podatke pa so dale tudi vrtine v jami 3/320 (1960), 16/7 (1969) ter 50/13, 57/13 in 58/13 (1970).

Odpiralno-raziskovalni rov proti ljubevškemu rudišču so pričeli kopati na 14. obzorju pri slepem jašku št. 11. Proti jugovzhodu poteka vzporedno z idrijskim prelomom najprej po skitskih kameninah idrijske notranje narivne grude, nakar gre skozi zgornjepaleozojske plasti kanomeljske vmesne luske in končno pride v noriško-retski dolomit čekovniške vmesne luske. Jugozahodno od Ljubevčarja zavije proti severovzhodu pravokotno na idrijski prelom.

Na območju ljubevškega rova deli notranja prelomna cona idrijskega preloma noriško-retski dolomit čekovniške vmesne luske od spodnjeskitskega dolomita idrijske notranje narivne grude. Noriško-retski dolomit leži v jugozahodnem krilu, spodnjeskitski dolomit pa v severovzhodnem krilu preloma.

Ljubevški zvezni rov, ki gre skozi idrijski prelom, vrtine ter kartiranje jamskih raziskovalnih in odkopnih del kažejo, da ima zdrobljena cona idrijskega preloma na Idrijskem dokaj enotno zgradbo, ki jo je mogoče ločiti na notranji in zunanji del. Notranja zdrobljena cona je debela 4,8 m do 30 m in sestoji večidel iz karbonskih in grödenskih kamenin, ki so mehansko najmanj odporne v obeh prelomnih krilih. Ponekod se v notranji prelomni coni pojavljajo tudi tektonske leče spodnjekrednega apnenca, ki so povečini vodonosne, medtem ko je notranja prelomna cona na območju rudišča v celoti neprepustna. Lego glavne prelomne ploskve je mogoče določiti le v ljubevškem rovu.

Debelini obeh zunanjih zdrobljenih con sta različni in sta odvisni od žilavosti kamenin. Tako sta noriško-retski in cordevolski dolomit zelo krušljiva, medtem ko je spodnjeskitski peščeni dolomit zelo žilav in se težko drobi. O zunanji zdrobljeni coni v jugozahodnem krilu idrijskega preloma je dovolj podatkov; debela je nekaj deset centimetrov do nekaj deset metrov. Pri tem je treba opozoriti, da je njena debelina znatna na odsekih, kjer se na idrijski prelom naslanjajo spremljajoči prelomi. Teh odebelitev ni mogoče imeti za del zunanje zdrobljene cone idrijskega preloma, temveč za seštevek vplivnih območij idrijskega preloma in spremljajočih prelomov. O debelini zunanje zdrobljene cone v severovzhodnem krilu so na voljo le skromni podatki redkih vrtin in ljubevškega zveznega rova; verjetno se širina zdrobljenih kamenin tega območja ne razlikuje mnogo od širine v jugozahodnem krilu.

O tektonskih drsah v notranji prelomni coni idrijskega preloma je malo podatkov. V glavni prelomni ploskvi drsna lineacija še ni bila izmerjena, znana je samo lineacija na ploskvah skrilavosti v karbonskem skrilavcu, ki je vzporedna glavni prelomni ploskvi v ljubevškem zveznem rovu. Drse so od smeri skrilavosti nagnjene za 10° proti jugovzhodu. Drugih podatkov ni, ker so se rudarji izogibali »severnega kontakta«, kot so imenovali jugozahodno mejno prelomno ploskev idrijskega preloma, saj je neenakomerna debelina njegove notranje prelomne cone pomenila neprestano nevarnost za vdor vode.

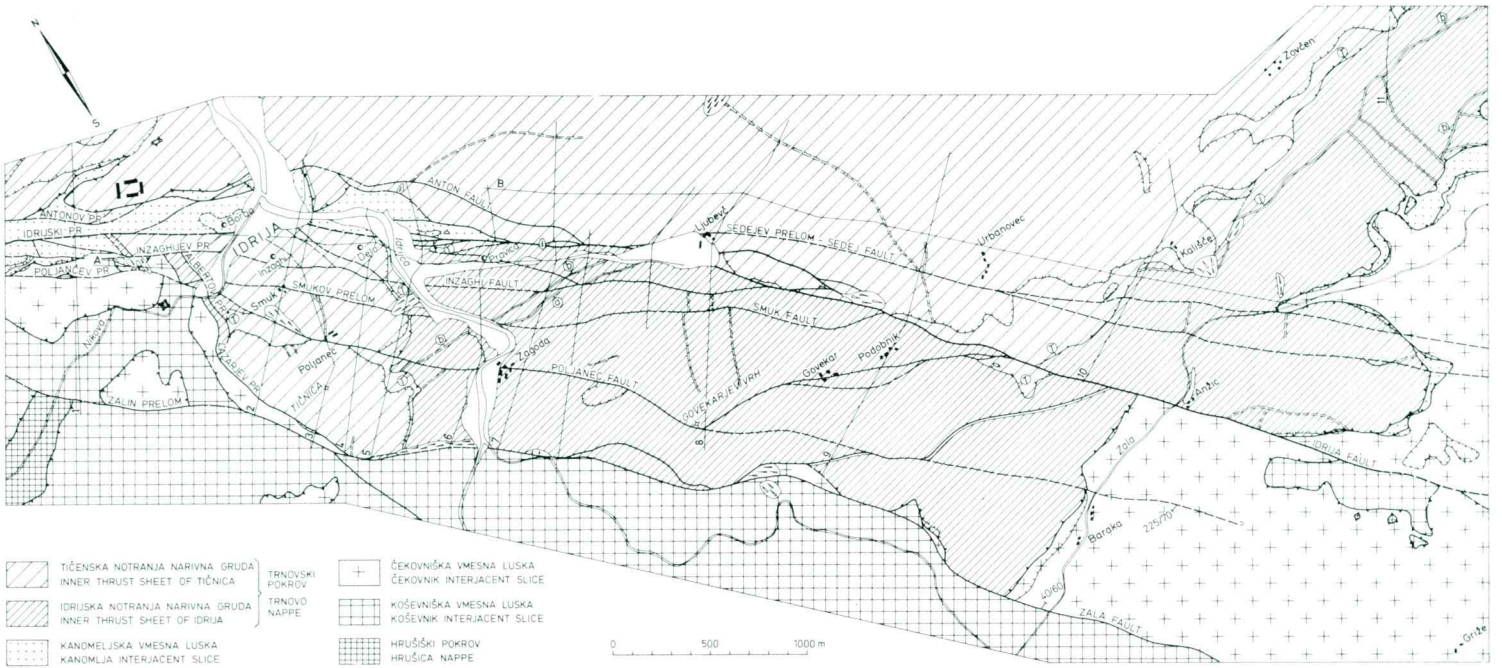
Vsi drugi neotektonski prelomi, obravnavani v tej razpravi, so spremljajoči prelomi idrijskega preloma in tvorijo njegovo zunanjo prelomno cono. Zalin prelom (M. V. Lipold, 1874; I. Mlakar, 1967) se odcepi od idrijskega preloma tik pod Kanomeljskim Razpotjem, poteka najprej proti jugu čez potok Nikovo, kjer zavije proti jugovzhodu čez sedlo pri Gladkih skalah za Tičnico, prečka Idrijco pri Podroteji in gre po desnem pobočju doline Zale mimo Griž in Novega sveta proti Hotedršici (sl. 22). Po Mlakarjevem mnenju se jugovzhodno od tod ponovno prisloni na idrijski prelom, ali poteka z njim vzporedno še naprej (J. Čar, ustna izjava). V tej razpravi je privzeta I. Mlakarjeva inačica, ker druga še ni preverjena. Trasa zalinega preloma ima na površju značilne ostre kolenaste zasuke, ki jih idrijski prelom nima.

Strukturni podatki o zalinem prelomu so skopi. Vpad glavne prelomne ploskve je bil neposredno merjen pri Baraki, kjer znaša 40/60, konstrukcijsko je določen med reko Idrijco in Grapo ter Grapo in Nikovo. V prvem in drugem primeru vpada približno 60° proti severovzhodu. Zgradbo zdrobljene cone je mogoče opazovati le v cestnem useku tik pod Barako, kjer se stikata noriško-retski dolomit čekovniške in spodnjekredni apnenec koševniške vmesne luske, ki spremlja zalin prelom na dokajšnji dolžini.

Lineacija je izmerjena na dveh mestih, v glavni prelomni ploskvi ob cesti pri Baraki, kjer je od smeri prelomne ploskve odklonjena za 65° proti jugovzhodu in na Gladkih skalah zahodno od vrha Tičnice, kjer je približno pokončna. V obeh primerih je izražena s hrbti in žlebovi, katerih valovna dolžina znaša od enega do nekaj metrov, amplituda pa od deset centimetrov do enega metra.

Poljančev prelom (M. V. Lipold, 1874; I. Mlakar, 1967) se odcepi od idrijskega preloma na vznožju Kobalovih planin med Kobalom in Kanomeljskim Razpotjem, gre mimo idrijskega gradu in Poljanca, Zagoda in prek Govekarjevega vrha proti jugovzhodu (sl. 22). I. Mlakar (1969, sl. 1) je poljančev prelom povlekel od Govekarjevega vrha proti ESE, kjer naj bi se priključil idrijskemu. Vendar je bolj verjetno, da se poljančev prelom nadaljuje prek doline Zale proti jugovzhodu. V serpentinah avtomobilske ceste nad Barako je zdrobljena cona poljančevega preloma lepo vidna. Tu znaša vpad ene od spremljajočih prelomnih ploskev 225/70.

Trasa poljančevega preloma je na površju jasna, medtem ko je njegov potek v globini neizrazit. L. Placer in J. Čar (1977) sta na podlagi vrtin na 6. in 7. obzorju ugotovila, da vpada glavna prelomna ploskev poljančevega preloma strmo proti SW, kar potrjujejo merjeni elementi vpada nad Barako, razliko v oceni premika na površju in v jami pa sta razložila z dejstvom, da poteka njegova trasa na Tičnici dobršen del po trasi starejšega triadnega preloma, ki ga v jamski strukturi, razumljivo, ni opaziti.



Sl. 22. Tektonska karta idrijskega območja
Legenda na sl. 49

Fig. 22. Tectonic map of the Idrija region
See fig. 49 for explanation

Zgradbo zdrobljene cone poljančevega preloma je mogoče opazovati v jami na 7. obzorju in na višjih obzorjih ter nad Barako. Zdrobljena cona v jami je neznatna, saj poteka v skitskih kameninah in nikjer ne presega enega metra, pri Baraki pa doseže znatno debelino, ker je razvita v noriško-retskem dolomitu. V glavni prelomni ploskvi in v drugih prelomnih ploskvah ni opaziti tektonskih drs.

Smukov prelom (I. M l a k a r , 1967) se pri idrijskem gradu odcepi od poljančevega preloma, poteka mimo Smuka, po severovzhodnem pobočju Govekarjevega vrha ter se severno od Podobnika nasloni na idrijski prelom (sl. 22). Viden je na površju in v jami. Na površju njegovega vpada sicer ni mogoče izmeriti, vendar sledi iz prečnih profilov skozi rudišče in iz poteka trase, da je zelo strm. Od strme lege odstopa le v zgornjem delu rudišča, ki sestoji iz sorazmerno deformabilnega skrilavca s tršimi karbonatnimi vložki. Od prelomnih kril so se odtrgale številne zunanje tektonske leče.

Inzaghijev prelom (I. M l a k a r , 1967) se odcepi od poljančevega preloma tik pod Kanomeljskim Razpotjem, poteka skozi Idrijo mimo jaška Inzaghi, po spodnjih delih severovzhodnega pobočja Govekarjevega vrha in se spoji z idrijskim prelomom južno od Ljubevča (sl. 22).

Kot ostali neotektonski prelomi, je tudi inzaghijev prelom na površju na meji različnih litoloških členov lepo viden, teže pa mu je slediti v mehkih kameninah istega stratigrafskega horizonta. Vpad prelomne ploskve na površju ni merjen, vendar kažejo prečni profili, da je zelo strm, v severovzhodnem delu rudišča pa rahlo nagnjen proti severovzhodu. Vpad glavne prelomne ploskve v jami znaša 50° do 90°.

Inzaghijev prelom je poleg idrijskega najizrazitejša neotektonska disjunktivna deformacija v rudišču. Značilen je po sorazmerno velikem premiku prelomnih kril in precej široki zdrobljeni coni. Spremlja ga več prelomov, ki tvorijo številne manjše in večje zunanje tektonske leče. Lineacija v glavni prelomni ploskvi ni izmerjena nikjer, mogoče pa jo je opazovati v spremljajočih prelomih na treh mestih. Povsod so drse približno vodoravne.

Poleg omenjenih večjih prelomov so pomembni še rudin-1, rudin-2 in peklov prelom ter nekaj manjših, ki nastopajo med inzaghijevim in idrijskim prelomom. Njihove morfološke značilnosti so take, kot pri ostalih prelomih, le da obstaja nekaj več podatkov o tektonskih drsah, ki so bile merjene v glavnih in mejnih prelomnih ploskvah ter ob spremljajočih prelomih do razdalje 30 m. Rezultat meritev znaša 135/4, vendar je treba pripomniti, da ima obdelava tektonskih drs samo obroben pomen, saj pripada lineacija, ki ni merjena v isti prelomni ploskvi, različnim fazam premikanja.

V mreži spremljajočih neotektonskih prelomov v jugozahodnem krilu idrijskega preloma zavzemajo posebno mesto vezni prelomi, kot lazarjev, albrehtov, sveticev in jerebov prelom. Prvi trije potekajo od severa proti jugu, jerebov prelom pa ima smer WNW-ESE.

Lazarjev prelom poteka skozi zahodni del Idrije in predstavlja skrajno zahodno mejo idrijskega dela rudišča (sl. 22). I. M l a k a r (1967, 1969) ga je obravnaval kot mejo med čekovniškim in »idrijskim« ter delno žirovsko-trnovskim pokrovom, L. P l a c e r (1973) pa kot mejo med čekovniškim in kanomeljskim ter delno žirovsko-trnovskim pokrovom.

Zdrobljena cona lazarjevega preloma vpada proti vzhodu za 50°. Vpadni kot zdrobljene cone je mogoče opazovati v grapi severno od Lazarja. Levo pobočje grape, ki se je razvila v zdrobljeni coni, je danes nagnjeno za 40° proti vzhodu, vendar je treba zaradi hitrejše erozije slemenskih delov pobočij računati z vpadnim kotom zdrobljene cone 45° do 50°.

Lazarjev prelom je mogoče slediti na površju od idrijskega do zalinega preloma, njegova trasa pa je dokaj vijugasta. Poljančev, smukov in inzaghijev prelom jasno prečkajo lazarjev prelom. V globini je lazarjev prelom dokazan z rudarskimi deli na 3. obzorju in z vrtinami.

Albrehtov prelom spremlja lazarjevega na razdalji nekaj deset metrov; na površju ni bil kartiran. Ugotovljen je bil pri strukturnem vrtanju na Prontu.

Sveticev prelom je mogoče videti le v jami in poteka med peklovim in inzaghijevim prelomom. Njegova trasa je na površju potegnjena po podatkih globokih vrtin in prečnih jamskih profilov. Vleče se od severa proti jugu in vpada za 50° proti vzhodu (sl. 22).

Jerebov prelom predstavlja posebnost med veznimi prelomi v idrijskem rudišču. Ravno tako kot sveticev prelom leži med inzaghijevim in peklovim prelomom, vendar v smeri WNW-ESE, ter vpada za 60° proti NNE. Prelom je značilen po sorazmerno velikem škarjastem premiku, ki je za rudišče nenavaden. V glavni drsni ploskvi ni opaziti tektonskih drs.

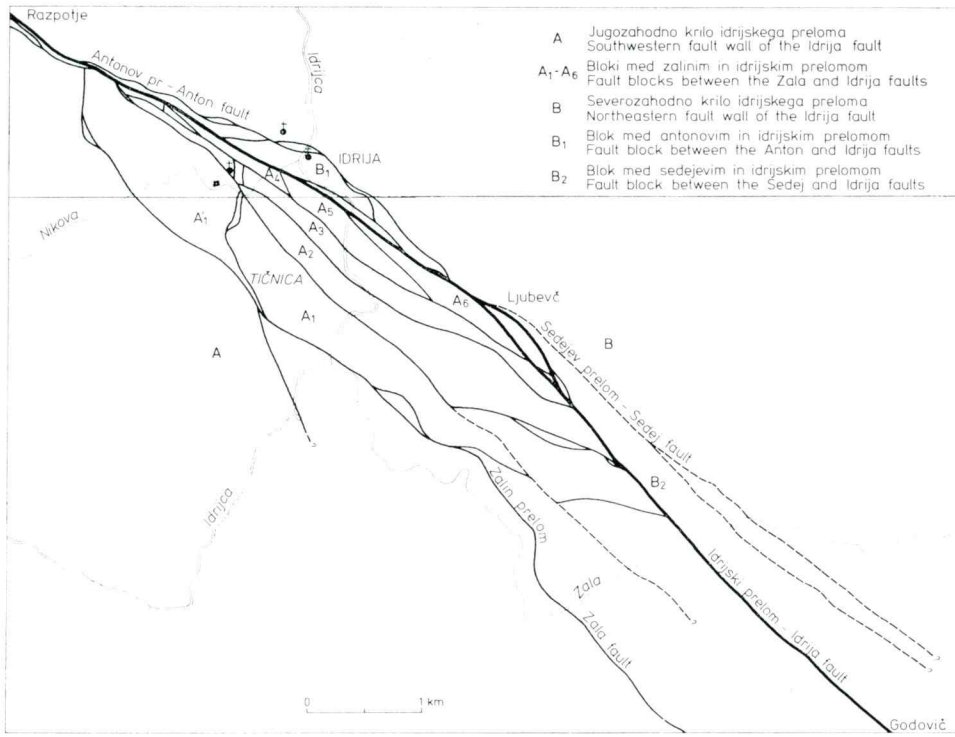
Na koncu opisa glavnih neotektonskih prelomov med idrijskim in zalinim prelomom je treba omeniti še prelom v južnem pobočju Govekarjevega vrha, ki se odcepi od zalinega preloma in se nasloni na idrijskega pri Anžicu. I. M l a k a r (1969) ga je imel za neotektonskega, bolj verjetno je triadni in je bil v času neotektonskih premikov reaktiviran.

O prelomih v severovzhodnem krilu idrijskega preloma je pisal že I. M l a k a r (1969), ne da bi jih poimenoval. Gre predvsem za antonov in sedejev prelom. Antonov se odcepi od idrijskega preloma tik pod Kanomeljskim Razpotjem, gre mimo psihiatrične bolnišnice, ob južnem vznožju Antonovega hriba, prečka Uto in se sredi doline Ljubevčnice nasloni na idrijskega (sl. 22). Vpad zdrobljene cone ni bil nikjer merjen, po geološki karti in vrtinah znaša približno 75°. Med antonovim in idrijskim prelomom poteka nekaj veznih prelomov.

Manjša vzporedna preloma vzhodno od Anžica v Zali, ki ju sedaj imenujemo sedejev prelom, sta po I. M l a k a r j u (1969) starejša od staroterciarnih narivnih deformacij; vendar zgradbe severozahodno od tod ni mogoče razlagati drugače kot z ravno strmo prelomno ploskvijo, ki verjetno ustreza neotektonskemu prelomu. Zato smo prelomni ploskvi vzhodno od Anžica podaljšali proti severozahodu in spojili v eno prelomno ploskev, ki se naslanja na idrijski prelom zahodno od Ljubevča. Prelomna ploskev vpada približno za 75° proti severovzhodu.

Premiki ob prelomih

Za študij kinematike neotektonskih procesov moramo poznati premike ob prelomih, ki so razkosali ozemlje na več blokov. Pri interpretaciji premikov smo uporabili metodo dveh premic in metodo ene premice, kombinirano z analizo geološke zgradbe obeh prelomnih kril (I. P. K u š n a r e v, 1960).



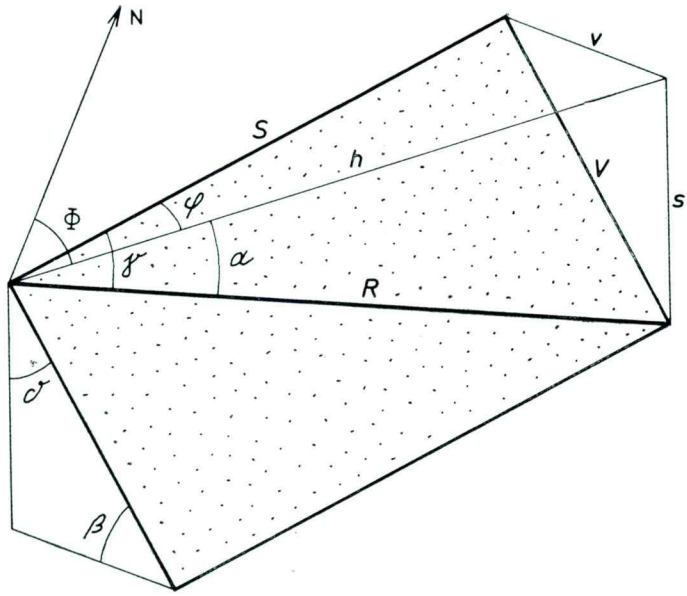
Sl. 23. Neotektonska zgradba idrijskega območja
Fig. 23. Neotectonic structure of the Idrija region

Na sl. 23 je neotektonska zgradba obravnavanega ozemlja prikazana v manjšem merilu, tako da jo je mogoče uporabiti kot pregledno karto neotektonskih blokov v prelomni coni idrijskega preloma. Bloki so označeni z velikimi črkami, in sicer nosi jugozahodno krilo idrijskega preloma oznako A, severovzhodno krilo pa oznako B. Ker omejuje zalin prelom z idrijskim zunanjo tektonsko lečo v bloku A, so posamezni bloki v tej enoti označeni z dodatnim indeksom. Med zalinim, poljančevim in lazarjevim prelomom leži blok A_1, severozahodno od lazarjevega preloma pa blok A_1'. Blok A_2 leži med poljančevim in smukovim prelomom, blok A_3 med smukovim in inzaghijevim prelomom, blok A_4 med inzaghijevim in rudinima prelomoma, blok A_5 med rudinima in idrijskim prelomom ter severozahodno od peklovega preloma, blok A_6 pa med inzaghijevim in idrijskim prelomom ter jugovzhodno od peklovega preloma. Blok med idrijskim in antonovim prelomom je označen z B_1, blok med idrijskim in sedejevim prelomom pa z B_2; ostali del severovzhodnega krila idrijskega preloma je zaznamovan z B.

Pri obravnavanju premikov ob posameznih prelomih je treba poznati termine, ki jih sicer razlaga vsak učbenik tektonske geologije, vendar se kljub temu ne uporabljajo dosledno v slovenski geološki literaturi. Ker so ponekod

posamezne komponente premika označene le s simboli, je na sl. 24 podana aksonometrična slika glavne prelomne ploskve položnega preloma, ob kateri sta se prelomni krili poševno premaknili. Smer in velikost premika je označena z R, to je celotni ali rezultančni premik. Komponenta premika v glavni drsni ploskvi v smeri vpada je označena z V, imenovana je premik po vpadu, komponenta premika v smeri prelomne ploskve pa je označena s S in je imenovana premik po smeri. Skok (navpična komponenta premika) je označen s s, hod (vodoravna komponenta premika) s h, vodoravna komponenta premika po vpadu pa z v.

Kot med slednico in smerjo rezultančnega premika v prelomni ravnini, oziroma odklon rezultančnega premika, je zaznamovan z γ, vpadni kot rezul-



R Rezultančni premik
Resultant displacement

V Premik po vpadu
Dip slip

S Premik po smeri
Strike slip

s Skok
Throw

h Hod
Heave

v Vodoravna komponenta premika po vpadu
Horizontal component of dip slip

φ Projekcija kota γ na vodoravno ravnino
Projection of the angle γ on the horizontal plane

γ Kot med smerjo prelomne ploskve in smerjo rezultančnega premika
Angle between the strike of the fault plane and the direction of the resultant displacement

α Vpadni kot rezultančnega premika
Dip angle of the resultant displacement

Φ Azimut vodoravne komponente premika h
Azimuth angle of the horizontal throw h

β Vpadni kot glavne prelomne ploskve
Angle of dip of the main fault plane

σ Komplementarni kot kota β
The complement of the angle β

Sl. 24. Terminologija prelomnih parametrov
Fig. 24. Terminology in the study of faults

tančnega premika je označen z α, projekcija kota γ na vodoravno ravnino je označena s φ, azimut vodoravne komponente premika h pa s Φ.

Vpadni kot glavne prelomne ploskve je označen z β, njegov komplementarni kot pa z δ.

Posamezne komponente premika ob prelomni ploskvi je treba izračunati iz podatkov, ki so bili izmerjeni na terenu. V obdelavi premikov ob posameznih prelomih so podane že izračunane vrednosti. Za premik ob idrijskem prelomu je I. Mlakar (1964) menil, da znaša 2500 m; toliko naj bi bilo ljubevško rudišče oddaljeno od idrijskega. Premik je tedaj ocenil le približno, zato je sedaj natančneje določen po metodah strukturne geologije.

Glede na razmere ob idrijskem prelomu, kot jih kaže slika 23, je treba na Idrijskem razlikovati premik med jugozahodnim (blok A) in severovzhodnim krilom (blok B) idrijskega preloma, ki ponazarja pravi premik ob idrijskem prelomu, ter premik med severovzhodnim krilom in zunanjo tektonsko lečo med idrijskim in zalinim prelomom, ki predstavlja le komponento tega premika. Tektonska leča ni homogena, zato tudi premik med samo lečo in severovzhodnim krilom ni enoten, temveč razdeljen na premike med bloki A_6—B_2, A_5—B_2, A_4—B_2, A_3—B_2, A_2—B_2, A_1'—B_2 in A_1—B_2. Začasno je obdelan le premik med blokoma A_6 in B_2, ki v grobem predstavlja premik med idrijskim in ljubevškim rudiščem.

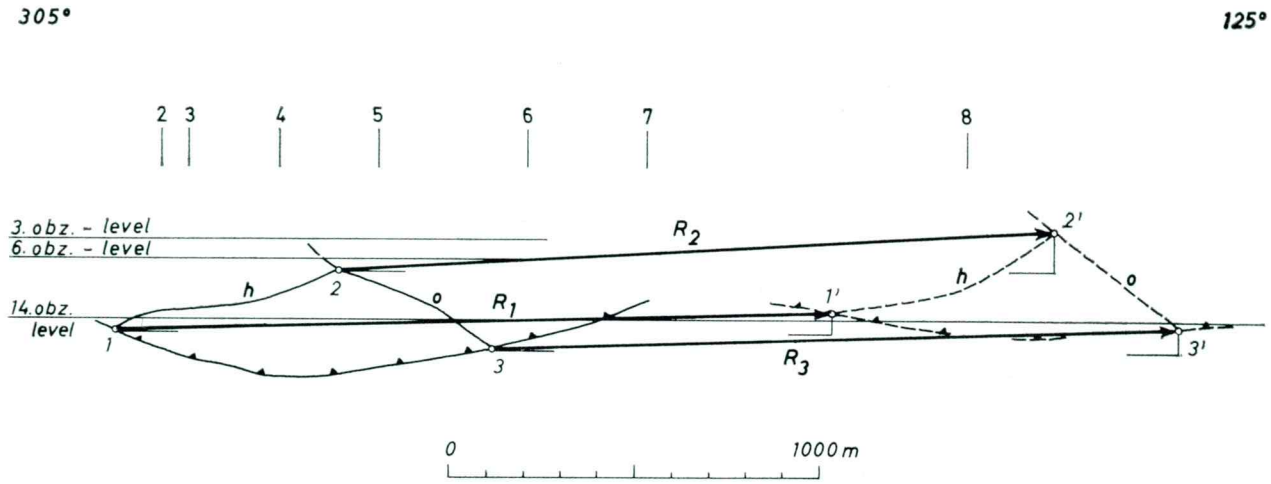
Premik med idrijskim in ljubevškim rudiščem je določen na podlagi zanesljivih strukturnih podatkov. 1. po premiku triadnega normalnega grüblerjevega preloma, ki je kartiran v obeh rudiščih, 2. na podlagi triadnega »O«-jevega preloma, ki je kartiran v idrijskem rudišču in navrtan v ljubevškem rudišču in 3. na podlagi strukturne karte spodnje meje idrijske notranje narivne grude.

V obeh rudiščih vpadata grüblerjev in »O«-jev prelom v nasprotni smeri, tako da se sekata v presečnici, ki je približno pravokotna na glavno prelomno ploskev idrijskega preloma. Mogoče je določiti tudi presečnici »O«-jevega in grüblerjevega preloma s spodnjo mejo idrijske notranje narivne grude ter prebodišči obeh presečnic z glavno prelomno ploskvijo idrijskega preloma.

Da bi določili premik ob notranji prelomni coni idrijskega preloma, je treba v smeri preloma postaviti pokončno ravnino in nanjo projicirati presečnice grüblerjevega in »O«-jevega preloma ter talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo idrijskega preloma (sl. 25). Presečnice so v jugozahodnem krilu idrijskega preloma potegnjene s polno črto, v severovzhodnem pa črtkano. Presečišča presečnic so zaznamovana s številkami 1, 2 in 3, tako da predstavlja razdalja med točkami 1—1′, 2—2′ in 3—3′ premik med blokoma A_6 in B_2. Ker obstajajo trije podatki, je izračunana srednja aritmetična vrednost.

Glavna prelomna ploskev idrijskega preloma je poševna, zato je skica na sl. 25 le projekcija dejanskega stanja na navpično ravnino. Na sliki se dá zato izmeriti le premik po smeri in skok med posameznimi točkami, medtem ko so druge vrednosti izračunane. $\beta \cong 70^0$, $S \cong 1903$ m, $s \cong 76$ m, $V \cong 81$ m, $h \cong 1904$ m, $R \cong 1905$ m, $\varphi \cong 1^0$.

Premik po smeri ob idrijskem prelomu med idrijskim in ljubevškim delom rudišča, ali drugače, med blokoma A_6 in B_2, znaša 1903 m, celotni premik pa 1905 m. Blok B_2 se je glede na blok A_6 dvignil za 76 m.



Sl. 25. Premik med blokoma A_6 in B_2 ob idrijskem prelomu

Fig. 25. Displacement along the Idrija strike-slip fault between the fault blocks A_6 and B_2

Navidezni premik po smeri ob peklovem prelomu znaša okoli 20 m. Ocenjen je glede na zamik »O«-jevega preloma, ki je približno pravokoten na glavno prelomno ploskev peklovega preloma. Premik po vpadu ob glavnih prelomnih ploskvah spremljajočih prelomov je blizu idrijskega preloma zanemarljiv; zato je mogoče imeti navidezni premik po smeri za rezultančni premik.

Tako kot ob peklovem prelomu, je tudi premik ob obeh rudinih prelomih ocenjen na podlagi navideznega premika po smeri in vpadu. Navidezni premik po smeri ob obeh prelomih je v različnih delih jame različen in znaša nekaj metrov do 30 m. Razlike so nastale, ali zaradi različno usmerjenih rezultančnih premikov, ali pa zaradi različnih, ugodnih in neugodnih vpadnih kotov opazovanih geoloških stikov na glavno prelomno ploskev rudinih prelomov, na podlagi katerih smo ugotavljali premik. Tako kot za peklov, velja tudi za rudina preloma, da so premiki ob njiju zaradi bližine idrijskega preloma skoraj vodoravni, tako da znaša srednji rezultančni premik ob vsakem od obeh prelomov okoli 10 m do 15 m.

Inzaghijev prelom je značilen po izrazitem premiku, ki kaže na daleč najpomembnejši neotektonski prelom v idrijski zunanji tektonski leči. Rezultančni premik ob inzaghijejevem prelomu je bil določen po premiku med blokoma A_3 in A_4 na podlagi 1. premika »O«-jevega preloma, 2. premika lazarjevega preloma in 3. premika narivne ploskve idrijske notranje narivne grude.

Zaradi poševne lege določilnih struktur je rezultat približen, saj znaša mogoča napaka ± 20 %. Konstrukcijo premika kaže sl. 26, kjer tvori risalna ravnina prelomno ploskev inzaghijevega preloma, ki je skoraj pokončna. S polnimi črtami so vrisane presečnice lazarjevega in »O«-jevega preloma ter talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo inzaghijevega preloma v njegovem jugozahodnem krilu, črtkano pa presečnice istih prelomov in glavne prelomne ploskve inzaghijevega preloma v njegovem severovzhodnem krilu. Premik je določen po spremembi lege prebodišča presečnice lazarjevega preloma in talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo (1—1') ter po spremembi lege prebodišča presečnice »O«-jevega preloma in talninske narivne ploskve z glavno prelomno ploskvijo inzaghijevega preloma (2—2').

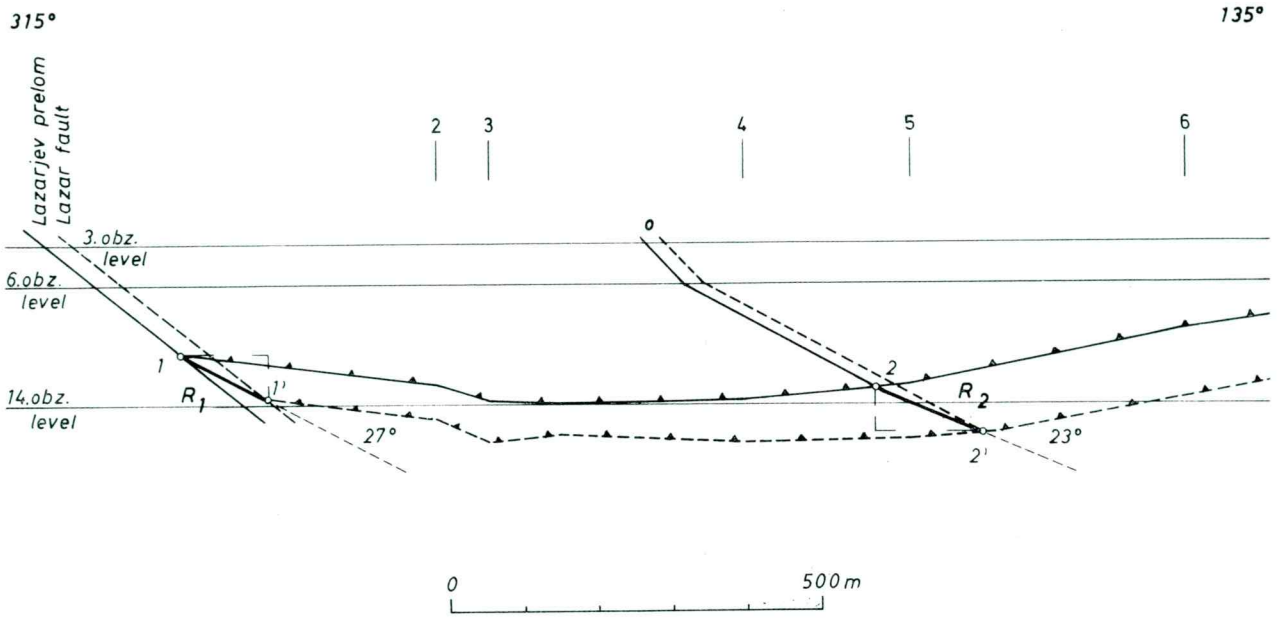
Ker je prelomna ploskev skoraj navpična, se dá neposredno izmeriti premik po smeri, premik po vpadu in rezultančni premik. Pravi celotni premik je aritmetična sredina rezultančnega premika obeh merskih točk. $\beta \cong 90^0$, $S = h \cong 131$ m, $s = V \cong 59$ m, $R \cong 144$ m, $\varphi \cong 0^0$.

Premik po smeri med blokoma A_3 in A_4 znaša 131 m, po vpadu pa 59 m, za kolikor se je blok A_4 glede na blok A_3 tudi pogreznil. Rezultančni premik ob inzaghijevem prelomu je poševen in znaša 144 m.

Pri konstrukciji na sl. 26 je upoštevan tudi premik ob jerebovem in sveticevem prelomu.

Premik ob smukovem prelomu je teže določiti kot ob inzaghijevem, ker je na razpolago manj zanesljivih podatkov. Smukov prelom poteka v jami skozi slabo orudeno območje, kjer je gostota rovov občutno manjša kot v ekonomsko zanimivih predelih, zato je premik rekonstruiran le približno, in sicer po enakem postopku kot ob inzaghijevem prelomu.

Natančnost ugotovljenega premika ob smukovem prelomu je manjša kot ob inzaghijevem prelomu, zato je verjetnost napake večja: ocenjena je na ± 50 %.



Sl. 26. Premik ob inzaghijevem prelomu
Fig. 26. Displacement along the Inzaghi fault

$\beta \cong 90^0$, $S = h \cong 35$ m, $s = V \cong 12$ m, $R \cong 37$ m, $\varphi \cong 0^0$. Premik po smeri meri 35 m, po vpadu 12 m. Blok A_3 se je glede na blok A_2 pogreznil za 12 m. Rezultančni premik znaša 37 m.

Premik ob poljančevem prelomu ni majhen, vendar ga ni mogoče določiti na podoben način kot pri inzaghijevem in smukovem prelomu. Zaradi pomanjkanja podatkov je treba uporabiti analizo geološke zgradbe obeh prelomnih kril in upoštevati premike ob doslej obravnavanih prelomih. Učinek premika je v jami ob poljančevem prelomu brez dvoma močnejši kot ob smukovem in šibkejši kot ob inzaghijevem prelomu. Zato je verjetno, da je premik ob poljančevem prelomu blizu aritmetične sredine premika ob obeh imenovanih prelomih. $\beta \cong 80^0$, $S \cong 80$ m, $s \cong 35$ m, $V \cong 35{,}5$ m, $h \cong 80$ m, $R \cong 88$ m, $\varphi \cong 4^0$. Tako znaša premik po smeri približno 80 m, premik po vpadu približno 35,5 m, rezultančni premik pa približno 88 m.

Premik ob jerebovem in sveticevem prelomu je obravnavan skupaj, ker omejujeta manjši blok med inzaghijevim in peklovim prelomom. Za natančno določitev premika ni jasnih strukturnih elementov, ki bi bili razviti v obeh krilih obravnavanih prelomov, na podlagi splošne geološke slike pa je mogoče ugotoviti, da se je blok med obema prelomoma neenakomerno dvignil, in sicer močneje ob jerebovem prelomu. Zaradi neenakomernega dviga na tako kratki razdalji je premik ob obeh prelomih škarjast. Danes je mogoče oceniti le amplitudo premika ob obeh prelomih, ki znaša ob jerebovem 50 m, ob sveticevem pa 10 m do 20 m.

Lazarjev prelom prečkajo vsi doslej omenjeni prelomi, razen jerebovega in sveticevega, ki ga ne dosežeta. Ker glavna prelomna ploskev lazarjevega preloma ni odprta z rudarskimi deli, v njej tudi ni merjena lineacija. Neposredno se dá določiti le skok, ki znaša okoli 250 m.

Premik ob zalinem prelomu je treba obravnavati s stališča premika blokov severozahodno (blok A_1') in jugovzhodno (blok A_1) od lazarjevega preloma (sl. 23), in sicer skupaj s premikom ob lazarjevem prelomu.

Elementi vpada prelomne ploskve zalinega preloma pri Baraki znašajo 40/60. V njej je razvita lineacija višjega reda, ki dokazuje konstanten premik po smeri, odklonjen za 65^0 proti jugovzhodu. Lineacija višjega reda v glavni prelomni ploskvi zalinega preloma pri Gladkih skalah zahodno od vrha Tičnice pa je skoraj pokončna. Različno usmerjeni grebeni in žlebovi v bloku A nasproti blokoma A_1 in A_1' kažejo na to, da premikanje obeh blokov vsaj na koncu ni bilo vzporedno. Blok A_1' se je ugrezal po vpadnici zalinega preloma, blok A_1 pa poševno nanjo.

Skok obeh blokov ob zalinem prelomu je mogoče določiti na strukturni karti narivne ploskve koševniške in čekovniške vmesne luske, ki jo je bilo mogoče izdelati za širško okolico Idrije. Razlika v nivoju narivne podlage čekovniške vmesne luske med blokoma A in A_1' predstavlja hkrati tudi skok ob tem delu zalinega preloma, ki znaša na jugovzhodu 200 m, v sredini 100 m, na severozahodu pa okoli 30 m. Blok A_1' se je potemtakem neenakomerno ugreznil nasproti bloku A. Pokončne drse na območju Gladkih skal tak premik potrjujejo, saj znaša zasuk bloka le nekaj stopinj. Skoka med blokoma A in A_1 ni mogoče neposredno meriti, dá pa se ga za območje Tičnice določiti, saj tvori seštevek vertikalnih komponent premika ob lazarjevem in zalinem prelomu med bloki A in A_1' ter A_1, kar znaša skupaj 200 m + 250 m = 450 m.

Antonov prelom omejuje z idrijskim prelomom, podobno kot zalin prelom, zunanjo tektonsko lečo s približno enakimi strukturnimi značilnostmi. Medtem ko je trasa idrijskega preloma ravna, je trasa antonovega preloma vijugasta, zato je mogoče sklepati, da je ob njem premik poševen ali strm. Glede na rezultate obdelave prečnih profilov se je tektonska leča za nekaj deset metrov ugreznila, medtem ko vodoravne komponente premika ni mogoče oceniti.

Geološke razmere v obeh prelomnih krilih sedejevega preloma kažejo na to, da je premik ob njem neznaten. Premik po smeri znaša okoli 20 m, premik po vpadu pa je po vsej verjetnosti zanemarljiv.

Kinematika neotektonskih blokov

Doslej so bili obravnavani premiki ob neotektonskih prelomih le na ožjem območju mesta Idrije, kjer je na voljo največ podatkov. Pri obdelavi zaporedja in zakonitosti gibanja blokov pa bo treba poseči tudi dlje ob idrijskem prelomu proti severozahodu in jugovzhodu.

Ker predstavlja lazarjev prelom posebnost v neotektonski zgradbi idrijskega ozemlja, je treba geometrijske zakonitosti gibanja blokov ob njem pogledati s širšega zornega kota. Že pri obravnavi razmerja med blokoma A in A_1 se dá s preprosto konstrukcijo pokazati na zakonitost, ki na mah pojasni vlogo lazarjevega preloma v razvoju neotektonske zgradbe, saj so opazni ob njem premiki, ki jih ni mogoče primerjati s premiki ob drugih prelomih znotraj idrijske tektonske leče. Na sliki 27 se glavni prelomni ploskvi zalinega in lazarjevega preloma sekata v presečnici, ki sovpada z merjeno lineacijo višjega reda v glavni prelomni ploskvi zalinega preloma pri Baraki. Ker sta smer in vpad idrijskega preloma na tem območju približno enaka zalinemu prelomu, je sovpadanje očitno, blok A_1 se je potemtakem pomaknil navzdol v edini možni smeri med idrijskim in zalinim prelomom. Obenem nakazuje presečnica tudi teoretsko smer lineacije višjega reda v glavni drsni ploskvi lazarjevega preloma, ki mora biti blizu vpadnice.

Tak mehanizem gibanja bloka A_1 in enake razmere ob lazarjevem prelomu tudi v blokih A_2, A_3 in A_4 kažejo na to, da je lazarjev prelom starejši od poljančevega, smukovega, inzaghijevega, rudinih in peklovega preloma ter mlajši ali pa enako star kot zalin prelom.

Komponente premika bloka A_1 glede na blok A se da izračunati iz vpada in lineacije zalinega preloma ter iz znanega skoka. Sam premik je treba deliti na premik po vpadnici zalinega preloma med blokoma A in A_1' ter premik med blokoma A_1' in A_1, čigar smer je grafično obdelana na sl. 27.

Premik med blokoma A in A_1': $\beta \cong 60^0$, $s \cong 200$ m, $S \cong 0$, $R = V \cong 231$ m, $h = v \cong 115$ m, $\varphi \cong 90^0$.

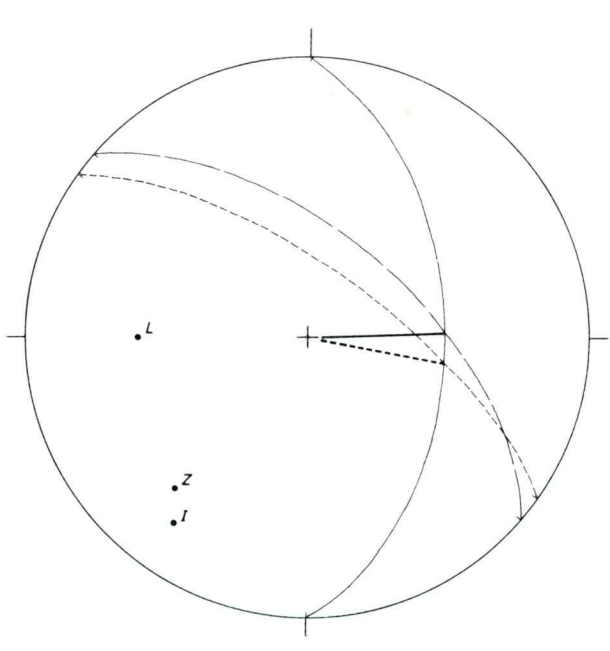
Premik med blokoma A_1' in A_1 v ravnini zalinega preloma: $\beta \cong 60^0$, $s \cong$ $\cong 250$ m, $S \cong 134$ m, $V \cong 289$ m, $h \cong 179$ m, $R \cong 318$ m, $\varphi \cong 43^0$.

Rezultančni premiki tektonskih blokov so vektorji, ki jih je mogoče prikazati v prostorski koordinatni mreži X, Y, Z, fiksirani v bloku A, saj je lahko iz parametrov premikov ob posameznih prelomih izračunati koordinate premika vsakega neotektonskega bloka v idrijski zunanji tektonski leči in zunaj nje. Na sl. 28 ima os X smer W-E, os Y smer N-S, os Z pa je pokončna. Pozitivne

smeri v koordinatnem sistemu so orientirane proti vzhodu v osi X, proti severu v osi Y in navzgor v osi Z.

Premik med blokoma A in A_1': $X_{A_1'} \cong 74$ m, $Y_{A_1'} \cong 89$ m, $Z_{A_1'} \cong -200$ m
Premik med blokoma A_1' in A_1: $X_{A_1} \cong 197$ m, $Y_{A_1} \cong 11$ m, $Z_{A_1} \cong -250$ m
Premik med blokoma A_1 in A_2: $X_{A_2} \cong 58$ m, $Y_{A_2} \cong -56$ m, $Z_{A_2} \cong -35$ m
Premik med blokoma A_2 in A_3: $X_{A_3} \cong 25$ m, $Y_{A_3} \cong -25$ m, $Z_{A_3} \cong -12$ m
Premik med blokoma A_3 in A_4: $X_{A_4} \cong 93$ m, $Y_{A_4} \cong -95$ m, $Z_{A_4} \cong -59$ m
Premik med blokoma A_4 in A_5: $X_{A_5} \cong 9 \text{ m} \cdot 2 = 18$ m, $X_{A_5} \cong -12 \text{ m} \cdot 2 = -24$ m, $Z_{A_5} \cong 0$.
Premik med blokoma A_5 in A_6: $X_{A_6} \cong 14$ m, $Y_{A_6} = -14$ m, $Z_{A_6} = 0$.
Premik med blokoma A_6 in B_2: $X_{B_2} \cong 1540$ m, $Y_{B_2} \cong -1119$ m, $Z_{B_2} \cong 76$ m.

Na grafikonu rezultančnih premikov na sl. 28 se vidi, da premik med blokoma A_6 in B_2 ne predstavlja premika ob idrijskem prelomu, temveč le med skrajnim severovzhodnim blokom idrijske zunanje tektonske leče in blokom B_2. Pravi premik ob idrijski zdrobljeni coni je vektorska vsota premikov vseh blokov med blokoma A in B_2. Koordinate tega rezultančnega vektorja so izračunane iz vsote koordinat komponentnih vektorjev, vsi ostali parametri pa iz teh koordinat in vpadnega kota idrijskega preloma, ki znaša 70°.



L Pol in trasa lazarjevega preloma
The pole and trace of the Lazar fault

I Pol in trasa idrijskega preloma
The pole and trace of the Idrija fault

Z Pol in trasa zalinega preloma
The pole and trace of the Zala fault

Smer premika ob zalinem prelomu
Direction of the displacement along the Zala fault

Sl. 27. Smer premika ob zalinem prelomu

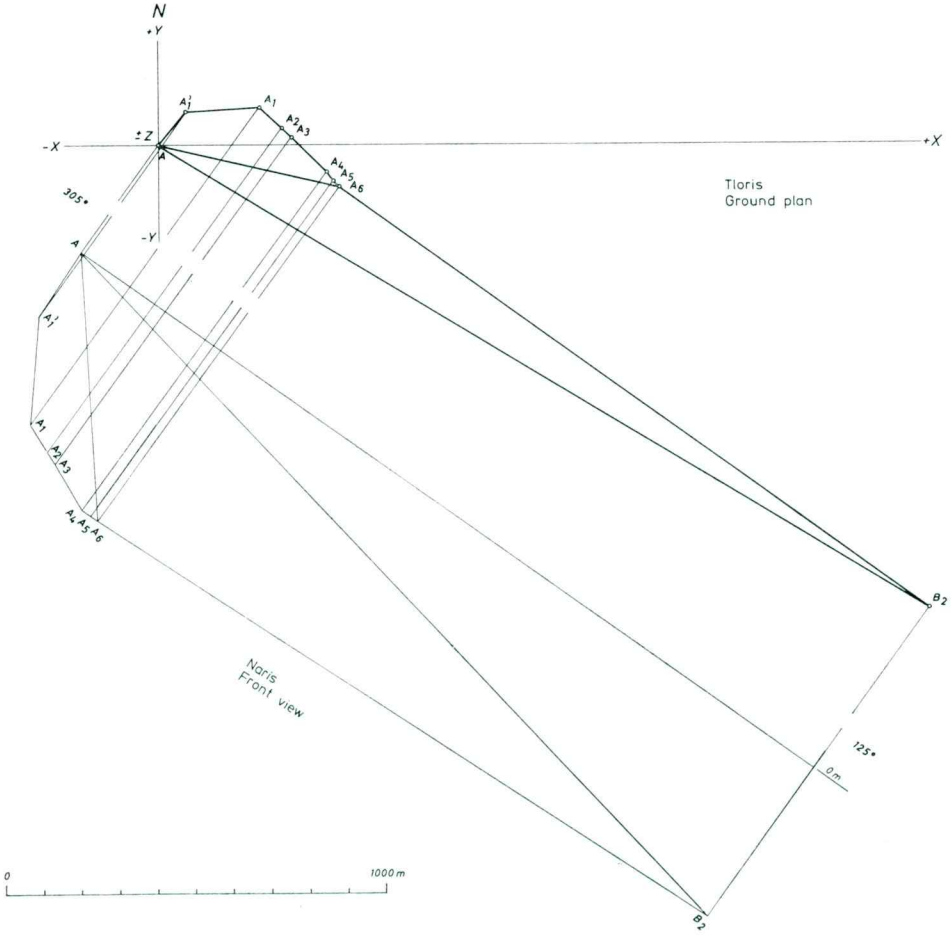
Fig. 27. Direction of the displacement along the Zala fault

$$X = \sum_{n=A_1'}^{B_2} X_n \cong 2019 \text{ m}, \quad Y = \sum_{n=A_1'}^{B_2} Y_n \cong -1231 \text{ m}, \quad Z = \sum_{n=A_1'}^{B_2} Z_n \cong -480 \text{ m}$$

$R \cong 2414$ m, $S \cong 2360$ m, $s \cong 480$ m, $V = 510$ m, $h \cong 2367$ m, $\gamma \cong 11^0 30'$, $\alpha \cong 11^0 30'$, $\varphi \cong 4^0$, $\Phi \cong 121^0$.

Idrijski prelom med Idrijo in Ljubevčem je poševni zmik, ob katerem znaša premik po smeri 2360 m, premik po vpadu 510 m, skok 480 m, celotni premik pa 2414 m.

Vektor rezultančnega premika ob idrijskem prelomu na širšem območju Idrije nima povsod enake smeri. Na strukturni karti izolinij narivne ploskve koševniške in čekovniške vmesne luske je mogoče analizirati njegovo vertikalno



Sl. 28. Grafični prikaz premika ob prelomni coni idrijskega preloma

Fig. 28. Diagrammatic explanation of the displacement along the fault zone of Idrija fault

komponento premika vzdolž prelomnice, ter primerjati nivoje spodnje meje kanomeljske in čekovniške vmesne luske v obeh prelomnih krilih. Blok B se je ugreznil glede na blok A med Šinkovcem v Srednji Kanomlji in Kanomeljskim Razpotjem približno za 50 m, med Razpotjem in Idrijo približno za 300 m, med Idrijo in Ljubevčem za okoli 480 m, če zanemarimo premik ob sedejevem prelomu; pri Hotedršici pa za okoli $\pm$ 0 m, ali pa gre za spremembo ugrezanja v dviganje.

Posebno sliko daje analiza skoka ob zalinem prelomu, kjer se je ugreznil blok A_1' glede na blok A od severozahoda proti jugovzhodu za 30 m, 100 m in 200 m, blok A_1 glede na blok A pa za 450 m na območju Tičnice in le za 10 m južno od Godoviča.

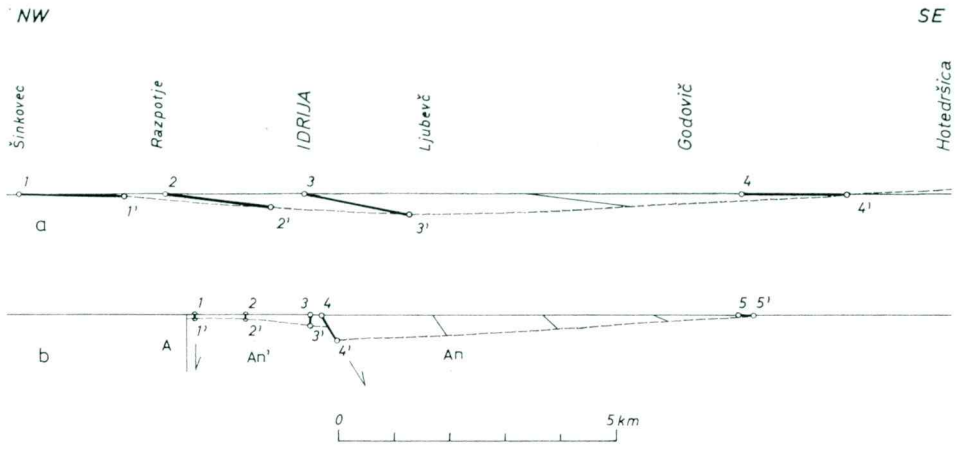
Na sl. 29 so prikazani relativni premiki blokov ob idrijskem in zalinem prelomu. Profilna ravnina je postavljena vzporedno z obema prelomoma in zajema območje, dolgo 18 km med Srednjo Kanomljo ter Hotedršico; zgoraj navedena območja skoka ob obeh prelomih so oštevilčena. Vektorji celotnih premikov med bloki A in B_2 ter A, A_n' in A_n so projicirani na izbrano navpično ravnino, kar delno kazi prostorsko razmerje med njimi, saj niso vzporedni, vendar daje tak prikaz zaradi zanemarljive napake dovolj enostavno in dobro izhodišče za razpravo. Premiki ob idrijskem prelomu med blokoma A in B_2 (sl. 29 a) niso vzporedni med seboj, zato je njihova ovojnica konkavno usločena. Približno vzporedna sta si le premika pri Šinkovcu v Srednji Kanomlji in pri Hotedršici.

Vektorji premika blokov A_n' in A_n glede na blok A so obdelani na sl. 29 b. Razlika v smeri med posameznimi območji je tu še bolj izrazita, saj so v bloku A_n' med Razpotjem in Idrijo približno navpični, od Idrije proti Hotedršici pa se v bloku A_n izravnajo od dokaj poševne do skoraj vodoravne lege.

Konstrukcija sl. 29 temelji na sorazmerno dobro določeni velikosti in smeri premikov na območju mesta Idrije. Tam, kjer so vektorji celotnih premikov risani z debelo črto, je skok znan, dolžina pa je konstruirana tako, da je razdalja med točkami 1—2 = 1′—2′, 2—2 = 2′—3′, itd. Zaradi majhnega merila razlika v velikosti vektorjev rezultančnih premikov na sl. 29 ni opazna, je pa lahko znatna pri večjem zasuku blokov.

Podobnost ovojnice vektorjev celotnega premika bloka B_2 na sl. 29 a in blokov A_n' ter A_n na sl. 29 b je očitna, zaradi česar obstaja velika verjetnost, da je vezana na geometrijsko povsem določen tip zunanje tektonske leče. Tektonska leča med idrijskim in zalinim prelomom je prostorsko sestavni del jugozahodnega krila idrijskega preloma, zato je v tem primeru blok A matični blok, tektonska leča pa prileżni blok. Idrijski prelom seka obe omenjeni enoti, zato je njegovo severovzhodno krilo homogeno. V danem primeru bi ga bilo primerno imenovati spremljevalni blok. Na sl. 30 je prikazan model prileżnega bloka s tremi možnimi legami presečnic med strmim prelomom z vodoravnim premikom in spremljajočim prelomom, ki omejuje zunanjo tektonsko lečo. Presečnici sta lahko navpični (sl. 30 a), poševni v smeri premikanja spremljevalnega bloka (sl. 30 b) in poševni v nasprotni smeri premikanja spremljevalnega bloka (sl. 30 c).

Geometrija take vrste pogojuje premikanje tektonske leče, saj je odvisna le od razmerja med vektorjem rezultančnega premika spremljevalnega bloka in presečnicami sodelujočih prelomnih ploskev. V prvem primeru je vektor celotnega premika pravokoten na presečnici, zato prileżni blok ne teži k ni-

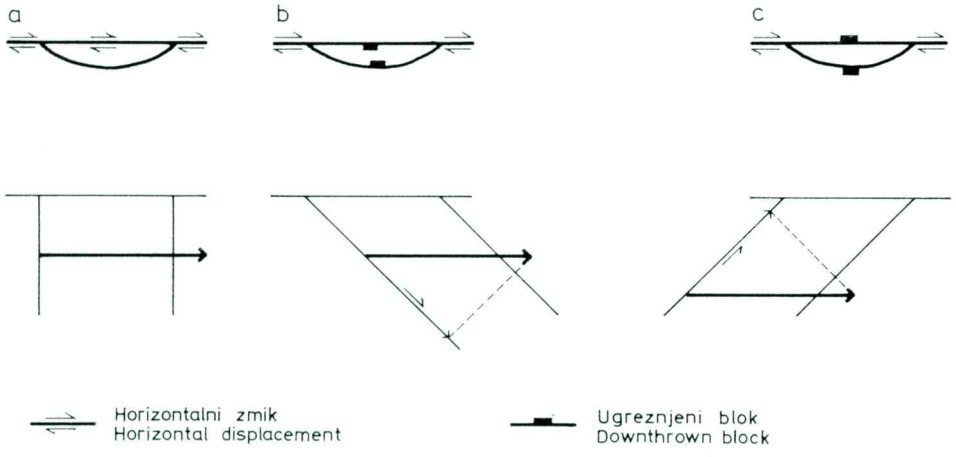


Sl. 29. Razmerje med premikom ob idrijskem in zalinem prelomu

Fig. 29. Relation between the displacement along the Idrija and Zala faults

a premik ob idrijskem prelomu
displacement along the Idrija fault

b premik ob Zalinem prelomu
displacement along the Zala fault



Sl. 30. Premik tektonske leče

Fig. 30. Displacement of the tectonic lens

a brez premika
position before displacement

b premik poševno navzdol
displacement obliquely downward

c premik poševno navzgor
displacement obliquely upward

kakršnemu premiku. V drugem primeru lahko vektor rezultančnega premika razstavimo na dve komponenti, in sicer v smeri presečnic in pravokotno nanje. Ker vpadata presečnici v smeri premika spremljevalnega bloka, se prileżni blok premakne lahko le poševno navzdol, medtem ko mu v tretjem primeru preostane le premik navzgor. Vpliv težnosti je tu zanemarjen, čeprav ima pomembno vlogo.

Na sl. 30 so prikazani trije osnovni primeri, ki se v naravi pojavljajo v neštetih inačicah. Bistveni element pri oceni dolžine premika prileżnega bloka pa je trenje v prelomnih ploskvah. Gotovo je, da teoretska dolžina premika v naravi ni mogoča, saj je trenje med bloki znatno in bo predstavljalo vselej neznanko. Odvisno je od kameninske sestave blokov, zgradbe notranje prelomne cone ter od velikosti prileżnega bloka. Vsekakor obstajajo primeri, kjer tak premik ni mogoč kljub ugodni geometriji, zato študij kinematike blokov ni stereotipen, temveč ga je treba prilagajati krajevnim razmeram.

Današnjo zgradbo idrijske tektonske leče, ki je na območju Idrije podobna modelu prileżnega bloka na sl. 30, je mogoče razložiti na podlagi podane zakonitosti. Sovpadanje ovojnic vektorjev rezultančnega premika na sl. 29 dokazuje, da se je grezanje tektonske leče (sl. 29 b) uveljavilo različno, odvisno od smeri rezultančnih premikov bloka B glede na blok A (sl. 29 a). Tam, kjer je bil nagib vektorja rezultančnega premika bloka največji, se je tektonska leča najbolj ugreznila. Smer premikanja v severozahodnem delu zunanje tektonske leče je bila, kot bomo videli pozneje, najprej vzporedna presečnici med zalinim in idrijskim prelomom na območju Razpotja, ki je bila v projekciji na sl. 29 približno navpična, nato pa presečnici med lazarjevim in idrijskim prelomom. Skoraj vodoravni premik jugovzhodnega dela leče pri Hotedršici kaže na več inačic:

1. Presečnica med zalinim in idrijskim prelomom pri Hotedršici je pokončna, premik okoli 200 m med točkama 5 in 5′ pa je mogoče pripisati tektonski eroziji ob idrijskem prelomu.

2. Presečnica med zalinim in idrijskim prelomom pri Hotedršici je približno vodoravna, zato je tak tudi premik.

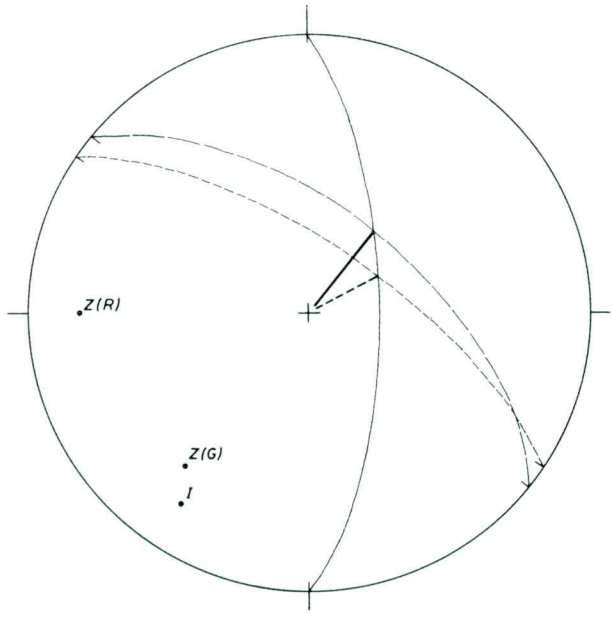
3. Zalin prelom se na območju Hotedršice ne priključi na idrijski prelom, temveč se nadaljuje proti Grčarevcu.

V tej razpravi je privzeta druga inačica, ker je raziskava kinematike vezana na I. M l a k a r j e v o (1969) tektonsko interpretacijo obravnavanega ozemlja, problematično območje okoli Hotedršice pa ni bilo na novo kartirano, vendar je treba poudariti, da je tretja varianta ravno tako verjetna kot druga. To dejstvo v ničemer ne spreminja razlage kinematike neotektonskih blokov.

Na sl. 29 b je prikazan odnos med bloki A, A_n' in A_1 v severozahodnem delu idrijske zunanje tektonske leče, tik pred nastankom poljančevega, smukovega, inzaghijevega in drugih neotektonskih prelomov. Omenjeno je že bilo, da se je blok A_n' premaknil glede na zalin prelom strmo navzdol, blok A_1 pa najprej strmo in šele pozneje poševno navzdol. Take razmere ob lazarjevem prelomu je mogoče razložiti tako, da je nastal istočasno z zalinim prelomom. Med premikanjem bloka B nasproti bloku A, se je blok A_1' ugrezal v smeri presečnice med zalinim in idrijskim prelomom, blok A_1 pa se je premikal najprej skupaj z blokom A_1', ko ugrezanje le-tega ni bilo več mogoče, pa poševno navzdol, vzporedno presečnicama lazarjevega preloma z idrijskim in zalinim prelomom.

Severozahodni krak zalinega preloma pri Razpotju in lazarjev prelom sta obrnjena približno v smeri N-S in vpadata proti vzhodu. Njun vpadni kot ni enak, saj znaša pri prvem 70°, pri drugem pa 50°, kar pa je v mejah geološke natančnosti, zato ju je mogoče imeti za vzporedna. Vpad zalinega preloma pri Razpotju ni merjen, temveč je konstruiran na podlagi pokončnih drs višjega reda pri Gladkih skalah med blokoma A_n' in A, kjer ima zalin prelom smer NW-SE. Konstrukcija je prikazana na sl. 31. Na oleati je narisana trasa zalinega preloma pri Gladkih skalah (NW-SE) in merjena lineacija v njegovi glavni prelomni ploskvi, ki ima smer vpadnice. Poleg tega je vnesena v oleato še trasa zalinega preloma pri Razpotju (N-S). Iz konstrukcije je razvidno, da mora vpadati proti vzhodu za 70°, tektonske drse v njem pa morajo biti poševne ter hkrati blizu vpadnice prelomne ploskve idrijskega preloma. Zato je projekcija presečnice med idrijskim in zalinim prelomom na območju bloka A_1' na sl. 29 b risana skoraj navpično.

Premikanje blokov A_n' in A_n je potemtakem v skladu z linearnimi elementi v tektonski leči, ker drugačni premiki v tem primeru niso mogoči. V začetku je potekalo istočasno, nakar se je blok A_n' nehal ugrezati; blok A_n pa se je premikal naprej.



Z(R) Pol in trasa zalinega preloma (Razpotje)
The pole and trace of the Zala fault at Razpotje

Z(G) Pol in trasa zalinega preloma (Gladke skale)
The pole and trace of the Idrija fault at Gladke skale

I Pol in trasa idrijskega preloma
The pole and trace of the Idrija fault

Vpad zalinega preloma pri Razpotju
Dip of the Zala fault at Razpotje

Sl. 31. Vpad prelomne ploskve zalinega preloma pri Razpotju

Fig. 31. Dip of the fault plane of the Zala fault at Razpotje

Čeprav niso obdelani premiki blokov jugovzhodno od Govekarjevega vrha, se dá ugotoviti razvojno zaporedje neotektonskih prelomov na Idrijskem. Že med dosedanjim razlaganjem je bilo mogoče razbrati, da neotektonski prelomi niso nastali istočasno, temveč v treh fazah (sl. 32). Najstarejši je idrijski prelom, ki ima regionalni pomen. Na idrijskem njegov potek ni raven, temveč tvori na območju Ljubevča grbino, izbočeno proti severovzhodu. Azimut smeri prelomnice severozahodno od tod znaša od 120° do 125°, jugovzhodno pa 135° (sl. 32 a). Premikanje blokov v desno je povzročilo v okolici grbine drugotno napetostno stanje, zaradi katerega sta nastala zalin in lazarjev prelom (sl. 32 b). Ko premikanje blokov A_n' in A_n ni bilo več mogoče, so nastali poljančev, smukov, inzaghijev, rudina, peklov in drugi prelomi znotraj tektonske leče (sl. 32 c).

H. Koide in S. Bhattacharji (1977) obravnavata skoraj identičen primer grbine v trasi prelomne ploskve preloma Sv. Andreja v Kaliforniji. Na območju San Fernanda severno od Los Angelesa oklepata preloma Sv. Andreja in Sv. Gabrijela tektonsko lečo; prvega lahko vzporejamo z idrijskim, drugega pa z zalinim prelomom.

Širina zunanje tektonske leče med idrijskim in zalinim prelomom kaže na velikost vplivnega območja drugotnega napetostnega stanja v jugozahodnem krilu idrijskega preloma, medtem ko so razmere v severovzhodnem krilu nejasne.

Genezo najmlajših prelomov v prelomni coni idrijskega preloma na območju Idrije je treba potemtakem razlagati kot luščenje najbolj izpostavljenega dela strukturne grbine v prelomni ploskvi idrijskega preloma, potem ko niso bili več mogoči premiki blokov A_n' in A_n. Zakaj se je uveljavil drugačen mehanizem premikanja, ni mogoče natančneje ugotoviti, verjetno pa premikanje blokov A_n' in A_n ni bilo več možno zato, ker vpada zalin prelom na celem idrijskem območju bolj položno proti severovzhodu kot idrijski prelom, iz česar je mogoče bolj ali manj upravičeno domnevati, da se prvi naslanja na drugega nekje globoko pod sedanjim površjem. Na sl. 33 je videti, da je bilo ugrezanje omejeno, in po vsej verjetnosti pogojeno s tektonsko erozijo v prelomni ploskvi obeh prelomov.

Poljančev, smukov, inzaghijev, rudina, peklov in drugi prelomi so nastali zaradi spremenjenih možnosti premikanja blokov v zunanji tektonski leči med idrijskim in zalinim prelomom, vendar pri identičnem napetostnem stanju kot zalin in lazarjev prelom. Drugačno geometrijo potrjuje sprememba generalne

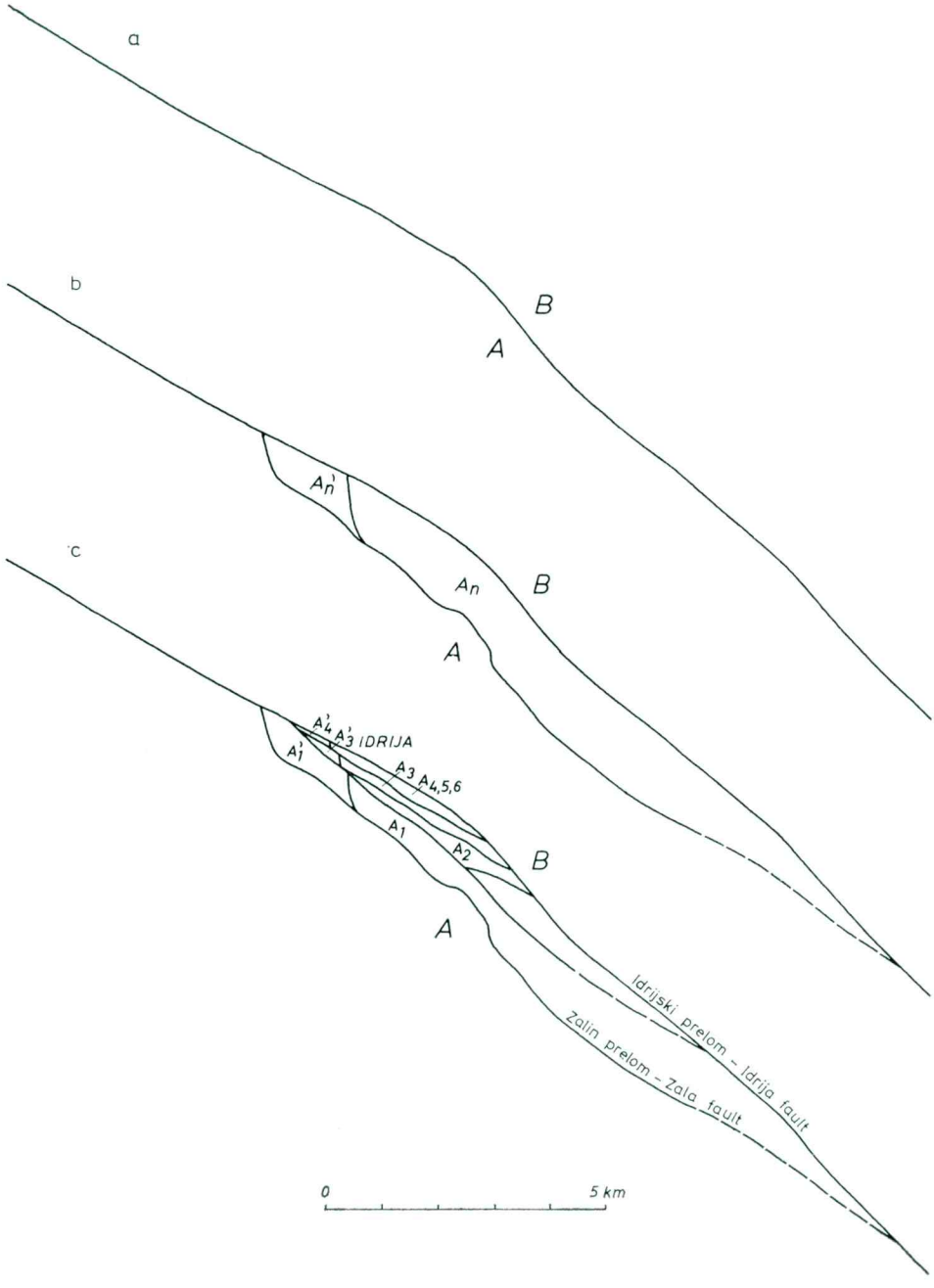
Sl. 32. Razvoj prelomne cone idrijskega preloma na območju Idrije

Fig. 32. Development of the fault zone of the Idrija fault in the restricted Idrija area

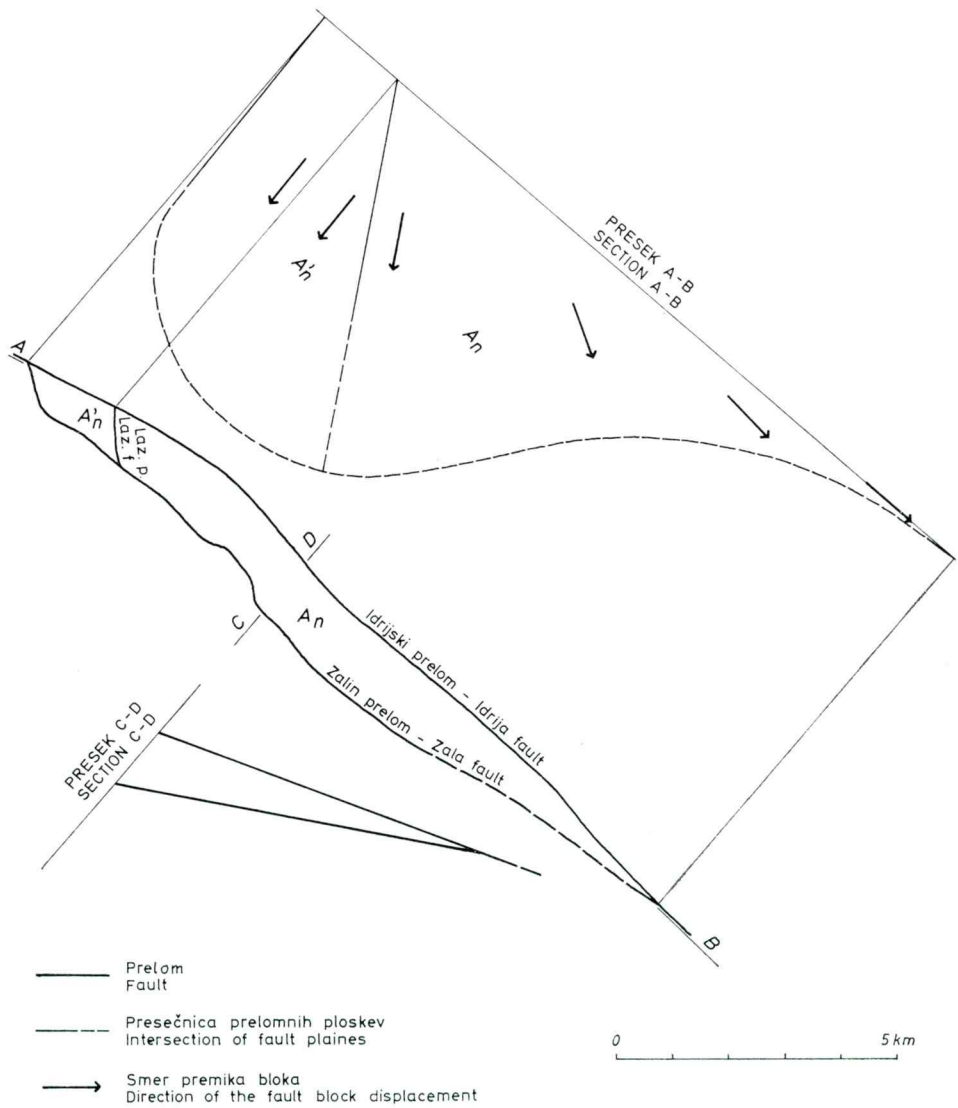
a začetna faza
initial stage

b vmesna faza (nastanek zalinega in lazarjevega preloma)
intermediate stage (Zala and Lazar fault came into existence)

c končna faza (nastanek poljančevega, smukovega, inzaghijevega, rudinega, peklovega, antonovega, sedejevega idr. prelomov)
final stage (Poljanec, Smuk, Inzaghi, Ruda, Pekel, Anton, and Sedej faults came into existence)


a
B
A
b
A_n'
A_n
B
A
c
A_4'
A_3'
IDRIJA
A_1'
A_3
$A_{4,5,6}$
A_1
A_2
B
A
Idrijski prelom - Idrija fault
Zalin prelom - Zala fault
0
5 km

smeri premikanja blokov A_2, A_3, A_4, A_5 in A_6, ki je približno vzporedna smeri rezultančnega premika bloka B_2 nasproti bloku A, kar se lepo vidi na sl. 28. Statistično določena smer tektonskih drs ob omenjenih prelomih in ob idrijskem prelomu je zato približno vzporedna, čeprav ustrezajo posamezne drse le smeri premikov v posameznih fazah aktivnosti.



Sl. 33. Ugrezanje tektonske leče med idrijskim in zalinim prelomom

Fig. 33. Downthrow of the tectonic lens between the Idrija and Zala fault

Deformacije nižjega reda

Z opisom geometrije in geneze večjih neotektonskih prelomov na območju idrijskega rudišča je postavljeno ogrodje za razglabljanje o neotektonskih deformacijah nižjega reda v idrijskem in ljubevškem delu rudišča. V skupino neotektonskih deformacij nižjega reda spadajo porušitve v blokih med prelomi zunanje prelomne cone idrijskega preloma, lahko pa so vezane tudi na starejše tektonske in litološke nezveznosti. Praktično spadajo sem vsi prelomi izven doslej obravnavanih spremljevalnih in veznih prelomov.

Pri doslednem poimenovanju bi bilo treba med prelome prvotnega napetostnega stanja na Idrijskem uvrstiti le idrijski prelom, ostale pa razvrstiti med prelome drugotnega in še nižjega napetostnega stanja. Vendar je taka dosledna razdelitev nesmiselna, ker praktično povsod ni izvedljiva; zato so med deformacije drugotnega napetostnega stanja uvrščene vse posledične porušitve, med katerimi zavzemajo deformacije nižjega reda stometrsko in nižje velikostno območje. Prelomne deformacije nižjega reda so razvite v vseh delih idrijskega rudišča. Pojavljajo se kot strižni prelomi in kot odprte razpoke, pravokotne na najmanjšo glavno napetost.

Morfologija strižnih prelomov nižjega reda je enaka morfologiji prelomov višjega reda. Nov strukturni element pa predstavljajo odprte neotektonske razpoke, ki se morfološko le malo razlikujejo od starejših triadnih odprtih razpok. Vendar jih je mogoče ločiti po sedanji legi v rudišču, po tem, da je kristalizacija v njih le izjemoma popolna in da ležijo praviloma ob neotektonskih zmikih ter ob aktivnih litoloških mejah, ki so v rudišču navadno vzporedne z neotektonskimi prelomi.

Interpretacija zgradbe idrijskega rudišča

Novejši prečni preseki skozi idrijsko rudišče (I. Mlakar, 1967, sl. 5; I. Mlakar in M. Drovenik, 1971, tabla 1; L. Placer in J. Čar, 1975, sl. 1), potekajo v bližini jaška Inzaghi, tako da podajajo le njegov najbolj značilni del. Tu je sicer videti velik del strukturnih posebnosti idrijskega rudišča, celotno orudeno območje pa je mogoče prikazati le z več preseki. Lego izbranih presekov je videti na sl. 22.

Preseke smo izdelali na podlagi obzornih geoloških kart in presekov skozi rudišče v merilu 1 : 1000, ki jih je po podatkih kartiranja v letih 1958, 1959 in 1960 dodelal I. Mlakar. Uporabili smo tudi njegove površinske manuskriptne geološke karte v merilu 1 : 5000 in 1 : 10 000 in podatke o vrtinah s površja in iz jame, izvrtanih v letih 1946 do 1977.

Litostratigrafske podatke smo privzeli iz omenjenega gradiva brez pridržkov, ker se nismo spuščali v probleme te vrste. Spremenili pa smo strukturne interpretacije določenih delov rudišča ter razvojno in časovno na novo uvrstili nekatere prelome.

Presek 3 (sl. 34). Pred opisom prečnega preseka 3 in drugih presekov je treba zaradi lažjega razumevanja snovi opisati glavne strukturne enote idrijskega rudišča, ki so pregledno prikazane na sl. 34 b.

Ker temelji razlaga idrijskega rudišča na idejah I. Mlakarja, je poimenovanje strukturnih blokov v glavnem njegovo delo. Pri nadaljnjih raziskavah

L. Placerja in J. Čarja njegova razdelitev ni bila spremenjena, drugačna je le razlaga nekaterih mejnih ploskev, kot so jo terjali kinematika in novi podatki z odkopnih polj. Kako je potekalo deformiranje, je bilo opisano v prejšnjih poglavjih; tu je podan pregled strukturnih blokov, kakor se jih pojmuje danes.

Spodnja zgradba idrijskega rudišča obsega območje med idrijskim prelomom na severovzhodu in zgornjo mejo kanomeljske vmesne luske v »talnini«, kot so imenovali rudarji zahodni in južni del jame pod bogatimi rudnimi telesi neposredno nad spodnjo narivno mejo rudišča. Zgornjo mejo strukturne enote tvori v »talnini« srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca, v srednjem in severovzhodnem delu jame pa normalna triadna preloma, čemernikov in karolijev. Spodnja zgradba sestoji v glavnem iz zgornjepermskih in skitskih plasti, oblikovanih v prevrnjeno sinklinalo, odprto proti jugozahodu.

Zgornja zgradba leži neposredno na spodnji zgradbi. Na severovzhodni strani meji na idrijski prelom, z zgornje strani na tičensko notranjo narivno grudo, na jugozahodni strani pa na lazarjev prelom. Skladi v zgornji zgradbi so karbonski, anizični, langobardski in cordevolski. V glavnem so plasti obrnjene, delno pa leže normalno in tvorijo pravzaprav le močno preoblikovani del prevrnjene sinklinale v spodnji zgradbi.

Srednji del zgornje zgradbe predstavlja južni blok, ki sestoji v glavnem iz langobardskega konglomerata, v manjši meri pa iz dolomita, kaolinitnih usedlin, plasti skonca in iz tufa. Zaporedje plasti je obrnjeno, zato tvori zgornjo mejo bloka srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca, spodnjo pa karolijev prelom.

Neposredno na južnem bloku leži srednji karbonski klin. Proti severovzhodu ga omejuje petrijev prelom, navzgor pa je odrezan z narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. V srednjem karbonskem klinu je tektonsko vsajena leča cordevolskega dolomita in langobardskega tufa.

Severni blok sestoji iz langobardskih plasti. Prevladuje konglomerat, nastopajo pa tudi dolomit, kaolinitne usedline, plasti skonca in nekaj tufa. S spodnje strani in na severovzhodu je blok omejen z ahacijevim prelomom, na jugozahodu s petrijevim prelomom in z zgornje strani s srednjetriadno erozijsko-tektonsko diskordanco med langobardskimi in karbonskimi skladi v obrnjeni legi.

Neposredno na severnem bloku leži severni karbonski klin. Omejujeta ga ahacijev prelom na severovzhodni strani in petrijev prelom na jugozahodni, medtem ko je navzgor odrezan z narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. Plasti so v tej strukturni enoti obrnjene.

Študij kinematike neotektonskih blokov je pripomogel k novim odkritjem. V tej razpravi so na novo intepretirani:

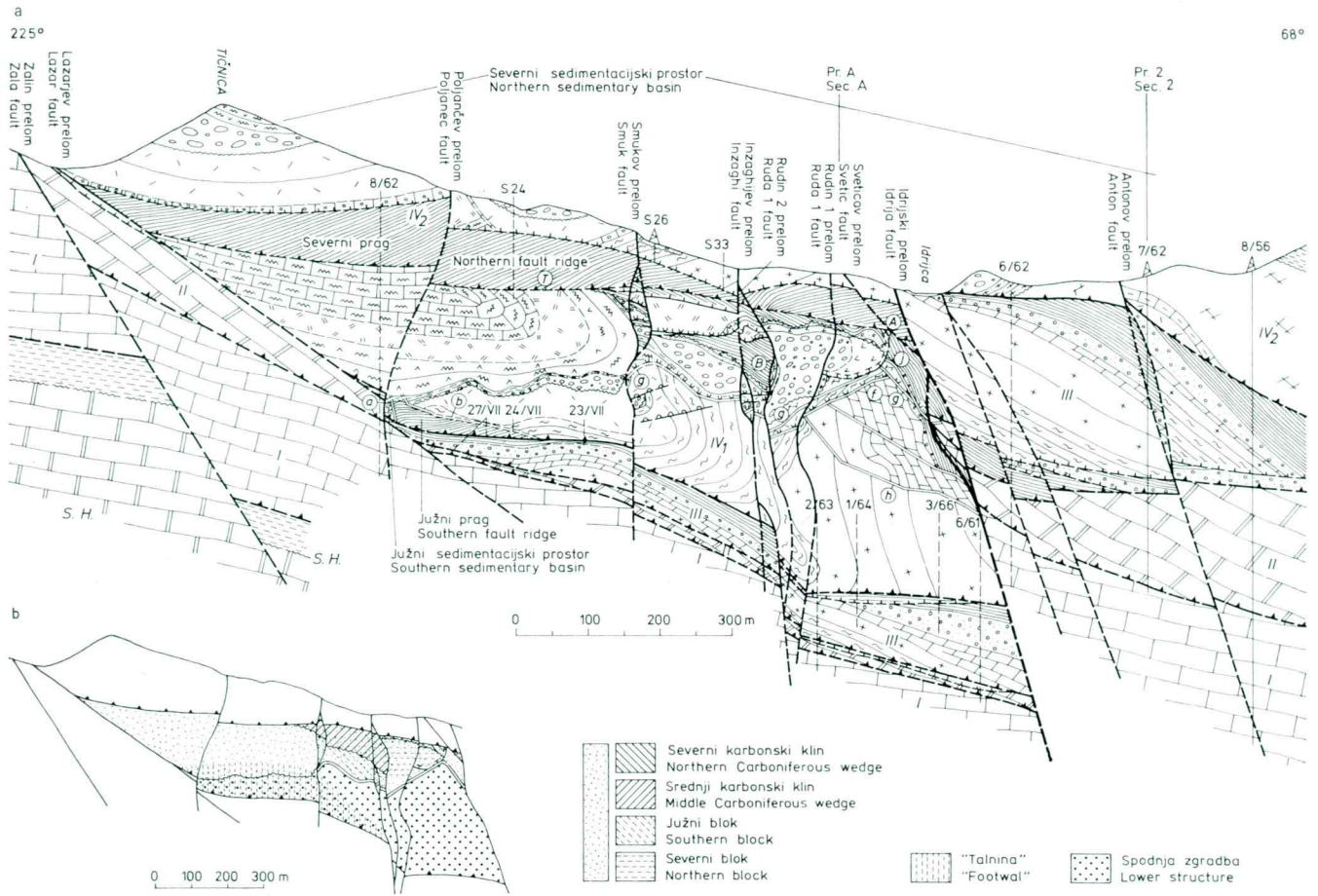
— razvoj srednjega karbonskega klina in leče cordevolskega dolomita v njem,

— lega poljančevega preloma v rudišču,

— stik med noriškim dolomitom čekovniške vmesne luske in orudenimi plastmi v severozahodnem ter zahodnem delu jame,

— razvoj »talninskih narivnih ploskev«.

Nastanek srednjega karbonskega klina so geologi razlagali na različne načine. Po I. M l a k a r j u (1967) naj bi se bil razvil zaradi ugrezanja jugozahodnega krila inzaghijevega preloma, ko je razpadlo prej enotno konglomerat-



Sl. 34. Prečni presek 3 (a) in glavne strukturne enote idrijskega rudišča (b)
Legenda na sl. 49

Fig. 34. Transversal section 3 (a) and the main structural units of the Idrija ore deposit (b)
See fig. 49 for explanation

no telo zgornje zgradbe na severni in južni blok. Proti tej razlagi govori več strukturnih dokazov:

— Smer premika severozahodnega krila inzaghijevega preloma nakazuje zamik kanomeljske vmesne luske v talnini rudišča, ki ni v skladu s premikom severnega bloka nasproti srednjemu karbonskemu klinu.

— Inzaghijev prelom tvori severovzhodno mejo srednjega karbonskega klina samo v preseku 3 (sl. 34 a) (I. M l a k a r , 1967, sl. 5 in v presekih, objavljenih pozneje). Severozahodno in jugovzhodno od tega preseka poteka zdrobljena cona inzaghijevega preloma neodvisno od severovzhodne meje srednjega karbonskega klina.

— Tektonske drse v prelomnih ploskvah inzaghijevega preloma vpadajo položno proti jugovzhodu. Drse v pokončni drsni ploskvi med srednjim karbonskim klinom in sosednjimi langobardskimi skladi severnega bloka, tam kjer te meje ne tvori inzaghijev prelom, pa so pokončne.

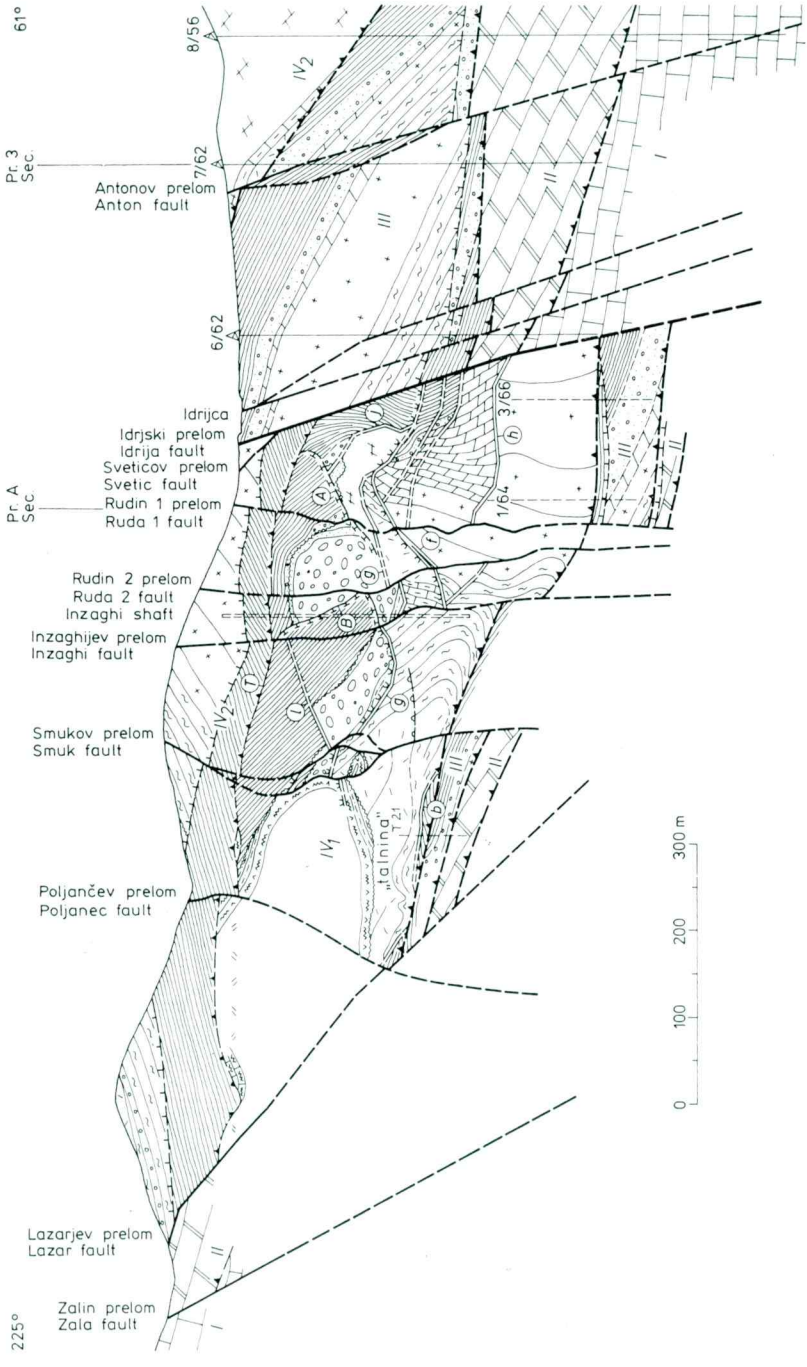
Tektonski kontakt med srednjim karbonskim klinom in langobardskimi kameninami severnega bloka spada torej v neko drugo razvojno skupino prelomov, zato je bil poimenovan kot petrijev prelom in uvrščen v čas nastajanja prevrnjene sinklinale v idrijskem rudišču. Vzporedno s petrijevim prelomom, le bolj proti severovzhodu, se vleče ahacijev prelom, ki ima podobno lego in je nastal istočasno. Karbonske kamenine med petrijevim in ahacijevim prelomom imenujemo severni karbonski klin.

Cordevolski dolomit na 1. obzorju in z njim združena langobardski tufit ter skrilavec skonca, ki sta tektonsko vkleščena v skladih srednjega karbonskega klina in nad njim, je I. M l a k a r (1967) imel za ostanek manjšega triadnega tektonskega jarka, ki bi bil vzporeden jarku med urbanovec-zovčanovim in karolijevim prelomom. Kljub vabljivosti take razlage je malo verjetno, da bi bil v severnem pragu obstajal takšen jarek med filipičevim in »O«-jevim prelomom. Bolj verjetna je možnost, da je bil cordevolski dolomit s starejšimi skladi vred pomaknjen v tako lego med nastajanjem prevrnjene sinklinalne gube v rudišču z območja jugozahodno od tod, kjer nastopajo enako razvite cordevolske plasti.

Pri opisu poljančevega preloma je I. M l a k a r (1967) opozoril, da je na površju jasno viden, medtem ko ga v jami skoraj ni opaziti. Ker v ožji »talnini« ni našel strukture, na katero bi lahko vezal traso s površja, je menil, da vpada prelomna ploskev položno proti severovzhodu, vidna pa naj bi bila na 4., 6. in 7. obzorju.

Analiza prelomnice na površju dokazuje, da ima zdrobljena cona poljančevega preloma strmo lego. Vrtanje v »talnini« na 6. in 7. obzorju kaže na to, da obstaja za orudenim karbonskim telesom, zunaj obzornih prog, prelomna stena noriškega dolomita čekovniške vmesne luske, ki verjetno pripada poljančevemu prelomu.

Rekonstrukcija premikov ob idrijskem in spremljajočih prelomih je pokazala, da zdrobljena cona med noriškim dolomitom čekovniške vmesne luske in jamsko strukturo, ki se vleče od sedla med Gladkimi skalami in Tičnico proti severu (sl. 22), ni staroterciarna meja pokrova, temveč neotektonski prelom, ki je imel odločilno vlogo pri premikanju tektonskih blokov ob idrijskem prelomu. Imenovan je lazarjev prelom. V preseku 3 (sl. 34 a) poteka od južnega pobočja Tičnice proti poljančevemu prelomu v višini 7. obzorja. Naravo obravnavane



Sl. 35. Prečni presek 2
Legenda na sl. 49

Fig. 35. Transversal section 2
See fig. 49 for explanation

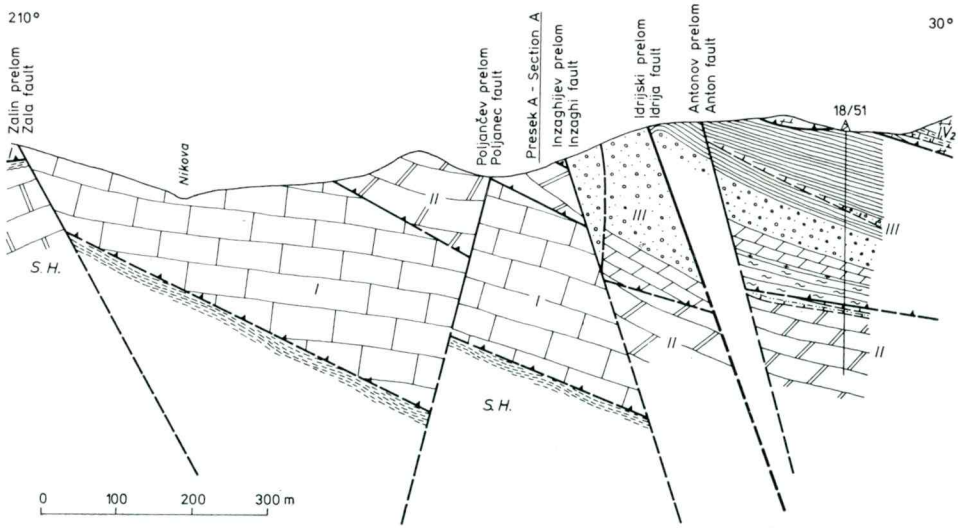
geološke meje dokazuje, poleg razčlenitve premikov, tudi odsotnost kanomeljske vmesne luske med noriškim dolomitom čekovniške vmesne luske in idrijsko notranjo narivno grudo. Kanomeljska vmesna luska zahodno in severno od rudišča je danes ob lazarjevem prelomu odrezana in dvignjena nad sedanji erozijski nivo.

»Talninske narivne ploskve« so skoraj vodoravne prelomne ploskve v »talnini« na 4., 6. in 7. obzorju, zato prečkajo plasti pod blagim kotom, ali pa so celo medplastne. Prvi jih je omenil I. M l a k a r (1967) in jim pripisal triadno starost. Pozneje sta L. P l a c e r in J. Č a r (1975) opozorila na možnost, da so nastale v času narivanja, kar je v tej razpravi tudi potrjeno.

V preseku 3, ki predstavlja jugozahodno polovico preseka na sl. 16, je ohranjen le del srednjetriadne zgradbe rudišča (L. P l a c e r in J. Č a r, 1975, 1977). Tu so ostanki južnega sedimentacijskega prostora in južnega praga v »talnini«, del idrijskega tektonskega jarka, ki mu pripada spodnja zgradba in nekaj severnega bloka, ter končno del severnega praga, ki obsega srednji in severni karbonski klin, južni blok ter večino severnega bloka. Karbonski skladi, ohranjeni v tičenski notranji narivni grudi, ter spodnje in srednjetriadne plasti na Poljančevem griču in Tičnici so ostanki severnega praga in severnega sedimentacijskega prostora.

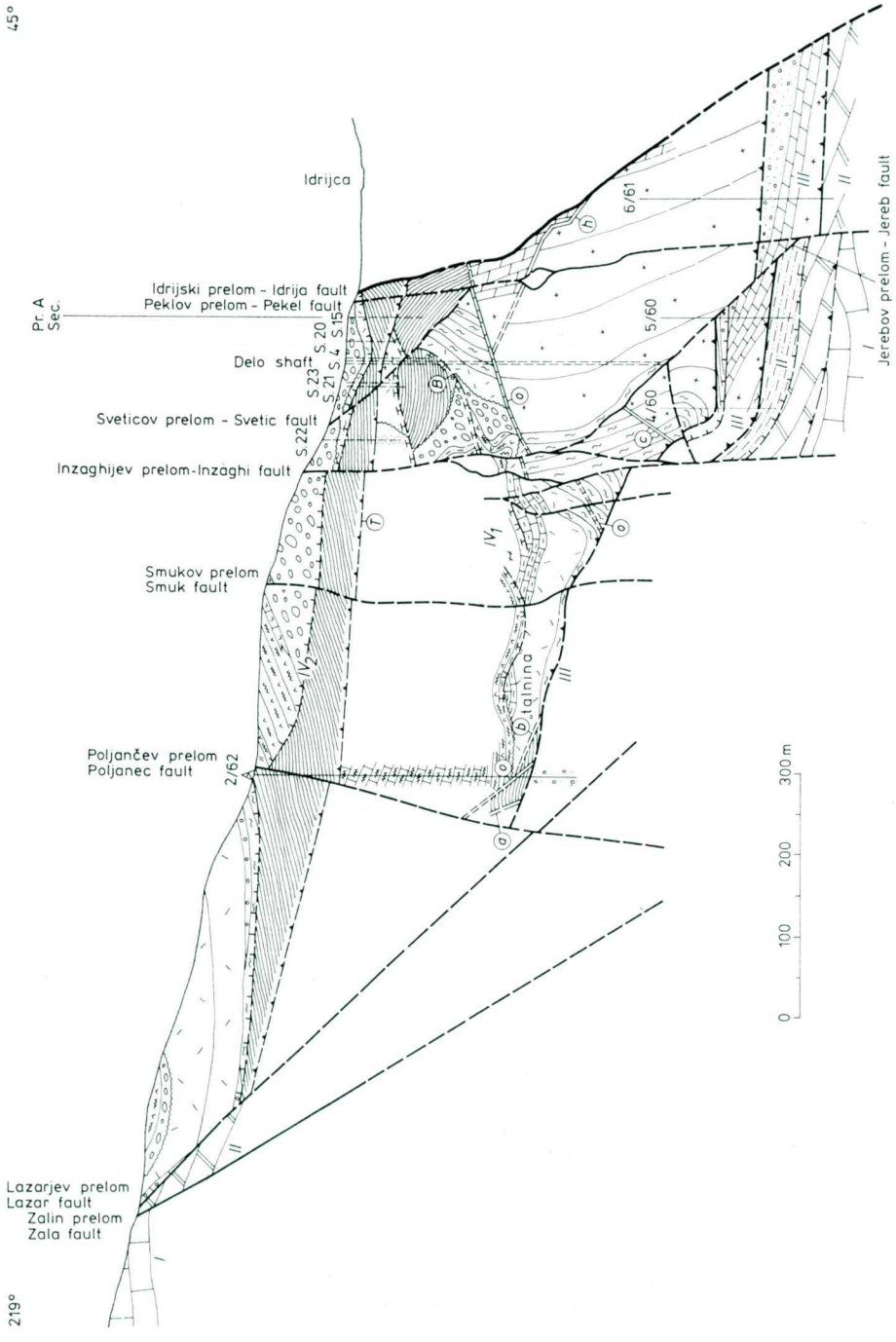
Južni prag v rudišču omejujeta zagodov in veharški prelom, severni prag pa meji s strukturo rudišča ob vzdolžnem normalnem urbanovec-zovčanovem prelomu. Poleg teh dveh nastopajo v samem jarku še karolijev, čemernikov, grüblerjev in več manjših prelomov.

Prečni presek 3 leži v celoti v srednji coni idrijskega rudišča, zato v njem ni filipičevega in »O«-jevega preloma. V jugozahodnem krilu idrijskega preloma



Sl. 36. Prečni presek 1
Legenda na sl. 49

Fig. 36. Transversal section 1
See fig. 49 for explanation



Sl. 37. Prečni presek 4
Legenda na sl. 49

Fig. 37. Transversal section 4
See fig. 49 for explanation

prečka poleg idrijske notranje narivne grude še tičensko notranjo narivno grudo, kanomeljsko, čekovniško in koševniško vmesno lusko ter hrušiški pokrov, v severovzhodnem krilu pa prečka koševniško, čekovniško in kanomeljsko vmesno lusko ter tičensko notranjo narivno grudo.

Po natančnejšem opisu preseka 3 bo lažje razumeti zgradbo ostalih presekov.

Presek 2 (sl. 35) ima povsem enako razporeditev strukturnih blokov, le da je tektonska leča cordevolskega dolomita v srednjem karbonskem klinu bistveno manjša, severni karbonski klin nad ahacijevim prelomom pa bistveno večji. V »talnini« je ohranjen le še del južnega praga ob veharškem prelomu. Petrijev prelom je od inzaghijevega preloma že močno odmaknjen, tako da zgradba srednjega karbonskega klina jasno izstopa. Presek 2 se v celoti nahaja v srednji coni idrijskega rudišča.

Presek 1 (sl. 36) je oddaljen 800 m od rudišča proti NW. V jugozahodnem krilu idrijskega preloma so razviti hrušiški pokrov ter koševniška, čekovniška in kanomeljska vmesna luska. Severovzhodno krilo idrijskega preloma pa sestoji iz čekovniške in kanomeljske vmesne luske, dokazanih z vrtino 18/51, ter tičenske notranje narivne grude, kartirane na površju.

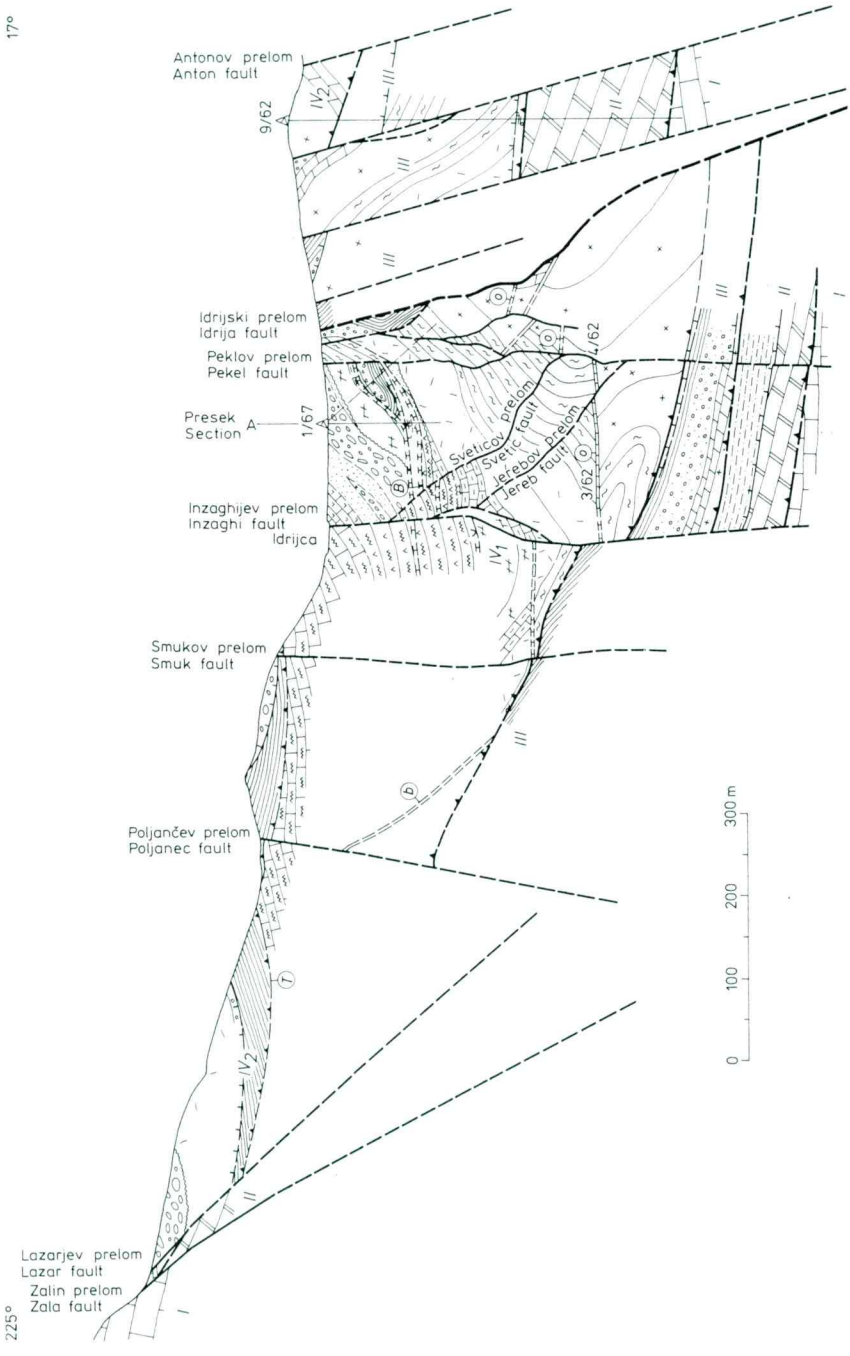
V preseku 4 (sl. 37) je opaziti prvo večjo spremembo zgradbe proti jugovzhodu od osnovnega preseka 3, čeprav je prevrnjena sinklinala še vedno vidna. Razlike nastopijo v zgornji zgradbi, medtem ko se v spodnji zgradbi pojavi prečni triadni »O«-jev prelom. Njegov potek je jasen tam, kjer imajo plasti pokončno lego, in v »talnini«, medtem ko je vmes interpoliran. Območje pod »O«-jevim prelomom spada k srednji, nad njim pa k vzhodni coni idrijskega rudišča. V »talnini« sta poleg »O«-jevega preloma delno ohranjena še normalni veharški in zagodov prelom. Karbonski skladi med njima pripadajo južnemu pragu idrijskega srednjetriadnega tektonskega jarka.

Zgornja zgradba rudišča je v tem preseku ločena od spodnje samo z erozijsko-tektonsko diskordanco. Petrijev prelom ima tu, kot tudi dalje proti jugovzhodu, skoraj vodoravno lego in tvori spodnjo mejo srednjega karbonskega klina, ki ga z zgornje strani omejuje prelom, vzporeden petrijevemu. Nad njim so ohranjeni langobardski, zgornjeskitski in spodnjeskitski skladi, zato te strukturne enote ni mogoče enačiti s tektonsko lečo cordevolskega dolomita v srednjem karbonskem klinu v srednji coni rudišča; verjetno gre za ostanek posebnega triadnega strukturnega bloka v severnem pragu, ki je bil vzporeden idrijskemu srednjetriadnemu tektonskemu jarku.

V preseku 4, kot tudi v preseku 5, so v »talnini« na 7. obzorju lepo vidne skoraj vodoravne »narivne« ploskve, ki so bile omenjene pri opisu preseka 3.

V preseku 5 (sl. 38) so še ohranjene nekatere značilnosti zgradbe z območja preseka 4, vendar ležijo plasti tu drugače. Medtem ko leže v »talnini« še skoraj vodoravno, ali pa neznatno vpadajo proti severovzhodu, v severovzhodnem delu rudišča niso več prevrnjene. V tem preseku preide prevrnjena sinklinala v poševno. Izjemo tvorijo le skladi v spodnjem delu rudišča, kjer so zaradi bližine talninske narivne ploskve zapognjeni v obrnjeno lego, kar pa je značilno tudi za vse do sedaj opisane preseke.

Večji del preseka 5 leži v vzhodni coni rudišča nad »O«-jevim prelomom in predstavlja nadaljevanje zgornjega strukturnega nivoja preseka 4. Meja med zgornjo in spodnjo zgradbo rudišča ima povsem »talninski« značaj, saj poteka vseskozi po srednjetriadni erozijsko-tektonski diskordanci.



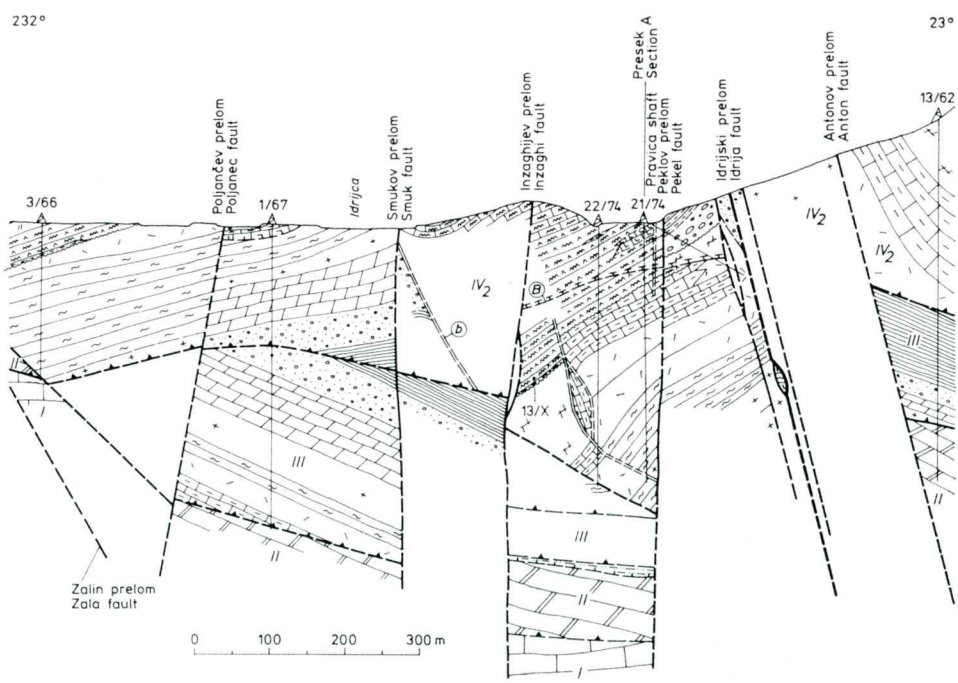
Sl. 38. Prečni presek 5
Legenda na sl. 49

Fig. 38. Transversal section 5
See fig. 49 for explanation

Srednji karbonski klin je ohranjen le še v neznatnem obsegu in omejen spodaj s petrijevim prelomom, zgoraj pa s prelomom, ki je nastal pri enakih napetostnih razmerah. Tako se jugozahodno od tod stikajo langobardski skladi dveh različnih triadnih strukturnih enot. Stik je nakazan že v preseku 4 (sl. 37). Rekonstruirana narivna ploskev tičenske narivne grude poteka v srednjem delu profila nad današnjim površjem in je kartirana šele na pobočju Poljančevega griča. Lega veharškega preloma je v tem preseku interpolirana po presekih 4 in 6.

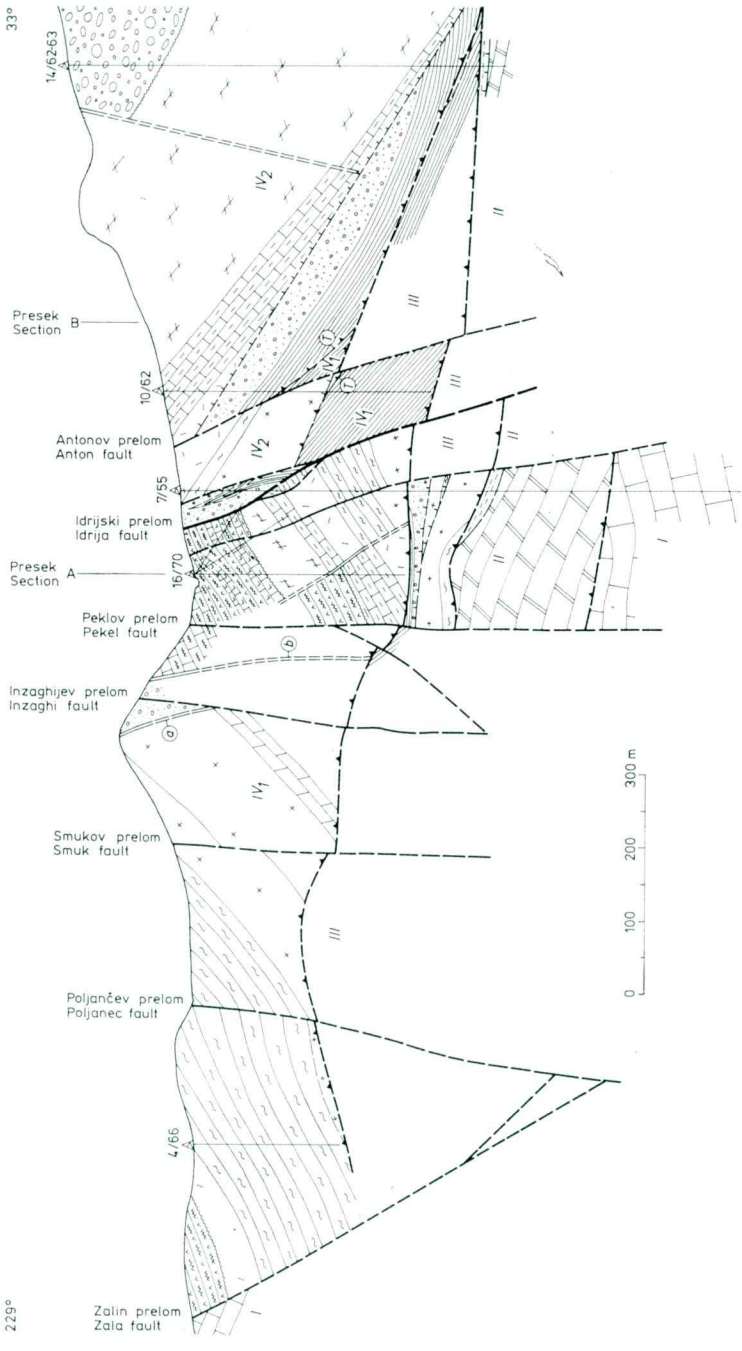
Talnina rudišča sestoji iz koševniške, čekovniške in kanomeljske vmesne luske, kar potrjujeta vrtini 3/62 in 4/62. Podobno je bila določena tudi zgradba severovzhodnega krila idrijskega preloma, ki sestoji iz koševniške, čekovniške in kanomeljske vmesne luske ter tičenske notranje narivne grude.

Presek 6 (sl. 39) kaže izrazito monoklinalo, v kateri vpadajo plasti proti jugozahodu. Meja med spodnjo in zgornjo zgradbo je srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca. Srednji karbonski klin je že izklinjen, ohranjen pa je še jezik anizičnega dolomita iz preseka 5, ki kaže na petrijev prelom. Langobardski skladi ob petrijevem prelomu pripadajo dvema triadnima tektonskima enotama.



Sl. 39. Prečni presek 6
Legenda na sl. 49

Fig. 39. Transversal section 6
See fig. 49 for explanation



Sl. 40. Prečni presek 7
Legenda na sl. 49

Fig. 40. Transversal section 7
See fig. 49 for explanation

Veharški prelom v severni steni južnega praga doseže površje blizu preseka 6, zato je njegova lega določena dokaj natančno. Južno steno južnega praga pa tvori neotektonski smukov prelom, ki poteka vsaj delno po trasi triadnega zagodovega preloma. Jugozahodno od tod leži zaporedje plasti od karbonskih do karnijskih, ki pripadajo južnemu sedimentacijskemu prostoru. Rekonstruirana narivna ploskev tičenske notranje narivne grude poteka v tem profilu nad današnjim površjem.

Z vrtino 1/67 sta bili pod idrijsko notranjo narivno grudo dokazani kanomeljska in čekovniška vmesna luska. Severovzhodno od idrijskega preloma pa je vrtina 13/62 dokazala čekovniško in kanomeljsko vmesno lusko ter tičensko notranjo narivno grudo.

V preseku 7 (sl. 40) prihajata na površje veharški in zagodov prelom. Med spodnjo in zgornjo zgradbo poteka meja po srednjetriadni erozijsko-tektonski diskordanci.

Vrtina 10/62 je prvič našla idrijsko notranjo narivno grudo tudi severovzhodno od idrijskega preloma. Dokazujejo jo orudene karbonske plasti.

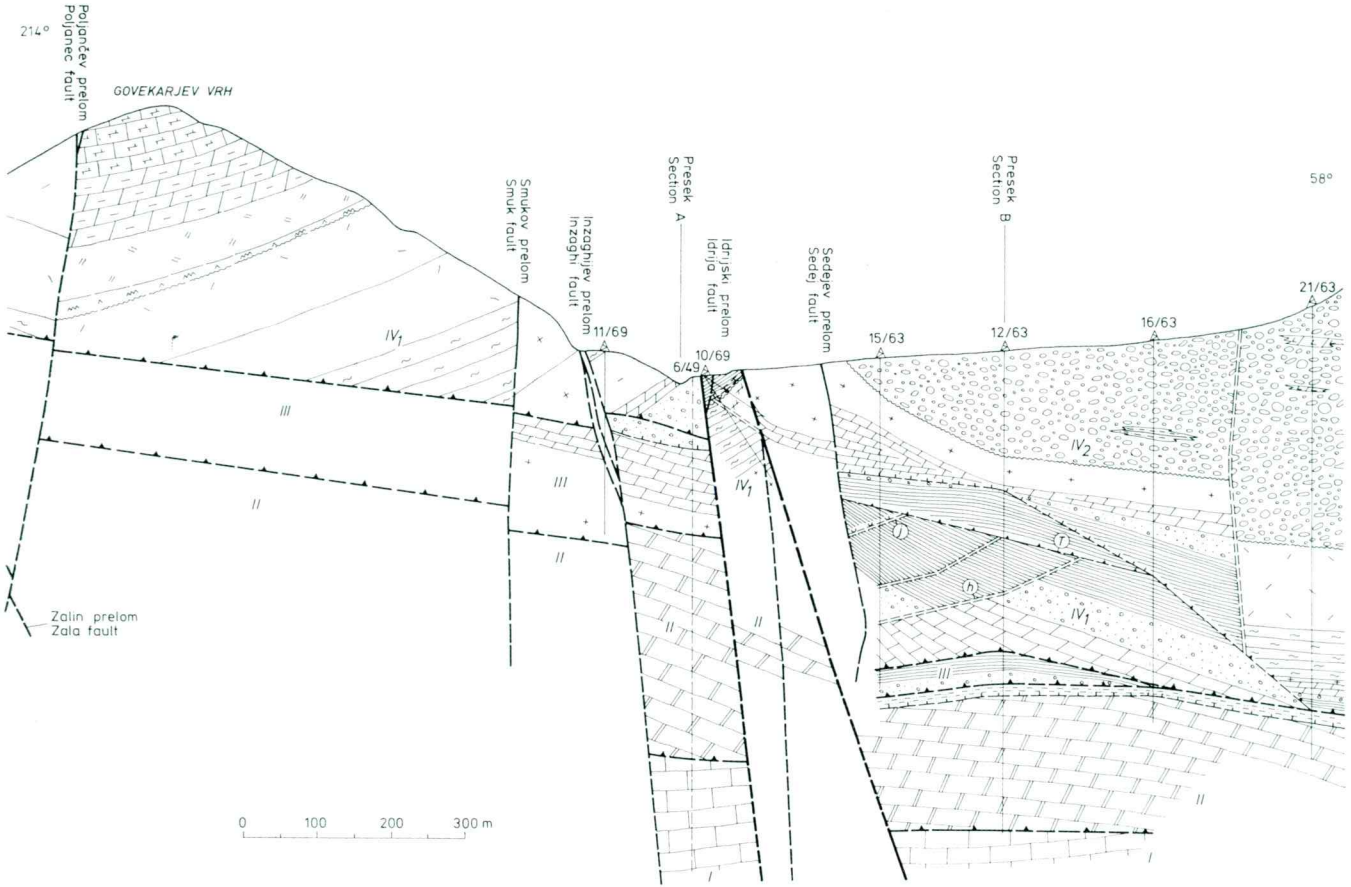
Zgradba jugozahodnega bloka v preseku 8 (sl. 41) je nenavadna, ker se postopno izklinjajo tektonske enote starega dela rudišča. Zunanja tektonska leča ob notranji prelomni coni idrijskega preloma, prikazana že na preseku 7, se razširi in ima podobno zgradbo kot severovzhodni del presekov 5, 6, in 7. Karbonski skladi v njej bi lahko pripadali srednjemu karbonskemu klinu na orudenih triadnih plasteh.

Severovzhodno krilo idrijskega preloma že kaže značilnosti zgradbe ljubevškega rudišča. Interpretirano je bilo na podlagi vrtin 15/63, 12/63, 16/63 in 21/63 ter rudarskih del na 14. obzorju. V glavnem imajo vse tektonske enote, koševniška, čekovniška in kanomeljska vmesna luska ter oba dela trnovskega pokrova, enako zgradbo kot v jugovzhodnem krilu idrijskega preloma, le idrijska notranja narivna gruda na prvi pogled odstopa od tega pravila. Da je tak vtis le navidezen, sta dokazala že L. Placer (1976) ter L. Placer in J. Čar (1977), kinematsko pa smo zgradbo utemeljili v tej razpravi (sl. 16 a).

Idrijska notranja narivna gruda sestoji po preseku 8 iz karbonskih, grödenskih, zgornjepermskih in v manjši meri iz spodnjeskitskih plasti v obrnjeni legi. Ob idrijskem prelomu vpadajo skladi dokaj strmo proti severovzhodu, od preloma proti severovzhodu pa vedno bolj položno, tako da preidejo ponekod celo v obrnjeno vodoravno lego. Severozahodno od preseka 8 gre na 14. obzorju skozi zgornjepermske plasti triadni prelom, ki vpada položno proti severozahodu in poteka v preseku 8 nad ravnino obzorja. S strukturno analizo je bil ta prelom identificiran kot grüblerjev prelom. Urbanovec-zovčanov prelom nad njim je določen po ekstrapolaciji.

Narivno ploskev tičenske notranje narivne grude v karbonskih plasteh nakazujeta izrazita zaglinjena cona v vrtinah in geokemična sestava jedra vrtin. Karbonski skladi v idrijski notranji narivni grudi so namreč orudeni, medtem ko koncentracija Hg v enakih kameninah tičenske notranje narivne grude ne presega krajevnega geokemičnega praga. Plasti v tej enoti leže normalno.

Presek *A* (sl. 42) gre skozi idrijski del rudišča v vzdolžni smeri čez vse do sedaj opisane prečne profile. V glavnem poteka med inzaghijevim in idrijskim prelomom ter prečka inzaghijevega le v skrajnem severozahodnem delu rudišča. Preseka tudi rudin-1, rudin-2 in peklov prelom, ki so pa manj pomembni.



Sl. 41. Prečni presek 8
Legenda na sl. 49

Fig. 41. Transversal section 8
See fig. 49 for explanation

Severozahodno od preseka 5 so plasti v rudišču pokončne, proti jugovzhodu pa se polagoma izravnajo do skoraj vodoravne lege; so torej spiralno zasukane, kar predstavlja strukturno posebnost idrijskega rudišča.

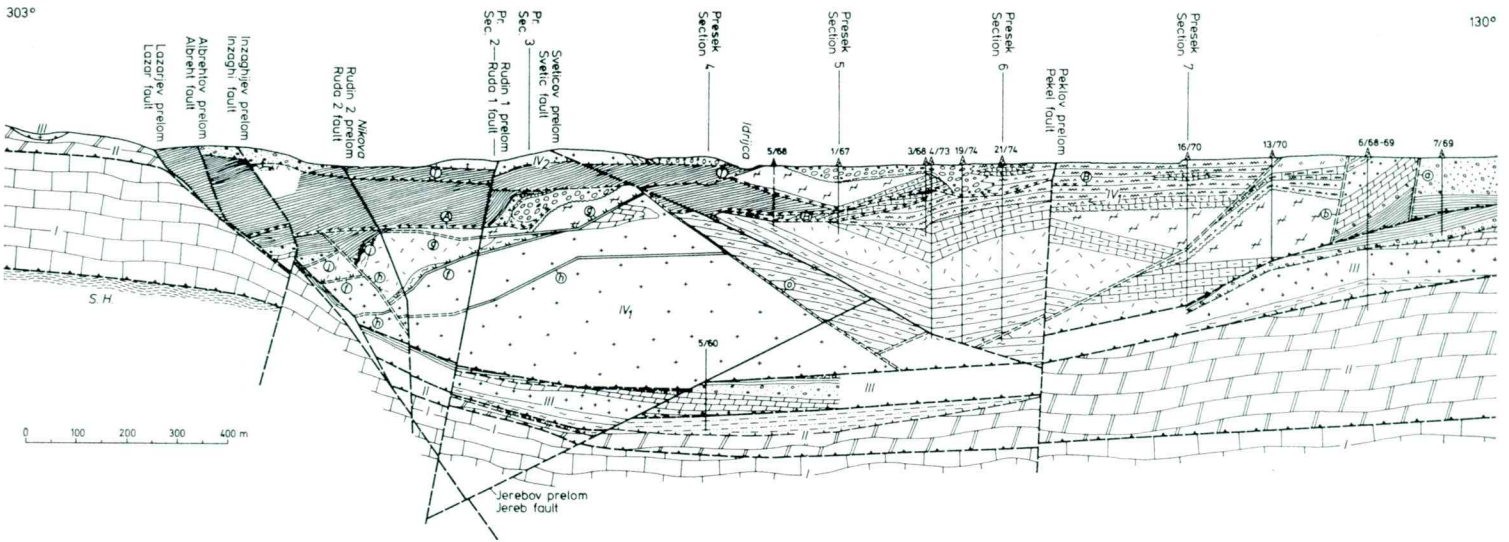
V zgradbi rudišča izstopajo približno vodoravne meje pokrovov in nižjih narivnih enot med njimi, ki so bile dokazane s številnimi vrtinami in rudarskimi deli. V podaljšku skrajnega severozahodnega dela rudišča je v bližnjem bevkovem tektonskem oknu dokazan hrušiški pokrov, nad njim pa koševniška in čekovniška vmesna luska. Proti jugovzhodu se za presekom 1 pojavita lazarjev in albrehtov prelom, katerih jugovzhodni krili sta se ugreznili za približno 250 m, tako da so se v tem bloku ohranile tudi kanomeljska vmesna luska ter idrijska in tičenska notranja narivna gruda.

Na območju pokončnih plasti severozahodno od preseka 5 je zgradba idrijske notranje narivne grude dokaj pravilna. Vzdolžni triadni urbanovec-zovčanov, karolijev, čemernikov in grüblerjev prelom so približno pravokotni na profilno ravnino, vse pa prečkata normalna »O«-jev in filipičev prelom, ki se podrejata enakim zakonitostim. Območje med njima pripada srednji coni idrijskega rudišča. Od zahodne cone je ohranjen le del, medtem ko zavzema vzhodna cona ves ostali presek. Po predpostavki, da so bili skladi v srednjetriadni periodi približno vodoravni (I. M l a k a r, 1967), je vzdolžni presek *A* severozahodno od preseka 5 podoben srednjetriadni tektonski karti tega dela rudišča, zasukani za 90° okoli vodoravne osi; v glavnem so prostorski odnosi med tektonskimi elementi ohranjeni. V srednji coni je lepo viden presek spodnje zgradbe pod triadnim karolijevim prelomom in zgornje zgradbe nad njim. Ta vključuje severni blok na območju prečnega preseka 3 in severni karbonski klin severozahodno od preseka 3 med ahacijevim prelomom in narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. V spodnji zgradbi sta pod karolijevim prelomom lepo vidna še čemernikov in grüblerjev prelom.

Presek *A* je postavljen v smeri osi sinklinalne gube v rudišču, torej poševno na tektonski jarek. Zato se presečna ravnina proti jugovzhodu vedno bolj približuje južnemu pragu in prečka jugovzhodno od preseka 7 veharški in zagodov prelom; plasti so tu že skoraj vodoravne, zato sta oba preloma pokončna. Vrtina 6/69 leži v južnem pragu, vrtina 7/69 pa na južnem sedimentacijskem prostoru.

Zgradba vzhodne cone se zaradi premika ob triadnem »O«-jevem prelomu razlikuje od zgradbe srednje cone. Vzhodna cona se je v triadni periodi ugreznila nasproti srednji coni; zato se na območju spodnje zgradbe stikata ob »O«-jevem prelomu spodnjeskitski meljevec vzhodne cone in starejši spodnjeskitski dolomit srednje cone. V zgornji zgradbi je nad petrijevim prelomom viden srednji karbonski klin, ki se proti jugovzhodu izklini. Anizični in langobardski skladi nad njim se ob petrijevem prelomu jugovzhodno od preseka 5 stikajo z langobardskimi skladi ostalega dela vzhodne cone. Prvotno so ležali v dveh vzporednih triadnih enotah.

Mejo med spodnjo in zgornjo zgradbo tvori v srednji coni karolijev prelom, v vzhodni coni pa najprej petrijev prelom, nato pa srednjetriadna erozijsko-tektonska diskordanca. Takšen potek meje ustreza zgradbi vzdolžnega preseka *A*; na območju pokončnih plasti tvori mejo triadni prelom, na območju poševnih in vodoravnih skladov, ki so značilni za jugovzhodni del jame, pa erozijsko-tektonska diskordanca.



Sl. 42. Vzdolžni presek *A* skozi idrijsko rudišče
Legenda na sl. 49

Fig. 42. Longitudinal section *A* through the Idrija mercury deposit
See fig. 49 for explanation

Zgornjeskitski in zgornjepermski dolomit med rudinim-2 in albrehtovim prelomom na koti 330 m ne pripadata jamski zgradbi, čeprav sta orudena. Njun geološki položaj še ni pojasnjen.

Konstrukcija presekov 8 do 13 skozi severovzhodno krilo idrijskega preloma od Ljubevčarja v Ljubevški dolini proti jugovzhodu sloni na rudarskih delih na 14. obzorju, na dobro poznanem preseku 8, na vrtinah ter na primerjavi z zgradbo idrijskega dela rudišča in interpretaciji premika ob idrijskem prelomu.

Presek 9 (sl. 43) zajema poleg severovzhodnega tudi jugozahodno krilo idrijskega preloma. Idrijska notranja narivna gruda v severovzhodnem krilu sestoji iz karbonskih, grödenskih, zgornjepermskih in skitskih plasti; razen zgornjeskitskih so bile dokazane vse z vrtinami, na zgornjeskitske pa lahko sklepamo po analognem profilu v idrijskem delu rudišča. Po vrtini 17/63, 250 m severozahodno od preseka 9, sklepamo, da leže skitske plasti normalno, nakar se prek pokončnih prevesijo v obrnjene.

Severovzhodno od zdrobljene cone idrijskega preloma sta vrtini 18/63 in 28/64 dokazali poleg idrijske in tičenske notranje narivne grude tudi kanomeljsko in čekovniško vmesno lusko.

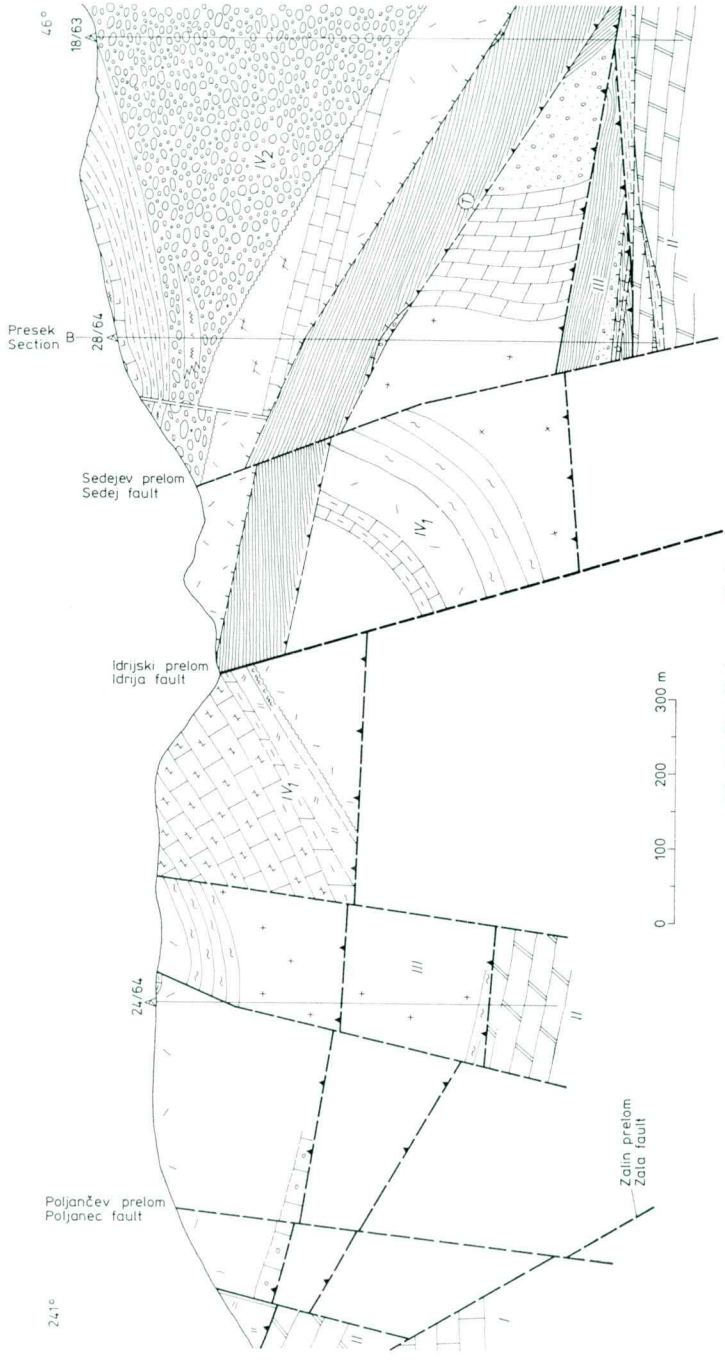
V jugozahodnem krilu idrijskega preloma so bile z vrtino 24/64 ugotovljene idrijska notranja narivna gruda in kanomeljska ter čekovniška vmesna luska.

Presek 10 na sl. 44 kaže enake strukturne značilnosti kot preseka 8 in 9. Obrnjeni skadi v idrijski notranji narivni grudi so v vrtini 33/65 karbonske starosti. Proti jugozahodu prehajajo v normalno lego, na površju pa se pokažejo samo langobardske in karnijske plasti. Sedejev prelom, ki smo ga sledili že od preseka 8, se med presekoma 9 in 10 cepi na dva kraka. Triadni prelom med vrtinama 12/69 in 31/64 sledimo tudi na območju med presekoma 9 in 10 (L. Placer, 1980). Vrtine v preseku 10 potrjujejo poleg idrijske tudi tičensko notranjo narivno grudo ter kanomeljsko in čekovniško vmesno lusko.

Vzdolžni presek *B* (sl. 45) gre skozi ljubevški del rudišča od prečnega preseka 6 do golice idrijske notranje narivne grude jugovzhodno od prečnega preseka 10. Njegova profilna ravnina je vzporedna idrijskemu prelomu in poteka severovzhodno od sedejevega preloma; tako smo interpretirali blok, ki ni bil poškodovan z neotektonskimi prelomi.

Kot za vzdolžni presek *A*, je tudi za presek *B* značilna narivna zgradba s koševniško, čekovniško in kanomeljsko vmesno lusko ter z obema deloma trnovskega pokrova, ki ju loči narivna ploskev tičenske notranje narivne grude. Na območju preseka segajo na površje vse naštete narivne enote razen koševniške vmesne luske, ki se pokaže na površju šele okoli dva kilometra proti jugovzhodu.

V severovzhodnem krilu idrijskega preloma zavzema posebno mesto idrijska notranja narivna gruda, ki pride na površje pri Urbanovcu in se izklinja v bližini prečnega preseka 7. Plasti v njej se od preseka 8, kjer je na voljo največ podatkov, proti jugovzhodu zasukajo od približno obrnjene vodoravne lege do skoraj normalne vodoravne lege v preseku 10 in na površju. Zato so v bolj ali manj pokončnem delu zaporedja plasti nekatere litostratigrafske enote, kot zgornjepermski in spodnjeskitski dolomit, na videz pretirano debele. Neskladje na območju vrtine 28/64 je tudi navidezno; nekoliko bolj proti severovzhodu bi šel vzdolžni presek samo skozi zgornjepermski dolomit.

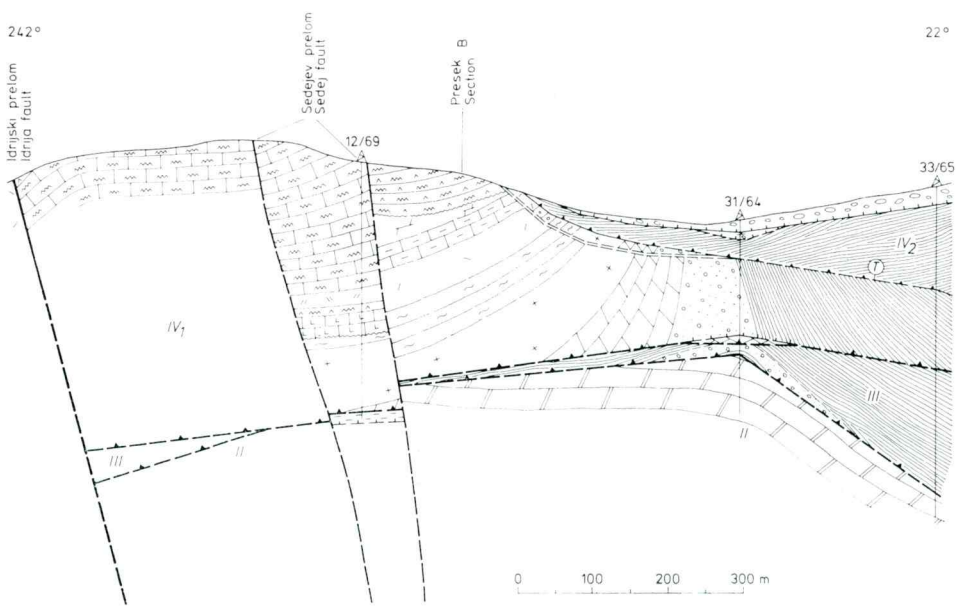


Sl. 43. Prečni presek 9
Legenda na sl. 49

Fig. 43. Transversal section 9
See fig. 49 for explanation

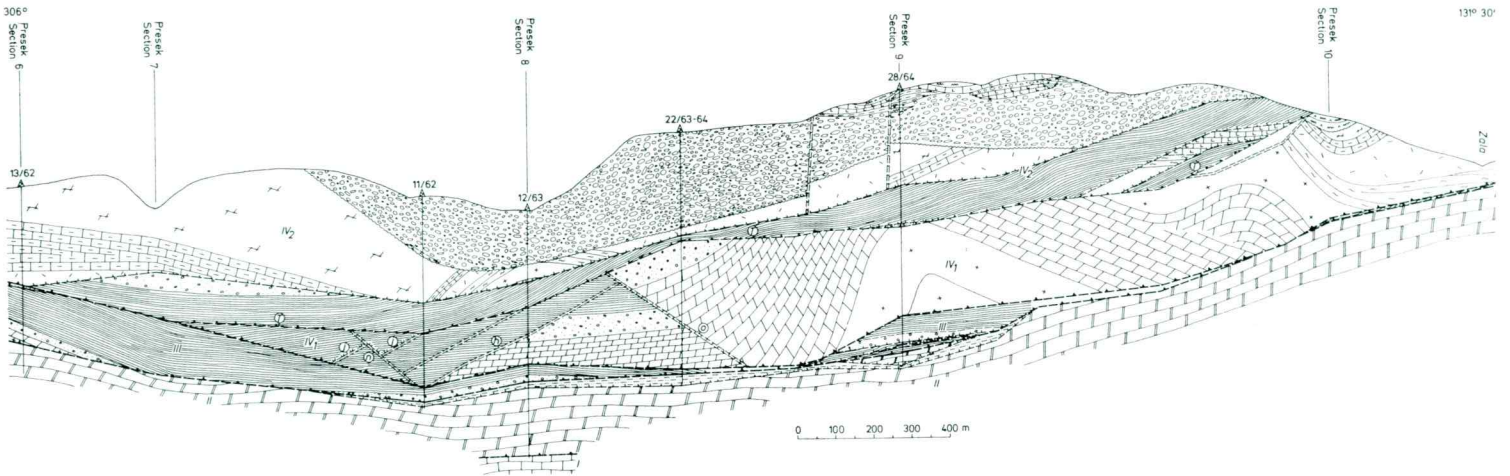
Idrijska notranja narivna gruda je zgoraj odrezana z narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude, ki loči njene orudene plasti od jalovih plasti trnovskega pokrova. V srednjem in jugovzhodnem delu poteka narivna ploskev po spodnji strani karbonskih plasti, na severozahodu pa znotraj samih karbonskih skladov. Orudene karbonske plasti se ob triadnem grüblerjevem prelomu stikajo z zgornjepermskim dolomitom ter grödenskimi in karbonskimi skladi med vrtinama 11/62 in 22/63—64. Grüblerjev prelom je kartiran na 14. obzorju. Drugi, »O«-jev prelom je preverjen z vrtino 22/63—64, njegov vpad pa je določen po metodah strukturne geologije, skladno z lego plasti. Drugi triadni prelomi v karbonskih plasteh na območju vrtine 11/62, kot urbanovec-zovčanov in filipičev prelom, so ekstrapolirani. Pri takšni razporeditvi triadnih prelomov pripadajo v idrijski notranji narivni grudi severnemu srednjetriadnemu pragu karbonske plasti nad urbanovec-zovčanovim prelomom. Pas kamenin pod urbanovec-zovčanovim prelomom pa pripada idrijskemu srednjetriadnemu tektonskemu jarku. Zahodni coni pripada le manjši del severnega praga med vrtino 11/62 in presekom 7. Srednja cona obsega območje med filipičevim in »O«-jevim prelomom, vzhodna cona pa ves ostali del idrijske notranje narivne grude.

Za tičensko notranjo narivno grudo je značilna normalna lega karbonskih, permskih, spodnjetriadnih in srednjetriadnih skladov ter diskordantna lega langobardskih plasti na spodnjeskitskih in aniziČnih plasteh. Karbonski skladi v tičenski notranji narivni grudi pripadajo severnemu delu severnega srednjetriadnega praga.



Sl. 44. Prečni presek 10
Legenda na sl. 49

Fig. 44. Transversal section 10
See fig. 49 for explanation



Sl. 45. Vzdolžni presek *B* skozi ljubevško rudišče
Legenda na sl. 49

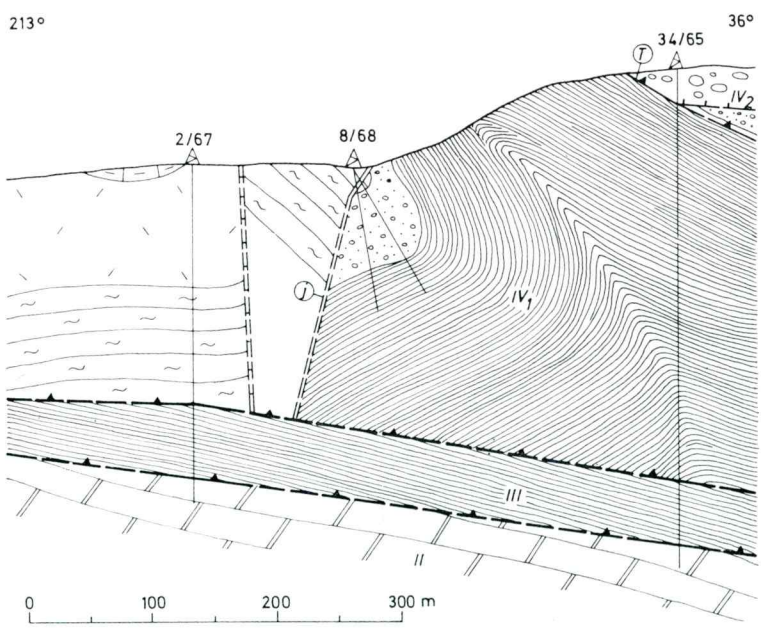
Fig. 45. Longitudinal section *B* through the Ljubevč mercury deposit
See fig. 49 for explanation

Geološka zgradba ozemlja zahodno od Kališč (sl. 22) je nekoliko drugačna, čeprav sestoji iz istih narivnih enot kot na območju Ljubevča. Preseki 1 do 10 sledijo idrijskemu prelomu proti jugovzhodu, presek 11 (sl. 46) pa prikazuje razmere ob triadnem urbanovec-zovčanovem prelomu, ki je bil v severovzhodnem krilu idrijskega preloma omenjen zadnjič v preseku 8. Večkrat pa je bil imenovan pri opisu idrijskega rudišča. Presek 11 podaja zgradbo severnega srednjetriadnega karbonskega praga in idrijskega tektonskega jarka na območju normalnih plasti, kot jih poznamo v idrijski notranji narivni grudi med Kališčem in Rovtami. Srednjetriadni strukturni enoti loči urbanovec-zovčanov prelom.

Poleg idrijske in tičenske notranje narivne grude sta z vrtinama 34/65 in 2/67 ugotovljeni tudi kanomeljska in čekovniška vmesna luska.

Celotno ozemlje idrijskega in ljubevškega dela rudišča je bilo mogoče obdelati po enotni strukturni zasnovi, kljub razlikam v stopnji raziskanosti posameznih delov.

V primerjavi z I. M l a k a r j e v o (1969, sl. 1) interpretacijo pomenita novost veharški in zagodov triadni prelom, ki omejujeta južni prag v »talnini« rudišča (preseki 2, 3 in 4) in se jugovzhodno od tod, na južnem pobočju Tičnice in na severovzhodnem pobočju Govekarjevega vrha, pojavita tudi na površju (presek 7 in sl. 22). Po golicah grödenskih plasti na Govekarjevem vrhu je I. Mlakar sklepal, da gre za podaljšek karbonskih skladov Tičnice, in je zato zahodni del Govekarjevega vrha prištel trnovskemu pokrovu, oziroma tičenski



Sl. 46. Prečni presek 11
Legenda na sl. 49

Fig. 46. Transversal section 11
See fig. 49 for explanation

notranji narivni grudi. Narivna ploskev tičenske notranje narivne grude je torej na jugozahodni strani idrijskega preloma ohranjena le na Tičnici, medtem ko bi na območju Govekarjevega vrha potekala nad sedanjim površjem.

Poljančev prelom poteka od Govekarjevega vrha dalje proti jugovzhodu. Nad Barako se je dalo celo izmeriti vpad ene izmed prelomnih ploskev, ki povsem ustreza legi tega preloma v idrijskem delu rudišča. Ta sprememba je vidna tudi na karti (sl. 22).

Ekonomska ocena idrijskega orudenega območja

Študij zgradbe idrijskega rudišča ima namen obnoviti tektoniko skozi srednji in novi zemeljski vek do današnjih dni. Kljub časovnim presledkom med posameznimi fazami razvoja je zveza med njimi tesna. Poleg starejših prelomnih nezveznosti so vplivale na mlajše deformacije tudi predispondirane litološke meje, kar je skupaj z zaporedjem kompetentnih in nekompetentnih kamenin predstavljalo podlago za preučevanje tektonskih deformacij. Ta splošno znana načela so na Idrijskem pomagala razjasniti vrsto teoretskih problemov in dala odgovor tudi na vprašanje ekonomske ocene idrijskega rudišča kot celote.

Na pregledni skici razvoja strukture rudišča (sl. 47) je videti, da so orudene plasti idrijskega triadnega tektonskega jarka (sl. 47 a) ostale sklenjene do sredine razvoja narivne zgradbe v staroterciarni fazi gubanja in narivanja (sl. 47 b). Ko je nastala kanomeljska vmesna luska, se je ločil in zaostal južni del orudenega tektonskega jarka (sl. 47 c). Imel je obliko klina, ki je bil najdebelejši v srednji coni rudišča, proti jugovzhodu pa vedno tanjši (sl. 47 d). Obliko tega bloka se dá v grobih obrisih rekonstruirati; od sl. 9 do sl. 16 a je obdelan njegov debelejši del v prvotni in nagubani zgradbi rudišča, proti jugovzhodu pa je iz prečnih presekov od 2 do 10 razvidno, da se ni nikjer v »talnini« ohranil celotni stik orudenih karbonskih do langobardskih plasti tektonskega jarka z veharškim prelomom. Opisane kamenine so na veliki površini odrezane ob zgornji meji kanomeljske vmesne luske.

Skupaj z zgornjo mejo kanomeljske vmesne luske se je razvila tudi narivna ploskev tičenske notranje narivne grude, ob kateri je odrezan večji del skladov severnega dela tektonskega jarka. Blok med novonastalo narivno ploskvijo in urbanovec-zovčanim prelomom je imel tudi obliko klina, ki je bil najdebelejši v vzhodni coni rudišča in se je izklinjal v srednji coni (sl. 47 d). Velikost tega bloka se dá približno rekonstruirati iz prečnih presekov 2 do 10. Analogno kot ob veharškem prelomu se je tudi tu ohranil le manjši del triadnega stika ob urbanovec-zovčanovem prelomu, ki se v srednji coni rudišča naslanja na narivno ploskev tičenske notranje narivne grude in se od nje odcepi šele pri Urbanovcu in na Kališču.

Staroterciarni fazi vodoravne razdelitve rudišča je sledila neotektonska faza vertikalnega prelamljanja (sl. 47 e). Najprej sta se ob idrijskem prelomu ločila idrijski in ljubevški del rudišča, nato pa se je ob zalinem in lazarjevem prelomu dvignila zahodna cona rudišča. Prvotno enotno območje orudenih kamenin je bilo tako razkosano na pet blokov, omejenih s staroterciarnimi in strmimi neotektonskimi prelomi. Nekateri od teh so se ohranili, drugi pa so bili dvignjeni nad erozijski nivo in odneseni. Prostorske in kakovostne odnose med bloki je mogoče videti na sl. 48.

Idrijski del rudišča (a) je ohranjen skoraj v celoti. Erodiran je le zgornji del jugovzhodnega območja v Likarici ter ob srednjem in spodnjem toku Ljubevčnice tik pod narivno ploskvijo tičenske notranje narivne grude. Erodirane je bilo le okoli 10 % prvotne prostornine bloka.

Južno območje tektonskega jarka (b), ki je zaostalo v času nastajanja kanomeljske vmesne luske, je verjetno ohranjeno v celoti, vendar je prekrito s skladi tičenske notranje narivne grude, nahaja pa se po vsej verjetnosti NNE od ljubevškega dela rudišča. Razdaljo in globino bi bilo mogoče določiti po natančni strukturni obdelavi. Obstoj tega strukturnega bloka posredno dokazuje zgradba kanomeljske vmesne luske pod ljubevškim delom rudišča, kjer nastopajo tektonski odstružki orudenih karbonskih in zgornjepermskih plasti (preseka 8 in 9).

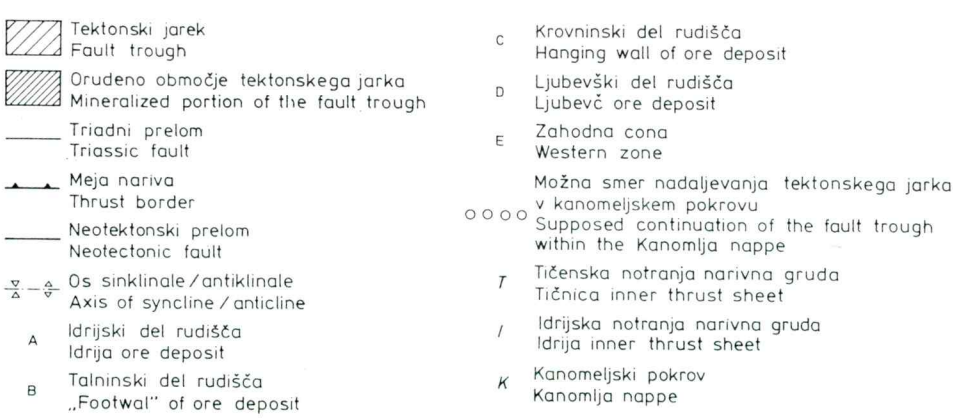
Območje severnega tektonskega praga (c), ki je bilo porinjeno proti SSW skupaj s tičensko notranjo narivno grudo in nato dvignjeno ob zalinem prelomu nad erozijski nivo, je bilo v celoti odneseno.

Ljubevški del rudišča (d) je ohranjen v celoti.

Zahodna cona rudišča (e) je bila skoraj v celoti dvignjena ob lazarjevem in zalinem prelomu nad erozijski nivo; zato je skoraj povsem erodirana, le v jami se je ohranil njen neznaten del.

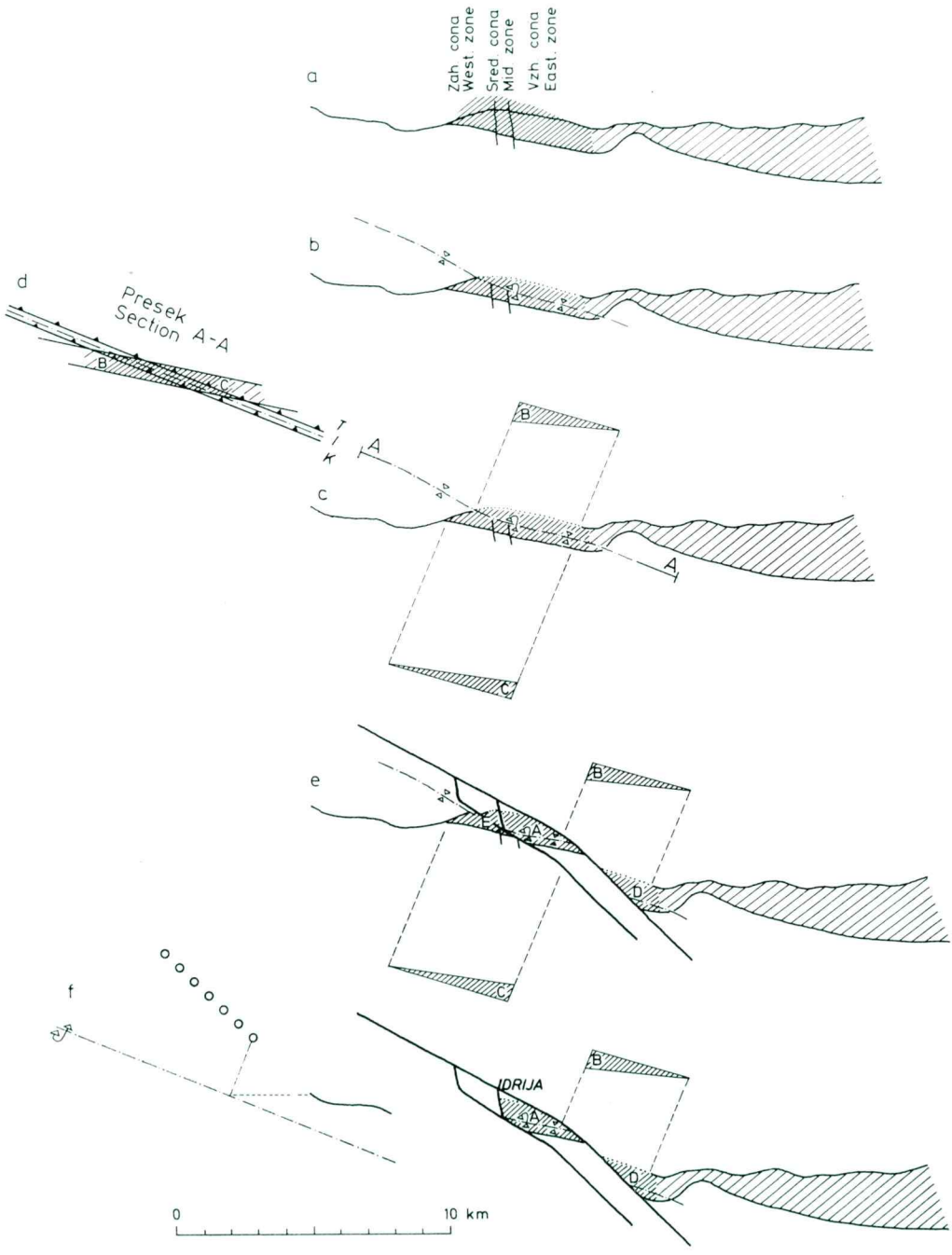
Omenjeni bloki so v prvem stolpcu na sl. 48 razvrščeni po prostornini, ki so jo imeli pred erozijo. Ljubevški del rudišča je obsegal 35 % prvotne orudene prostornine, idrijski pa 30 %, zahodna cona 20 %, talninski del rudišča 10 % in krovninski del 5 %.

Idrijski del rudišča je vsekakor najpomembnejši po kakovosti rude in količini živega srebra, saj je dal do konca leta 1973 okoli 105 000 ton Hg, oziroma ob začasnem prenehanju obratovanja meseca maja 1977 okoli 107 000 ton Hg. Glede na povprečne izgube, ki so po I. M l a k a r j u (1974) znašale okoli 27 %, je dal idrijski del rudišča doslej 145 000 ton Hg. Nakopana ruda je prva leta



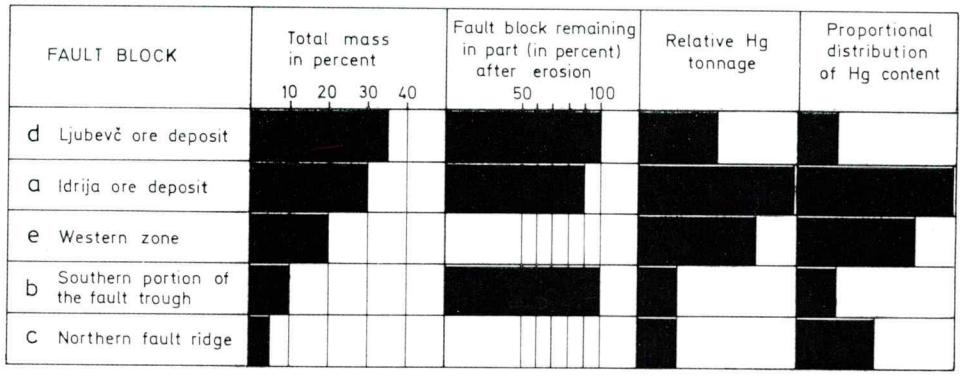
Legenda k sl. 47

Explanation of fig. 47



Sl. 47. Perspektivnost idrijskega orudenega območja z vidika tektonskega razvoja

Fig. 47. Proper evaluation of ore occurrences within the Idrija district from the view point of structural evolution



Sl. 48. Odnosi med strukturnimi bloki idrijskega rudišča

Fig. 48. Interrelations of the structural blocks of the Idrija mercury deposit

obratovanja vsebovala povprečno 17 % Hg. Ta odstotek se je z leti zniževal; le izbrana bogata ruda (jeklenka) je vsebovala vedno do 60 % Hg, vendar je je bilo iz leta v leto manj.

V idrijskem delu rudišča se je odkopavala ruda v vseh kameninah od karbonskega skrilavca do langobardskih piroklastičnih kamenin. Povprečno največje količine bogate rude se nahajajo v langobardskih plasteh skonca, kjer je cinabarit singenetskega in epigenetskega izvora, visokoprocentna ruda epigenetskega izvora pa se nahaja tudi v langobardskem konglomeratu, na kontaktu med spodnjeskitskim meljevcem in spodnjeskitskim dolomitom, pod peščenoskrilavimi vložki v spodnjeskitskem dolomitu, v zgornjepermskem dolomitu ter v zgornjeskitskem in anizičnem dolomitu. Singenetska in epigenetska ruda nista nepravilno razporejeni v prostoru, temveč sta vezani na triadne tektonske dovodne poti, pri čemer je treba upoštevati, da je bilo nakopičenje singenetske rude odvisno tudi od razmer med sočasnim odlaganjem usedlin (L. Placer in J. Čar, 1977).

Erodirana zahodna cona rudišča je po vsej verjetnosti vsebovala, za idrijskim delom rudišča, največ živega srebra, ki je bilo nakopičeno v visokoodstotni rudi v langobardskih in karbonskih kameninah severnega praga. Poleg tega je nastopala v njej tudi nižjeodstotna ruda v skitskih plasteh. Kakovost rude v tem bloku se dá sorazmerno dobro oceniti, saj je v idrijskem delu rudišča ohranjen manjši del zahodne cone.

Po kakovosti rude je zahodni coni sledil erodirani krovninski del rudišča, ki je bil zgrajen iz karbonskih kamenin severnega praga in langobardskih, anizičnih, skitskih, permskih in karbonskih plasti tektonskega jarka. V tem delu rudišča je bilo največ rude v langobardskih in karbonskih plasteh severnega praga, ki predstavljajo nadaljevanje enakih plasti pod Prontom in Smukovim gričem. Zaradi oddaljenosti od najpomembnejših dovodnic, kot sta bila urbanovec-zovčanov in auerspergov prelom, je bila kakovost rude verjetno slabša od danes ohranjene, povsem mogoče pa je, da je bila enakovredna.

Ljubevško rudišče in po vsej verjetnosti ohranjeni talninski del rudišča vsebujeta rudo enake kvalitete. V obeh blokih ni langobardskih plasti, kjer je lahko pričakovati bogatejšo singetsko rudo, temveč nastopajo le skitske in starejše kamenine z epigenetsko rudo okoli triadnih prelomov in pod ekranskimi strukturami. Zaradi razlike v velikosti blokov je količina rude v ljubevškem delu rudišča bistveno večja.

Zadnja dva stolpca na sl. 48 podajata le relativna razmerja o količini Hg in kakovosti rude v posameznih strukturnih blokih. Idrijsko rudišče kot celota je ob svojem nastanku vsebovalo okoli 250 000 do 300 000 ton živega srebra, kar ga uvršča na drugo mesto po nakopičenju te prvine na enem mestu, takoj za Almadenom. Vsebnost živega srebra v rudiščih po svetu na splošno upada. Zato bo idrijsko rudišče skupaj z ljubevškim zanimivo za odkopavanje v času velike uporabe živega srebra, v obdobju pomanjkanja surovine pa bo ekonomsko upravičeno tudi iskanje talninskega dela rudišča.

Ugodno strukturo zunaj idrijskega rudišča tvori v bližnji okolici le idrijski srednjetriadni tektonski jarek, kjer nastopajo območja z višjim odstotkom živega srebra, in cinabaritna ruda v Kurji vasi, ki jo je z geokemičnimi metodami odkril B. Berce leta 1961. Dalje proti vzhodu se jarek polagoma širi in plitvi, tako da s strukturnega vidika ni mogoče pričakovati večjih orudenih območij. Nad poljansko-blegoškimi nizi je povsem odnesen, kot tudi vzhodno od tod nad ljubljansko kotlino.

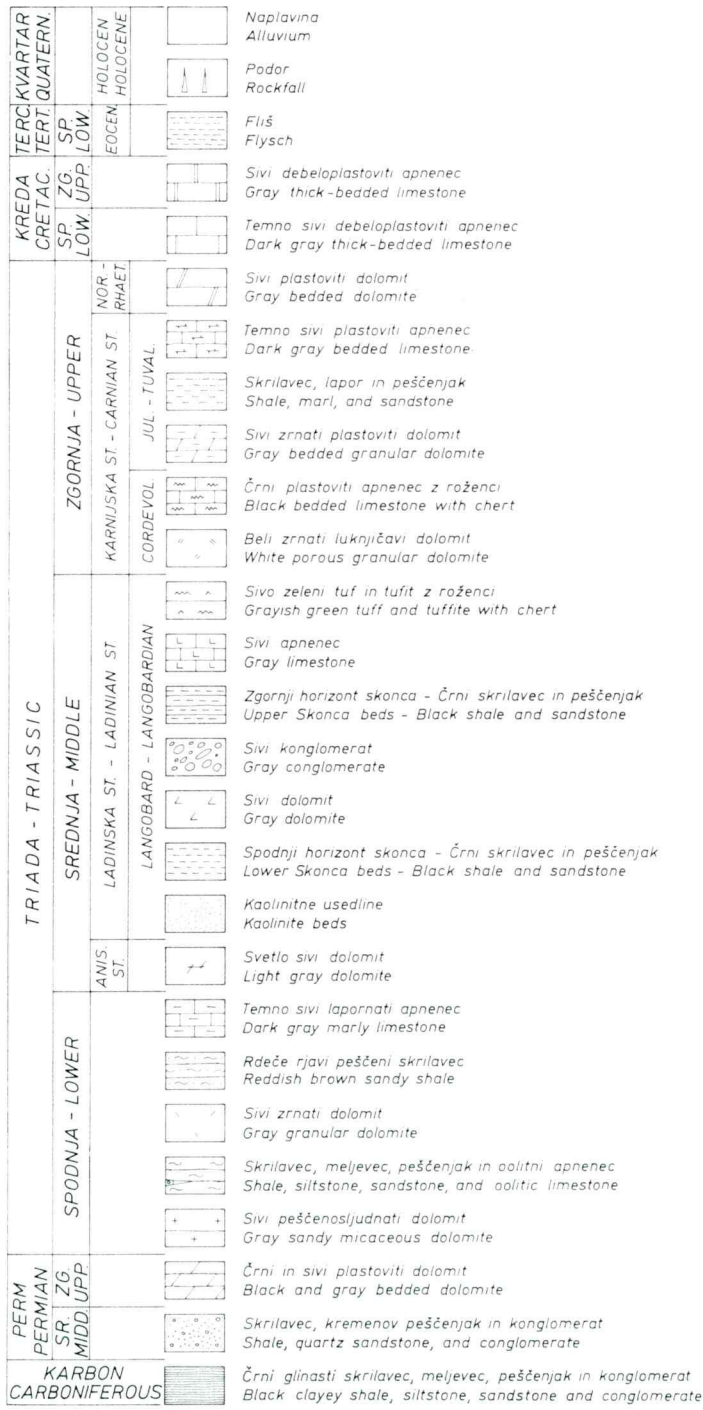
Zahodno od Idrije se tektonski jarek izklinja, nadaljuje pa se urbanovec-zovčanov prelom, ki ga je mogoče slediti do Bošteta na Vojskarski planoti. Srednjetriadne plasti idrijske notranje narivne grude, v kateri se tektonski jarek nahaja, se zahodno in jugozahodno od Bošteta prevesijo v poševno gubo, nakar so pretrgane ob spodnji meji trnovskega pokrova. Nadaljujejo se v prekriti kanomeljski vmesni luski, ki ima obrnjeno lego. Strukturo, ki bi bila podobna tektonskemu jarku, bi bilo treba torej iskati v kanomeljski vmesni luski v smeri, kot je nakazana na sl. 47 f.

Nerešena vprašanja

V tej razpravi so predstavljeni le regionalni in lokalni vidiki tektonskega razvoja idrijskega rudišča, niso pa obdelani strukturni elementi desetmetrskega in manjšega območja, ker predstavlja mikroanaliza naslednjo stopnjo strukturnih raziskav. V tektonsko tako zamotanem območju, kot je idrijsko ozemlje, in po vsej verjetnosti tudi širši slovenski alpsko-dinarski prostor, je vsaka razlaga podatkov, dobljenih pri mikrostrukturni analizi, nesmotrna, če ni poznana glavna tektonska zgradba z jasno določenim zaporedjem in naravo deformacij. V idrijskem rudišču in okolici je potrebno obdelati še:

1. razne vrste skrilavosti v kompetentnih in nekompetentnih kameninah, vezane na posamezne tektonske faze, oziroma na vrsto deformacij;
2. petrografske spremembe v obprelomnih conah in v območju gubanja;
3. nastanek in razširjenost usločenih in različno usmerjenih razpok (P. Bankwitz, 1965, 1966).

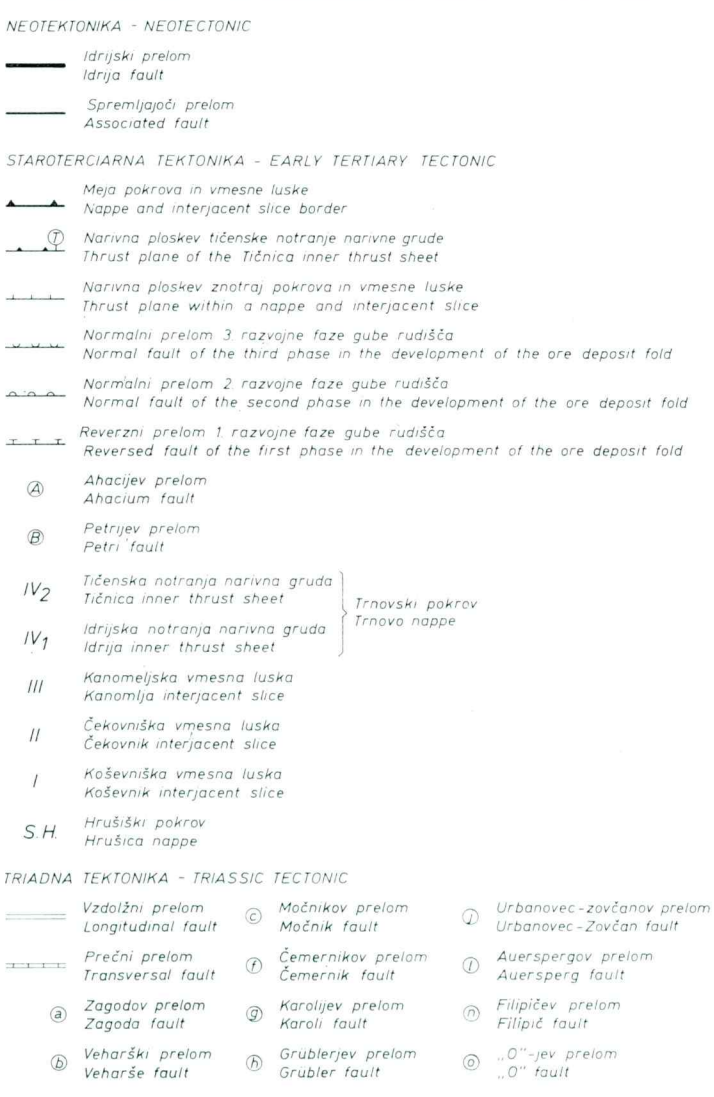
S širšega vidika je treba preučiti vprašanje razmerja med staroterciarno narivno tektonsko fazo in neotektonsko fazo.


KVARTAR QUATERN.
TERC. TERT.
KREDA CRETAC.
PERM PERMIAN
KARBON CARBONIFEROUS
HOLOCEN HOLOCENE
SP. LOW.
ZG. UPP.
SR. MIDD.
ZG. UPP.
SP. LOW.
EOCEN
TRIADA - TRIASSIC
SREDNJA - MIDDLE
SPODNJA - LOWER
ZGORNJA - UPPER
ANIS. ST.
LADINSKA ST. - LADINIAN ST.
LANGOBARD - LANGOBARDIAN
KARNIJSKA ST. - CARNIAN ST.
CORDEVOL
JUL - TUVAL
NOR - RHAET
Naplavina
Alluvium
Podor
Rockfall
Fliš
Flysch
Sivi debeloplastoviti apnenec
Gray thick-bedded limestone
Temno sivi debeloplastoviti apnenec
Dark gray thick-bedded limestone
Sivi plastoviti dolomit
Gray bedded dolomite
Temno sivi plastoviti apnenec
Dark gray bedded limestone
Skrilavec, lapor in peščenjak
Shale, marl, and sandstone
Sivi zrnati plastoviti dolomit
Gray bedded granular dolomite
Črni plastoviti apnenec z roženci
Black bedded limestone with chert
Beli zrnati luknjičavi dolomit
White porous granular dolomite
Sivo zeleni tuf in tufit z roženci
Grayish green tuff and tuffite with chert
Sivi apnenec
Gray limestone
Zgornji horizont skonca - Črni skrilavec in peščenjak
Upper Skonca beds - Black shale and sandstone
Sivi konglomerat
Gray conglomerate
Sivi dolomit
Gray dolomite
Spodnji horizont skonca - Črni skrilavec in peščenjak
Lower Skonca beds - Black shale and sandstone
Kaolinitne usedline
Kaolinite beds
Svetlo sivi dolomit
Light gray dolomite
Temno sivi lapornati apnenec
Dark gray marly limestone
Rdeče rjavi peščeni skrilavec
Reddish brown sandy shale
Sivi zrnati dolomit
Gray granular dolomite
Skrilavec, meljevec, peščenjak in oolitni apnenec
Shale, siltstone, sandstone, and oolitic limestone
Sivi peščenosljudnati dolomit
Gray sandy micaceous dolomite
Črni in sivi plastoviti dolomit
Black and gray bedded dolomite
Skrilavec, kremenov peščenjak in konglomerat
Shale, quartz sandstone, and conglomerate
Črni glinasti skrilavec, meljevec, peščenjak in konglomerat
Black clayey shale, siltstone, sandstone and conglomerate

Sklep

V razvoju idrijskega rudišča razlikujemo naslednje stopnje od srednjetriadne periode do današnjih dni:

1. Rudišče je nastalo v idrijskem srednjetriadnem tektonskem jarku, ki se je razvil v apikalnem delu brahiantiklinale v smeri W-E. Antiklinalna zgradba se je izoblikovala zaradi intruzije lakolita neznane sestave. Ob tektonskem



Sl. 49. Legenda k sl. 22 in 34 do 46. (Nadaljevanje str. 92)

Fig. 49. Explanation of figs. 22 and 34 to 46. (Continued on page 92)

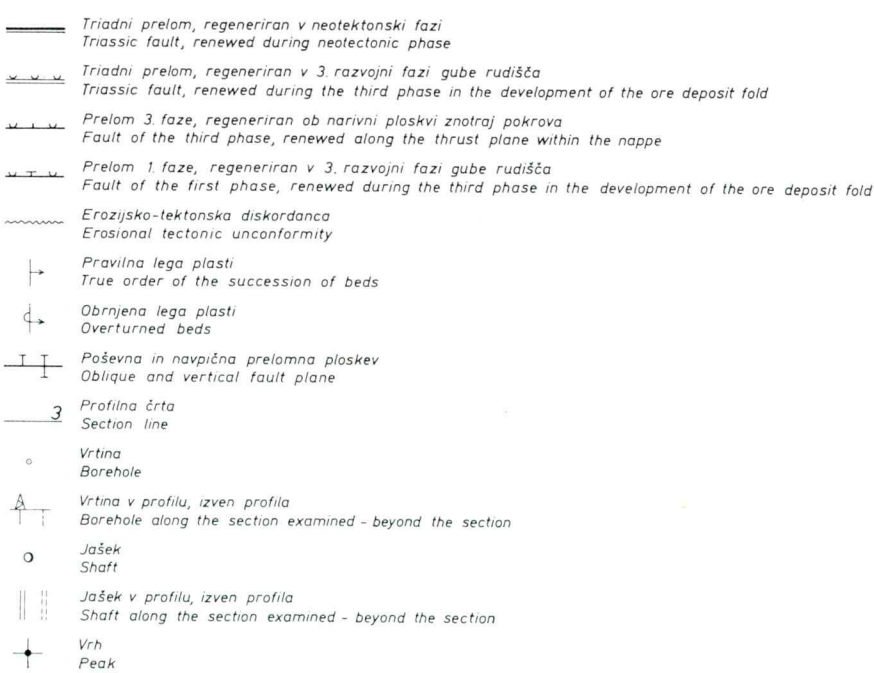
jarku so se raztezali severni in južni prag ter severni in južni sedimentacijski prostor. Z mehanskega vidika je v tej zgradbi izstopal širok severni prag iz nekompetentnih karbonskih kamenin, vsajen v kompetentne kamenine.

2. V staroterciarni narivni zgradbi idrijskega rudišča se odražajo širši in krajevni vplivi narivanja ter triadne zgradbe. Narivanje je potekalo poševno na os tektonskega jarka. Ob novonastali narivni ploskvi tičenske notranje narivne grude so se plasti severnega in južnega sedimentacijskega prostora sorazmerno kmalu pretrgale, medtem ko so se skladi zahodnega dela tektonskega jarka in severnega praga najprej nagubali in šele nato prelomili. Na območju rudišča je tako nastala v vzdolžni smeri omejena in v srednjem delu prevrnjena sinklinala, ki se je najprej nagubala po pokončni osi, nato pa zasukala za približno 50° proti SSW. Zaradi nadaljnjega narivanja so se plasti na dnu gube ukrivile proti NNE; zato imajo v ljubevškem rudišču obrnjeno lego.

3. Narivna tektonika je prvotno enotno orudeno območje razdelila v vodoravni smeri na tri strukturne bloke. V talnini se je odtrgal in zaostal južni del srednjetriadnega tektonskega jarka, tj. talninski del rudišča, v smeri narivanja pa se je ob narivni ploskvi tičenske notranje narivne grude odtrgal južni del severnega praga, tj. krovninski del rudišča.

4. Neotektonski prelomi so na ožjem idrijskem območju v zvezi z nastankom idrijskega preloma. Zalin, poljančev, smukov, inzaghijev in drugi prelomi so nastali pozneje zaradi grbine v prelomni ploskvi idrijskega preloma; zato

---



ležijo v prelomni coni idrijskega preloma. Premikanje blokov med temi prelomi je bilo odvisno od lege prelomnih ploskev in od smeri premikanja prelomnih kril idrijskega preloma.

5. Strmi neotektonski prelomi so narivno zgradbo rudišča razkosali na več blokov, in sicer tako, da je največji in najbogatejši del orudenega bloka razpadel ob idrijskem prelomu na idrijski in ljubevški del rudišča ter na blok, dvignjen ob lazarjevem in zalinem prelomu (zahodna cona rudišča).

6. Študij tektonskega razvoja idrijskega rudišča je omogočil celovito oceno ekonomske vrednosti idrijskega orudenega območja. Glede na velikost in sestavo posameznih orudenih strukturnih blokov je idrijsko rudišče ob nastanku vsebovalo okoli 250 000 do 300 000 ton živega srebra, kar ga uvršča na drugo mesto po nakopičenju te prvine na enem mestu, takoj za Almadenom. Danes so ohranjeni idrijski, ljubevški in verjetno tudi talninski del rudišča, medtem ko sta krovninski del in zahodna cona rudišča erodirana.

Literatura

Bankwitz, P. 1965, Über Klüfte, I. Beobachtungen im Thüringischen Schiefergebirge. Geologie *14*/3, 241—253, Berlin.

Bankwitz, P. 1966, Über Klüfte, II. Die Bildung der Kluftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen. Geologie *15*/8, 896—941, Berlin.

Berce, B. 1960, Method and Results of Geochemical Investigation of Mercury. Int. Geol. Congr., XXI Session, 65—74, Copenhagen.

Berce, B. 1962, The Problem on Structure and Origin of the Hg Ore-Deposit Idrija. Rend. Soc. Min. Ital. *XVIII*, 7—20, Pavia.

Berce, B. 1963, Die mitteltriadische (vorladinische) Orogenese in Slowenien. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 3, 141—151, Stuttgart.

Buser, S. 1968, Osnovna geološka karta SFRJ, list Gorica, 1 : 100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S., Grad, K. & Pleničar, M. 1967, Osnovna geološka karta SFRJ, list Postojna, 1 : 100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Colbertaldo, D. 1955, Osservazioni microscopiche sugli specchi di faglia. Rend. Soc. Min. Ital. *XI*, 2—4, Pavia.

Čadež, F. 1980, Najmlajše diskordantne sedimentne kamenine na karbonskih plasteh v Idriji. Geologija *23*/2, 163—172, Ljubljana.

Gladkov, V. G. 1967, O strukturnyh formah projavlenija razryvnyh narušenij. Dokl. Akad. nauk SSSR, 172, 5, Moskva.

Grad, K. & Ferjančič, L. 1974. Osnovna geološka karta SFRJ, list Kranj, 1 : 100 000. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Koide, H. & Bhattacharji, S. 1977, Geometric patterns of active strike-slip faults and their significance as indicators for areas of energy release. V knjigi Energetics of geological processes, 46—66, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Kossmat, F. 1911, Geologie des idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. geol. R.-A. *LXI*, 2, 339—383, Wien.

Kropač, J. 1912, Über die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idria. Berg-Hm. Jb. *LXX*, 2, 3—52, Wien.

Kušnarev, I. P. 1960, Opredelenie napravlenij i amplitud peremeščenij po razryvam. Osnovnye voprosy i metody izučenija struktur rudnyh polej i mestoroždenij, 171—239, A. N. SSSR, Gosgeoltehizdat, Moskva.

Leonov, M. G. 1970, Harakter razryvnyh narušenij v zonah nadvigov. Geotektonika 1, 82—89, Moskva.

Limanowski, M. 1910, Wielkie przemieszczenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postojny. Roz. Wydz. mat.-przyr. Akad. Um., Serye III, 10, 109—171, Krakow.

Lipold, M. V. 1857, Bericht über die geologischen Aufnahmen in Ober-Krain im Jahre 1856. Jb. geol. R.-A. *VIII*, 205—234, Wien.

Lipold, M. V. 1874, Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Idria in Krain. Jb. geol. R.-A. *XXIV*, 425—456, Wien.

Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik 1, 19—25, Ljubljana.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija *10*, 87—126, Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija *12*, 5—72, Ljubljana.

Mlakar, I. 1974, Osnovni parametri proizvodnje rudnika Idrija skozi stoletja do danes. Idrijski razgledi *XIX*, 3—4, 1—40, Idrija.

Mlakar, I. & Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija *14*, 67—126, Ljubljana.

Nevskij, V. A. 1967, O vnutrennem stroenii razlomov. Geotektonika 1, 83—95, Moskva.

Pilz, A. 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse, Glückauf *44*, 1057—1071; Glückauf *45*, 1081—1091; Glückauf *46*, 1105—1115, Wien.

Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija *16*, 317—334, Ljubljana.

Placer, L. 1976, Strukturna kontrola epigenetskih rudnih teles v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik 1, 3—30, Ljubljana.

Placer, L. 1980, Tektonski razvoj idrijskega rudišča. Disertacija, Univerza Edvarda Kardelja, Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo, Ljubljana.

Placer, L. 1981, Geološka zgradba jugozahodne Slovenije. Geologija *24*/1, 27—60, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1974, Problem podzemeljske razvodnice Trnovskega gozda, Križne gore in Črnovrške planote. Acta carsologica *VI*, 79—93, Ljubljana.

Placer, L. & Čar J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija *18*, 197—209, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. Geologija *20*, 141—166, Ljubljana.

Premru, U. 1980, Geološka zgradba osrednje Slovenije. Geologija *23*/2, 327—378, Ljubljana.

Ramsay, J. G. 1967, Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill Book Company, New York, San Francisco, St. Louis, Toronto, London, Sydney.

Romagnoli, P. L. 1966, Contributo alla conoscenza del giacimento die Raibl. Atti del Symposyum internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi 1, 135—147, Trento.

Šafranovskij, I. I. & Plotnikov, L. M. L. 1975, Simetrija v geologii. Nedra, Leningrad.

Šatagin, N. N. 1970, Novye dannye o geologičeskoj strukture Korbalihinskogo polimetalličeskogo mestorožđenija na Rudnom Altae. Vest. Moskov. univ. 1, 45—49, Moskva.

Zeller, M. 1970, Tektonik, Gebirgschläge und Vererzung im Blei-Zinkbergbau Raibl (Cave del Predil), Italien. Disertacija, Berlin.